

田付友, 张小玲, 曹艳察, 等, 2022. 中国中低海拔地区三类强对流天气环境条件的基本气候特征[J]. 高原气象, 41(6): 1446-1459. TIAN Fuyou, ZHANG Xiaoling, CAO Yancha, et al, 2022. Baseline Climatology of Environmental Parameters for Three Severe Convective Weather Phenomena over Middle-Low Areas of China[J]. Plateau Meteorology, 41(6): 1446-1459. DOI: 10.7522/j.issn.1000-0534.2021.00108.

中国中低海拔地区三类强对流天气环境 条件的基本气候特征

田付友¹, 张小玲¹, 曹艳察¹, 孙建华², 郑永光¹,
杨新林², 韩旭卿¹, 麦子¹

(1. 国家气象中心, 北京 100081;

2. 中国科学院大气物理研究所云降水物理与强风暴重点实验室, 北京 100029)

摘要: 短时强降水、雷暴大风、冰雹等不同类型强对流天气的预报预警准确性亟待提高, 对不同类型强对流天气环境特征异同的准确了解是提供准确预报预警的基础。本研究针对我国海拔低于2500 m地区超过 $20\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 的短时强降水、最大阵风风力大于 $17.2\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的对流性大风和直径大于5 mm的冰雹三类强对流天气, 基于2002—2010年4—9月小时降水和冰雹实况、2010—2014年4—9月的雷暴大风实况及2002—2014年4—9月的 $1^\circ\times 1^\circ$ NCEP FNL(National Center for Environmental Prediction, Global Final Analysis)资料, 以NCEP FNL一天4次的时刻(02:00、08:00、14:00、20:00, 北京时)为中心, 通过时空匹配处理, 对三类强对流天气的绝对水汽含量、相对水汽含量、静力稳定度参数、低层抬升触发与垂直风切变条件、特性层高度及部分物理量的联合分布等环境气候特征进行了研究。结果表明, 华南是短时强降水的高发区域, 华北中北部和华南南部是雷暴大风的两个高发区域, 华北中北部是冰雹的高发区域。短时强降水主要集中在夏季, 雷暴大风在夏初和夏末各有一个峰值, 冰雹主要在春末夏初。短时强降水整层温度露点差小所体现的相对湿度大的特征明显, 雷暴大风和冰雹低层温度露点差大的特征明显。三类强对流天气的大气水汽含量(total precipitable water, PWAT)、相对湿度、垂直温度递减率和零度层高度(height of 0 °C temperature above the sea surface, Z0)差异显著。三类强对流天气的PWAT中值分别为56.0 mm、33.4 mm和22.2 mm。短时强降水的主要PWAT区间为50.4~63.4 mm, 雷暴大风为19.5~49.8 mm, 冰雹为13.9~28.1 mm。当PWAT超过42.3 mm时几乎不会出现冰雹。短时强降水与雷暴大风和冰雹的环境相对湿度均有一定的区分度。热力表征量中850 hPa和500 hPa温差(TD85)及温度递减率(TLR85)对三类强对流天气的区分能力更为显著, 短时强降水多出现在TLR85小于 $5.5\text{ }^\circ\text{C}$ 的湿绝热环境中, 冰雹多出现在TLR85大于 $7.0\text{ }^\circ\text{C}$ 的偏强温度递减率环境中。仅有少于5%的短时强降水和冰雹具有类似的Z0环境, 而雷暴大风的Z0与短时强降水和冰雹均有重叠。0~6 km垂直风切变(SHR6)对三类强对流天气的区分度优于0~1 km(SHR1)和0~3 km垂直风切变(SHR3)。短时强降水常出现在高PWAT、高相对湿度和高Z0的环境中, 冰雹常出现在低PWAT、低相对湿度和低Z0的强温度递减率环境中。物理量的联合分布显示, 雷暴大风存在两个显著不同的高概率密度区, 分别与短时强降水和冰雹的高概率密度区重叠, 主要与环境PWAT有关, 原因有待于进一步确认。

关键词: 环境条件; 短时强降水; 冰雹; 雷暴大风; 气候特征

文章编号: 1000-0534(2022)06-1446-14 中图分类号: P458.2 文献标识码: A

DOI: 10.7522/j.issn.1000-0534.2021.00108

收稿日期: 2021-04-03; 定稿日期: 2021-11-29

资助项目: 国家重点研发计划项目(2017YFC1502003, 2018YFC1507504); 国家自然科学基金联合基金项目(U214202)

作者简介: 田付友(1980—), 男, 山东菏泽人, 高级工程师, 主要从事强对流天气预报技术研究. E-mail: tianfy@cma.gov.cn

1 引言

强对流天气具有空间尺度小、突发性强、生命史短、破坏性强等特点,预报预警难度大,常造成严重的经济损失,甚至人员伤亡。如2016年湖北监利局地雷暴大风导致442人遇难(Meng et al, 2016; 郑永光等, 2016)。2012年7月21日北京极端强降水导致严重洪涝和79人因灾死亡(谌芸等, 2012; Zhang et al, 2013)。2017年5月7日的广州极端强降水造成严重内涝(田付友等, 2018; 伍志方等, 2018)。地处内陆腹部的甘肃青海等地也常有较强的短时强降水出现(孔祥伟等, 2021; 张青梅等, 2022)。2019年7月3日辽宁开原EF4级龙卷造成严重经济损失和6人死亡(袁潮等, 2021)。而冰雹更是长期以来导致农业歉收的重要灾害性天气(张德二, 2000; 万红莲等, 2017)。

强对流天气常发生在有利的环境条件下,通过分析大气环境条件,可以确定强对流天气的可能发生区域(Doswell and Bosart, 2001; 张小玲等, 2012; 张涛等, 2013)。在当前全球变暖的大背景下,西北地区的极端降水日数增速甚至超过了东南沿海(卢珊等, 2020),较强的短时强降水在新疆东部也有出现(庄晓翠等, 2020),研究不同类型强对流天气的环境特征,也有助于预估全球变暖背景下不同类型强对流天气的可能影响区域。Rasmussen and Blanchard(1998)基于探空资料,给出了可用于美国超级单体和龙卷预报的多个环境物理量特征。Brooks et al(2003)基于获取的美国强对流的环境特征,对南欧等多个地区的强对流潜势进行了估测。欧洲部分国家也开展了相关的研究(Groenemeijer and van Delden, 2007; Tuovinen et al, 2015; Kahraman et al, 2017),但关注大冰雹和龙卷更多一些。尽管各个地区得到了对本地强对流天气具有表征意义的环境物理量特征,但Brooks(2009)对比美国和欧洲的强对流环境时发现,不同地区的强对流环境差别显著,表明即使是同一类型的强对流天气,其环境也会存在显著的区域性特征。

强对流天气定义的不同和区域气候环境的不同是造成多个研究结果间差异显著的重要原因。欧洲的一些强对流环境研究中, Groenemeijer and van Delden(2007)所研究的位于温带海洋性气候区的荷兰的强对流主要指直径超过2 cm的大冰雹和龙卷。Tuovinen et al(2015)主要基于23个过程中的35次冰雹观测研究了靠近北极圈地区的芬兰直径超过2 cm的冰雹环境特征。Kahraman et al

(2017)研究了位于地中海地区的土耳其直径超过1.5 cm的冰雹和龙卷的环境特征。美国尽管地理纬度与我国类似,但其强对流天气主要指最大阵风风速大于 $25\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的直线型雷暴大风、直径大于1英寸(约2.54 cm)的冰雹和龙卷(Cintineo et al, 2020),短时强降水并不属于美国业务预报的强对流天气现象(Doswell III, 2001)。我国强对流预报业务中分别将超过 $20\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 的累计降水、最大阵风风力大于 $17.2\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的对流性大风和直径大于5 mm的冰雹定义为短时强降水、雷暴大风和冰雹(孙继松等, 2014; 郑永光等, 2015)。

针对我国东亚季风区的气候特征和以短时强降水最为常见的强对流天气,我国也开展了一系列的强对流环境特征研究。雷蕾等(2011)利用两年的探空资料,研究了判别北京夏季强对流天气类型的预报方法。樊李苗和俞小鼎(2013)基于2002—2011年的强对流过程,对不同种类强对流天气的环境特征进行了对比分析,结果显示,短时强降水与雷暴大风和冰雹的环境差异较为显著,但雷暴大风和冰雹的环境差异并不显著。Ma et al(2021)研究指出,大气可降水量(PWAT)是区分我国北方地区不同类型强对流环境最有效的识别因子。

针对单一类型的强对流环境研究也取得了显著进展。Tian et al(2015)对环境物理量的表征意义进行分类的基础上,通过划分不同强度小时降水,对短时强降水的环境特征进行了研究,结果显示,水汽表征量中PWAT的指示意义最好,热力表征量中,最有利抬升指数和K指数指示意义较好,垂直风切变难以区分不同强度的小时降水。但除PWAT外,似乎难以通过类似的方法从普通短时强降水中区分更强($\geq 50\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 和 $\geq 80\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$)的短时强降水(田付友等, 2017)。曹艳察等(2018)针对我国中东部两级阶梯冰雹环境的对比研究发现,两级阶梯冰雹的环境水汽和热力均存在显著差异。杨新林等(2017)针对华南地区雷暴大风的环境特征研究表明,更强的条件不稳定、斜压性和强动力强迫是华南雷暴大风区别普通雷暴的主要特征。费海燕等(2016)和马淑萍等(2019)针对我国强雷暴大风($\geq 25\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$)和极端雷暴大风($\geq 30\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$)的研究显示,明显干区的存在是其主要特征。这些研究为认识和预报我国的强对流天气提供了坚实的基础,但仍然难以满足国家级精细化的强对流业务预报预警需求,即对某一种强对流天气现象有较好指示意义的量是否也适用于其他强对流天气现象,针对业

