

杨新林,孙建华,鲁蓉,等,2017. 华南雷暴大风天气的环境条件分布特征[J]. 气象,43(7):769-780.

## 华南雷暴大风天气的环境条件分布特征<sup>\*</sup>

杨新林<sup>1,2</sup> 孙建华<sup>1,2</sup> 鲁蓉<sup>1,2</sup> 张弦<sup>3</sup>

1 中国科学院大气物理研究所云降水物理与强风暴实验室,北京 100029

2 中国科学院大学,北京 100049

3 94452 部队,河南鲁山 467300

**提 要:** 利用中国气象局提供的观测资料研究了 2010—2014 年华南雷暴大风和普通雷暴的空间分布特征,并将华南春夏两季雷暴大风和普通雷暴的大尺度环境条件进行对比。结果表明:研究的华南区域 08—20 时(北京时)夏季雷暴大风略多于春季,而普通雷暴夏季样本数约为春季的 3.6 倍,雷暴大风主要发生在粤西到珠江三角洲地区。相比于普通雷暴,雷暴大风天气发生的环境条件具有更强的条件性不稳定,斜压性和动力强迫更强。春季雷暴大风发生时环境中的大气可降水量和中高层湿度均比普通雷暴更大,而夏季反之。华南春季雷暴动力条件明显优于夏季,而夏季热力强迫的作用大于春季。

**关键词:** 中尺度对流系统,雷暴大风,环境条件,雷暴

中图分类号: P445

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2017.07.001

## Environmental Characteristics of Severe Convective Wind over South China

YANG Xinlin<sup>1,2</sup> SUN Jianhua<sup>1,2</sup> LU Rong<sup>1,2</sup> ZHANG Xian<sup>3</sup>

1 Key Laboratory of Cloud-Precipitation Physics and Severe Storms, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

2 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

3 People's Liberation Army of China Unit 94452, Lushan 467300

**Abstract:** The spatial distributions of severe convective wind (SCW) and nonsevere thunderstorms (NT) over South China, occurring between 08:00 BT and 20:00 BT during spring and summer in 2010—2014, were analyzed by using the observational data from China Meteorological Administration. And then, their environmental characteristics were compared between SCW and NT in spring and summer. It was found that SCW in summer is more frequently than that in spring and that NT in summer is about 3.6 times the counts of NT in spring. SCW events mainly concentrate in the western Guangdong to the Pearl River Delta Region. Compared to NT, SCW is generally associated with stronger baroclinity, instability and stronger dynamic forcing. The precipitable water and averaged relative humidity between 700—500 hPa of SCW tend to be higher than those of NT in spring, while the opposite is the case for the pattern in summer. In conclusion, it is obvious that the dynamic forcing for SCW in spring is much better than these in summer, while the thermal condition is more significant in summer.

**Key words:** mesoscale convective system (MCS), severe convective wind, convective environmental condition, thunderstorm

<sup>\*</sup> 公益性行业(气象)科研专项(GYHY201406002)和国家自然科学基金项目(41675045)共同资助

2017 年 4 月 17 日收稿; 2017 年 6 月 12 日收修定稿

第一作者:杨新林,主要从事中尺度气象学研究. Email: yxl3520@qq.com

通信作者:孙建华,主要从事中尺度气象学研究. Email: sjh@mail.iap.ac.cn

## 引 言

中国气象局将雷暴大风定义为伴随强对流且风速 $\geq 17 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (或者 8 级)的大风事件。雷暴大风是一种强对流天气,主要是由降水拖带和蒸发冷却产生的负浮力作用或者高空动量下传而形成的下沉气流(Doswell, 1982; Johns and Doswell, 1992; Geerts, 2001),常造成重大生命和财产损失。强对流天气发生的三个基本条件包括中低层水汽、大气层结不稳定和抬升条件(Doswell, 1987)。雷暴大风往往是由中小尺度对流系统触发,具有较强局地性。因此这类天气的预报难度大,气象业务预报准确率仍然很低(何立富等, 2011; 唐文苑等, 2017)。所以,对雷暴大风产生的环境条件和形成机理进行研究非常重要。

国内外对雷暴大风已经有较多研究,对雷暴大风形成机理的认识也有所提高。目前认为引发雷暴大风的对流系统的组织类型主要有:飚线(Bluestein and Jain, 1985; Smull and Houze, 1985; Parker and Johnson, 2000)、弓形回波(Fujita, 1978; Przybylinski, 1995; Weisman, 2001; Klimowski et al, 2003)、超级单体(Moller et al, 1994)。雷暴大风发生时大气层结的不稳定更强,中低层水汽和动力辐合也偏强,局地雷暴大风多和地形作用有关(钟利华等, 2011)。区域性雷暴大风多发生在槽后(方翀等, 2014),山东内陆地区春秋雷暴大风动力因素起主导作用,而夏季雷暴大风热力因素起主导作用(杨晓霞等, 2002; 2014)。国内对雷暴大风的雷达回波、云型及闪电特征都有一定研究(俞小鼎等, 2006; 方翀等, 2014; Yang and Sun, 2014)。

大尺度环境为强对流提供热力和动力条件,中尺度过程主要是提供对流触发所需的抬升条件(Doswell, 1987)。同时大尺度环境要素配置制约着中尺度系统演变过程,强对流天气类型受大尺度天气环流背景影响(郑永光等, 2007; Brooks et al, 2007)。国内外把强天气的预报分为潜势预报和临近预报,其中潜势预报主要是大尺度和中尺度环境条件分析。预报员通常基于《中尺度天气分析技术规范》,应用强对流天气分析技术,根据个人经验结合天气型及环境物理参数进行强对流短期预报(谌志刚等, 2011; 张涛等, 2013)。因此,分析雷暴大风发生的大气环境条件有助于了解发生雷暴大风的环

境特征,提高潜势预报的准确率。

华南是雷暴和雷暴大风的多发区(Yang et al, 2015; 2017),研究华南雷暴大风发生的有利大尺度条件,可以为这类天气的潜势预报提供一定的参考。因为不同类型强对流天气的物理量特征有一些差异(Kuchera and Parker, 2006; Schneider and Dean, 2008; Cohen et al, 2007; 雷蕾等, 2011)。本研究把未伴随雷暴大风或冰雹的雷暴称为普通雷暴。那么雷暴大风和普通雷暴环境是否存在差异?本研究主要对比分析了华南雷暴大风和普通雷暴的热力、水汽和动力条件,揭示华南雷暴大风和普通雷暴发生环境条件差异,为华南预报雷暴大风潜势预报提供一定的参考。

## 1 资料和方法

本文所使用的资料包括中国气象局提供的经过质量控制的地面 1 小时观测资料、重要天气报和地闪资料。重要天气报每 3 小时一次报文,包含重要天气的站点、地理位置、时间、天气现象等信息。地闪资料由 ADTD 闪电定位系统监测得到,我国的 ADTD 闪电定位系统包含 357 个闪电定位仪(Yang et al, 2015),探测效率 80%~90%,探测范围 0~600 km。此外,还采用了 NCEP FNL(National Center for Environmental Prediction, global final analysis)全球  $1^\circ \times 1^\circ$  分析资料(时间分辨率为 6 h)。

