

郑永光,陶祖钰,俞小鼎,2017. 强对流天气预报的一些基本问题[J]. 气象,43(6):641-652.

## 强对流天气预报的一些基本问题\*

郑永光<sup>1</sup> 陶祖钰<sup>2</sup> 俞小鼎<sup>3</sup>

1 国家气象中心,北京 100081

2 北京大学,北京 100871

3 中国气象局干部培训学院,北京 100081

**提 要:** 对深厚湿对流(业务中通常称为雷暴)和强对流天气的发展条件和机理(尤其龙卷发展条件和机理)的科学理解是做好对其预报的基础。本文首先分析了对流有效位能和对流抑制能量与抬升气块温湿状态的关系、对流温度的物理意义、对流发展所需的水汽条件;然后提出了我国重大强对流天气的定义,给出了强对流天气时空分布的一些规律、极端强降水与地面露点的关系、雷暴大风产生机制、冰雹融化层高度与湿球温度之间的物理联系、超级单体风暴和龙卷的环境条件、龙卷的形成机理等;最后对涡度和风矢端图及其与龙卷、中气旋发展的关系进行了分析说明。文中列举的对各个概念不尽相同的解释和阈值以及我们的一些认识和理解,可供相关人员学习和比较。

**关键词:** 对流条件,强对流,龙卷,涡度,风矢端图

**中图分类号:** P45

**文献标志码:** A

**DOI:** 10.7519/j.issn.1000-0526.2017.06.001

## Some Essential Issues of Severe Convective Weather Forecasting

ZHENG Yongguang<sup>1</sup> TAO Zuyu<sup>2</sup> YU Xiaoding<sup>3</sup>

1 National Meteorological Centre, Beijing 100081

2 Peking University, Beijing 100871

3 China Meteorological Administration Training Centre, Beijing 100081

**Abstract:** Completely understanding the conditions and mechanisms of deep moist convection (commonly referred to as “thunderstorm” in operational forecasting) and severe convective weather (especially tornadoes) is the basis for better forecasting them. This paper first analyzes the relationships between convective available potential energy and convective inhibition energy and temperature and humidity of lifted air parcel, physical significance of convection temperature, and water vapor amounts for deep moist convection, and then further proposes the definition of significant severe convective weather in China, presenting some spatio-temporal characteristics of severe convective weather, the relationship between extreme rainfall and surface dew point temperature, the producing mechanism of convectively high winds, the physical significance of wet bulb temperature closely related to hail melting layer, the environmental conditions for supercell storms and tornadoes, and the formation mechanism of mesocyclones and tornadoes. Finally, understandings of vorticity and hodograph, and their relationship with mesocyclones and tornadoes are given. Different interpretations and threshold values of some concepts and variables listed in this paper and our understandings are provided for readers to study and compare.

**Key words:** conditions for convection, severe convective weather, tornado, vorticity, hodograph

\* 国家自然科学基金项目(41375051)、公益性行业(气象)科研专项(GYHY201406002)和国家重点基础研究发展计划(973计划)(2013CB430106)共同资助

2017年2月22日收稿; 2017年4月5日收修定稿

第一作者:郑永光,主要从事强对流天气研究. Email: zhengyg@cma.gov.cn

## 引言

近年来,强对流天气由于导致了严重灾害而受到社会的广泛关注,如 2015 年 6 月 1 日下击暴流导致“东方之星”客轮翻沉使 442 人遇难(郑永光等, 2016a; Meng et al, 2016); 2016 年 6 月 23 日,江苏省盐城市 EF4 级龙卷造成 99 人死亡、800 多人受伤、大量基础设施被损毁(郑永光等, 2016b); 而 2016 年是 1951 年有观测记录以来最强厄尔尼诺事件的次年,该年强对流天气尤其雷暴大风和短时强降水天气发生频率远超历史同期,成为近年来强对流灾害最严重的一年,也是 2000 年以来极端降水事件最频发的一年(毕宝贵等, 2017),因此非常有必要继续提高对这类天气的认识和预报准确率,从而减轻相关灾害。

基于对流发生条件的“配料法”预报思路已被广为接受(俞小鼎等, 2012; 俞小鼎, 2011; 蓝渝等, 2013; 张涛等, 2013; 郑永光等, 2015), 郑永光等(2010)、俞小鼎等(2012)和郑永光等(2015)分别综述了强对流天气的监测、分析和预报等技术进展。但目前业务工作中仍然存在一些与强对流天气相关的容易混淆的概念问题。孙继松和陶祖钰(2012)从预报实践的角度讨论了与强对流有关的一些基本概念、基础理论等问题,包括湿度与水汽质量的关系、冷空气在降水过程中的作用、与静力不稳定和动力不稳定有关的基本理论、探空分析与不稳定参数、螺旋度、湿位涡理论与不稳定的关系等。王秀明等(2014)讨论了大气层结不稳定与对流、“雷暴”触发机制与抬升作用及其与天气系统的关系、如何处理“雷暴”发生三要素“足够”的问题等,并给出了估计对流有效位能(CAPE)数值时空演变的着眼点,以及较深入地讨论了位势不稳定和对称不稳定概念及其判据。俞小鼎(2014)则指出了业务预报中错把干球温度  $0^{\circ}\text{C}$  层作为冰雹融化层近似高度的问题。

但是,从目前业务预报实践来看,人们对强对流天气的时空分布规律的认识还存在一些不足,对对流天气和不同类型强对流天气的发展条件认识也尚未完全到位,尤其对龙卷生成机制以及与环境物理量、涡度和垂直风切变等的关系理解还有欠缺,因此,本文针对这些基本问题作进一步分析说明。

## 1 对流天气发展条件

CAPE 是表征大气静力不稳定的一个基本物理

量,它与  $T\text{-}\log p$  图上的正面积相对应,是被抬升气块的温湿特征和环境大气的温湿垂直分布状态的综合结果。CAPE 的数值对抬升气块的温湿状况很敏感,王秀明等(2012)的统计表明:抬升气块的温度升高  $1^{\circ}\text{C}$ ,CAPE 值平均增加约  $200\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ ;露点温度增加  $1^{\circ}\text{C}$ ,CAPE 值平均增加约  $500\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ ,变化范围从  $0\sim 1000\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ ,并存在较大变率。抬升气块的露点温度增加  $1^{\circ}\text{C}$ 使 CAPE 值增加的幅度大于温度增加  $1^{\circ}\text{C}$ 的幅度表明,CAPE 值对水汽的变化更加敏感(陶祖钰等, 2016)。这是因为在暖季中,气块露点温度增加  $1^{\circ}\text{C}$ 所增加的水汽,完全凝结后释放的潜热显著大于气块温度增加  $1^{\circ}\text{C}$ 所需热的量。Crook(1996)根据湿绝热过程湿静力能守恒关系得出水汽增加  $1\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ 在完全凝结后释放的潜热相当于气块温度增加  $2.5^{\circ}\text{C}$ ,这与雷雨顺(1986)的能量天气学湿静力能量——相当总温度的计算公式一致。而当气块状态为气压  $1000\text{ hPa}$ 、露点温度  $20^{\circ}\text{C}$ 时,露点温度变化  $1^{\circ}\text{C}$ ,比湿变化约  $1\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ 。气块温度与露点温度分别增加  $1^{\circ}\text{C}$ 会导致不同的 CAPE 值变率是因为 CAPE 与抬升气块的温度和露点温度之间不是线性关系,它既是抬升气块的温度和露点温度的函数,也是环境大气温度垂直减温率的函数。还需要说明的是,对于初始状态一定的抬升气块(一定的气压、温度和露点温度),在 CAPE 值  $>0$  的情况下,大气垂直减温率越大,CAPE 值越大;当大气层结是干绝热减温率 ( $9.8^{\circ}\text{C}\cdot\text{km}^{-1}$ ) 时,CAPE 值最大。据统计,垂直减温率达到  $7^{\circ}\text{C}\cdot\text{km}^{-1}$  及以上就属于较大的大气垂直减温率(Craven and Brooks, 2004)。

