

樊李苗,俞小鼎,2020. 杭州地区夏季午后雷暴大风环境条件分析[J]. 气象,46(12):1621-1632. Fan L M, Yu X D, 2020. Analysis on the environment conditions of afternoon thunderstorm in Hangzhou[J]. Meteor Mon, 46(12):1621-1632(in Chinese).

## 杭州地区夏季午后雷暴大风环境条件分析\*

樊李苗<sup>1</sup> 俞小鼎<sup>2</sup>

1 浙江省杭州市气象局,杭州 310051

2 中国气象局气象干部培训学院,北京 100081

**提 要:** 选取杭州地区 2013—2018 年 6—8 月 28 次午后雷暴大风个例进行研究。结果表明:杭州夏季午后雷暴大风依照发生频率多少主要影响路径依次为西北向偏东移(28%)、西南向东北移(25%)、东南向偏北移(22%)、杭州局地生成(19%);杭州西北、西南山区和东北部平原是雷暴触发和增强关键区。夏季午后雷暴大风天气概念模型按照副热带高压与周边系统相互作用分为:高空冷平流强迫型、低层暖平流强迫型和准正压型,其中准正压型杭州地区更多的是与边界层辐合线和东风带系统影响这一类。抬升触发机制多为近地层中尺度辐合线,这与弱冷空气侵入、海陆分布、地形等因素有关。其  $T-\ln p$  图特征包括:对流有效位能(CAPE)中等偏强,中层为干空气层结,中低层有较浅薄湿层,低层环境大气温度垂直递减率接近干绝热,湿层下湿湿廓线呈倒“V”型。CAPE、下沉有效位能(DCAPE)均在  $1000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$  以上,DCAPE 平均值更大。中层(700~400 hPa)平均温度露点差均值为  $13.7^\circ\text{C}$ ,最大温度露点差均值为  $21.5^\circ\text{C}$ ,可以很好地表征中层干层特征。夏季午后雷暴大风天气一般发生在弱的垂直风切变条件下,大风指数命中率可达 79%,但是要注意其虚警次数也较多。

**关键词:** 夏季,雷暴大风触发抬升,环境条件,指数

**中图分类号:** P446,P458

**文献标志码:** A

**DOI:** 10.7519/j.issn.1000-0526.2020.12.009

## Analysis on the Environment Conditions of Afternoon Thunderstorm in Hangzhou

FAN Limiao<sup>1</sup> YU Xiaoding<sup>2</sup>

1 Hangzhou Meteorological Bureau of Zhejiang Province, Hangzhou 310051

2 China Meteorological Administration Training Centre, Beijing 100081

**Abstract:** In this paper, 28 cases of afternoon thunderstorm in Hangzhou from June to August in 2013—2018 were selected for research. There are four main paths (from more to less frequent): northwest moving to eastward, southwest to northeast, southeast to northward, and locally generated in Hangzhou. From the evolution of dual-polarization radar echo, three key areas of thunderstorm can be seen, including northwest, southwest and northeast. Three types of thunderstorm conceptual model are: cold advection forcing category, warm advection forcing category and quasi-barotropic category, of which, the quasi-positive pressure type in Hangzhou Area is mostly combined with boundary layer convergence line and east wind belt system. The near-surface meso-scale convergence line is the lifting trigger mechanism, which is related to boundary weak cold air invasion, subtropical high control, land and sea distribution, topography and other factors. The characteristics of the  $T-\ln p$  diagram are: a moderate intensity CAPE, dry air in mid and high level, a shallow wet layer in the lower layer, the lapse rate of atmospheric temperature in the lower atmosphere, close to dry adiabatic, and an inverted “V” shape, shown by the temperature and dew

\* 中国气象局预报员专项(CMAYBY2019-047)资助

2019 年 11 月 17 日收稿; 2020 年 3 月 27 日收修定稿

第一作者:樊李苗,主要从事短期、短临预报业务和雷达气象学研究. E-mail: flybirdflm@163.com

point profile under the wet layer. The average values of CAPE and DCAPE are above  $1000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ . The average temperature-dewpoint difference of middle layer and the maximum temperature-dewpoint difference of single layer can well represent the dry air of middle layer. In summer, thunderstorms usually occur under the condition of weak vertical wind shear. The wind index has some indication.

**Key words:** summer, thunderstorm trigger, environmental condition, index

## 引 言

雷暴大风是杭州地区夏季午后常见的强对流天气,预报预警时间提前量比较短,给人民生命财产安全造成的损害也比较大。2012 年 9 月 12 日午后,杭州西湖著名景点集贤亭因大风倒塌。2018 年 7 月 27 日 19:34(北京时,下同)左右,杭州桐庐县合村乡琅环自然村瞬时风速达到了  $24.1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (九级),木质廊桥突发倒塌,造成 8 死 3 伤的严重事故,这是历史上合村乡首次出现九级大风。因此加强雷暴大风天气研究具有重要性和紧迫性。

多年来,气象专家对雷暴大风等强对流天气的研究取得了很多成果。苏永玲等(2011)、秦丽等(2006)、巩崇水等(2013)、廖晓农等(2009)通过个例研究,对强对流天气时空分布特征进行统计分析。张一平等(2013)、郑媛媛等(2011)、杨晓霞等(2014)、廖晓农等(2009)总结了强对流天气的天气系统概念模型。孙继松等(2014)指出,长江以南的雷暴大风活跃期主要集中在 4—9 月且表现为 4 月和 7—8 月的双峰分布,大部分地区的雷暴大风主要发生在午后到傍晚。许爱华等(2011;2014)提出了江西以及我国中东部地区强对流天气的 5 种基本类别:冷平流强迫类、暖平流强迫类、斜压锋生类、准正压类、高架对流类,并给出了详细分析。蔡雪薇等(2019)针对冷涡背景下不同类型强对流天气的成因进行了对比分析。李勇和孔期(2009)、梁爱民等(2006)、樊李苗和俞小鼎(2013)、肖安和许爱华(2018)、盛杰等(2019)、康岚等(2018)、翁之梅等(2018)、俞小鼎等(2016)、Doswell III(1987)对一些物理量,如对流有效位能(convective available potential energy,CAPE)、对流抑制能(convective inhibition energy,CIN)、3 h 负变压等,以及一些环境参数,如 K 指数、SI 指数等,进行统计分析,以便在业务中更加方便的的对流潜势和对流类型进行判断。例如孙继松等(2014)认为下沉有效位能(downdraft convective available potential energy,

DCAPE)对雷暴大风的判断有很好的指示作用。微波辐射计(魏东等,2011a;2011b)、多普勒雷达(冯晋勤等,2012;杨璐等,2018)等新型探测手段的应用,使得强对流天气的短时临近预报预警业务如虎添翼。数值模拟也越来越多地应用于强对流天气研究(李娜等,2015;王秀明等,2013;陈明轩和王迎春,2012;沈杭锋等,2010),利用雷达等观测数据结合数值模拟对对流风暴中小尺度结构特征进行研究,有利于更加深入了解对流天气发生发展机理。另外,盛杰等(2019)、翁之梅等(2018)、俞小鼎等(2016)、Doswell III(1987)、蔡雪薇等(2019)、康岚等(2018)、杨璐等(2018)、苏涛等,(2020)也对一些典型个例进行了分析,例如东风波、台风、高架雷暴等天气系统引起的对流天气。

