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.

中国强雷暴大风的气候特征和环境参数分析*

费海燕　王秀明　周小刚　俞小鼎

中国气象局气象干部培训学院，北京 100081

提　要：对 2004—2013 年中国强雷暴大风记录(风速≥25 m·s^{-1})的气候特征和环境参数进行统计分析研究。结果表明：强雷暴大风主要发生在中国中东部地区，从 3 月开始在西南、华南地区出现，4 月北进入华中、华东地区，5 月北进到华北、东北和西北地区。不同地区强雷暴大风发生峰值时间不同，其中华中和华南有两个峰值。中国强雷暴大风环境参数中低层垂直风切变中等(地面至 700 hPa 和地面至 500 hPa 平均值分别为 10.2 和 14.3 m·s^{-1})，明显低于美国大范围雷暴大风的均值；存在明显的干层，一般表现为 500 hPa 附近的中层温度露点差大于 10℃以上，其中华北、西北地区表现为整层 3～7 km 均较干。根据红外卫星云图的观测特征，强雷暴大风发生时云型最多的是团状，其次是线状，还有一些不规则形状的云型，不同地区主导云型不同。分析我国强雷暴大风多发地华东地区三种云型的环境参数表明：团状云型强雷暴大风的 CAPE 值大，低层高湿，中层干且环境温度直减率大；线状云型其热力参数值均较团状云型小，但低层和深层垂直风切变大，整层均较干；不规则云型低层高温高湿，环境风垂直切变较小。

关键词：雷暴大风，环境参数，云型，统计分析

中图分类号：P468　　**文献标志码：**A　　**doi：**10.7519/j.issn.1000-0526.2016.12.009

Climatic Characteristics and Environmental Parameters of Severe Thunderstorm Gales in China

FEI Haiyan　WANG Xiuming　ZHOU Xiaogang　YU Xiaoding

China Meteorological Administration Training Centre, Beijing 100081

Abstract: This study analyzed the climatic features and environmental parameters of severe thunderstorm gales (≥25 m·s^{-1}) in China in 2004－2013. The results show that severe thunderstorm gales are seen mainly in the eastern part of China. Beginning from March the gales blow in the southwest and southeast of China, then moving northward to the central and eastern part in April and continuously to the northern, northeastern and northwestern parts in May. The peak values of severe thunderstorm gales appear at different times in different regions and there are two peaks in the central and eastern parts of China. Severe thunderstorm gales have medium vertical wind shears, 10.2 m·s^{-1} from surface to 700 hPa, and 14.3 m·s^{-1} from surface to 500 hPa, which are lower than the average values in America. The relative dry layers exist obviously in the middle level. The average difference between temperature and dew point temperature at 500 hPa is greater than 10 ℃, while the layers from 3 km to 7 km are dry in the northern and northeastern part of China. According to the infrared satellite images, the most common severe thunderstorm gales are mostly along with cluster clouds, and secondly line clouds. Besides, there are some single convective clouds and the major cloud patterns are different in different regions. By analyzing the environmental parameters of three different cloud patterns in East China where severe thunderstorm gales are seen often,

* 公益性行业(气象)科研专项(GYHY201406002)、国家自然科学基金项目(41475042 和 4137505)及江苏省气象科学研究所北极阁基金项目(BJG201305)共同资助

2016 年 6 月 22 日收稿；　2016 年 10 月 9 日收修定稿

第一作者：费海燕，主要从事气象学及雷达气象学相关教学与研究. Email：feihy2009@163.com

we found that, in the case of the cluster clouds, the CAPE values of the severe gales are large with humidity high in low level but low in middle level, and also with high lapse rate. In comparison, for the line cloud pattern the thermodynamic parameters are smaller, but the values of low-level and deep vertical wind shears are large and the whole layer is dry. The values of humidity and temperature in low level for the single convective cloud pattern are large and the ambient vertical wind shears are smaller.

Key words: thunderstorm gale, environmental parameters, satellite image, statistical analysis

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风事件，主要由对流风暴的强下沉气流造成，有时还包括冷池密度流、高空水平动量下传和上升气流的抽吸作用(王秀明等，2013)。国外研究人员在研究致灾雷暴大风发生的气候特征、环境参数特征和雷达回波特征方面取得了很多成果。美国区域性雷暴大风(简称 Derecho)常产生在极端不稳定[抬升指数平均值为－9℃，对流有效位能(convective available potential energy，CAPE)一般超过2400 J·kg^{-1}]和低层高湿的环境下(地面露点温度一般超过 20℃)，同时中低层水平风垂直切变大(700 hPa 到地面的切变约 15 m·s^{-1}，500 hPa 到地面的切变约 20 m·s^{-1})，当然 Derecho 发生区域的不稳定性和切变可以在更大范围内变化(Johns et al，1987；1990；Evans et al，2001；Coniglio et al，2004)。Joseph 等(2011)根据风暴类型分类研究1998—2007 年 191 个非龙卷致灾对流大风事件发现，45%非龙卷大风事件的风暴类型是无组织、准组织的单体风暴，而有组织的多单体风暴占 19%，有组织的线性风暴中，飑线占 19%，弓形回波占 24%。国内对雷暴大风环境参量的统计(秦丽等，2006；梁爱民等，2006；廖晓农等，2009)指出北京雷暴大风发生在暖季(4—9 月)，“湿”型雷暴大风占 94%，探空环境为低层暖湿中高层干冷，大气垂直不稳定能量大，大风发生临近时刻环境温度直减率跃增，超过 7 ℃·km^{-1}，且干型雷暴比湿型雷暴直减率大等特点；钟利华等(2011)和何志强等(2014)对广西和首都机场雷暴大风环流特征、环境参数等作了分析研究；余蓉等(2012)分析了 1971—2000 年中国东部地区雷暴大风的空间分布、年际变化等情况。杨晓霞等(2014)以天气模型对 1971—2008 年山东雷暴大风进行分类研究，给出了不同季节雷暴大风发生的天气尺度模型。罗爱文等(2015)对 2009—2012 年江淮地区弓状回波引起的雷暴大风进行分析，指出弓状回波发生的天气背景主要是东北冷涡和高空槽，中等的对流不稳定度(CAPE 均值为 1780 J·kg^{-1})和垂直风切变(1000～700 hPa 风切变均值为 11.6 m·s^{-1})中层存在明显的干层。