由于 CAPE 数值对抬升气块的温湿状况较为敏感,且地表 CAPE 计算易于受到逆温层等层结的影响,因此可以计算最优 CAPE 值来剔除逆温层的影响。具体做法是,在地表以上  $200\text{ hPa}$  气层内挑选具有最大假相当位温的气块作为抬升气块来计算 CAPE 值。业务实践表明,最优 CAPE 值较地表 CAPE 具有更好的代表性,它比计算 CAPE 值时对大气进行时间订正或者空间订正(王秀明等, 2014)更易于实现。美国强风暴预报中心在业务预报中也使用 MLCAPE(近地面  $100\text{ hPa}$  平均层 CAPE,近地面  $100\text{ hPa}$  层的厚度约  $1\text{ km}$ ,大致表征了边界层的厚度)来减少对使用不同抬升起点气块计算 CAPE 数值的影响。MLCAPE 的计算是选用近地

面 100 hPa 气层的平均温度和露点温度来计算 CAPE 值,也就是使用均匀混合的边界层来计算 CAPE 值;统计表明 MLCAPE 较地表 CAPE 更有代表性(Craven et al,2002)。

CAPE 值计算时还可以考虑使用对流温度(CT)来订正大气边界层的温湿状况。所谓 CT 指的是在假定地面比湿不变的情况下,随着地面气温逐渐升高,边界层大气通过湍流作用充分混合、具有相同的位温和比湿,对流抑制能量(CIN)逐渐变小,当地面气温上升到 CIN 完全消失时的温度。CT 是一个较好地用来预报热对流的物理量;如果将最高温度不低于 CT 1℃作为判定能否产生热对流的一个标准,临界成功指数能够达到 45%(李耀东等,2014)。利用 CT 进行热对流预报的前提是在考虑地面气温受辐射升温影响的同时,地面湿度随时间不变或者变化很小。

CIN 同样对气块的温湿状况比较敏感。通常情况下,CIN 对温度的变化较水汽的变化更敏感(Crook,1996),这是因为通常情况下 CIN 值与空气块沿干绝热抬升过程关系较大的缘故。CIN 值决定了气块能否达到自由对流高度所需强迫抬升的强弱。如前所述,如果近地面气块温度达到了对流温度,则 CIN 为 0,这时只需要非常弱的抬升强迫就能够产生热对流。

边界层辐合线(锋面、阵风锋、干线、海陆风辐合线等)、地形和海陆分布(山脉抬升、上坡风等)、重力波(俞小鼎等,2012)等都是对流初始活动的触发机制;但较浅薄边界层辐合线,需要与天气尺度的上升运动、或者大气低层垂直风切变、或者适当的大气热力条件(CIN 较小)相配合才能有利于对流系统的发展和维持(郑永光等,2015)。Wu and Luo(2016)对 2015 年 5 月 20 日华南特大暴雨两个例的分析表明:导致该个例发生发展的中尺度边界并不深厚(厚度约 250~500 m),但由于环境大气的 CIN 很小,LFC 很低,使得该浅薄边界造成的抬升触发了新的对流。不仅不同抬升高度气块的 CAPE 不同,不同抬升高度气块的 CIN 也必然不同。Luo et al(2014)分析的一个梅雨锋暴雨两个例中消亡的对流系统残留的边界层冷池对新对流系统的发展起到了重要的触发和维持作用,就是与冷池顶部(距地面约 1 km 高度)气块的具有较大的 CAPE 和 CIN 接近于 0 密切相

关。我国高架对流的触发机制多为 850~700 hPa 的辐合切变线(俞小鼎等,2016);而倾斜对流的触发通常比垂直对流容易,只要对流层深层大气达到饱和,很小的抬升就可以导致其触发,其中暖平流以及锋生过程导致的热力直接环流的上升支是最常见的触发机制(Schultz and Schumacher,1999;俞小鼎等,2016)。

正如孙继松和陶祖钰(2012)指出的“我们其实很难获得对流发生前 CAPE 真实值的大小”,一个原因是抬升气块的选择本身就具有一定的不确定性,这是因为实际对流的抬升高度较难确定,可能从多个高度或者一定的厚度起始抬升;再一个原因就是对流发生前的大气层结会与探空观测时的层结存在差异。还有一个我们易于忽视的原因就是探空气球观测的温度和湿度资料以及数值模式的分析与预报产品总会存在误差,而 CAPE 和 CIN 值对这些误差是比较敏感的(Crook,1996)。还需要指出的是,“气块法”的基本假定是气块在大气中作绝热移动,与环境空气没有能量和质量交换(盛裴轩等,2003),也没有考虑气块与环境间的湍流混合,常过高估计 CAPE、低估 CIN(王秀明等,2014)。

深厚湿对流发展的重要条件之一是大气中要有足够的水汽。王秀明等(2014)讨论了深厚湿对流发展所需水汽条件是否足够的问题:美国强天气分析手册(Charlie,1979)指出在地面露点温度 $<13^{\circ}\text{C}$ 、850 hPa 露点温度 $<6^{\circ}\text{C}$ 、1000 hPa 水汽混合比 $<8\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ 状态下,一般不会出现雷暴,即使出现也仅可能是弱对流活动;但在我国西部内陆干旱区和高原地区,发生雷暴甚至强对流时的低层水汽常在 $8\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ 以下,可低至 $4\sim 6\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ 。其实水汽是否足够导致深厚湿对流发展的实质是能否产生导致对流的条件不稳定或者对称不稳定条件,也就是说产生对流的水汽条件是与不稳定条件联系在一起。但是,对于短时强降水这类强对流天气则不同,它要求有充沛的水汽条件,统计结果表明大气中可降水量达到 28 mm,接近我国 $\geq 20\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 短时强降水天气发生的必要条件,60 mm 则接近充分条件,而达到 70 mm 则是大气中非常极端的水汽条件(Tian et al,2015)。统计也表明,我国冰雹天气所需要的水汽必要条件仅为大气可降水量达到 6 mm 以上(曹艳察等,2017)。这个阈值显著低于短时强降水天气是因为,冰雹天气易于发生在高海拔地区、需要大气垂直减温率较大并且环境大气中常常存在

干层(温度露点差大)的缘故。

## 2 强对流天气定义和发展条件

### 2.1 强对流天气定义和特点

强对流天气的定义尚无普适的科学标准。我国中央气象台定义的强对流天气指的是出现直径 $\geq 5$  mm 的冰雹、或者龙卷、或者 $\geq 17$  m $\cdot$ s $^{-1}$ (或者 8 级)的雷暴大风、或者 $\geq 20$  mm $\cdot$ h $^{-1}$ 的短时强降水等天气(郑永光等,2015)。美国目前定义的强对流天气指的是出现直径 $\geq 25$  mm 的冰雹、或者 $\geq 26$  m $\cdot$ s $^{-1}$ 的雷暴大风、或者龙卷等天气;而直径 $\geq 51$  mm 冰雹、或者 $\geq$ EF2 级的龙卷、或者 $\geq 33$  m $\cdot$ s $^{-1}$ 的雷暴大风等天气则定义为重大(significant)强对流天气(郑永光等,2015)。美国并未把短时强降水定义为强对流天气,但 Doswell(2001)把 $\geq 20\sim 25$  mm $\cdot$ h $^{-1}$ (约 1 inch $\cdot$ h $^{-1}$ )的强降水归类为强对流天气,并把 $\geq 50$  mm $\cdot$ h $^{-1}$ 的强降水归类为极端强对流天气(Doswell,2001;俞小鼎等,2012)。对 $\geq 50$  mm $\cdot$ h $^{-1}$ 的强降水发生频率进行气候统计(Zhang and Zhai,2011;Chen et al,2013)表明,它的确是发生频率非常低的极端天气。从极端降水的重现期来看,我国中东部大部地区 5 年一遇小时降水量为 50 mm 左右(李建等,2013),而发生频率更低的 50 年一遇小时降水量则远超过 50 mm(李建等,2013;Zheng et al,2016)。还需要指出的是,部分对流天气系统中并没有雷电活动,因此 Doswell(2001)和 Markowski and Richardson(2010)都建议使用“深厚湿对流”这个术语来替代“雷暴”这个术语。

综合我国和美国强对流天气的定义、美国重大强对流天气的定义和我国强对流天气的气候分布特征以及我国强对流天气业务预报实践,我国重大强对流天气可定义如下:小时雨量 $\geq 50$  mm 的短时强降水、或者直径 $\geq 20$  mm 的冰雹、或者 $\geq 25$  m $\cdot$ s $^{-1}$ (或 10 级)的雷暴大风、或者 EF2 级(阵风可达 50 m $\cdot$ s $^{-1}$ 以上)及以上级别龙卷。

