

王宏,王秀明,姜云雁,等,2021. 承德山区夏季短时强降水的时空分布及环境参数特征[J]. 气象,47(12):1469-1483. Wang H, Wang X M, Jiang Y Y, et al, 2021. Spatio-temporal distribution and environmental parameters of short-time severe precipitation in the Chengde Mountains in summer[J]. Meteor Mon, 47(12):1469-1483(in Chinese).

承德山区夏季短时强降水的时空分布 及环境参数特征^{*}

王 宏¹ 王秀明² 姜云雁³ 高艳春¹ 杨 杰¹ 尤国军¹
冯钰博¹ 胡琪琨¹ 李兆祺⁴ 张宇杰⁵

1 河北省承德市气象局,承德 067000

2 中国气象局气象干部培训学院,北京 100081

3 中国科学院大气物理研究所大气边界层物理和大气化学国家重点实验室,北京 100029

4 北京科技大学,北京 100083

5 南京信息工程大学滨江学院,无锡 214105

提 要: 利用河北承德山区自动气象站观测资料、卫星资料、承德 CB 型多普勒天气雷达探测资料以及 NCEP 再分析资料,分析了 2008—2017 年夏季 6—8 月承德山区 146 次短时强降水事件,结果表明:夏季承德山区短时强降水的大尺度环流型特征表现为冷涡型的占比最高,达 45%,西风槽型次之,占 34%,副热带高压(以下简称副高)外围型仅占 21%;其中,6 月的短时强降水大多发生在冷涡背景下且强降水落区分散,而 7 月上旬至中旬的短时强降水多受西风槽影响,7 月下旬之后转变为副高外围型;副高外围型和西风槽型短时强降水空间分布相似,多集中在承德南缘燕山迎风坡。此外,与华北雨季主要受副高北跳影响不同,承德山区短时强降水集中在 6 月下旬至 7 月下旬,且其峰值出现在冷涡和西风槽共同影响期间。产生短时强降水的中尺度对流系统主要从西南(北京东北部)、西北(内蒙古)移入承德区界,另外还有相当一部分承德本地新生的对流风暴。传统雨季以副高外围型为主,其水汽含量较高且存在明显的湿舌,南部山区 850 hPa 比湿在 $12 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 以上,且有较大范围水汽输送,其他流型下的短时强降水过程水汽含量低且水汽输送量不显著,冷涡型 850 hPa 水汽含量仅为 $8 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。承德山区区域平均大气可降水量中位数值仅为 33 mm,冷涡型低至 29 mm,即使是副高外围型大气整层可降水量中位数值(38 mm)亦较南侧平原地区低 15 mm。承德山区短时强降水发生在层结极不稳定的环境下;冷涡型和西风槽型 850 hPa 和 500 hPa 温差中位数值分别为 28.6°C 和 27.9°C ,而我国其他地区(包括山区)多在 25°C 以下。

关键词: 山区,短时强降水,时空分布,环境参数

中图分类号: P456

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2021.12.004

Spatio-Temporal Distribution and Environmental Parameters of Short-Time Severe Precipitation in the Chengde Mountains in Summer

WANG Hong¹ WANG Xiuming² JIANG Yunyan³ GAO Yanchun¹ YANG Jie¹ YOU Guojun¹
FENG Yubo¹ HU Qilu¹ LI Zhaoqi⁴ ZHANG Yujie⁵

1 Chengde Meteorological Office of Hebei Province, Chengde 067000

2 China Meteorological Administration Training Centre, Beijing 100081

3 State Key Laboratory of Atmospheric Boundary Layer Physics and Atmospheric Chemistry, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

4 University of Science and Technology Beijing, Beijing 100083

5 Binjiang College of Nanjing University of Information Science and Technology, Wuxi 214105

^{*} 国家重点研发计划重点专项(2018YFC1507602)和国家自然科学基金项目(41875058)共同资助

2020 年 12 月 27 日收稿; 2021 年 9 月 28 日收修定稿

第一作者:王宏,主要从事短期和短时临近预报研究. E-mail: whlzlqld@sina.com

通讯作者:王秀明,主要从事雷暴与强对流天气短时临近预报及灾害性强对流天气形成机理研究. E-mail: wangxm@cma.gov.cn

Abstract: 146 short-time severe precipitation cases in summer (JJA) were selected to analyze the distribution characteristics of short-time severe precipitation in Chengde from 2008 to 2017 based on the multiple data of automatic weather station, meteorological satellite, Doppler radar and NCEP reanalysis. The results show that the synoptic circulation patterns controlling severe precipitation in the Chengde Mountains can be divided into the cold vortex type (45%), westerly trough type (34%) and edge of the western Pacific subtropical high (WPSH) type (21%). The short-time severe rainfall in June mostly occurs under the background of cold vortex circulations, with scattered rain falling areas. The dominant circulation pattern in the early-mid July is the westerly trough type but turns to be the edge of WPSH type after the late July. The severe precipitation under both the westerly trough type and the edge of WPSH type are generally distributed on the windward slope of Yanshan Mountain in the southern edge of Chengde. Differing from the traditional rainy season in North China, which is influenced by the position of subtropical high, the concentrated period of the short-term severe precipitation in Chengde is from late June to late July, and the peak appears when the cold vortex and the westerly trough circulations take action together. Mesoscale convective systems which are responsible for short-time severe precipitation move in Chengde mainly through southwest (northeastern Beijing) and northwest (Inner Mongolia) channels. In addition, a considerable number of convective storms are born locally in Chengde. The short-time severe precipitation in Chengde are often along with less water vapor and poor transportation compared with that in conventional rainy season. The water vapor content of cold vortex type is only $8 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ at 850 hPa. The median of the area averaged atmospheric precipitable water (PW) is 33 mm in the Chengde Mountains and is only 29 mm under the cold vortex circulation. Even if the median of PW under the edge of WPSH type gets to 38 mm, it is still 15 mm lower than that in the south plain areas. The short-time severe precipitation often occurs in extremely unstable stratification. The medians of temperature difference between 850 hPa and 500 hPa of cold vortex type and the westerly trough type are 28.6°C and 27.9°C respectively, while the others are below 25°C in most of areas (including mountainous areas) of China.

Key words: mountainous terrain, short-time severe precipitation, spatio-temporal distribution, environmental parameter

引 言

中国气象部门将 1 h 降水量 $\geq 20 \text{ mm}$ 的降水定义为短时强降水。短时强降水多由对流活动所造成,其降水时间短、雨强大、局地性强,易导致城市内涝、农田渍涝和山洪、泥石流、滑坡等地质灾害。随着城市规模扩大,短时强降水导致的城市内涝日益凸显。严重的农田渍涝易造成农作物减产,地质灾害所造成的财产损失在所有气象灾害中是最大的(林纾等,2008),因而短时强降水预报预警服务已成为各级气象部门提供政府决策服务和社会公众服务的重点工作之一。

短时强降水空间分布与地形关系极其密切。杨波等(2016)、王国荣和王令(2013)研究表明北京西南山前、城区和东北山前地区是 3 个短时强降水事

件的多发中心。陕甘宁地区 1 h 降水量 $\geq 30 \text{ mm}$ 的短时强降水更容易发生在山前迎风坡、地形陡升区、“喇叭口”等地形附近(韩宁和苗春生,2012)。四川强降水高发中心主要位于盆地与山脉的过渡区(周秋雪等,2015;李强等,2017)。付超等(2019)分析发现江西暖季短时强降水高频区主要分布在山地及河谷附近。Doswell et al(1996)指出大多数强降水由对流活动造成,短时强降水形成的要素包括水汽、层结不稳定、风垂直切变等。樊李苗和俞小鼎(2013)对中国短时强对流天气的若干环境参数特征进行了分析。陈元昭等(2016)、黄艳等(2018)分别分析研究了珠江三角洲地区重大短时强降水和南疆短时强降水事件的大尺度流型、 $T-\ln p$ 图形态和关键物理参数的特征。付双喜和何金梅(2015)给出了甘肃短时强降水环境参数特征。何钰等(2018)利用探空资料分析了云南五类短时强降水的环境参数。Tian

et al(2015)较系统地分析并给出了我国中东部短时强降水关键环境物理量。上述研究表明不同地形地貌和地理位置,短时强降水的分布及物理量阈值不尽相同,不同大尺度环流背景下短时强降水落区物理量阈值差异显著,精细化短时临近预报需要基于本地不同流型下短时强降水时空特征及表征短时强降水环境要素物理量值进行统计分析。

就河北区域而言,王丛梅等(2017)对不同天气系统背景下太行山特殊地形影响的极端短时强降水成因进行了深入分析;花家嘉等(2016)研究发现唐山地区短时强降水的活跃区位于其东北部,发生时局地水汽丰富,暖云层厚度较大,垂直风切变较弱;地处华北平原的廊坊市区出现短时强降水的频率最高(许敏等,2017)。

承德地处河北北部山区,地势自西北向东南倾斜,北部为内蒙古高原的东南边缘,中部为浅山区,南部为燕山山脉,海拔高度为 200~1200 m,最高峰雾灵山海拔高度为 2118 m(图 1)。夏季降水分布极不均匀,以局地短时强降水为主,暴雨日数少,年平均暴雨日数仅为 0.8 d(温克刚,2008),短时强降水多发生在华北雨季。华北雨季指随着副热带高压(以下简称副高)北抬,集中发生在 7 月下旬到 8 月上旬的华北大范围强降水(一般用 24 h 累计雨量衡量)。承德多山,城镇人口集中在地势相对低洼处,且是著名的旅游景区,夏季山区游客较多,20 mm 左右的短时强降水导致泥石流和山体滑坡、造成人员伤亡的概率远高于中国东部其他山区。如:2011 年 6 月 23 日丰宁县黄旗镇的短时强降水引发山洪,造成 1 人死亡,倒塌房屋 40 间,2 万多亩(1 亩 $\approx$ 666.7 m²)农作物受灾;2012 年 6 月 20 日下午丰宁县西官营乡短时强降水将放学回家的 4 名学生冲走;上述两次过程测站雨强仅为 20~30 mm $\cdot$ h⁻¹,就降水强度而言远不及华北平原地区。另一方面,由于短时强降水由对流活动造成,突发性强、局地性强,加上山区地形复杂,预报难度极大,而目前数值预报模式等客观预报平台对山区的降水预报准确率都很低,对承德山区的短时强降水特征尚无相对系统的基础统计研究。2014 年 6 月 17 日和 7 月 15 日下班晚高峰承德市区短时强降水致市区的低洼处积水近 1 m 深,多处护坡和护坝出现险情。王宏等(2017)对这两次局地短时暴雨的中尺度特征分析表明,6 m $\cdot$ s⁻¹的东南风有利于强降水的维持,强降水由对流单体回波的合并增强以及“列车效应”造成。