务预报中定义的不同强对流天气现象,是否存在具有显著区分意义的特征量,均是有待进一步明确的问题。

本文针对业务预报中定义的短时强降水、雷暴大风和冰雹,结合收集的实况和NCEP FNL(National Center for Environmental Prediction, Global Final Analysis)资料,对三类强对流天气现象的环境表征参量进行计算的基础上,对不同方面特征进行了对比分析,以期认识和预报短时强降水、雷暴大风和冰雹三类强对流天气提供直接的参考。

2 资料及其处理

本研究所用实况资料包括国家级地面气象站逐小时降水数据集、来源于重要天气报的雷暴大风资料集和整点时刻的冰雹资料集。环境参量则使用一天4次(02:00、08:00、14:00和20:00,北京时,下同)的NCEP FNL $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ 分析资料。文中地图是基于中华人民共和国自然资源部地图技术审查中心标准地图服务系统下载的审图号为GS(2019)3082的中国地图制作,底图无修改。

不同资料集的可用时段差别较大,根据实况数据集和NCEP FNL资料的时段特征对实况和物理量时段进行筛选。NCEP FNL资料是高质量数据集,Li et al(2020)针对2000—2015年5—8月青藏高原涡的评估显示,NCEP-FNL和ERA-Interim均准确刻画了高原涡的径向传播距离,但NCEP-FNL对移出型切变线的特征及高原涡的位置刻画更优。Chen et al(2020)通过使用不同的分析资料驱动WRF(Weather Research and Forecasting model),对强烈天气下的海面风进行模拟,对比结果显示,NCEP-FNL表现最优,并显著优于ERA-Interim驱动的结果,间接验证了NCEP-FNL资料的可靠性。可用的NCEP FNL资料为2002年至今,但实况资料集的时间长度则显著不同(表1)。一些研究表明,短时强降水主要出现在暖季的中东部低海拔地区(陈炯等,2013;田付友等,2014),且一些物理量

在高海拔地区不具有可用性,因此最终使用海拔低于2500 m的1840站2002—2010年4—9月的降水资料对短时强降水进行分析[图1(a)]。雷暴大风实况数据集来源于重要天气报,使用地闪资料进行了质控,即考虑对流系统的空间尺度在几十至几百公里,对报告出现大风的时刻,通过判断该时刻前后0.5 h内一定空间范围中出现地闪的情况作为判断依据,并通过判断雷暴大风位置与台风中心的位置是否小于800 km,对台风大风的影响进行了剔除(Yang et al, 2017)。考虑与短时强降水和冰雹的可比性,本研究中海拔高于2500 m的高原站进行了剔除,最终所用为2010—2014年4—9月2529站的雷暴大风实况资料[图1(b)]。参考NCEP FNL资料的可用时段,并便于与短时强降水进行对比,也使用了海拔2500 m以下的593站2002—2010年4—9月的冰雹资料[图1(c)]。尽管雷暴大风与短时强降水和冰雹的时段不同(表1),但考虑NCEP FNL资料质量的稳定性,实况资料集时段的不同对结果产生的影响几乎可以忽略,这在后续的分析中也有清晰的体现,因此不做过多考虑。

实况资料集均为逐小时分辨率的离散站点资料,NCEP FNL资料为一天4次的 $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ 格点资料,在处理过程中需进行时空匹配处理。本文采用Tian et al(2015)和曹艳察等(2018)所使用的时空匹配方法,即以NCEP FNL资料的4个时次为中心点,针对每个站点,将实况资料集的24次观测均分为4个时段,对于每个时段内的6次实况记录,冰雹和雷暴大风出现至少一次则认为该时段内有相应的实况,降水则查找最大记录。对于物理量值,则通过双线性插值方法得到站点值。经过以上处理,得到的短时强降水、冰雹和雷暴大风样本量分别为40607个、2462个和5212个。

可用的NCEP FNL输出物理量有上百个,本文根据已有研究结果筛选所研究的物理量(表2),这些量包括环境静力稳定度表征量如最佳对流有效位能(BCAPE)、最有利抬升指数(BLI)、850 hPa与500 hPa温差(DT85)及温度递减率(TLR85),850 hPa散度(DIV850)可表征低层动力触发条件的强弱,垂直风切变是常关注的有组织对流的重要因素,相对湿度表征的干湿层结是雷暴大风的重要关注方面(马淑萍等,2019),PWAT既是短时强降水的重要因子(Tian et al, 2015; 田付友等, 2015),也可以帮助区分不同类型强对流天气(Ma et al, 2021),0℃层高度(Z0)是冰雹的重要环境要素(雷

表1 资料集信息

Table 1 Information of datasets

| 资料集名称 | 日期信息 | 时空分辨率特征 |
|----------|------------|---|
| NCEP FNL | 2002—2014年 | 4—9月, $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ 格点, 02:00、08:00、14:00和20:00 |
| 降水实况 | 2002—2010年 | 4—9月, 1840站, 逐小时资料 |
| 雷暴大风实况 | 2010—2014年 | 4—9月, 2529站, 逐小时资料 |
| 冰雹实况 | 2002—2010年 | 4—9月, 593站, 逐小时资料 |

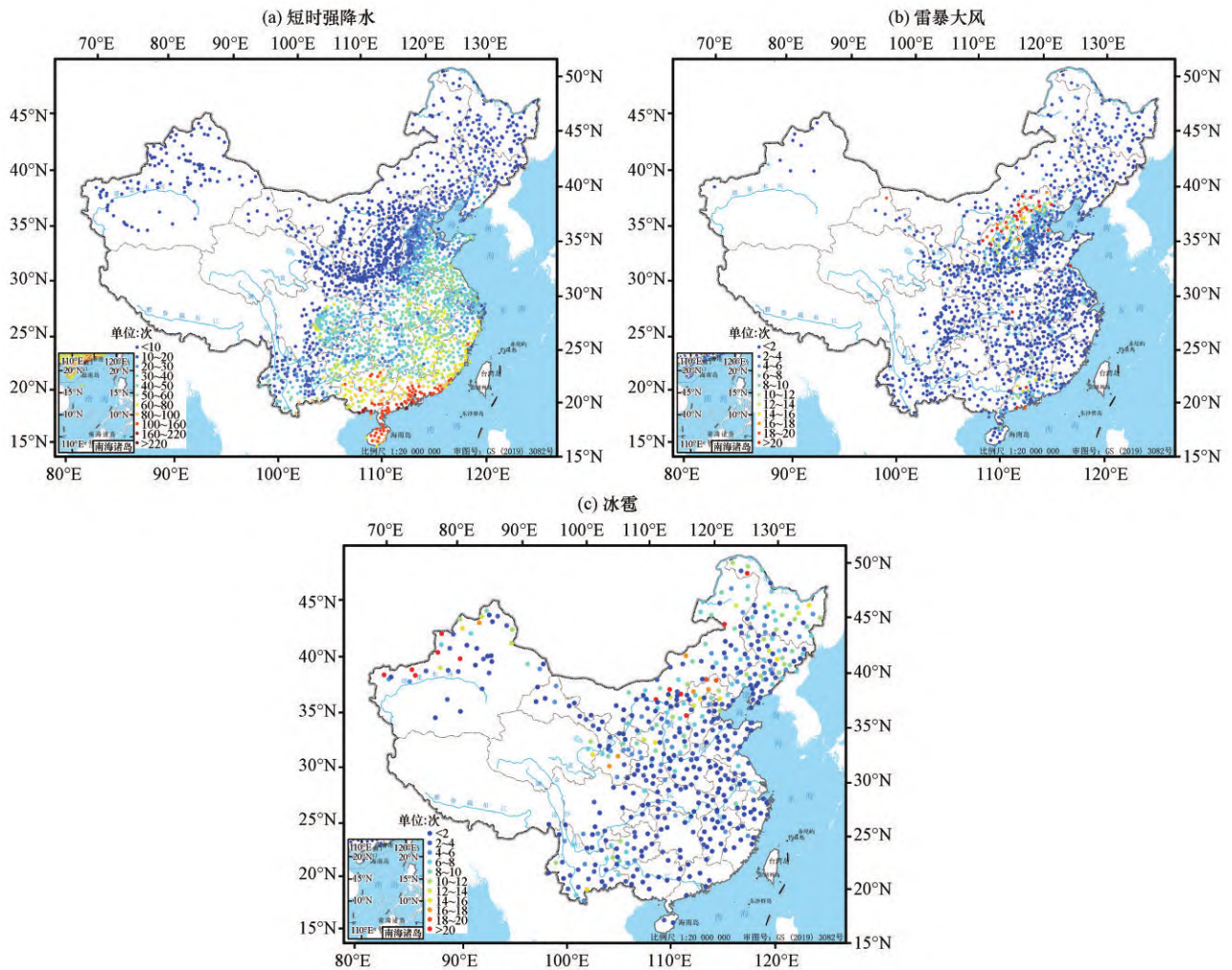


图1 研究时段内短时强降水、雷暴大风和冰雹站点(圆点)及总次数分布(单位:次)

Fig. 1 Distribution of observation stations (circle dot) and the total number of short-duration heavy rainfall, thunderstorm wind and hail. Unit: times