强对流天气由于具有时空尺度小、局地性强、持续时间短等特征,虽然我国目前已经布设完成了较为完备的业务静止气象卫星观测体系、新一代多普勒天气雷达监测网和稠密的区域自动气象站网,但难以全面监测该类天气的困难依然存在,因此灾害现场调查和其他观测信息仍是现有监测网的必要补

充。比如,2015 年 6 月 1 日导致“东方之星”客轮翻沉事件的风灾调查表明,风灾分布具有显著空间分布不连续和多尺度等特征,且强风灾害具有显著的小尺度时空分布特征;现场调查估计该次事件中地面最大风速达 12 级( $>32.6$  m $\cdot$ s $^{-1}$ )以上,而该事件过程中周边气象站监测到的最大瞬时风速仅为 16.4 m $\cdot$ s $^{-1}$ ,发生在距事发点约 35 km 的尺八自动气象站(郑永光等,2016a;Meng et al,2016)。2016 年 6 月 23 日江苏省盐城市 EF4 级龙卷事件过程中(郑永光等,2016b),周边气象站监测到的最大瞬时风速仅为 34.6 m $\cdot$ s $^{-1}$ (12 级),远小于 EF4 级龙卷瞬时风速的下限值 74 m $\cdot$ s $^{-1}$ 。业务实践中冰雹天气的监测也同样存在类似大风监测的问题,所以气象信息员和互联网提供的相关信息可作为业务观测的重要补充。因此,预报员在业务预报雷暴大风和冰雹过程中,要充分考虑监测网存在的不足,从而在业务预报预警中充分估计雷暴大风和冰雹的致灾性。

降水存在一个时一面一深关系,指的是降水量、降水面积和降水持续时间这三者之间的关系,这里的“深”是雨深,也就是降水量。一般地讲,面积一定时,历时越长,平均降水量越大;历时一定时,则面积越大,平均降水量越小;从另一个角度讲,降水强度越强,降水分布的地理范围越小,降水的持续时间也越短,也就是降水强度越强的天气系统时空尺度越小。由于降水强度越大、降水的持续时间越短,且经验和气候统计都表明降水强度和降水量越大、发生概率就越低(Zhang and Zhai,2011;Chen et al,2013;李建等,2013;Zheng et al,2016),因此,对于达到暴雨量级以上的相同过程降水总量,持续时间越短的暴雨,其降水强度就越大,出现的概率就越小;而对于同样的降水强度,持续时间越长,降水总量就越大,其出现的概率也越小。

极端强降水已受到广泛关注,比如 2012 年 7 月 21 日、2016 年 7 月 20 日北京的极端降水天气。从我国的极端降水地理分布来看(Zheng et al,2016),24 h 内不同时段累积极端降水地理分布具有很大的-一致性。为了对比不同长度累积时段的极端降水地理分布的差异,通过对我国 1919 个国家气象测站不同时段极端降水量序列的分别排序,按其 70 和 90 百分位的方法分别定义了 3 个级别。第三级最强,相应的 1、3、6、12 和 24 h 降水量分别为 $\geq 95$ 、 $\geq 155$ 、 $\geq 205$ 、 $\geq 260$  和 $\geq 305$  mm(Zheng et

al, 2016)。通过这种对比发现,第三级 1、3 和 6 h 极端降水量的地理分布比较接近,而第三级 12 和 24 h 极端降水量与前三者差异很大。我国 30°N 以南区域和以北区域的第三级极端小时降水量站点数接近,但第三级 24 h 极端降水量站点数 30°N 以南显著多于 30°N 以北区域,这表明我国南方极端强降水天气持续时间往往比北方更长(Zheng et al, 2016)。已有的我国极端降水研究使用的都是国家级气象观测站降水资料,而如前所述,降水强度越强的天气系统时空尺度越小,对于累积时间短的 1、3 和 6 h 极端强降水研究,必须使用更加稠密的区域自动气象站降水观测资料。但是区域自动气象站降水资料的时序长度远短于国家级气象站,并且部分自动气象站降水资料还存在某些质量问题,尚有待解决。

## 2.2 与强对流天气发展条件相关的问题

### 2.2.1 强降水与地面露点

我国强降水(或者暴雨)天气由于受东亚夏季风的显著影响,经常是中低纬度环流系统相互作用的结果,低纬环流系统(比如台风)作用非常重要,提供了大量的水汽来源(陶诗言等,1979),易于产生热带型对流,其小时雨量可以达到 80 mm 以上,极易导致极端强降水,比如 2007 年 7 月 18 日济南极端强降水(俞小鼎等,2012)和 2012 年 7 月 21 日北京和河北极端降水(湛芸等,2012;方翀等,2012;孙军等,2012)。表征大气湿度可以使用大气可降水量,也可以使用不同层次的露点温度或者比湿。大气可降水量表征的是整层大气的水汽含量,可以通过探空资料计算或者使用 GNSS/MET 进行测量;据统计,其达到 70 mm 是大气中非常极端的水汽条件(Tian et al, 2015)。

地面露点温度也可以相当程度上用来表征整层大气的水汽含量,这是因为大气中平均比湿随高度指数递减,从而地面露点温度与大气可降水量的对数值存在近似线性的统计关系。60 多年前,Reitan (1963)和 Bolsenga(1965)就给出了美国两者之间的统计关系,见式(1)和图 1。虽然统计关系必然存在误差,特别是在地面存在特别薄的湿层(Craven et al, 2002)时误差会更大,并且会因为大气演变、纬度和季节的不同统计关系也会有所不同(Smith, 1966; Viswanadham, 1981)。一般来说,当地面露点温度 < 15°C 时,一般不会有强雷暴;如果露点温度达

到 20°C 或更高,就有可能发展成强雷暴并产生小时雨量 20~40 mm 的短时强降水(陶祖钰等,2016)。一些强降水个例分析表明,地面露点温度达到 26°C 就足以表明大气非常暖湿,这时根据探空资料计算的大气可降水量可达 60 mm 左右或者以上。例如 2007 年 7 月 18 日济南极端强降水过程,最大小时雨量将近 150 mm,地面露点温度达 26°C,大气可降水量达 70 mm 以上。又如 2012 年 7 月 21 日北京和河北极端强降水过程,最大小时雨量超过 110 mm,地面露点温度也达 26°C,大气可降水量超过了 60 mm。因此利用 GNSS/MET 测量的大气可降水量、逐时降水资料等通过统计获得不同区域和季节地面露点温度与大气可降水量、强降水、极端降水等的关系也是一项非常有意义的工作。此外,有研究(Liu, 1986)表明,地面比湿与大气可降水量存在非常好的接近线性的关系,这是因为露点是比湿的对数函数的缘故。

$$W_T = 10 \times \exp(-0.0592 + 0.06912t_d) \quad (1)$$

式(1)由 Bolsenga(1965)文献中式(3)变换而来,其中  $W_T$  为大气可降水量,单位: mm;  $t_d$  为地面露点温度,单位: °C。

### 2.2.2 雷暴大风产生机制

对流层中层存在明显干层将会使降水导致的下沉气流中雨滴、霰、冰粒、雪片等水物质强烈蒸发或

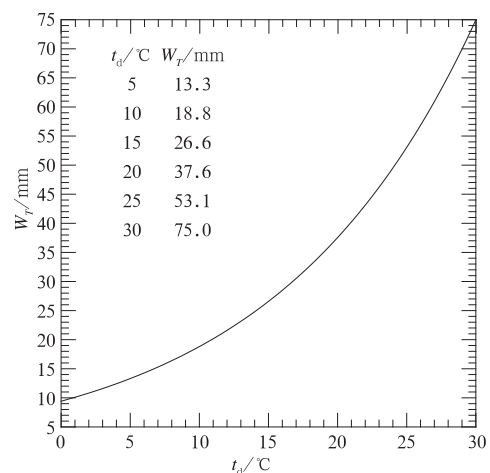


图 1 根据式(1)绘制的大气可降水量( $W_T$ )与地面露点温度( $t_d$ )关系图

(图中数字为地面露点温度与相应的大气可降水量数值)