## 1 资料与方法

本文利用杭州包含中尺度站在内的约 600 个站点的观测资料,挑选 2013—2018 年 6—8 月 28 个雷暴大风个例进行研究。个例挑选首先排除台风大风、大范围冷空气大风以及气旋后部偏北大风(单纯大风,没有伴随对流天气);其次排除高山站;至少有 2 个自动站出现 8 级阵风( $>17 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ );另外影响杭州整个区域时间至少持续 1 h 以上。

挑选个例结果表明,28 个例主要发生在 7—8 月(93%),其中 7 月下旬到 8 月上旬的盛夏期间占 54%;且基本上都发生在 12—23 时,特别是 20 时以前(20 时以后开始的只有 1 例),所以本文主要研究夏季午后雷暴大风。

利用杭州市大明山双偏振雷达资料以及自动站实况对影响杭州的对流风暴演变进行研究,找到杭州地区产生雷暴大风的对流风暴路径以及关键区(雷暴频繁经过或者增强区域),并结合地面观测资料,特别是风场对其触发机制进行探讨。

同时本文利用常规气象观测资料、美国气象环境预报中心 NCEP GDAS-FNL(Final)0.25°×0.25°再分析资料分析天气形势,建立杭州夏季午后雷暴大风

概念模型;利用探空数据计算 K 指数、CAPE、DCAPE 等对流参数值,进行统计分析,用来找到判断雷暴大风天气的有效指标;同时对杭州站探空数据进行各层平均,找到午后雷暴大风探空曲线特征。

## 2 杭州地区夏季午后雷暴大风的路径和天气形势概念模型

### 2.1 影响杭州地区雷暴大风路径以及关键区

根据双偏振雷达组合反射率因子获得从进入杭州地区开始,间隔 1 h 的位置或者局地生成并维持 2 h 以上风暴位置分布图(图 1),结合自动站资料,可知杭州地区雷暴大风影响路径按照发生频次由多到少分为:西北向偏东移(28%),西南向东北移(25%),东南向偏北移(22%),杭州大部局地生成发展(19%)和其他路径(6%)。

从图 1 可以看出,对流风暴从西北、西南、东北三个区域频繁经过或者触发增强。其形成原因包括:①地表环境特征。杭州东北部为海拔较低的平原,毗邻杭州湾,为城市聚集区;西北部、西南部多为海拔 500 m 以上山地;浙江东部面临东海,有较长海岸线。这些地表特征导致如海陆风、地形、局地加热等中小尺度局地环流在西北、西南和东北地区容易出现。②与夏季影响杭州的天气系统有关。夏季,

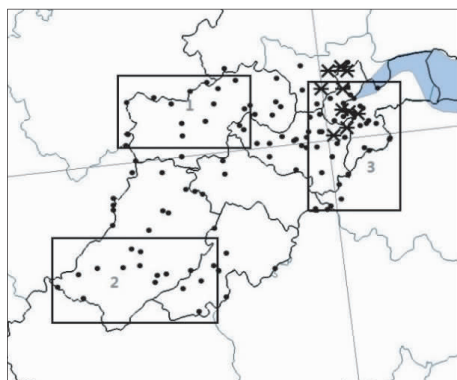


图 1 影响杭州地区雷暴大风路径图以及关键区

(矩形框代表关键区,圆点代表移入型风暴单体位置,星号代表局地生成风暴单体位置)

Fig. 1 Path map of thunderstorm gale affecting

Hangzhou and the key area (rectangular box:

key areas,dots: the locations of the incoming storm cells,

asterisks: the locations of locally generated storm cells)

杭州多受副热带高压(以下简称副高)控制,常位于副高西北部、北部边缘,高纬度有冷涡、西风槽维持,会有弱冷空气边界层渗透影响杭州;而副高北抬时,东风波、东风带小扰动以及台风等东风带系统开始影响。东北部地区喇叭口的地形相比其他地区具有更好的热力、动力、水汽等优势。这些关键区事实上也是杭州对流风暴关键区,对杭州分区对流潜势预报有指导意义,但是对流天气分类则需要更加具体的指标。

### 2.2 杭州地区雷暴大风典型天气形势

根据孙继松等(2014)强对流天气形势分类特征,将杭州午后雷暴大风天气形势分为:高空冷平流强迫型、低层暖平流强迫型、准正压型。

高空冷平流强迫型(图 2)主要发生在 500 hPa 高纬地区为西风槽或东北冷涡的背景下,冷涡后部有冷温槽,杭州地区位于副高西北部或副高北部边缘。这样中高层干冷西北气流南下,侵入到西南气流暖湿区,大气层结不稳定增强,温度垂直递减率增大,一旦有下沉气流启动,低层空气负浮力会加大,有利于雷暴大风天气的出现。同时,由于副高影响,上午杭州一般天气晴好,边界层增温效果明显,不稳定能量积聚,使得对流风暴更容易维持。对于夏季午后对流,冷空气全面南下,冷暖气流交汇,形成有组织对流风暴这种天气形势比较少见。一般冷槽位置偏高,弱冷空气渗透南下影响杭州。还有一种冷空气形势是低槽或者冷涡在高纬活动,副高断裂为大陆高压和海上副高,大陆副高前侧偏北气流影响杭州。高空冷平流强迫型根据引导气流不同,形成雷暴大风的路径也不同,但是对应多为西北向偏东路径。

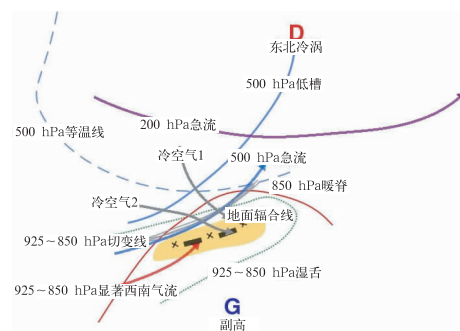


图 2 高空冷平流强迫型天气概念模型

(黄色阴影区为雷暴大风区域,下同)

Fig. 2 The synoptic situation configuration of high-level cold advection forcing

(yellow shaded: thunderstorm area, the same below)

低层暖平流强迫型概念模型如图3所示,显著特点为700 hPa及以下强烈发展的深厚西南急流,这种雷暴大风天气往往发生在槽前暖区中。急流前侧或左前侧气旋性切变、925或者850 hPa切变线、暖平流造成的地面低压倒槽辐合线,这些都为对流天气发生提供了较好的动力条件。西南急流又有增温增湿,形成对流不稳定层结,增强水汽输入的作用。这种形势多造成短时强降水。出现雷暴大风原因为对应低层强暖脊湿舌,500 hPa有干舌自偏北向南延伸,中层干空气入侵增加了水凝物蒸发、降温,下沉气流浮力增大,造成雷暴大风。当然低层急流风速动量下传也是形成雷暴大风的一个原因。对于低层暖平流强迫型,要注意地面辐合线、暖低压、急流辐合区、以及露点锋区湿区一侧这些区域,比较容易发生雷暴大风、短时强降水等天气,也可能会伴随有冰雹,但是由于暖层较深厚,多为小冰雹。暖平流强迫型天气形势造成雷暴大风多为西南—东北路径,并且移动多为跳跃型,与大风速核传播有关。