雷暴大风和普通雷暴样本都来源于 2010—2014 年重要天气报。Yang et al(2017)的结果表明华南为雷暴大风的多发区(图 1),在图 1 基础上确定雷暴大风的高发区( $20^\circ \sim 25^\circ \text{N}$ 、 $110^\circ \sim 117^\circ \text{E}$ )为本文研究区域,且因华南雷暴大风的发生具有明显季节变化和日变化,因此只研究雷暴大风发生较集中的时间段,即提取 2010—2014 年春季北京时 08:00—20:00 时的雷暴大风样本。雷暴大风挑选过程是按照 Yang et al(2017)的方法,利用地闪对  $\geq 17 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  大风事件进行质量控制,使得筛选的雷暴大风伴随有较强的对流发生,剔除了受地形影响而未伴随强对流的大风事件,其中强对流指事件周围的地闪活动强于气候背景。为了避免雷暴大风和普通雷暴两组样本在同一天出现,则删除研究区域雷暴大风日或冰雹日所有的普通雷暴样本。因为发生普通雷暴的站点明显多于发生雷暴大风的站点。为了减少两组样本站点的地理位置差异,最后只保

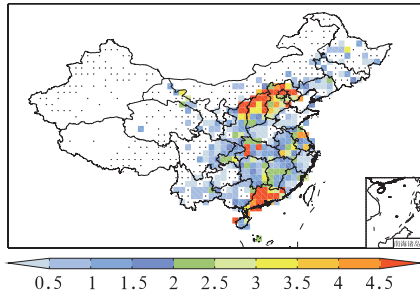


图 1 2010—2014 年我国雷暴大风的分布  
(黑色圆点为没有发生雷暴大风的站点)  
Fig. 1 Spatial distribution of severe convective wind (SCW) during 2010—2014 over China  
(The black dots represent stations without SCW events)

留雷暴大风站点上的普通雷暴样本。

计算物理量一般利用探空观测数据,而探空观测资料一天只有两次(北京时 08、20 时)且空间分辨率一般 200~300 km。由于早晨和中午的大气不稳定存在较大差异(梁爱民等,2006),并且雷暴大风多发生在午后和夜间,因此以上两个时次的观测探空不能很好地代表雷暴发生时的大尺度环境特征。而获取有代表性的大气环境是研究对流天气环境特征的关键,因此,需要采用更高分辨率的资料来计算环境参数。NCEP 再分析资料融合了大量的观测信息,其中高层风速和观测差异较小,但中低层温湿廓线与探空观测差异较大(王秀明等,2012),且再分析资料无法体现低层大气物理量的强垂直梯度(Brooks et al, 2003)。由于再分析资料构建探空和观测探空所得到的大多数环境物理量相当(Lee, 2002),因此,本文先用 NCEP 再分析资料和每小时

地面观测资料构建探空,再进行环境物理量的计算。

构建探空时间和空间选取标准如下。对于再分析资料,时间上选取样本发生前一个时刻的数据,再提取距样本最近一个格点的 100~1000 hPa 共 20 层的温湿及风场信息,删除低于站点海拔高度的层次。然后,利用地面 1 小时自动观测站的温度、气压和露点温度插值到样本发生的前一小时,再用插值后的数据修正探空,探空修正的算法依据 Johnson and Bresch(1991)提出的方法。如果样本发生前两小时地面观测数据有缺测,则删除此类样本。最后利用修正的探空数据来计算热力、动力和水汽等物理量。

## 2 华南雷暴大风和普通雷暴空间分布

华南地区处于东亚季风区,春季多受南海和孟加拉湾的暖湿气流与中纬度西风带系统影响;而夏季副热带高压北抬,华南地区上空盛行偏东风,低纬度系统影响较多(林良勋等,2006)。由于影响华南春、夏季对流天气系统的环流背景条件差异较大,所以把雷暴大风和普通雷暴样本再分为春夏两组。2010—2014 年研究区域春夏两季北京时 08:00—20:00 时段内共有 87 个站点发生雷暴大风,春夏两季雷暴大风样本数分别为 178 和 250 个,而普通雷暴分别为 2187 和 7836 个。夏季普通雷暴约为春季的 3.6 倍,而春、夏季雷暴大风样本数的差异却不是很大。

图 2 为雷暴大风和普通雷暴的空间分布,其中为了减少站点分布不均的影响,将普通雷暴进行标

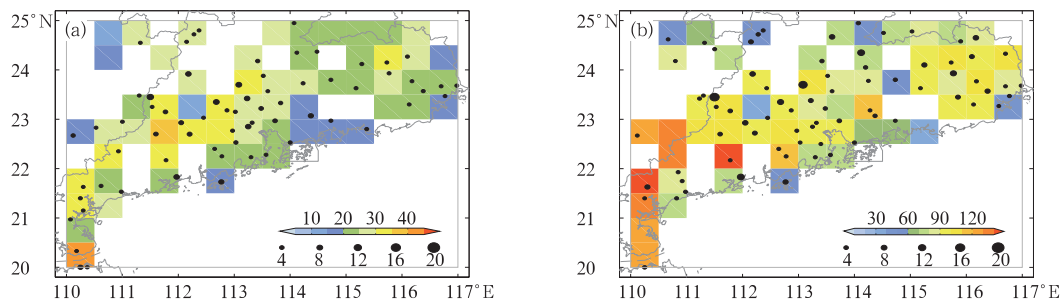


图 2 2010—2014 年研究区域雷暴大风和普通雷暴的空间分布  
(黑色圆点为雷暴大风,彩色色块为标准化后的普通雷暴的分布,圆点大小与雷暴大风频数成正比,单位:个)  
(a)春季(3—5月), (b)夏季(6—8月)

Fig. 2 Spatial distribution of SCW (black dots) and nonsevere thunderstorms (NT) experiencing a normalization (colored boxes) over South China (20°—25°N, 110°—117°E) from 08:00 BT to 20:00 BT during 2010—2014  
(a) spring, (b) summer  
(The dots were sized according to the counts of SCW, unit: time)

准化处理。标准化的过程:根据普通雷暴样本和观测站点的地理坐标,按照  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  空间分辨率进行格点化。然后把两者的格点化的结果相除。结果表明春、夏季普通雷暴均多发于雷州半岛—粤西地区,夏季梅州和潮汕地区为普通雷暴次发区;而雷暴大风发生高频区位于粤西到珠江三角洲地区。这里需要注意的是:这只是北京时 08—20 时的空间分布,而非整个时间段雷暴气候分布。另外,广东省有三个强降水中心,两个位于海岸线附近,另一个位于清远一带(Chen et al, 2013; Tian et al, 2015),与本文雷暴高发区域存在一定差异,由此可见华南地区不同类型强对流天气的空间分布有明显的差异。导致这种现象的因素有很多,比如:大尺度环流、海陆风、地形作用等,而本研究着重探讨雷暴大风及普通雷暴的大尺度环境差异。

### 3 雷暴大风和普通雷暴发生环境条件分析

反映大气环境条件的物理量较多,本研究只挑选了对雷暴和雷暴大风有重要意义的物理量(表 1)来分析华南雷暴大风和普通雷暴的环境条件分布特征(Brooks et al, 2003; Cohen et al, 2007; Schneider and Dean, 2008; Hurlbut and Cohen, 2014; Tian et al, 2015)。