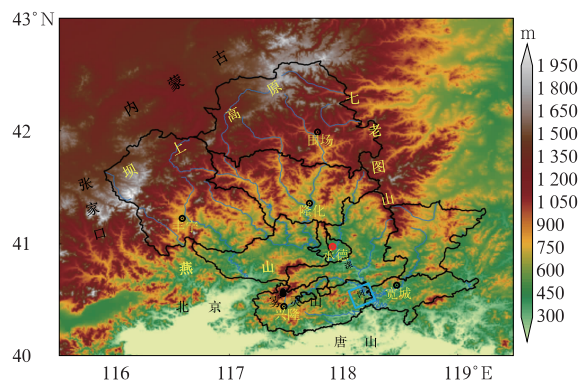


图 1 承德山区地形

Fig. 1 Mountainous topography of Chengde

本文筛选近 10 年(2008—2017 年)发生在承德山区的短时强降水事件,统计了不同环流背景短时强降水的时空分布及雨强特征,重点分析强降水发生前环境要素特征,以期对承德山区短时强降水精细化短时临近预报预警提供定量参考依据。

1 资料及处理方法

研究选取 2008—2017 年 6—8 月承德山区连续性与稳定性较好的 211 个自动站逐小时观测数据,承德 CB 波段天气雷达组合反射率观测资料, FY-2 系列红外云图,常规高空地面观测以及 NCEP(1° $\times$ 1°)再分析资料。首先,基于逐小时间隔的降水观测筛选短时强降水事件,当降水持续期间至少有 1 个站点 1 h 降水量 $\geq$ 20 mm 且周围站点出现降水时,定义为一次强降水事件(考虑观测空间密度,仅单站 20 mm 以上强降水且周围站点无降水的情况视为不可靠被剔除),挑选出 146 个典型短时强降水事件。在天气分型的基础上进行水汽和大气层结稳定度相关的物理量统计。

为了突出承德山地下垫面对环境参数的影响,选择承德西南部平原和相同纬度带上的东南部海区同样大小的区域进行对比分析(图 2):承德山区标记为 A 区(40.2°~42.7°N、115.8°~119.3°E),西南平原标记为 B 区(37.7°~40.2°N、114°~117.5°E),东南海区标记为 C 区(37.7°~40.2°N、117.5°~121°E)。由于 B 区西北部为山区,统计物理量时将 B 区中的西北部山区(标记“D”)去掉并在 B 区的南侧补上同等面积区域。根据承德区域内产生短时强降水的雷达回波后向追踪造成短时强降水的中尺度对流系统移动路径,在承德雷达探测区域之外用红外云图资料追踪云团的最强对流中心。

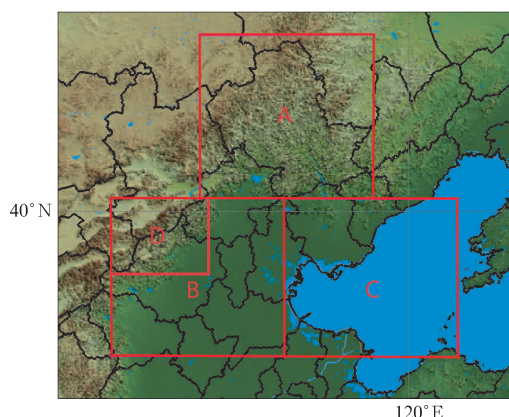


图 2 承德山区与对比区域
(A: 承德山区, B: 西南平原, C: 东南海区,
D: B 区中的西北部山区)

Fig. 2 Mountainous terrain of Chengde and
its surrounding comparative areas
(A: Chengde mountainous terrain, B: southwest plain,
C: southeast sea area, D: northwest mountainous
terrain in B area)

选取的环境参数包括表示水汽含量的 850 hPa 和 700 hPa 比湿、地面露点温度 (T_d) 及大气整层可降水量 (PW); 表示大气层结稳定条件的 850 hPa 和 500 hPa 的温差 (ΔT_{85})、K 指数、对流有效位能 (CAPE); 另外还计算了 0~3 km、0~6 km 垂直风切变以及 700 hPa 和 500 hPa 风速。考虑到 NCEP 再分析资料在强对流产生环境分析中的实用性(王秀明等, 2012), 除地面露点采用自动站观测外, 其他物理量均采用 NCEP ($1^\circ \times 1^\circ$) 再分析资料, 计算 PW 时剔除了地面高度以下的虚假数据。

2 承德山区短时强降水过程的特征

2.1 主要流型特征

一般以大尺度环流形势特征或以影响系统来对暴雨过程进行分型(陶诗言, 1980; 孙建华等, 2005)。本研究主要基于 500 hPa 环流形势, 分为冷涡型、西风槽型和副高外围波动型(以下简称副高外围型)。冷涡型是造成承德山区短时强降水的主要天气类型, 约占总数的 45% (66 例), 按照冷涡中心位置又进一步分为蒙古冷涡型和东北冷涡型; 西风槽型占比为 34%, 副高外围型占比为 21%。

图 3 给出了流型合成场, 合成场由相同流型下所有短时强降水过程的大气环流基本要素场平均而

成, 用以表征不同流型的环流特征。合成场的时间以短时强降水开始出现时间计算, 选取在短时强降水事件发生前且与其最近的时间。冷涡型特点为中高纬地区受低涡控制: $35^\circ \sim 60^\circ \text{N}$ 、 $105^\circ \sim 145^\circ \text{E}$ 范围内出现闭合等高线且有冷中心或冷槽相配合, 持续 2 d 或以上; 蒙古冷涡型(图 3a), 承德山区受冷涡底部低槽影响; 东北冷涡型(图 3b), 承德受横槽影响。西风槽型(图 3c)特点为: 110°E 附近中高纬度存在西风槽, 河北处于西风槽前, 副高 588 dagpm 线位于 30°N 以南; 副高外围型(图 3d)表现为副高呈块状, 588 dagpm 线进入华北, 华北处于副高外围西北侧, 110°E 中高纬地区有低槽活动。副高外围型与西风槽型的主要区别为副高是否影响华北以及副高的形状。由 850 hPa 水汽通量(图 3 阴影)可看出, 仅副高外围型存在远距离水汽输送, 冷涡型和西风槽型均无远距离水汽输送, 水汽大值区位于北京及河北中东部, 且水汽通量值小, 表明从承德南侧输送到承德山区的水汽不多。副高外围型水汽含量较高且存在明显的湿舌(图 3d 小图), 南部山区 850 hPa 比湿在 $12 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 以上, 北部坝上高原为 $10 \sim 12 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$, 水汽能向北输送到承德北部高原。因此, 副高外围型常产生持续时间较长范围较大的降水, 日降水量 50 mm 以上的暴雨过程大多发生在此型下。西风槽型亦存在湿舌和向坝上高原的水汽输送(图 3c 小图), 但由于水汽含量相对低且比湿梯度不大, 水汽输送量不显著, 其 $10 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 比湿等值线仅伸展到承德南部。冷涡型的 850 hPa 水汽含量仅为 $8 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ (图 3a、3b 中小图), 蒙古冷涡型在承德南端存在一小范围的比湿小中心 ($10 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$), 配合西南气流, 在承德最南端燕山迎风坡或有弱水汽输送。蒙古冷涡型和东北冷涡型在低层水汽条件上的细节差异对预报有影响: 蒙古冷涡型下承德区域的水汽含量略大于东北冷涡型, 短时强降水可预报性较高, 而东北冷涡型下承德处于涡后的偏北气流中, 水汽含量低, 可预报性较低, 实际业务工作中经常造成漏报。

2.2 时空分布特征

由图 4a 可以看出, 承德山区短时强降水的集中时段为 6 月下旬至 7 月下旬, 7 月上旬达到峰值。6—8 月各月出现短时强降水的次数分别为 45、68 和 33 次。6 月冷涡型处于支配地位, 常出现连续多日的午后雷阵雨, 冷涡型峰值在 6 月下旬; 7 月中上

旬以西风槽型为主,7月上旬的峰值由冷涡型和西风槽型叠加造成;7月下旬至8月中旬以副高外围型为主。承德山区的短时强降水集中期与华北雨季并不同步,华北雨季一般为7月下旬到8月上旬,而承德山区的短时强降水集中在6月下旬至7月下旬。实际上,7月下旬较峰值已有明显减少。我国大部分地区的短时强降水多发生在高温高湿的雨季(Chen et al, 2013),雨季和短时强降水时段同步。

由于承德山区冷涡背景下短时强降水占比高,传统意义上的雨季的短时强降水过程主要发生在占比最低的副高外围型下,因而短时强降水集中期和雨季不同步。承德山区短时强降水强度不大(图略):平均值为 29.7 mm,中位数值为 26.3 mm;75%的短时强降水过程小时降水量在 32.9 mm 以下,且不同流型短时强降水强度差异不大。从日变化特征看(图 4b),承德山区短时强降水集中出现在 16—19 时。

