

程文静,俞小鼎,王秀明,等,2023.太行山东麓对流风暴下山演变气候特征[J].气象,49(6):641-656. Cheng W J, Yu X D, Wang X M, et al, 2023. Climatic characteristics of convective storms moving from Taihang Mountains to North China Plain[J]. Meteor Mon, 49(6):641-656(in Chinese).

太行山东麓对流风暴下山演变气候特征^{*}

程文静^{1,2} 俞小鼎² 王秀明² 李 凯³

1 中国气象科学研究院,北京 100081

2 中国气象局气象干部培训学院,北京 100081

3 中国矿业大学(北京)地球科学与测绘工程学院,北京 100083

提 要:影响北京和河北的对流风暴多半由太行山山区移来,为增加对从太行山东麓下山的对流风暴强度变化和维持时间等演变特征的了解,基于全国雷达组合反射率因子拼图,对 2011—2020 年 10 年期间暖季太行山东麓对流风暴下山演变的气候特征进行了统计分析。结果表明:下山对流风暴在石家庄北部、北京南部、保定中南部和沧州市西部存在 ≥ 45 dBz 的强回波高频中心,且下山对流风暴常在石家庄北部近山平原和沧州西部显著增强;对于下山增强的对流风暴,17 时前后在山区最为活跃,18 时至次日 02 时主要影响平原地区;对流风暴来向越偏西,下山对流风暴数越多,下山增强的对流风暴比例越高,移速也越快;下山过程中,大多数对流风暴变得更强和更加具有组织性,下山初始时刻回波强度 ≥ 45 dBz 的对流风暴 86% 能成功下山,其中水平尺度大于 100 km、结构密实的强对流风暴超过 90% 能成功下山;下山增强的样本在下山过程中风暴的强回波面积急剧扩大,到达平原前一个时刻其面积约为初始面积的 3 倍,在平原地区继续发展后其平均面积可达到初始面积的 4.6 倍;下山增强的对流风暴大多下山用时仅为 1~2 h,而影响平原的时长可持续 4~8 h,影响平原时长 4~8 h 的对流风暴的风暴类型以线性 MCS(47%)和非线性 MCS(30%)为主。

关键词:太行山东麓,对流风暴下山,雷达回波演变特征,气候学统计,组合反射率因子

中图分类号: P442, P456

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2022.121201

Climatic Characteristics of Convective Storms Moving from Taihang Mountains to North China Plain

CHENG Wenjing^{1,2} YU Xiaoding² WANG Xiuming² LI Kai³

1 Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

2 China Meteorological Administration Training Centre, Beijing 100081

3 College of Geoscience and Surveying Engineering, China University of Mining and Technology (Beijing), Beijing 100083

Abstract: A relatively large number of the convective storms which affect Beijing and Hebei can often be traced to the Taihang Mountains. This study analyzes warm-season convective storms developing in the eastern foothills of the Taihang Mountains during 2011—2020. The statistical analysis is based on the national composite radar reflectivity factor data mosaics to increase the understanding of the evolution of these convective storms, including the changing of intensity, lifespan and so on. The results show that there are four high-frequency centers with strong echoes ≥ 45 dBz located in northern Shijiazhuang, southern Beijing, south-central Baoding and western Cangzhou. The storms often strengthen significantly in the foothills of northern Shijiazhuang and western Cangzhou. For the strengthened convective storms, they are

^{*} 国家自然科学基金项目(U2142203、41875058)和中国气象局重点创新团队(CMA2022ZD07)共同资助

2022 年 9 月 18 日收稿; 2023 年 2 月 1 日收修定稿

第一作者:程文静,主要从事太行山东麓对流风暴下山演变研究. E-mail: cwj0828@foxmail.com

通讯作者:王秀明,主要从事强对流短时临近预报和强对流数值模拟研究. E-mail: wangxm@cma.gov.cn

most active in mountainous areas around 17:00 BT and mainly affect plain areas between 18:00 BT and 02:00 BT. The more westerly the path, the more cases of mountain-to-plain convective storms, the higher the percentage of convective intensification, and the greater the moving speed. During the downhill process, most convective storms become stronger and more organized. For the convective storms whose echo strength ≥ 45 dBz at the initial moment of going downhill, more than 86% of them can successfully reach the plains, and more than 90% of them with horizontal scale exceeding 100 km and solidly connected structures can successfully reach the plains. The strong echo areas of the strengthened convective storms expand dramatically as they go downhill. Strong echo areas expand to about 2 times larger than their initial echo areas when they reach the foothill, and the average areas in the plains can reach 4.6 times as big as their initial echo areas. Most of the strengthened convective storms take only 1–2 hours to go downhill and last 4–8 hours on the plains. The storm types of the convective storms which last 4–8 hours on the plains are dominated by linear MCS (47%) and nonlinear MCS (30%).

Key words: eastern foothills of Taihang Mountains, mountain-to-plain convective storm, radar echo evolution characteristic, climatological statistic, composite reflectivity factor

引 言

河北和北京西部为太行山区,太行山呈东北—西南走向,绵延逾 400 km,大部分海拔在 1200 m 以上。太行山区的特殊地形对北京、河北的对流天气发生发展起着至关重要的作用。以往的北京对流风暴气候学统计结果(王令等,2006;Wilson et al, 2007;Chen et al, 2012;苏德斌,2013;陈明轩等, 2014)表明,影响城区的对流风暴多半是由山区移来的,对流风暴下山到达平原地区在城区产生强烈的对流天气,会对公众安全造成严重危害,因此准确预报下山对流风暴的强度和形态结构变化至关重要。

国内外学者从不同角度对影响对流风暴下山的因素进行了分析。一般来说,对流风暴自身强度越强、组织性越好,成功下山的可能性越大,10 km 以下尺度较小的孤立的对流风暴一般不能成功下山(Wilson et al, 2007;2010)。实际中对流风暴下山情况复杂,有些山区尺度较大、回波较强的对流风暴在下山过程中消散(肖现等,2015;孙靖和程光光, 2017),有些在山区相对弱的对流风暴在下山过程中显著增强(肖现等,2013;Xiao et al, 2017;2019)。太行山区对流风暴能否成功下山除了与对流风暴本身的因素有关,更重要的是下山过程以及下山后的环境条件。有利的平原热力条件是对流风暴能否成功下山的关键因素,即大的不稳定能量(Letkewicz and Parker, 2011;黄荣,2012)、有利于不稳

定能量释放的动力和环境条件(Newton, 1950;孙继松和杨波,2008;陈明轩等,2010;Wilson et al, 2010)、充沛的水汽条件(俞小鼎等,2012;Weckwerth et al, 2014)等。低层暖湿气流与下山对流风暴的冷池共同形成的辐合线强弱、低层暖湿气流和地形之间的夹角及其自身强弱都是影响对流风暴下山的关键因子(樊利强等,2009;陈双等,2011;王丛梅等,2017)。