表 1 物理量列表

Table 1 List of physical parameters

物理量	符号/单位	部分参考文献说明
K 指数	$K/^\circ\text{C}$	
抬升指数	$LI/^\circ\text{C}$	
对流有效位能	$CAPE/\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$	Moncrieff and Miller (1976)
下沉对流有效位能	$DCAPE/\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$	Emanuel (1994)
地面到 925 hPa 假相当位温差	$\Delta\theta_{se}/\text{K}$	
700~500 hPa 温度递减率	$LR/^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$	
0~3 km 切变	$SHR_3/\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$	
0~6 km 切变	$SHR_6/\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$	
微下击暴流的经验指数(WINDEX)	$WI$	McCann (1994)
低层风暴相对螺旋度	$H/\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$	Davies-Jones et al (1990)
大气可降水量	$PWAT/\text{mm}$	
700~500 hPa 平均比湿	$q/\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$	

#### 3.1 热力条件分析

热力不稳定参数及触发条件对于雷暴预报非常重要。反映热力条件的物理参数有很多,本研究对比分析了以下的热力物理量(表 1):K 指数、抬升指数(LI)、对流有效位能(CAPE)、下沉对流有效位能(DCAPE)、地面到 925 hPa 假相当位温差( $\Delta\theta_{se}$ )和 700~500 hPa 温度递减率(LR)。以上的物理量中,除了 LI 越小表示大气越不稳定,其他热力物理参数则是越大越不稳定。

图 3 盒须图中长方形的上下两端分别代表 75% ( $Q_3$ ) 及 25% ( $Q_1$ ) 分位,中间的圆点表示中值,上下两端虚线顶端极值分别为  $Q_3 + 1.5 \times (Q_3 - Q_1)$ 、 $Q_1 - 1.5 \times (Q_3 - Q_1)$ 。比较发现,雷暴大风比普通雷暴的热力物理量总体偏向不稳定一侧(图 3),说明雷暴大风发生在更不稳定的环境中,但不同热力物理量区分雷暴大风和普通雷暴差异程度有所不同。K 指数一定程度上可区别雷暴大风和普通雷暴(图 3a),而春夏两季雷暴大风 K 指数分布差异较小,两者 5% 分位数分别 33.5 和 34.2 $^\circ\text{C}$ (表 2),说明大气不稳定指数 K 小于 33.5 $^\circ\text{C}$  时发生雷暴大风的概率偏小;而春夏两季普通雷暴 K 指数 5% 分位分别为 29.7 和 32.2 $^\circ\text{C}$ ,表明华南在春夏两季 K 指数分别小于 29.7 和 32.2 $^\circ\text{C}$  时发生雷暴的可能性较小。夏季两组样本的 LI 指数 5% 分位分别为 -1.7 和 -0.8 $^\circ\text{C}$ ,表明夏季雷暴大风相对普通雷暴而言发生在更不稳定的条件下,然而春季少部分雷暴对应的大气相对较稳定(图 3b)。夏(春)季雷暴大风和普通雷暴 CAPE 中值分别为 2368.9(1712.1) 和 2000.5(855.5)  $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$ ,夏(春)季两组样本 5% 分位的 DCAPE 分别为 264.5(10.2) 和 196.5(22.6)  $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$ ,表明夏季雷暴大风和普通雷暴的 CAPE 和 DCAPE 都明显大于春季(图 3c, 3f),此外,夏季 DCAPE 区分两组样本的程度优于春季,而 CAPE 反之。费海燕等(2016)研究表明华南强雷暴大风( $>25 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ )CAPE 的中值约 2317.6  $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$  和本研究夏季雷暴大风的 CAPE 中位数相当。从 LR 和  $\Delta\theta_{se}$  分布(图 3d, 3e)来看,雷暴大风发生时中高层比普通雷暴更冷,而低层更暖湿,表明雷暴大风发生斜压性更强的大气环境中。中高层干冷空气的侵入有利于下沉气流加强,这也是雷暴大风形成的原因之一(Srivastava, 1985)。

另外从地域上来比较,北京地区雷暴大风

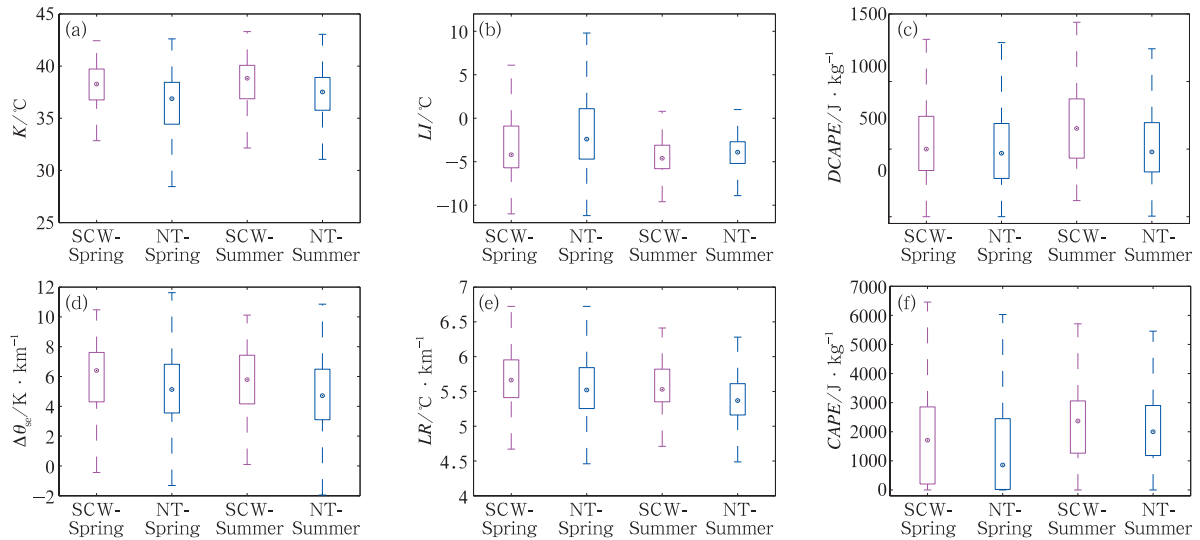


图 3 华南地区春季雷暴大风(SCW-Spring)、春季普通雷暴(NT-Spring)、夏季雷暴大风(SCW-Summer)和夏季普通雷暴(NT-Summer)的 K 指数(a)、LI(b)、DCAPE(c)、 $\Delta\theta_{se}$ (d)、LR(e)及 CAPE(f) 盒须图分布

Fig. 3 Box and whiskers graph of K index for SCW and NT over South China in spring and summer (a), (b-f) same as Fig. 3a, but for LI (b), DCAPE (c),  $\Delta\theta_{se}$ (d), LR (e) and CAPE (f), respectively [Boxes denote 25th ( $Q_1$ ) to 75th ( $Q_3$ ) percentiles, with a dot at the median value; the whiskers extend to the extremum of  $Q_1 - 1.5(Q_3 - Q_1)$  and  $Q_3 + 1.5(Q_3 - Q_1)$ ]

表 2 华南春、夏季雷暴大风和普通雷暴的热力参数分位值分布  
Table 2 The quantiles (5%, 25%, 50%, 75% and 95%) of thermal parameters for SCW and NT over South China during spring and summer