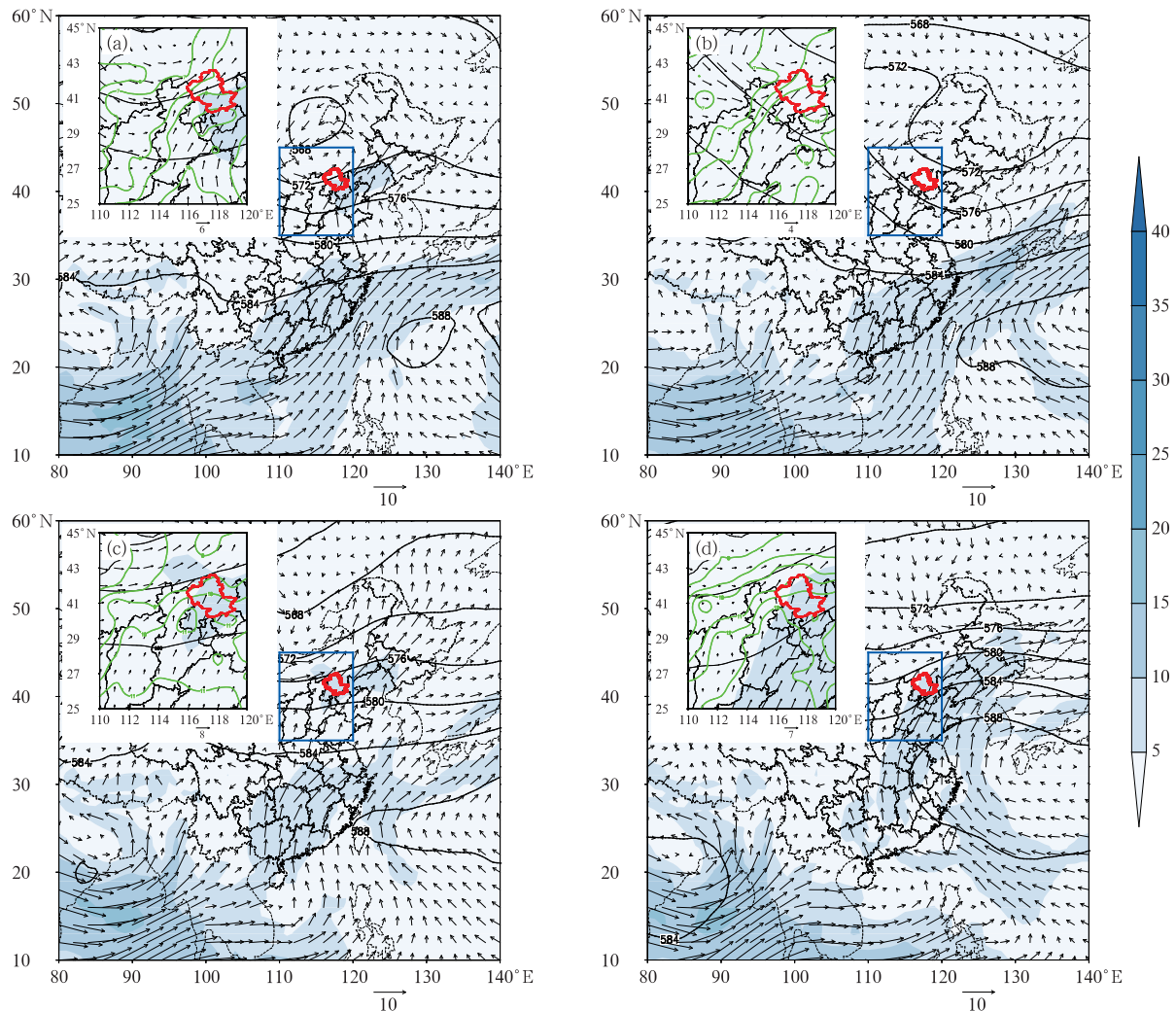


图 3 2008—2017 年夏季承德山区短时强降水过程合成平均环流场

(a) 蒙古冷涡型, (b) 东北冷涡型, (c) 西风槽型, (d) 副高外围型

(500 hPa 位势高度, 黑色等值线, 单位: dagpm; 850 hPa 风场, 矢量, 单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$; 水汽通量, 阴影, 单位: $\text{g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$; 比湿, 绿线, 单位: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$; 蓝色矩形框为小图范围)

Fig. 3 Averaged circulation patterns of short-time severe rainfall events in the Chengde Mountains in summer during 2008–2017

(a) Mongolia cold vortex type, (b) Northeast cold vortex type, (c) westerly trough type,

(d) edge of the Western Pacific subtropical high (WPSH) type

[geopotential height at 500 hPa (black lines, unit: dagpm), wind field (vectors, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), water vapour flux (shaded, unit: $\text{g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) and specific humidity (green solid lines, unit: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$) at 850 hPa; blue rectangles: the range of the small inset]

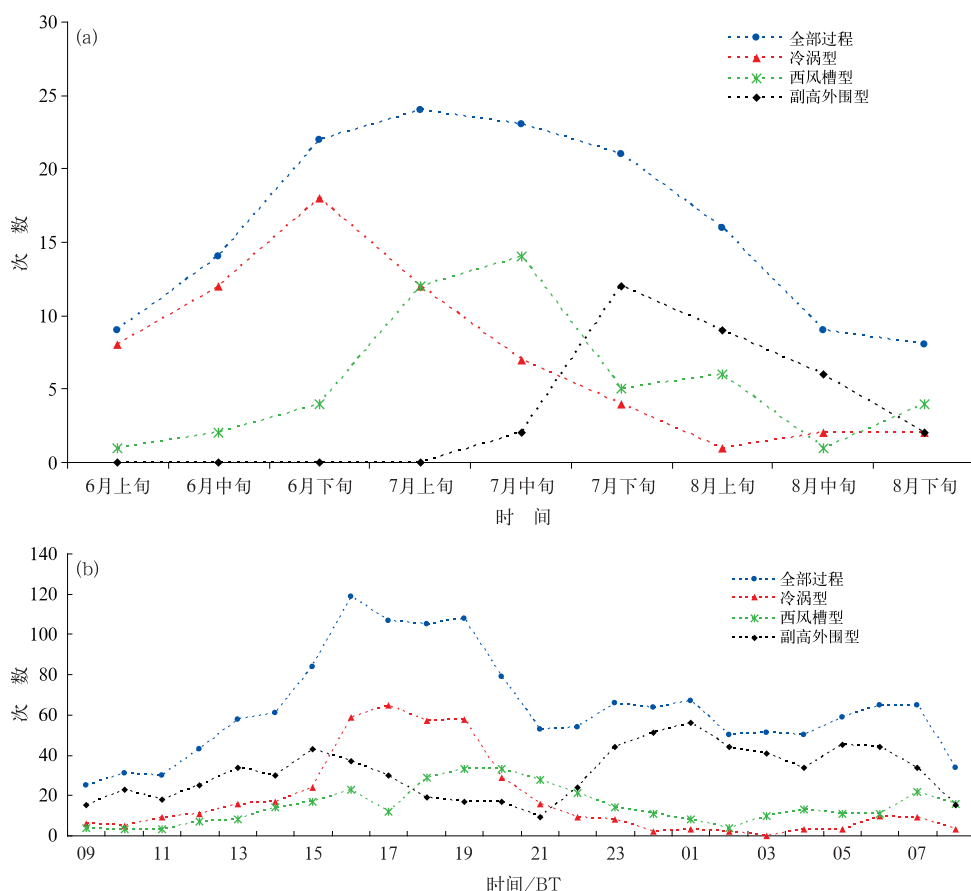


图 4 2008—2017 年 6—8 月承德山区短时强降水事件的旬变化(a)和日变化(b)

Fig. 4 Dakad (a) and daily variations (b) of short-time severe rainfall events in the Chengde Mountains during June–August of 2008–2017

冷涡型主要发生在午后至傍晚前后,峰值出现在 17 时前后;西风槽型主要时段是傍晚前后至前半夜,峰值出现在 20 时前后;副高外围型有两个峰值阶段,第一个峰值出现在 15—16 时,最大峰值出现在 23 时到次日 05 时。

图 5 给出了承德山区强降水发生频次和不同流型下强降水空间分布特征。由图 5a 可见,承德山区强降水高发区集中在承德南部的兴隆、宽城,约为 10 年 20 次,即年均 2 次以上(图 5a 中红色圆点)。中部浅山地区每年发生 1~2 次,西部北部的坝上高原一年不到 1 次。总体而言由南到北逐渐减少,即海拔升高短时强降水频次减少。承德南部强降水主要受地形与西南气流抬升影响,高频强降水出现在燕山迎风坡(由图 3 可见低层风为西南风)。同时,承德主城区短时强降水年均发生次数也在 2 次以上,较周围地区显著多。承德市区一半左右(11 次)的短时强降水出现在冷涡型背景下,或许与承德城市下垫面有关,也可能与向南开口低山地形有关。

由图 5b 可见冷涡型短时强降水分散,承德中南部周边峡谷、七老图山山前和南部燕山山前迎风坡都有 7 次以上的短时强降水。西风槽与副高外围型短时强降水集中在承德南部的燕山迎风坡和滦河流域河谷区(图 5c、5d),前者 1 h 降水极值纪录为 70.3 mm,后者的纪录为 87.9 mm。承德山区的小时极值雨量出现在冷涡背景下,1 h 最大降水量纪录为 103.7 mm,出现在承德南部的兴隆县陡子峪乡。由此可见,承德山区短时强降水极值降水均位于燕山山脉最高峰(雾灵山)的南坡。与冷涡型下常出现单点强降水不同,副高外围型强降水由于水汽输送显著,多数过程有低空急流配合,常出现范围较大的强降水。

2.3 中尺度对流系统分析

短时强降水风暴结构形态大致可分为相对孤立的块状和尺度较大的准带状两种结构,其中孤立的块状回波占比接近 50%,另外还有约 12%为块状回波和带状回波共同影响(图 6a)。需要说明,块状和