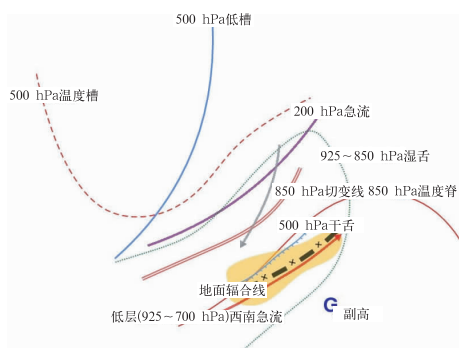


图3 低层暖平流强迫型天气概念模型

Fig. 3 The synoptic situation configuration of low-level warm advection forcing

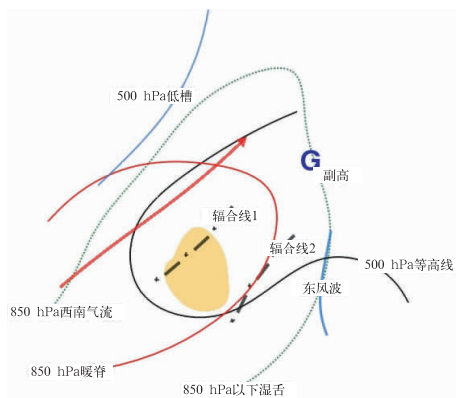


图4 准正压型雷暴大风天气概念模型

Fig. 4 The synoptic situation configuration of quasi-barotropic category

杭州夏季常为副高控制,准正压型天气形势也是其雷暴大风常见概念模型(图4)。孙继松等(2014)将准正压型分为副高边缘西风带低槽、东风波西移、热带气旋外围这三种较为明晰的种类。杭州地区夏季第一种天气形势下一般为山区午后局地热对流,高山站会有大风出现。这种天气形势造成的大范围雷暴大风在浙中较为常见,并且对流风暴北上会影响杭州偏东地区。排除台风大风外,造成杭州地区午后雷暴大风的准正压型概念模型有显著的地方特点。杭州大部分地区为副高控制,晴好天气结合前文所述海陆、地形特点,在沿海的宁波甚至绍兴有海陆风环流生成,在地面辐合线2附近会有对流风暴触发、发展,沿着副高边缘偏东风向西移动,在杭州东北部地区有地形、城市热岛等作用形成的边界层辐合线1,对流风暴在这里会显著增强,造成雷暴大风天气。如果只是东风带系统,例如东风波、东风小扰动等,往往造成短时强降水的可能性较大,但是杭州地区前期为副高所控制,升温明显,温度垂直递减率较高,下沉气流加速度增大,就会出现雷暴大风天气,如果西风带有冷温槽东移,则雷暴大风天气更加明显。准正压型天气形势造成的雷暴大风多为东南向偏北移,或者对流风暴局地生成维持造成雷暴大风。

综上所述,与许爱华等(2014)研究结果相比,造成杭州地区夏季午后大风的天气形势也包括了冷平流强迫型、暖平流强迫型、准正压型,但是根据本文统计结果,杭州地区的天气分型也有明显的不同特征。首先,高空强烈的干冷平流南下,地面明显冷锋影响,形成飑线等强对流天气系统的这种配置多出现在春季。对于杭州地区夏季来说,高空冷槽位置偏北,弱冷空气一般从边界层渗透、侵入影响。而且,高架雷暴一般出现在2月下旬到4月上旬(孙继松等,2014),所以杭州夏季天气分型不涉及斜压锋生类、高架雷暴类配置;其次,杭州位于中国东部沿海,有独特的地形、海陆分布特点,夏季梅汛期过后,副高明显北跳,相对于副高西北部边缘这类准正压型配置,影响杭州较多的为副高控制,偏东气流引导,边界层中尺度辐合线激发对流风暴或者再次增强这种天气形势配置。

### 3 抬升触发条件分析

强对流天气的发生除满足大气层结不稳定、水



汽条件之外,抬升触发机制也非常重要。杭州夏季午后雷暴大风一般持续几个小时,从双偏振雷达回波上看,风暴单体组织性较差,低层切变线、冷锋、低涡等天气尺度抬升触发机制出现较少。中小尺度天气系统是此种雷暴大风天气发生、发展、传播的主要机制。它的抬升触发机制主要为:地形环流、海陆风环流、城市热岛等地表环境造成地面中尺度辐合线;与天气尺度系统有关的地面中尺度辐合线,如锋面等;以及与对流系统本身有关的中小尺度系统,如阵风锋等。徐燚等(2013)也指出低层重力波也是一种对流触发机制。本文所研究夏季午后雷暴大风个例中,低层弱冷空气渗透(14 例)、地形辐合线(5 例)、海陆风辐合线(3 例)、局地加热不均匀(3 例)为常见的触发系统。

下文用 2018 年 7 月 26 日个例(图 5)分析杭州较为常见的触发系统。2018 年 7 月 26—28 日连续 3 天午后都有对流天气发生,雷暴大风主要集中在东北部地区。26 日杭州为副高控制的晴好天气,整个地区最高气温在  $37^{\circ}\text{C}$  以上,杭州站对流温度为  $37.1^{\circ}\text{C}$ 。因此,从中午开始,在杭州西部、南部山区有局地热对流生成,这些对流单体基本上原地维持,

1 h 内消散,产生局地雷阵雨天气。同时,随着温度逐渐升高,杭州东北部,浙江东部沿海中午前后就形成了地面中尺度辐合线,如图 5b 中所示,辐合线 1 为偏北风和偏东风辐合线,位于杭州湾到杭州桐庐一线,这条辐合线生成与杭州地形、海陆分布、及城市热岛效应有关,有时有弱冷空气东路南下,影响杭州市时,在东北部遇到山地,产生局地环流,也会形成这种辐合线。辐合线 2 就是典型的海陆风环流造成的中尺度辐合线,这种辐合线有时会向浙江内陆推进至宁波、绍兴一带。辐合线 2 的存在使得宁波、绍兴等地对流风暴触发。如果此时热力条件较好,风暴就会原地逐渐发展增强,辐合线 1 的作用也基本上如此。但是如果引导气流明显,例如本例中副高如图 4 所示位置,增强的回波就会东移,金华等地的回波北上,杭州东部地区受到影响。图 5c~5f 回波演变展示了海陆风触发的对流风暴东移影响杭州,在遇到杭州东北部地区的地面中尺度辐合线 1 时再次发展增强,造成当地多站出现 8~10 级雷暴大风过程。14:28 有对流单体 A、B 从绍兴移动到萧山东南部,杭州主城区西面山区也有局地生成发展的对流单体 C,而辐合线 1 附近在富阳、桐庐等地

