

周后福, 范伟, 陶寅, 等. 安徽一次局地极端大风观测与成因探讨[J]. 灾害学, 2020, 35(2): 97-101, 121. [ZHOU Houfu, FAN Wei, TAO Ying, et al. Observation and Genesis of an Extreme Local Gale in Anhui Province[J]. Journal of Catastrophology, 2020, 35(2): 97-101, 121. doi: 10.3969/j.issn.1000-811X.2020.02.019.]

安徽一次局地极端大风观测与成因探讨*

周后福^{1,2,3,4}, 范伟¹, 陶寅¹, 赵倩¹

(1. 安徽省气象科学研究所, 安徽 合肥 230031; 2. 大气科学与卫星遥感安徽省重点实验室, 安徽 合肥 230031; 3. 中国气象局淮河流域典型农田生态气象野外科学试验基地, 安徽 寿县 232200; 4. 寿县国家气候观象台, 安徽 寿县 232200)

摘要: 利用地面、雷达、卫星、探空等资料, 从精细化观测角度对发生在安徽一次局地极端大风进行分析, 并从不稳定、动力、负浮力、拖曳等角度探讨其形成原因。研究结果主要有: 近地层的垂直风切变很大, 对流指数表明大气有较强不稳定性; 地面辐合线是产生局地大风的触发条件; 超级单体风暴由1个分裂成2个, 湿下击暴流就是由2个超级单体风暴所产生的; 降水和冰雹粒子的共同拖曳作用, 促进下沉气流的快速下冲; 短时间内气温的迅速下降, 近地层冷池密度流现象出现, 引起的负浮力作用非常明显; 超级单体风暴质心高度或者最强回波高度的不断下降, 加剧了下沉气流速度。在降水和冰雹的拖曳作用, 中层干层和气温的负浮力作用, 加上风暴质心高度和最强回波高度的下降作用, 这些共同为局地大风的产生因素, 导致地面产生极端大风; 绘制了下击暴流的概念模型, 解释下击暴流的形成机理。

关键词: 局地极端大风; 精细化观测; 超级单体风暴; 湿下击暴流; 成因

中图分类号: X43; P642; X915.5 **文献标志码:** A **文章编号:** 1000-811X(2020)02-0097-06

doi: 10.3969/j.issn.1000-811X.2020.02.019

局地极端大风具有发生范围小、生命史短、极端性强、灾害严重等特点。一般来说, 大范围的极端大风多出现在台风系统的影响下, 或者强冷锋、飚线系统以及特殊的地形环境^[1]中, 具有尺度大、生命史长、影响范围广等特征, 易于监测跟踪, 预报技术比较成熟, 而局地极端大风则难以追踪分析, 因此从跟踪监测、灾害角度出发, 必须重视它的研究。

近年来随着高时空分辨率的观测资料日益增多, 局地极端大风的研究成果亦在增加, 既有龙卷所带来的极端大风分析论文^[2], 也有下击暴流所引发的局地大风等研究成果^[3]。过去较多地关注机场附近下击暴流的相关研究, 近年来非机场的下击暴流也逐渐得到重视。Mahale 等对一次湿下击暴流进行分析, 认为气压上升与下击暴流中心的降雨率一致^[4]; Burlando 利用超声波测风仪对地中海的下击暴流进行观测方面的探讨^[5]; 李改琴等的研究发现, 强回波核高度反复下降形成冷下沉气流, 径向速度存在向强回波核辐合现象是下击暴流的风场特征^[6]; 也有利用特征风场建模方法, 仿真下击暴流的三维结构^[7]。应该看到,

尽管下击暴流等局地大风的研究已经取得不少成果, 但是非台风、非龙卷的局地大风个例少, 局地大风的发展变化和形成机制仍然不是很清楚, 预报预警技术则更是难以突破, 故运用日益增多的精细化资料持续进行极端大风的成因研究显得十分必要。

1 资料与方法

以地面、多普勒雷达、FY-4 卫星、探空等精细化观测资料为主, 辅以 ECMWF 模式资料和现场调查, 从天气形势背景出发, 探讨不稳定天气的触发因素; 从动力角度总结局地大风变化, 结合现场调研和视频资料, 确定极端大风性质; 运用雷达资料分析风暴移动, 研究中气旋(M)、龙卷涡旋特征(TVS)的中小尺度涡旋变化, 揭示局地极端大风的形成机理。