气候学统计有助于了解对流风暴下山规律。北京地区对流风暴气候学的研究为对流风暴下山的研究提供了重要参考(Wilson et al, 2007;Zheng et al, 2007;Chen et al, 2012;2014;苏德斌,2013;陈明轩等,2014;潘赫拉等,2020)。对流类型的气候学统计研究(王令等,2006)和两类对流风暴下山增强的环境特征研究(黄荣,2012)增加了对北京地区下山风暴强度变化的认识。Xiao et al(2017;2019)的研究给出了暖季弱天气强迫下弱的对流风暴下山增强的概念模型图。

华北地区的对流风暴下山问题仍是预报难点。迄今为止,河北省境内的太行山东麓对流风暴下山问题鲜少被研究。为了得到对流风暴下山的气候特征,本研究对中国太行山(含燕山)东麓(包括北京和河北)2011—2020 年 10 年期间暖季对流风暴进行较系统统计分析。研究内容包括下山对流风暴强度变化(增强、减弱、维持)的样本分布、时空分布以及其在山区活动特点,对于下山增强的对流风暴还进一步分析了其在平原地区的演变情况,期望部分解

答什么样的对流风暴会下山增强,以及下山增强的对流风暴会如何影响平原地区等难点问题。

1 资料与方法

1.1 研究区域

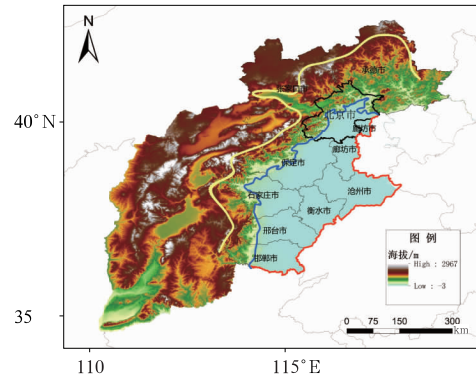
研究区域见图1(黄色实线以东的填色)。其中山顶分界线选择山脉最高处(黄色实线),山区与平原分界线为200 m等高线(蓝色实线)。

1.2 资料

本文所使用的数据为2011—2020年5—9月全国雷达组合反射率因子拼图产品(Zhou et al,2020;周康辉等,2021)。该数据是中国气象局气象探测中心推送的业务产品之一。数据空间分辨率为 $0.01^\circ \times 0.01^\circ$,时间分辨率在2016年6月14日之前是10 min,之后调整为6 min。组合反射率因子数据可反映对流风暴整个生命史的强度演变和移动路径等,适用于雷达气候学研究(Carbone et al,2002;Fabry et al,2017;Saltikoff et al,2019)。

1.3 统计方法

统计工作包括样本选取、样本集划分和风暴属性记录与计算三大部分(图2)。首先基于全国雷达组合反射率因子拼图,以最大面积和最强反射率因子为标准,挑选研究区域内的对流风暴样本,得到暖



注:黄色实线:山顶分界线,蓝色实线:山区平原分界线,红色实线:本研究的平原边界,填色:高程,山顶分界线以东的填色;研究区域,加粗黑线包围区域:北京。

图1 研究区域以及周边地表高程

Fig. 1 Surface elevation around the study area

季太行山东麓对流风暴下山样本集,然后根据对流风暴强度变化判识标准(表1),划分得到对流风暴下山增强、维持和减弱三个样本子集。基于上述样本集,完成对流风暴的时空分布和演变特征两部分特征统计。

1.3.1 样本选取

研究对象为从太行山东麓下山的对流风暴。“下山”指对流风暴从山坡(图1中蓝色和黄色线之间的区域)向平原地区移动的过程,即所有在山坡范围活动过的对流风暴。参考Xiao et al(2017)的研究,下山对流风暴样本选取需同时满足强度和面积两方面的阈值:(1)组合反射率因子最强回波 ≥ 55 dBz;(2)反射率因子强度 ≥ 45 dBz的强回波(以下

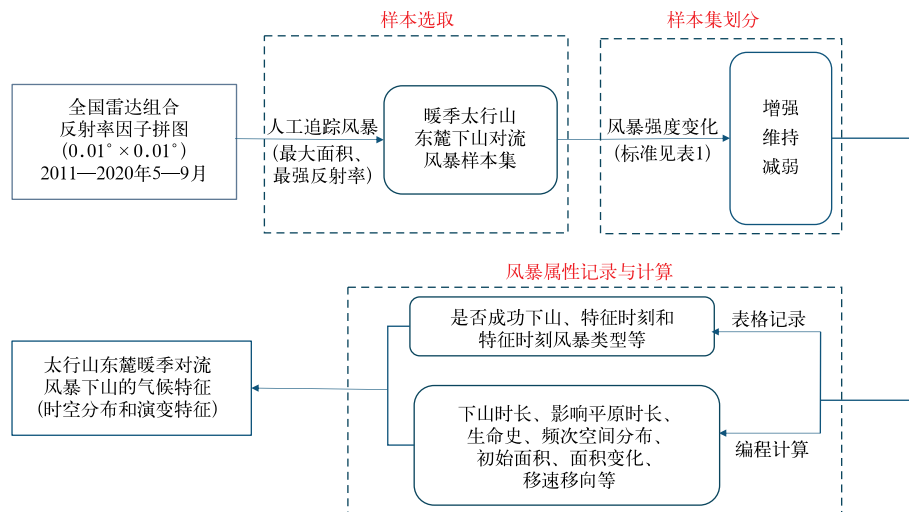


图2 对流风暴下山气候学统计流程图

Fig. 2 Flow chart of climatological statistics of mountain-to-plain convective storms

简称为 ≥ 45 dBz 回波)面积大于 400 km^2 。两个阈值可出现在不同时刻。 400 km^2 的面积阈值设定基于 β 中尺度下限为 20 km (Orlanski, 1975),假定其大致为方形,其面积约为 400 km^2 ,即强度 ≥ 45 dBz 的 β 中尺度对流风暴。选择回波强度较强的对流风暴而非像以往研究那样选择所有强度回波样本,主要是基于以下两方面的考虑:(1)围绕可能对平原造成较严重影响的对流风暴;(2)以往研究表明,尺度较小的孤立对流风暴下山大多衰亡。

1.3.2 样本集划分

根据对流风暴强度变化判定标准(表 1),对比对流风暴下山初始时刻和到达平原时刻的回波强度和面积变化,将暖季太行山东麓对流风暴下山样本集划分为增强型、维持型、减弱型样本子集。反射率因子等级范围是在 Weckwerth et al(2011)的基础上修改,将组合反射率因子等分为 5 个强度等级(表 2),每个等级跨度为 10 dBz 。因为降水回波的反射率因子一般 $\geq 15\text{ dBz}$,全国组合反射率因子数据中的最大值是 65 dBz ,所以回波统计范围为 $15\sim 65\text{ dBz}$ 。根据对流风暴的最大反射率因子划分等级,为避免孤立点的异常极值对等级划分的影响,最大反射率因子设定 16 km^2 面积阈值(Chen et al, 2014)。

表 1 对流风暴强度变化判定标准

Table 1 Criteria for determining storm intensity changes

强度变化	标准
增强	反射率因子等级提高; 反射率因子等级不变, 但 45 dBz 面积增幅 $\geq 400\text{ km}^2$ 或者 10%
维持	反射率因子等级不变且 45 dBz 面积变化未达到 400 km^2 或者 10%
减弱	反射率因子等级降低; 反射率因子等级不变, 但 45 dBz 面积减少 $\geq 400\text{ km}^2$ 或者 10%

