

马淑萍,王秀明,俞小鼎. 极端雷暴大风的环境参量特征. 应用气象学报, 2019, 30(3): 292-301.

DOI: 10.11898/1001-7313.20190304

极端雷暴大风的环境参量特征

马淑萍¹⁾²⁾ 王秀明²⁾ 俞小鼎^{2)*}

¹⁾(中国气象科学研究院, 北京 100081)

²⁾(中国气象局气象干部培训学院, 北京 100081)

摘要

为了研究极端雷暴大风天气环境要素特点,选取2002—2017年中国各地区极端雷暴大风个例95个和不伴随强对流的普通雷暴个例95个,通过两者间关键环境参数的对比,揭示极端雷暴大风事件的关键环境参数特征。结果表明:极端雷暴大风天气发生在对流层中层相对干的环境下,表现为400~700 hPa极端雷暴大风对应的单层最大温度露点差和平均温度露点差平均值分别为25.7℃和13.6℃,而普通雷暴的相应值分别为16.2℃和6.5℃。统计结果表明:尽管产生极端雷暴大风的对流风暴和普通雷暴对应的地面露点差异并不大,但前者相应的大气可降水量(平均值为37 mm)明显低于后者(平均值为51 mm),差异突出表现在两者湿层厚度的不同上;相对于普通雷暴事件,极端雷暴大风事件对应的对流有效位能值(平均值为1820 J·kg⁻¹)明显高于普通雷暴事件的对应值(平均值为470 J·kg⁻¹);此外,极端雷暴大风事件对应的对流层中下层垂直温度递减率、下沉有效位能、夹卷层平均风速和0~6 km,0~3 km垂直风切变均明显大于普通雷暴事件对应的相应值。

关键词: 极端雷暴大风; 普通雷暴; 关键环境参量对比

引言

雷暴大风是指由大气对流活动所导致的地面及近地面的强阵风事件。国内外学者在雷暴大风的研究方面取得了许多成果^[1-23]。在美国,大范围的地面对流性强风事件由弓形回波或者镶嵌有弓形回波和超级单体的飚线所导致^[3]。雷暴大风的发展主要是由强烈的下沉气流造成,有时雷暴下沉气流导致的冷池密度流(阵风锋)和动量下传的作用也很明显^[15]。下沉气流的空间分布极不均匀,往往在大片的下沉气流中,会存在一股或几股较强的下沉气流,Fujita等^[1]将它们定义为下击暴流。Johns等^[4]提出有利于雷暴内强烈下沉气流的环境条件包括:对流层中下层(500 hPa以下)大气环境温度直减率较大,对流层中层(400~700 hPa)有明显干层。上述条件中较大的大气环境温度直减率也同样有利于产

生较大的对流有效位能和上升气流^[12]。如果对流层中层存在明显干层,雷暴周边的干空气夹卷进入雷暴使雨滴迅速蒸发,从而导致下沉气流降温,此时下沉气流的温度低于环境温度后产生向下的负浮力导致下沉气流加速向下^[4,12]。从风暴结构看,产生雷暴大风的风暴有无组织的孤立的松散的结构脉冲风暴、高度组织化的多单体强风暴(包括孤立的弓形回波)、超级单体风暴和飚线。影响范围较大的区域性雷暴大风一般由飚线(可含有超级单体和弓形回波)产生,通常发生在比较明显的深层(0~6 km)或低层(0~3 km)垂直风切变环境下^[24-25]。

阵风17 m·s⁻¹(美国天气局的标准是25 m·s⁻¹)以上的雷暴大风作为强对流天气之一,在我国发生较多,尤其东部地区极端雷暴大风天气发生频率较高。极端雷暴大风具有突发性强、破坏力大的特点,对建筑物、输电线路造成破坏,造成巨大的经济损失,威胁人民生命安全。2014年6月5日广西

2019-01-29收到,2019-03-21收到再改稿。

资助项目:国家自然科学基金项目(41775044,41875058,41475042),中国气象局核心业务发展专项(YBGJXM(2018)02-15)

* 通信作者,邮箱:xdyu1962@126.com

地区遭遇极端雷暴大风的袭击,造成2人死亡、15万人受灾,直接经济损失高达1.1亿元^[26]。许多学者研究了极端雷暴大风的环境参量特征^[14-15,27-42],环境参量的诊断有利于了解雷暴大风发生的物理过程,有些参数在实际天气预报中有一定指示意义。但上述研究主要针对某一地区或省份的局地范围。费海燕等^[40]选取2004—2013年全国范围内风速在 $25\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上的强雷暴大风记录,分析其气候特征和环境参数,研究的主要目的是比对全国不同地区强雷暴大风特点的异同,对全国范围内极端雷暴大风共性的探讨较少。

为了研究极端雷暴大风天气发生的有利条件,选取区域性极端雷暴大风个例(共95个)和不伴随强对流天气的普通雷暴个例(共95个)进行统计对比,分析极端雷暴大风对应的大气静力稳定度、水汽状况、垂直风切变以及下沉气流强度和动量下传等条件,突出并总结极端雷暴大风事件的环境关键参量,为极端雷暴大风的短时潜势预报和临近预警提供参考。

1 个例选取与研究方法

1.1 个例选取

本研究定义的极端雷暴大风是指阵风风速在 $30\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上的大气深厚湿对流活动所导致的地面及近地面大风,收集资料时剔除了风速不低于 $30\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的冷空气大风、台风大风和高山站大风记录。统计了2013—2018年的3—9月MICAPS系统中记录的风速不低于 $17\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的雷暴大风,发现风速不低于 $30\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的事件只占雷暴大风事

件的0.52%。风速不低于 $25\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的雷暴大风对应的比例为4.5%,而风速高达 $32\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的雷暴大风在 $17\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上的强对流大风中相应的比例仅为0.22%,所以定义风速达到 $30\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上的雷暴大风为极端雷暴大风。选取2002—2017年全国范围内的95个极端雷暴大风个例,同时选取同等数量不伴随强对流天气的普通雷暴个例。其中35个个例风速记录未达到 $30\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,但致灾严重,根据灾情估计认为达到了 $30\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ^[43]。极端雷暴大风和普通雷暴个例的时间分布如图1所示,空间分布如图2所示。由图1可见,所选取的普通雷暴个例和极端雷暴大风个例分布相当。由图2可见,极端雷暴大风个例和普通雷暴个例大部分分布在东部地区。即保持两者之间空间分布和时间分布相似,有的极端雷暴大风个例影响范围广泛、致灾严重。