Fig. 1 Relationship between precipitable water ( $W_T$ ) and surface dew point temperature ( $t_d$ ) based on the Eq. (1)

(Values of surface dew point temperatures and their corresponding precipitable water are given in Fig. 1)

者融化或者升华而导致下沉气流显著降温 (Markowski and Richardson, 2010), 产生较大负浮力, 有利于地面雷暴大风的产生。这种负浮力可用下沉对流有效位能 (DCAPE) 来表征。云中冰相粒子尤其是雪片 (Proctor, 1989; Wakimoto et al, 1994) 在下落过程中融化、升华吸收环境大气大量热量也非常有利于加强下沉气流。但蒸发降温对强下沉气流的作用最大 (Doswell, 2001; Markowski and Richardson, 2010), 因此不仅对流层中层的干层有利于强下沉气流, 而且干燥的边界层 (较高的云底) 也有利于下沉气流加强, 且会导致非常强的冷出流, 比如美国西部一些高云底对流的冷出流与环境之间的温度差异可超过 25°C (Markowski and Richardson, 2010)。许焕斌 (2012) 使用二维云尺度动力模式模拟发现, 下击暴流是水凝物蒸发、融化降温形成的负浮力、负载拖曳力和扰动气压梯度力共同作用的结果, 其中蒸发降温的作用最大, 再次是融化降温, 然后是负载拖曳, 而扰动气压梯度力总体起阻尼作用。不过 Markowski and Richardson (2010) 认为在强的垂直风切变环境 (比如有利于超级单体的环境) 里, 对流系统中的扰动气压梯度会有利于下沉气流发展。此外, 不同相态的水成物在产生雷暴大风过程中的作用还与环境大气的温湿垂直廓线分布密切相关 (Proctor, 1989; 孙建华等, 2014; 张建军等, 2016)。

### 2.2.3 冰雹和湿球温度

对流层中层干层的存在也经常有利于冰雹的产生, 这是因为这类干层 (即相对湿度较低) 存在时, 湿球温度 0°C 层高度会明显低于干球温度 0°C 层高度的缘故 (俞小鼎, 2014); 且干层的存在常常表明环境大气会有较大的垂直减温率, 从而具有较大的 CAPE 和 DCAPE, 这既有利于强上升气流、也有利于强下沉气流 (郑永光等, 2015)。冰雹融化层的近似高度应当为湿球温度 0°C 层, 但直到现在, 国内绝大多数预报人员仍然错将干球温度 0°C 层作为冰雹融化层的近似高度 (俞小鼎, 2014), 这是因为雨滴或者雹块在下落过程中蒸发或者融化后蒸发使得周围空气冷却达到饱和后, 雨滴或者雹块的表面温度就类似于湿球温度 (盛裴轩等, 2003; Markowski and Richardson, 2010)。

湿球温度的物理意义指的是空气等压绝热 (等焓) 过程中, 液态水蒸发使得空气冷却达到饱和时的温度。在这个过程中, 空气中的水汽混合比是增加

的。它不同于露点温度, 露点温度是指空气在水汽含量和气压都不改变的条件下, 冷却到空气饱和时的温度, 这个过程不是等焓过程, 且过程中空气中的水汽混合比保持不变。根据能量守恒关系, 等焓过程中液态水蒸发需要吸收干空气的热量, 因此湿球温度与气温 (即干球温度) 的关系如式 (2), 且气温  $\geq$  湿球温度  $\geq$  露点温度。

$$r = r_w - \beta \cdot (T - T_w) \quad (2)$$

式 (2) 引自 Stull (2011), 式中  $r$  和  $r_w$  分别为干球比湿和湿球比湿, 单位:  $g \cdot kg^{-1}$ ;  $T$  和  $T_w$  分别为干球温度和湿球温度, 单位:  $^{\circ}C$ ;  $\beta$  为常数,  $\beta = 0.40224 (g \cdot kg^{-1}) \cdot ^{\circ}C^{-1}$ 。

已知某一气块的气压 ( $p$ )、干球温度 ( $T$ ) 和露点温度 ( $T_d$ ), 由于湿球比湿 ( $r_w$ ) 是湿球温度 ( $T_w$ ) 的函数, 因此需要使用迭代法才能通过式 (2) 求出湿球温度, 但可以通过  $T$ - $\log p$  图来直接求假湿球温度: 从气压层  $p$  的温度  $T$  出发, 沿着干绝热曲线上升到抬升凝结高度; 然后从该高度处沿着湿绝热线下降到起始气压层  $p$ , 所对应的温度即为该气压层的假湿球温度  $T_w$ , 又称为绝热湿球温度, 其值小于湿球温度, 但差值不超过 0.5°C (盛裴轩等, 2003); 如果沿着湿绝热线下降到 1000 hPa 气压层, 则所对应的温度为湿球位温, 且假相当位温  $\geq$  位温  $\geq$  湿球位温 (盛裴轩等, 2003)。通过  $T$ - $\log p$  图来求假湿球温度的方法表明, 计算某一气块 ( $p, T, T_d$ ) 的假湿球温度  $T_w$  就是来计算具有假相当位温  $\theta_{sc}(p, T, T_d)$  的气块在水汽饱和时所具有的温度, 也就是  $\theta_{sc}(p, T, T_d) = \theta_{sc}(p, T_w, T_w)$ , 这一点可根据湿球温度的定义和能量守恒关系来得出。

### 2.2.4 超级单体和龙卷环境条件

龙卷分为中气旋龙卷和非中气旋龙卷 (Davies-Jones et al, 2001; Markowski and Richardson, 2010), 也经常称之为超级单体龙卷和非超级单体龙卷 (俞小鼎等, 2012; 郑永光等, 2015), 由于部分超级单体也会通过类似非超级单体龙卷的发生机制来产生龙卷, 因此 Markowski and Richardson (2010) 更建议使用“中气旋龙卷”和“非中气旋龙卷”这两个名称来分类龙卷。大多数龙卷为中气旋龙卷, 但只有约 25%、甚至更少的雷达探测到的中气旋会发展为龙卷 (Davies-Jones et al, 2001; Trapp et al, 2005)。

有利于超级单体风暴的环境条件是较大的对流有效位能和强的 0~6 km 垂直风切变 (Brooks et al, 2003)。超级单体风暴不仅可能会产生龙卷天

气,也可能产生大冰雹、强雷暴大风等重大强对流天气,因而有利于重大强对流天气的环境条件也是较大的对流有效位能和强的0~6 km垂直风切变(Brooks et al, 2003),因此, Craven and Brooks (2004)提出了一个重大强天气指数,其就是MLCAPE与0~6 km距地高度风矢量差的乘积。

有利于F2/EF2级及以上中气旋龙卷的环境条件不仅需要有利于超级单体风暴的环境条件,还需要较高的0~1 km相对湿度(Doswell and Evans, 2003)、较低的抬升凝结高度和较大的低层(0~1 km)垂直风切变(Craven and Brooks, 2004; Grams et al, 2012)。

超过80%的美国龙卷爆发事件的大气环境700~500 hPa的垂直减温率达到或者超过 $7\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{km}^{-1}$ (Craven and Brooks, 2004),这是因为较大的垂直减温率也有利于较大的CAPE值的缘故,美国F2/EF2级及以上中气旋龙卷的CAPE中值达 $1000\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ 以上(Rasmussen and Blanchard, 1998; Craven and Brooks, 2004; Grams et al, 2012)。

但需要指出的是,热带气旋中的超级单体通常为微型超级单体,其产生的龙卷通常也是中气旋龙卷(McCaul, 1991; 郑媛媛等, 2015),但其环境大气的CAPE值一般较小,通常小于 $1000\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ (McCaul, 1991; 郑媛媛等, 2015; 朱文剑等, 2016),这是由热带气旋的大气环境状态所决定的,不同于其他大气系统影响下产生的超级单体和中气旋龙卷。