物理量	季节	天气类型	5%	25%	50%	75%	95%
CAPE /J · kg <sup>-1</sup>	春	SCW	0	204.5	1712.1	2854.4	4280.0
		NT	0	16.9	855.5	2450.3	4259.3
	夏	SCW	398.9	1263.4	2368.9	3059.7	4333.6
		NT	206.3	1183.0	2000.5	2900.8	4249.4
LI/C	春	SCW	-7.7	-5.7	-4.2	-0.9	4.8
		NT	-7.3	-4.7	-2.4	1.1	10.8
	夏	SCW	-7.5	-5.8	-4.6	-3.1	-1.7
		NT	-7.0	-5.2	-3.9	-2.7	-0.8
DCAPE /J · kg <sup>-1</sup>	春	SCW	10.2	341.6	499.5	742.5	989.8
		NT	22.6	278.3	467.5	688.0	991.9
	夏	SCW	264.5	433.1	653.5	871.3	1213.9
		NT	195.6	331.2	479.1	695.8	1084.5
$\Delta\theta_{se}$ /K	春	SCW	1.2	4.3	6.4	7.6	9.1
		NT	0.75	3.6	5.1	6.8	9.1
	夏	SCW	1.8	4.2	5.8	7.4	9.1
		NT	1.0	3.1	4.7	6.5	8.3
K/C	春	SCW	33.5	36.7	38.2	39.7	41.2
		NT	29.7	34.4	36.9	38.4	40.3
	夏	SCW	34.2	36.9	38.8	40.1	41.6
		NT	32.2	35.8	37.5	38.9	40.6
LR /C · km <sup>-1</sup>	春	SCW	5.1	5.4	5.7	6.0	6.3
		NT	4.9	5.3	5.5	5.8	6.4
	夏	SCW	5.0	5.4	5.5	5.8	6.3
		NT	4.9	5.2	5.4	5.6	6.0

CAPE、DCAPE 和 LI 平均值分别为  $1553.9 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ ,  $874.9 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ ,  $-4.6^\circ\text{C}$  (秦丽等, 2006); 而本研究中华南夏季雷暴大风 CAPE、DCAPE、LI 平均值分别为  $2280.7 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ ,  $678.7 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ ,  $-4.5^\circ\text{C}$ , 可见华南雷暴大风 CAPE 明显大于北京地区, 而 DCAPE 相对偏小。

图 4 为 CAPE 和 LI 组合图, 圆点的颜色代表散点的集中程度, 其中集中程度计算为: 在 CAPE 和 LI 的两个最值之间分为 20 等份, 再求出每个格点内的散点数, 最后把每个格点的散点数除以最大值。结果表明 CAPE 和 LI 散点组合为递减形态分布, 春季雷暴大风 CAPE 和 LI 组合集中区为 LI 在  $-5^\circ\text{C}$  左右, CAPE 大约在  $1500 \sim 2500 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$  (图 4a); 春季的普通雷暴 CAPE 和 LI 组合中心区为 LI 在  $-1^\circ\text{C}$  左右, CAPE 值大约  $500 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$  (图 4b)。春季雷暴大风和普通雷暴 CAPE 和 LI 的组合集中区域差异明显, 春季雷暴大风大多样本的  $\text{LI} < -3^\circ\text{C}$ , 同时大多普通雷暴样本的  $\text{LI} > -3^\circ\text{C}$ 。

夏季雷暴大风和普通雷暴的 CAPE 和 LI 组合中心区域的 CAPE 值分别约为  $2500$  和  $1800 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ , LI 值分别约为  $-6$  和  $-3^\circ\text{C}$  (图 4c, 4d)。夏季普通雷暴的热力条件明显强于春季普通雷暴, 而春夏两季的雷暴大风 CAPE 和 LI 组合的集中区域的差异较小。以上分析表明, 春季雷暴大风与普通雷暴的热力环境条件差异比夏季明显更明显, 雷暴大风发生的环境条件比普通雷暴更加不稳定。

### 3.2 动力条件分析

动力条件制约着对流的发展和演变, 影响对流的强度、生命史以及组织形态等, 而强雷暴相比于普通雷暴对动力条件(如垂直切变等)有更高的要求(俞小鼎等, 2006; 王秀明等, 2013)。基于此结论, 本研究选取的动力条件物理量包括(表 1):  $0 \sim 3 \text{ km}$  切变( $\text{SHR}_3$ ),  $0 \sim 6 \text{ km}$  切变( $\text{SHR}_6$ )、微下击暴流的经验指数 WINDEX (WI)、低层风暴相对螺旋度 ( $H$ )。McCann(1994)依据观测和数值模拟结果, 提

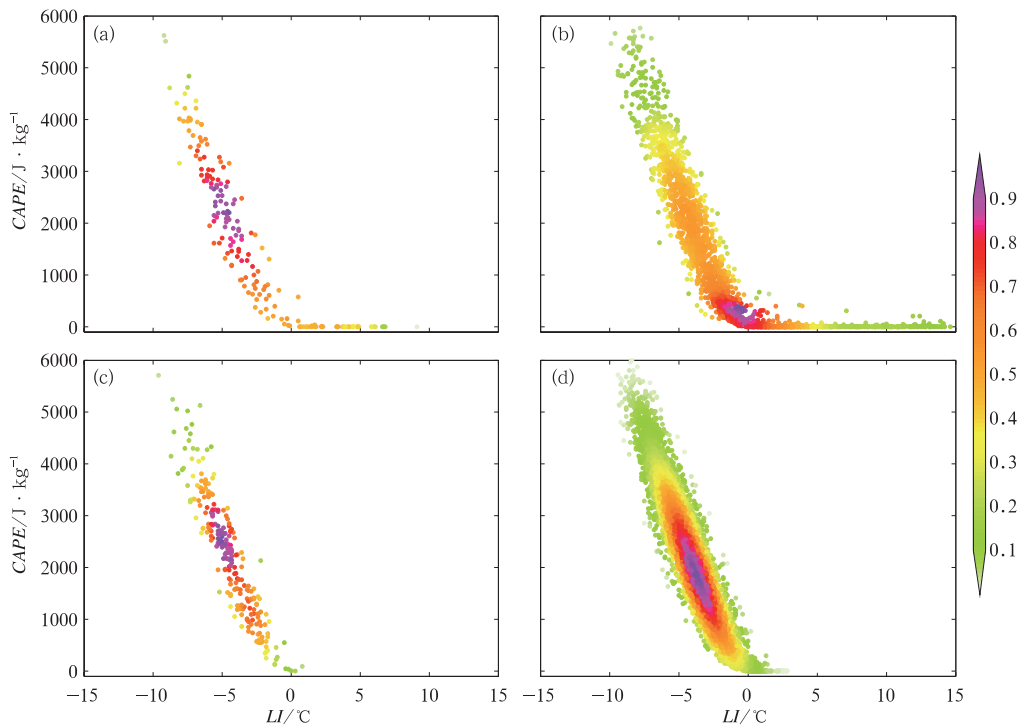


图 4 CAPE 和 LI 散点组合图

(圆点的颜色代表散点的集中程度)

(a) 春季雷暴大风, (b) 春季普通雷暴, (c) 夏季雷暴大风, (d) 夏季普通雷暴

Fig. 4 Scatters combining CAPE with LI for SCW event occurring in spring (a),

(b) same as Fig. 4a, but for SCW event occurring in summer,

(c, d) same as Figs. 4a, 4b, but for NT events

(The dots are colored as the degree concentration of scatters)

出了预报微下击暴流的经验指数 (WI),  $WI = 2.5 [H_m R_q (\Gamma^2 - 30 + Q_1 - 2Q_m)]^{0.5}$ , 式中,  $H_m$  为融化层的高度,  $Q_1$  是近地面 1 km 厚度内平均混合比,  $R_q$  是经验订正系数,  $R_q = Q_1/12$ , 且规定  $R_q \leq 1 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ ,  $\Gamma$  是地面至  $0^\circ\text{C}$  大气温度递减率,  $Q_m$  为融化层的水汽混合比。

