

# 我国大风机理研究和预报技术进展

王冀<sup>1</sup> 李英<sup>1\*</sup> 吴哲红<sup>2</sup> 郭鹏<sup>3</sup>

(1 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室, 北京 100081; 2 贵州省安顺市气象局, 安顺 561000;

3 中国气象局公共气象服务中心, 北京 100081)

**摘要** 大风作为常见且影响严重的天气现象, 可在各类天气系统和地形综合影响下产生。全面认识其机理和预报方法, 对风灾防御和风能利用都有很大帮助。本文梳理了我国气象观测和业务预报关于大风定义、大风分布特征以及雷暴、台风等主要灾害性系统大风分布情况。之后简述雷暴、台风、冷空气等系统产生大风的机理, 以及复杂地形下垫面的热力和动力作用对局地大风的影响, 概括了不同系统大风预报技术的研究进展。最后总结大风研究现状和不足。

**关键词:** 大风; 机理; 预报

**中图分类号:** P456 **DOI:** 10.19517/j.1671-6345.20180326 **文献标识码:** A

## 引言

空气流动即产生风, 风速达到一定等级就形成大风。我国大风天气活动频繁, 其产生的系统有多种。一是各类天气尺度、中小尺度系统在发生发展、移动和相互作用中引起的。如锋面、温带气旋、台风带来的大范围大风, 以及雷暴、飑线、龙卷等中小尺度强对流系统引起的局地大风。二是在下垫面地形, 如峡谷、高楼间狭窄地带、高地山脉、海岸等的动力和热力效应下形成大风。大风影响十分广泛且后果严重, 不仅摧毁林木建筑, 阻碍航运交通, 还可输送地面沙尘颗粒等污染物质, 威胁人民生命和财产安全。如, 河北省造成电力设施损坏的自然灾害中约 68% 来源于大风<sup>[1]</sup>, 大风灾害已成为阻碍新疆地区发展的重要因素<sup>[2]</sup>。同时大风是强对流和台风的一个主要致灾因子<sup>[3]</sup>。因此研究大风产生机理, 提高大风预报技术, 有助于大风天气的预警和防御, 降低风灾损失; 另一方面, 风作为一种可再生清洁能源, 认识其活动规律对合理开发利用地球资源、环境保护、实现经济与社会可持续发展等均有重要意义。

## 1 我国大风活动特征和影响

### 1.1 定义

根据天气预报业务规范, 预报业务中一般以 2 min 平均风力达到 6 级 ( $\geq 10.8$  m/s) 作为大风标准 (除台风和雷暴大风外)。而在气象观测中, 近地表 10 m 高度测站的风为瞬间风, 规定风速达到或超过 17 m/s, 或目测估计风力达到或超过 8 级为大风。冷空气、温带气旋引起的大风一般按平均风力 6 级为标准。而我国台风大风是指测站出现的 10 min 平均最大风速  $\geq 10.8$  m/s (6 级及以上) 或 2 min 平均风速  $\geq 17.2$  m/s (8 级及以上)。也有学者将台风影响下, 日最大风速达 6 级以上的风定义为台风大风<sup>[4]</sup>。对于强对流天气, 如雷暴大风, 则定义为伴随强对流风暴出现的瞬时风速大于 17 m/s (或者 8 级) 的大风天气<sup>[5]</sup>。

### 1.2 时空分布特征

#### 1.2.1 不同地域大风分布

不少研究根据测站 2 min 或 10 min 平均 6 级风速或者瞬时 8 级风速, 统计我国部分或整体区域大风特征。我国幅员辽阔, 各地区大风主要影响系

<http://www.qxkj.net.cn> 气象科技

国家自然科学基金项目(51778617)资助, 国网 2016 年度科技项目(52170216000A)

作者简介: 王冀, 男, 1995 年生, 硕士研究生, 主要从事热带气旋研究, Email: 1065893338@qq.com

收稿日期: 2018 年 6 月 12 日; 定稿日期: 2019 年 3 月 13 日

\* 通信作者, Email: yli@cma.gov.cn

统有所不同且存在季节差异。北方地区受冷空气影响频繁,西北、华北、东北地区的大风日数集中分布在上半年的不同月份;西南高原地区大风天气集中在冬半年,而东南沿海地区在年内呈分散分布<sup>[6]</sup>。从空间分布来看,我国大风日数总体呈现出西多东少的空间分布,高原、峡谷和山地区域极易出现大风天气<sup>[7]</sup>。年均大风日数大值中心分布在青藏高原的中、东和西部边缘地区,新疆和内蒙古东部以及我国东部山区,东部沿海地区<sup>[6,8]</sup>。另外风速也存在气候波动变化特征。近50 a来我国西南、华南、东南地区风速及其波动性有增强的趋势,其它地区均呈现减小和波动减弱的现象<sup>[9]</sup>。而不少研究<sup>[8-10]</sup>发现,近50 a中国整体大风日数都有明显减少的变化趋势,并且近10 a这种趋势尤为显著。