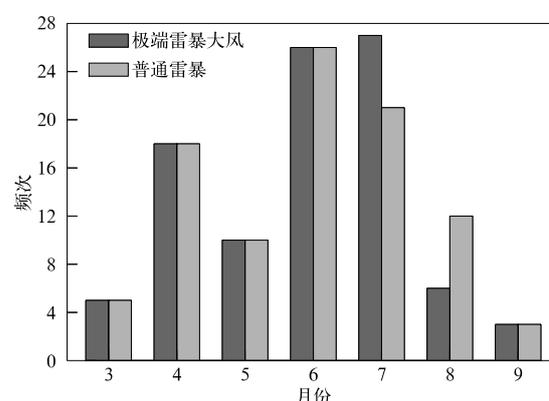


图1 2002—2017年极端雷暴大风和普通雷暴出现频次

Fig. 1 Frequency of severe wind with extreme thunderstorm and ordinary thunderstorm from 2002 to 2017

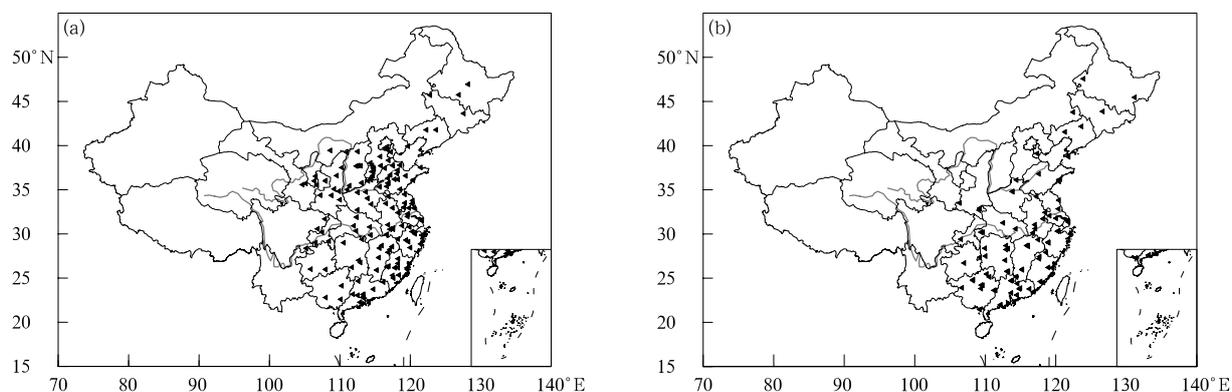


图2 2002—2017年中国极端雷暴大风的分布(a)和普通雷暴的分布(b)

Fig. 2 Spatial distribution of severe wind with extreme thunderstorm(a) and ordinary thunderstorm(b) in China from 2002 to 2017

1.2 研究方法

利用每日 08:00, 20:00 (北京时, 下同) 的探空资料(个别站有 14:00 探空资料), 选取距离雷暴发生时间相隔短(雷暴发生前后的时间均可)、距离相隔近(雷暴发生地上下游探空站均可)且探空站未受强对流天气影响的代表性探空(如果探空时间距离雷暴发生时间超过 3 h, 需使用极端雷暴大风发生前 1 h 雷暴发生地本站的地面温度露点订正)。根据探空资料统计或计算关键环境参量, 通过箱线图绘制出极端雷暴大风和普通雷暴每种参量分布的对比, 突出极端雷暴大风事件的一些环境背景特征。

关键环境参数包括 850 hPa 与 500 hPa 温差、850 hPa 与 500 hPa 假相当位温差、对流有效位能、对流抑制能量、大气可降水量、地面露点、湿层厚度和 0~6, 0~3, 0~1 km 风垂直切变(以相应高度之间的风矢量差表示)、下沉有效位能、风暴夹卷层平均风场、700 hPa 与 400 hPa 平均温度露点差及 700 hPa 与 400 hPa 单层最大温度露点差、0℃层高度、-20℃层高度、抬升凝结高度。本文湿层厚度取探空曲线 650 hPa 以下温度露点差最小层距地面高度, 对于整层均干的探空曲线取地面到比湿为 $8 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 的厚度; 目前计算下沉有效位能时的下沉起始

高度选取不一致, 本文下沉高度是地面到 500 hPa 湿球位温最小值的高度, 若不存在最小值, 则取 600 hPa 作为下沉高度。

2 环境参数

2.1 水汽

大气中水汽主要集中于大气低层, 是雷暴生成的能量来源。普通雷暴的地面露点平均值为 21°C , 中值为 22°C , 极端雷暴大风地面露点平均值为 20.2°C , 中值为 21°C (图 3a)。地面露点低于 20°C 的极端雷暴大风个例共 45 个, 占所选个例近一半, 地面露点低于 20°C 的普通雷暴个例共 35 个, 说明普通雷暴的地面露点整体更高。Johns 等^[3]发现美国区域性大风(风力不低于 $25 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)发生前地面露点经常不低于 20°C , 与本文的极端雷暴大风地面露点对比说明美国区域性大风发生时地面露点更高; 费海燕等^[40]研究发现, 我国西北、西南、东北和华北地区的强雷暴大风地面露点平均值低于 20°C , 华中、华东和华南的强雷暴大风地面露点平均值不低于 20°C , 与本文研究一致。