在一定的条件下, 与环境切变相关的水平涡度能够通过上升运动和环境垂直切变的相互作用转换为垂直相对涡度, 从而增强对流系统的旋转。Woodall(1990)认为相对于风暴的螺旋度才是对流发展和维持的实际意义。Davies-Jones et al(1990)给出利用单站探空资料来计算低层风暴相对螺旋度公式:

$$H \equiv \int_0^h (\mathbf{V} - \mathbf{C}) \boldsymbol{\omega}_h dz$$

式中,  $\mathbf{V}$  为环境的水平风,  $\mathbf{C}$  为风暴水平移动速度,  $\boldsymbol{\omega}_h$  为水平涡度矢量,  $h$  为气层的厚度。因为对  $\mathbf{C}$  的估计方法不统一, Maddox (1976) 把平均风速的 75% 作为风暴移动速度大小, 其移动方向为平均风右侧的  $30^\circ$  方向, 这种方法对于北美的超级单体的应用效果较好。考虑到中国对流系统移动和尺度的差异, 对流系统移动和 850~300 hPa (或者对流层中层) 的平均风有关, 通常把  $\mathbf{C}$  的大小取为 850~300 hPa 平均风的大小, 方向为平均风向右偏  $40^\circ$  (章东华, 1993)。又因为本研究采用的是构建的探空资料, 所以为了统一标准, 取低层(地面至 850 hPa) 的相对螺旋度平均值。综上, 低层平均风暴相对螺旋度为:

$$H \equiv \frac{1}{N} \sum_{n=0}^{N-1} [(u_{n+1} - C_x)(v_n - C_y) - (u_n - C_x)(v_{n+1} - C_y)]$$

式中  $N$  为地面到 850 hPa 的层数。

华南春夏两季雷暴大风发生的环境动力条件总体比普通雷暴强(图 5)。春季雷暴的  $SHR_3$ 、 $SHR_6$ 、 $H$  明显大于夏季, 表明春季雷暴发生时的环境动力作用及组织性比夏季的更强。春季雷暴大风和普通雷暴低层 3 km 切变中值分别为  $12.9$  和  $11.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ , 而夏季两组样本的  $SHR_3$  的中值分别为  $8.3$  和  $6.4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ;  $SHR_6$  春季两组样本的 25% 分位分别为  $12.0$  和  $7.9 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ , 而夏季 75% 分位才达到  $8.3$  和  $7.8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  (表 3)。这两类参数对比充分说明夏季雷暴  $SHR_3$ 、 $SHR_6$  明显小于春季雷暴, 且夏季雷暴大风和普通雷暴的  $SHR_6$  差异相比于  $SHR_3$  要小(图 5a, 5b)。春夏两季雷暴大风 WI 指数分布(图 5c)整体也是大于普通雷暴 WI 指数, 春季雷暴大风和普通雷暴 WI 的中值分别为  $16.2$  和  $15.5$ , 而夏季对应的 WI 分别为  $24.4$  及  $21.7$ 。但和其他三个动力物理量不同的是, 夏季两类雷暴 WI 指数高于春季, 这是因为 WI 还包含边界层水汽及融化层等信息, 平均而言春季融化层的高度和水汽小于夏季, 故春季雷暴 WI 分布低于夏季。春、夏季两类雷暴的风暴相对螺旋度分布(图 5d)的差异与  $SHR_3$  和  $SHR_6$  相似。综上, 华南地区大气动力条件是影响对流强弱的一个重要因素, 尤其是在春季, 动力强迫比夏季强且更重要。

表 3 同表 2, 但为动力参数

Table 3 Same as Table 2, but for dynamic parameters

物理量	季节	天气类型	5%	25%	50%	75%	95%
$SHR_3$ / $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$	春	SCW	7.0	10.3	12.9	14.9	20.4
		NT	5.3	8.5	11.5	14.6	19.5
	夏	SCW	2.2	5.8	8.3	10.7	14.1
		NT	1.6	3.9	6.4	9.3	13.8
$SHR_6$ / $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$	春	SCW	5.3	12.0	15.1	19.5	27.7
		NT	2.8	7.9	13.5	19.3	29.0
	夏	SCW	1.5	4.5	7.0	8.3	13.3
		NT	1.6	3.7	5.7	7.8	12.1
WI	春	SCW	0	6.8	16.2	22.9	27.8
		NT	0	0	15.5	21.9	27.6
	夏	SCW	11.3	20.2	24.4	27.6	32.1
		NT	5.0	16.8	21.7	25.1	29.2
$H/\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$	春	SCW	4.7	14.5	24.1	37.5	66.2
		NT	1.9	8.9	17.9	31.4	57.5
	夏	SCW	-1.1	0.75	4.0	11.9	24.1
		NT	-1.4	0.6	3.5	9.8	26.2

雷暴的发生发展受动力和热力共同作用。那么如何结合动力和热力条件,区分雷暴大风和普通雷暴发生的环境条件呢? 动力因子地面—6 km 垂直切变和热力因子 CAPE 可区分强雷暴和非雷暴天气(Brooks, 2006)。美国大陆发生雷暴前一般混合层对流有效位能(MLCAPE)  $< 2000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ , 0~6 km 切变  $< 20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ; 而雷暴大风对应的 MLCAPE 和 0~6 km 切变组合, 高频中心位于 MLCAPE 约  $1200 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$  和  $\text{SHR}_6$  约  $15 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ , 另一个次高值区为低 MLCAPE ( $\leq 250 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ ) 和高切变 ( $\geq 20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ) 环境(Schneider and Dean, 2008)。由以上的动力条件分析可知, 研究区域夏季  $\text{SHR}_3$  相比于  $\text{SHR}_6$  更易区分雷暴大风和普通雷暴的环境(图 5a, 5b), 所以选用 CAPE 和  $\text{SHR}_3$  分别代表热力及动力条件进行组合分析。夏季雷暴大风 CAPE 和  $\text{SHR}_3$  组合区中心位于 CAPE  $2500 \sim 3000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$  和  $\text{SHR}_3$  约  $9 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (图 6c), 而普通雷暴中心位置在 CAPE 约  $2000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$  左右和  $\text{SHR}_3$  约  $4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (图 6d)。表明夏季雷暴大风比普通雷暴伴随更强的低层垂直切变及更大的 CAPE。因为夏季普通雷暴和雷暴大风的 CAPE 都普遍偏大, 且夏季雷暴大风  $\text{SHR}_3$  的差异明显大于 CAPE, 所以在夏季预报雷暴大风更需关注动力条件( $\text{SHR}_3$ ) 的强弱。春季雷暴大风 CAPE 和  $\text{SHR}_3$  组合图无明显中心区域(图 6a), 这可能与春季的雷暴大风样本量较少有关; 而春季普通雷暴中心位置在  $\text{SHR}_3$  位于  $13 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  左右, CAPE 约  $500 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ (图 6b)。和夏季普通雷暴的组合图比较(图 6d), 可知夏季普通雷暴的热力明显偏强, 这或许是夏季普通雷暴明显多于春季的原因。春季普通雷暴相比于夏季切变更强, 动力条件强于热力条件。综上, 在华南地区雷暴大风和普通雷暴在不同季节伴随的大尺度环境存在较明显的差异。在同一季节雷暴大风的动力和热力条件总体强于普通雷暴的条件。春季动力作用强于