以上国内对雷暴大风的研究工作局限在主要针对北京、广西和中国东部地区的雷暴大风天气。为了了解强雷暴大风在全国范围内的分布特征和发生前的环境条件，本文中将对全国范围内的25 m·s^{-1}以上的强雷暴大风记录的时空分布特征和发生前环境参数进行统计分析。由于中国强雷暴大风多发地是华东，因此文中还对比分析华东地区不同云型条件下强雷暴大风发生的环境背景参数特征。

1 资料与方法

根据 2004—2013 年的灾害年鉴、危险天气报和特殊天气报筛选出风速≥25 m·s^{-1}的大风记录，选取的标准是规定一个观测日内(20 时至次日 20 时)1 个及以上测站既有雷暴发生，又有大风(瞬时风速或者阵风≥25 m·s^{-1})，在此过程中结合自动站、气象卫星等探测资料逐个剔除寒潮、地形、台风和龙卷引起的大风，最后确定 25 m·s^{-1}以上的雷暴大风观测记录共 904 站次。

根据 904 站次的资料分析中国强雷暴大风的气候特征。其中分析强雷暴大风的日分布时采用的是地方时间，由于收集到的强雷暴大风发生时间是北京时间，因此需要将北京时转换成各个时区的地方时间。各个地方时根据国际标准分为东五区(67.5°～82.5°E)、东六区(82.5°～97.5°E)、东七区(97.5°～112.5°E)、东八区(112.5°～127.5°E)和东九区(127.5°～142.5°E)；东八区地方时是北京时，东五区地方时是东八区减去 3 h，东六区地方时是东八区减去 2 h，东七区地方时是东八区减去 1 h，东九区地方时是东八区加上 1 h。

强雷暴大风发生前不同区域的环境参数特征主

要通过 2004—2009 年的 557 个探空资料计算获取。其中不同区域的划分参照国家标准文件《中国气象地理划分》：西北包括陕西、甘肃、宁夏、青海、新疆、内蒙古；东北包括辽宁、吉林和黑龙江；华北包括山西、河北、北京、天津；华东包括河南、山东、浙江、安徽、江苏和上海；华南包括广东、广西、海南和福建；华中包括湖北、湖南和江西；西南包括四川、重庆、贵州、云南和西藏。选取每天 08:00 和 20:00 的探空资料，使用离强雷暴大风记录发生时刻最临近 1 h 内本站的地面温度与露点，订正离观测地点最邻近的探空资料（或者上游探空资料）。从修正后的探空资料获取环境参数，其一是有利于风暴产生发展的环境指标（CAPE、地面至 700 hPa、地面至 500 hPa 垂直风切变、地面温度和露点），其中 $CAPE$ 的计算参照廖晓农（2009）的方法，定义为上升气块在重力和浮力的合力作用下有可能转化为动能的位能，表达式为

$$CAPE = \int_{p_{EL}}^{p_{LFC}} R_d (T_{vp} - T_{ve}) \mathrm{d}\ln p \qquad (1)$$

式中，T_v 是虚温，下标 e 和 p 分别表示与环境和气块有关的物理量，p_{LFC} 为自由对流高度，p_{EL} 为平衡高度；其二是有利于下沉蒸发的环境指标（下沉对流有效位能，700～500 hPa 温度差、850、700、500 和 400 hPa 的温度露点差），其中下沉对流有效位能（downdraft convective available potential energy，DCAPE）的计算参照廖晓农（2009）的方法，定义为气块受到负浮力从 600 hPa 高度下沉到地面时该气块增加的动能最大值，其表达式为：

$$DCAPE = \int_{p_i}^{p_n} R_d (T_{\rho e} - T_{\rho p}) \mathrm{d}\ln p \qquad (2)$$

式中，T_ρ 是密度温度，p_i 为起始下沉处的气压，p_n 为地面或者中性浮力层处的气压。

由于在此次筛选的强雷暴大风记录中，华东区域所占的比例较大，且华东所在的区域地势比较平坦。Israel 等（2003）指出根据红外云图上中尺度对流系统的特征，可以进一步将其分为中尺度圆形、中尺度线形、β 中尺度圆形和 β 中尺度线形对流系统；因此参照 Israel 等的区分标准，结合 FY2C 的红外云图特征，将中国华东地区强雷暴大风发生时的红外云图分为团状、线状和不规则形状。根据这三种云型，对比分析了华东区域不同云型条件下强雷暴大风的环境参数特征。