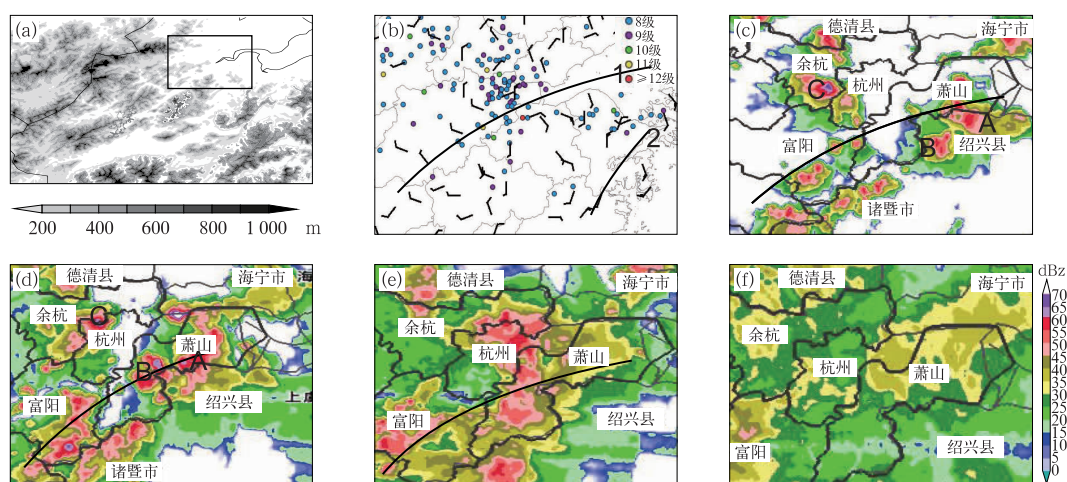


图 5 (a) 杭州以及周边地形及 2018 年 7 月 26 日 (b) 14 时地面风场和此个例中 8 级以上雷暴大风点, (c) 14:28、(d) 14:56、(e) 15:30、(f) 16:58 双偏振雷达组合反射率 (黑色实线为辐合线, 图 5a 中黑色方框为个例研究区域, A、B、C 为风暴单体)

Fig. 5 (a) Hangzhou and surrounding terrain, (b) the ground wind field at 14:00 BT and thunderstorm point above 8 in this case, (c, d, e, f) composite reflectivity of dual-polarization radar at (c) 14:28 BT, (d) 14:56 BT, (e) 15:30 BT, (f) 16:58 BT 26 July 2018 (The black solid line is the position of convergence line, the black box in Fig. 5a is the study area of this case, A, B and C are storm cells)

有对流单体触发,原地发展。14:56 时可以看出,西北移的单体 A、B,以及富阳等地回波强度明显增强,回波中心强度达到了 60 dBz 以上。回波 A、B 在 15 时以后合并成南北向的回波带,并逐渐东移,东移后回波强度减弱(图 5f),而维持在辐合线 1 附近在富阳处回波中心仍有 45 dBz 以上。这一过程显示了地面中尺度辐合线对对流天气的触发、增强作用,对雷暴大风落区的预报有指导意义,雷暴大风的范围主要在杭州东北部和宁波、绍兴北部等辐合线存在区域(图 5b)。

与冷空气相联系的类似锋面的中尺度辐合线也是杭州地区常见的抬升触发系统。例如在 2018 年 7 月 30 日的个例中,冷空气自东路影响江浙地区。在冷空气影响前,杭州位于锋前暖区中,杭州大部分地区最高气温都在  $36^{\circ}\text{C}$  以上。从 14 时地面风场看(图 6a),近地层弱冷空气南下影响杭州地区,形成了偏北风和偏南风的辐合线。受冷空气触发以及午后局地加热不均匀影响,中午开始杭州西部山区有对流发展,临安中部发展起来的回波南下,在辐合线附近回波显著增强(图 6b 中黑色圆圈所示),在富阳东北部造成了 9 级以上的雷暴大风。

## 4 环境参数特征分析

在实际业务中,预报员不仅要分析强对流天气发生潜势,还需要进一步判断其类型。雷蕾等(2011)、

樊李苗和俞小鼎(2013)研究发现,冰雹、短时强降水和雷暴大风天气发生前,探空曲线以及热力、动力参数有着明显不同,因此本文也对选取个例的探空曲线做了统计分析。根据樊李苗和俞小鼎(2013)所用方法,本文挑选自 2015 年以来 28 个个例(如果对流发生在 20 时前后都有发生,则 08 时、20 时资料都取)的 30 个探空资料,计算 K 指数、SI 指数、CAPE、DCAPE、Windex 大风指数、0~3 km 和 0~6 km 垂直风切变等多个环境参数,进行统计分析;利用杭州站探空数据,将 30 个时次的各层数据算术平均,最后得到合成  $T-\ln p$  图。

28 个个例绝大部分都发生在午后,每天 08 时、20 时两个时次探空时空密度不足,本文利用 GDAS-FNL  $0.25^{\circ}\times 0.25^{\circ}$  再分析资料模拟了 14 时探空,考虑资料的可比性,探空格点取  $30^{\circ}\text{N}$ 、 $120^{\circ}\text{E}$  来进行分析。

### 4.1 $T-\ln p$ 图分析

根据 30 个时次探空资料得到的合成  $T-\ln p$  图(图 7a)分析,与其他两种强对流天气相比,杭州地区夏季雷暴大风探空曲线具有以下特征:①中等偏强的 CAPE 值;②700 hPa 以上的中高层为干层,400 hPa 温度露点差达到  $15^{\circ}\text{C}$ ;③低层 1 000~925 hPa 的环境大气温度廓线基本上与干绝热线平行,温度垂直递减率较高;④925~850 hPa 有浅薄的湿层,湿层以下温度露点差增大,温湿廓线呈倒

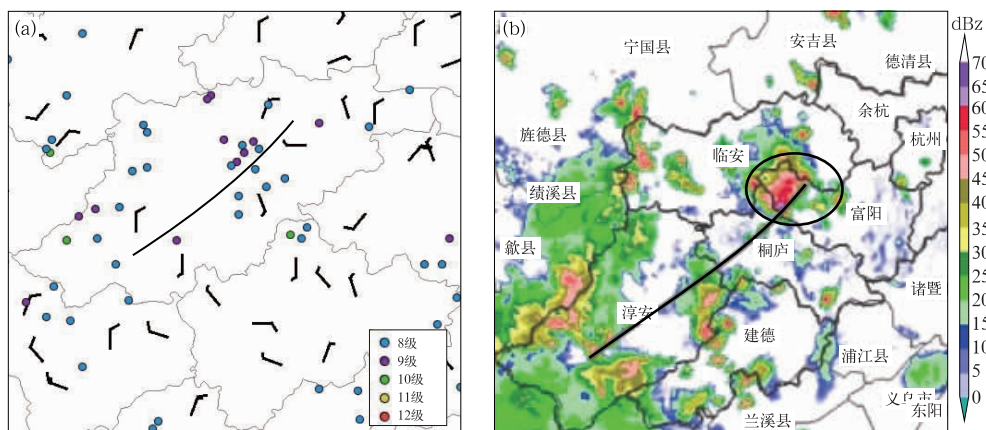


图 6 2018 年 7 月 30 日 (a)14 时地面风场和 8 级以上雷暴大风点(单位:  $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ), (b)14:32 杭州双偏振雷达组合反射率(黑色实线:辐合线,黑色圆圈:对流单体增强区)