夏季, 而夏季热力作用更强, 尤其是普通雷暴。

表 4 为美国雷暴大风和普通雷暴部分物理量四分位数(Rasmussen and Blanchard, 1998; Kuchera and Parker, 2006)。美国大陆雷暴多发于暖季, 与华南夏季对比, 华南地区的普通雷暴 0~6 km 垂直切变明显小于美国, 而 CAPE 明显偏大。与普通雷暴情况相似, 华南地区雷暴大风对应的  $\text{SHR}_6$  也远小于美国大陆, 而 CAPE 相当, 但美国大陆 3~5 km 大气温度递减率和 DCAPE 明显大于华南地区。由于美国大陆垂直风切变更强, 造成对流强度强且组织性更好, 比如, 多龙卷天气, 且大风风速也偏大(Doswell et al, 2005)。美国雷暴大风的阈值为 50 kt ( $25.7 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ), 而我国雷暴大风定义为  $> 17 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ , 风速  $> 24 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  的雷暴大风发生较少。总体而言美国地区的对流伴随的垂直切变强于华南地区, 且雷暴大风发生时中高层温度递减率也比华南地区大。

### 3.3 水汽条件分析

水汽的含量和垂直分布也是影响风暴强度和结构特征的一个重要因子(梁爱民等, 2006; 廖晓农, 2009; 钟敏等, 2010; 王秀明等, 2013; 孙建华等, 2014)。综合以上参考文献, 本文选取大气可降水量及对流层中层 700~500 hPa 平均比湿来分析雷暴大风和普通雷暴的水汽条件。

春季雷暴大风的大气可降水量和中高层比湿均比普通雷暴更大, 而夏季相反。春季雷暴大风和普通雷暴的 PWAT 的 5% 分位分别为 46 和 39 mm(表 5), 可见春季大气可降水量  $< 46 \text{ mm}$  发生雷暴大风的可能性较小。而夏季雷暴大风和普通雷暴样本 PWAT 的 5% 分位都为 54 mm, 说明夏季华南可降水量  $< 54 \text{ mm}$  时, 发生雷暴的可能性较小, 夏季可降水量阈值较大源于华南地区夏季水汽更为充沛。700~500 hPa 平均比湿的分布和大气可降水

表 4 美国雷暴大风和普通雷暴部分物理量分布

Table 4 The quartiles of some parameters for SCW and NT in the United States

	物理量/单位	25%	50%	75%
普通雷暴 (Rasmussen and Blanchard, 1998)	$\text{SHR}_6/\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$	5.7	10.8	15.7
	$\text{CAPE}/\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$	0	537	1094
	$\text{MLCAPE}/\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$	1021	1903	2952
雷暴大风 (Kuchera and Parker, 2006)	$\text{DCAPE}/\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$	624	878	1137
	$\text{SHR}_6/\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$	10.5	16.0	22.6
	$\text{LR}_{35}/\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$	5.9	6.6	7.4



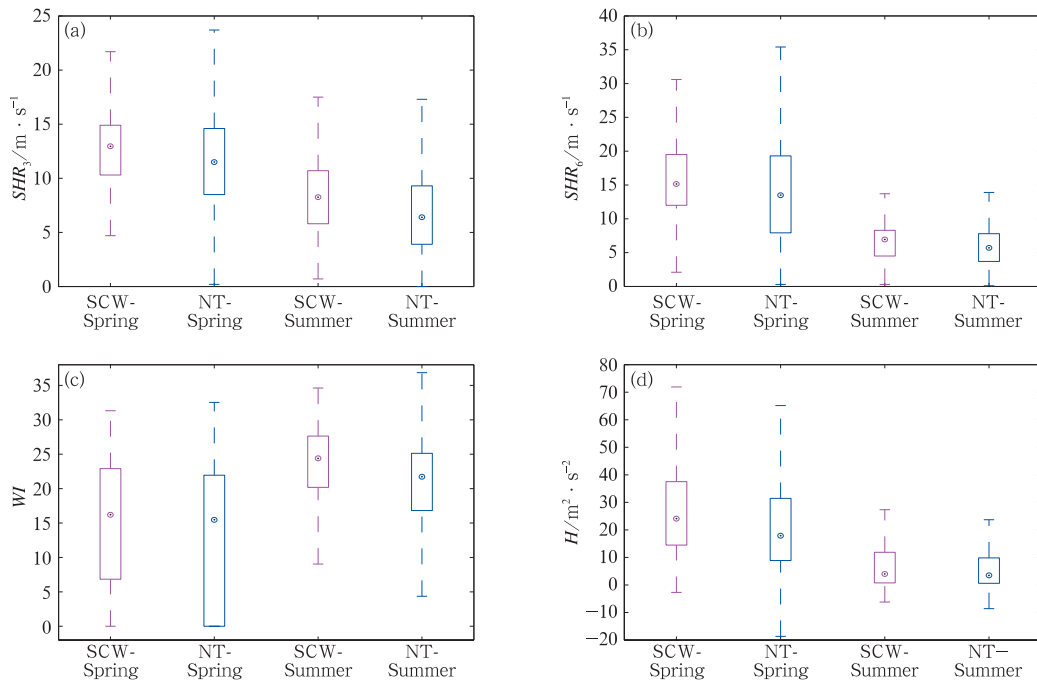


图 5 同图 3, 但为动力参数的盒须图分布

(a)  $SHR_3$ , (b)  $SHR_6$ , (c)  $WI$ , (d)  $H$

Fig. 5 Same as Fig. 3, but for dynamic parameters

(a)  $SHR_3$ , (b)  $SHR_6$ , (c)  $WI$ , (d)  $H$

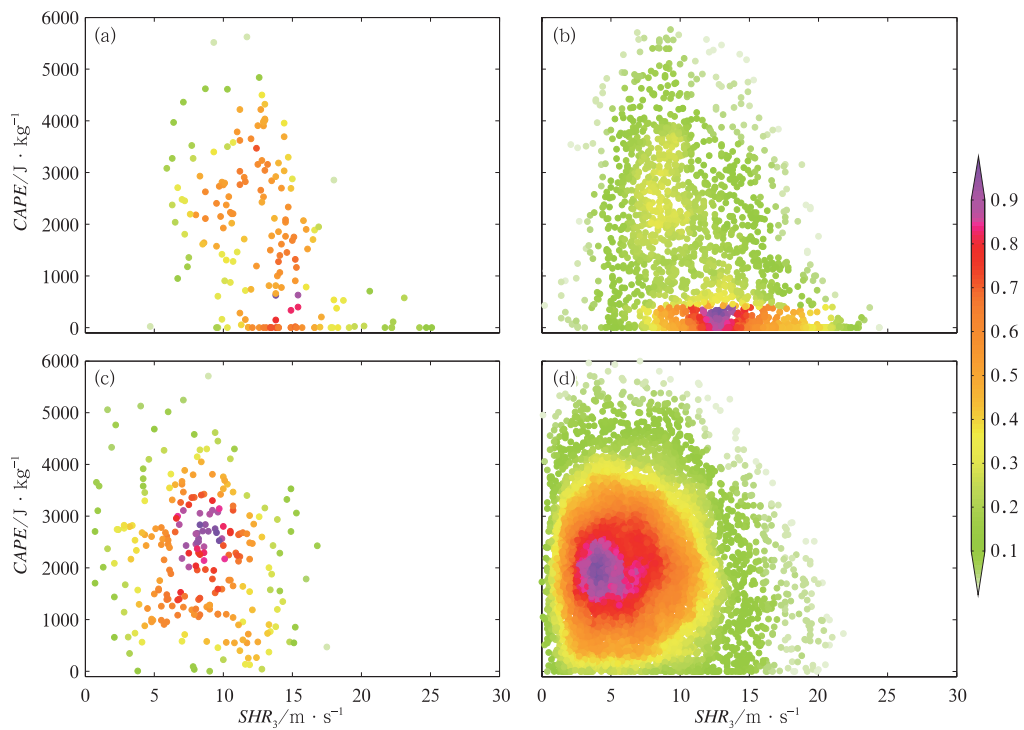


图 6 同图 4, 但为 CAPE 和  $SHR_3$

Fig. 6 Same as Fig. 4, but for CAPE and  $SHR_3$

表 5 同图 2, 但为 PWAT

Table 5 Same as Table 2, but for PWAT

物理量	季节	天气类型	5%	25%	50%	75%	95%
PWAT/mm	春	SCW	46	52	61	65	69
		NT	39	49	59	63	68
	夏	SCW	54	59	64	66	72
		NT	54	60	64	68	72