2　中国强雷暴大风的气候特征

2.1　强雷暴大风的空间分布特征

根据第 1 节中所用方法共筛选出 2004—2013 年间的强雷暴大风记录 904 站次，其分布如图 1。按平均每万平方千米发生次数排序，华北和华东地区最多，每万平方千米次数分别为 4.1 和 4 次；其次分别是华南、华中和东北地区，每万平方千米次数分别为 1.8、1.3 和 0.8 次；西南和西北地区每万平方千米发生次数最少，分别为 0.5 和 0.3 次，但西南云贵高原西部地区却是强雷暴大风的高发地，每万平方千米次数为 2 次，与西南其他地区形成鲜明的对比。总的来说，中国西部地形相对较高的地区发生强雷暴大风的概率很小（图 1）。

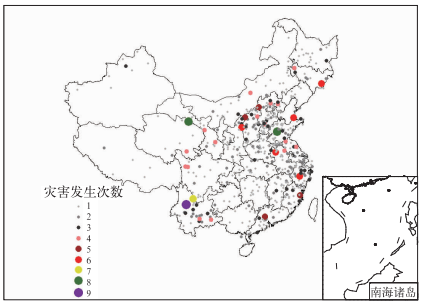


图 1　2004—2013 年中国强雷暴大风（风速≥25 m·s^{-1}）的空间分布

Fig. 1　Distribution of severe thunderstorm gales (≥25 m·s^{-1}) in China during 2004－2013

2.2　强雷暴大风的时间分布特征

2004—2013 年中国强雷暴大风出现月份分析（图 2）可见，强雷暴大风可出现在 3—11 月；主要集中在 4—8 月，其中 6—8 月最为集中，峰值发生在 6 月，共 214 次，约占总数的 1/4。

图 3 给出了 904 站次强雷暴大风记录的日分布（所用时间是地方时），一天之内发生强雷暴大风高频时段是在午后到傍晚的 15—20 时，峰值出现在傍晚的 17—18 时。一般来说，午后随着地面温度升高，对流抑制减少，是雷暴发生频率最高的时段。强雷暴大风集中时段不是地面温度最高的 14—15 时而是傍晚前后，很可能是因为产生强雷暴大风的风暴一般为强风暴而不是午后的热雷暴。它与中尺度

对流复合体(MCC)的日变化有所不同,MCC 除了傍晚的峰值外,在夜间还有一个峰值(曾波等,2015)。

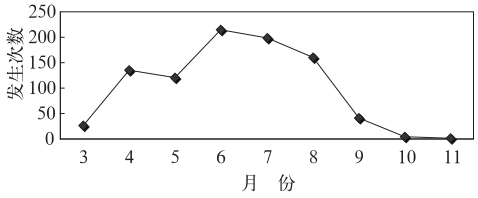


图 2 2004—2013 年强雷暴大风出现频率的月分布

Fig. 2 Monthly frequencies of severe thunderstorm gales during 2004－2013

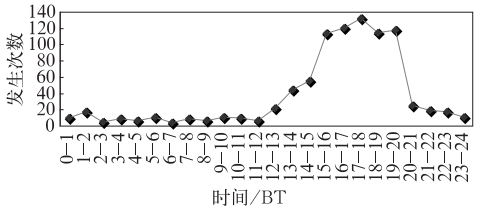


图 3 2004—2013 年强雷暴大风出现频率的日分布

Fig. 3 Daily frequencies of severe thunderstorm gales during 2004－2013

图 4 显示强雷暴大风 3 月开始出现在西南和华南地区。西南地区强雷暴大风发生次数只有一个峰值(4 月),占该地区全年的 40%,之后逐月减少。华南地区在 4 月达到其次峰值(占全年的 24%),6 月显著减少,为一明显的波谷,7 月开始又有所增加,8 月达到华南强雷暴大风的第二个峰值,也是华南强雷暴大风最多的月(占全年的 25%)。华中地区亦有两个峰值,分别在 4 月(占全年的 32%)和 7 月(占全年的 24%),6 月发生次数最少。4 月开始华中地区冷暖空气交绥频繁,北方的干冷空气叠加在南方的暖湿空气之上,环流形势有利于产生强雷暴大风;华东地区强雷暴大风在 6—8 月发生频繁,峰值在 6 月(占全年的 28%),9 月后骤减。西北、华北和东北地区强雷暴大风出现时间呈现单峰结构,西北、华北地区峰值在 6 月。东北地区由于冷锋和冷涡从 5 月中旬开始频繁出现,其对流性天气逐渐增多,6 月达到峰值(占全年的 33%),8 月以后骤减。

综上,中国强雷暴大风 3 月开始在西南、华南地区出现,4 月北进入华中、华东地区,5 月北进到华北、东北地区,同时西进到西北地区。西南和华中地区在 4 月达到其全年的峰值,华南地区在 4 月达到其次峰值;随后华东、华北、西北、东北地区在 6 月达到其峰值;华中地区在 7 月达到其次峰值,华南地区在 8 月达到其主峰值。