应用到2部多普勒天气雷达, 分别是南京、铜陵雷达。南京到马鞍山的距离最近(约50 km), 位

* 收稿日期: 2019-09-26 修回日期: 2020-01-06

基金项目: 国家自然科学基金(U1533131, 41875171); 安徽省公益性研究项目(16040804002); 华东气象协同创新基金(QYHZ201816)

第一作者简介: 周后福(1965-), 男, 安徽无为, 博士, 研究员级高级工程师, 主要从事强对流天气研究。

E-mail: zhfhq@sohu.com

于东北侧,且局地大风移动方向大致沿雷达切向方向。这次局地大风自西向东移动,在西南侧方向选择一部雷达,故选择西南侧的铜陵雷达(距离约 100km),与南京雷达配合共同探讨本次局地大风天气过程。

2 观测实况及其性质

2.1 地面观测实况

2019 年 3 月 20 日下午 13 时许,安徽省马鞍山市出现雷雨大风、短时强降水和冰雹等强对流天气。以极端性局地大风为主要特征,出现 12~14 级大风。通过走访询问、现场照相、视频回看等形式,获悉大风主要发生在 13:00-13:30 时段;地面倒伏物方向基本一致,为偏东方向,既没有发现旋转状倒伏物,也没有人看到空中漏斗云。

此次局部极大风速为马鞍山市有史以来观测到的最大值,自西向东先后出现 5 个站阵风 12 级以上风力,大体沿含山县一和县—马鞍山方向,路径是 WSW~ENE,地面风向为西北或偏西风,时间为 13:06-13:28(图 1),14 级风出现在含山县陶厂、马鞍山节庆广场。12 级以上风力范围大约为长 40 km 的线状分布形态,13 时降水在极端大风经过地区为 10~20 mm,个别地区有零星冰雹。



图 1 13 时极大风速分布(箭头虚线框内为极端风)

此次极端大风天气受灾严重,局部地区工棚、塔吊、广告牌、树木等倒伏,造成人员伤亡和财产损失,受灾人口 29 171 人,有 2 人死亡。据初步统计,农业受灾 434 hm²,其中倒塌大棚近 13 hm²,生产用房倒塌约 500 m²,全市初步估计经济损失 4 550 万元。

2.2 雷达观测

雷达可以探测大风的精细化立体风场。图 2 为铜陵雷达的组合反射率因子(CR)和沿线的径向速

度垂直剖面,图 2 中的线段经过 M 中心。由图和各个体扫的 CR 知,M 位于风暴运动方向前侧,有时伴随 TVS;在极端大风发生前夕,1 km 以下高度有 20~27 m/s 大速度区;在极端大风发生期间,大于 27 m/s 的大速度区超过 3 km 厚度(虚线方框内),甚至厚度达到 5 km。表明近地层一直存在较为深厚的大速度层,厚度有数公里之长。雷达观测到的仅是径向速度,实际速度比径向速度大。27 m/s 对应于 10 级风力,因此估计实际速度可能达到 11 级以上。

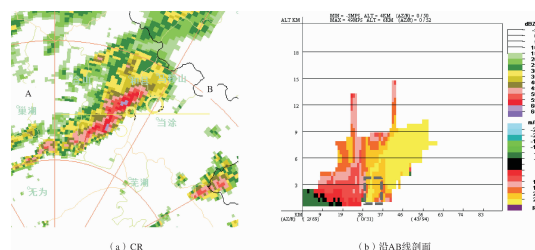


图 2 13:18 铜陵 CR 及沿线的径向速度垂直剖面(圆圈为中气旋 M)

2.3 地面和雷达观测

为了清晰地显示极端大风与风暴的关系,将地面观测和风暴进行叠加(图 3)。图 3 标注了大于 45 dBZ 的风暴范围、中气旋。由此可见,5 次极端大风都是出现在风暴后侧,第 1、第 2 次是西南侧风暴所引起,第 3 至第 5 次是东北侧风暴所导致。