极端雷暴大风大气可降水量明显低于普通雷暴

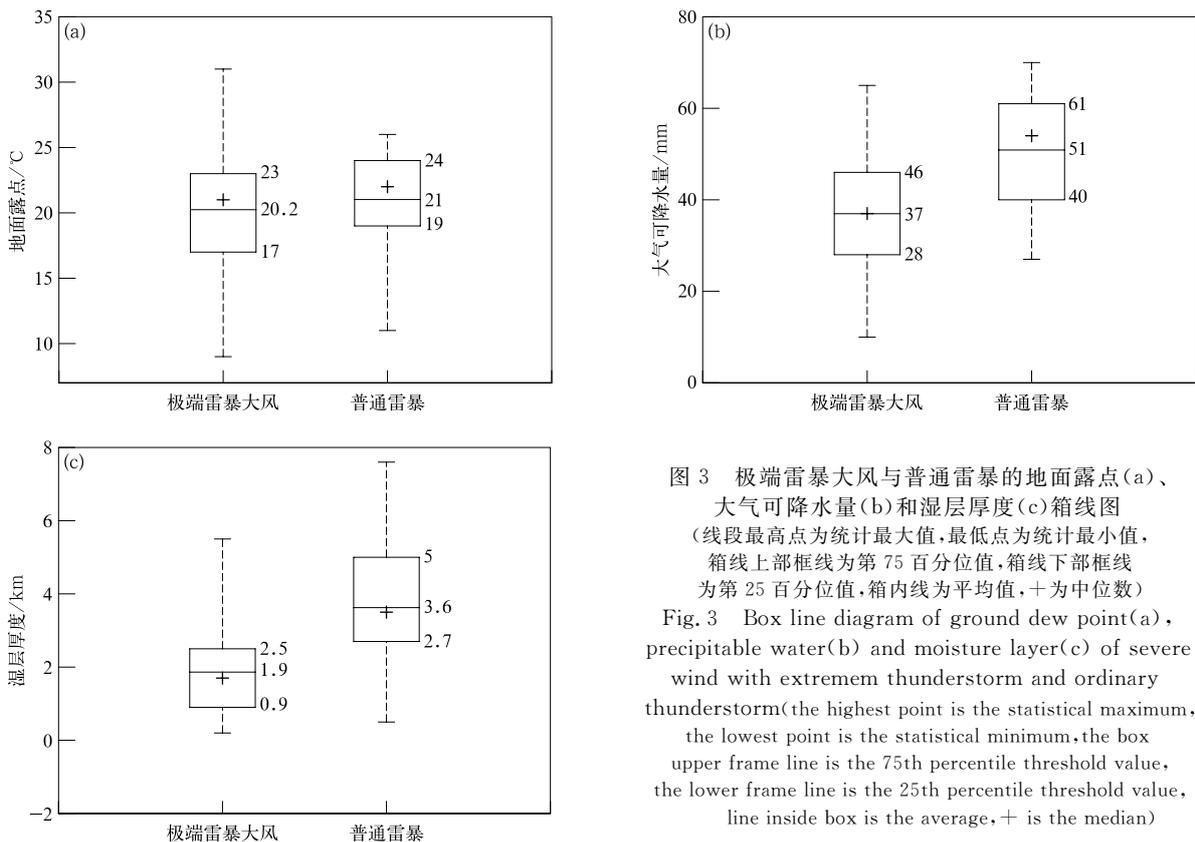


图3 极端雷暴大风与普通雷暴的地面露点(a)、大气可降水量(b)和湿层厚度(c)箱线图(线段最高点为统计最大值, 最低点为统计最小值, 箱线上部框线为第75百分位值, 箱线下部框线为第25百分位值, 箱内线为平均值, +为中位数)
 Fig. 3 Box line diagram of ground dew point(a), precipitable water(b) and moisture layer(c) of severe wind with extremem thunderstorm and ordinary thunderstorm(the highest point is the statistical maximum, the lowest point is the statistical minimum, the box upper frame line is the 75th percentile threshold value, the lower frame line is the 25th percentile threshold value, line inside box is the average, + is the median)

(图 3b),普通雷暴大气可降水量平均值为 51 mm,极端雷暴大风平均值为 37 mm,未超过 30 mm 的个例共 4 个,其中 1 个个例的大气可降水量仅为 10 mm,说明水汽偏低时也有出现极端雷暴大风天气的可能。陶岚等^[44]选取上海 2004—2011 年的雷雨大风个例研究发现,3 次灾害性大风天气的大气可降水量低于 20 mm,说明极端雷暴大风对水汽总量的要求不高,与本文结论一致。极端雷暴大风的湿层厚度平均值为 1.9 km,普通雷暴湿层厚度平均值为 3.6 km(图 3c),由此可知,极端雷暴大风天气发生时湿层浅薄,这也是极端雷暴大风发生时大气可降水量较小的主要原因,普通雷暴发生在湿层相对深厚而干层不明显的环境下。

2.2 静力稳定度相关参数

850 hPa 与 500 hPa 温差对于对流层中下层大气条件不稳定性有较好的代表性。极端雷暴大风 850 hPa 与 500 hPa 温差平均值为 28.2℃,中值为 28℃,而普通雷暴 850 hPa 与 500 hPa 温差平均值仅 23.3℃,中值为 23℃(图 4a)。850 hPa 与 500 hPa 厚度约为 4.2 km,相当于极端雷暴大风的温度直减率中值为 6.7℃·km⁻¹,普通雷暴的温度直减率中

值为 5.5℃·km⁻¹。Cohen 等^[32]指出,2~6 km 普通雷暴的温度直减率中值为 6.5℃·km⁻¹,区域性雷暴大风温度直减率中值为 7.3℃·km⁻¹。极端雷暴大风温度直减率中值与美国区域性雷暴大风事件的温度直减率中值数值相当。

图 4b 显示极端雷暴大风对流有效位能的平均值为 1820 J·kg⁻¹,中值为 1700 J·kg⁻¹,普通雷暴平均值为 470 J·kg⁻¹,中值为 400 J·kg⁻¹。极端雷暴大风对流有效位能较大的原因是极端雷暴大风发生时地面附近有湿层且 850 hPa 与 500 hPa 温度直减率大,即条件不稳定性强。普通雷暴和极端雷暴大风温度直减率的差异是对流有效位能相差较大的最主要原因。费海燕等^[40]研究表明:强雷暴大风对流有效位能平均值为 1810 J·kg⁻¹,与本文统计的数值一致。杨晓霞等^[39]研究表明:山东地区雷暴大风发生时对流有效位能平均值为 1350 J·kg⁻¹,与本文对流有效位能的差异是因为文献^[39]统计的个例是山东地区的所有雷暴大风个例,并非都具备极端性的特点。一般来说,雷暴大风越强,相应的 850 hPa 与 500 hPa 温度直减率越大。