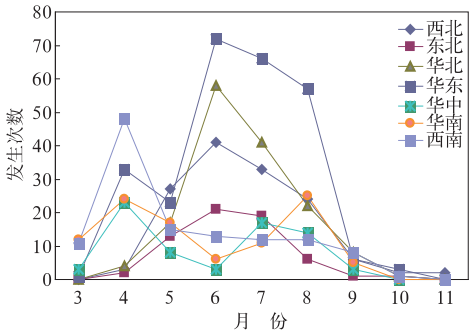


图 4 2004—2013 年各区域强雷暴大风出现频率的月分布

Fig. 4 Monthly frequencies of severe thunderstorm gales in different regions during 2004－2013

3 中国强雷暴大风的环境参数特征

3.1 CAPE 和环境垂直风切变

CAPE 指气块在自由对流高度和平衡高度之间受环境正浮力累积做的功,是可能转换为对流上升运动动能的一种能量,是风暴潜在强度的一个重要指标;在给定的大气热力条件下,环境垂直风切变(即环境风向风速随高度的变化)对雷暴的结构、形态、生命史以及活动有着重要的影响。因此 CAPE 和环境垂直风切变是判断未来雷暴大风潜势的重要环境参数。对 2004—2009 年各区域 *CAPE* 统计分析发现(图 5),强雷暴大风发生在中等的对流不稳定能量背景下(均值为 1812.7 J·kg^{-1});其中华南和华东地区的 *CAPE* 均值最高,在 2000 J·kg^{-1}以上,而且两者中间半数 *CAPE* 数值分别在 1413.5～3275.7 和 1117.5～3083.7 J·kg^{-1};华北、华中和西南地区 *CAPE* 均值在 1500～2000 J·kg^{-1};西北和东北地区 *CAPE* 均值最小,在 1000～1500 J·kg^{-1},约比华东和华南地区 *CAPE* 均值减少了 50%左右,且其半数 *CAPE* 数值分别在 503～1900 和 571.5～2001.4 J·kg^{-1}。

Weisman 等(1986)指出垂直风切变已被推测为影响阵风锋能否形成新的对流单体的重要作用之

一，同时中等和强的垂直风切变是形成弓形回波的重要因素；而 Hamilton(1970)研究发现对流风暴的弓形特征与地面直线型风害有关。图 6 中各区域地面至 700 hPa 和地面至 500 hPa 的环境垂直风切变均值分别为 10.2 和 14.3 m·s^{-1}，明显小于美国 Derecho 的均值 15 和 20 m·s^{-1}(Johns et al，1987；1990)。Meng 等(2013)也指出中国东部飑线的中低层水平垂直风切变值小于美国的垂直风切变值。图 6 中显示出东北地区的地面至 700 hPa 和地面至 500 hPa 垂直风切变均值最大，分别为 12.4 和 16.6 m·s^{-1}，中间 50% 的值分别为 8～16 和 11.8～22.4 m·s^{-1}，由于东北地区受冷涡和冷锋影响较大，在此环流形势下其中低层垂直风切变最大；中东部地区(华南、华东、华中和华北)地面至 700 hPa 垂直风切变均值在 10～12 m·s^{-1}，分别为 11.6、10.9、10.6 和10.1 m·s^{-1}，地面至500 hPa垂直风切变均值在 14～15 m·s^{-1}，分别是 14、15、14.4 和 14.3 m·s^{-1}；西南和西北地区地面至 700 hPa 和地面至 500 hPa 垂直风切变均值较小，其垂直风切变小的一部分原因可能是由于地面所在海拔高的原因所造成的。

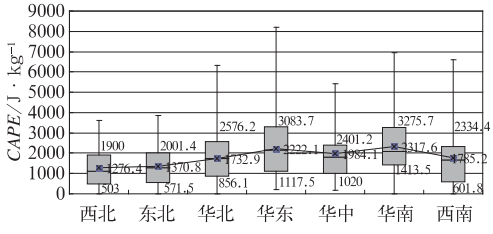


图 5　各区域 *CAPE* 端须图

Fig. 5　Box and whisker plot of CAPE in different regions

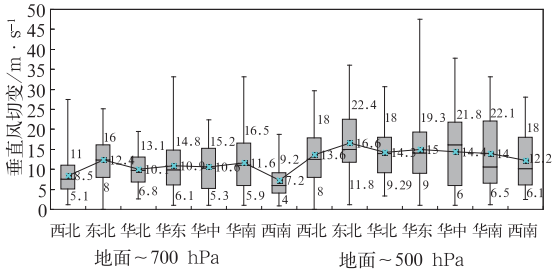


图 6　各区域地面至 700 hPa 和地面至 500 hPa 垂直风切变端须图

Fig. 6　Box and whisker plot of surf－700 hPa and surf－500 hPa vertical wind shear in different regions