美国F2/EF2级及以上龙卷对流风暴的0~6 km垂直风差值普遍超过 $20\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (Craven and Brooks, 2004; Grams et al, 2012),最大可超过 $25\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ;而0~1 km垂直风差值普遍超过 $10\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,最大可超过 $20\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (Grams et al, 2012); Johns et al(1990)发现F2级及以上龙卷的0~2 km垂直风差值超过 $20\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。较大的低层(0~1 km)垂直风切变既有利于中层中气旋的加强和下降与向下层发展,也有利于通过垂直风切变产生的垂直气压梯度的作用抬升出流气流(Markowski and Richardson, 2014; Schultz et al, 2014);而出流气流对龙卷的生成至关重要,其作用的具体说明见后文。出流气流对龙卷的生成至关重要的观测证据是龙卷发生发展在超级单体风暴的壁云(wall cloud)附近,而观测和数值模拟都表明壁云的形成是由超级单体的入流气流和出流气流混合作用的结果(Doswell and Burgess, 1993)。

具有较低的抬升凝结高度大气环境是龙卷超级单体风暴区别于非龙卷超级单体风暴的重要特征。Rasmussen and Blanchard (1998)、Grams et al (2012)统计发现,发生F2/EF2级及以上龙卷超级单体风暴的大气抬升凝结高度要较非龙卷超级单体风暴低500 m左右,其中值在800~900 m左右;由于龙卷超级单体风暴的环境大气抬升凝结高度较低,因此其相应的相对湿度就较高(Doswell and Evans, 2003; Schultz et al, 2014)、云底高度就较低(Markowski and Richardson, 2010)且相应的CIN值也普遍较小,Rasmussen and Blanchard(1998)统计得到的F2/EF2级及以上龙卷超级单体风暴的CIN值中值为 $12\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ ,Grams et al(2012)统计得到的不同区域和季节相应的CIN值中值略有不同,为 $30\sim 60\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ 。

根据以上这些有利于强龙卷的环境物理量特征统计结果,Craven and Brooks(2004)提出了一个用于判识F2/EF2级及以上中气旋龙卷的对流指数STP(式3),它的优点是不需要计算相对风暴螺旋度(SRH)。Craven and Brooks(2004)统计表明美国约有50%的强龙卷STP数值 $>0.25\text{ m}\cdot\text{s}^{-2}$ 。

$$STP = \frac{MLCAPE \times \Delta V_{0\sim 1\text{ km}} \times \Delta V_{0\sim 6\text{ km}}}{MLLCL \times DCAPE} \quad (3)$$

式中,MLCAPE为近地面100 hPa平均层CAPE,MLLCL为近地面100 hPa平均层抬升凝结高度,DCAPE为下沉对流有效位能, $\Delta V_{0\sim 1\text{ km}}$ 为距地1 km高度与地表风矢量差, $\Delta V_{0\sim 6\text{ km}}$ 为距地6 km高度与地表风矢量差。

由于超级单体风暴中的中气旋主要由强上升运动导致的水平涡度沿气流方向的分量倾斜和拉伸生成,因此能够表征沿气流方向涡度的物理量——螺旋度[式(4)],尤其SRH[式(5)]被用来识别有利于超级单体发生的大气环境(Davies-Jones et al, 1990)。水平涡度沿气流方向的分量就是顺流涡度,具体说明见第三部分的说明。由于有利于超级单体风暴的环境条件是具有较大的CAPE和强的垂直风切变,Hart and Korotky(1991)定义了一个能量螺旋度指数EHI[式(6)]来识别有利于发生超级单体的大气环境,Davies(1993)、Doswell and Evans(2003)统计得到有利于F2/EF2级及以上中气旋龙卷大气环境EHI阈值有所不同,但都表明 $EHI \geq 3$ 的大气环境有利于强龙卷的发生;不过Brooks et al(1994)认为EHI的数值并不能明显区分龙卷超级

单体风暴和非龙卷超级单体风暴的大气环境状态,而 Doswell and Evans(2003)根据统计结果则认为 EHI 的数值能够区分两者的大气环境状态的差异。

$$H = - \int_0^h \mathbf{k} \cdot \left( \mathbf{V} \times \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial z} \right) dz \quad (4)$$

$$SRH = - \int_0^h \mathbf{k} \cdot \left[ (\mathbf{V} - \mathbf{C}) \times \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial z} \right] dz \quad (5)$$

$$EHI = CAPE \times SRH \div 160000 \quad (6)$$

式(4)、(5)、(6)中,  $H$  为螺旋度,  $h$  为指定的积分高度(通常取 3 km),  $\mathbf{k}$  为垂直方向单位矢量,  $\mathbf{V}$  为大气水平运动矢量,  $SRH$  为相对风暴螺旋度,  $\mathbf{C}$  为风暴移动矢量,  $EHI$  为能量螺旋度指数,  $CAPE$  为对流有效位能。这三个参数中,  $H$  是只和水平风场  $\mathbf{V}(x, y, z)$  有关的参数。  $SRH$  除了和风场有关外,还和对流系统的移动速度  $\mathbf{C}$  有关,  $\mathbf{C}$  的取值有不同的方法,都有一定的主观性。  $EHI$  则除了包含运动学量以外,还包含与温湿有关的热力学量  $CAPE$ 。

### 2.2.5 龙卷发展机制

如前所述,中气旋的生成是由强上升运动使得顺流涡度倾斜拉伸导致,但这个过程并不能生成近地面的垂直涡度,而中气旋龙卷的生成离不开超级单体风暴中的下沉气流(Davies-Jones et al, 2001; Markowski and Richardson, 2010; 2014; Bluestein, 2013; Schultz et al, 2014)。超级单体的下沉气流到达地面的出流由于温度较低,与环境之间形成的温度差异有利于近地面的垂直涡度发展(Davies-Jones et al, 2001),其根据是斜压作用加强了近地面的水平涡度,然后通过涡度倾斜和拉伸的作用生成垂直涡度。但是龙卷的发展还需要近地面的垂直涡度的加强,这是通过垂直涡度的收缩实现的。如果冷出流的温度太低,则会因为负浮力增加抑制了垂直上升气流而不利于近地面的垂直涡度的加强,因此能否发展为龙卷,冷出流与环境之间形成的温度差异需要有一个平衡点(sweet spot)(Schultz et al, 2014),这个温度差异通常小于 4℃(Markowski and Richardson, 2009; 2010; Markowski et al, 2002);而对于非龙卷超级单体强冷出流导致的最大温度差异可达 20℃以上(Markowski and Richardson, 2010)。较高的 0~1 km 相对湿度(Doswell and Evans, 2003)环境则保证了冷出流与暖湿空气之间形成的温度对比不会太强(Markowski and Richardson, 2009; 2010; 2014; Markowski et al, 2002; Schultz et al, 2014)。上述讨论表明,龙卷的形成是一个复杂

的多因子过程,这些因子之间,既可能相互促进(正反馈),也可能相互制约(负反馈)。

非中气旋龙卷通常由辐合线上的小尺度涡旋(misocyclones,又称为中涡旋 mesovortices)和快速发展对流风暴中的强上升气流的拉伸作用形成(Wakimoto and Wilson, 1989; Bluestein, 2013),通常辐合线具有较强的水平风切变和垂直涡度,而垂直风切变一般较弱(Markowski and Richardson, 2010; Bluestein, 2013)。但对飚线上的龙卷的生成机制还尚未完全清楚,但 Davies-Jones et al(2001)、Markowski and Richardson(2010)都认为其可能与飚线中的下沉气流密切相关,机制类似于超级单体中的下沉气流对龙卷生成的作用。产生龙卷的飚线多为弓型回波或者波动型线状回波(LEWP)(Markowski and Richardson, 2010),这些特征通常与超级单体联系在一起(Doswell and Burgess, 1993)。

由于龙卷、中气旋等的生成和发展都是大气垂直涡度强烈发展的结果,因此第 3 部分对涡度和风矢端图及其与龙卷、中气旋发展的关系进行分析说明。

## 3 涡度和风矢端图

### 3.1 涡度

涡度是表征大气运动的一个重要物理量,与风场的空间变化密切相关;其物理意义表示的是流体微元的自转,是一个三维矢量。二维流体涡度的定义是单位面积流体速度环流在面积缩小的条件下的极限值,是流体微元角速度的两倍。如果一个流体微元只有公转,没有自转,则其涡度为零(大气科学辞典编委会, 1994)。