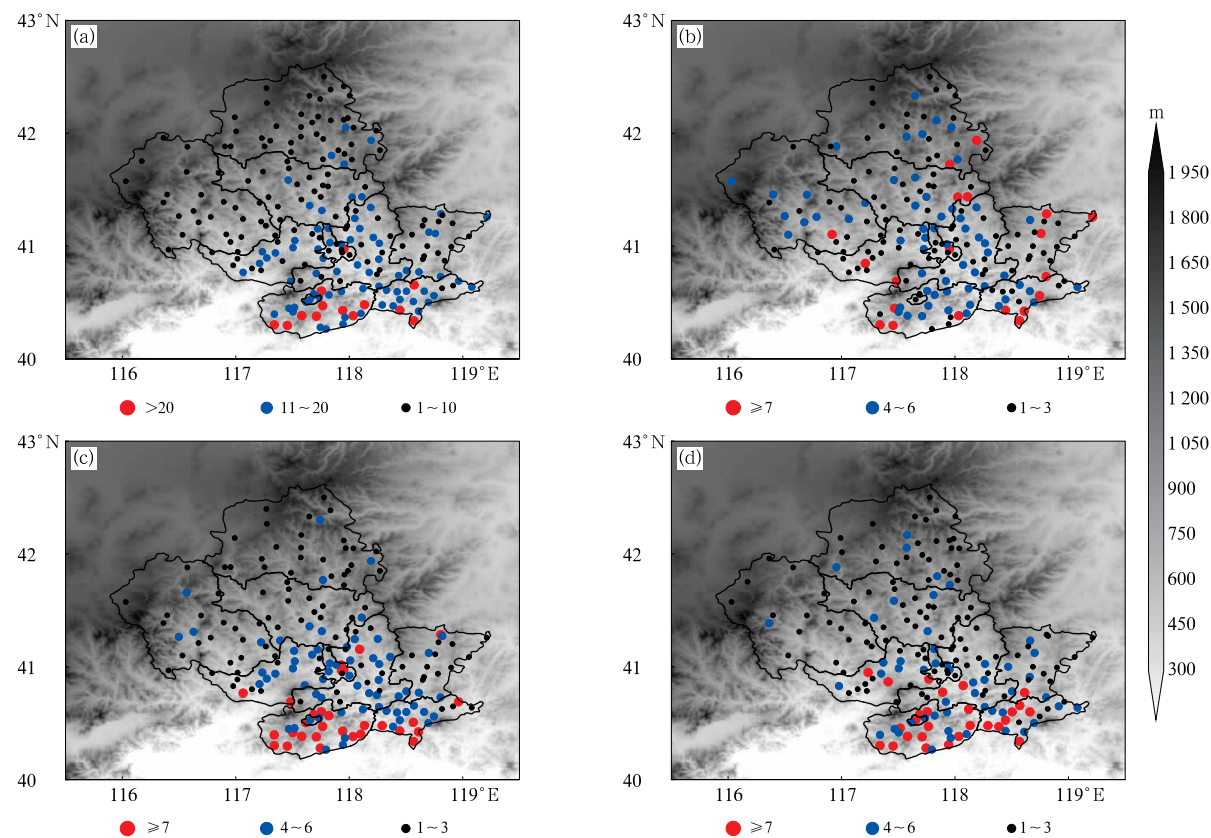


图 5 2008—2017 年 6—8 月承德山区短时强降水频次的空间分布
(a)全部过程,(b)冷涡型,(c)西风槽型,(d)副高外围型
(圆点表示发生短时强降水的次数,阴影表示海拔高度)

Fig. 5 Spatial distribution of frequencies of short-time severe rainfall events
in the Chengde Mountains during June—August of 2008—2017

(a) all events, (b) cold vortex type, (c) westerly trough type, (d) edge of the WPSH type
(Dots represent the occurrence times of short-time severe precipitation; shaded represents altitude)

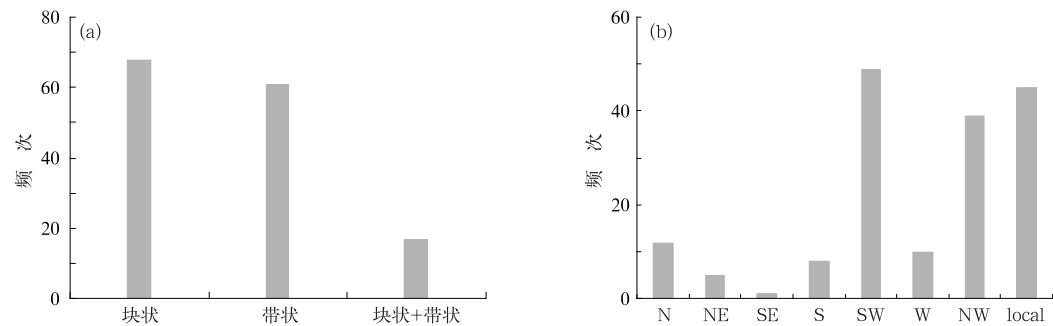


图 6 2008—2017 年 6—8 月不同雷达回波形态频次(a)及雷达回波进入承德前所处位置频次(b)
Fig. 6 Frequencies of different radar echo shapes (a), and frequencies of different
locations of radar echo before entering Chengde (b) during June—August of 2008—2017

带状回波共同影响的情形没有重复计算于块状或带状类中。块状回波为一般单体和多单体风暴,表现为孤立风暴单体块,回波面积较小(水平尺度大多数

不足 10 km),结构密实,具有明显的局地性、突发性特征。带状回波为多个对流单体排列成带状,回波长度远大于回波宽度。从图 7 可以看出,影响承德山

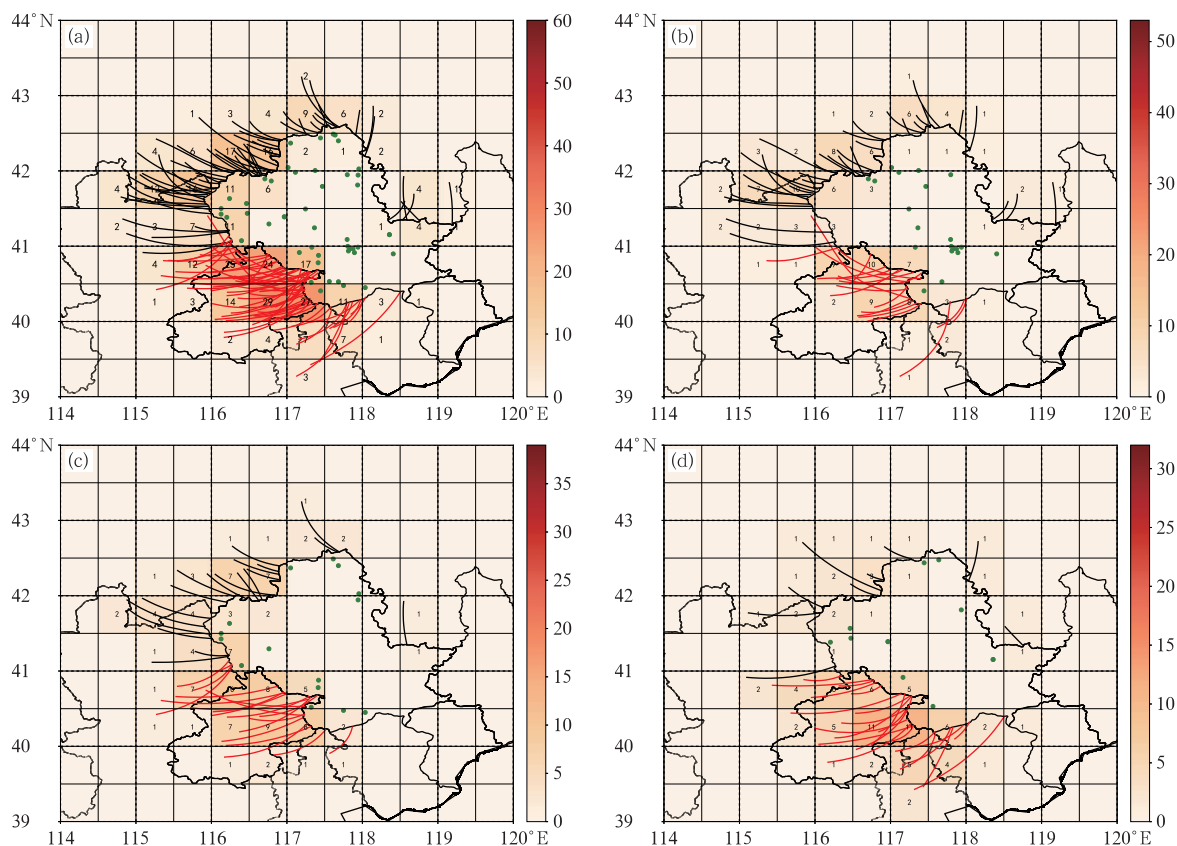


图 7 2008—2017 年 6—8 月对流风暴进入承德山区前的移动路径(黑色、红色曲线分别表示偏北、偏南方向)以及承德本地雷暴新生位置(绿色小圆点)
(a)全部过程,(b)冷涡型,(c)西风槽型,(d)副高外围型
(图中的数字和阴影均指对流风暴出现次数)

Fig. 7 Paths of convective storms before entering the Chengde Mountains (black and red curves; north and south directions) and locations of storms born locally in Chengde (small green dots) during June—August of 2008—2017
(a) all events, (b) cold vortex type, (c) westerly trough type, (d) edge of the WPSH type
(Both number and shaded indicate frequencies of occurrences of convective storms)

区短时强降水的对流云团分为外部移入和本地新生两种,外部移入主要来自西边界,其中西南和西北方向的较多,占比分别为 29%和 23%(图 6b),正西受高地地形影响相对较少;东侧移入回波极少,包括东边界和东北、东南方向(图 7a)。本地新生的对流风暴占比为 27%,新生地点大多为河谷地形、平坦以及低洼地带,其中承德主城区是风暴新生集中区,主要是由于承德主城区地势相对低洼,水汽相对充沛,可能还有局地热低压、水汽沿着滦河等河谷向承德市区输送的影响以及地形热力差异的影响等。从西南方向移入的风暴产生强降水的范围相对较大,20 站(时)次以上的短时强降水过程的对流风暴几乎均由西南方向移入。

冷涡型下回波多呈块状,从西北方向(承德与内

蒙古边界)移入较多(38%)(图 7b),另外还有相当一部分沿着西南路径从北京东北部移入(占 24%),本地新生孤立块状回波占比亦较高(27%),其中承德主城区和承德北部山区的短时强降水主要由局地新生的孤立回波造成单点强降水,偶尔可出现多个孤立单体合并成的带状回波造成多站(次)的短时强降水。西风槽型来自北京东北部的云团移入的个例最多(图 7c),还有相当一部分来自承德西北部高原的块状回波,这与自承德西北部南下的冷锋有关。北京东北部的降水回波北上后影响承德中南部,张家口东南部带状回波沿东北方向进入承德后常造成承德北部三县(丰宁、围场和隆化)的短时强降水。副高外围型风暴主要从南侧移入承德境内(31 例中有 23 例)(图 7d),且主要为带状回波(20 例)。