Fig. 6 Surface wind field at 14:00 BT and thunderstorm gale point above scale 8 (unit:  $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ), (b) composite reflectivity of dual-polarization radar at 14:32 BT 30 July 2018 (black solid line: convergence line, black circle: the area of convective storm enhancement)

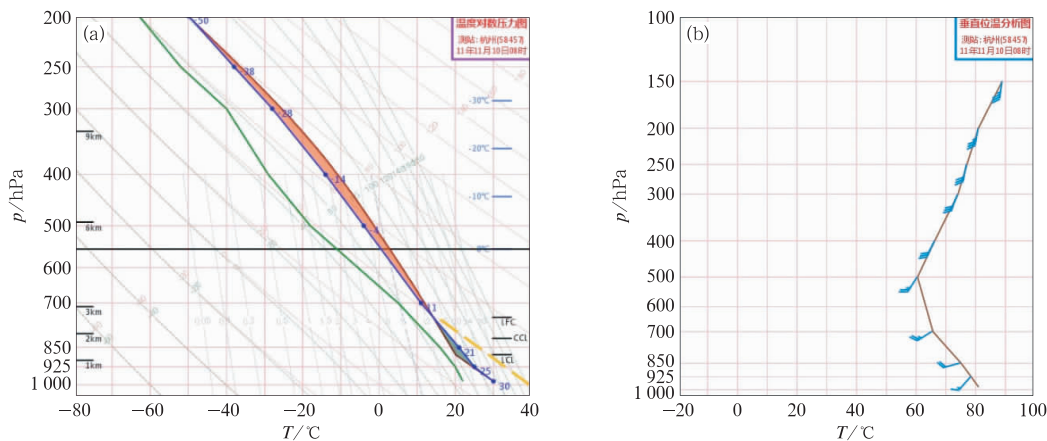


图 7 雷暴大风个例合成(a)  $T\text{-ln}p$  图(黄色虚线:干绝热线),  
(b)假相当位温随高度变化

Fig. 7 (a) Composite  $T\text{-ln}p$  diagram of thunderstorm (yellow dotted line: dry adiabat),  
(b) variation with height of pseudo-equivalent potential temperature

“V”型;⑤500 hPa 以下假相当位温随高度递减,大气层结对流不稳定(图 7b)。

这种  $T\text{-ln}p$  图结构特征与一般湿下击暴流类似,是在弱垂直切变环境下产生的地面大风。需要注意的是,因为是夏季午后这个特定,边界层太阳辐射增温、水汽蒸发等效应使得干绝热层位置偏低,如图 7、图 8 所示,一般在 1000~850 hPa,且自由对流高度较高,位于 850 hPa 以上;图 7b 中,假相当位温最小值位于 500 hPa 附近,从地面到 500 hPa 假相当位温随高度减小约 20℃;图 7b 中杭州地区夏季整层大气平均风多为西南气流;这一配置,有利于雷暴大风的发生。中高层干空气卷入,有利于热力不稳定增长,同时,降水粒子拖曳触发下沉气流,而干空气侵入促进了水汽蒸发、降温,使得下沉气流产生向下加速度;低层温度层结近乎平行于干绝热线,这样保证了下沉气流的温度低于环境温度,负浮力导致向下的加速度一直存在,形成较强的下沉有效位能。同时,湿层的浅薄和 0℃层较高(5 km)说明短时强降水和冰雹天气出现的可能较小。

图 8 为再分析资料得到的 14 时合成探空曲线。与 08 时的  $T\text{-ln}p$  图相比,其基本廓线特征一致,中层干层,低层干绝热层,倒“V”型这些特征都得到了增强表现。表 1 的各项参数计算也说明了这一特征(表 1 中垂直风切变异常偏小,原因探讨见 4.2 节)。这说明 14 时探空更有利于强对流天气类型的判断。魏东等(2011b)利用微波辐射计的温湿数据和风廓线雷达风场数据相结合,得到 6 min 间隔的探空资料。虽然与常规探空相比,K 指数等参数误差较大、无法定量分析,但是其有较好的趋势一致性,可以参考使用。

4.2 环境参数分析

通过探空数据,可以得到 CAPE、DCAPE 等参量,也会得到 K 指数、SI 指数、Windex 大风指数等经验参数,下面将对其统计特征进行讨论。

CAPE 表示在浮力作用下,对单位质量气块从自由对流高度至平衡高度所作的功。CAPE 是一种浮力能,可能转化为对流上升运动动能的能量。相

表 1  $T\text{-ln}p$  探空参数统计  
Table 1 Parameter statistics of synthetic sounding

分类	CAPE/ ( $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$ )	DCAPE/ ( $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$ )	K/ ℃	SI/ ℃	Windex/ ( $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ )	shear6/ ( $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ )	shear3/ ( $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ )	$\theta_{se58}$ / ℃
$T\text{-ln}p1$	798	13.2	35	-0.78	25.4	5.4	2.3	-17.76
$T\text{-ln}p2$	1304	52	37	-1.6	27.5	7.7	2.5	-18.3

注:  $T\text{-ln}p1$  为 08 时 MICAPS 探空资料合成,  $T\text{-ln}p2$  为 14 时再分析资料合成, shear6, shear3 分别为 0~6 km、0~3 km 垂直风切变,  $\theta_{se58}$  为 500 和 850 hPa 假相当位温差。  
Note:  $T\text{-ln}p1$  is sounding at 08:00 BT;  $T\text{-ln}p2$  is synthetic sounding at 14:00 BT; shear6 and shear3 are vertical wind shear in 0~6 km and 0~3 km, respectively;  $\theta_{se58}$  is pseudo-equivalent potential temperature difference between 500 hPa and 850 hPa.



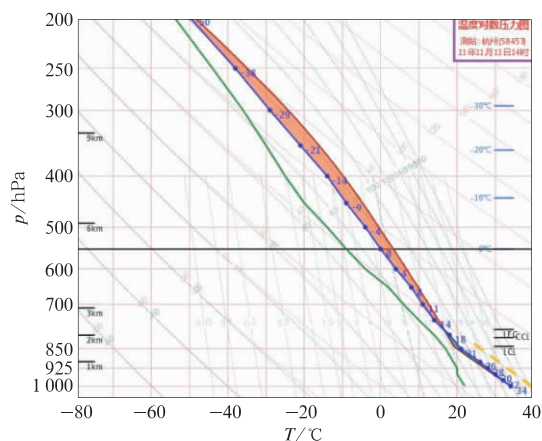


图 8 GDAS-FNL  $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$  再分析  
资料模拟 14 时  $T\text{-}\ln p$  图  
(黄色虚线: 干绝热线)

Fig. 8  $T\text{-}\ln p$  diagram of GDAS-FNL  $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$  reanalysis data simulation at 14:00 BT  
(yellow dotted line: dry adiabat)

应的 DCAPE 也是一种浮力能, 代表了下沉运动动能的能量, 这两种能量分别代表了上升运动和下沉运动的强度。如图 9 所示, 在雷暴大风天气中, CAPE、DCAPE 的平均值都在  $1000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$  以上, DCAPE 的平均值要更大一些 ( $1207 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ ), 而且 DCAPE 更集中, 大部分为  $812 \sim 1463 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。CAPE 最大值可达  $2868 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ , 主要集中在  $733 \sim 1823 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。最小的 CAPE 值接近于零值, 这与 08 时探空与实际对流发生时间间隔太大, 不能有效代表其环境特征有关, 零值或者显著偏小的值用 14 时地面数据修订后往往会得到改善。