表 2 反射率因子等级范围

Table 2 Grade range of reflectivity factor

等级	反射率因子/dBz	备注
1	[15, 25)	16 km^2 为反射率因子强度定级的面积阈值
2	[25, 35)	
3	[35, 45)	
4	[45, 55)	
5	[55, 65)	

1.3.3 对流风暴属性

为尽量保证风暴追踪准确,采用人机交互的风暴追踪方式:首先人工将相邻两个时刻的组合反射

率因子拼图上位置最接近、回波形状最相像的回波区域选定为风暴目标,框定对流风暴每个时刻大致范围(比回波范围大),然后编程对框定范围内的反射率因子 $\geq 35\text{ dBz}$ 的回波(简称为 $\geq 35\text{ dBz}$ 回波)反射率因子强度加权得到风暴质心,进而得到风暴移动路径和移向移速等信息。

(1)成功下山与未成功下山。风暴跨过山地平原交界线且到达平原时回波强度 $\geq 45\text{ dBz}$ 被称为成功下山,反之则为未成功下山。

(2)来源。将总样本分为两类:反射率因子强度 $\geq 45\text{ dBz}$ 、从西侧移动到山顶分界线以东山坡的移来型和反射率因子强度 $< 45\text{ dBz}$ 、在山顶分界线以东新生或增强至 45 dBz 的新生型。值得一提的是,新生风暴有的移动到平原才增强至 45 dBz ,其新生点在平原。

(3)特征时刻。特征时刻指初始、达到平原、结束、最强盛四种状态对应的时间。四种状态的定义如下:①初始:移来型指对流风暴质心跨越山顶分界线;新生型指对流风暴强度首次达到 45 dBz ;②达到平原:回波质心跨越山区平原分界线,对流风暴尺度较大时即使风暴质心未过分界线,但分界线以东的 $\geq 45\text{ dBz}$ 回波面积 $> 400\text{ km}^2$ 也界定为对流风暴跨越分界线;③结束:一般情况下指回波质心移出平原边界(图 1 红色实线);对流风暴质心移出研究区域但滞留在研究区域内的强回波面积仍然较大的情况下,结束界定为滞留在研究区域内的 $\geq 45\text{ dBz}$ 回波面积 $< 400\text{ km}^2$;对流风暴在研究区域内消亡的情形下,结束界定为风暴强度 $< 45\text{ dBz}$ 且未再增强;④最强盛:对流风暴反射率因子强度 $\geq 55\text{ dBz}$ 的回波面积最大。

(4)对流风暴下山时长、影响平原时长和生命史。下山时长为到达平原时刻减去初始时刻。影响平原时长为结束时刻减去到达平原时刻。生命史为结束时刻减去初始时刻。未成功下山的对流风暴不进行下山时长和影响平原时长的计算。

(5)对流风暴移速、来向和面积。对流风暴移速和来向由初始时刻和结束时刻的回波质心位置和两个时刻之间的时间间隔计算得到。来向为风暴移来的方向。对流风暴面积由 $\geq 45\text{ dBz}$ 回波的像素点的面积累加得到。

(6)频次空间分布。将一次过程中所有时刻 $\geq 45\text{ dBz}$ 回波的像素位置标记为 1,其他位置标记为 0,逐次累加,即得到该过程对流风暴活动频次

分布,所有样本累加就得到了对流风暴活动高频区。由于全国雷达组合反射率因子数据的时间分辨率在2016年6月14日之前是10 min,之后为6 min。为保证时间分辨率一致,将2016年6月14日之前的频次乘5/3。

(7)对流风暴类型。对流风暴类型基于 ≥ 35 dBz回波的长轴长度和长短轴比进行划分(Fowle and Roebber, 2003; Chen et al, 2012; Xiao et al, 2017),长轴长度 ≥ 100 km为中尺度对流系统(mesoscale convective system, MCS), < 100 km的为多单体风暴;长短轴比 $\geq 3:1$ 为线性对流风暴, $< 3:1$ 为非线性对流风暴。对流风暴分型如下:多单体非线性(图3a)、多单体线性(图3b)、非线性MCS(图3c)、线性MCS(图3d)。以上MCS类的相邻单体之间边界模糊,还有相当一部分MCS的单体边界清晰、结构分散,被称为分散性MCS(图3e)。借鉴Bluestein and Jain(1985)和Haberlie and Ashley(2018)中识别Broken-line MCS的规则,分散性MCS需满足以下三个条件:①满足上述MCS尺度标准;②具有三个以及三个以上强单体(≥ 45 dBz回波面积 > 16 km²,或 ≥ 35 dBz回波面积 > 40 km²);③相邻单体(以35 dBz为界)间距 < 20 km。为了解初始时刻对流风暴形态、水平尺度对下山成功与否的影响以及风暴类型的变化,对风暴类型进行统计,新生型初

始时刻类型记为新生。

1.4 对流风暴下山不同强度变化示例

图4给出了对流风暴下山不同强度变化(增强型、维持型和减弱型)的典型个例。图4a~4c是2020年6月25日新生对流风暴下山增强过程。18:48(图4a,北京时,下同)对流风暴 ≥ 45 dBz回波面积为30 km²,而前一时刻为12 km²,小于给定阈值16 km²,因此将18:48记为初始时刻;20:06(图4b)对流风暴质心跨过山区平原分界线到达平原;22:36(图4c)对流风暴在研究区域(北京和河北)内 ≥ 45 dBz回波面积为397 km²,小于400 km²阈值,风暴影响结束。初始时刻和到达平原时刻反射率因子等级由4级升至5级,同时 ≥ 45 dBz面积由20 km²增至510 km²,等级提高且 ≥ 45 dBz面积增幅满足 ≥ 400 km²或者10%的标准,所以将该过程判定为下山增强型。

图4d~4f为2011年6月29日线性MCS下山维持过程。从太行山以西移来的对流风暴在19:00(图4d)山顶分界线以东 ≥ 45 dBz回波面积为556 km²,对于移来对流风暴,分界线以东 ≥ 45 dBz回波面积大于400 km²也被界定为对流风暴过分界线,因此19:00为该过程的初始时刻;22:10(图4e)对流风暴在平原分界线以东 ≥ 45 dBz回波面积为