极端雷暴大风天气发生时需要更大的对流抑制

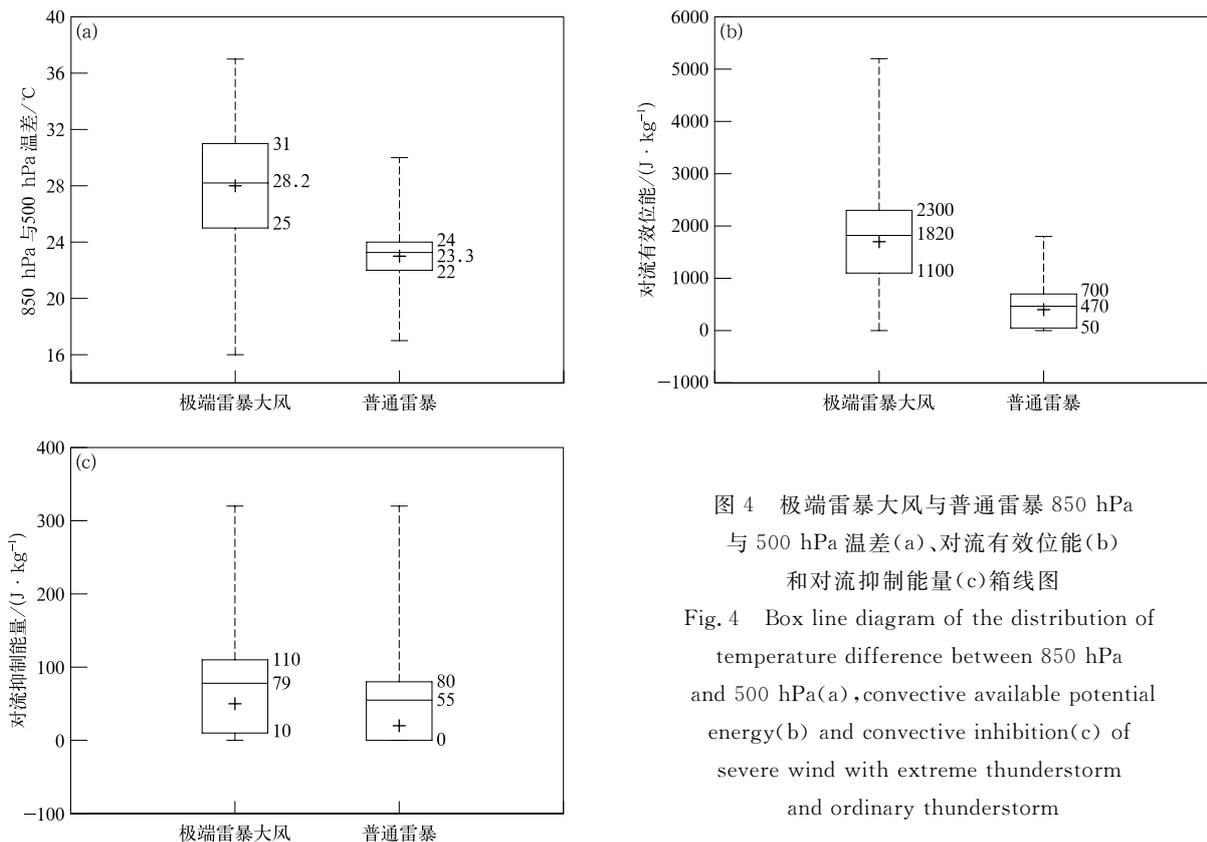


图 4 极端雷暴大风与普通雷暴 850 hPa 与 500 hPa 温差(a)、对流有效位能(b)和对流抑制能量(c)箱线图

Fig. 4 Box line diagram of the distribution of temperature difference between 850 hPa and 500 hPa(a), convective available potential energy(b) and convective inhibition(c) of severe wind with extreme thunderstorm and ordinary thunderstorm

使对流有效位能充分积聚,这里极端雷暴大风的对流抑制平均值($79 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$)略大于普通雷暴的对流抑制平均值($55 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$)(图4c),所以对流抑制对极端雷暴大风天气的指示性较差,这与方翀等^[45]发现对流抑制对华北地区雷暴大风发生的指示性较差结论一致。

2.3 垂直风切变

图5显示,极端雷暴大风的0~6,0~3 km垂直风切变大于普通雷暴,极端雷暴大风0~6 km垂直风切变平均值为 $18.1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,中值为 $17 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,普通雷暴0~6 km垂直风切变平均值为 $14.3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,中值为 $14 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。这与Cohen等^[32]指出的普通雷暴0~6 km垂直风切变中值为 $15 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,美国区域性雷暴大风的0~6 km垂直风切变中值为 $22.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的结论定性一致。对于0~1 km垂直

风切变,极端雷暴大风和普通雷暴的差异不显著,Cohen等^[32]也指出美国区域性雷暴大风和普通雷暴的0~2 km垂直风切变差异不显著。Johns等^[28]研究表明:美国区域性雷暴大风的0~6 km,0~3 km风矢量差平均值分别为 $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 和 $15 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,说明中国雷暴大风发生时环境垂直风切变相比美国偏小。

费海燕等^[40]指出强雷暴大风的0~6 km和0~3 km垂直风切变平均值分别为 $14.3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 和 $10.2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,本文所选极端雷暴大风个例的0~6 km和0~3 km垂直风切变平均值分别为 $18.1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 和 $13.2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,数值差异的原因是本文所选的雷暴大风个例强度更强(文献[40]选择产生 $25 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上阵风强对流的个例,而本文选取产生 $30 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上阵风强对流的个例)。

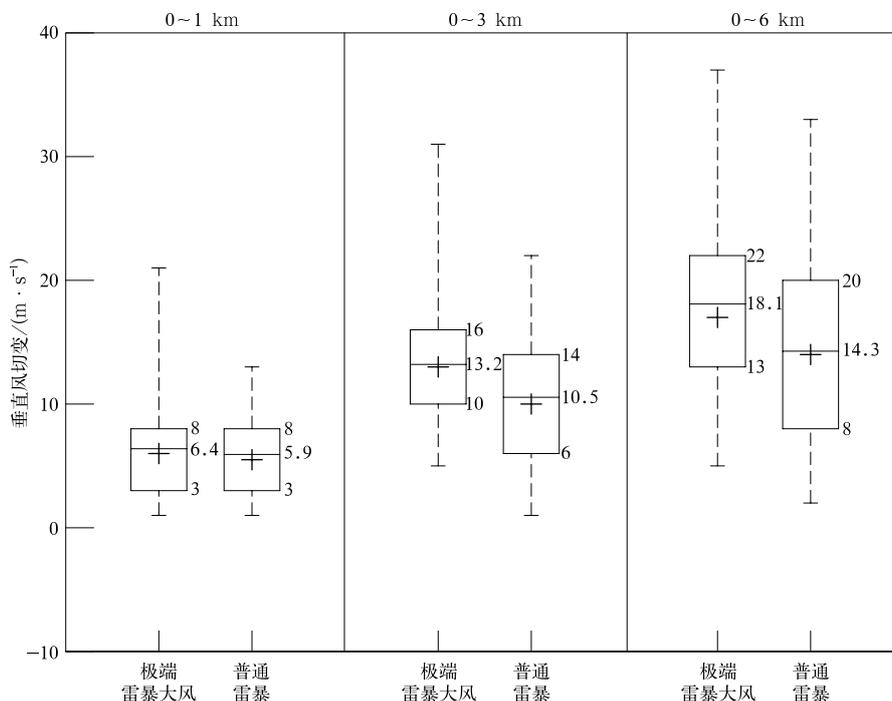


图5 极端雷暴大风与普通雷暴的0~1 km,0~3 km和0~6 km垂直风切变箱线图

Fig. 5 Box line diagram of vertical wind shear of severe wind with extreme thunderstorm and ordinary thunderstorm