(圆圈代表中气旋,三角形代表极端风地点,方框内时间为极端风时间,下端时间为雷达体扫时间,字母+数字代表风暴编号)

2.4 卫星观测

利用 FY-4A 卫星相当黑体温度(TBB)分析云顶高度的演变。可以看到,12:15 马鞍山上空 TBB 为 -43.8℃,而在 13:00 最低值则降至 -46.7℃,13:30 为 -49.1℃(图 4),其移动方向为自西向东,围绕云团中心形成了圆形对流云团。12:15 的 TBB 值表示云高约 10 km,13:00-13:30 云高升至 12 km 以上。1 h 内变化超过近 35℃,远超过 -15℃ 临界值^[8];到 14:00 的 TBB 已经恢复至 -42℃ 左右。从 13:15 可见光通道可以看到多个上冲云顶,每个上冲云顶代表一个独立的雷暴上升气流,说明中尺度对流系统(MCS)云团已经发展成穿透性强对流云。

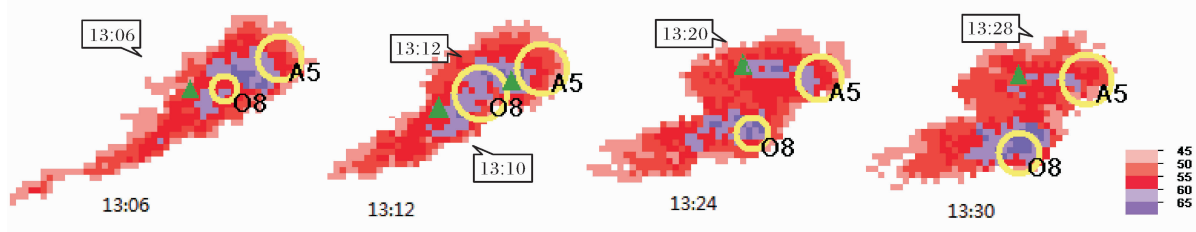


图 3 极端大风与铜陵雷达观测风暴的叠加

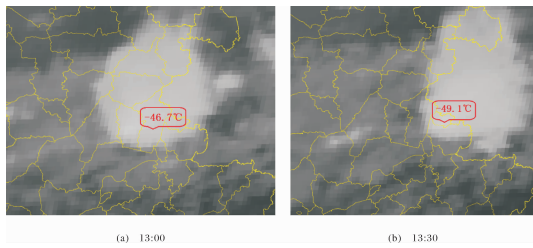


图4 FY-4A 红外云图(数字代表 TBB, 箭头处为最低值)

2.5 大风性质

首先确定风暴属性。根据对 12 级以上大风的追踪,大风的产生是由于前期 1 个风暴、后期 2 个风暴所引发。由雷达体扫资料知,MCS 在 13:06 之前有 1 个类似于逗点状的风暴,到 13:30 为勾状回波,并由 1 个风暴分裂成 2 个风暴,2 个风暴分别位于 MCS 的西南侧和东北侧(图 3)。对于西南侧风暴,铜陵和南京雷达的 M、三维相关切变(3DC)演变可知,风暴大多时为中气旋状态(图 5);M 厚度介于 1.3~5.9 km,表示中气旋深厚。对于东北侧风暴,2 部雷达观测的 M 也是连续 6~7 个体扫一直存在,厚度大多在 2 km 左右。可以判断它们为超级单体风暴。

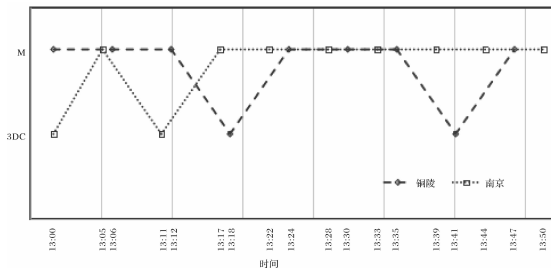


图5 13:00-13:50 中气旋(M)和 3DC 随时间变化

其次分析大风性质。本次大风没有台风系统控制,也不属于飚线环境,没有强冷空气影响,同时排除龙卷风的可能,结合雷达回波和径向速度,判断为超级单体风暴环境下出现的下沉气流导致的连续下击暴流。Fujita^[9]认为,下击暴流的最大强度可达到 EF3 级龙卷强度的强风,经查 EF3 级龙卷的瞬时风速能达到 60~74 m/s,EF1 级龙卷的瞬时风速介于 38~49 m/s。这次下击暴流的瞬时风速最大对应于 EF1 级龙卷强风,符合下击暴流研究成果的风力范畴,因此极端大风为下击暴流的结论有科学依据。