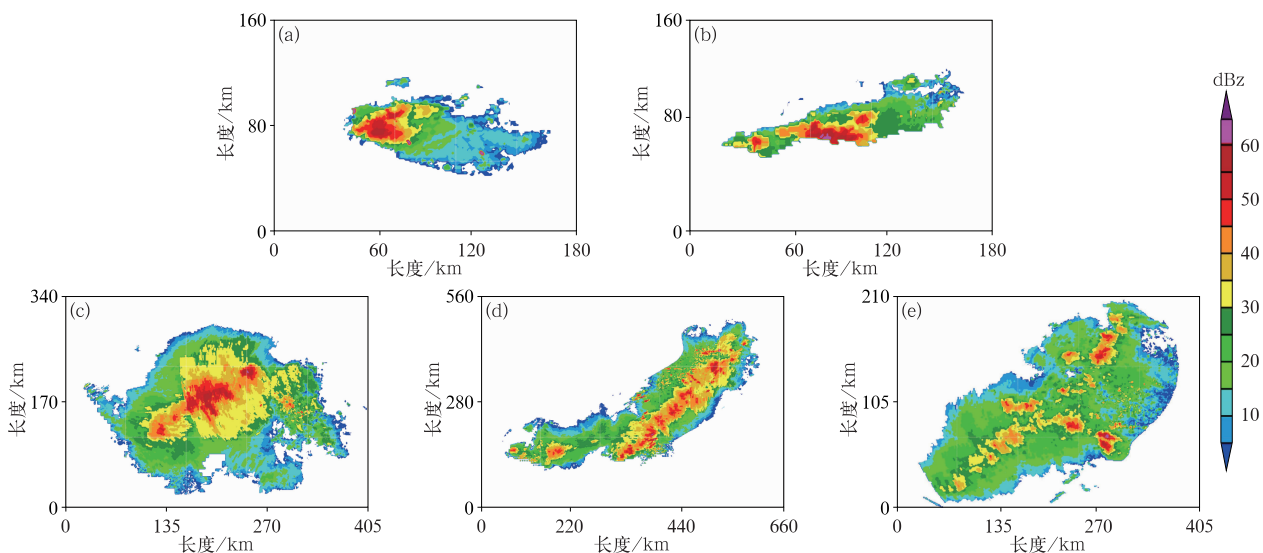
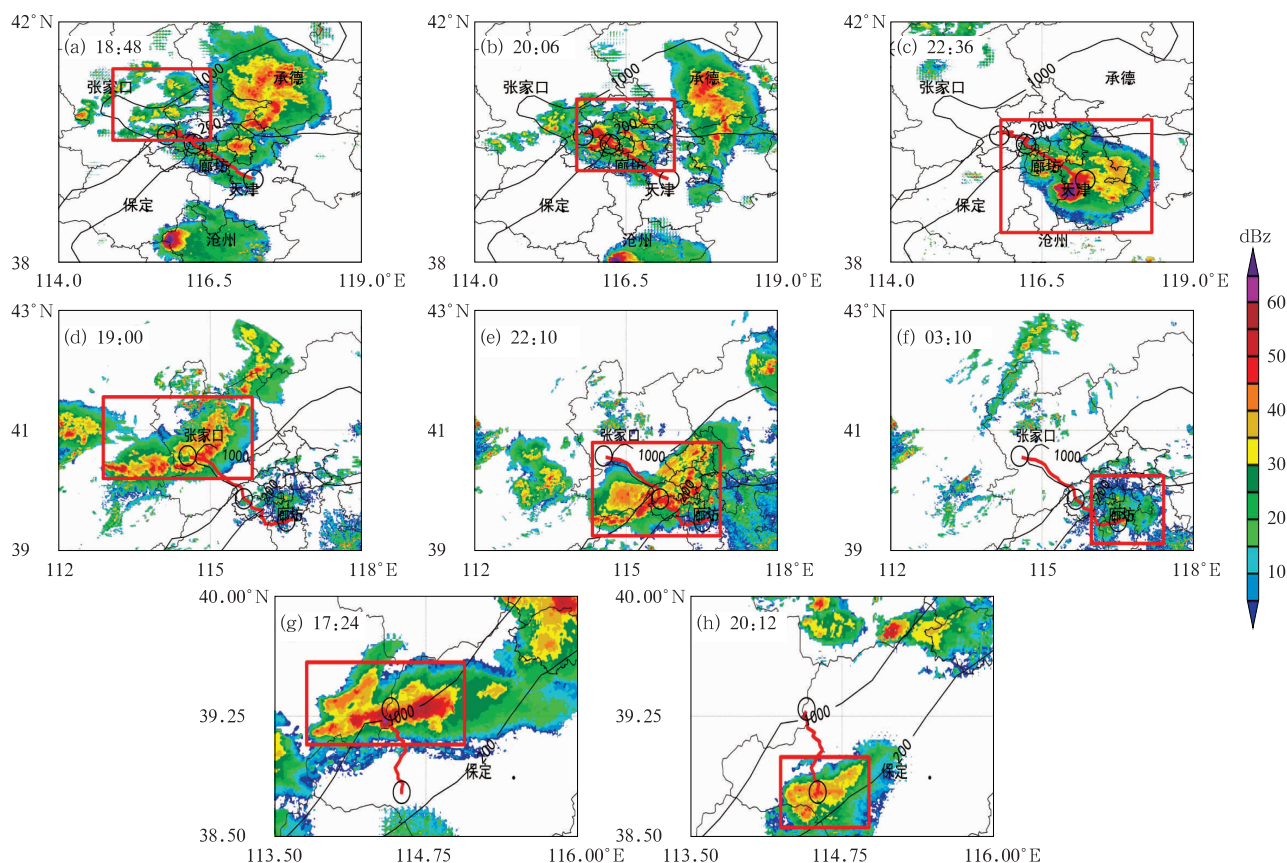


图3 对流风暴类型示例

(a)多单体非线性,(b)多单体线性,(c)非线性MCS,(d)线性MCS,(e)分散性MCS(强单体)

Fig. 3 Schematic diagram of storm types

(a) multicell clusters, (b) multicell line, (c) nonlinear MCS, (d) linear MCS, (e) dispersive MCS (severe cells)



注:红框:对流风暴的位置,红色实线:对流风暴移动路径,红色实线上黑色圆圈:不同时刻对流风暴的质心位置,黑色等值线:200 m 和 1000 m 等高线。

图 4 (a~c)2020 年 6 月 25 日新生对流风暴下山增强个例,(d~f)2011 年 6 月 29 日线性 MCS 下山维持个例,(g,h)2018 年 6 月 18 日线性 MCS 下山减弱个例的对流风暴下山发展演变组合反射率因子拼图
(a,d,g)初始时刻,(b,e)到达平原时刻,(c,f,h)结束时刻

Fig. 4 Composite radar reflectivity factor data mosaics for the development and evolution of the mountain-to-plain convective storms

(a—c) case of the newborn convective storm downhill intensification on 25 June 2020, (d—f) case of the linear MCS downhill maintenance on 29 June 2011, (g, h) case of the linear MCS downhill weakening on 18 June 2018
(a, d, g) initial time, (b, e) time of arrival on the plain, (c, f, h) end time

432 km²,风暴到达平原;对流风暴在平原地区维持 5 h 后,于 03:10(图 4f)衰减至 <45 dBz,即满足 ≥ 45 dBz 回波面积小于 16 km² 且未再增强的结束条件,对流风暴结束。初始时刻和到达平原时刻反射率因子等级均为 5 级,且两个时刻 ≥ 45 dBz 回波面积分别为 1961 km² 和 2100 km²,即面积变化未达到标准,该对流风暴下山强度维持。

图 4g,4h 为 2018 年 6 月 18 日线性 MCS 下山减弱过程。17:24(图 4g)对流风暴通过山顶分界线的 ≥ 45 dBz 回波面积为 493 km²,对流风暴进入太行山东坡;20:12(图 4h)对流风暴在下山过程中 ≥ 45 dBz 回波面积减小到 14 km²,小于 16 km²,对