2.4 与下沉气流强度潜势有关的参数

用700 hPa,600 hPa,500 hPa和400 hPa的平均温度露点差和其间单层最大温度露点差表征对流层中层干空气的强度,这两个量数值大则利于下沉气流的发展。分析4个高度层的平均温度露点差(图6a)和最大温度露点差(图6b)发现,极端雷暴大

风对应的干空气强度明显大于普通雷暴对应的干空气强度,极端雷暴大风的最大单层温度露点差平均值为 25.7°C ,普通雷暴的相应平均值为 16.2°C ;极端雷暴大风的700 hPa至400 hPa间平均温度露点差平均值为 13.6°C ,第25百分位值为 7.8°C 超过了普通雷暴的相应平均值 6.5°C ,普通雷暴的第25百

分位值仅 3℃。与费海燕等^[40]研究发现,强雷暴大风天气发生时 3~7 km 整层较干,温度露点差平均值超过 10℃的结论定性一致。因此,中层的低相对湿度对于极端雷暴大风来说有非常重要的作用。图 7 中,极端雷暴大风 850 hPa 与 500 hPa 假相当位温

差平均值为 14.3℃,而普通雷暴的假相当位温差平均值仅为 7.4℃,因为 850 hPa 与 500 hPa 假相当位温差值大,代表下湿上干特征明显,所以两者平均值差异的原因是极端雷暴大风中层更干。

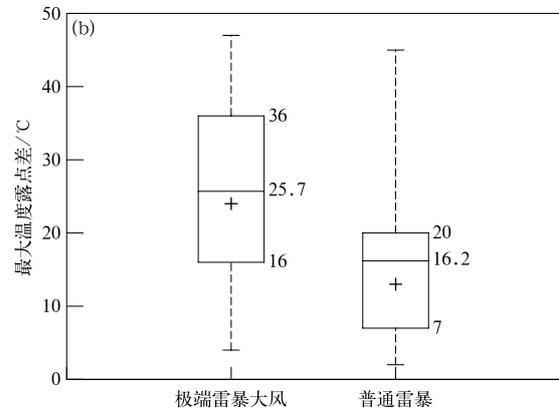
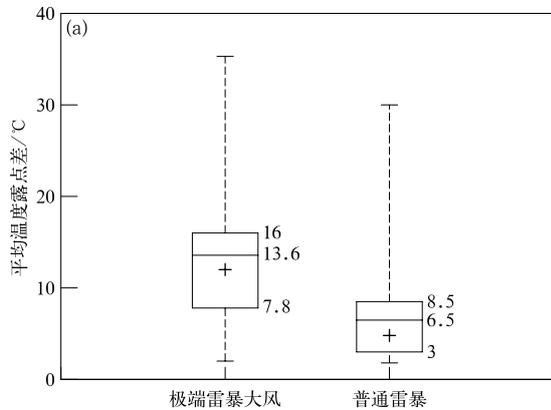


图 6 极端雷暴大风与普通雷暴的对流层中下层平均温度露点差(a)和最大温度露点差(b)箱线图
 Fig. 6 Box line diagram of average depression of dew point(a) and maximum depression of dew point(b) at middle and lower troposphere of severe wind with extreme thunderstorm and ordinary thunderstorm

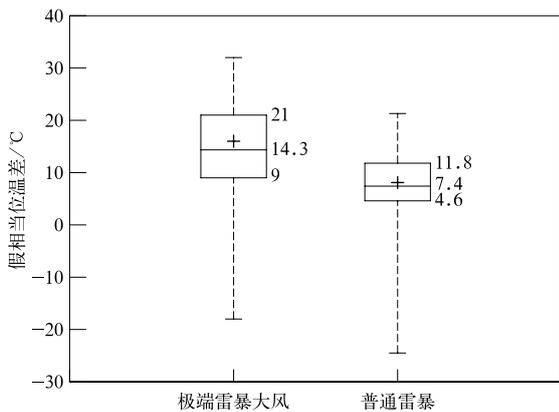


图 7 极端雷暴大风与普通雷暴 850 hPa 与 500 hPa 假相当位温差箱线图
 Fig. 7 Box line diagram of the potential pseudo-equivalent temperature between 850 hPa and 500 hPa of severe wind with extreme thunderstorm and ordinary thunderstorm

2.5 与下沉气流强度潜势及动量下传有关的参数

下沉有效位能用来表征下沉气流潜势。图 8 显示极端雷暴大风的下沉有效位能远远大于普通雷暴的下沉有效位能。极端雷暴大风的下沉有效位能平均值为 1100 J · kg⁻¹,中值为 1140 J · kg⁻¹,普通雷

暴的下沉有效位能平均值为 620 J · kg⁻¹,中值为 580 J · kg⁻¹。费海燕等^[40]指出强雷暴大风的下沉有效位能值各地区有差异,平均值为 900 J · kg⁻¹,本文所选极端雷暴大风个例的下沉有效位能平均值为 1100 J · kg⁻¹,出现差异的原因应是本文所选的雷暴大风更强,因此,下沉气流潜势更强。

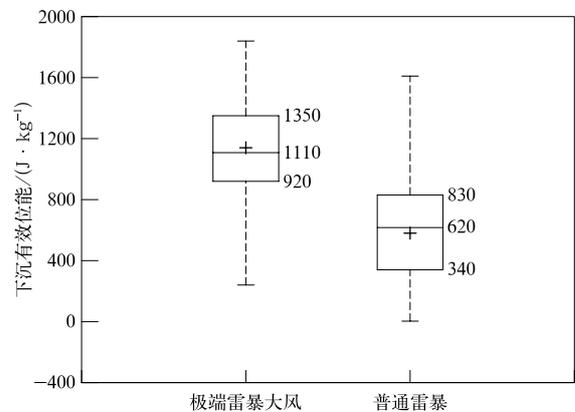


图 8 极端雷暴大风与普通雷暴的下沉有效位能箱线图

Fig. 8 Box line diagram of convective available potential energy of downdraft of severe wind with extreme thunderstorm and ordinary thunderstorm