3 环境参数特征

3.1 水汽条件

水汽因子是影响承德山区降水强度最为关键的因素,因为山区水汽含量相对低,南来的水汽需要越过燕山山脉或者沿河流峡谷输送。下面基于低层水汽绝对含量(用比湿、露点表征)和大气整层可降水量统计给出承德短时强降水的水汽特征。由于承德山区地形高度多在 925 hPa 以上,因而仅分析 850 hPa 及以上层次的比湿。王秀明等(2012)分析表明,NCEP 再分析资料中边界层的水汽含量与观测探空差异较大,特别是 925 hPa 以下,因此还给出

了强降水前邻近站点观测的地面露点分布。

由图 8 看出,承德山区短时强降水发生前 850 hPa 和 700 hPa 的比湿中位数值分别为 $9.7 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 和 $6.7 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ (图 8a),明显低于我国中东部地区的 $14.3 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 和 $9.8 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ (Tian et al, 2015),另外还有 25% 的个例 850 hPa 比湿在 $8 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 以下。由地面露点观测(图 9)可见,承德山区强降水发生前地面露点中位数值为 19.1°C ,比山东短时强降水地面露点值低 3.4°C (高晓梅等,2018)。冷涡背景下的短时强降水过程低层水汽含量尤其低(图 8b),其 850 hPa 和 700 hPa 的比湿中位数值分别为 $8.4 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 和 $6.3 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$,850 hPa 比湿最小值仅为 $5.6 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。冷涡型地面露点中位数值仅为 17.5°C ,且有 25% 的个例地面露点在 15°C 以下。

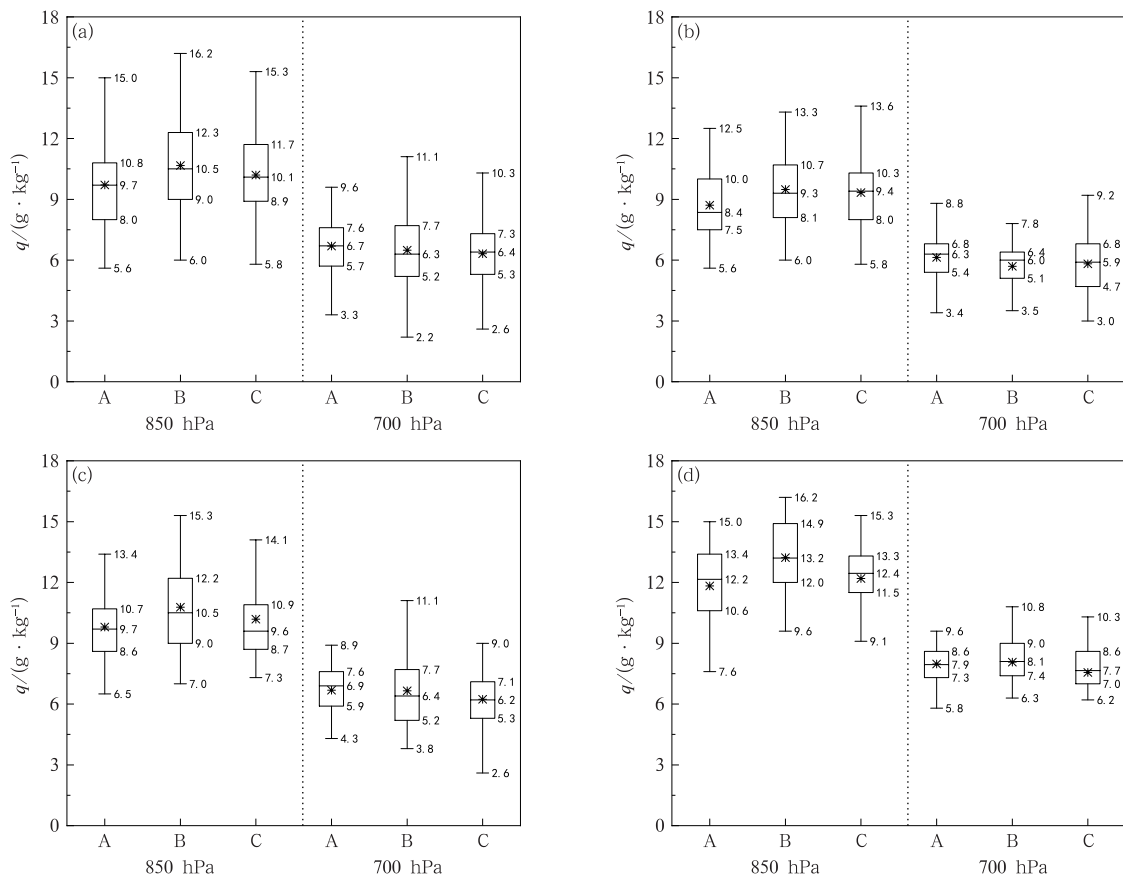


图 8 2008—2017 年 6—8 月承德山区(A)短时强降水出现前 850 hPa 和 700 hPa 区域平均比湿与对比区域(B、C)比湿箱线图

(a)全部过程,(b)冷涡型,(c)西风槽型,(d)副高外围型

(A、B、C 的范围见图 2;中位数,箱内线;上下四分位数,箱子上下边界;上下边缘,须线;均值,黑色星点)

Fig. 8 Area averaged specific humidity at 850 hPa and 700 hPa before the occurrence of short-time severe all events in the Chengde Mountains (A) and the comparative areas (B, C) during June–August of 2008–2017

(a) all events, (b) cold vortex type, (c) westerly trough type, (d) edge of the WPSH type

(The ranges of A, B, C are shown in Fig. 2; the median, line inside box; the upper and lower quartiles, upper and lower edges of boxes; the upper and lower edges, whiskers; the mean, black star spots)

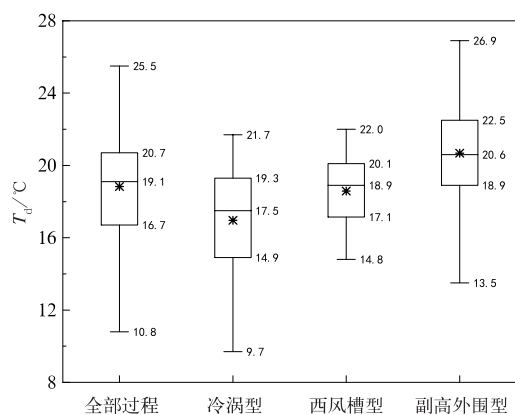


图 9 2008—2017 年 6—8 月承德山区短时强降水出现前观测站点的地面露点温度

Fig. 9 Ground dew point temperatures before the occurrence of short-time severe rainfall events at observation stations in Chengde during June–August of 2008–2017

发生在华北雨季的副高外围型短时强降水,其水汽含量相对充沛,850 hPa 比湿中位数值为 $12.2 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ (图 8d),较冷涡型中位数值高 $3.8 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$,地面露点温度中位数值为 20.6°C 。不同下垫面低层水汽含量差异明显,也与环流型有关,冷涡型和副高外围型下承德以南的平原和海区 850 hPa 比湿较承德山区高 $1 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$,西风槽型平原下垫面比山区高 $1 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ (图 8c),而海区与山区无明显差异。B 区和 C 区是在相同纬度带上,两个区域 850 hPa 和 700 hPa 的水汽含量在全部短时强降水事件中大体相当 (图 8a),但是在西风槽型和副高外围型短时强降水事件中,平原地区 (B 区) 850 hPa 的水汽含量明显高于山区 (A 区) 和海区 (C 区),而在 700 hPa 高度上,无论哪一种类型主导下的短时强降水,其水汽含量差异都很小。这表明,西部和北部地形有利于偏南通道的水汽在平原地区聚集,这一点也可以从大气整层含水量的分布上得到证实 (图 10)。