然后探讨下击暴流类别。在边界层内平均比湿当日 08 时为 10.2 g/kg,至 14 时升高并达最大(11.5 g/kg),随后比湿减少。由于边界层的比湿较大,故为湿下击暴流。这次地面大风受多个下击暴流的影响,近地层有超低空急流存在(风速在 20 m/s 左右),水平风速特别大,导致地面不易形成辐散性风场,而更像直线风场,为基本一致的偏西风,即由超低空急流和下击暴流产生的近似

直线型大风。

3 成因探讨

3.1 不稳定条件

当日 13 至 14 时,冷暖气流交汇于江淮地区,低层暖湿气流强盛。08 时安庆探空站 925 hPa 以下风速变化极大,垂直风切变高达 $32.2 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$;20 时 700 hPa 以下垂直风切变是 $7.3 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$,故安庆近地层风切变很大,预示近地空的不稳定性较强。南京探空站显示 700 hPa 以下垂直风切变为 $7.3 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$,850 hPa 以下风向随高度的增加呈现顺时针旋转,即近地层有暖平流存在,风向切变明显;925 hPa 到地面有逆温层;20 时 700 hPa 以下垂直风切变为 $7.5 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$,其间有薄逆温层。低层垂直风切变值比某些龙卷的切变值都要大^[10]。

南京 08 时 K 指数是 39℃,沙氏指数(S 指数)为 -6.2℃,20 时 K 指数为 27℃,S 指数是 2.7℃;安庆 08 时 K 指数为 26℃,S 指数为 -1.7℃,20 时 K 指数为 34℃,S 指数是 1.5℃。可以看到,除安庆 K 指数外,其他都表明大风发生前大气为不稳定状态,发生后为稳定状态。

3.2 动力条件

从垂直速度、气旋辐合、触发条件探讨产生极端大风的动力特征。850 hPa 天气图上安徽北部有低涡,低涡在高空槽前正涡度平流影响下发展加强,动力条件很好。由 ECMWF 模式的 850 hPa 垂直速度分布知,08 时上升速度区位于沿淮地区,11 时有所南移,14 时继续南移至沿江地区。14 时 700~925 hPa 马鞍山附近为一致的上升速度区(图略),即在局地大风发生前后 700 hPa 以下的大气为上升运动。

气旋活动旺盛,中小尺度气旋在大风期间持续存在。由 M 和 TVS 的维持,说明无论是中尺度还是小尺度气旋一直存在,且小尺度气旋镶嵌在中尺度气旋内部,旋转性极强,易引发强烈的上升气流。由南京、铜陵雷达 13:00-13:50 知,多数体扫伴有中气旋,要么南京有 TVS,要么铜陵有 TVS,表明 TVS 一直存在着。中小气旋活动旺盛,反映了辐合抬升作用强烈,易形成超级单体风暴。

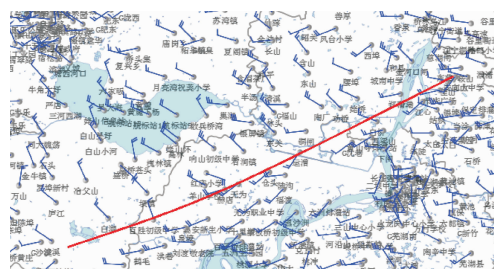


图6 13 时地面风

强对流天气的发生往往都有一定的触发条件。13 时的地面风场(图 6)显示,有一条长度约 100

km 的地面辐合线。辐合线的走向大致为 WSW ~ ENE, 北侧的偏北风和南侧的偏西风夹角大约有 90° 这条辐合线是对流云系的触发条件, 东段就是极端大风的发生地。