表2 所用环境物理量列表

Table 2 List of studied environmental parameters

| 序号 | 物理量 | 符号/单位 |
|----|----------------------|------------------------------|
| 1 | 大气可降水量 | PWAT/mm |
| 2 | 850 hPa 相对湿度 | RH850/% |
| 3 | 700 hPa 相对湿度 | RH700/% |
| 4 | 500 hPa 相对湿度 | RH500/% |
| 5 | 最有利抬升指数 | BLI/°C |
| 6 | 最佳对流有效位能 | BCAPE/(J·kg ⁻¹) |
| 7 | 850 hPa与500 hPa温差 | DT85/°C |
| 8 | 850 hPa与500 hPa温度递减率 | TLR85/(°C·km ⁻¹) |
| 9 | 850 hPa 散度 | DIV850/s ⁻¹ |
| 10 | 0~1 km 垂直风切变 | SHR1/(m·s ⁻¹) |
| 11 | 0~3 km 垂直风切变 | SHR3/(m·s ⁻¹) |
| 12 | 0~6 km 垂直风切变 | SHR6/(m·s ⁻¹) |
| 13 | 0 °C层高度 | Z0/m |
| 14 | 850 hPa 温度 | T850/°C |

雨顺等, 1978)。此外, 尽管K指数对短时强降水有较好的指示意义(Tian et al, 2015; 田付友等, 2015), 但考虑其同时反映了温差和湿度的综合状况, 因此本文中不做探讨。

3 强对流实况的时空分布特征

三类强对流天气的频次大值区空间分布存在显著差异。短时强降水具有明显的自北向南逐渐增多的趋势[图1(a)], 东北地区一般少于20次, 华南南部沿海多个站次的短时强降水总次数超过100次。此外, 黄淮地区和四川盆地相对于周边区域为频次大值区, 但最大次数仅为50次左右, 显著低于华南地区。雷暴大风有两个高频次区域[图1(b)]: 一个位于华北北部, 京津冀及陕西北部均在该区域内, 另一区域为华南中部, 两个高频次区域内的最大次数均超过了20次, 但就范围而言, 华北地区雷暴大风高频次区域的范围显著大于华南。冰雹的高频

次区域与短时强降水显著不同,东北、华北、西南和新疆西部均有一些站点的冰雹频次超过10次[图1(c)],但高频次区域主要在北方,云南和贵州交界处为南方地区相对的高值区。对比三者的空间分布可知,短时强降水频次高的区域均是冰雹发生次数较少的区域,北方地区的雷暴大风高频次区域与这一地区冰雹的高频次区域有一定的重合,而华南则与短时强降水的高频次区域相重合。

除空间分布特征外,三类强对流天气的年变化

也存在显著差异,但4—9月涵盖了三类强对流天气的主要发生时段。图2为4月1日至9月30日三类强对流天气逐日和11日滑动平均频次的变化。短时强降水峰值出现在6月底至8月初[图2(a)],此前是相对缓慢的增长,但8月之后是快速减少。雷暴大风则显示了两个主峰值及一个次峰值[图2(b)],两个主峰值分别出现在6月上旬和8月上旬。冰雹在6月达到峰值,此前是相对缓慢的增长,进入7月则快速减少[图2(c)]。

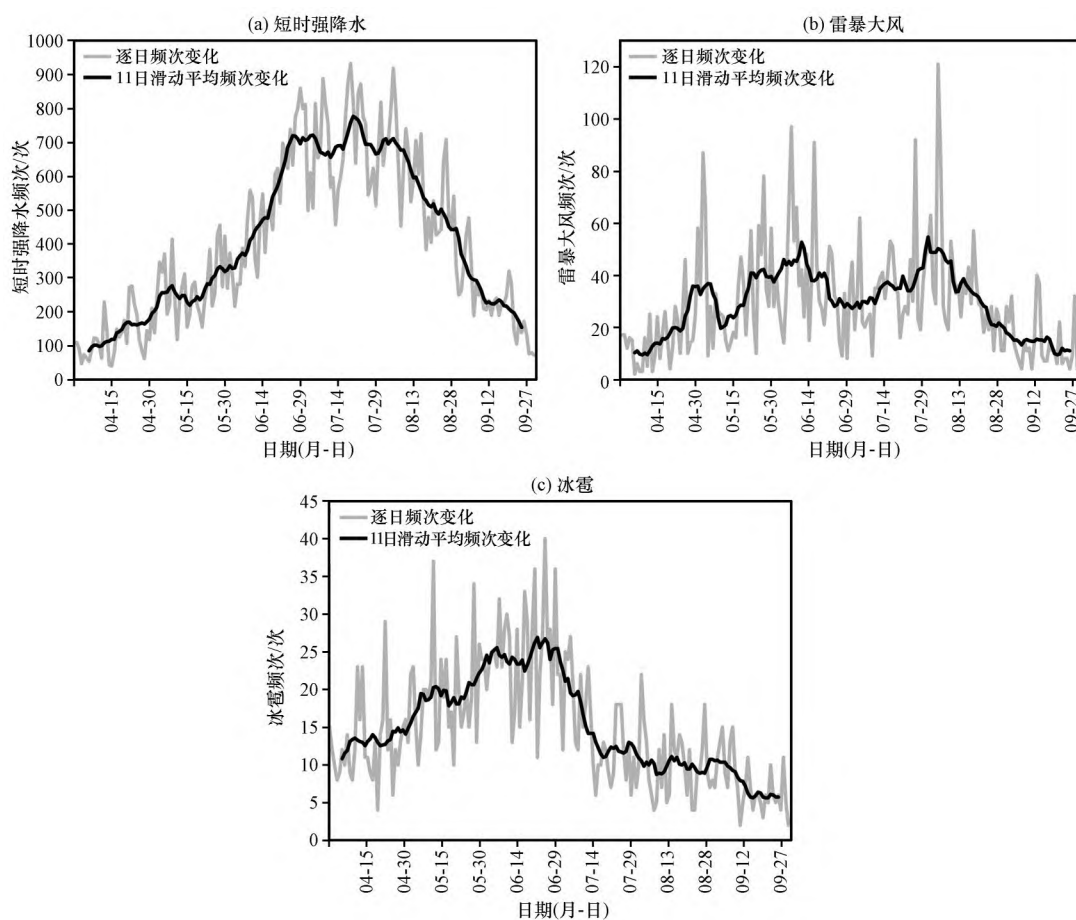


图2 4月1日至9月30日短时强降水、雷暴大风和冰雹数量的逐日和11日滑动平均变化

Fig. 2 The variation of daily and 11-day moving average number of short-duration heavy rainfall, thunderstorm wind, and hail from 1 April to 30 September

4 平均探空特征

探空可以直观展示不同类型强对流天气环境的总体特征。对短时强降水、雷暴大风和冰雹实况及相应的200 hPa、300 hPa、400 hPa、500 hPa、850 hPa、925 hPa和1000 hPa温度和相对湿度进行统计的基础上,得到了不含风场信息的三类强对流天气的平均探空。

三类强对流天气的平均探空显示了显著不同的特征(图3)。短时强降水各个层次的温度露点差

均较小,约 $1500 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 的CAPE呈细长条状分布,从925 hPa向上伸展至200 hPa之上,是典型的利于降雨的探空型。雷暴大风的平均探空则显然不同[图3(b)],1000 hPa温度露点差超过了 10°C ,但随着高度升高温度露点差逐渐减小,300 hPa的温度露点差已经小于 5°C ,可以认为是近饱和状态,约 $2000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 的CAPE主要集中在700~200 hPa的区间内,这一形态具有更多的干下击暴流大风的特征(Wakimoto, 1985)。冰雹的平均探空显示,1000~200 hPa的温度露点差均超过了 5°C ,显示了整层

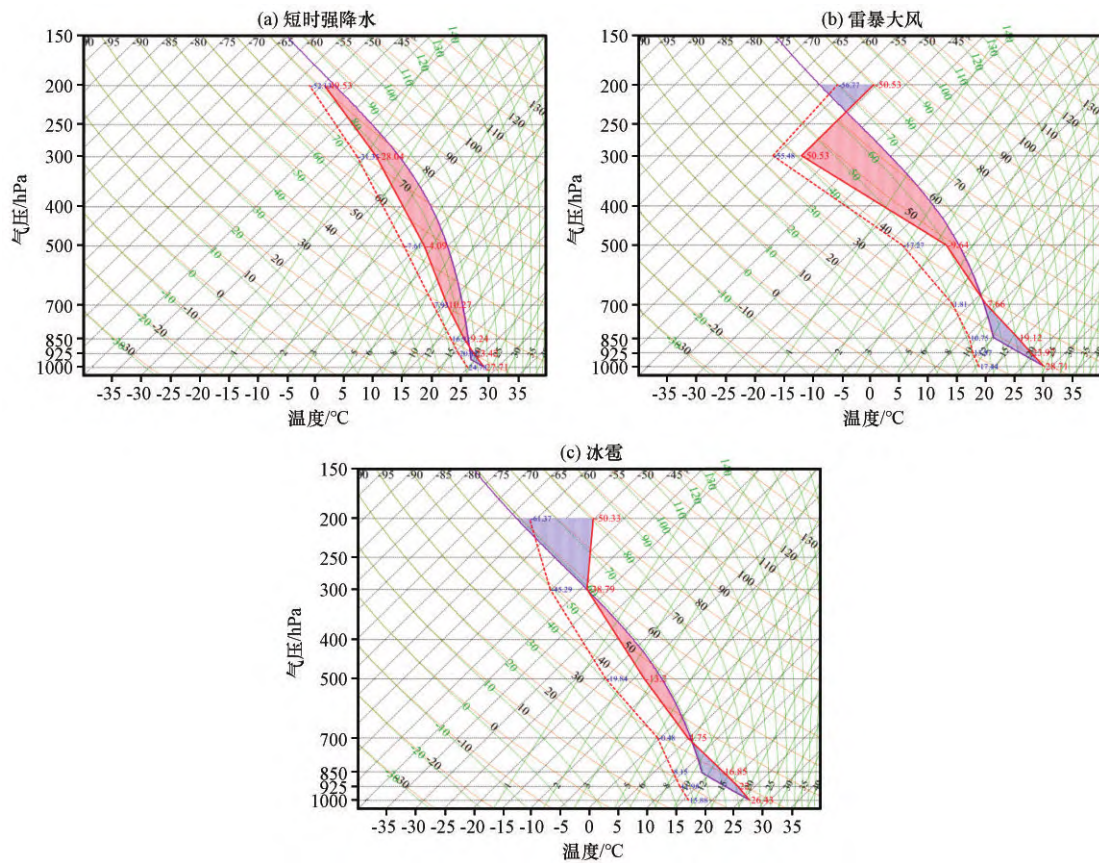


图3 短时强降水、雷暴大风和冰雹平均探空

Fig. 3 The averaged soundings for short-duration heavy rainfall, thunderstorm wind and hail