流风暴影响结束。对流风暴初始时刻反射率因子等级为 5 级, ≥ 45 dBz 回波面积为 685 km²,未能到达平原便消亡,强度变化和面积变化满足减弱标准,则该对流风暴下山减弱。

2 统计结果分析

2011—2020 年 5—9 月期间共筛选出 645 个下山对流风暴样本。由图 5a 可见,在 645 个对流风暴下山样本中增强型的样本数最大,占 63%;减弱型的其次,占 30%;维持型的仅占 7%,表明大多数从太行山东麓下山的对流风暴到平原地区时强度增强

或不变。基于所有反射率因子 ≥ 35 dBz 的对流风暴, Wilson et al(2007)研究结果表明对流风暴下山多消亡,仅少数增强。二者差异显著,是由于本研究的研究对象是比较强的对流风暴。由图 5b 可见,下山的对流风暴大多(79%)为移来型,仅少量为新生型。在太行山东坡新生的对流风暴如果发展到满足本研究的对流风暴标准,大多(77%)下山增强(图 5c),新生型增强占比比移来型高 18%。645 个对流风暴下山样本中,成功下山占比为 86%(图 6a)。新生型成功下山占比为 88%。移来型成功下山占比为 85%(图 6b)。新生型成功下山概率比移来型略高。成功下山是指到达平原的对流风暴强度 ≥ 45 dBz,而下山增强是对比下山初始时刻和达到平原时刻的风暴强度变化得到对流风暴在山坡明显

发展。增强型或维持型的对流风暴一定能够成功下山,减弱型的强对流风暴 55%能够成功下山。

2.1 对流风暴空间分布特征

图 7a 给出了 645 个对流风暴下山样本 ≥ 45 dBz 的强回波频次分布,可以看到石家庄北部近山平原、北京南部为两个显著的高频中心,保定中南部、沧州市西部为两个次高频中心,表明下山对流风暴经常在这些区域汇集或者发展。增强型对流风暴 ≥ 45 dBz 强回波频次分布(图 7b)与图 7a 的分布情况基本一致。维持型对流风暴 ≥ 45 dBz 强回波高频中心位于沧州中西部、保定中南部平原地区和北京南部(图 7c)。减弱型对流风暴 ≥ 45 dBz 强回波高频中心位于在北京西南至保定西部的太行山东坡,

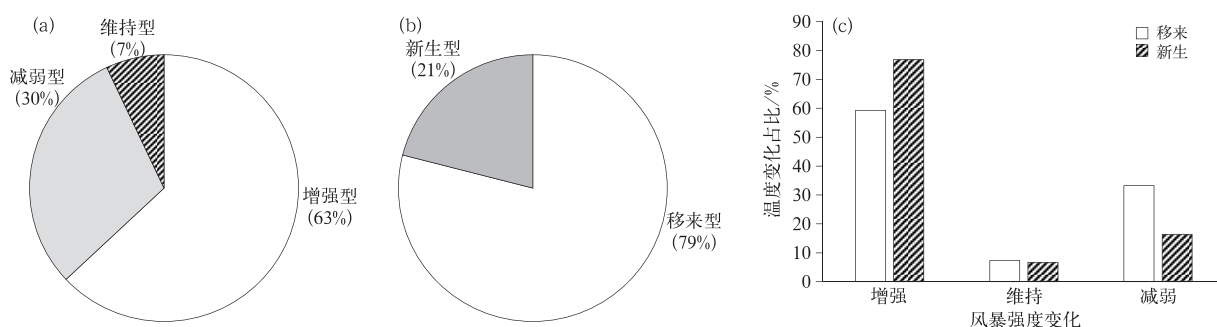


图 5 基于 2011—2020 年全国雷达组合反射率因子拼图得到的太行山东麓下山对流风暴的 (a) 不同强度变化, (b) 不同来源以及 (c) 不同来源的不同强度变化的占比

Fig. 5 The proportion of (a) different intensity changes, (b) different sources, and (c) different intensity changes of different sources of mountain-to-plain convective storms in the eastern foothills of the Taihang Mountains based on the national composite radar reflectivity factor data mosaics between 2011 and 2020

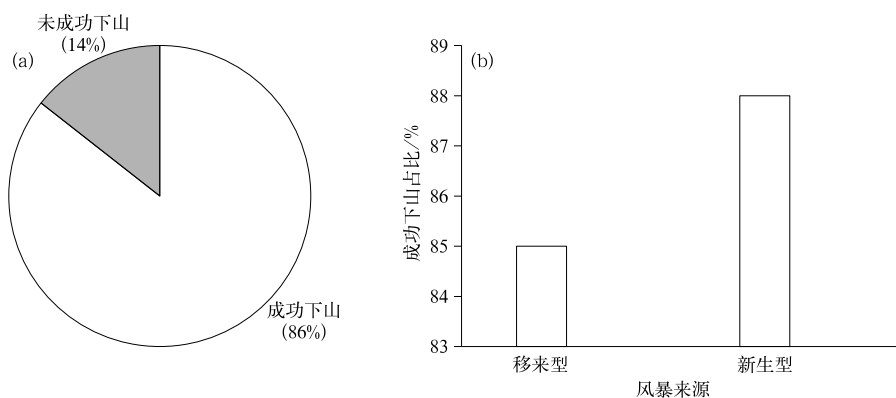


图 6 基于 2011—2020 年全国雷达组合反射率因子拼图得到的太行山东麓下山对流风暴的 (a) 总体和 (b) 不同来源样本的成功下山占比

Fig. 6 The proportion of successful downhill of (a) all and (b) different sources of mountain-to-plain convective storms in the eastern foothills of the Taihang Mountains based on the national composite radar reflectivity factor data mosaics between 2011 and 2020

最高频位于北京西南山区(图7d)。

太行山在石家庄西部为向东开口的喇叭口地形,进入喇叭口的气流辐合加强加上地形强迫气流抬升使得气流上升运动加强(王政宇,1982),有利于此处对流风暴增强和新生。石家庄北部近山平原频次高值中心在喇叭口地形偏北处,山脉高度相对较高且东北—西南走向,与带来暖湿水汽的偏南风 and 偏东风风向垂直,地形抬升作用更强,该解释对于保定中南部频次高值区的形成同样适用。同时,王丽荣等(2013)对于太行山东麓地面辐合线特征的分析表明太行山山麓常年存在的地形辐合线,地形辐合线的抬升作用有利于石家庄和保定附近的风暴增强。将北京南部频次高值中心分成东南部平原和西南部山区两部分。Xiao et al(2017;2019)研究亦得到东南部平原有对流高频中心,该平原高频区的主要成因是北京山区的对流风暴下山路径在北京东南部平原汇聚。北京西南部山区地势高,因此新生型对流风暴频发形成山区高频区(图略)。沧州极高值中心的形成,一方面是由于下山对流风暴路径大多汇聚在沧州西部(图略),另一方面是受到沧州附近的边界层辐合线(孙密娜等,2018)和渤海湾的海锋(梁钊明等,2014)影响。