我国四大海域位于不同纬度,冷空气、气旋等系统的活跃程度具有显著的季节特征,在海上形成不同的大风天气气候<sup>[11-13]</sup>。冬春季中高纬的黄渤海地区主要受冷空气和入海温带气旋影响,而夏秋季较低纬度的南海、东海地区主要受热带气旋影响。我国海上大风主要由冷空气引起,约占总数的一半,并且大多数为西北路径冷空气,而温带气旋和热带气旋各约占总数的1/4<sup>[14]</sup>。从气候态来看,由于东亚季风冬强夏弱,中国近海海区大风日数总体上呈现冬多夏少的季节分布;而夏季受增强的西南季风和台风影响,南海中部和南部海域出现大风日数高值中心<sup>[15]</sup>。海上大风除了季节分布不均,还受海峡岛屿等地形影响而存在空间差异。年平均大风风速和大风日数的大值位于巴士海峡、台湾海峡和南海东北部海域<sup>[15-16]</sup>。徐蜜蜜等<sup>[16]</sup>利用 QuickSCAT 卫星高分辨率资料发现,冬季25°N以北黑潮锋暖侧的大风频数明显更大,25°N以南大风多发生在台湾海峡沿岸地形地区。该研究还指出台湾海峡地形可增大冬季平均风速,夏季主要受台风影响,地形影响相对较弱。

### 1.2.2 不同类型大风分布

我国强对流天气主要发生在春夏季,雷暴大风与其紧密联系又有地区差异。我国雷暴大风总体发生频率在春夏季逐渐增加,7—8月达到峰值,之后迅速减少;在午后显著增加,约18:00达到峰值后大幅度减少<sup>[17]</sup>。华北和华南地区为两个大值中心,华北地区则集中6—7月<sup>[18-19]</sup>,华南地区5月和8月都为高频时段<sup>[20]</sup>。江南以及沿海地区也为雷暴大风

的高发区<sup>[21]</sup>。而强雷暴大风( $\geq 25$  m/s)主要分布在华北、华东、华南东南部以及云贵高原西部,发生时间集中在4—8月,西南地区峰值为4月,北方和华东地区均在6月,而华南和华中地区有两个峰值,分别在4、8月和4、7月<sup>[22]</sup>。

台风活动具有显著的季节和区域特征,其引起的大风时空分布不均匀。台风大风集中在夏秋季,4—8月大风影响范围不断北推,9—11月逐渐南退<sup>[23]</sup>。6级及以上大风广泛分布在华南和华东沿海,华东地区登陆台风集中在7—9月,华南地区时间跨度更广,主要在6—11月,并且华南地区台风总体平均风速和极值都更大<sup>[24]</sup>。台风登陆后大风影响范围明显大于登陆前,风速大值区与登陆地段较为一致,大风频数和等风速线近似平行于海岸线<sup>[25]</sup>。局地地形对台风大风的分布也有较大影响,台湾海峡<sup>[26]</sup>、杭州湾、海岛、高海拔站点等地方是易出现台风大风的高频区域<sup>[27]</sup>。我国台风大风频数占各类大风总数的很小部分,但极端大风频数占比高达77%,此外近30年台风极端大风的平均强度增强,而台风大风和极端大风的平均日数却显著减少<sup>[4,23]</sup>。

此外冷空气系统能带来大范围大风天气,此类大风高频区与寒潮活动路径相对应。我国寒潮主要出现在10月至次年4月,北方及黄渤海地区,高原及高山大风频发,新疆北部、河套和东北地区亦为冷空气大风大值中心<sup>[28]</sup>。北方多发于秋季,11月最多,南方多发于春季,3—4月最多<sup>[29]</sup>。

## 2 大风产生机理

### 2.1 雷暴大风

雷暴大风是雷暴外流区前缘的特征,其发生发展与冷池强度和下沉气流密切相关,下沉气流的稳定性很大程度决定了地面雷暴大风的强度<sup>[30]</sup>。最初云内降水的拖曳可引起气流下沉。数值试验研究<sup>[31]</sup>表明,融化层以上主要由雹霰重力拖曳,融化层以下以雨水拖曳为主。拖曳产生的负浮力可用下沉对流有效位能来表征<sup>[32]</sup>。其次对流层中层如果存在干层,干空气在环境风场作用下被夹卷进雷暴,下沉气流中的云滴雨滴、冰雪、雹霰等水物质易发生相变(蒸发、融化或者升华)吸热,其降温作用可增大气流密度,从而显著加速下沉运动<sup>[33]</sup>。另外,俞小鼎等<sup>[34]</sup>指出,如果对流层中下层环境温度递减率

大,下沉气流在运动过程中增温幅度可小于环境温度的增幅,因此下沉气流在负浮力作用下可进一步得到加强。拖曳和蒸发作用对局地大风的产生至关重要<sup>[35]</sup>,其引起的下击暴流呈螺线状,旋转下沉在近地面强烈辐散可引起瞬时大风。研究表明,对下沉气流的贡献程度从大到小依次为:蒸发降温,融化降温 and 负载拖曳<sup>[36]</sup>。雨水蒸发过程是影响冷池强度的关键因素,冷池出流在地面对应阵风锋,与局地大风密切相关。除了水物质的拖曳和冷却机制,也有学者从动量传输的角度对雷暴大风进行分析。张琳娜等<sup>[37]</sup>发现,对流层中下层雷暴的远距离动量传输普遍存在,动量的垂直传输可与气压梯度力产生的动能有同等重要作用。在雷暴系统层云的中低层,后部入流可倾斜向下输送动量,与对流云中低层下沉输送的动量汇合增大近地面风速;此外近地面环境风场可与下沉气流动量迭加,同时地形的阻挡抬升可使动量通量进一步辐合,增大大局地风力<sup>[38]</sup>。