干的特征[图3(c)],约 $500 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ 的CAPE主要集中在700~300 hPa。平均探空型的差别为把握三类强对流天气的整体特征提供了直观参考,但由于平均探空呈现的是样本的平均状态,因此需要结合NCEP FNL资料作更详细的分析。

5 环境参量特征差异

多方面环境特征决定了三类强对流天气的时空分布和年变化特征。依据多个物理量的表征意义,将相关物理量分为绝对水汽含量、相对水汽含量、静力稳定度、低层抬升触发与垂直风切变及特性层几类进行分析,并对部分物理量的散点图密度分布特征进行了研究。

5.1 绝对水汽含量

PWAT是指整层大气单位柱体积内的水汽含量。三类强对流天气的PWAT箱线图清晰地揭示了三类强对流的有利PWAT区间及其差异(图4)。雷暴大风与短时强降水和冰雹的PWAT各有部分重叠,表明雷暴大风可与短时强降水同时出现,也可与冰雹同时出现,但短时强降水和冰雹的PWAT重叠区间较小,表明短时强降水和冰雹常出现在截然不同的绝对水汽含量环境中。短时强降水、

雷暴大风和冰雹的PWAT均值分别为56.0 mm、33.4 mm和22.2 mm,短时强降水需要的PWAT最多,其次是雷暴大风,然后是冰雹。50%的短时强降水出现时的PWAT为50.4~63.4 mm,而雷暴大风相应的PWAT为19.5~49.8 mm,冰雹仅为13.9~28.1 mm。仅约25%的短时强降水和雷暴大风具有类似的PWAT环境。短时强降水第25百分位的PWAT为50.4 mm,冰雹第95百分位的PWAT为42.3 mm,表明当PWAT超过42.3 mm时,出现冰雹的可能性已经很低了。仅有5%的短时强降水出现在PWAT小于35.0 mm时,且仅有5%的冰雹出现在PWAT超过42.3 mm时,表明仅有很少部分短时强降水和冰雹具有共同的PWAT环境。对于雷暴大风和冰雹,冰雹第75百分位PWAT为28.1 mm,而雷暴大风的PWAT中值为29.1 mm,表明约75%的冰雹与50%的雷暴大风具有类似的PWAT环境。

5.2 相对水汽含量

相对湿度表征的是大气环境中水汽含量的饱和程度。此处仅对具有表征意义的850 hPa、700 hPa和500 hPa的相对湿度进行讨论。三类强对流天气的850、700和500 hPa相对湿度(分别简称为RH850、RH700和RH500)显示(图5),短时强降水

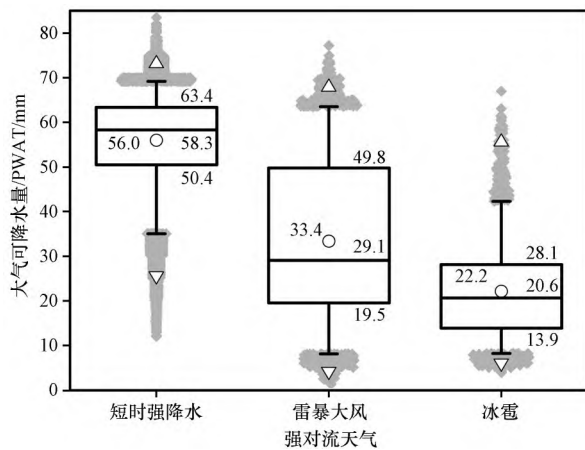


图4 三类强对流天气的PWAT箱线图分布

图中箱子自下至上的三条横线分别表示第25, 第50和第75百分位, 中间的圆表示均值, 上下端的段横线分别表示第95和第5百分位值, 上下端的空心三角分别表示最大值和最小值, 灰色点表示离群值(下同)

Fig. 4 Box-and-whisker plots of PWAT for the three severe convective weather phenomena. The three horizontal lines of the box from lower to the upper represents the 25th, the 50th and the 75th percentiles, respectively. The black circles within the boxes indicate the mean PWAT while the short bars under and above the boxes represent the 5th and the 95th percentiles, respectively. The triangles at the top and the bottom represent the maximum and minimum values, respectively.

The gray points indicate the outliers (the same as after)

出现在相对湿的环境中, 低、中和高层的平均饱和度和均较高, 雷暴大风和冰雹则需要相对干的环境, 但在不同的层次又存在一定的差异。雷暴大风和冰雹的平均RH850分别为58%和56%。75%的短时强降水出现在RH850大于82%的环境中, 而只有25%的雷暴大风出现在RH850大于80%的环境中, 有75%的冰雹出现在RH850小于75%的环境中。与RH850相比, 短时强降水RH700各个百分位点的值变化不大, 但雷暴大风和冰雹的各百分位点值均有所增加, 显示了更饱和的环境条件。RH500则显示了与RH700相反的变化趋势, 短时强降水的RH500各个百分位均显著减小, 显示了趋于不饱和的500 hPa相对湿度环境, 如第25百分位降至66%。雷暴大风和冰雹显示了与短时强降水类似的趋势, 但不饱和的程度更为明显, 如第25百分位, 分别从RH700的54%和56%降至RH500的34%和40%。综合三个层次的相对湿度变化可知, 短时强降水与雷暴大风和冰雹的环境相对湿度均有一定的区分度, 但通过相对湿度难以显著区分雷暴大风和冰雹。

5.3 静力稳定度相关参数

所分析的静力稳定度参数显示, 不同参数之间差别显著。短时强降水、雷暴大风和冰雹的BLI均值分别为 -2.4°C 、 -1.8°C 和 -0.4°C , 短时强降水的平均静力不稳定性最强, 冰雹最弱[图6(a)]。短时强降水第25和75百分位分别为 -3.7°C 和 -1.2°C , 表明50%的短时强降水集中在这一区间, 75%的短时强降水出现在BLI小于 -1.2°C 时。雷暴大风对应的第25和75百分位分别为 -4.0°C 和 -0.1°C , 包含短时强降水相应的BLI区间, 表明利于短时强降水的BLI区间往往也是利于雷暴大风的BLI区间。冰雹对应的第25和75百分位分别为 -2.0°C 和 1.0°C , 均大于短时强降水和雷暴大风的相应百分位值, 表明以BLI衡量, 冰雹往往出现在弱的静力不稳定环境中, 甚至有部分冰雹出现在稳定的大气层结构中。相比于BLI, 短时强降水、雷暴大风和冰雹的BCAPE均值分别为 $966\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ 、 $660\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ 和 $373\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$, 与BLI所表征的结果类似, 即短时强降水所需要的热力不稳定条件最强, 其次是雷暴大风, 冰雹需要的热力不稳定条件最弱[图6(b)]。就具体分布而言, 第25和75百分位指示的短时强降水、雷暴大风和冰雹的集中BCAPE区间分别为 $322\sim 1451\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ 、 $70\sim 1043\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ 和 $21\sim 1507\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$, 同样也表明, 短时强降水所需热力不稳定条件是最强的, 冰雹是最弱的。尽管如此, 850 hPa和500 hPa的温差(DT85)却显示了完全不同的结果[图6(c)]。短时强降水、雷暴大风和冰雹的DT85均值分别为 23°C 、 29°C 和 30°C , 第25和75百分位区间分别为 $22\sim 24^{\circ}\text{C}$ 、 $25\sim 32^{\circ}\text{C}$ 和 $28\sim 33^{\circ}\text{C}$, 显示冰雹和雷暴大风的DT85均值显著高于短时强降水。

DT85计算和使用简单, 但用DT85的大小直接表示大气层结的稳定度不够直观, 因此计算了850和500 hPa温度递减率(TLR85)。作为参考, 湿绝热递减率约为 $5.5^{\circ}\text{C}\cdot\text{km}^{-1}$, 地面以上至6 km高度间标准大气的温度递减率约为 $6.5^{\circ}\text{C}\cdot\text{km}^{-1}$, 超过 $7.0^{\circ}\text{C}\cdot\text{km}^{-1}$ 的温度递减率即可认为偏强, 而干绝热递减率约为 $9.8^{\circ}\text{C}\cdot\text{km}^{-1}$ 。对于前述DT85, 短时强降水、雷暴大风和冰雹的相应TLR85均值分别为 $5.3^{\circ}\text{C}\cdot\text{km}^{-1}$ 、 $6.7^{\circ}\text{C}\cdot\text{km}^{-1}$ 和 $7.0^{\circ}\text{C}\cdot\text{km}^{-1}$ [图6(d)], 中值与此相当, 结合前述850 hPa、700 hPa和500 hPa的相对湿度(RH850、RH700和RH500)分布可知, 这一结果与短时强降水多发生在整层相对湿度大的环境中有关, 尽管雷暴大风和冰雹均发生在偏干的环境中, 但冰雹的温度递减率更大。短时强降水、雷暴大风和冰雹的第25和75百分位TLR85区