除了 DCAPE 与下沉气流的强度有关外, 中层干层也有利于下沉气流的增强。本文用 400、500、700 hPa 三层的平均温度露点差和其中单层最大温度露点差来研究中层干空气强度, 并和低层 925~850 hPa 进行对比, 结果如图 10 所示。中层温度露点差平均值为  $13.7^{\circ}\text{C}$ , 主要在  $5.2 \sim 17.1^{\circ}\text{C}$ , 最高为  $33^{\circ}\text{C}$ , 而低层基本上都在  $8^{\circ}\text{C}$  以下, 平均值为  $4.0^{\circ}\text{C}$  (图 10a)。最大温度露点差的比较也是一致的, 低层都在  $8^{\circ}\text{C}$  以下, 而中层为  $9 \sim 27^{\circ}\text{C}$  (图 10b)。这与樊李苗和俞小鼎 (2013) 统计分析中短时强降水大气层结整层基本接近饱和这一特征有明显区别, 对判断雷暴大风天气有利。

另外, 本文还根据 McCann (1994) 提出的预报下击暴流的经验性指数-大风指数公式, 对大风指数 Windex 进行了计算和分析, 统计结果如

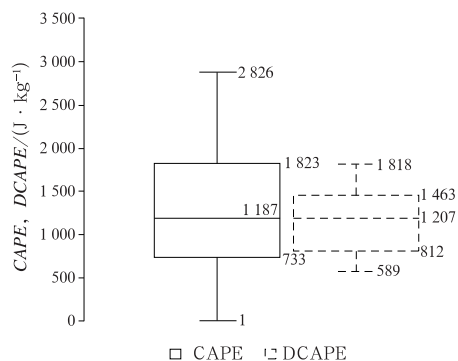


图 9 实况探空计算 CAPE 和 DCAPE  
的能量箱线图

Fig. 9 CAPE and DCAPE boxplots of  
sounding data

图 11 所示。可以看到: 从实况 08 时探空数据 (除个例 15 为 20 时) 计算的大风指数 Windex 1 中 22 个时次在 8 级风 ( $17.2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ) 以上, 占 79%, 而个例 14 计算值为  $17 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  (近似 8 级), 说明大风指数的命中率较高。在雷暴大风短临预报中, 具有可参考价值。在计算结果中, 个例 11、19、23 的结果显著偏低。结合天气形势分析其原因, 从 Windex 的计算公式来看, 它与高低层环境的层结状态和大气垂直温度递减率有关, 上述个例计算时次的大气层结曲线整层温度露点差较为一致, 融化层到地面的负浮力偏小, 进而计算出的 Windex 也偏小。这在实际应用中要注意。

由于格点资料时效限制, 用再分析资料只计算了 2015 年开始的 21 个个例。如图 11 所示, 利用 08 时再分析资料计算的 Windex2 基本趋势与实况一致, 85% 值与实况误差在  $4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  以内。雷暴大风个例多发生在午后, 此时的大气层结与 08 时不同, 计算出的各项对流指数也会不同。所以用 14 时再分析资料计算了 Windex3, 除了个例 15 因为实况选取 20 时探空, 不做比较外, 其余 20 个个例计算的 Windex3 为  $17.9 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  (8 级)  $\sim 32.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  (11 级), 特别是个例 11、21, 从 08—14 时 Windex 从无大风概率转为 9 级、8 级大风, 避免大风漏报。同时这也表明了强对流潜势预报对加密探空的需求。

虽然大风指数命中率较高, 但是从其计算原理来讲, 它反映的是下击暴流的潜势, 本身具有局限性, 例如在中层偏干的大气环境中, 容易偏高, 空报



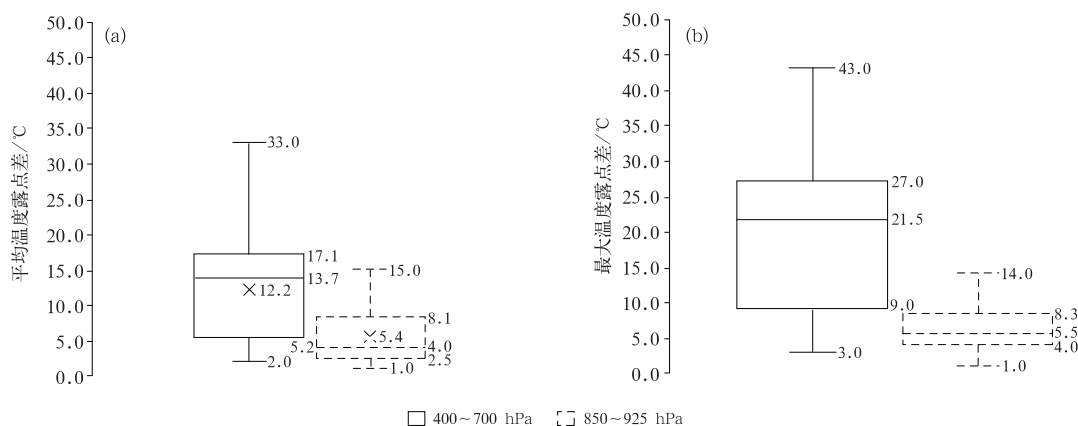


图 10 400~700 hPa 和 850~925 hPa 平均温度露点差(a)和最大温度露点差(b)

Fig. 10 Average temperature dew point difference (a) and maximum temperature dew point difference (b) in 400—700 hPa and 850—925 hPa

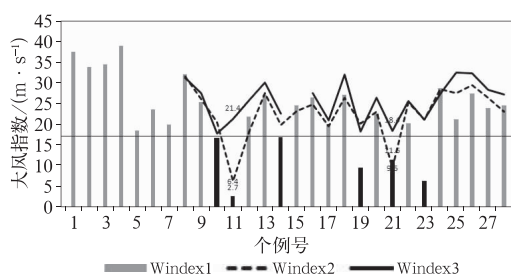


图 11 杭州站大风指数  
(Windex1 为实况探空, Windex2 和 Windex3 分别为 08 时和 14 时再分析资料)

Fig. 11 The Windex at Hangzhou Station  
(Windex1 for sounding, Windex2 and Windex3 are at 08:00 BT and at 14:00 BT FNL data, respectively)

率较高,不能代表动量下传等,在使用中要结合对流条件进行分析。

除了对雷暴大风有明显表征意义的上述参数外,关于静力稳定度等其他参数统计结果为:30 个时次中 K 指数有 20 个在  $35^{\circ}\text{C}$  以上,占 67%,最大为  $44^{\circ}\text{C}$ ; SI 指数 23 个为负值,占 77%,最小为  $-4.9^{\circ}\text{C}$ ; 850 和 500 hPa 温差在  $25^{\circ}\text{C}$  以上为 22 个,占 73%,最小为  $22^{\circ}\text{C}$ 。这些是个例的统计结果,在实际使用中有限。例如 700 hPa 干区会影响 K 指数偏小,不利于对流潜势判断。在实际应用中,要在天气形势、 $T\text{-}\ln p$  廓线分析的基础上,作为辅助指标来使用。