## 2.2 台风大风

台风大风形成与台风自身强度、结构和周围环流场、地形等多种因素综合影响有关。台风是具有很强气压梯度的涡旋结构,低层流入层尤其是边界层的强烈辐合气流是近地面大风形成的基础。眼壁及螺旋雨带部分地区的中小尺度强对流系统也可在局地产生很强的阵风。其次台风向高纬度地区移动过程中和高压系统(副高、冷空气等)相互作用,可加强系统间的气压梯度产生大风。研究发现,副高或者黄海、日本海高压的存在将提前台风大风的影响时间,而大陆或沿海低压区则会推迟及缩小大风影响范围<sup>[39]</sup>。冷空气与台风外围暖湿气流形成锋区,随着台风北上可迅速加大锋区气压梯度,使沿海大风持续时间长范围广,提早大风出现时间<sup>[40]</sup>。同时,台风在周围环流(高空槽、冷涡等系统)抬升作用下生成的对流系统(雷暴、龙卷、飑线等)和中小尺度涡旋、地形次生中心等都可在局部地区产生强烈大风。此外,下垫面如海洋表面温度<sup>[41]</sup>、海洋泡沫<sup>[42]</sup>、陆面及水体<sup>[43]</sup>可影响台风的感热、潜热及动量通量交换,从而改变台风强度影响风力大小。而岛屿山脉地形的动力强迫可改变台风结构,从而影响近地面风场分布。山脉地形迎风坡的抬升作用以及水体热量、能量的输送,使得局地中小尺度系统对流维持及发展,加强地面风速的辐合。研究表明,台湾中央山脉阻挡和绕流作用形成中尺度地形倒槽,

可加大台湾海峡气压梯度,造成早于台风大风圈直接影响的大风天气<sup>[44]</sup>。通常情况下,台风过岛由于摩擦作用而强度减弱,结构变松散将扩大内核的最大风速范围<sup>[45]</sup>。此外台湾海峡两岸地形可对风场产生分流和加速作用,还可强迫台风气柱垂直拉伸,从而加大切向风速;同时台湾海峡的狭管效应可促进台风环流内低空急流的形成发展,维持或加强海峡内的对流和风速<sup>[46]</sup>。

除了受周围环流与下垫面影响,台风内部边界层结构也与近地层大风分布紧密联系。观测和模拟均表明台风边界层内超梯度风与滚涡的存在<sup>[47]</sup>,这些结构与一般大气边界层风场结构明显不同。超梯度风存在于近地层较低的高度,具有明显非对称性分布的急流<sup>[48-49]</sup>。观测表明急流主要分布在 500 m 以下的不同高度<sup>[50]</sup>,平均而言在眼墙附近距地表 500 m 左右高度,急流的强度达到最大<sup>[51]</sup>。其高度受下垫面影响,岛屿山脉地形可抬升其高度<sup>[52]</sup>。急流非对称性分布表现在眼壁右前侧通常存在风速极值<sup>[53]</sup>。早期有学者将台风地面风场近似看作轴对称涡旋平移模型,平移速度导致了一波非对称性,表现在台风前进方向的右侧出现风速极值<sup>[54]</sup>。在北半球台风登陆过程中,陆面摩擦作用可增强非对称性的径向流,台风运动方向的前侧和左侧有更强的超梯度风急流<sup>[55]</sup>。对于北半球台风,通常最大切向风在西北侧,最大径向入流在东北侧,此非对称结构随高度增加而顺时针方向旋转减弱<sup>[56]</sup>。超梯度风垂直方向和水平方向的不均匀性影响着近地面大风的分布。另外台风边界层内还存在滚涡。滚涡具有类似云街的结构,存在于距地面几百米高度以下,气流狭窄并且有较大梯度<sup>[57]</sup>。观测显示其主要沿台风的切向排列,尺度跨越几百米至几千米,其并排排列的滚轴旋转结构可以使得水平风速变化很大,出现上曳和下曳气流<sup>[58-59]</sup>。滚涡中上曳气流区域可增强边界层中水汽和能量辐合,激发更多中小尺度对流,产生局地大风现象;而近地面下曳气流可在区域产生强辐散风,导致地面极大风中心的出现<sup>[60]</sup>。

## 2.3 冷空气大风

冷空气大风机理的研究大多基于个例诊断分析,一方面为温度平流和地面气压场的特征。高空冷平流可加强地面正变压和气压梯度,从而增大大地面风速,而对流层中低层冷平流与其有更好的相关性;同时温度平流的垂直结构变化可表征其传输通

道的强弱,深厚的冷平流更易产生下沉运动,加强地面风速<sup>[61]</sup>。另外,冷空气南下与华北或黄渤海低压作用可加大系统之间的气压梯度,增大冷锋和低压系统间的风速。另一方面为高低空配置引起高空动量下传。研究表明,后倾槽与冷平流造成中低层散度场差异,动力强迫下沉作用可产生动量下传;大风发生区域和时间,与低层转为辐散中心和中高层转为辐合中心相对应<sup>[62]</sup>。动量下传发生区域一般在高空急流南部整层垂直速度接近零的地方。动量下传发生前后,高空急流两侧存在明显的垂直速度反转,下沉气流区较早接地,大风风速略小于冷锋风速却持续更长时间<sup>[63]</sup>。马月枝等<sup>[64]</sup>分析一次长时间维持的冷锋大风指出,地面冷锋前的上升运动可与高空西风急流入口区次级环流的上升气流叠加,从而增强垂直环流,引起长时间的动量下传。此外地形下垫面对冷空气大风有重要影响。山脉平原地形可增大南下冷空气的移速和大风维持的时间<sup>[65]</sup>。而当冷空气入海后,其所受摩擦力减小,同时与海面暖湿空气作用可迅速加强低空锋区,引起海上大风<sup>[66]</sup>。