天气预报业务中经常使用的涡度一般指的是大气运动的垂直涡度,也就是大气三维涡度的垂直分量,且一般指的是不包含地转涡度的相对垂直涡度,而包含地转涡度的垂直涡度一般称为绝对涡度。由于垂直运动的水平变化通常可忽略,因此大气水平涡度通常指的就是水平风的垂直切变,且一般显著大于垂直涡度(Doswell, 2005);对于天气尺度的气流,垂直涡度的量级为  $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ,而水平涡度的量级为  $10^{-3} \text{ s}^{-1}$ ,后者大约为前者的 100 倍(Doswell, 2005)。需要说明的是,在强对流发生发展过程中,其上升运动与水平风速量级相同,因此垂直运动在水平方向



上的变化同垂直风切变量级相同,甚至更大,则这时的水平涡度不能忽略垂直运动变化项。

二维气流的涡度可以分解为曲率涡度和切变涡度两项。一般情况下,大气涡度都有这两项的作用。但需要注意的是,这两项有时候会出现符号相反的情况,这就会使得大气中某个涡旋环流出现涡度为0或者负值的情况,比如蓝金(Rankin)涡旋模型的情况,具体可见 Doswell(2005)的分析。实际大气中的龙卷涡旋或者热带气旋也可能出现垂直涡度为零或者负值的情况(Doswell,2005)。

涡度是一个伽利略不变量,也就是说在任何一个惯性运动坐标系中,流体的涡度都相同。但是组成二维气流涡度的两个部分:曲率涡度和切变涡度,则都不是伽利略不变量(Doswell,2005)。对于一个超级单体风暴中的中气旋环流来说,由于超级单体风暴通常都是移动的,因此从地面来看中气旋环流一般不是对称涡旋环流;如果超级单体风暴匀速移动,则中气旋环流相对该风暴的环流一般是对称的涡旋环流,这就表明在不同的运动坐标系中,曲率涡度和切变涡度会有所不同。

大气的水平涡度具有  $x$  方向和  $y$  方向两个分量,也可以分解为沿着水平气流方向的分量和垂直水平气流方向的分量。水平涡度与水平风矢量平行、方向相同的分量称为顺流(streamwise)涡度;如果水平涡度与水平风矢量平行,但方向相反的分量则称为逆流(antistreamwise)涡度;而与气流垂直的分量称为横向(crosswise)涡度(如 Davies-Jones, 1984; Doswell, 2005; Markowski and Richardson, 2010)。顺流涡度和横向涡度都不是伽利略不变量(Doswell,1991)。如果大气中的风矢量的垂直分布为大小不同、方向不变(即只有风速切变)或者方向相差  $180^\circ$ ,这时大气则只有横向涡度,没有顺流涡度;而顺流涡度对应于大气中垂直风矢量的顺时针风向切变,逆流涡度则对应于逆时针风向切变。螺旋度就是直接与顺流涡度相关的物理量,见式(4),但如前所述,判断是否有利于超级单体风暴发生时经常使用的是垂直积分相对风暴螺旋度[式(5)],且经常为  $0 \sim 3$  km 高度垂直积分。顺流涡度与中气旋的生成密切相关,这可以通过涡线这个概念来说明。

使用涡线这个概念更容易理解顺流涡度与中气旋生成之间的关系。涡线表征的是某瞬间流体微元旋转状态的几何曲线,在该曲线上任一点的切向矢量方向与该点的涡度矢量方向相同(大气科学辞典

编委会,1994),类似于流线与速度矢量方向的关系。已经得到广泛的认可,水平涡线由于强垂直上升运动而倾斜生成垂直涡度是超级单体风暴中气旋生成的主要机制(Davies-Jones et al,2001; Markowski and Richardson,2010)。横向涡度在垂直上升运动的作用下倾斜会导致气旋式环流和反气旋式环流;而顺流涡度在垂直上升运动的作用下倾斜会产生螺旋式上升运动,这是由于风向随高度顺时针转变产生的垂直风切变及其导致的垂直气压梯度有利于气流右侧的垂直上升运动和垂直涡度发展的缘故(Rotunno and Klemp,1982; Klemp,1987; Davies-Jones et al,2001; Doswell,2005)。

### 3.2 风矢端图

风矢端图(hodograph)是表征单站探空观测风矢量垂直变化的图形,能够清楚展示风的垂直变化,易于计算垂直风切变、判断急流等。风矢端图最常用的一个方面是利用风向的垂直变化判断温度平流,风向随高度逆时针转变(backing)对应冷平流、风向随高度顺时针转变(veering)则对应暖平流。但是大气边界层内有所不同,由于摩擦力的作用,风向随高度通常都是顺时针转变的(盛裴轩等,2003),因此不能仅仅通过风向的顺时针转变来判断边界层内存在暖平流;当然,如果边界层内的风向随高度逆时针转变,则可能表明有强冷平流(Doswell,1991)。但需要说明的是,如果风的垂直变化由非常强烈的非地转过程(比如对流)导致,则上述判断冷暖平流的方法不适用,因为热成风关系是由大气的静力平衡关系和地转平衡关系得到的。

如前所述,超级单体风暴的发展与垂直风切变、较大的CAPE密切相关。研究表明,在北半球,风向随高度顺时针转变有利于右移气旋式超级单体风暴,而风向随高度逆时针转变有利于左移反气旋式超级单体风暴(Klemp and Wilhelmson,1978; Weisman and Klemp,1984; Klemp,1987)。如果超级单体风暴发展的大气环境风矢端线为直线,则风暴会分裂为左移和右移两个风暴(Klemp,1987; Doswell,1991)。

忽略垂直运动的水平变化项,可以使用风矢端图判断水平涡度的方向。把风矢端图看做从上向下的俯视图,那么水平涡度的方向就是上下两层风矢量差的方向再向左转  $90^\circ$  的方向(Doswell,1991; Markowski and Richardson,2010)。在风矢端图上

判断出了水平涡度的方向,则很容易判断顺流涡度和横向涡度分量。

与涡度类似,风矢端图所表征的垂直风切变同样是伽利略不变量。也就是说,风矢端图中的风矢量减去一个定常运动矢量,其所表征的垂直风切变不变。但需要指出的是,顺流涡度或者螺旋度都非伽利略不变量,因此风暴相对螺旋度并不同于对地的螺旋度(即相对于地球坐标的螺旋度),这也可以从两者的表达式中得出。可以使用风矢端图估计垂直积分螺旋度或者垂直积分相对风暴螺旋度,其数值正比于风矢端图上不同气压层的风矢量所包围的面积(Davies-Jones et al, 1990)。Davies-Jones et al (1990)建议使用 0~3 km 积分的相对风暴螺旋度来判识超级单体风暴中气旋的强弱,给出的弱、中、强中气旋对应的相对风暴螺旋度数值分别是 150~299、300~449 和 >450  $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ ,但是这个数值并非绝对的,比如 Rasmussen and Blanchard(1998)统计得到非中气旋龙卷和中气旋龙卷风暴的环境 0~3 km 积分相对风暴螺旋度数值在 25~411  $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ ,其中非中气旋龙卷风暴的相应中值为 124  $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ ,而中气旋龙卷风暴的相应中值为 180  $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ 。

## 4 结 论

本文对深厚湿对流(业务中一般称为雷暴)和强对流天气的发展条件、强对流天气定义、时空分布特点和发展条件进行了分析说明,重点给出了龙卷发展的环境条件和形成机理,最后对螺旋度、涡度和风矢端图及其与龙卷、中气旋发展的关系进行了分析。结论如下。

(1) CAPE 和 CIN 都对抬升气块的温湿状况敏感;但 CAPE 对湿度的变化更敏感,而 CIN 对温度的变化更敏感;在 CAPE>0 的情况下,大气垂直减温率越大,CAPE 也越大;达到 7  $^{\circ}\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$  及以上就是较大的大气垂直减温率。当地面气温逐渐升高达到对流温度时,CIN 为 0。

(2) 本文提出的我国重大强对流天气定义如下:小时雨量  $\geq 50$  mm 的短时强降水、或者直径  $\geq 20$  mm 的冰雹、或者  $\geq 25 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  (或 10 级)的雷暴大风、或者 EF2 级(阵风可达 50  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$  以上)及以上级别龙卷。