雷暴大风发生时存在中层干冷空气的夹卷过程,当夹卷层风速较大时动量下传对于地面大风贡献也较大,与利用下沉有效位能表征下沉气流的潜势相同,可利用夹卷层平均风表征动量下传的潜势大小。利用400 hPa,500 hPa和700 hPa 3层的平均风矢量大小(3~7 km)表征夹卷层平均风。极端雷暴大风的夹卷层平均风速中值为 $14 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (图9),普通雷暴的夹卷层平均风速中值为 $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,

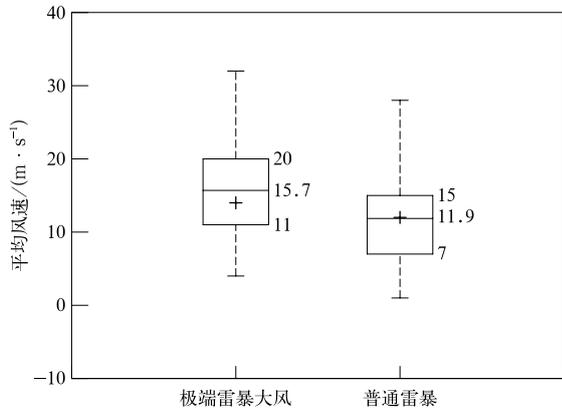


图9 极端雷暴大风与普通雷暴的夹卷层平均风速箱线图
Fig. 9 Box line diagram of entrainment zone mean wind of severe wind with extreme thunderstorm and ordinary thunderstorm

所以极端雷暴大风的夹卷层平均风速更大,动量下传潜势也更大。Cohen等^[32]研究指出,美国区域性雷暴大风的4~8 km平均风速中值为 $18 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,普通雷暴的4~8 km平均风速中值为 $14 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,说明中国极端雷暴大风发生时的环境风相比于美国区域性雷暴大风事件对应的平均风偏小。

2.6 特征高度对比

选取抬升凝结高度、 0°C 层高度和 -20°C 层高度作为特征高度。 0°C 层和 -20°C 层高度作为冰雹天气的重要参数在涉及强冰雹时有较多讨论,与极端雷暴大风天气关系的研究报道很少。雷雷等^[46]研究发现,雷暴大风的 0°C 层高度平均值为4200 m, -20°C 层高度平均值为7500 m,暴雨的 0°C 层高度平均值为4750 m, -20°C 层高度平均值为8100 m。统计表明:极端雷暴大风的 0°C 层高度平均值为4510 m, -20°C 层高度平均值为7540 m,普通雷暴的 0°C 层高度平均值为4770 m, -20°C 层高度平均值为8160 m(图10)。因为普通雷暴发生在单一暖湿气团里面,极端雷暴大风出现时上层为西风带(干冷),极端雷暴大风的 0°C 层高度和 -20°C 层高度低于普通雷暴。极端雷暴大风的抬升凝结高度平均值为1280 m,普通雷暴的抬升凝结高度平均值为420 m,极端雷暴大风的抬升凝结高度高于普通雷暴

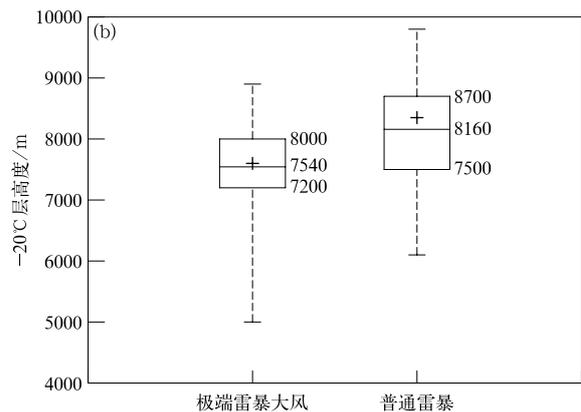
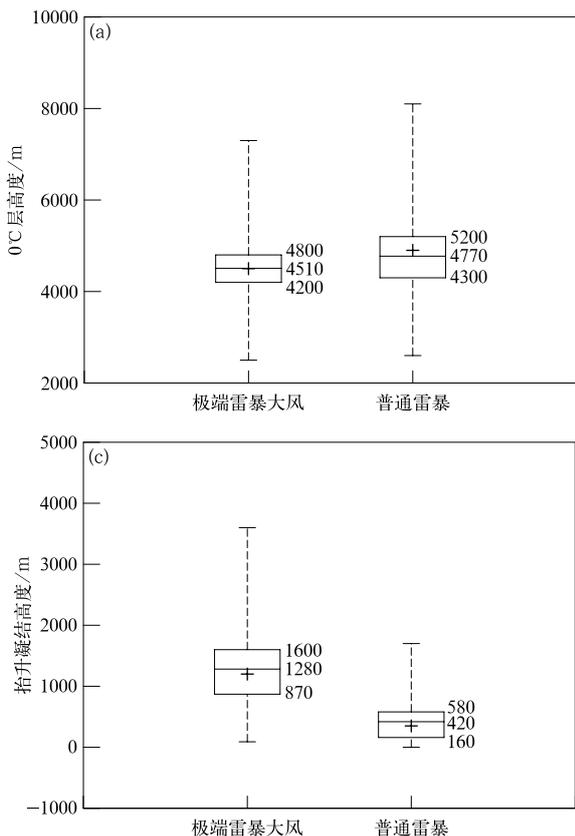


图10 极端雷暴大风与普通雷暴的 0°C 层高度(a)、 -20°C 层高度(b)和抬升凝结高度(c)箱线图
Fig. 10 Box line diagram of the distribution of height of 0°C layer(a), height of -20°C layer(b) and lifting condensation level(c) of severe wind with extreme thunderstorm and ordinary thunderstorm

是因为普通雷暴地面露点平均值略大于极端雷暴大风的露点平均值,且普通雷暴的低层湿层厚度更大。

3 结论与讨论

通过以上分析,得到如下结论:

1) 极端雷暴大风天气发生在相对干的环境下,相对于普通雷暴而言,其对流层中层干空气强度明显更大,表现在极端雷暴大风的对流层中层最大温度露点差和平均温度露点差平均值分别为 25.7℃ 和 13.6℃,普通雷暴的对流层中层最大温度露点差和平均温度露点差平均值分别为 16.2℃ 和 6.5℃。