图8展示了15—23时增强型对流风暴的逐小时频次空间分布。17时前,对流风暴主要在山区活动,17—19时对流风暴下山影响平原地区,高频区位于近山的平原地区,19时之后逐渐向东南发展影响华北地区东部。风暴整体明显从西北向东南传播,分布极其不均匀,最显著的高频区位于沧州西部。15—16时的保定南部山区高频区向石家庄北部平原移动,下山过程中发展加强,在石家庄北部平原形成18—21时高频中心;而17—18时保定中部山区高频区向保定中南部平原移动,下山过程中发展加强,在保定中南部平原形成18—20时高频中心。沧州高频中心活跃时段为20—23时,大多是来自保定和石家庄的对流风暴,在沧州西部大幅增强后向东北方向发展至廊坊南部,而后整体东移减弱。北京南部高频中心20—22时活跃,18时前对流风暴自西北部山区下山,18—19时到达平原,20—22时向东南部平原汇聚并在此加强,与此同时北京西南部山区对流风暴发展迅速,22时后平原和山区对流风暴均向东南方向移动并减弱。

维持型对流风暴(图略)的下山时间较增强型对流风暴晚2~3 h,总体上看,多数对流风暴从石家庄喇叭口地形以北下山,自西北向东南移动,在石家庄喇叭口和沧州西部显著增强。具体演变如下:20—21时高频区位于保定南部山区,21—22时移至石家庄北部平原并在此加强;23—24时保定中部平原局地的高值区或多为新生型风暴,此后石家庄和保定的对流风暴均移至沧州增强形成沧州高频区。沧州南部高值中心还有一个活跃时段在17—18时,是从石家庄南部移来在沧州南部大幅增强的风暴。

减弱型对流风暴(图略)位于北京西南山区的高频区出现在18—20时,几乎静止不动,以风暴原地生消为主。保定西部山区的高频区出现在16—18时,西南部山区的高频区出现在21—23时,保定高频中心相较于北京高频中心弱且分散。

2.2 时间分布特征

2.2.1 月变化

逐月统计下山对流风暴,结果表明(图9):6月和7月风暴下山过程多,但风暴下山减弱的比例相对高,分别为33%和34%。5月和9月风暴下山增强比例大,其中5月高达86%,这或与5月和9月大气斜压性强且高空偏西风较强的环境背景下容易形成组织程度较高的对流风暴相关。

2.2.2 日变化

总体而言,太行山及其以东平原地区对流风暴活动具有显著的日变化特征。由图10黑色实线可得,午后至夜间(15—23时)对流风暴下山事件发生频率高,早晨至正午(06—12时)对流风暴下山事件发生频率低,而一旦山区出现对流风暴,成功下山概率(减弱型占比<10%)很高。山区对流风暴数从正午开始增加,午后至傍晚(15—21时)达到峰值,这与地形强迫和太阳加热密切相关。傍晚至夜间(18时至次日02时)为平原地区受下山对流风暴影响的高频时段。平原峰值相较于山区峰值的滞后与对流风暴由山区向平原地区传播直接相关(王令等,2006;Chen et al,2012;陈明轩等,2014),同时还与平原地区夜间有利的触发机制有关,如山区和平原之间局地次级环流上升支,或东南平原地区的低空西南急流(He and Zhang,2010),以及由惯性震荡导致的夜间边界层急流(李兴生等,1981)。

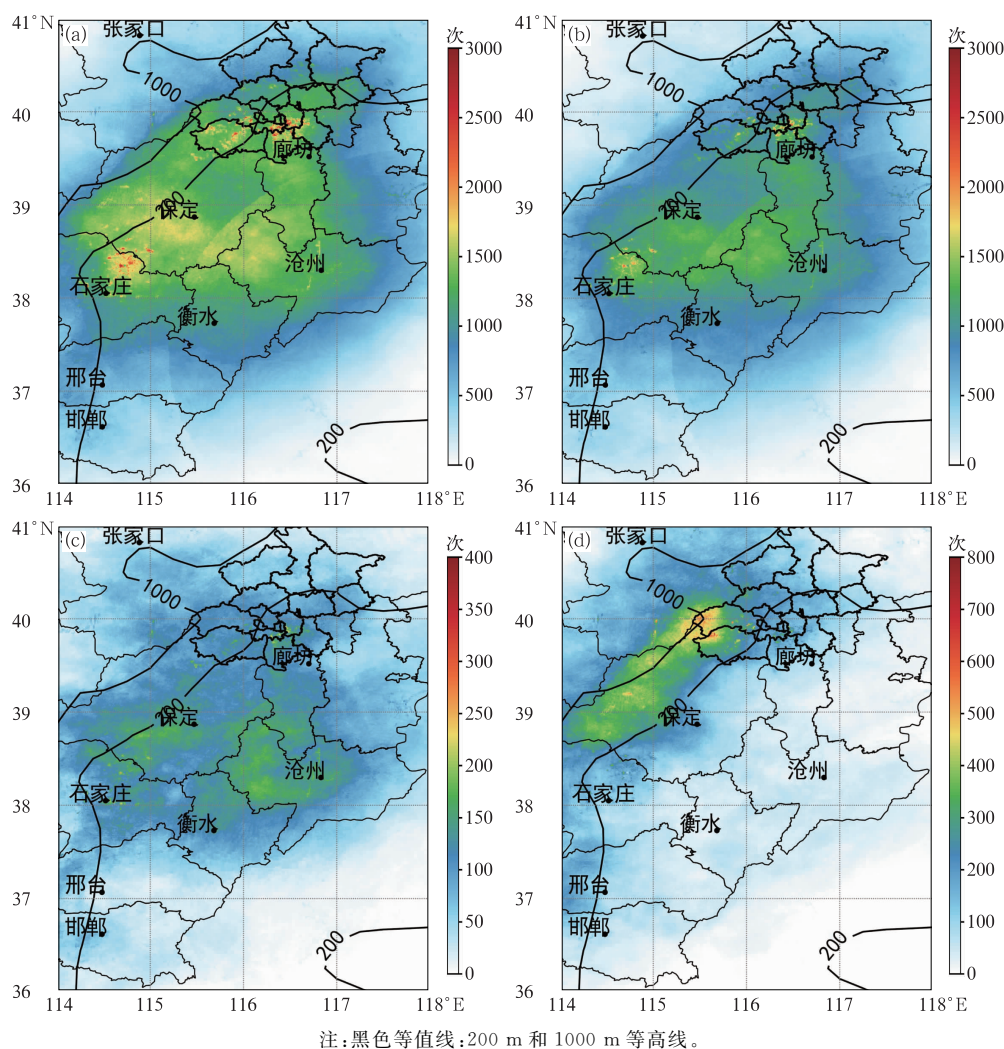


图 7 基于 2011—2020 年全国雷达组合反射率因子拼图得到的太行山东麓下山对流风暴的 (a) 总体, (b) 增强型, (c) 维持型, (d) 减弱型样本的 ≥ 45 dBz 回波频次 (填色) 分布

Fig. 7 Frequency distribution of 45 dBz echoes (colored) for (a) all, (b) strengthened, (c) maintained, (d) weakened samples of mountain-to-plain convective storms in the eastern foothills of the Taihang Mountains based on the national composite radar reflectivity factor data mosaics between 2011 and 2020