3.3 拖曳作用

本次局地大风天气伴随有降水和冰雹。13 时的强降水主要分布在马鞍山, 强度有 10 ~ 20 mm 左右, 部分地区有冰雹。0℃ 层、-20℃ 层高度分别是 3.9 km 和 6.8 km, 据曹艳察等^[11]的统计发现, 我国 < 1 km 阶梯地势冰雹的 0℃ 层、-20℃ 层高度分别介于 2.3 ~ 4.5 km 和 4 ~ 7.8 km, 可见本次 0℃/-20℃ 层高度位列上述冰雹高度范畴, 符合出现冰雹的高度条件。13:22-13:44 出现了三体散射长钉(TBSS)(图 7), 它与冰雹的发生有紧密关系。可见, 从高度层和 TBSS 来看, 这次局地大风伴随有冰雹的现象是自然的。

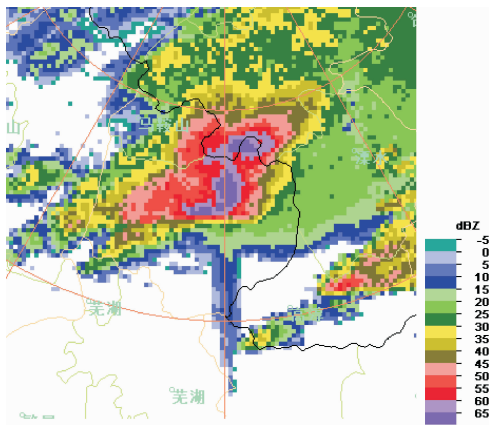


图 7 13:39 南京雷达 CR 分布

根据付丹红等^[12]的模拟研究认为, 下击暴流由雨水粒子和冰雹的拖曳作用产生, 并由它们的融化蒸发作用得到加强。较为丰富的水汽在强迫抬升过程中发生相变, 释放出大量的潜热, 有利于雷暴的加强及水凝物的形成发展, 而当雷暴发展到更为强盛的阶段, 上升气流支撑不住水凝物, 重力大于浮力, 在重力作用下各种水凝物快速下沉^[13]。

降水和冰雹的拖曳作用过程: 雨水活动的拖曳首先启动下沉气流的产生, 紧接着冰雹的拖曳加强了 0℃ 层以上层次的下沉气流强度。冰雹被下沉气流携带至 0℃ 层以下时, 由于环境温度的增暖逐渐演化成液态水, 吸收热量使得周围气温降低, 同时液态水在下降过程中持续蒸发也使得气温降低, 气温降低所产生的负浮力加强了下沉气流, 下沉气流达到地面后形成下击暴流^[13]。

3.4 负浮力

由中层干层和气温下降导致的负浮力分别叙述。由 ECMWF 资料得到的马鞍山站探空可知, 14 时 500 hPa 相对湿度仅有 20% 左右, 而其上下层相对湿度都在 50% 左右, 300 hPa 为近似饱和状态, 中层存在有显著的干层。伴随着空气下降, 水成

物持续蒸发, 下沉气流与周边环境的负浮力增大。选取 2 个站分析 13 时至 14 时气温下降的变化, 正值代表下降, 负值代表上升(图 8)。可见前后 10 d 的 14 时气温比 13 时略高, 而 20 日气温则表现为下降趋势, 下降幅度高达 4℃ 左右。1℃ 的温差造成的浮力可抵消约 4 g/kg 水物质产生的重力拖曳^[14], 因此气温下降 4℃ 所造成的负浮力效应大致相当于 16 g/kg 的重力拖曳作用。