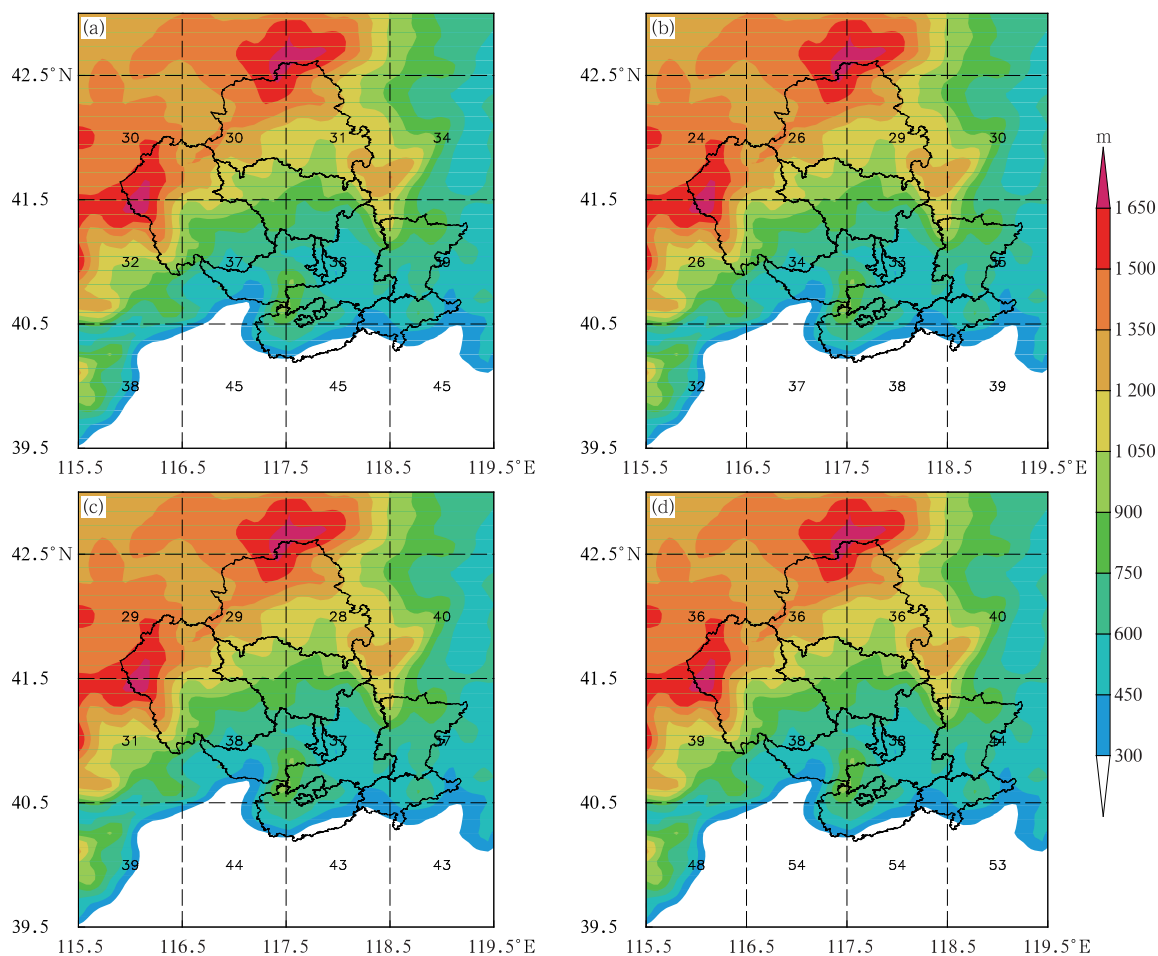


图 10 2008—2017 年 6—8 月承德山区短时强降水出现前大气整层可降水量 (数值, 单位: mm; 阴影表示地形高度)

(a) 全部过程, (b) 冷涡型, (c) 西风槽型, (d) 副高外围型

Fig. 10 Atmospheric precipitable water before the occurrence of short-time severe rainfall events around the Chengde Mountains during June–August of 2008–2017 (number: PW, unit: mm; shaded area: altitude)

(a) all events, (b) cold vortex type, (c) westerly trough type, (d) edge of the WPSH type

田付友等(2017)研究表明,整层大气可降水量是表征短时强降水环境水汽含量的主要水汽参量,对降水强度等级区分度较好。从图 11 可见,NCEP 给出的大气整层可降水量能够表征不同流型下大气水汽含量的差异,对于承德山区(A 区),副高外围型水汽含量最高(图 11d),西风槽型次之(图 11c),冷涡型最小(图 11b),中位数值分别为 38、34 和 29 mm;田付友等(2017)、花家嘉等(2016)、李文娟等(2017)给出中国大部分地方的短时强降水 PW 平均值都在 50 mm 以上,即使是含有泰山山地的鲁中地区,出现短时强降水时 PW 含量多在 40 mm 以上(高晓梅等,2018)。由此可见,与我国短时强降水大多发生在高湿环境下不同,承德山区出现短时强降水时,其环境水汽含量显著低于中国其他地区。这样的水汽含量值在中国东部很多地方可作为消空阈值,如 Tian et al(2015)统计给出,中国东部无降水情况下的 PW 中位数值为 34 mm。下垫面对三种类型降水水汽含量的影响程度不同,副高外围型受下垫面影响最大,承德山区水汽含量远低于平原及海区,山区 PW 中位数值较南侧平原地区低 15 mm;冷涡型

下水汽含量都很低,不同下垫面差异不大。从图 10 可以看出,总体而言,承德山区水汽分布和地形密切相关,坝上高原水汽含量明显低于中部浅山地区,浅山地区又低于南部平原地区,梯度约为 $7\sim 8\text{ mm}\cdot(100\text{ km})^{-1}$ (图 10a),这是承德南部短时强降水次数多于北部的原因之一。冷涡型下不同地形地貌下 PW 均较小,由南到北不同地形高度水汽差小(图 10b);副高外围型承德山区差异不大而平原和山区水汽差异显著,承德以南的平原地区大气整层可降水量比山区高 16 mm(图 10d);西风槽型从浅山地区到坝上高原 PW 差异达 9 mm(图 10c)。

3.2 稳定度条件

分析 850 hPa 和 500 hPa 的温差、对流有效位能(CAPE)以及 K 指数,总结承德出现短时强降水时表征大气层结稳定度的一些潜势指标。图 12 表明,不同流型背景下短时强降水发生前 850 hPa 和 500 hPa 温差(ΔT_{85}),承德山区均较其南侧的平原和海区大,承德山区中位数值为 27.2°C ,其南侧平原、海区的中位数值分别为 26.6°C 和 25.5°C (图 12a)。

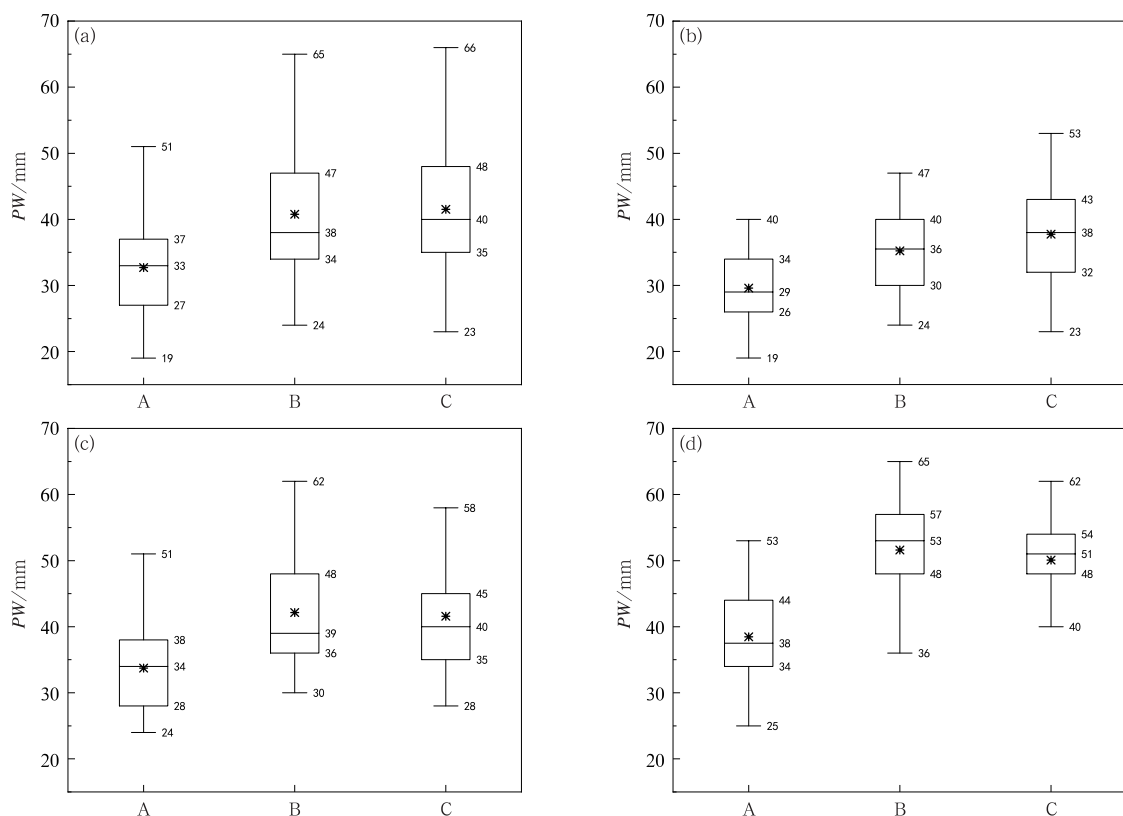


图 11 同图 8,但为大气整层可降水量

Fig. 11 Same as Fig. 8, but for atmospheric precipitable water

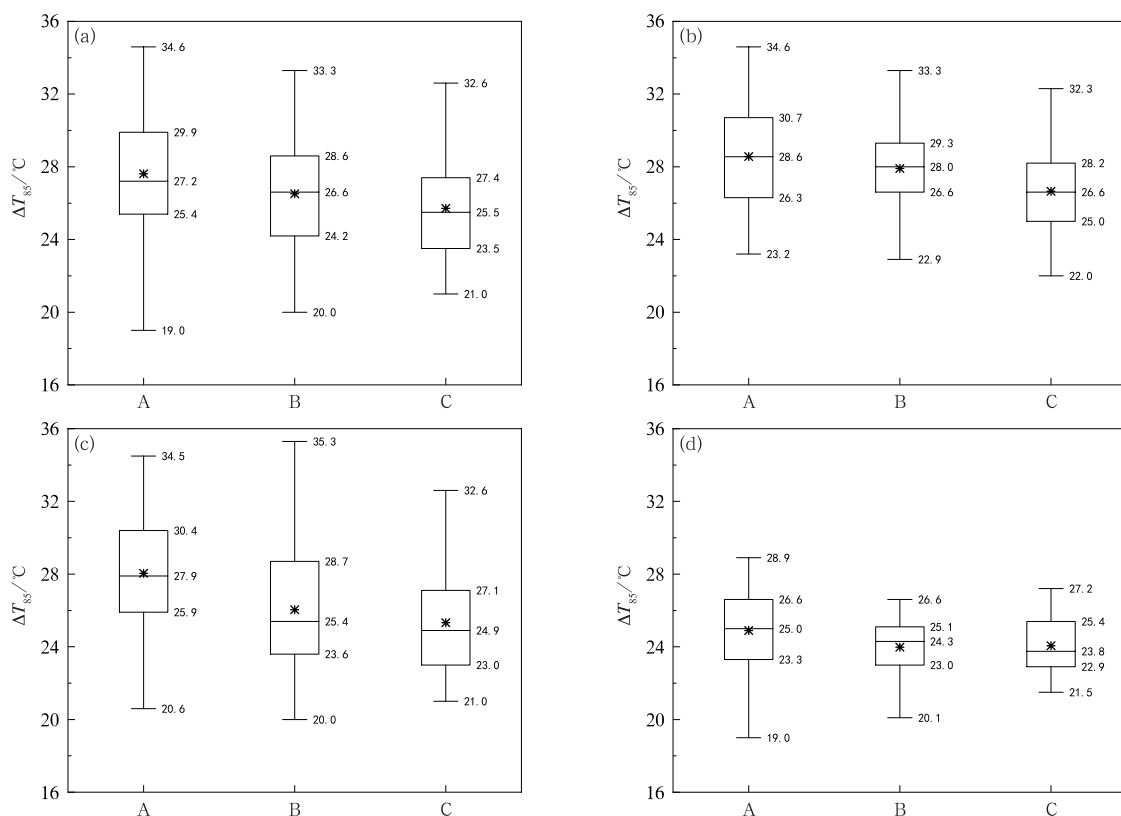


图 12 同图 8, 但为 850 hPa 与 500 hPa 温差

Fig. 12 Same as Fig. 8, but for temperature difference between 850 hPa and 500 hPa