高露点温度是极端不稳定(即高 *CAPE* 值)产生的原因。王秀明等(2012)指出，*CAPE* 对于露点的敏感程度是温度的两倍，即平均而言，温度升高 1℃，*CAPE* 增加 200 J·kg^{-1}，而露点升高 1℃，*CAPE* 增加 400 J·kg^{-1}，因此分析 2004—2009 年各区域地面温度露点分布图发现(图 7)，西北、西南、东北和华北地区的地面露点均值＜20℃，中间 50%所在的值与其他区域相比偏小；华东、华中和华南地面露点均值＞20℃，中间 50%所在的值分别为 17～24、19～24 和 21～24℃，这与 Johns 等(1987)发现美国区域性大风(风力≥25 m·s^{-1})发生前地面露点经常＞20℃的结论一致。西南、东北和西北地区地面温度均值均＜30℃，而华东、华北、华南和华中地区地面温度均值均＞30℃。

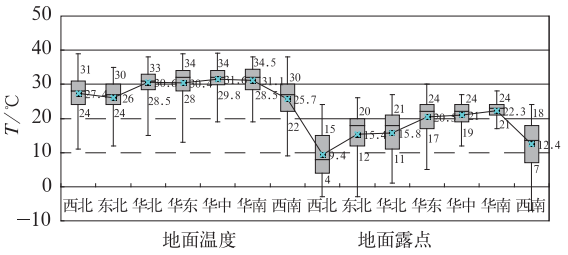


图 7　各区域地面温度和地面露点端须图

Fig. 7　Box and whisker plot of surface temperature and dew point in different regions

西南地区强雷暴大风主要发生在春季 4 月，比较干，*CAPE* 相对较低；西北、华北和华东地区强雷暴大风发生的峰值均在 6 月，但西北地区强雷暴大风发生前地面露点明显偏低，均值为 9.4℃，比较干；华北地区地面露点均值为 15.8℃，属于中等强度；而华东地区的地面露点温度均值在三者中最高，为 20.5℃。东北地区强雷暴大风主要发生在 7 月，地面露点均值为 15.4℃；华南和华中地区强雷暴大风发生在高温高湿环境中，地面温度均值(＞30℃)和露点均值(＞20℃)都很高。

3.2　DCAPE 和中低层相对湿度

雷暴大风主要由风暴的强下沉气流造成，有时还有冷池密度流和高空动量下传的作用。许焕斌(2012)提出激发强下沉气流可有三个因子：动力扰动气压、水凝物拖曳和冷却负浮力，其中起主要作用的是冷却负浮力，因此 DCAPE 的引入主要是估算负浮力，反映了干空气侵入含水云体后，气块因蒸发冷却作用下沉到地表时的最大动能，但 DCAPE 往往会被高估。从图 8 中 *DCAPE* 的平均值看出，西

北、东北和西南地区的 *DCAPE* 均值较小，而华北、华东、华中和华南地区的 *DCAPE* 均值较大。

章国材(2011)指出对流层中低层(3～7 km)的低湿度，能够保证雨滴在下降过程中不断蒸发，以抵消气块绝热下沉的增温，保持气块的负浮力，因此对比分析了 700、500 和 400 hPa 的相对湿度。表 1 中所有区域中低层(700、500 和 400 hPa)温度露点差平均值均＞5.5℃，相对湿度较小。

西北、华北和华东地区 3～7 km 整层均较干，其温度露点差均值均超过了10℃，其中以华东地区

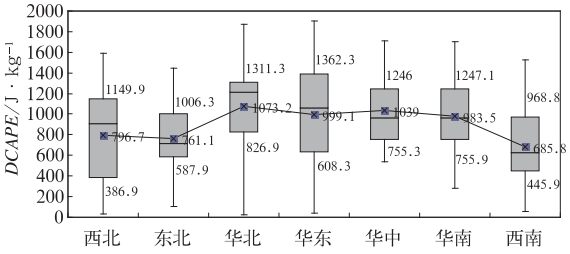


图 8 各区域 *DCAPE* 端须图

Fig. 8 Box and whisker plot of *DCAPE* in different regions

表 1 各区域 700、500 和 400 hPa 温度露点差平均值、25%和 75%所在值(单位：℃)

Table 1 The average, 25%, 75%, values of $T-T_d$ at 700 hPa, 500 hPa and 400 hPa (unit: ℃)

区域		$(T-T_d)_{700}$	$(T-T_d)_{500}$	$(T-T_d)_{400}$
西北	平均值	12.3	10.5	13.2
	25%值	7	4	6
	75%值	15	15	20
东北	平均值	9	12.2	13
	25%值	5	6	7
	75%值	12	16	16
华北	平均值	10.2	13.9	13.5
	25%值	6.5	4.5	4.5
	75%值	13.5	19.5	18
华东	平均值	10.2	18.1	17.1
	25%值	5	6	6
	75%值	13	29	26
华中	平均值	5.5	13.5	15.4
	25%值	3	5	5
	75%值	6.3	17	20.3
华南	平均值	6.8	13.8	14.9
	25%值	3	5	4
	75%值	7	18.5	21
西南	平均值	6.4	8.1	11.6
	25%值	2	3	4.8
	75%值	7.3	10.3	16

的干层最明显，其 500 和 400 hPa 的温度露点差在所有区域中均值最大，超过了 15℃，华东发生的强雷暴大风记录亦较多；华南、华中和西南地区的低层 700 hPa 温度露点差均值不大，但中层 500 和 400 hPa 的温度露点差均值较大，比较干。因此中低层的低湿度对于强雷暴大风的发生具有非常重要的作用。