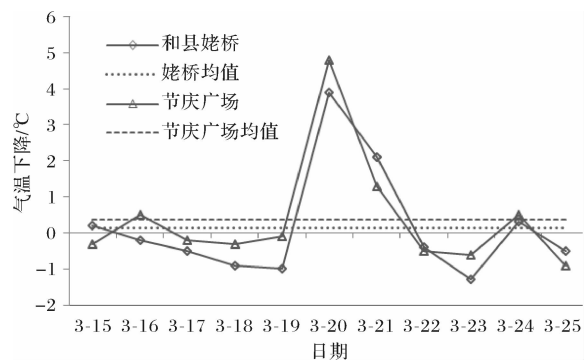


图 8 逐日 13 时-14 时气温下降值变化

3.5 风暴下降

风暴质心高度、最强回波高度下降是下击暴流形成的重要特征^[15]。通过质心高度的不断快速下降, 形成强烈的冷下沉气流; 最强回波高度的迅速下降, 可激发风暴内部中层下沉气流的加速, 从而触发下击暴流。图 9 为南京雷达观测到的东北侧和西南侧风暴参数演变, 铜陵雷达图略。可以看到, 对于同一个风暴单体, 2 部雷达观测到的参数变化有所不同, 可能受制于雷达距离、方向等的不同所致; 最强回波高度在 13:10 之前有 2 次快速下降的现象, 13:11 之后有 2 次下降现象; 质心高度在 13:10 之前有 1 次下降, 13:11 之后有 2 次下降。质心高度、最强回波高度的下降, 大体上与 5 次极端大风发生时间所对应。

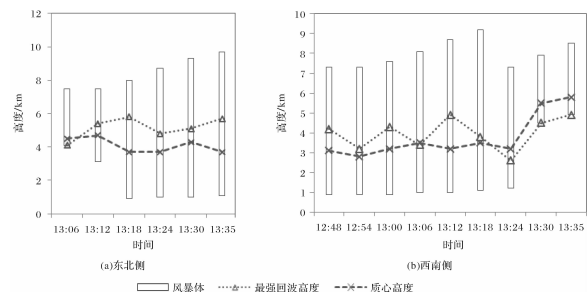


图 9 南京雷达风暴参数

3.6 概念模型

根据以上对局地大风的成因分析, 以及雷达回波、冰雹粒子、降水粒子的分布, 绘制了如图 10 的下击暴流形成的概念模型示意图。风暴移向为向右, 风暴内部的前侧有较强回波, 该回波中心有最强回波; 风暴内部有降水粒子和冰雹粒子, 它们降落到地面形成冰雹和降水; 风暴前侧是上

升气流,后侧则是下沉气流,下沉气流与最强回波高度的快速下降、气温降低引起的负浮力等共同作用,加剧了下沉气流的速度。由于下沉气流的方向为风暴移动方向,在地面上形成偏东方向大风,范围小,时间短,故成为下击暴流。

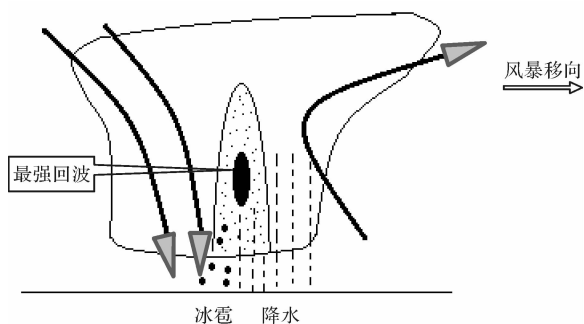


图10 概念模型^[16]

4 结论和讨论

通过对安徽马鞍山一次局地极端大风的观测分析及其成因研究,主要结论如下:

(1)近地层的垂直风切变很大,对流指数表明大气有较强不稳定性,具有强对流天气发生的环境背景,而地面辐合线是产生局地大风的触发条件,造成大气发生比较强烈的抬升运动。

(2)经过判别和排除,确认局地大风是由系列下击暴流导致的,风暴由1个超级单体分裂成2个超级单体,地面极端大风由超级单体风暴环境下的湿下击暴流所产生。地面14级瞬时大风符合前人关于下击暴流风速的范畴。

(3)下击暴流的成因有拖曳作用(降水、冰雹粒子)、负浮力、质心高度和最强回波高度下降等。降水和冰雹粒子的共同拖曳作用,促进下沉气流的快速下冲;短时间内气温的迅速下降,地面附近有强冷池,引起的负浮力作用较为明显,而中层干层的出现加剧了负浮力作用的下沉运动。超级单体风暴的质心高度或者最强回波高度的不断下降,也加剧了下沉气流的速度。