量总体分布形态相似,不再展开详述。

## 4 结论和讨论

首先利用 2010—2014 年重要天气报,分析了华南雷暴大风和普通雷暴的空间分布特征,再通过再分析资料和地面 1 小时自动观测数据构建并修正探空,利用修正后的探空资料计算雷暴发生前的大气环境物理量,在此基础上对比分析了华南春夏两季雷暴大风和普通雷暴热力条件、动力条件及水汽条件的异同,主要结论如下。

研究区域内夏季雷暴大风略多于春季,而普通雷暴远多于春季。春夏两季雷暴大风在粤西到珠江三角洲多发;而普通雷暴春夏两季在雷州半岛—粤西地区都多发,夏季梅州和潮汕地区为普通雷暴次发区。

雷暴大风相比于普通雷暴,一般发生在更不稳定的大气环境中,同时雷暴大风发生时的环境动力强迫大于普通雷暴的动力强迫。雷暴大风发生环境的中高层更冷,而低层更暖湿,表明雷暴大风发生在斜压性更强的大气环境中。对于热力条件,春夏两季 K 指数小于  $33.5^{\circ}\text{C}$  时华南发生雷暴大风的概率较小。春季雷暴大风和普通雷暴 CAPE 和 LI 散点集中区的 CAPE 值分别为  $2000$  和  $500 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$  左右,LI 值分别为  $-5$  和  $-1^{\circ}\text{C}$  左右;夏季雷暴大风和普通雷暴的 CAPE 和 LI 组合中心区域的 CAPE 值分别约为  $2500$  和  $1800 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ ,LI 值分别约为  $-6$  和  $-3^{\circ}\text{C}$ 。表明雷暴大风发生的环境条件比普通雷暴更加不稳定,春季雷暴大风与普通雷暴的热力环境条件差异比夏季明显更明显。对于动力条件,华南春夏两季雷暴大风的  $\text{SHR}_3$ 、 $\text{SHR}_6$ 、SRH 及 WI 总体比普通雷暴更强,同时从季节上来比较,春季雷暴的中低层切变及风暴相对螺旋度明显大于夏季。从热力(CAPE)和动力( $\text{SHR}_3$ )组合表明,夏季雷暴大风 CAPE 和  $\text{SHR}_3$  组合集中区的 CAPE 为  $2500 \sim 3000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$  和  $\text{SHR}_3$  约  $9 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,而普通雷暴

中心位置在 CAPE 约  $2000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$  左右和  $\text{SHR}_3$  约  $4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ;而春季普通雷暴中心位置在  $\text{SHR}_3$  位于  $13 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  左右,CAPE 约  $500 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。在同一季节雷暴大风动力和热力条件总体强于普通雷暴。春季普通雷暴和雷暴大风动力作用强于夏季,而夏季热力作用更强,尤其是普通雷暴。对于水汽条件,春季雷暴大风对流层中层比普通雷暴更湿,而夏季情况相反。春、夏季雷暴大风大气可降水量 5% 分位数分别为  $46$  和  $54 \text{ mm}$ 。综上所述,相对于普通雷暴,雷暴大风发生的大尺度环境更不稳定,斜压性更强,对流层低层的风垂直切变更强。以上分析得到的大尺度环境物理量及阈值分布可以为雷暴大风的潜势预报提供参考依据。

近年来,国内对于强对流天气已经有较多的研究,例如,云图、雷达回波、环流的分型及利用物理量构建预报方程等,提高了对强天气的认识。但是对于这类天气的预报准确率依旧不高,因为雷暴大风和普通雷暴的动力和热力条件虽然有一定的差异,但物理参数存在较多重叠区,并且不同类型的强天气常相伴发生;同时环境参数自身有较大的日变化(廖晓农,2011),一些物理量在雷暴大风发生前明显增加(廖晓农,2009),这些都影响预报员的主观判断。因此,获取更具代表性环境场条件特征,避免对流活动对大尺度环境的影响是这类研究的重点。然而探空计算的物理量难以反映对流发生前物理量的最大值(Hurlbut and Cohen,2014),另外构建探空的时空选择标准也对物理量有一定的影响(Potvin et al,2010),因此,采用环境物理量来预报对流天气的发生以及强天气类型还是存在一定的不确定性。

## 参考文献

- 谌志刚,王婷,汪瑛,等,2011. 广东省后汛期强对流天气潜势预报方法研究[J]. 气象,37(8):936-942.
- 方朔,郑永光,林隐静,等,2014. 导致区域性雷暴大风天气的云型分类及统计特征分析[J]. 气象,40(8):905-915.
- 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[J]. 气象,42(12):1513-1521.