## 2.4 下垫面强迫作用

在天气系统较弱的环流背景下,不同地形地貌由于昼夜热力性质的差异,可产生局地风日循环现象。山峰与山谷,山区与邻近平原之间,均可由于水平温度梯度产生不同方向的短时大风<sup>[67]</sup>。山坡、山谷以及邻近平原接受太阳辐射存在时间的先后和响应的快慢,导致不同方向的气流共同作用,产生不同时间段的主导环流和局地大风<sup>[33]</sup>。实际上由于山区局地热力环流的相互作用和更大尺度背景气流的影响,很难对峡谷地区某一热力环流进行观测分析。山谷地形特征也可影响热量和动量通量的输送,从而改变环流的风力大小。研究表明,山谷的几何形状,尤其是山谷的深度和宽度对环流的层结构影响十分重要,深且狭窄的山谷垂直通量输送很强,容易促进谷内空气流动<sup>[68]</sup>。但目前观测较少,此类中小尺度环流输送贡献程度的多少并不清楚<sup>[69]</sup>。此外,陆地与水体(海洋海湾、河流湖泊等)之间经常出现湖陆风、海陆风等现象。研究发现此类局地热力环流典型的风速可从0.5~10 m/s以上,低密度的上升流速度通常较小,但高度较易达到500 m;而高密度的下沉流速度较大,中纬度地区其厚度在5~30 m之间,高纬极地较斜坡上可超过100 m<sup>[70]</sup>。

由于水体可提供较充沛的水汽输送,海风锋、湖风锋等中尺度辐合系统的抬升作用可在不稳定能量充足区触发对流。仅由中尺度锋所触发的对流一般难以强烈发展,而这些初始对流成熟后形成的冷池可与中尺度锋进一步相互作用,加强抬升形成强雷暴大风<sup>[71]</sup>。

下垫面除了热力因素影响局地环流,其动力强迫作用可产生不同特征的大风现象。当气流向山脉运动时,除气流本身的稳定度、速度,外地形下垫面的特征(几何形状,坡度,粗糙度等)可综合影响气流对地形强迫的响应<sup>[67,72]</sup>。大多对地形产生扰动的理论研究,假定气流稳定且水平方向均匀。目前研究主要用非线性动力学理论来解释强下坡风的产生机制,主要有垂直传播过山波,捕获背风波理论和背风坡的水跃现象<sup>[73]</sup>。近坡面大气层结越稳定,下坡风的强度通常也越大,因此夜晚更易出现大风现象<sup>[74]</sup>。也有学者认为,上层波破碎并不是强下坡风产生的必要因素,往往水跃现象更常见,而低层缓慢的入流十分重要<sup>[75]</sup>。气流经山脉扰动产生的重力波对最大山顶高度附近上升气流的状态十分敏感,因此背景场气流微小的变化便能引起下坡风气流很大的改变。Lott<sup>[76]</sup>指出,当边界层高度小于山脉最大高度,并且过山气流较稳定时(理查孙数 $R_i \geq 1$ ),近地表临界高度的动力过程将产生显著的低层水平风和浮力扰动,从而影响下坡风强度。Zhang等<sup>[77]</sup>研究发现,大尺度环流提供近地面气流流向山区的良好背景条件,在经过较高山脊后可产生水跃现象加大风速,而气流向前流动经过更低高度的山脊时,地形可继续加大下坡风的强度。另外地形动力强迫也可改变下坡风的热力性质。湿气流经山脉迎风坡的抬升作用,由于膨胀冷却其携带的水汽饱和下落,气流的温度在过山前后不同的干湿过程中显著变化,可在背风坡产生焚风(foehn)、钦诺克风(Chinook)、布拉风(bora)等现象。

## 3 大风预报技术

### 3.1 雷暴大风

雷暴大风等强对流天气的短临预报,十分关注系统和要素场的分布及演变和雷达资料的运用。一方面是利用观测资料和数值预报进行未来3~12 h短时预报,另一方面是对雷暴生成后几分钟到3 h演变趋势的临近预报<sup>[78]</sup>。短时预报关注各类能引

起对流的系统(冷涡、高空槽、切变线、锋面等),以及垂直风切、湿度不稳定层结,定量指标对流参数(K指数、SI指数、总温度指数、CAPE等)是否达到对应阈值<sup>[79]</sup>。主要预报方法有模式输出、统计分析,并结合经验预报。模式预报一般参考模式输出的稳定度、风要素等产品,结合其他方法综合分析。统计方法根据过去对流天气记录中对流参数贡献率,确定每个参数值域和权重函数,建立雷暴大风预报方程。通常运用相关分析和多元回归分析方法,建立基于雷达观测和环境条件的临近预报方程<sup>[80]</sup>。临近预报主要依赖雷达产品。雷达回波中的中气旋(中层径向速度辐合)的出现,弓形回波特征和垂直液态水含量(VIL)是否达到  $30 \text{ kg/m}^2$  的阈值,这些特征对地面雷暴大风临近预报具有良好指示作用<sup>[33]</sup>。另外在适宜的环境垂直风切、水汽和能量条件下,成熟期雷暴的下沉气流所引起的阵风锋可在其附近激发新的对流单体形成,近地面出流大风向外传播影响范围扩大。因此可根据阵风锋移向、速度和单体的相对位置对雷暴运动以及演变进行短时间的推<sup>[81]</sup>。