(3) 虽然我国目前已经布设完成了较为完备的气象观测网,但仍难以全面监测极端强对流天气,因

此灾害现场调查和其他观测信息仍是现有监测网的必要补充。对不同长度时段累积极端降水的统计表明,我国南方极端强降水天气持续时间往往比北方更长;但未来需要使用好稠密自动气象站降水观测资料进行极端降水分析。地面露点温度与大气可降水量的对数值存在近似线性的统计关系,地面露点温度达到 26  $^{\circ}\text{C}$  左右常常表明大气非常暖湿。

(4) 根据湿球温度定义和能量守恒关系,某一气块( $p, T, T_d$ )的假相当位温  $\theta_{se}(p, T, T_d)$  与假湿球温度  $T_w$  的关系为  $\theta_{se}(p, T, T_d) = \theta_{se}(p, T_w, T_w)$ 。由于雨滴或者雹块在下落过程中的表面温度近似是湿球温度,因此湿球温度 0  $^{\circ}\text{C}$  层才是冰雹融化层的近似高度。

(5) 有利于 F2/EF2 级及以上中气旋龙卷的环境条件不仅需要有利于超级单体风暴的环境条件,还需要较低的抬升凝结高度和较大的低层(0~1 km)垂直风切变。大气抬升凝结高度较低,其相应的相对湿度就较高、云底高度就较低且相应的 CIN 值也普遍较小,这是与龙卷风暴中不太强的下沉气流密切相关的。中气旋的生成是由强上升运动使得顺流涡度倾斜拉伸导致,而中气旋龙卷的生成离不开超级单体风暴中的下沉气流。

(6) 涡度可分解为顺流涡度和横向涡度,顺流涡度对应于大气中垂直风矢量的顺时针风向切变。顺流涡度在垂直上升运动的作用下倾斜会产生螺旋式上升运动。螺旋度就是表征顺流涡度的物理量,风暴相对螺旋度则表征水平涡度在低空暖湿入流气流上投影大小的物理量,因而表征风暴内部上升气流区产生涡旋的潜势。

(7) 风矢端图可以用来判断垂直风切变、急流和冷暖平流等,还可以判断水平涡度的方向和估计垂直积分螺旋度或者垂直积分相对风暴螺旋度。对于北半球的超级单体风暴,如果环境风矢端线为直线,则风暴会分裂为左移和右移两个风暴;而风向随高度顺时针转变有利于右移气旋式风暴,风向随高度逆时针转变则有利于左移反气旋式风暴。

最后有必要指出,文中在讨论各种概念时给出了一些不尽相同的解释和阈值,其目的是为了提供一个相关问题的全貌,以供读者比较和思考,并在业务预报中科学地应用。文中也给出了我们对相关问题的认识和理解,以供读者参考。

## 参考文献

毕宝贵,张小玲,代刊,2017. 2016 年厄尔尼诺背景下的强对流和极

- 端降水特点[J]. 科学通报, 62(9): 928-937. DOI: 10. 1360/ N972016-01136.
- 曹艳察, 田付友, 郑永光, 等, 2017. 我国两级阶梯地势的冰雹天气环境物理量特征[J]. 高原气象, 待刊.
- 湛芸, 孙军, 徐珺, 等, 2012. 北京 721 特大暴雨极端性分析及思考(一)观测分析及思考[J]. 气象, 38(10): 1255-1266.
- 大气科学辞典编委会, 1994. 大气科学辞典[M]. 北京: 气象出版社, 668-670.
- 方朔, 毛冬艳, 张小雯, 等, 2012. 2012 年 7 月 21 日北京地区特大暴雨中尺度对流条件和特征初步分析. 气象, 38(10): 1278-1287.
- 蓝渝, 张涛, 郑永光, 等, 2013. 国家级中尺度天气分析业务技术进展 II: 对流天气中尺度过程分析规范和支撑技术[J]. 气象, 39(7): 901-910.
- 雷雨顺, 1986. 能量天气学[M]. 北京: 气象出版社: 24-27.
- 李建, 宇如聪, 孙激, 2013. 从小尺度考察中国中东部极端降水的持续性和季节特征[J]. 气象学报, 71(4): 652-659.
- 李耀东, 刘健文, 吴洪星, 等, 2014. 对流温度含义阐释及部分示意图隐含悖论成因分析与预报应用[J]. 气象学报, 72(3): 628-637.
- 盛裴轩, 毛节泰, 李建国, 等, 2003. 大气物理学[M]. 北京: 北京大学出版社: 148-150.
- 孙继松, 陶祖钰, 2012. 强对流天气分析与预报中的若干基本问题[J]. 气象, 38(2): 164-173.
- 孙建华, 郑淋淋, 赵思雄, 2014. 水汽含量对飊线组织结构和强度影响的数值试验[J]. 大气科学, 38(4): 742-755.
- 孙军, 湛芸, 杨舒楠, 等, 2012. 北京 721 特大暴雨极端性分析及思考(二)极端性降水成因初探及思考[J]. 气象, 38(10): 1267-1277.
- 陶诗言, 丁一汇, 周晓平, 1979. 暴雨和强对流天气的研究[J]. 大气科学, 3(3): 227-238.
- 陶祖钰, 范俊红, 李开元, 等, 2016. 谈谈气象要素(压、温、湿、风)的物理意义和预报应用价值[J]. 气象科技进展, 6(5): 59-64.
- 王秀明, 俞小鼎, 周小刚, 2014. 雷暴潜势预报中几个基本问题的讨论[J]. 气象, 40(4): 389-399.
- 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[J]. 应用气象学报, 23(2): 139-146.
- 许焕斌, 2012. 强对流云物理及其应用[M]. 北京: 气象出版社: 131-138.
- 俞小鼎, 2011. 基于构成要素的预报方法——配料法[J]. 气象, 37(8): 913-918.
- 俞小鼎, 2014. 关于冰雹的融化层高度[J]. 气象, 40(6): 649-654.
- 俞小鼎, 周小刚, 王秀明, 2012. 雷暴与强对流临近天气预报技术进展[J]. 气象学报, 70(3): 311-337.
- 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.
- 张建军, 王咏青, 钟玮, 2016. 飊线组织化过程对环境垂直风切变和水汽的响应[J]. 大气科学, 40(4): 689-702.
- 张涛, 蓝渝, 毛冬艳, 等, 2013. 国家级中尺度天气分析业务技术进展 I: 对流天气环境场分析业务技术规范的改进与产品集成系统支撑技术[J]. 气象, 39(7): 894-900.
- 郑永光, 田付友, 孟智勇, 等, 2016a. “东方之星”客轮翻沉事件周边区域风灾现场调查与多尺度特征分析[J]. 气象, 42(1): 1-13.
- 郑永光, 张小玲, 周庆亮, 等, 2010. 强对流天气短时临近预报业务技术进展与挑战[J]. 气象, 36(7): 33-42.
- 郑永光, 周康辉, 盛杰, 等, 2015. 强对流天气监测预报预警技术进展[J]. 应用气象学报, 26(6): 641-657.
- 郑永光, 朱文剑, 姚聘, 等, 2016b. 风速等级标准与 2016 年 6 月 23 日阜宁龙卷强度估计[J]. 气象, 42(11): 1289-1303.
- 郑媛媛, 张备, 王啸华, 等, 2015. 台风龙卷的环境背景和雷达回波结构分析[J]. 气象, 41(8): 942-952.
- 朱文剑, 盛杰, 郑永光, 等, 2016. 1522 号“彩虹”台风龙卷现场调查与中尺度特征分析[J]. 暴雨灾害, 35(5): 403-414.
- Bluestein H B, 2013. Severe Convective Storms and Tornadoes: Observations and Dynamics[M]. Heidelberg: Springer-Praxis: 307-360.
- Bolsenga S, 1965. The relationship between total atmospheric water vapor and surface dew point on a mean daily and hourly basis [J]. J Appl Meteor, 4: 430-432.
- Brooks H E, Doswell C A, Cooper J, 1994. On the environments of tornadic and nontornadic mesocyclones[J]. Wea Forecasting, 9(4): 606-618.
- Brooks H E, Lee J W, Craven J P, 2003. The spatial distribution of severe thunderstorm and tornado environments from global reanalysis data[J]. Atmos Res, 67-68: 73-94.
- Charlie A C, 1979. Training guide for severe weather forecasters [R]. United States Air Force; air weather service (Mac) air force global weather central.
- Chen J, Zheng Y, Zhang X, et al, 2013. Distribution and diurnal variation of warm-season short-duration heavy rainfall in relation to the MCSs in China[J]. Acta Meteor Sin, 27(6): 868-888.
- Craven J P, Brooks H E, 2004. Baseline climatology of sounding derived parameters associated with deep moist convection[J]. Natl Wea Dig, 28: 13-24.
- Craven J P, Jewell R E, Brooks H E, 2002. Comparison between observed convective cloud-base heights and lifting condensation level for two different lifted parcels[J]. Wea Forecasting, 17(4): 885-890.
- Crook N A, 1996. Sensitivity of moist convection forced by boundary layer processes to low-level thermodynamic fields[J]. Mon Wea Rev, 124(8): 1767-1785.
- Davies J M, 1993. Hourly helicity, instability, and EHI in forecasting supercell tornadoes[C]//Preprints 17th Conference on Severe Local Storms. Saint Louis, Mo, Amer Meteor Soc, 107-111.
- Davies-Jones R, 1984. Streamwise vorticity: The origin of updraft rotation in supercell storms[J]. J Atmos Sci, 41: 2991-3006.
- Davies-Jones R, Burgess D W, Foster M, 1990. Test of helicity as a tornado forecast parameter[C]//Preprints 16th Conference Severe Local Storms (Kananaskis Park, Alberta), Amer Meteor Soc, 588-592.
- Davies-Jones R, Trapp R J, Bluestein H B, 2001. Tornadoes and tornadic storms [G] // Severe Convective Storms. Meteor Monogr, Amer Meteor Soc, 28(50): 167-221.
- Doswell C A, 1991. A review for forecasters on the application of hodographs to forecasting severe thunderstorms[J]. Natl Wea Digest, 16(1): 2-16.
- Doswell C A, 2001. Severe convective storms - an overview[G]// Severe Convective Storms. Meteor Monogr, Amer Meteor Soc,