- 何立富,周庆亮,湛芸,等,2011.国家级强对流潜势预报业务进展与检验评估[J].气象,37(7):777-784.
- 雷蕾,孙继松,魏东,2011.利用探空资料判别北京地区夏季强对流的天气类别[J].气象,37(2):136-141.
- 梁爱民,张庆红,申红喜,等,2006.北京地区雷暴大风预报研究[J].气象,32(11):73-80.
- 廖晓农,2009.北京雷暴大风日环境特征分析[J].气候与环境研究,14(1):54-62.
- 林良勋,冯业荣,黄忠,等,2006.广东省天气预报技术手册[M].北京:气象出版社:206-207.
- 秦丽,李耀东,高守亭,2006.北京地区雷暴大风的天气-气候学特征研究[J].气候与环境研究,11(6):754-762.
- 孙建华,郑淋淋,赵思雄,2014.水汽含量对飑线组织结构和强度影响的数值试验[J].大气科学,38(4):742-755.
- 唐文苑,周庆亮,刘鑫华,等,2017.国家级强对流天气分类预报检验分析[J].气象,43(1):67-76.
- 王秀明,俞小鼎,朱禾,2012.NCEP再分析资料在强对流环境分析中的应用[J].应用气象学报,23(2):139-146.
- 王秀明,周小刚,俞小鼎,2013.雷暴大风环境特征及其对风暴结构影响的对比研究[J].气象学报,71(5):839-852.
- 杨晓霞,胡顺起,姜鹏,等,2014.雷暴大风落区的天气学模型和物理量参数研究[J].高原气象,33(4):1057-1068.
- 杨晓霞,张爱华,贺业坤,等,2002.山东省冰雹客观分县预报系统[J].气象,28(10):41-44.
- 俞小鼎,姚秀萍,熊廷南,等,2006.多普勒天气雷达原理与业务应用[M].北京:气象出版社.
- 章东华,1993.螺旋度-预报强风暴的风场参数[J].气象,19(8):46-48.
- 张涛,蓝渝,毛冬艳,等,2013.国家级中尺度天气分析业务技术进展 I:对流天气环境场分析业务技术规范的改进与产品集成系统支撑技术[J].气象,39(7):894-900.
- 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[J].北京大学学报(自然科学版),43(5):600-608.
- 钟利华,曾鹏,李勇,等,2011.广西雷暴大风环流特征和物理量诊断分析[J].气象,37(1):59-65.
- 钟敏,吴翠红,张兵,2010.湖北省两类强对流天气云地闪特征及其环境条件对比研究[J].暴雨灾害,29(2):181-185.
- Bluestein H B, Jain M H, 1985. Formation of mesoscale lines of precipitation; severe squall lines in Oklahoma during the spring [J]. J Atmos Sci, 42(16):1711-1732.
- Brooks H E, 2006. A global view of severe thunderstorms: Estimating the current distribution and possible future changes[M]//AMS Severe Local Storms Special Symposium J4. Norman: NOAA/NSSL:2.
- Brooks H E, Anderson A R, Riemann K, et al, 2007. Climatological aspects of convective parameters from the NCAR/NCEP reanalysis[J]. Atmos Res, 83(2/3/4):294-305.
- Brooks H E, Lee J W, Cra J P, 2003. The spatial distribution of severe thunderstorm and tornado environments from global reanalysis data[J]. Atmos Res, 67/68:73-94.
- Chen J, Zheng Y, Zhang X, et al, 2013. Distribution and diurnal variation of warm-season short-duration heavy rainfall in relation to the MCSs in China[J]. J Meteor Res, 27(6):868-888.
- Cohen A E, Coniglio M C, Corfidi S F, et al, 2007. Discrimination of mesoscale convective system environments using sounding observations[J]. Wea Forecasting, 22(5):1045-1062.
- Davies-Jones R, Burgess D, Foster M, 1990. Test of helicity as a tornado forecast parameter[C]//Preprints 16th Conference on Severe Local Storms. Kananaskis Park, AB, Canada: American Meteorological Society:588-592.
- Doswell III C A, 1982. The operational meteorology of convective weather. Volume 1: operational mesoanalysis [M]. NOAA Technical Memorandum NWS NSSF-5, Scott AFB, Illinois: Air Weather Service:158.
- Doswell III C A, 1987. The distinction between large-scale and mesoscale contribution to severe convection: a case study example [J]. Wea Forecasting, 2(1):3-16.
- Doswell III C A, Brooks H E, Kay M P, 2005. Climatological estimates of daily local nontornadic severe thunderstorm probability for the United States[J]. Wea Forecasting, 20(4):577-595.
- Emanuel K A, 1994. Atmospheric convection[M]. Oxford: Oxford University Press:580.
- Fujita T T, 1978. Manual of downburst identification for Project Nimrod[M]. Satellite and Mesometeorology Research Project, SMRP Research Paper No. 156, Chicago: University of Chicago:104.
- Geerts B, 2001. Estimating downburst-related maximum surface wind speeds by means of proximity soundings in New South Wales, Australia[J]. Wea Forecasting, 16(2):261-269.
- Hurlbut M M, Cohen A E, 2014. Environments of northeast U. S. severe thunderstorm events from 1999 to 2009[J]. Wea Forecasting, 29(1):3-22.
- Johns R H, Doswell III C A, 1992. Severe local storms forecasting [J]. Wea Forecasting, 7(4):588-612.
- Johnson R H, Bresch J F, 1991. Diagnosed characteristics of precipitation systems over Taiwan during the May - June 1987 TAMEX[J]. Mon Wea Rev, 119(11):2540-2557.
- Klimowski B A, Bunkers M J, Hjelmfelt M R, 2003. Severe convective windstorms over the northern high plains of the United States[J]. Wea Forecasting, 18(3):502-519.
- Kuchera E L, Parker M D, 2006. Severe convective wind environments[J]. Wea Forecasting, 21(4):595-612.
- Lee J W, 2002. Tornado proximity soundings from the NCEP/NCAR reanalysis data[D]. Oklahoma: University of Oklahoma:61.
- Maddox R A, 1976. An evaluation of tornado proximity wind and stability data[J]. Mon Wea Rev, 104(2):133-142.
- McCann D W, 1994. WINDEX—a new index for forecasting microburst potential[J]. Wea Forecasting, 9(4):532-541.
- Moller A R, Doswell III C A, Foster M P, et al, 1994. The operational recognition of supercell thunderstorm environments and

- storm structures[J]. *Wea Forecasting*, 9(3):327-347.
- Moncrieff M W, Miller M J, 1976. The dynamics and simulation of tropical cumulonimbus and squall lines[J]. *Quart J Roy Meteor Soc*, 102(432):373-394.
- Parker M D, Johnson R H, 2000. Organizational modes of midlatitude mesoscale convective systems[J]. *Mon Wea Rev*, 128(10):3413-3436.
- Potvin C K, Elmore K L, Weiss S J, 2010. Assessing the impacts of proximity sounding criteria on the climatology of significant tornado environments[J]. *Wea Forecasting*, 25(3):921-930.
- Przybylinski R W, 1995. The bow echo: observations, numerical simulations, and severe weather detection methods[J]. *Wea Forecasting*, 10(2):203-218.
- Rasmussen E N, Blanchard D O, 1998. A baseline climatology of sounding-derived supercell and tornado forecast parameters[J]. *Wea Forecasting*, 13(4):1148-1164.
- Schneider R S, Dean A R, 2008. A comprehensive 5-year severe storm environment climatology for the continental United States [M]//Preprints 24th Conference on Severe Local Storms. Savannah, GA: American Meteorological Society.
- Smull B F, Houze R A Jr, 1985. A midlatitude squall line with a trailing region of stratiform rain: radar and satellite observations[J]. *Mon Wea Rev*, 113(1):117-133.
- Srivastava R C, 1985. A simple model of evaporatively driven downdraft: application to microburst downdraft[J]. *J Atmos Sci*, 42(10):1004-1023.
- Tian Fuyou, Zheng Yongguang, Zhang Tao, et al, 2015. Statistical characteristics of environmental parameters for warm season short-duration heavy rainfall over central and eastern China[J]. *J Meteor Res*, 29(3):370-384.
- Weisman M L, 2001. Bow echoes: a tribute to T. T. Fujita[J]. *Bull Amer Meteor Soc*, 82(1):97-116.
- Woodall G R, 1990. Qualitative forecasting of tornadic activity using storm-relative environmental helicity[C]//Preprint 16th Conference on Severe Local Storm Helicity. Boston: American Meteorological Society: 311-315.
- Yang Xinlin, Sun Jianhua, 2014. The characteristics of cloud-to-ground lightning activity with severe thunderstorm wind in South and North China[J]. *Atmos Oceanic Sci Lett*, 7(6):571-576.
- Yang Xinlin, Sun Jianhua, Li Wanli, 2015. An analysis of cloud-to-ground lightning in China during 2010—13[J]. *Wea Forecasting*, 30(6):1537-1550.
- Yang Xinlin, Sun Jianhua, Zheng Yongguang, 2017. A 5-yr climatology of severe convective wind events over China[J]. *Wea Forecasting*, 32(4):1289-1299.