(4)地面局地大风的成因是下击暴流。在降水和冰雹的拖曳作用,中层干层和气温的负浮力作用,加上风暴质心高度和最强回波高度的下降作用,共同造成系列下击暴流;下沉运动到达地面形成湿冷的雷暴高压,向外辐散出流,并最终造成了地面极端性局地大风。根据成因分析,给出了下击暴流的概念模型,从空间上解释了下击暴流的形成机理。

本文基于多种精细化观测资料,详细分析了这次局地极端性大风过程,对局地大风的形成机理也进行了探讨,得到了一些有益的结果。有的结果可能对于地面大风的预警有一定指示意义,比如地面大风迟于空中下沉运动,通过空中风暴

高度的下降、雨量来预警大风的发生,通过气温下降幅度和高度下降快慢,大体判断风速大小。然而上述研究成果也只是定性分析,很难给出量化的研究结果,没有给出各种形成因素在大风形成中的贡献大小,未来可以进行量化的探索性工作。同时也没有实施数值模拟研究,可以利用中小尺度模式进行试验,获得局地大风的动力热力原因,揭示微物理量的变化特征等。

致谢:本文得到安徽省气象科学研究所何彬方、姚筠的帮助,南京雷达资料得到安徽省马鞍山市气象台魏葳等的帮助,谨致谢意!

参考文献

- [1] J Murray Mitchell. Strong surface winds at Big Delta, Alaska: an example of orographic influence on local weather [J]. Monthly Weather Review, 1956, 84: 15-24.
- [2] 李兆慧,王东海,麦雪湖,等. 2015年10月4日佛山龙卷过程的观测分析[J]. 气象学报, 2017, 75(2): 288-313.
- [3] 唐明晖,姚秀萍,杨湘婧,等. 基于多普勒天气雷达资料的“6.1”监利极端大风成因分析[J]. 暴雨灾害, 2016, 35(5): 393-402.
- [4] V N Mahale, ZHANG G, XUE M. Characterization of the 14 June 2011 Norman, Oklahoma, downburst through dual-polarization radar observations and hydrometeor classification[J]. Journal of Applied Meteorology and Climate. 2016, 55: 2635-2655.
- [5] Burlando M. Field data analysis and weather scenario of a downburst event in Livorno, Italy, on 1 October 2012 [J]. Mon. Wea. Rev., 2017, 145: 3507-3527.
- [6] 李改琴,吴丽敏,许庆娥,等. 一次下击暴流天气特征分析[J]. 气象与环境科学, 2016, 39(3): 60-67.
- [7] 杜爱军,魏鸣,王炳赞. 下击暴流的三维仿真和回波特征分析[J]. 灾害学, 2015, 30(2): 186-192.
- [8] 赵璐,赵放,楼小芬. 一次初春冰雹天气过程分析[J]. 科技通报, 2017, 33(10): 40-45.
- [9] Fujita T T. Tornadoes and downbursts in the context of generalized planetary scales[J]. J Atmos. Sci., 1981, 38: 1511-1534.
- [10] 周后福. 江淮地区三类强风暴结构差异及其成因研究[D]. 南京:南京信息工程大学, 2015.
- [11] 曹艳察,田付友,郑永光,等. 中国两级阶梯地势区域冰雹天气的环境物理量统计特征[J]. 高原气象, 2018, 37(1): 185-196.
- [12] 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, 26(2): 190-200.
- [13] 吴海浪,曹文,易军,等. 2017年7月一次微下击暴流背景的多尺度特征[J]. 气象科技, 2019, 47(1): 89-97.
- [14] Li Yaodong, GAO Shouting, LIU Jianwen. Assessment of Several Moist Adiabatic Processes Associated with Convective Energy Calculation[J]. Adv. Atmos. Sci., 2004, 21: 941-950.
- [15] 刁秀广,赵振东,高慧君,等. 三次下击暴流雷达回波特征分析[J]. 气象, 2011, 37(5): 522-531.
- [16] Robert A. Houze, S. A. Rutledge, M. I. Biggerstaff, et al. Interpretation of doppler weather radar displays of midlatitude Mesoscale Convective Systems [J]. Bull. of the Amer. Meteor. Soc., 1989, 70: 608-619.

(下转第121页)