2) 统计表明:尽管产生极端雷暴大风的对流风暴和普通雷暴对应的地面露点相差不大(极端雷暴大风平均值为 20.2℃,普通雷暴的地面露点相应的值为 21℃),但极端雷暴大风和普通雷暴大气可降水量差异突出表现在两者湿层厚度的不同上,极端雷暴大风的湿层厚度比普通雷暴较浅薄,绝大部分个例在 2 km 以下,普通雷暴湿层厚度平均值为 3.6 km。

3) 极端雷暴大风天气相对于普通雷暴天气而言,其对应的对流层中下层垂直温度递减率较大,表现为 850 hPa 和 500 hPa 间温差的平均值 28.2℃ 显著大于普通雷暴的平均值 23.3℃,同时两者对流层低层存在湿层,露点差异不大,使前者对流有效位能较大。极端雷暴大风对流有效位能平均值高达 1820 J·kg⁻¹,普通雷暴的对流有效位能平均值仅 470 J·kg⁻¹。

4) 极端雷暴大风和普通雷暴的 0~1 km 垂直风切变差异不显著,极端雷暴大风的 0~6 km,0~3 km 垂直风切变(对应的风矢量差平均值分别为 18.1 m·s⁻¹ 和 13.2 m·s⁻¹)明显高于普通雷暴的相应值(对应的风矢量差平均值分别为 14.3 m·s⁻¹ 和 10.5 m·s⁻¹)。

5) 极端雷暴大风事件相对于普通雷暴对应较强的下沉气流潜势,前者绝大部分个例下沉有效位能超过 1000 J·kg⁻¹,而普通雷暴下沉有效位能的平均值仅为 620 J·kg⁻¹。极端雷暴大风事件相对于普通雷暴对应的夹卷层平均风速更大,其中值为 14 m·s⁻¹,而普通雷暴的相应值为 12 m·s⁻¹。

本文的研究方法存在一定局限性。常规探空未必能很好代表近风暴环境;另外,气球漂移也存在误

差^[47],此外,我国探空站时间空间分辨率有待提高,123 个探空站的平均间隔为 200~300 km,且仅在每日 07:00—08:00 和 19:00—20:00 进行两次探空。有的个例雷暴发生离探空站较远,探空站代表性不理想;有的个例雷暴发生时间与早晚两次探空时间间隔较长,虽然利用雷暴发生前的温度露点对探空曲线进行了订正,但对雷暴发生前对流潜势的判断不够准确。

参考文献

- [1] Fujita T T, Byers H R. Spearhead echo and downbursts in the crash of an airliner. *Mon Wea Rev*, 1977, 105: 579-589.
- [2] Knupp K R, Cotton W R. Convective cloud downdraft structure: An interpretive survey. *Reviews of Geophysics*, 1985, 23(2): 183-215.
- [3] Johns R H, Hirt W D. Derechos: Widespread convectively induced windstorms. *Wea Forecasting*, 1987, 2(1): 32-49.
- [4] Johns R H, Doswell III C A. Severe local storms forecasting. *Wea Forecasting*, 1992, 7: 588-612.
- [5] 俞小鼎, 张爱民, 郑媛媛, 等. 一次系列下击暴流事件的多普勒天气雷达分析. *应用气象学报*, 2006, 17(4): 385-393.
- [6] 廖玉芳, 俞小鼎, 郭庆. 一次强对流系列风暴个例的多普勒雷达资料分析. *应用气象学报*, 2013, 14(6): 656-662.
- [7] 高晓梅, 俞小鼎, 王令军, 等. 山东半岛两次海风锋引起的强对流天气对比. *应用气象学报*, 2018, 29(2): 245-256.
- [8] 漆梁波, 陈永林. 一次长江三角洲表现的综合分析. *应用气象学报*, 2004, 15(2): 162-173.
- [9] 朱君鉴, 刁秀广, 黄秀韶. 一次冰雹风暴的 CINR/SA 产品分析. *应用气象学报*, 2004, 15(5): 579-589.
- [10] 王秀明, 俞小鼎, 朱禾. NCEP 再分析资料在强对流环境分析中的应用. *应用气象学报*, 2012, 23(2): 139-146.
- [11] 郑永光, 周康辉, 盛杰, 等. 强对流天气监测预报预警技术进展. *应用气象学报*, 2015, 26(6): 641-657.
- [12] 俞小鼎, 周小刚, 王秀明. 雷暴与强对流临近天气预报技术进展. *气象学报*, 2012, 70(3): 513-527.
- [13] 段亚鹏, 王东海, 李英. “东方之星”翻沉事件强对流天气分析及数值模拟. *应用气象学报*, 2017, 28(6): 666-677.
- [14] 王秀明, 俞小鼎, 周小刚, 等. “6.3”区域致灾雷暴大风形成及维持原因分析. *高原气象*, 2012, 31(2): 504-514.
- [15] 王秀明, 俞小鼎, 周小刚. 雷暴大风环境特征及其对风暴结构影响的对比研究. *气象学报*, 2013, 71(5): 839-852.
- [16] 姚建群, 戴建华, 姚祖庆. 一次强飑线的成因及维持和加强机制分析. *应用气象学报*, 2005, 16(6): 746-753.
- [17] 孙虎林, 罗亚丽, 张人禾, 等. 2009 年 6 月 3—4 日黄淮地区强飑线成熟阶段特征分析. *大气科学*, 2011, 35(1): 105-120.
- [18] 潘玉洁, 赵坤, 潘益农, 等. 用双多普勒雷达分析华南一次飑线系统的中尺度结构特征. *气象学报*, 2012, 70(4): 736-751.
- [19] 陶岚, 袁招洪, 戴建华, 等. 一次夜间弓形回波特征分析. *气象学报*, 2014, 72(2): 220-236.