### 3.2 台风大风

由于海面上缺乏足够的观测资料,台风大风预报多依赖于卫星资料的运用。早期预报方法基于卫星微波温度计资料,NCEP/GFS 实时分析场,台风实时监测信息对台风风场进行反演。根据飞机观测的台风个例,建立飞机观测资料与红外图像之间统计模型。再以飞机观测为真值,采用多元回归方法分离出构建台风 Rankine 涡旋模型所需参数,计算出 Rankine 涡旋模型中最大风速半径以外的廓线,得出台风的对称风场。在此基础上叠加上台风运动矢量后,形成台风风场<sup>[82]</sup>。运用单一卫星资料反演风场存在一些局限,如 RapidSCAT 在强降水条件下估测能力下降,ASCAT 对低风速的误差较大,AMSU 微波对内核区的准确度较低等。因此融合各种卫星资料,用不同卫星资料构建外部、内核以及部分区域风场,运用最小代价融合方法,通过质控后融合可得到实时高分辨率风场资料<sup>[83]</sup>。

台风特定风圈半径的预报。我国中央气象台给出特定风圈半径的实况而不作预报,可参考的客观预报方法很少,只有气候或气候持续性方法以及数值天气预报模式。气候持续性方法效果好,该方法基于气候学模型和持续性特征进行预报。统计方法

多基于持续性因子和气候因子,方法有多元线性回归、时间序列法、模糊逻辑以及遗传神经网络等。如,孙军波等<sup>[84]</sup>用再分析场的格点资料做相关性分析,选定预报因子,对每个站点分别建立台风纬向风和经向风人工神经网络模型。钱燕珍等<sup>[85]</sup>基于格点资料,结合台风强度、站点地形,环境场要素用向量机方法对登陆台风大风进行站点预报。模型预报精度受所选预报因子影响,不同系统选取的预报因子存在较大差异,而且存在预报区域的适用性等问题。数值天气预报模式受分辨率和初始误差的限制,现在还无法提供有预报技巧的特征风圈半径的预报结果。业务预报中气压梯度的大小是考虑风力大小的重要因素。特征风圈半径的预报能力明显依赖于台风强度预报的准确率,而台风强度预报仍广泛使用统计、气候持续法或统计动力相结合的方法。台风集合预报提供如台风中心附近最大风速和海平面最低气压的预报,但模式本身难以准确描述台风内核结构及强度变化物理过程,目前台风强度集合预报只能提供强度变化趋势<sup>[86]</sup>。EC 集合预报的准确率与台风强度、路径的变化有关。台风强度增强,集合预报对移速和移向的准确率明显提高,而强度预报的准确率却逐渐减小,目前台风级别以上的强度预报整体上呈现明显偏弱的现象<sup>[87]</sup>。

### 3.3 冷空气大风

冷空气大风主要关注高空冷平流的强弱分布和锋区的位置,地面气压梯度和 3 h 变压场<sup>[78]</sup>。预报通常基于天气动力学理论和预报员经验基础上的半理论半经验的方法,同时结合数值模式对要素场(地面气压场、风场)的预报。也有学者基于统计,选定预报因子建立相关模型。如,石雪<sup>[88]</sup>分析了大连及周边沿海大风的主要影响系统的强度及位置,建立大连地区出现频率较高、影响范围较大的高压型、冷锋型、气旋型大风三维概念模型,并得出相应的大风预报指标诊断分析和统计模型对风的预报和估计。项素清等<sup>[89]</sup>通过天气学和统计量分析,从与气旋大风关系密切的物理量中选取预报因子,用人工神经网络方法分 3 类分别建立浙江沿海气旋大风的预报模型。统计建模的方法适用于环流系统较大的风速预报,通常划定风区范围,具有地区适用性等问题。

## 4 结论

我国陆地大风整体上西多东少,近海区域冬季

大风日最多。目前中国大部地区年平均风速,大风频次和天数呈现减小趋势,城镇化建设、台站和仪器的变更、气候变化等因素对此均有影响<sup>[90]</sup>。有学者发现这与东亚季风减弱有关<sup>[10]</sup>,全球变暖引起的海陆温差和气压差减小,进而季风减弱为最可能的主要原因,但气候模式对未来风速的预估还存在很大不确定性<sup>[91]</sup>。测站数据时空分辨率影响着风能评估的准确度,目前风机对应高度仍缺乏长期有效的观测数据,数值模拟的运用可以进行补充,我国不同区域复杂地形下仍需要针对性的评估。

雷暴大风与其冷池出流和低层入流有关,研究大多关注出流变化,对低层入流研究很少,下击暴流时空尺度太小仍是观测和预报的难点。而台风大风源于组织化对流的低压结构,同时受到周围环流系统和地形强迫综合影响。目前台风边界层中,拖曳系数随风速变化的趋势还存在争议,台风边界层内超梯度风、滚涡的产生机制认识还不够清楚,滚涡等精细结构还需更多外场观测和数值模拟来研究。冷空气大风主要与锋区斜压性强弱、高空动量下传有关,相关理论研究较为成熟,需注意下垫面的狭管、摩擦增强作用。

产生大风天气的系统、原因十分复杂,实际预报中不仅关注系统本身气压梯度强弱和位置变化,还要综合考虑周围环境和下垫面的强迫影响。基于天气学模型的预报方式选取预报因子,山脉、岛屿等复杂地区还需注意地形狭管、抬升等作用。经验预报往往更适用于某一地区,存在预报员个体之间的经验差异,客观性和准确率的提高存在局限。实际大风的预报往往结合实时观测、统计模型、数值模式产品和经验等进行综合性分析,而针对不同系统大风特点的预报方法又存在差异。目前强对流天气大风主要为雷达等观测资料外推的短临预报;而台风大风的预报,基于卫星、雷达对风场的反演,在路径和强度数值预报的基础上再划定不同风力的风圈范围;冷空气、温带气旋等大风关注平流输送、锋面位置和气压场梯度及强度的变化。不同系统大风的精细化预报技术和数值模拟技术仍是今后研究要致力解决的一个难题。

## 参考文献

[1] 付桂琴,曹欣. 雷雨大风与河北电网灾害特征分析[J]. 气象, 2012, 38(3): 353-357.