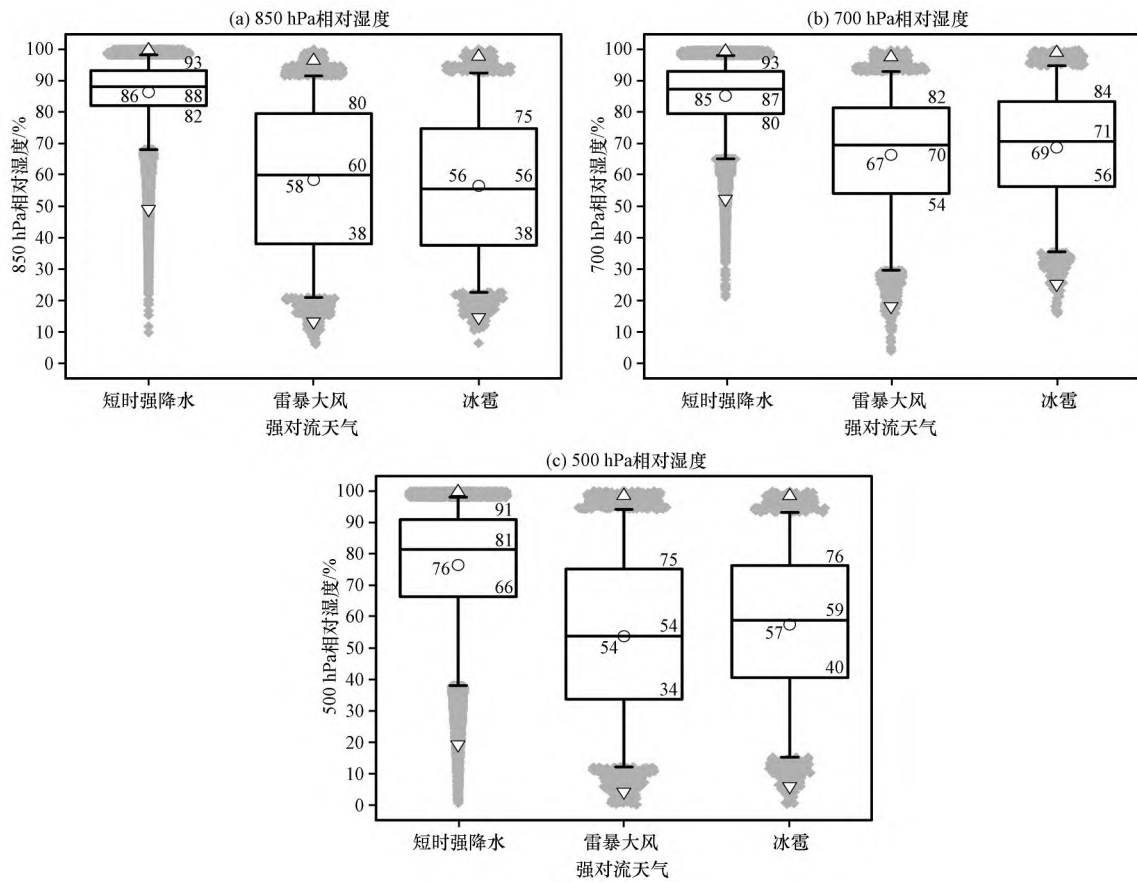


图5 三类强对流天气850 hPa、700 hPa和500 hPa相对湿度的箱线图分布

Fig. 5 Box-and-whisker plots of relative humidity of 850 hPa, 700 hPa and 500 hPa for the three severe convective weather phenomena

间分别为 $5.0\sim 5.5\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{km}^{-1}$ 、 $5.8\sim 7.5\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{km}^{-1}$ 、 $6.5\sim 7.7\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{km}^{-1}$ ，显然地，75%的短时强降水出现在TLR85小于 $5.5\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{km}^{-1}$ 时，75%的冰雹出现在TLR85大于 $6.5\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{km}^{-1}$ 时，且有约50%的冰雹出现在大于 $7.0\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{km}^{-1}$ 的偏强温度递减率环境中，仅有少部分的短时强降水与冰雹的TLR85重叠，但雷暴大风与短时强降水和冰雹均有超过25%的重叠部分。TLR85对三类强对流天气的区分能力显著超过了BLI和BCAPE，尤其是区分短时强降水和冰雹的静力稳定度环境能力。

BLI、BCAPE、DT85和TLR85对三类强对流天气热力环境表征的差异，可从三者的定义中找到线索。TLR85仅与850 hPa和500 hPa高度和温度相关；BLI所表征的静力稳定度是指近地层气块沿着干绝热线上升至抬升凝结高度(LCL)后，继续沿着湿绝热线上升至500 hPa，此时气块的温度与500 hPa环境温度的差；BCAPE可简单理解为自由对流高度(LFC)与平衡高度(EL)间层结曲线与状态曲线所围成的正面积。短时强降水常出现在整层绝对水汽含量高(见图4)、相对湿度大(见图5)、高低层温差小的环境

中，这一环境近似为湿绝热环境[图5(d)]，此时的LCL和LFC均在很低的高度(见图3)，BLI和BCAPE的计算几乎是从近地层开始的。但对于雷暴大风，高低层温差大[图6(c)]、低层相对湿度小(图5)，因此LCL或LFC高度较高(Wakimoto, 1985)，低层干区的特征难以通过BLI和BCAPE表征，因此DT85[图6(c)]和TLR85[图6(d)]对短时强降水、雷暴大风和冰雹的静力稳定度有更好的区分能力。

5.4 低层抬升触发与垂直风切变条件

有利的低层抬升触发条件是强对流能否出现的重要条件。三类强对流天气的850 hPa散度[图7(a)]显示，75%的短时强降水与接近75%的雷暴大风和冰雹均出现在850 hPa散度为负值的情况下，显示了有利的动力抬升条件，但细节上略有差别，雷暴大风各百分位点的值均大于短时强降水和冰雹，表明雷暴大风所需动力抬升要略弱一些，但差别并不显著。

垂直风切变也常被归类于动力条件。短时强降水、雷暴大风、冰雹的SHR1均值分别为 $5.5\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 、 $4.4\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 和 $4.7\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ [图7(b)]，且同一百分位点的

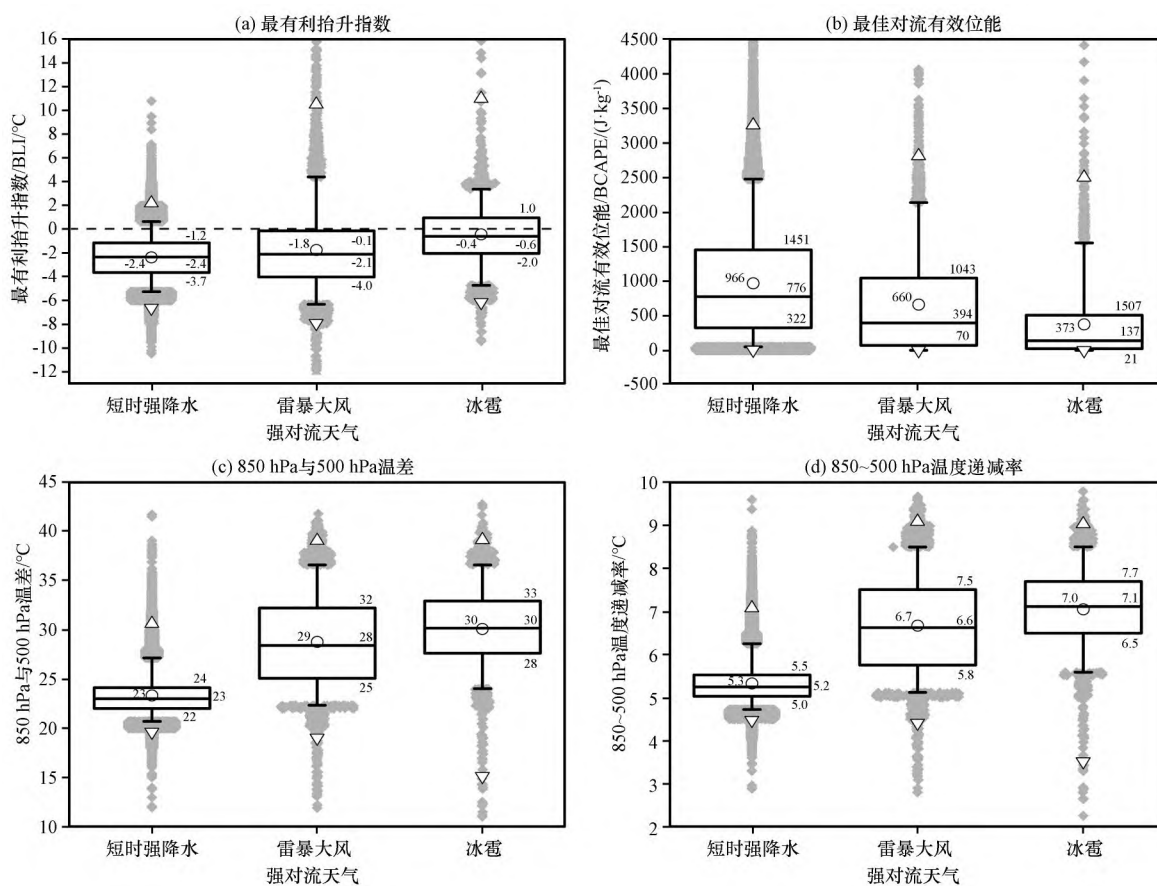


图6 三类强对流天气最有利抬升指数(BLI)、最佳对流有效未能(BCAPE)、850 hPa与500 hPa温差(DT85)及温度递减率TLR85的箱线图分布

Fig. 6 Box-and-whisker plots for BLI, BCAPE, DT85, and TLR85 for the three severe convective weather phenomena