3.3 华东强雷暴大风关键环境特征参数分析

参照 Israel(2003)和方翀等(2014)对红外云图的分类标准，结合 FY2C 的红外云图特征，将发生强雷暴大风时的 IR1 通道云型分为团状、线状、不规则形状(图 9)，团状云型包括圆形、准圆形的中尺度对流系统；图 9a 所示是团状云型条件下，2009 年 6 月 5 日江苏太仓发生 25 m·s^{-1}的强雷暴大风；线状云型包括线形、准线形的中尺度对流系统；图 9b 是线状云型条件下，2009 年 6 月 14 日江苏徐州发生 26 m·s^{-1}的强雷暴大风；不规则云型是零星、不规则的更小尺度对流系统；图 9c 是不规则云型条件下，2007 年 4 月 26 日云南新平发生 28 m·s^{-1}的强雷暴大风。

经过分析发现(图 10)，产生强雷暴大风最多的云型是团状，其次是线状，还有一些不规则形状。华东、华北、华中和华南地区强雷暴大风发生时主要云型为团状；在西南、西北和东北地区，强雷暴大风发生时零星的不规则云型所占比例较大，这也一定程

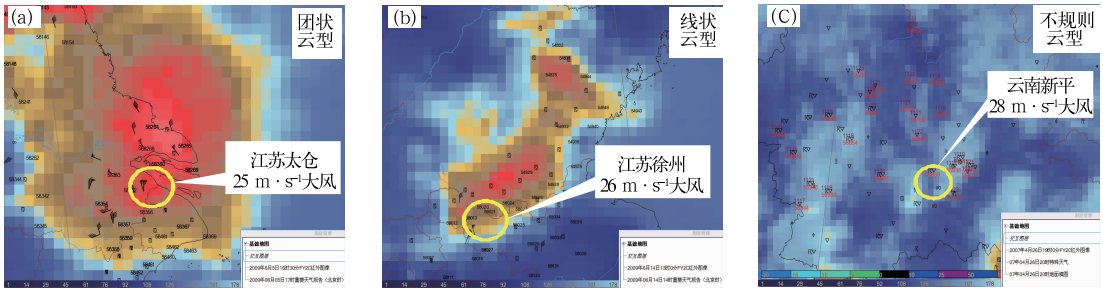


图 9　发生强雷暴大风的三种红外卫星云型

Fig. 9　Three types of IR images of severe thunderstorm gales

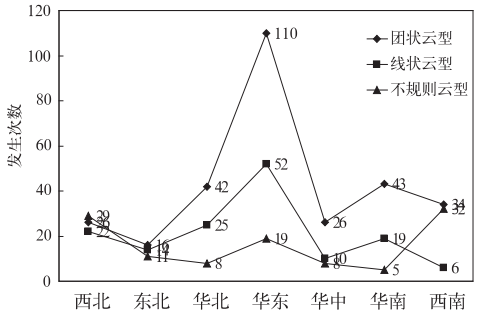


图 10　各区域强雷暴大风红外卫星云型

Fig. 10　IR image of severe thunderstorm gales in different regions

度上说明在这些地区强雷暴大风不一定都是由深厚对流产生的。

由于华东出现的强雷暴大风记录较多，根据云型的分类将华东区域强雷暴大风分为团状云型、线状云型和不规则状云型，对比分析这三种不同云型强雷暴大风 *CAPE* 和地面至 700 hPa、地面至 500 hPa 垂直风切变发现：不规则云型强雷暴大风低层和中层垂直风切变较小，而团状和线状云型的低层和中层垂直风切变较大，其中线状云型的地面至 700 hPa 和地面至 500 hPa 垂直风切变最大，其均值为 13.9 和 19.7 m·s^{-1}，略低于 Johns 等(1987；1990)研究指出美国 Derecho 的水平风垂直切变 15 m·s^{-1}(地面至 700 hPa)和 20 m·s^{-1}(地面至 500 hPa)；分析卫星云图特征发现，在中等到强的垂直风切变条件下产生的强雷暴大风更多的是有“线状”云图特征，这与 Johns 等(1992)从雷达特征角度出发指出，在中等到强风切变环境中发生的雷暴大风更多是由“弓状回波”产生的结论相似。线状云型强雷暴大风发生前的 *CAPE* 和地面温度露点均值是三种类型中最低的(图 11 和表 2)；Johns 等(1987)发现产生美国区域性大风最重要的因素是对流不稳定和低层的湿度(地面露点经常性的大于 20℃)，团状云型强雷暴大风发生前的 *CAPE* 和地面露点均值最高，其地面露点均值为 22.3℃，是三种云型中唯一一个露点均值大于 20℃的。不规则云型强雷暴大风发生前的地面温度均值最高，为 32.8℃。

图 12 显示线状云型强雷暴大风的 *DCAPE* 均值最小(<1000 J·kg^{-1})；团状云型强雷暴大风的 *DCAPE* 均值为 1041.3 J·kg^{-1}，介于三者中间；不规则云型的 *DCAPE* 均值最大(1065.5 J·kg^{-1})，其 25%～75%的值为 491.3～1465.5 J·kg^{-1}，中间 50%的值跨度最大。表 2 显示出线状云型的 700、500 和 400 hPa 的干层是最明显的，其均值均>10℃，500 和 400 hPa 的温度露点差均值>20℃；不规则云型 500 hPa 干层亦比较明显的，其均值>20℃，而团状云型的 500 hPa 干层在三者之间是最小的，不规则云型和团状云型 700 和 400 hPa 相对湿度差别不大。