- [2] 夏祎萌,何清,李军,等. 新疆大风灾害灾度和危险度分析[J]. 中国沙漠, 2012, 32(4): 1025-1028.
- [3] 陈文方,端义宏,陆逸,等. 热带气旋灾害风险评估现状综述[J]. 灾害学, 2017, 32(4): 146-152.
- [4] 陆逸,朱伟军,任福民,等. 1980—2014年中国台风大风和台风极端大风的变化[J]. 气候变化研究进展, 2016, 12(5): 413-421.
- [5] 郑永光,周康辉,盛杰,等. 强对流天气监测预报预警技术进展[J]. 应用气象学报, 2015, 26(6): 641-657.
- [6] 邱博,张录军,谭慧慧. 中国大风集中程度及气候趋势研究[J]. 气象科学, 2013, 33(5): 543-548.
- [7] 李耀辉,张存杰,高学杰. 西北地区大风日数的时空分布特征[J]. 中国沙漠, 2004, 24(6): 715-723.
- [8] 孔锋,李颖,王一飞,等. 1961—2016年中国近地表大风日数时空分异特征研究[J]. 安徽农业科学, 2017, 45(31): 188-196.
- [9] 史培军,张钢锋,孔锋,等. 中国1961—2012年风速变化区划[J]. 气候变化研究进展, 2015, 11(6): 387-394.
- [10] Zhang Q, Ni X, Zhang F. Decreasing trend in severe weather occurrence over China during the past 50 years [J]. Sci Rep, 2017, 7(42310): 1-8.
- [11] 高瑞华,王式功,张孝峰,等. 渤海海峡大风的气候特征分析[J]. 海洋预报, 2008, 25(3): 7-15.
- [12] 李超,魏建苏,严文莲,等. 江苏沿海大风特征及其变化分析[J]. 气象科学, 2013, 33(5): 584-589.
- [13] 张祥玉. 南海南部海区的强风和大风特征分析[J]. 广东气象, 2002(4): 1-4.
- [14] 吕爱民,杨柳妮,黄彬,等. 中国近海大风的天气学分型[J]. 海洋气象学报, 2018(1): 43-50.
- [15] 王慧,隋伟辉. 基于CCMP风场的中国近海18个海区海面大风季节变化特征分析[J]. 气象科技, 2013, 41(4): 720-725.
- [16] 徐蜜蜜,徐海明. 我国近海大风分布特征及成因. 热带气象学报[J]. 2010, 26(6): 716-723.
- [17] Yang X, Sun J, Zheng Y. A 5-yr climatology of severe convective wind events over China [J]. Wea Forecasting, 2017, 32(4): 1289-1299.
- [18] 柴东红,杨晓亮,吴紫煜,等. 京津冀地区雷暴大风天气的统计分析[J]. 暴雨灾害, 2017, 36(3): 193-199.
- [19] 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[J]. 高原气象, 2017, 36(5): 1368-1385.
- [20] 杨新林,孙建华,鲁蓉,等. 华南雷暴大风天气的环境条件分布特征[J]. 气象, 2017, 43(7): 769-780.
- [21] 余蓉,张小玲,李国平,等. 1971-2000年我国东部地区雷暴、冰雹、雷暴大风发生频率的变化[J]. 气象, 2012, 38(10): 1207-1216.
- [22] 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[J]. 气象, 2016, 42(12): 1513-1521.
- [23] Ni X, Zhang Q, Ma D, et al. Climatology and trends of tropical cyclone high wind in mainland China: 1959—2011 [J]. J Geophys Res Atmos, 2015, 120(24): 12378-12393.
- [24] 田辉,马开玉,林振山. 华南、华东沿海登陆台风暴雨和大风分析[J]. 应用气象学报, 1999, 10(增刊1): 149-153.
- [25] 杨玉华,雷小途. 我国登陆台风引起的大风分布特征的初步分析[J]. 热带气象学报, 2004, 20(6): 633-642.
- [26] 夏丽花,吴幸毓,陈敏艳. 台湾海峡致灾大风气候特征分析