冷涡型和西风槽型 ΔT_{85} 较大, 冷涡型平均值为 28.8°C , 最大值达 34.6°C (图 12b), 西风槽型平均值为 27.9°C (图 12c), 远大于中国东部地区均值 (23°C ; Tian et al, 2015), 与山东接近 (高晓梅等, 2018); 副高外围型温差较小, ΔT_{85} 中位数值仅为 25.0°C (图 12d), 大致相当于温度直减率 $5.8^{\circ}\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ 。值得一提的是, 不论何种流型背景下, 海洋下垫面的温度垂直递减率都小于陆地, 特别是西风槽背景下差异明显。

从图 13 可知, 承德山区 CAPE 均值为 $658 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ (图 13a), 不同流型背景下短时强降水的 CAPE 值 (图 13b ~ 13d) 差别不大。总体而言 CAPE 不大, 这与其他地区的短时强降水特征相同。不同下垫面对比表明, 冷涡型和西风槽型降水均表现为山区的 CAPE 较平原和海区大。承德山区短时强降水前环境背景的 K 指数值比中国西部的甘肃 (付双喜和何金梅, 2015) 和中国东部地区 (Tian et al, 2015) 低 $3 \sim 4^{\circ}\text{C}$, 其中位数值为 $33 \sim 35^{\circ}\text{C}$ (图略), 较其南部平原和海区高, 不稳定度的表现与温度直减率一致。

综上所述, ΔT_{85} 、K 指数和 CAPE 均表现为山区高于平原和海区, 显示出更为不稳定的大气层结, 其中表征环境温度直减率的 ΔT_{85} 远高于中国其他地区。

3.3 垂直风切变条件

垂直风切变是影响对流风暴组织结构的主要因素 (Weisman and Klemp, 1982), 另外对流层中层风速可以作为风暴承载层风速, 是决定风暴移速的关键因子。图 14 表明, 承德山区短时强降水发生在弱的环境风垂直切变下, $0 \sim 6 \text{ km}$ 风矢量差平均值为 $10.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (表 1), 冷涡型和西风槽型大部分过程均为 $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以下的弱风切, 副高外围型垂直风切变略大, 有 50% 过程在 $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上; $0 \sim 3 \text{ km}$ 垂直风切变中位数值在 $6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以下, 75% 以上的强降水过程在 $9 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以下, 相当于每千米变化 $3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以下。垂直风切变弱主要是因为对流层中低层风速不大 (图略), 700 hPa 和 500 hPa 的风速中位数值分别为 $7.6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 和 $11.1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。以往研究表明 (丁一汇, 2005; Tian et al, 2015; 田付友等,

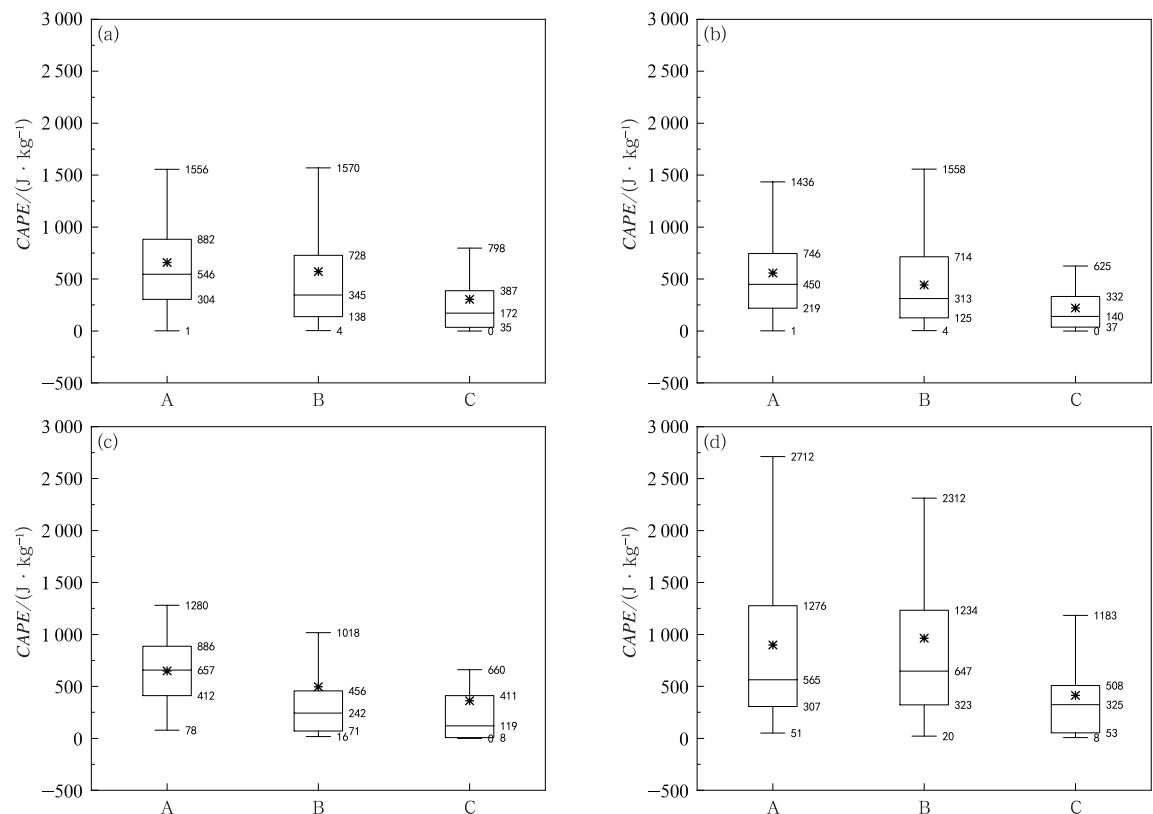


图 13 同图 8,但为对流有效位能
Fig. 13 Same as Fig. 8, but for CAPE

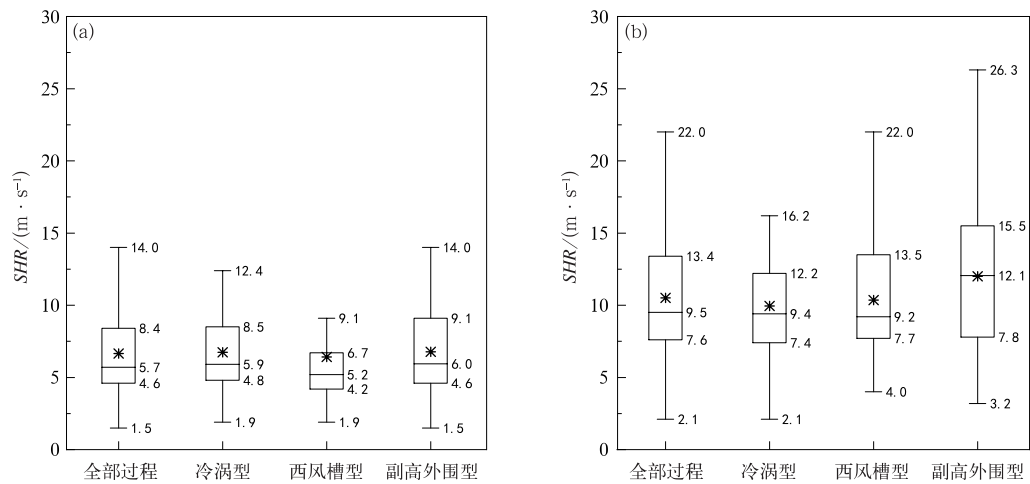


图 14 2008—2017 年 6—8 月德山区短时强降水出现前 0~3 km(a)和 0~6 km(b)垂直风切变矢量差
Fig. 14 0—3 km (a) and 0—6 km (b) vertical wind shears vector difference before the occurrence of short-time severe rainfall events in the Chengde Mountains during June—August of 2008—2017

表 1 承德山区短时强降水的关键环境参数特征

参数	地面露点 温度/℃	水汽/ $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$		稳定度		垂直风切变矢量差/ $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$		
		850 hPa	700 hPa	PW/mm	$\Delta T_{85}/^{\circ}\text{C}$	CAPE/ $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$	K 指数/℃	0~3 km 0~6 km
平均值	18.8	9.7	6.7	33	27.6	658	33	6.7 10.5

2017;花家嘉等,2016),短时强降水 0~6 km 环境风垂直风切变多为 $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以下的弱垂直风切变,可见弱垂直风切变下是短时强降水的共性而非承德山区特性。

4 结论与讨论

本文通过对河北承德山区 2008—2017 年 6—8 月的 146 个短时强降水过程统计分析,得到以下主要结论:

(1)承德山区夏季短时强降水的天气型可分为冷涡型、西风槽型和副高外围型三类,其中冷涡型占比接近一半,西风槽型次之,副高外围型占比仅 21%。强降水集中在 6 月下旬至 7 月下旬,6 月主要受冷涡系统影响,7 月上旬到中旬主导型为西风槽型,7 月下旬到 8 月上旬主要受副高外围波动影响。短时强降水峰值出现在 7 月上旬,由西风槽型和冷涡型叠加形成。传统意义上的华北雨季强降水主要发生在副高外围型下,因而短时强降水集中期与华北雨季并不同期,短时强降水能更好地描述承德山区强降水的时空分布特征。

(2)承德山区短时强降水局地性强,分布极不均匀,一方面是由于复杂的下垫面,另一方面是由于冷涡强降水事件占比较高,而冷涡降水有相对分散的特点。总体而言,承德山区强降水南多北少,南部燕山山脉迎风坡是短时强降水集中区,副高外围型和西风槽型短时强降水主要出现在承德南端。