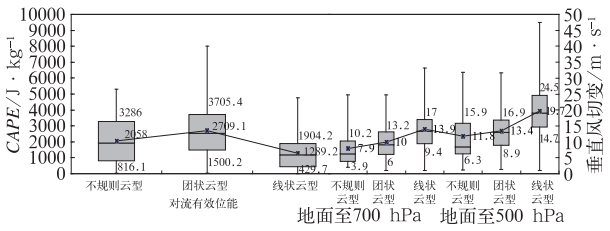


图 11　不同云型 *CAPE*、地面至 700 hPa、地面至 500 hPa 水平风垂直切变端须图

Fig. 11　Box and whisker plot of *CAPE*, surf－700 hPa and surf－500 hPa vertical wind shears for different IR cloud patterns

表 2 华东地区地面温度、露点、$(T-T_d)_{700}$、$(T-T_d)_{500}$、$(T-T_d)_{400}$ and $T_{700-500}$ 的平均值、25%和 75%所在值(单位:℃)

Table 2 The average, 25%, 75%, values of surface temperature, dew point, $(T-T_d)_{700}$, $(T-T_d)_{500}$, $(T-T_d)_{400}$ and $T_{700-500}$ (unit: ℃)

云型		地面温度	地面露点	$(T-T_d)_{700}$	$(T-T_d)_{500}$	$(T-T_d)_{400}$	$T_{700-500}$
不规则	平均值	32.8	19.3	9.5	21.7	16.9	17.1
	25%值	32	17	5.5	15	8	15
	75%值	34.5	24	9.5	29.5	22	18
团状	平均值	31.7	22.3	9.4	15.7	15.3	16.6
	25%值	30	19	4	4	4.3	15
	75%值	34	25	12.8	25	24	18
线状	平均值	26.7	17.2	12.1	21.8	20.9	16.2
	25%值	23	13	6	8.8	11	14
	75%值	32	20.5	14	35.8	32.3	18

因此可以看出团状云型强雷暴大风的 *CAPE* 大,地面露点高,中层干且环境温度直减率大;线状云型其热力参数值均较团状云型小,但低层和深层垂直风切变大,整层较干;不规则云型低层高温高湿,环境风垂直切变较小。

Evans 等(2001)研究指出超级单体的垂直风切变和 *CAPE* 呈反比的关系,图 11 中线状云型强雷暴大风的垂直风切变和 CAPE 亦反映出这种关系,而团状云型和不规则云型对流系统的垂直风切变和 *CAPE* 则没有明显的反比关系;从 *DCAPE* 和地面至500 hPa 水平风的垂直风切变散点图看出(图 13),线状云型强雷暴大风记录位于图的左中上部,团状云型强雷暴大风记录位于图的中下部,而不规则云型强雷暴大风记录左右两端都有,由此可以看出对线状云型强雷暴大风,地面至 500 hPa 水平风垂直切变和 *DCAPE* 亦呈反比的关系,地面至 700 hPa 水平风的垂直切变和 DCAPE 的关系从散点图上看不是很明显(图略)。

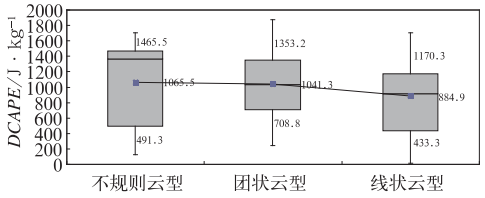


图 12 华东不同云型强雷暴大风 *DCAPE* 端须分布

Fig. 12 Box and whisker plot of *DCAPE* for different IR cloud patterns in East China

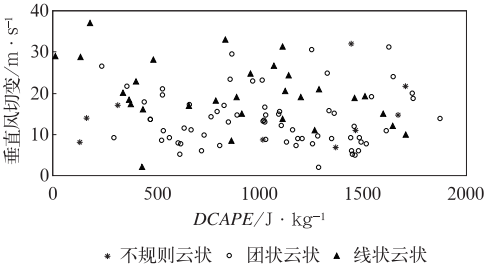


图 13 华东不同云型强雷暴大风 *DCAPE* 和地面至 500 hPa 垂直风切变的散点分布

Fig. 13 Scatter diagrams of *DCAPE* and surf−500 hPa vertical wind shears for severe thunderstorm gales of different cloud patterns in East China

4 结论与讨论

(1) 统计 2004—2013 年中国强雷暴大风(风速≥25 m · s^{-1})记录的时空分布表明:中国强雷暴大风出现概率东部地区大于西部地区,主要集中在华北、华东、云贵高原西部、华南东南部地区。强雷暴大风 3 月开始在西南、华南地区出现,4 月北进入华中、华东地区,5 月北进到华北、东北地区,同时西进到西北地区。西南地区在 4 月达到其全年的峰值,华东、华北、西北和东北地区的峰值在 6 月,华南地区的峰值有两个,分别在 4 和 8 月;华中地区的峰值亦有两个,分别在 4 和 7 月。