- [J]. 海峡科学, 2017(6): 3-8.
- [27] 梁莉, 崔晓鹏, 王成鑫, 等. 我国登陆热带气旋引起的大陆地面风场分布[J]. 大气科学, 2018, 42(1): 96-108.
- [28] 钱维宏, 张玮玮. 我国近46年来的寒潮时空变化与冬季增暖[J]. 大气科学, 2007(6): 1266-1278.
- [29] 王遵娅, 丁一汇. 近53年中国寒潮的变化特征及其可能原因[J]. 大气科学, 2006(6): 1068-1076.
- [30] 陆汉城, 杨国祥. 中尺度天气学原理和预报[M]. 北京: 气象出版社, 2015: 271-274.
- [31] 刘香娥, 郭学良. 灾害性大风发生机理与飑线结构特征的个例分析模拟研究[J]. 大气科学, 2012, 36(6): 1150-1164.
- [32] 李耀东, 高守亭, 刘健文. 对流能量计算及强对流天气落区预报技术研究[J]. 应用气象学报, 2004, 15(1): 10-20.
- [33] Markowski P M, Richardson Y P. Mesoscale Meteorology in Midlatitudes [M]. Chichester: John Wiley & Sons Ltd, 2010: 245-260.
- [34] 俞小鼎, 周小刚, 王秀明. 雷暴与强对流临近天气预报技术发展[J]. 气象学报, 2012, 70(3): 311-337.
- [35] 付丹红, 郭学良, 肖稳安, 等. 北京一次大风和强降水天气过程形成机理的数值模拟[J]. 南京气象学院学报, 2003(2): 190-200.
- [36] 郑永光, 陶祖钰, 俞小鼎. 强对流天气预报的一些基本问题[J]. 气象, 2017, 43(6): 641-652.
- [37] 张琳娜. 对流层中下层动量传输在雷暴大风中的作用研究[C]//第33届中国气象学会年会 S1 灾害天气监测、分析与预报论文集. 中国气象学会, 2016: 7.
- [38] 张琳娜, 冉令坤, 李娜, 等. 雷暴大风过程中对流层中低层动量通量和动能通量输送特征研究[J]. 大气科学, 2018, 42(1): 178-191.
- [39] 王忠东. 影响温州台风大风分布特征初步研究及典型个例分析[D]. 兰州: 兰州大学, 2015.
- [40] 李法然. 强热带风暴蒲公英引起太湖强风的成因分析[J]. 气象, 2005, 31(8): 57-61.
- [41] 陈联寿, 丁一汇. 西北太平洋台风概论[M]. 北京: 科学出版社, 1979: 403-405.
- [42] 张连新, 韩桂军, 李威, 等. 台风期间海洋飞沫对海气湍通量的影响研究[J]. 海洋学报(中文版), 2014, 36(11): 46-56.
- [43] 魏娜. 陆面过程对台风残涡维持和降水的影响[D]. 北京: 中国气象科学研究院, 2012.
- [44] 凌士兵, 高珊, 刘铭. 台风“杜鹃”影响期间福建大风天气的特点及成因[J]. 台湾海峡, 2005(1): 15-21.
- [45] 胡姝, 李英, 许映龙. 登陆台湾岛热带气旋强度和结构变化的统计分析[J]. 热带气象学报, 2012, 28(3): 300-310.
- [46] 胡姝. 台湾地形及海峡效应对热带气旋结构强度变化影响的研究[D]. 北京: 中国气象科学研究院, 2011.
- [47] 马雷鸣. 热带气旋边界层关键结构研究进展[J]. 地球物理学进展, 2013, 28(3): 1259-1268.
- [48] Kepert J D. Observed boundary layer wind structure and balance in the hurricane core. Part I: Hurricane Georges [J]. J Atmos Sci, 2006, 63(9): 2169-2193.
- [49] Kepert J D. Observed boundary layer wind structure and balance in the hurricane core. Part II: Hurricane Mitch [J]. J Atmos Sci, 2006, 63(9): 2194-2211.
- [50] Giammanco I M, Schroeder J L, Powell M D, et al. GPS drop windsonde observations of tropical cyclone low-level wind maxima [C]// 28th Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology, 2008.
- [51] Powell M D, Vickery P J, Reinhold T A. Reduced drag coefficient for high wind speeds in tropical cyclones [J]. Nature, 2003, 422(6): 279-283.
- [52] 方平治, 赵兵科, 鲁小琴, 等. 华东沿海地带台风风廓线特征的观测个例分析[J]. 大气科学, 2013, 37(5): 1091-1098.
- [53] Powell M D. The transition of the hurricane Frederic boundary layer wind field of the open Gulf of Mexico to landfall [J]. Mon Wea Rev, 1982, 110(12): 1912-1932.
- [54] Georgiou P N, Davenport A G, Vickery B J. Design wind speeds in regions dominated by tropical cyclones [J]. J Wind Eng Ind Aerod, 1983, 13(1-3): 139-152.
- [55] Schwendike J, Kepert J. The boundary layer winds in hurricanes Danielle(1998) and Isabel(2003) [J]. Mon Wea Rev, 2008, 136(8): 3168-3192.
- [56] Kepert J. The dynamics of boundary layer jets within the tropical cyclone core. Part I: Linear theory [J]. J Atmos Sci, 2001, 58(17): 2469-2484.
- [57] Wurman J. Intense sub-kilometer-scale boundary layer rolls observed in hurricane Fran [J]. Science, 1998, 280(53): 555-557.
- [58] Morrison I, Businger S, Marks F, et al. An observational case for the prevalence of roll vortices in the hurricane boundary layer [J]. J Atmos Sci, 2005, 62(8): 2662-2673.
- [59] Foster R. Signature of large aspect ratio roll vortices in synthetic aperture radar images of tropical cyclones [J]. Oceanography, 2013, 26(2): 58-67.
- [60] Ellis R, Businger S. Helical circulations in the typhoon boundary layer [J]. J Geophys Res Atmos, 2008: 115(D6).
- [61] 吴海英, 孙燕, 曾明剑, 等. 冷空气引发江苏近海强风形成和发展的物理过程探讨[J]. 热带气象学报, 2007, 23(4): 388-394.
- [62] 李新新. 江苏一次典型冷空气大风的成因分析[C]//第32届中国气象学会年会 S1 灾害天气监测、分析与预报. 北京: 中国气象学会, 2015: 1.
- [63] 郭仲勋, 王式功, 尚可政, 等. 冷空气大风过程中动量下传特征[J]. 中国沙漠, 2016, 36(2): 467-473.
- [64] 马月枝, 王新红, 叶东, 等. 一次春季冷锋过境引起的大风天气分析[J]. 气象与环境科学, 2010, 33(3): 41-47.
- [65] 潘新民, 祝学范, 黄智强, 等. 新疆百里风区地形与大风的关系[J]. 气象, 2012, 38(2): 234-237.
- [66] 黄彬, 杨超, 朱男男, 等. 渤海冷空气大风过程中3次风速波动的原因分析[J]. 气象科技, 2017, 45(3): 499-507.
- [67] Whiteman C D. Mountain Meteorology: Fundamentals and Applications [M]. Oxford University Press, 2000: 141-202.
- [68] Schmidli J, Rotunno R. Mechanisms of along-valley winds and heat exchange over mountainous terrain [J]. J Atmos Sci, 2010, 67(9): 3033-3047.
- [69] Rotach M W, Stiperski I, Fuhrer O, et al. Investigating exchange processes over complex topography: The Innsbruck box (i-Box) [J]. Bull Amer Meteor Soc, 2017, 98(4): 787-805.
- [70] Reuten C, Steyn D G, Strawbridge K B, et al. Observations of the relation between upslope flows and the convective boundary layer in steep terrain [J]. Bound-Layer Meteor, 2005, 116(1): 37-61.