另外,从统计结果来看,杭州夏季午后雷暴大风的垂直风切变条件较弱。表 1 合成资料所得的 0~3 km 和 0~6 km 的垂直风切变值都在  $8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  以下,图

12 分个例进行统计,其最大值也在  $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  以下,远远小于费海燕等(2016)计算的华东地区相应的均值:  $10.9$ 、 $15 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。在核对数据以及方法无误的情况下,尝试探讨原因。参考文献中研究个例为强雷暴大风,都为组织性比较强的飑线、弓形回波等。本文主要研究夏季午后对流,从雷达回波上来看,风暴单体一般最长持续 1~3 h,组织结构比较差,这也从侧面反映了个例中垂直风切变不会太强。同时,本文个例统计的 CAPE 均值为  $1187 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ ,而文献中统计的强雷暴大风均值为  $1812.7 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ ,所以午后雷暴大风的热力不稳定能量较强,风暴主要以热力条件驱动、发展。例如 7 月 30 日的个例中,08 时探空计算 CAPE 达到了  $2868 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ ,而 0~3 km、0~6 km 的垂直风切变分别为  $5.4$ 、 $1.2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

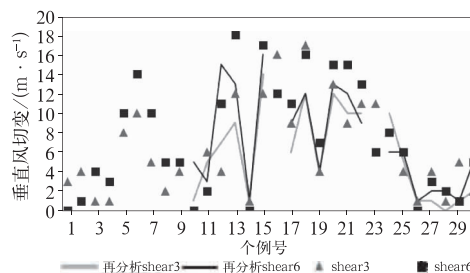


图 12 探空以及再分析资料计算的 0~3 km 和 0~6 km 垂直风切变

Fig. 12 0—3 km and 0—6 km vertical wind shear calculated by sounding data and reanalysis data

与夏季不同,春季雷暴大风的对流风暴组织性较强,多表现为飑线等线状对流,垂直风切变较强。据统计(Meng et al, 2013),中国东部飑线0~6 km垂直风切变平均为10~20  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。例如2018年3月4日从华南到华中大范围飑线大风过程中,南昌0~6 km垂直风切变达到15~20  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,杭州也在25  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上。

## 5 结论与讨论

本文挑选2013—2018年夏季(6—8月)28个雷暴大风个例进行研究,得出结论如下:

(1) 杭州夏季午后雷暴大风影响路径按照发生频次由多到少依次为:西北向偏东移、西南向东北移、东南向偏北移、杭州大部局地生成发展、其他路径。雷暴大风有西北、西南、东北三个关键区,关键区对流风暴最频繁进入并影响杭州或者风暴容易在此触发增强。

(2) 天气系统配置分为高空冷平流强迫型、低层暖平流强迫型和准正压型,其中准正压型杭州地区更多的是与边界层辐合线和东风带系统相结合这一类。

(3) 杭州地区雷暴大风主要触发机制为中尺度辐合线,这与杭州地区海陆分布、地形以及地表特征有关,同时受副高控制、冷空气南下等天气尺度系统对边界层的影响也是原因之一。

(4) 合成  $T-\ln p$  图特征有:中等偏强的CAPE值,中高层存在干空气层结,低层大气温度垂直递减率接近干绝热,低层有较浅薄湿层,湿层下温湿廓线呈倒“V”型。

(5) 雷暴大风CAPE、DCAPE平均值都在1000  $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 以上,DCAPE平均值更大;中层平均温度露点差平均值为13.7℃,单层最大温度露点差为21.5℃,中层干层特征明显。

(6) 大风指数命中率虽较高,但虚警太多,使用时须结合对流潜势分析。0~3 km和0~6 km的垂直风切变以弱切变居多,这与午后雷暴大风对流风暴组织性差,靠不稳定能量释放来维持有关。

另外,除了夏季午后强对流天气会出现雷暴大风外,春季对流出现雷暴大风的概率也很高,而且春季对流风暴结构的组织性更高,常表现为飑线、弓形

回波等形式,例如2018年3月4日从广西一路经过湖南、江西、浙江等地的强对流过程,后期将会继续这一方面的研究,以期对雷暴大风天气有更加全面的了解。

**致谢:**感谢杭州市气象局沈杭锋高工和陈光宇对本文个例挑选方面给予的帮助。

## 参考文献

- 蔡雪薇, 湛芸, 沈新勇, 等, 2019. 冷涡背景下不同类型强对流天气的成因对比分析[J]. 气象, 45(5): 621-631. Cai X W, Chen Y, Shen X Y, et al, 2019. Cause analysis of different types of severe convective weather under cold vortex background[J]. Meteor Mon, 45(5): 621-631(in Chinese).
- 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[J]. 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[J]. Acta Meteor Sin, 70(3): 371-386(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[J]. 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[J]. Plateau Meteor, 32(1): 156-165(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[J]. 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[J]. Meteor Mon, 42(12): 1513-1521(in Chinese).
- 冯晋勤, 黄爱玉, 张治祥, 等, 2012. 基于新一代天气雷达产品闽西南强对流天气临近预报方法研究[J]. 气象, 38(2): 197-203. Feng J Q, Huang A Y, Zhang Z X, et al, 2012. Studies on strong convective weather forecast method in southwestern Fujian Province based on CINRAD/SA radar products[J]. Meteor Mon, 38(2): 197-203(in Chinese).
- 巩崇水, 曾淑玲, 王嘉媛, 等, 2013. 近30年中国雷暴天气气候特征分析[J]. 高原气象, 32(5): 1442-1449. Gong C S, Zeng S L, Wang J Y, et al, 2013. Analyses on climatic characteristics of thunderstorm in China in recent 30 years[J]. Plateau Meteor, 32(5): 1442-1449(in Chinese).
- 康岚, 刘炜桦, 肖逆祥, 等, 2018. 四川盆地一次极端大风天气过程成因及预报着眼点分析[J]. 气象, 44(11): 1414-1423. Kang L, Liu W H, Xiao D X, et al, 2018. Analysis on formation reason and forecast of an extreme gale in Sichuan Basin[J]. Meteor Mon, 44(11): 1414-1423(in Chinese).
- 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. Lei L, Sun J S, Wei D,