- [20] 孙建华,郑淋淋,赵思雄.水汽含量对飊线组织结构和强度影响的数值试验.大气科学,2014,38(4):742-755.
- [21] 刘香娥,郭学良.灾害性大风发生机理与飊线结构特征的个例分析模拟研究.大气科学,2012,36(6):1150-1164.
- [22] 陈明轩,王迎春.低层垂直风切变和冷池相互作用影响华北地区一次飊线过程发展维持的数值模拟.气象学报,2012,70(3):371-386.
- [23] Fujita T T. The Downburst // SMRP Research Paper 210. Chicago:University of Chicago,1985:1-122.
- [24] Chisholm A J, Renick J H. The Kinematics of Multicell and Supercell Alberta Hail Studies 1972. Research Council of Alberta Hail Studies Rep,1972.
- [25] Wakimoto R M. Convectively Driven High Wind Events // Doswell C A. Meteor Monogr. Amer Meteor Soc,2001,50:255-299.
- [26] 梁维亮,屈梅芳,赖珍权,等.广西地区一次强雷暴天气过程雷达特征及环境场分析.气象与环境学报,2016,32(3):10-18.
- [27] Turcotte V, Vigneux D. Severe Thunderstorms and Hail Forecasting Using Derived Parameters from Standard RAOBS Data. Atmospheric Environment Service, Canadian Meteor and Oceanogr Soc,1987:142-153.
- [28] Johns R H, Howard W D, Maddox R A. Conditions Associated with long-Lived Derechos-An Examination of the Large Scale Environments // 16th Conf on Severe Local Storms. Amer Meteor Soc,1990:408-412.
- [29] 高晓梅,俞小鼎,王令军,等.鲁中地区分类强对流天气环境参量特征分析.气象学报,2018,76(2):196-212.
- [30] 李耀东,刘健文,高守亭.动力和能量参数在强对流天气预报中的应用研究.气象学报,2004,62(4):401-409.
- [31] 秦丽,李耀东,高守亭,等.北京地区雷暴大风的天气-气候学特征研究.气候与环境研究,2006,11(6):754-762.
- [32] Cohen A E, Coniglio M C, Corfidi S F, et al. Discrimination of mesoscale convective system environments using sounding observations. *Wea Forecasting*,2007,22:1045-1062.
- [33] 梁爱民,张庆红,申红喜,等.北京地区雷暴大风预报研究.气象,2006,32(11):73-80.
- [34] 廖晓农,于波,卢丽华.北京雷暴大风气候特征及短时临近预报方法.气象,2009,35(9):18-28.
- [35] 廖晓农.北京雷暴大风日环境特征分析.气候与环境研究,2009,14(1):54-62.
- [36] 李文娟,郇敏杰.统计方法在雷暴潜势预报中的应用 // 第26届中国气象学会年会论文集.杭州,2011:2351-2356.
- [37] 王秀明,俞小鼎,周小刚.雷暴潜势预报中几个基本问题的讨论.气象,2014,40(4):389-399.
- [38] 樊李苗,俞小鼎.中国短时强对流天气的若干环境参数特征分析.高原气象,2013,32(1):156-165.
- [39] 杨晓霞,胡顺起,姜鹏,等.雷暴大风落区的天气学模型和物理量参数研究.高原气象,2014,33(4):1054-1068.
- [40] 费海燕,王秀明,周小刚,等.中国强雷暴大风的气候特征和环境参数分析.气象,2016,42(12):1513-1521.
- [41] 苏爱芳,张宁,袁小超,等.河南“7.14”强降水和“8.02”雷暴大风过程 β 中尺度对流系统对比分析.暴雨灾害,2016,35(2):126-137.
- [42] 刘晓初,李潇潇,李燕,等.大连地区雷暴大风探空资料和雷达回波特征分析.安徽农业科学,2017,45(11):176-181.
- [43] [2018-10-29]. NWS/NOAA 2007 The Enhanced Fujita Scale (EF Scale). <https://www.spc.noaa.gov/efscale/>. [2014-10-26].
- [44] 陶岚,严红梅.2004—2011上海31次雷雨大风过程环境特征分析 // 第29届中国气象学会年会,2012:1-10.
- [45] 方翀,王西贵,盛杰,等.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,2017,36(5):1-18.
- [46] 雷雷,孙继松,魏东.利用探空资料判别北京地区夏季强对流的天气类别.气象,2011,37(2):136-141.
- [47] 陈哲.中国探空气球水平漂移总体特征分析.气象,2010,36(2):22-27.

Environmental Parameter Characteristics of Severe Wind with Extreme Thunderstorm

Ma Shuping¹⁾²⁾ Wang Xiuming²⁾ Yu Xiaoding²⁾

¹⁾ (Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081)

²⁾ (China Meteorological Administration Training Center, Beijing 100081)

Abstract

Cases of severe wind with extreme thunderstorm and ordinary thunderstorm without strong convection in various regions of China are analyzed to study characteristics of environmental element of the severe wind, and 95 cases are selected for each type from 2002 to 2017. The comparison of key environmental parameters of severe wind with extreme thunderstorm and ordinary thunderstorm reveal the key environmental parameter characteristics. Results show that severe wind occurs in a relatively dry environment in the middle troposphere. The single-layered maximum depression of dew point of severe wind is 25.7°C and the average depression of dew point is 13.6°C when those of ordinary thunderstorm are 16.2°C and 6.5°C, respectively. Differences between their ground dew point temperature are not significant, when the mean ground dew point temperature of severe wind is 20.2°C, and the mean of ordinary thunderstorm is 21°C. However, the average precipitable water of the former is 37 mm, significantly lower than that of the latter which is 51 mm due to the discrepancy in moisture layer. The moisture layer thickness of the former is below 2 km in most of cases, obviously shallower than the average thickness of ordinary thunderstorm moisture layer, which is 3.6 km. The mean vertical temperature lapse rate in the middle and lower troposphere of severe wind is larger than that of ordinary thunderstorm. Its average temperature difference between 850 hPa and 500 hPa is 28.2°C, obviously larger than that of ordinary events, which is 23.3°C. At the same time, as the ground dew point temperature is not much different, the mean convective available potential energy of severe wind is 1820 J · kg⁻¹, larger than the average of ordinary thunderstorm which is only 470 J · kg⁻¹. The convective inhibition for two types of thunderstorms are not significantly different, the average convective inhibition of severe wind is 79 J · kg⁻¹, comparing to 55 J · kg⁻¹ of ordinary thunderstorms. 0–6 km vertical wind shear of severe wind is 18.1 m · s⁻¹ and 0–3 km vertical wind shear is 13.2 m · s⁻¹ comparing to 14.3 m · s⁻¹ and 10.5 m · s⁻¹, respectively. The convective available potential energy of downdraft of severe wind is larger whose average value is 1110 J · kg⁻¹ while the mean convective available potential energy of downdraft of ordinary thunderstorm is 620 J · kg⁻¹. And the median entrainment zone mean wind speed of severe wind is 14 m · s⁻¹. It is slightly larger than that of ordinary thunderstorm, which is 12 m · s⁻¹. In addition, there is also discrepancy in the height of characteristic layer of severe wind with extreme thunderstorm and ordinary thunderstorm, such as 0°C layer, -20°C layer, and the lifting condensation level.

Key words: severe wind; ordinary thunderstorm; comparison of key environmental parameters