- 28(50):1-26.
- Doswell C A, 2005. A primer on vorticity for application in supercells and tornadoes[OL]. [http://www.flame.org/~cdoswell/vorticity/vorticity\\_primer.html](http://www.flame.org/~cdoswell/vorticity/vorticity_primer.html).
- Doswell C A, Burgess D W, 1993. Tornadoes and tornadic storms: A review of conceptual models. *The Tornado: Its Structure, Dynamics, Prediction, and Hazards*[M]. Washington D C: American Geophysical Union,161-172.
- Doswell C A, Evans J S, 2003. Proximity sounding analysis for derechos and supercells: an assessment of similarities and differences[J]. *Atmos Res*,67-68:117-133.
- Grams J S, Thompson R L, Snively D V, et al, 2012. A climatology and comparison of parameters for significant tornado events in the United States[J]. *Wea Forecasting*,27:106-123.
- Hart J A, Korotky W D, 1991. The SHARP workstation v. 1. 50: A skew-T/hodograph analysis and research program for the IBM and compatible PC: User's manual[R]. NOAA/NWS Forecast Office.
- Johns R H, Davies J M, Leftwich P W, 1990. An examination of the relationship of 0-2 km AGL "positive" wind shear to potential buoyant energy in strong and violent tornado situations[C] //Preprints 16th Conference on Severe Local Storms, Kananaskis Park, AB, Canada, Amer Meteor Soc,593-598.
- Klemp J B, 1987. Dynamics of tornadic thunderstorms[J]. *Ann Rev Fluid Mech*,19:369-402.
- Klemp J B, Wilhelmson R B, 1978. Simulations of right and left-moving storms produced through storm splitting[J]. *J Atmos Sci*,35:1097-1110.
- Liu W, 1986. Statistical relation between monthly mean precipitable water and surface-level humidity over global oceans[J]. *Mon Wea Rev*,114:1591-1602.
- Luo Y L, Gong Y, Zhang D-L, 2014. Initiation and organizational modes of an extreme-rain-producing mesoscale convective system along a Meiyu front in East China[J]. *Mon Wea Rev*,142:203-221.
- Markowski P M, Richardson Y P, 2009. Tornadogenesis: our current understanding, forecasting considerations, and questions to guide future research[J]. *Atmos Res*,93(1-3):3-10.
- Markowski P M, Richardson Y P, 2010. *Mesoscale Meteorology in Midlatitudes*[M]. Chichester: John Wiley & Sons Ltd, 245-260.
- Markowski P M, Richardson Y P, 2014. The influence of environmental low-level shear and cold pools on tornadogenesis: insights from idealized simulations[J]. *J Atmos Sci*,71:243-275.
- Markowski P M, Straka J M, Rasmussen E N, 2002. Direct surface thermodynamic observations within the rear-flank downdrafts of nontornadic and tornadic supercells[J]. *Mon Wea Rev*,130(7):1692-1721.
- McCaul E W, 1991. Buoyancy and shear characteristics of hurricane-tornado environments[J]. *Mon Wea Rev*,119:1954-1978.
- Meng Z, Yao D, Bai L, et al, 2016. Wind estimation around the shipwreck of Oriental Star based on field damage surveys and radar observations[J]. *Sci Bull*,61(4):330-337.
- Proctor F H, 1989. Numerical simulations of an isolated microburst. Part II: Sensitivity experiments[J]. *J Atmos Sci*,46:2143-2165.
- Rasmussen E N, Blanchard D O, 1998. A baseline climatology of sounding-derived supercell and tornado forecast parameters[J]. *Wea Forecasting*,13:1148-1164.
- Reitan C, 1963. Surface dew point and water vapor aloft[J]. *J Appl Meteor*,2:776-779.
- Rotunno R, Klemp J B, 1982. The influence of the shear-induced pressure gradient on thunderstorm motion[J]. *Mon Wea Rev*,110(2):136-151.
- Schultz D M, Schumacher P N, 1999. The use and misuse of conditional symmetric instability[J]. *Mon Wea Rev*,127(12):2709-2732.
- Schultz D M, Richardson Y P, Markowski P M, et al, 2014. Tornadoes in the Central United States and the "Clash of Air Masses"[J]. *Bull Amer Meteor Soc*,95(11):1704-1712.
- Smith W, 1966. Note on the relationship between total precipitable water and surface dew point[J]. *J Appl Meteor*,5:726-727.
- Stull R, 2011. *Meteorology for Scientists & Engineers*, 3rd Edition [M]. Vancouver: The University of British Columbia, 94-97.
- Tian F, Zheng Y, Zhang T, et al, 2015. Statistical characteristics of environmental parameters for warm season short-duration heavy rainfall over central and eastern China[J]. *J Meteor Res*,29(3):370-384.
- Trapp R J, Stumpf G J, Manross K L, 2005. A reassessment of the percentage of tornadic mesocyclones[J]. *Wea Forecasting*,20(4):680-687.
- Viswanadham Y, 1981. The relationship between total precipitable water and surface dew point[J]. *J Appl Meteor*,20:3-8.
- Wakimoto R M, Kessinger C J, Kingsmill D E, 1994. Kinematic, thermodynamic, and visual structure of low-reflectivity microbursts[J]. *Mon Wea Rev*,122:72-92.
- Wakimoto R M, Wilson J W, 1989. Non-supercell tornadoes[J]. *Mon Wea Rev*,117:1113-1140.
- Weisman M L, Klemp J B, 1984. The structure and classification of numerically simulated convective storms in directionally varying wind shears[J]. *Mon Wea Rev*,112:2479-2498.
- Wu M, Luo Y, 2016. Mesoscale observational analysis of lifting mechanism of a warm-sector convective system producing the maximal daily precipitation in China mainland during pre-summer rainy season of 2015[J]. *J Meteor Res*,30(5):719-736.
- Zhang H, Zhai P, 2011. Temporal and spatial characteristics of extreme hourly precipitation over eastern China in the warm season[J]. *Adv Atmos Sci*,28(5):1177-1183.
- Zheng Y, Xue M, Li B, et al, 2016. Spatial characteristics of extreme rainfall over China with hourly through 24-hour accumulation periods based on national-level hourly rain gauge data[J]. *Adv Atmos Sci*,33(11):1218-1232.