(2) 强雷暴大风环境参数地面至 700 hPa 和地面至 500 hPa 水平垂直风切变均值分别为 10 和 14 m · s^{-1},明显低于美国 Derecho 的统计均值 15 和 20 m · s^{-1};华南和华东的 CAPE 均值较高,在 2000 J · kg^{-1} 以上,地面露点均值均超过了 20℃,其热力条件与美国东部类似;其他地区 CAPE 均值< 2000 J · kg^{-1},其中西北和东北地区最小,在 1000~1500 J · kg^{-1},其地面露点均值亦最小,在 10℃以下。

(3) 强雷暴大风发生的一个重要环境特征为中层(400~500 hPa)干,以华东地区的干层最为明显,其 500 与 400 hPa 的温度露点差均值>15℃,华南、华中、西南亦>10℃。华北、西北地区则表现为 3~

7 km 整层较干，温度露点差均值＞10℃。

（4）分析产生强雷暴大风风暴的 FY2C 红外云图特征表明，其云型以团状最多，其次是线状，还有一些不规则形状的云团。不同地区主导云型不同：中国东部地区（华东、华北、华中和华南）为团状云型；中国西北、东北和西南地区为不规则云型。对比华东区域三种云型的环境参数表明：团状云型强雷暴大风的 CAPE 值大，地面露点高，中层干且环境温度直减率大，热力强迫强；线状云型其热力参数值均较团状云型小，但低层和深层垂直风切变大，整层较干，动力强迫强；不规则云型低层高温、高湿，环境风垂直切变较小。值得一提的是云图上不同形态云型对应的风暴结构是不同的，团状云型对流系统更多可能以单体或多单体为主要特征，强层结不稳定条件和拖曳作用可能是地面大风的重要原因之一，可伴有短时强降水；线状云型对流系统多为组织性很强的飑线系统，层结不稳定条件要求相对低些。

致谢：感谢国家气象中心郑永光研究员为本文提供资料。

参考文献

方翀，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. 气象，40(8)：905-915.

何志强，卢新平，王丙兰. 2014. 首都机场雷暴大风的初步研究. 气象，40(11)：1408-1413.

梁爱民，张庆红，申红喜，等. 2006. 北京地区雷暴大风预报研究. 气象，32(11)：73-80.

廖晓农. 2009. 北京雷暴大风日环境特征分析. 气候与环境研究，14(1)：54-62.

廖晓农，于波，卢丽华. 2009. 北京雷暴大风气候特征及短时临近预报方法. 气象，35(9)：18-28.

罗爱文，朱科锋，方茸，等. 2015. 江淮地区弓状回波的分布和环境特征分析. 气象，41(5)：588-597.

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. 气候与环境研究，11(6)：754-762.

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. 应用气象学报，23(2)：139-146.

王秀明，周小刚，俞小鼎，等. 2013. 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，71(5)：839-852.

许焕斌. 2012. 强对流云物理及其应用. 北京：气象出版社，340.

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. 高原气象，33(4)：1057-1068.

余蓉，张小玲，李国平. 等. 2012. 1971—2000 年我国东部地区雷暴、冰雹、雷暴大风发生频率的变化. 气象，38(10)：1207-1216.

曾波，谌芸，李泽椿. 2015. 中国中东部地区夏季中尺度对流系统形成前物理量诊断分析. 地球物理学报，58(1)：32-46.

章国材. 2011. 强对流天气分析与预报. 北京：气象出版社，337.

钟利华，曾鹏，李勇，等. 2011. 广西雷暴大风天气环流特征和物理量诊断分析. 气象，37(1)：59-65.

Coniglio M C, Stensrud D J, Richman M B. 2004. An observational study of Derecho-Producing Convective Systems. Wea Forecasting, 19(2)：320-337.

Evans J S, Doswell III C A. 2001. Examination of derecho environments using proximity soundings. Wea Forecasting, 16(3)：329-342.

Hamilton R E. 1970. Use of detailed intensity radar data in mesoscale surface analysis of the 4 July 1969 storm in Ohio. Preprints, 14th Conf. on Radar Meteorology, Tucson, AZ, Amer Meteor Soc，339-342.

Israel L J, William R C, Ray L M. 2003. Satellite and radar survey of mesoscale convective system development. Mon Wea Rev, 131(10)：2428-2449.

Johns R H, Doswell IIIC A. 1992. Severe local storms forecasting. Wea Forecasting, 7(4)：588-612.

Johns R H, Hirt W D. 1987. Derechos: Widespread convectively induced windstorms. Wea Forecasting, 2(1)：32-49.

Johns R H, Howard K W, Maddox R A. 1990. Conditions associated with long-lived derechos—An examination of the large scale environments. 16th Conf. on Severe Local Storms, Kananaskis Park, AB, Canada, Amer Meteor Soc，408-412.

Joseph M S, Walker S A. 2011. A climatology of fatal convective wind events by storm type. Wea Forecasting, 26(1)：109-121.

Meng Zhiyong, Yan Dachun, Zhang Yunji. 2013. General Features of squall lines in East China. Mon Wea Rev，141(5)：1629-1647.

Weisman M L, Klemp J B. 1984. The structure and classification of numerically simulated convective storms in directionally varying wind shears. Mon Wea Rev，112(12)：2479-2498.