SHR1也依次递增,表明短时强降水往往出现在更为有利的0~1 km垂直风切变环境中,这可能与低空急流会触发强降水有关(孙淑清和翟国庆,1980)。三者的SHR3均值分别为 $8.3 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 、 $8.9 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 和 $10.0 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,SHR6均值分别为 $9.8 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 、 $13.5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 和 $15.9 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,与SHR1相比,冰雹的SHR3和SHR6均值超过了雷暴大风,其中尤以SHR6差别显著。三者SHR6的第25和75百分位区间分别为 $5.2\sim 13.4 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 、 $7.8\sim 17.5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 和 $10.0\sim 20.7 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,表明冰雹的垂直风切变更强,其次是雷暴大风,然后是短时强降水。75%的短时强降水出现在SHR6小于 $13.4 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的环境中,但其SHR6均值仅为 $9.8 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,而有75%的冰雹出现在SHR6大于 $10.0 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的环境中。三类强对流天气的SHR6差别最为显著。

5.5 特性层Z0的特征

特性层的高度对特定的强对流天气具有显著的决定性意义(雷雨顺等,1978),如Z0和 -20°C 层高度对冰雹均有显著指示意义,但两者也有一定的共性(曹艳察等,2018),因此仅对Z0做分析,以探索Z0是否对短时强降水和雷暴大风也有显著意义。

图8(a)所示三类强对流天气的Z0箱线图显示,短时强降水、雷暴大风和冰雹的Z0均值分别为5051、4265和3686 m,短时强降水的平均Z0最高,冰雹最低。短时强降水、雷暴大风和冰雹Z0的第25和75百分位区间分别为4925~5313 m、3776~5044 m和3160~4329 m,超过75%的短时强降水的Z0高于4925 m,而超过75%的冰雹的Z0低于3776 m,表明仅有少于5%的短时强降水和冰雹具有类似的Z0环境。雷暴大风的Z0与短时强降水和冰雹均有重叠。

尽管Z0是温度层结高度的表征,但三类强对流天气的850 hPa温度(T850)分布显示[图8(b)],Z0与低层温度之间并无显著的关系。短时强降水、雷暴大风和冰雹的T850均值分别为 19°C 、 19°C 和 17°C ,雷暴大风与短时强降水的T850均值相同,均高于冰雹,但冰雹的箱子所示50%的区间为 $13\sim 22^\circ\text{C}$,几乎包含了雷暴大风 $17\sim 23^\circ\text{C}$ 的温度区间,且冰雹和雷暴大风的箱子所示50%的区间均几乎包含了短时强降水5%~95%的百分位区间,表明T850并不能帮助区分三类强对流天气,且T850与

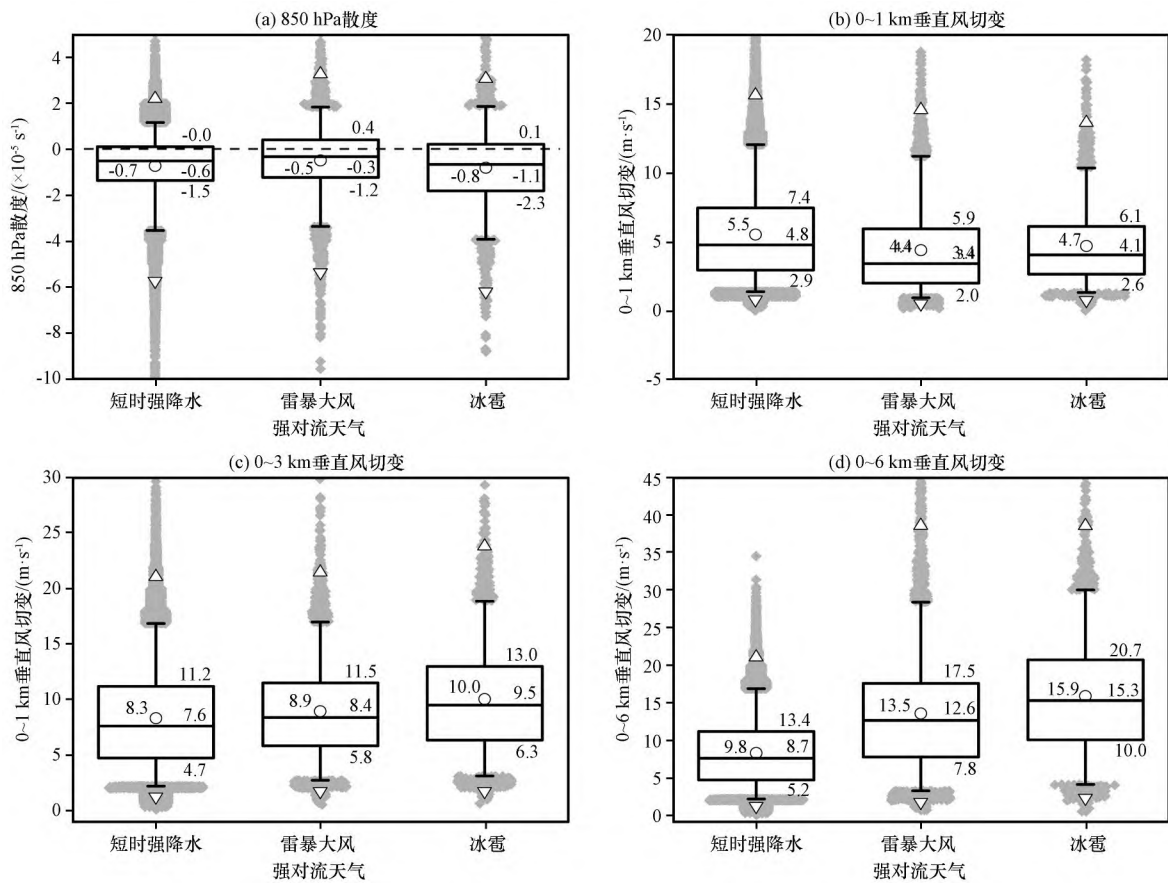


图7 三类强对流天气的DIV850, SHR1, SHR3和SHR6箱线图分布

Fig. 7 Box-and-whisker plots for DIV850, SHR1, SHR3, and SHR6 for the three severe convective weather phenomena

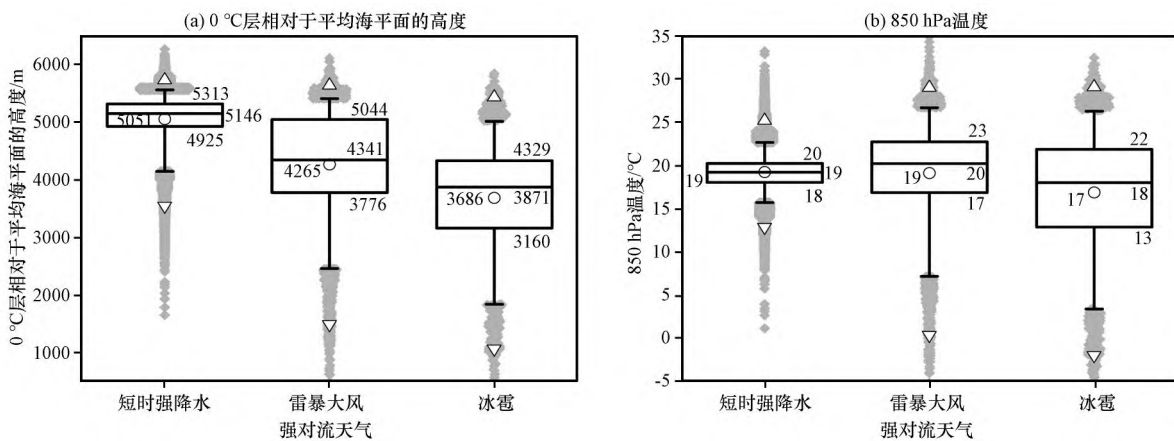


图8 三类强对流天气的Z0和850 hPa温度的箱线图分布

Fig. 8 Box-and-whisker plots for Z0 and 850 hPa temperature for the three severe convective weather phenomena

Z0之间并无类似的表征意义。

5.6 物理量的联合分布特征

不同物理量的联合分布对认识不同类型强对流天气的环境特征具有特殊的意义。由于三类强对流天气的样本量差异较大,因此仅对散点图的高密度区分布特征进行讨论,不过多关注具体密度值的差异。

三类强对流天气的PWAT-SHR6联合分布[图9(a)]显示,短时强降水和冰雹均只有一个高密度

区,其中短时强降水的PWAT-SHR6高密度区对应的PWAT为60 mm,SHR6为 $8 m \cdot s^{-1}$,冰雹的PWAT-SHR6高密度区对应的PWAT为24 mm,SHR6为 $14 m \cdot s^{-1}$ 。雷暴大风则有两个显著的PWAT-SHR6高密度区,分别与短时强降水和冰雹的PWAT-SHR6高密度区重叠,表明存在两种利于雷暴大风的环境配置,分别与利于短时强降水和雷暴大风的环境配置重合。前述分析显示,短时强降水更倾向