2.3 对流风暴移动

图 11 为不同来向的风暴下山样本数和强度变化统计结果。从西北偏西和正西方向下山的雷暴最多, 共占 43%, 来向往南或北偏, 样本数减少, 西南和正北来向的风暴最少 (图 11 黑色实线)。正西来向下山的风暴绝大多数为增强型 (72%), 向南或北偏, 增强型的比例降低, 西北偏北来向的对流风暴增强型比例最低, 低至 57% 以下。

从不同方向下山的风暴下山移速分布 (图 12) 统计表明, 下山对流风暴整体移速较快, 中值和均值都 $> 11 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。正西方向下山的风暴移速最

快, 均值为 $16 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 来向往南或北偏, 对流风暴移速减小。整体而言, 偏西来向的移速比偏北来向的快, 从正北方向下山的风暴移速最慢。进一步统计对比不同方向下山的增强型和减弱型对流风暴的移速 (表 3), 各个方向增强型对流风暴移速均比减弱型快, 从偏西方向 (西南来向至西北偏西来向) 下山的风暴速度差显著, 其中西南偏西方向下两类对流风暴移速均值差达 $4.7 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

2.4 对流风暴类型

由图 13a 可知, 下山初始时刻的对流风暴类型主要为尺度较小的多单体非线性、组织程度较差的

分散性 MCS 和山区新生对流风暴,三者合计占下山对流风暴的 77%。表明初始时刻下山风暴大多尺度不大或组织程度不高。将初始时刻和最强盛时刻不同风暴类型的样本数进行对比,线性 MCS、非线性 MCS 样本数分别由 57 个、30 个增加至 215 个、111 个,增幅分别为 2.8 倍和 2.7 倍。分散性 MCS 和多单体非线性样本数则分别由 130 个、232 个

减少至 71 个、190 个,样本数有不同程度减小,表明风暴下山过程中,对流风暴的水平尺度显著增大且组织性加强。

从不同类型风暴下山的强度变化(图 13b)可以看出,新生对流风暴、分散 MCS 下山增强概率显著高于均值,分别为 77%、72%;而非线性 MCS 和线性 MCS 中虽然增强型占比相对较小,分别为 50%、

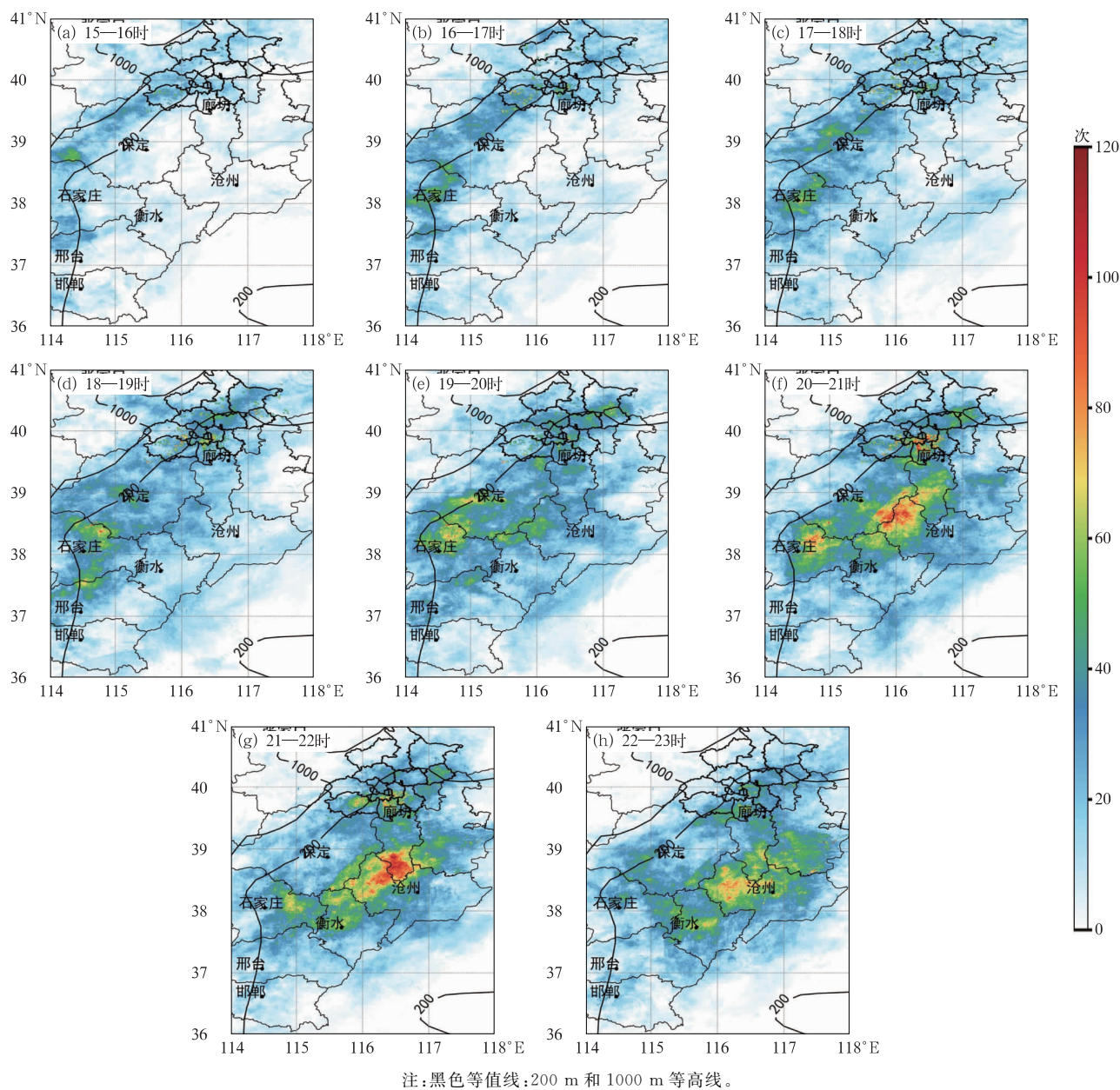


图 8 基于 2011—2020 年全国雷达组合反射率因子拼图得到的太行山东麓增强型对流风暴 15—23 时逐小时的 45 dBz 回波频次分布

Fig. 8 Frequency distribution of hourly 45 dBz echoes from 15:00 BT to 23:00 BT for the strengthened convective storms moving down the mountains in the eastern foothills of the Taihang Mountains based on the national composite radar reflectivity factor data mosaics between 2011 and 2020