- [71] 苏涛,苗峻峰,韩芙蓉. 海风雷暴的观测分析和数值模拟研究进展[J]. 气象科技,2016,44(1):47-54.
- [72] Schmidli J. Daytime heat transfer processes over mountainous terrain [J]. J Atmos Sci, 2013, 70(12): 4041-4066.
- [73] 李艺苑,王东海,王斌. 中小尺度过山气流的动力问题研究[J]. 自然科学进展,2009,19(3):310-324.
- [74] Rotunno R, Bryan H G. Numerical simulations of two-layer flow past topography Part I: The leeside hydraulic jump [J]. J Atmos Sci, 2018, 75(4): 1231-1241.
- [75] Georgelin M, Lott F. On the transfer of momentum by trapped lee waves case of the IOP 3 of PYREX [J]. J Atmos Sci, 2001, 58(23): 3563-3580.
- [76] Lott F. A new theory for downslope windstorms and trapped mountain waves [J]. J Atmos Sci, 2016, 73(9): 3585-3597.
- [77] Zhang G, Zhang D L, Sun S. On the orographically generated low-level easterly jet and severe downslope storms of March 2006 over the Tacheng basin of northwest China [J]. Mon Wea Rev, 2018, 146(6): 1667-1683.
- [78] 姚学祥. 天气预报技术与方法[M]. 北京:气象出版社,2011.
- [79] 梁爱民,张庆红,申红喜,等. 北京地区雷暴大风预报研究[J]. 气象,2006,32(11):73-80.
- [80] 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[J]. 气象,2009,35(9):18-28+130.
- [81] 李国翠,郭卫红,王丽荣,等. 阵风锋在短时大风预报中的应用[J]. 气象,2006,32(8):36-41.
- [82] Mueller K J, DeMaria M, Knaff J, et al. Objective estimation of tropical cyclone wind structure from infrared satellite data [J]. Wea Forecasting, 2006, 21(6): 990-1005.
- [83] Knaff J A, DeMaria M, Molnar D A, et al. An automated, objective, multiple-satellite-platform tropical cyclone surface wind analysis[J]. J Appl Meteor Climatol, 2011, 50(10): 2149-2166.
- [84] 孙军波,钱燕珍,陈佩燕,等. 登陆台站大风预报的人工神经网络方法[J]. 气象,2010,36(9):81-86.
- [85] 钱燕珍,孙军波,余晖,等. 用支持向量机方法做登陆热带气旋站点大风预报[J]. 气象,2012,38(3):300-306.
- [86] 沈越婷,钱传海,李泽椿,等. 热带气旋集合预报技术的应用情况简介[J]. 气象科技进展,2015,5(5):33-42.
- [87] 杨国杰,沙天阳,程正泉. 2009—2015年ECMWF热带气旋集合预报的检验及分析[J]. 气象,2018,44(2):277-283.
- [88] 石雪. 大连地区大风天气的统计分析及预报方法研究[D]. 兰州:兰州大学,2014.
- [89] 项素清. 温带气旋发展引起的海上大风预报研究[D]. 杭州:浙江大学,2008.
- [90] Jiang Y, Luo Y, Zhao Z. Maximum wind speed changes over China [J]. Acta Meteorologica Sinica, 2013, 27(1): 63-74.
- [91] 江滢,罗勇,赵宗慈. 中国及世界风资源变化研究进展[J]. 科技导报,2009,27(13):96-104.

## Advances in Researches on Mechanisms and Forecast Techniques of High Winds in China

Wang Hong<sup>1</sup> Li Ying<sup>1</sup> Wu Zhehong<sup>2</sup> Guo Peng<sup>3</sup>

(1 State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081;

2 Anshun Meteorological Observatory, Guizhou, Anshun 561000; 3 Public Meteorological Service Center,

China Meteorological Administration, Beijing 100081)

**Abstract:** High winds, as a common weather phenomenon of significant influences, can be produced by various meteorological systems and orographic forcing. A comprehensive understanding of its mechanisms and forecast techniques is of great significance for wind disaster defense and wind energy utilization. This paper sorts out the standards of high winds both in weather forecasting service and meteorological observations, and the overall distribution of high winds including the major disaster-causing systems such as thunderstorm, typhoon in China. Furthermore, the mechanisms of thunderstorm, typhoon and cold air, as well as the complex orographic thermal and dynamic effects on the formation of local high winds are briefly analyzed. Then, the research progresses in forecast techniques of different synoptic systems that generate high winds are summarized. Finally, the current status of high wind researches and important issues worth further research are discussed.

**Keywords:** high wind; mechanism; forecast technique