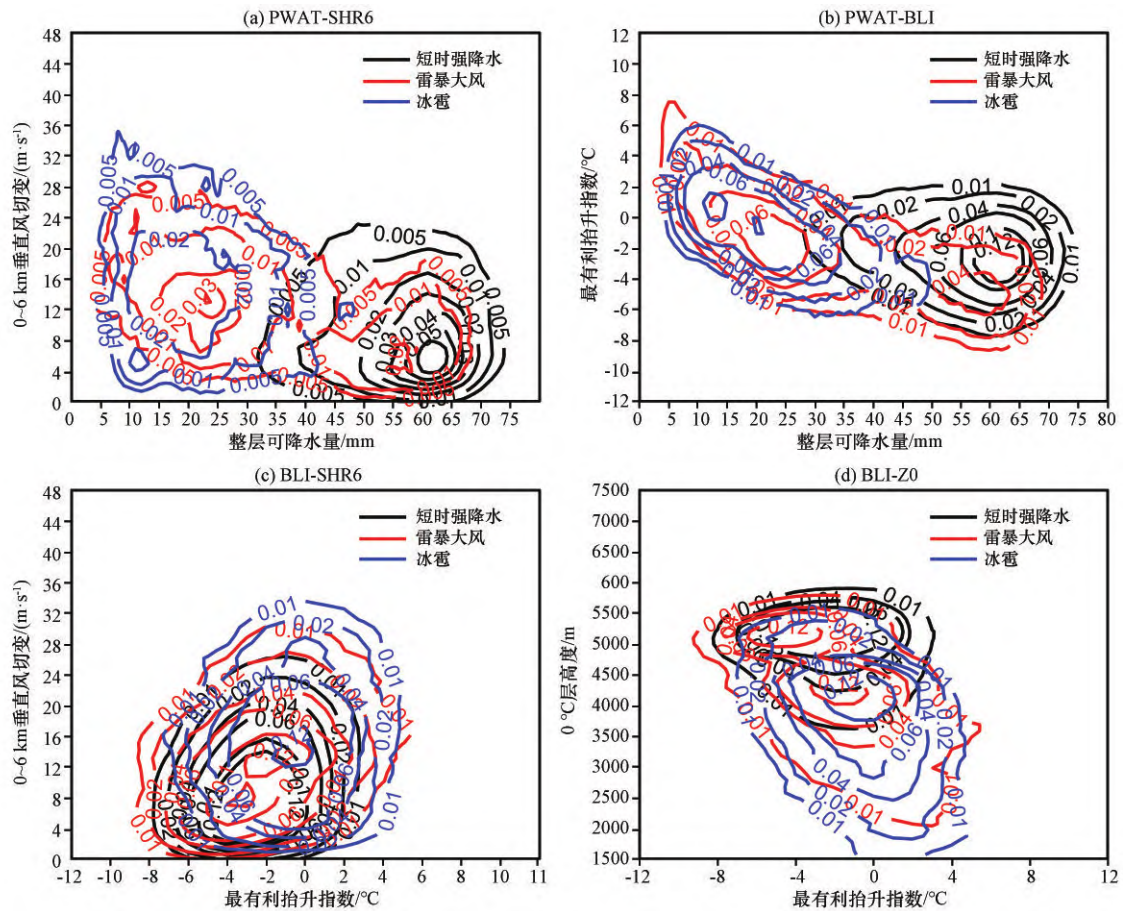


图9 短时强降水、雷暴大风和冰雹的PWAT-SHR6、PWAT-BLI、BLI-SHR6和BLI-Z0散点图密度分布

Fig. 9 The densities of scatter plots of PWAT-SHR6, PWAT-BLI, BLI-SHR6, and Z0-BLI for short-duration heavy rainfall, thunderstorm wind and hail

于出现在绝对水汽含量大、接近饱和的湿绝热环境中，而冰雹则更倾向于出现在偏干的高温递减率环境中，因此可以判断，与短时强降水伴生的雷暴大风应多为湿下击暴流雷暴大风 (Atkins and Wakimoto, 1991)，而与冰雹伴生的应多为干下击暴流雷暴大风 (Wakimoto, 1985)，而这种区分无法通过平均探空体现。

雷暴大风的PWAT-SHR6所呈现的两个高密度区在PWAT-BLI的分布上也有清晰地体现 [图9(b)]，其对应的PWAT位置不变，分别在24 mm和60 mm，但BLI值分别为 -1°C 和 -3°C ，两个高密度区分别与短时强降水和冰雹的PWAT-BLI高密度区相对应，但这一特征在BLI-SHR6的分布中并不显著 [图9(c)]。短时强降水的BLI-SHR6高密度区对应的BLI和SHR6分别为 -3°C 和 $8\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ，雷暴大风的BLI-SHR6高密度区对应的BLI和SHR6分别为 -2°C 和 $12\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ，冰雹的BLI-SHR6高密度区对应的BLI和SHR6分别为 -1°C 和 $13\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ，表明是环境PWAT决定了雷暴大风两个高密度区的存在。

此外，与PWAT有关的雷暴大风散点图中的两

个高密度区现象，在Z0相关的分析中也有体现。BLI-Z0的密度分布图 [图9(d)] 显示，雷暴大风的两个BLI-Z0高密度区所对应的Z0分别为4000 m和5000 m，BLI分别为 -2°C 和 -5°C ，但短时强降水仅在Z0和BLI分别为5000 m和 -3°C 的位置有最高密度，冰雹仅在Z0和BLI分别为4500 m和 -2°C 的位置有最高密度。这与PWAT相关量的两个高密度区相一致，但Z0与PWAT之间并无显著的相关性。

6 讨论与结论

6.1 讨论

尽管雷暴大风与短时强降水和冰雹均可伴生，但本文的研究显示，短时强降水和冰雹往往难以同时出现。环境方面的显著差异对短时强降水和冰雹的决定性作用在于，冰相粒子的下落和融化是同时发生的，Z0的大小决定了冰相粒子下落时所可能经历的距离。与冰雹的低Z0相比，利于短时强降水的高Z0环境下的冰相粒子需要经历更长的距离才能到达地面，同时，趋于饱和的高PWAT环境

中的冰相粒子也会有更快的融化速率,从而也使得冰相粒子在下落过程中融化更快,到达地面时更难以保持冰相的相态(Hauk et al, 2016; Li et al, 2017)。高的Z0和趋于饱和的高PWAT环境显著降低了短时强降水与冰雹同时出现的可能性。

本研究中所用雷暴大风实况与短时强降水和冰雹实况的时段不一致,但三类强对流天气现象的环境差别显著超出了实况时段不一致性的影响,所得结论仍然是可信的。环境特征的各个方面是互相关联的有机体,本研究中为了便于对比,对多个预报参量进行了归类,但不难发现,某一方面物理参量的差异在其他方面参量的分析中也有表现,如PWAT和Z0,不同的物理参量之间是否有内在联系,环境参量的差别最终如何决定了可能出现的强对流天气现象类型,有待进一步研究。

6.2 结论

本研究针对我国强对流业务中定义的短时强降水、雷暴大风和冰雹,基于多年的小时降水、冰雹、雷暴大风实况和NCEP FNL物理量资料,对表征三类强对流天气的环境物理量特征进行了研究,得到的主要结论如下:

(1) 三类强对流天气的绝对和相对水汽含量差异显著。75%的短时强降水出现在PWAT大于50 mm的环境中,约75%的雷暴大风和超过75%的冰雹均出现在PWAT低于50 mm的环境中。短时强降水常出现在整层相对湿度大的饱和环境中,雷暴大风和冰雹常出现在相对干的环境中。

(2) DT85及TLR85对三类强对流天气有更明显的区分意义,BCAPE和BLI均不够显著。短时强降水多出现在温度递减率小于 5.5°C 的湿绝热环境中,冰雹常出现在温度递减率大于 6.5°C 的偏强温度递减率环境中。

(3) 有利的低层动力抬升是三类强对流的重要条件,但垂直风切变条件中,SHR6对三类强对流天气的区分更显著。Z0对三类强对流天气也有显著的区分意义。

(4) 雷暴大风存在两个有利的高概率密度区间,分别与利于短时强降水和利于冰雹的有利环境区间相重叠,这一特征在与PWAT和Z0相关的概率密度分布中均有体现。

参考文献:

Atkins N T, Wakimoto R M, 1991. Wet microburst activity over the southeastern United States: implications for forecasting [J]. *Weather and Forecasting*, 6(4): 470-482.

Brooks H E, Lee J W, Craven J P, 2003. The spatial distribution of

severe thunderstorm and tornado environments from global reanalysis data[J]. *Atmospheric Research*, 67-68(7): 73-94.

Brooks H E, 2009. Proximity soundings for severe convection for Europe and the United States from reanalysis data[J]. *Atmospheric Research*, 93(1): 546-553.

Chen C, Sasa K, Ohsawa T, et al, 2020. Comparative assessment of NCEP and ECMWF global datasets and numerical approaches on rough sea ship navigation based on numerical simulation and ship-board measurements[J]. *Applied Ocean Research*, 101, 102219.

Cintineo J L, Pavolonis M J, Sieglaff J M, et al, 2020. NOAA ProbSevere v2. 0-ProbHail, ProbWind, and ProbTor[J]. *Weather and Forecasting*, 35(4): 1523-1543.

Doswell III C A, 2001. Severe convective storms—An overview [M]. In *Severe Convective Storms* (Editor Doswell III, C A). American Meteorological Society, p1-26.

Doswell III C A, Bosart L F, 2001. Extratropical synoptic-scale processes and severe convection [M]. In *Severe Convective Storms* (Editor Doswell III, C A). American Meteorological Society, 27-70.

Groenemeijer P H, van Delden A, 2007. Sounding-derived parameters associated with large hail and tornadoes in the Netherlands[J]. *Atmospheric Research*, 83(2): 473-487.

Hauk T, Bonaccorso E, Villedieu P, et al, 2016. Theoretical and experimental investigation of the melting process of ice particles[J]. *Journal of Thermophysics and Heat Transfer*, 30(4): 946-954.

Kahraman A, Kadioglu M, Markowski P M, 2017. Severe convective storm environments in Turkey[J]. *Monthly Weather Review*, 145(12): 4711-4725.

Li L, Zhang R H, Wu P L, 2020. Evaluation of NCEP-FNL and ERA-Interim data sets in detecting Tibetan Plateau vortices in May-August of 2000-2015 [J]. *Earth and Space Science*, 7(3): e2019EA000907.

Li M X, Zhang F Q, Zhang Q H, et al, 2017. Nonlinear response of hail precipitation rate to environmental moisture content: a real case modeling study of an episodic midlatitude severe convective event [J]. *Journal of Geographic Research Atmosphere*, 122(13): 6729-6747.