2011. Distinguishing the category of the summer convective weather by sounding data in Beijing[J]. Meteor Mon, 37(2): 136-141(in Chinese).
- 李娜,冉令坤,孙建华,等,2015. 基于 NCEP/GFS 资料的中国东部地区雷暴预报研究[J]. 气象学报, 73(3): 459-470. Li N, Ran L K, Sun J H, et al, 2015. Research of the thunderstorm forecast in East China based on the NCEP/GFS data[J]. Acta Meteor Sin, 73(3): 459-470(in Chinese).
- 李勇,孔期,2009. 2006 年 5—9 月雷暴天气及各种物理量指数的统计分析[J]. 气象, 35(2): 64-70. Li Y, Kong Q, 2009. Statistical analysis of the thunderstorm and convective parameters from May to September in 2006[J]. Meteor Mon, 35(2): 64-70(in Chinese).
- 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. Liang A M, Zhang Q H, Shen H X, et al, 2006. Application of NCEP data and Doppler weather radar data to thunderstorm prediction in Beijing Area[J]. Meteor Mon, 32(11): 73-80(in Chinese).
- 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[J]. 气象, 35(9): 18-28. Liao X N, Yu B, Lu L H, 2009. Climatology and nowcasting methods for thunderstorm gale in Beijing[J]. Meteor Mon, 35(9): 18-28(in Chinese).
- 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. Qin L, Li Y D, Gao S T, 2006. The synoptic and climatic characteristic studies of thunderstorm winds in Beijing[J]. Clim Environ Res, 11(6): 754-762(in Chinese).
- 沈杭锋,翟国庆,朱补全,等,2010. 浙江沿海中尺度辐合线对飑线发展影响的数值试验[J]. 大气科学, 34(6): 1127-1140. Shen H F, Zhai G Q, Zhu B Q, et al, 2010. A model study of impact of coastal mesoscale convergence line on development of squall line over Zhejiang Province[J]. Chin J Atmos Sci, 34(6): 1127-1140(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[J]. 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[J]. Meteor Mon, 45(2): 141-154(in Chinese).
- 苏涛,董美莹,余贞寿,等,2020. 浙江天目山背风坡对流触发个例的对比分析[J]. 气象, 46(2): 158-168. Su T, Dong M Y, Yu Z S, et al, 2020. Comparative analysis of convective initiation on the lee side of the Tianmu Mountain[J]. Meteor Mon, 46(2): 158-168(in Chinese).
- 苏永玲,何立富,巩远发,等,2011. 京津冀地区强对流时空分布与天气学特征分析[J]. 气象, 37(2): 177-184. Su Y L, He L F, Gong Y F, et al, 2011. A study of temporal-spatial distribution and synoptic characteristics of severe convective weather in Beijing, Tianjin and Hebei[J]. Meteor Mon, 37(2): 177-184(in Chinese).
- 孙继松,戴建华,何立富,等,2014. 强对流天气预报的基本原理与技术方法[M]. 北京:气象出版社, 95-109. Sun J S, Dai J H, He L F, et al, 2014. Basic principles and technical methods of severe convective weather forecasting[M]. Beijing: China Meteorological Press, 95-109(in Chinese).
- 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. Wang X M, Zhou X G, Yu X D, 2013. Comparative study of environmental characteristics of a windstorm and their impacts on storm structures[J]. Acta Meteor Sin, 71(5): 839-852(in Chinese).
- 魏东,孙继松,雷蕾,等,2011a. 三种探空资料在各类强对流天气中的应用对比分析[J]. 气象, 37(4): 412-422. Wei D, Sun J S, Lei L, et al, 2011a. Comparative analysis of three kinds of sounding data in the application of the severe convective weather[J]. Meteor Mon, 37(4): 412-422(in Chinese).
- 魏东,孙继松,雷蕾,等,2011b. 用微波辐射计和风廓线资料构建探空资料的定量应用可靠性分析[J]. 气候与环境研究, 16(6): 697-706. Wei D, Sun J S, Lei L, et al, 2011b. Reliability analysis of quantitative applications of sounding constructed from data detected by microwave radiometer and wind profiler[J]. Clim Environ Res, 16(6): 697-706(in Chinese).
- 翁之梅,黄晓龙,李南,等,2018. 一次高层东风波背景下风雹过程成因分析[J]. 气象与环境科学, 41(3): 98-106. Weng Z M, Huang X L, Li N, et al, 2018. Cause analysis of a wind and hail process induced by high-level easterly wave[J]. Meteor Environ Sci, 41(3): 98-106(in Chinese).
- 肖安,许爱华,2018. 三小时负变压异常指数及对强对流天气的预报意义[J]. 气象学报, 76(1): 78-91. Xiao A, Xu A H, 2018. Three hours negative pressure anomaly index and its significance in severe convective weather forecast[J]. Acta Meteor Sin, 76(1): 78-91(in Chinese).
- 徐斌,闫敬华,王谦谦,等,2013. 华南暖区暴雨的一种低层重力波触发机制[J]. 高原气象, 32(4): 1050-1061. Xu Y, Yan J H, Wang Q Q, et al, 2013. A low-level gravity wave triggering mechanism for rainstorm of warm zone in South China[J]. Plateau Meteor, 32(4): 1050-1061(in Chinese).
- 许爱华,马中元,叶小峰,2011. 江西 8 种强对流天气形势与云型特征分析[J]. 气象, 37(10): 1185-1195. Xu A H, Ma Z Y, Ye X F, 2011. Eight kinds of strong convective weather situations and related cloud type characteristics in Jiangxi[J]. Meteor Mon, 37(10): 1185-1195(in Chinese).
- 许爱华,孙继松,许东蓓,等,2014. 中国中东部强对流天气的天气形势分类和基本要素配置特征[J]. 气象, 40(4): 400-411. Xu A H, Sun J S, Xu D B, et al, 2014. Basic synoptic situation classification and element character of severe convection in China[J]. Meteor Mon, 40(4): 400-411(in Chinese).
- 杨璐,陈明轩,孟金平,等,2018. 北京地区雷暴大风不同生命期内的雷达统计特征及预警提前量分析[J]. 气象, 44(6): 802-813. Yang L, Chen M X, Meng J P, et al, 2018. Radar statistical

- characteristics and warning lead analysis of thunderstorm gales in different life periods in Beijing[J]. Meteor Mon, 44(6): 802-813(in Chinese).
- 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. Yang X X, Hu S Q, Jiang P, et al, 2014. Research of synoptic model and physical quantity parameter of thunder-gust winds impact area[J]. Plateau Meteor, 33(4): 1057-1068(in Chinese).
- 俞小鼎, 周小刚, 王秀明, 2016. 中国冷季高架对流个例初步分析[J]. 气象学报, 74(6): 902-918. Yu X D, Zhou X G, Wang X M, 2016. A preliminary case study of elevated convection in China [J]. Acta Meteor Sin, 74(6): 902-918(in Chinese).
- 张一平, 吴葵, 苏爱芳, 等, 2013. 基于流型识别和物理量要素分析河南强对流天气特征[J]. 高原气象, 32(5): 1492-1502. Zhang Y P, Wu Z, Su A F, et al, 2013. Analysis on severe convective weather characteristic in Henan based on flow pattern identification and physical elements[J]. Plateau Meteor, 32(5): 1492-1502(in Chinese).
- 郑媛媛, 姚晨, 郝莹, 等, 2011. 不同类型大尺度环流背景下强对流天气的短时临近预报预警研究[J]. 气象, 37(7): 795-801. Zheng Y Y, Yao C, Hao Y, et al, 2011. The short-time forecasting and early-warning research on severe convective weather under different types of large-scale circulation background[J]. Meteor Mon, 37(7): 795-801(in Chinese).
- 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.
- McCann D W, 1994. WINDEX-A new index for forecasting microburst potential[J]. Wea Forecasting, 9(4): 532-541.
- Meng Z Y, Yan D C, Zhang Y J, 2013. General features of squall lines in East China[J]. Mon Wea Rev, 141(5): 1629-1647.