(3)承德山区与中国其他地区短时强降水环境特征相同,其短时强降水发生在弱垂直风切变下,对流有效位能较强对流过程显著偏小。不同之处为,承德山区短时强降水环境水汽含量显著偏小而环境温度直减率大,冷涡型和西风槽型中此特征尤为突出。对比山区与平原、海区不同下垫面环境要素表明,山区下垫面低层水汽含量较其南侧的平原和海区低而环境温度直减率大。为了尽可能保证不同下垫面处于相似环流背景下,三个区域是相邻的。

由于承德高原水汽含量相对华北平原地区低,湿层厚度亦小于平原地区,很可能还存在沿河谷的低层水汽输送,较大范围强降水发生频次较低;承德山区地形复杂,地表受热不均,加之地形对局地环流的影响,降水分布极不均匀且多发生单点对流性短时强降水,致灾概率高,给预报预警工作带来了极大挑战。本文统计表明承德市区是短时强降水高发区

之一,主城区周边常有局地风暴新生。受资料和篇幅所限,本文仅对短时强降水时空分布和环境参数特征进行分析,下一步将对承德山区短时强降水个例的抬升触发机制进行深入细致的分析,以提升人口相对密集的山区短时强降水短时临近预警能力。

参考文献

- 陈元昭,俞小鼎,陈训来,2016. 珠江三角洲地区重大短时强降水的基本流型与环境参量特征[J]. 气象,42(2):144-155. Chen Y Z, Yu X D, Chen X L, 2016. Characteristics of short-time severe rainfall events based on weather flow and key environmental parameters in Pearl River Delta[J]. Meteor Mon, 42(2): 144-155 (in Chinese).
- 丁一汇,2005. 高等天气学:第2版[M]. 北京:气象出版社:585. Ding Y H, 2005. Advanced Synoptic Meteorology[M]. 2nd ed. Beijing: China Meteorological Press: 585 (in Chinese).
- 樊李苗,俞小鼎,2013. 中国短时强对流天气的若干环境参数特征分析[J]. 高原气象,32(1):156-165. Fan L M, Yu X D, 2013. Characteristic analyses on environmental parameters in short-term severe convective weather in China[J]. Plateau Meteor, 32(1): 156-165 (in Chinese).
- 付超,湛云,朱克云,等,2019. 2010—2016 年江西省暖季短时强降水特征分析[J]. 气象,45(9):1238-1247. Fu C, Chen Y, Zhu K Y, et al, 2019. Characteristics of flash heavy rain in Jiangxi warm season from 2010 to 2016[J]. Meteor Mon, 45(9): 1238-1247 (in Chinese).
- 付双喜,何金梅,2015. 甘肃短时强降水天气若干环境参数特征分析[J]. 干旱区地理,38(3):469-477. Fu S X, He J M, 2015. Short-time heavy precipitation characteristics of several environmental parameters of Gansu Province[J]. Arid Land Geogr, 38(3): 469-477 (in Chinese).
- 高晓梅,俞小鼎,王令军,等,2018. 鲁中地区分类强对流天气环境参量特征分析[J]. 气象学报,76(2):196-212. Gao X M, Yu X D, Wang L J, et al, 2018. Characteristics of environmental parameters for classified severe convective weather in central area of Shandong Province[J]. Acta Meteor Sinica, 76(2): 196-212 (in Chinese).
- 韩宁,苗春生,2012. 近 6 年陕甘宁三省 5—9 月短时强降水统计特征[J]. 应用气象学报,23(6):691-701. Han N, Miao C S, 2012. Statistical characteristics of short-time heavy precipitation in Shan-Gan-Ning Region from May to September in recent 6 years[J]. J Appl Meteor Sci, 23(6): 691-701 (in Chinese).
- 何钰,陈小华,杨素雨,等,2018. 基于“配料法”的云南短时强降水预报概念模型建立[J]. 气象,44(12):1542-1554. He Y, Chen X H, Yang S Y, et al, 2018. Forecast conceptual model establishment of short-time severe rainfall on Yunnan based on the “Ingredients”[J]. Meteor Mon, 44(12): 1542-1554 (in Chinese).
- 花家嘉,张婉莹,陈桂万,等,2016. 河北唐山地区盛汛期短时强降水概念模型及物理量特征分析[J]. 冰川冻土,38(2):463-472. Hua J J, Zhang W Y, Chen G W, et al, 2016. Conceptual Models

- and physical quantity feature analysis of short-term heavy precipitation during dominant flood season in Tangshan Prefecture, Hebei Province[J]. *J Glaci Geocry*, 38(2): 463-472 (in Chinese).
- 黄艳,俞小鼎,陈天宇,等,2018. 南疆短时强降水概念模型及环境参数分析[J]. *气象*, 44(8): 1033-1041. Huang Y, Yu X D, Chen T Y, et al, 2018. Analysis of conceptual models and ambient parameter of short-time severe rainfall in South Xinjiang[J]. *Meteor Mon*, 44(8): 1033-1041(in Chinese).
- 李强,邓承之,张勇,等,2017. 1980—2012年5—9月川渝盆地小时强降水特征研究[J]. *气象*, 43(9): 1073-1083. Li Q, Deng C Z, Zhang Y, et al, 2017. Study on spatio-temporal distribution characteristics of hourly heavy rainfall in Sichuan and Chongqing from May to September during 1980—2012[J]. *Meteor Mon*, 43(9): 1073-1083(in Chinese).
- 李文娟,赵放,赵璐,等,2017. 基于单站探空资料的不同强度短时强降水预报指标研究[J]. *暴雨灾害*, 36(2): 132-138. Li W J, Zhao F, Zhao L, et al, 2017. Study of the forecasting index for short-duration heavy rainfall with different intensities based on sounding data at Hangzhou[J]. *Torr Rain Dis*, 36(2): 132-138(in Chinese).
- 林纾,陆登荣,王毅荣,等,2008. 1960年代以来西北地区暴雨气候变化特征[J]. *自然灾害学报*, 17(3): 16-21. Lin S, Lu D R, Wang Y R, et al, 2008. Climate change characteristics of rainstorms in Northwest China since 1960's[J]. *J Nat Dis*, 17(3): 16-21(in Chinese).
- 孙建华,张小玲,卫捷,等,2005. 20世纪90年代华北大暴雨过程特征的分析研究[J]. *气候与环境研究*, 10(3): 492-506. Sun J H, Zhang X L, Wei J, et al, 2005. A study on severe heavy rainfall in North China during the 1990s[J]. *Climatic Environ Res*, 10(3): 492-506(in Chinese).
- 陶诗言,1980. 中国之暴雨[M]. 北京:科学出版社:225. Tao S Y, 1980. Heavy Rainfalls in China[M]. Beijing: Science Press: 225 (in Chinese).
- 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. Tian F Y, Zheng Y G, Zhang T, et al, 2017. Characteristics of environmental parameters for multi-intensity short-duration heavy rainfalls over East China[J]. *Torr Rain Dis*, 36(6): 518-526(in Chinese).
- 温克刚,2008. 中国气象灾害大典·河北卷[M]. 北京:气象出版社: 78. Wen K G, 2008. China Meteorological Disaster Records: Hebei volume[M]. Beijing: Meteorological Press: 78(in Chinese).
- 王丛梅,俞小鼎,李芷霞,等,2017. 太行山地形影响下的极端短时强降水分析[J]. *气象*, 43(4): 425-433. Wang C M, Yu X D, Li Z X, et al, 2017. Investigation of extreme flash-rain events on the impact of Taihang Mountain[J]. *Meteor Mon*, 43(4): 425-433 (in Chinese).
- 王国荣,王令,2013. 北京地区夏季短时强降水时空分布特征[J]. *暴雨灾害*, 32(3): 276-279. Wang G R, Wang L, 2013. Temporal and spatial distribution of short-time heavy rain of Beijing in summer[J]. *Torr Rain Dis*, 32(3): 276-279(in Chinese).
- 王宏,王丛梅,高峰,等,2017. 承德市两次局地性短时暴雨过程的中尺度特征对比分析[J]. *气象*, 43(12): 1507-1516. Wang H, Wang C M, Gao F, et al, 2017. Comparative analysis on mesoscale characteristics of two local short-time severe rainstorm processes in Chengde[J]. *Meteor Mon*, 43(12): 1507-1516 (in Chinese).
- 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. Wang X M, Yu X D, Zhu H, 2012. The applicability of NCEP reanalysis data to severe convection environment analysis[J]. *J Appl Meteor Sci*, 23(2): 139-146(in Chinese).
- 许敏,丛波,张瑜,等,2017. 廊坊市短时强降水特征及其临近预报指标研究[J]. *暴雨灾害*, 36(3): 243-250. Xu M, Cong B, Zhang Y, et al, 2017. The characteristics and adjacent forecast index for short-time strong rainfall in Langfang[J]. *Torr Rain Dis*, 36(3): 243-250(in Chinese).
- 杨波,孙继松,毛旭,等,2016. 北京地区短时强降水过程的多尺度环流特征[J]. *气象学报*, 74(6): 919-934. Yang B, Sun J S, Mao X, et al, 2016. Multi-scale characteristics of atmospheric circulation related to short-time strong rainfall events in Beijing[J]. *Acta Meteor Sinica*, 74(6): 919-934(in Chinese).
- 周秋雪,刘莹,冯良敏,等,2015. 2008—2012年四川强小时雨强的时空分布特征[J]. *高原气象*, 34(5): 1261-1269. Zhou Q X, Liu Y, Feng L M, et al, 2015. Analysis on temporal and spatial distribution characteristics of strong hour rainfall intensity in Sichuan during 2008—2012[J]. *Plateau Meteor*, 34(5): 1261-1269 (in Chinese).
- Chen J, Zheng Y G, Zhang X L, 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.
- Doswell C A III, Brooks H E, Maddox R A, 1996. Flash flood forecasting: an ingredients-based methodology[J]. *Wea Forecasting*, 11(4): 560-581.
- 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]. *J Meteor Res*, 29(3): 370-384.
- Weisman M L, Klemp J B, 1982. The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy [J]. *Mon Wea Rev*, 110(6): 504-520.