Ma R Y, Sun J H, Yang X L, 2021. An eight-year climatology of the warm-season severe thunderstorm environments over North China [J]. *Atmospheric Research*, 254(2021): 105519.

Meng Z Y, Yao D, Bai L Q, et al, 2016. Wind estimation around the shipwreck of Oriental Star based on field damage surveys and radar observations[J]. *Science Bulletin*, 61(4): 330-337.

Rasmussen E N, Blanchard D O, 1998. A baseline climatology of sounding-derived supercell and tornado forecast parameters [J]. *Weather and Forecasting*, 13(4): 1148-1164.

Tian F Y, Zheng Y G, Zhang T, et al, 2015. Statistical characteristics of environmental parameters for warm season short-duration heavy rainfall over central and eastern China[J]. *Journal of Meteorological Research*, 29(3): 370-384.

Tuovinen J, Rauhala J, Schultz D M, 2015. Significant-hail-produce-

- ing storms in Finland: convective-storm environment and mode [J]. *Weather and Forecasting*, 30(4): 1064–1076.
- Wakimoto R M, 1985. Forecasting dry microburst activity over the high plains[J]. *Monthly Weather Review*, 113(7): 1131–1143.
- Yang X L, Sun J H, Zheng Y G, 2017. A 5-yr climatology of severe wind events over China [J]. *Weather and Forecasting*, 32(4): 1289–1299.
- Zhang D L, Lin Y H, Zhao P, et al, 2013. The Beijing extreme rainfall of 21 July 2012: “Right results” but for wrong reasons [J]. *Geophysical Research Letters*, 40(7): 1426–1431.
- 曹艳察, 田付友, 郑永光, 等, 2018. 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*, 37(1): 185–196. DOI: 10.7522/j.issn.1000-0534.2017.00044.
- 陈炯, 郑永光, 张小玲, 等, 2013. 中国暖季短时强降水分布和日变化特征及其与中尺度对流系统日变化关系分析[J]. *气象学报*, 71(3): 367–382.
- 谌芸, 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.
- 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. DOI: 10.7522/j.issn.1000-0534.2012.00016.
- 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.
- 孔祥伟, 杨建才, 李红, 等, 2021. 甘肃河东地区不同环流形势下短时强降水的雷达回波特征分析[J]. *高原气象*, 40(5): 1057–1070. DOI: 10.7522/j.issn.1000-0534.2020.00084.
- 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.
- 雷雨顺, 吴宝俊, 吴正华, 1978. 冰雹概论[M]. 北京: 科学出版社.
- 卢珊, 湖泽勇, 王百朋, 等, 2020. 近56年中国极端降水事件的时空变化格局[J]. *高原气象*, 39(4): 683–693. DOI: 10.7522/j.issn.1000-0534.2019.00058.
- 马淑萍, 王秀明, 俞小鼎, 2019. 极端雷暴大风的环境参量特征[J]. *应用气象学报*, 30(3): 292–301.
- 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.
- 孙淑清, 翟国庆, 1980. 低空急流的不稳定性及其对暴雨的触发作用[J]. *大气科学*, 4(4): 327–337.
- 田付友, 郑永光, 毛冬艳, 等, 2014. 基于 Γ 函数的暖季小时降水概率分布[J]. *气象*, 40(7): 787–795.
- 田付友, 郑永光, 张涛, 等, 2015. 短时强降水诊断物理量敏感性的点对面检验[J]. *应用气象学报*, 26(4): 385–396.
- 田付友, 郑永光, 张涛, 等, 2017. 我国中东部不同级别短时强降水天气的环境物理量分布特征[J]. *暴雨灾害*, 36(6): 518–526.
- 田付友, 郑永光, 张小玲, 等, 2018. 2017年5月7日广州极端强降水对流系统结构、触发和维持机制[J]. *气象*, 44(4): 469–484.
- 万红莲, 宋海龙, 朱婵婵, 等, 2017. 过去2000年来陕西地区冰雹灾害及其对农业的影响研究[J]. *高原气象*, 36(2): 538–548. DOI: 10.7522/j.issn.1000-0534.2016.00104.
- 伍志方, 蔡景就, 林良勋, 等, 2018. 广州2017.“5.7”暖区特大暴雨的中尺度系统和可预报性[J]. *气象*, 44(4): 485–499.
- 杨新林, 孙建华, 鲁蓉, 等, 2017. 华南雷暴大风天气的环境条件分布特征[J]. *气象*, 43(7): 769–780.
- 袁潮, 王式功, 马湘宜, 等, 2021. 2019年7月3日开源龙卷形成环境背景及机理探究[J]. *高原气象*, 40(2): 384–393. DOI: 10.7522/j.issn.1000-0534.2020.00061.
- 张德二, 2000. 中国三千年气象记录总集[M]. 南京: 江苏教育出版社.
- 张青梅, 李生辰, 苏永玲, 等, 2022. 青海高原短时强降水时空分布及天气学概念模型[J]. *高原气象*, 41(2): 515–525. DOI: 10.7522/j.issn.1000-0534.2021.00068.
- 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.
- 张小玲, 谌芸, 张涛, 2012. 对流天气预报中的环境条件分析[J]. *气象学报*, 70(4): 642–654.
- 郑永光, 田付友, 孟智勇, 等, 2016. “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, 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.
- 庄晓翠, 李博渊, 秦榕, 等, 2020. 新疆东部一次区域极端暴雨环境场特征[J]. *高原气象*, 39(5): 947–959. DOI: 10.7522/j.issn.1000-0534.2019.00081.

Baseline Climatology of Environmental Parameters for Three Severe Convective Weather Phenomena over Middle-Low Areas of China

TIAN Fuyou¹, ZHANG Xiaoling¹, CAO Yancha¹, SUN Jianhua², ZHENG Yongguang¹, YANG Xinlin², HAN Xuqing¹, MAI Zi¹

(1. National Meteorological Center, Beijing 100081, China;

2. Key Laboratory of Cloud-Precipitation Physics and Severe Storms, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Science, Beijing 100029, China)

Abstract: Accurate forecasting and warning of the short-duration heavy rainfall, thunderstorm-induced strong

wind, and hail support the decision making in targeted preventative measures. A full understanding of the environmental characteristics and difference of classified convective weather phenomena forms the necessary basis of accurate forecasting and warning. The hourly rainfall greater than $20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$, thunderstorm-induced wind greater than $17.2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, and the hail with maximum diameter greater than 5 mm are defined as short-duration heavy rainfall, thunderstorm wind, and hail in the operational severe convective weather forecast of National Meteorological Center (NMC). The hourly precipitation and hail data from 2002 to 2010, hourly thunderstorm wind data from 2010 to 2014 over regions of China with the terrain height lower than 2500 m above mean sea level, and NCEP FNL (National Center for Environmental Prediction, Global Final Analysis) data with spatial resolution $1^\circ \times 1^\circ$ and temporal resolution of 6-hour from 2002 to 2014 during the warm seasons from April and September are collected to analyzed the features of and to categorized these three phenomena. Spatial and temporal matching processes are applied by considering the difference in spatial and temporal resolution. Values of parameters at stations obtained through a bilinear interpolation method. The environmental climatology of parameters representing the environmental moisture content, water vapor saturation, instability conditions, low-level triggering conditions, height of characteristic temperature layer, and the density of scatter plots of parameters are investigated. Results show that Southern China is hot spot for short-duration heavy rainfall. There are two high frequency regions for thunderstorm wind that locates at Southern China and central north of Northern China, separately. The central north of Northern China also has the highest frequency of hail. For the annual cycle, short-duration heavy rainfall mainly occurs during the summer seasons. There are also two peaks of thunderstorm wind in the end of spring and summer. The single peak of hail is in late spring and early summer. For the average sounding, the most obvious characteristic for short-duration heavy rainfall is the high relative humidity in all levels indicated by small difference between temperature and dew-point temperature, while large differences between temperature and dew-point temperature at lower levels exist in both thunderstorm wind and hail. Statistical results show obvious differences in the total precipitable water (PWAT), relative humidity, temperature lapse rate, and height of 0°C temperature above the sea surface (Z0) that distinguish the three different severe convective weather types. The main PWAT range for short-duration heavy rainfall is between 50.4 mm and 63.4 mm, for thunderstorm wind is between 19.5 mm and 49.8 mm, while for hail is between 13.9 mm and 28.1 mm. The PWAT medians for the three convective weather phenomena are 56.0, 33.4, and 22.2 mm, respectively. Hail could be excluded when PWAT is greater than 42.3 mm. The environmental conditions among short-duration heavy rainfall and thunderstorm wind and hail could also be distinguished by relative humidity to some degree. For the environmental instability indicators, both the temperature lapse rate (TLR85) and the temperature difference between 850 hPa and 500 hPa (DT85) performance better than the best lifted index (BLI) and best convective available potential energy (BCAPE). Short-duration heavy rainfall mainly happened in wet adiabatic environment with TLR85 less than 5.5°C while most hail happened in stronger temperature lapse rate environment with TLR85 greater than 7.0°C . For Z0, only less than 5% short-duration heavy rainfall and hail have similar Z0. But thunderstorm wind overlaps with both short-duration heavy rainfall and hail. The performance of 0~6 km vertical wind shear (SHR6) is better than both 0~1 km (SHR1) and 0~3 km vertical wind shear (SHR3) in distinguishing the three different convective weather phenomena. The environment with high PWAT, high saturation, and high Z0 is favorable for short-duration heavy rainfall, while the environment with smaller PWAT, lower saturation, lower Z0, and higher temperature lapse rate is favorable for hail. There are two high density areas for thunderstorm wind which overlaps with that for short-duration heavy rainfall and hail, respectively.

Key words: Environmental conditions; short-duration heavy rainfall; hail; thunderstorm wind; climatologic characteristics