53%,但是成功下山概率高,分别为93%、91%。这

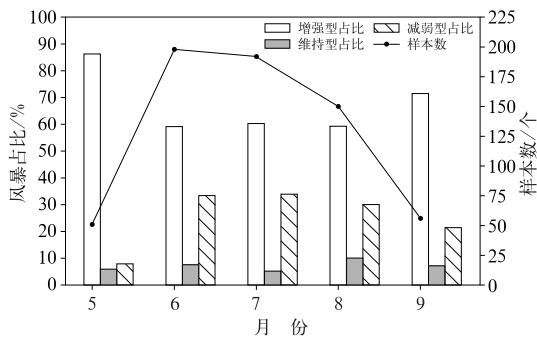


图9 基于2011—2020年全国雷达组合反射率因子拼图得到的太行山东麓下山对流风暴的样本数(右侧坐标)和增强型、维持型和减弱型样本占比(左侧坐标)的月变化

Fig. 9 Monthly variation in the number of samples (right coordinate) and the proportion of strengthened, maintained and weakened samples (left coordinate) of mountain-to-plain convective storms in the eastern foothills of the Taihang Mountains based on the national composite radar reflectivity factor data mosaics between 2011 and 2020

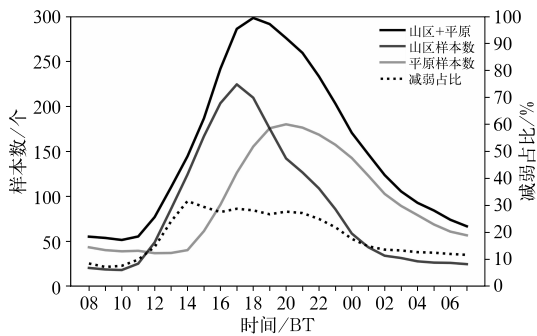


图10 基于2011—2020年全国雷达组合反射率因子拼图得到的太行山东麓下山对流风暴的样本数(左侧坐标)和减弱占比(右侧坐标)的日变化

Fig. 10 Daily changes in the number of samples (left coordinate) and the weakened proportion (right coordinate) of mountain-to-plain convective storms in the eastern foothills of the Taihang Mountains based on the national composite radar reflectivity factor data mosaics between 2011 and 2020

是因为组织性较差的对流风暴在下山过程中如果减弱,则其中超过一半(51%)难以下山到达平原地区;而自身尺度很大、组织性很好的强对流风暴即使下山减弱,也大多(77%)会影响平原地区。

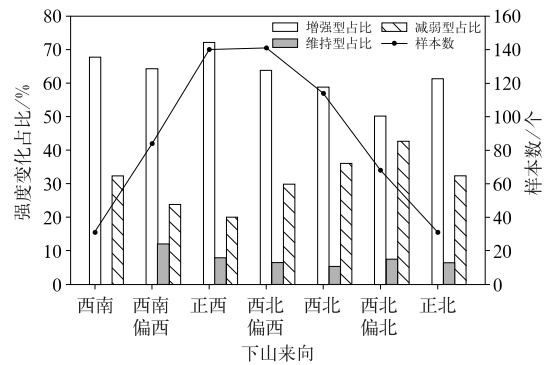
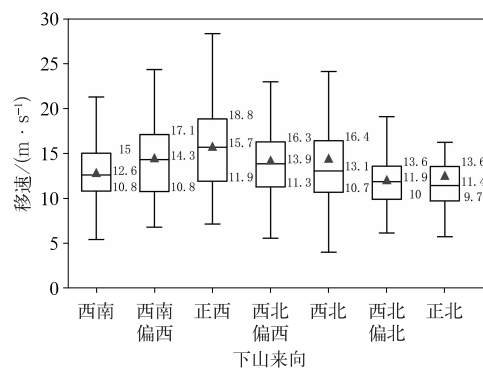


图11 基于2011—2020年全国雷达组合反射率因子拼图得到的太行山东麓不同来向下山的对流风暴的增强型、维持型以及减弱型占比(左侧坐标)和样本数(右侧坐标)

Fig. 11 The proportions of the strengthened, maintained and weakened samples (left coordinate) and the number of samples (right coordinate) of the mountain-to-plain convective storms from different directions in the eastern foothills of the Taihang Mountains based on the national composite radar reflectivity factor data mosaics between 2011 and 2020



注:箱内线:中位数,实心三角形:平均值。

图12 基于2011—2020年全国雷达组合反射率因子拼图得到的太行山东麓不同方向下山的对流风暴的移动速度箱线图
Fig. 12 Boxplots of the moving velocities of mountain-to-plain convective storms from different directions in the eastern foothills of the Taihang Mountains based on the national composite radar reflectivity factor data mosaics between 2011 and 2020

图 14 展示了不同初始类型风暴的生命史分布, 整体而言, 下山对流风暴平均生命史都较长。从生命史中值来看, 同等形态下的 MCS 比多单体的生

命史长 0.7~1.3 h。尺度相当的情况下, 线性对流风暴生命史比非线性长 0.2~0.8 h。可见下山对流风暴的尺度和形态对其生命史有重要影响。

表 3 基于 2011—2020 年全国雷达组合反射率因子拼图得到的太行山东麓不同方向下山的增强型和减弱型对流风暴的移动速度均值分布(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

Table 3 Moving velocity distribution of strengthened and weakened convective storms moving from different directions in the eastern foothills of the Taihang Mountains based on the national composite radar reflectivity factor data mosaics between 2011 and 2020 (unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

类型	西南	西南偏西	正西	西北偏西	西北	西北偏北	正北
增强型	13.1	15.6	16.5	14.4	15.4	12.3	12.6
减弱型	12.4	10.9	13.2	13.9	12.6	11.8	12.4

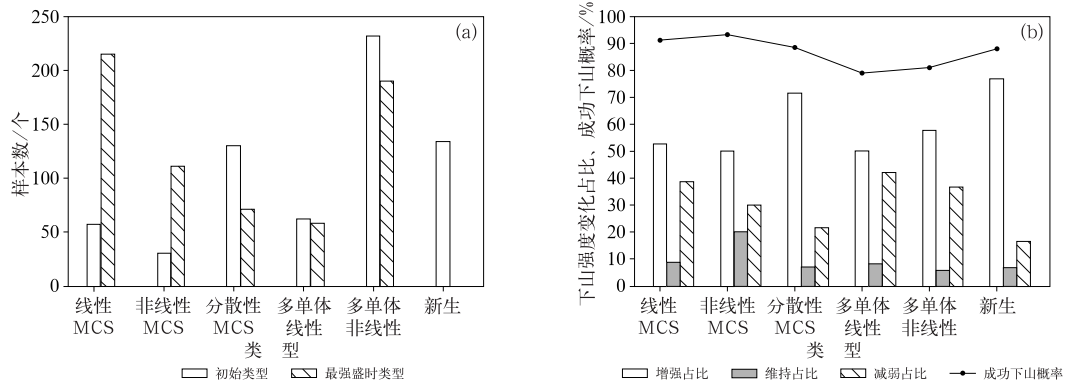
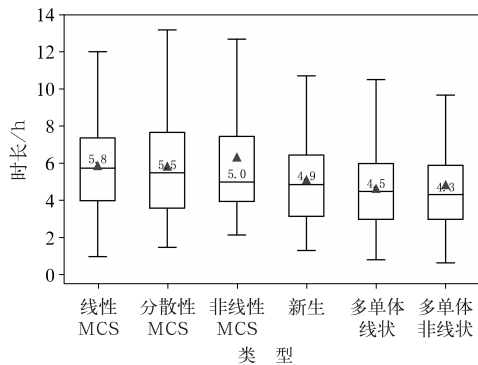


图 13 基于 2011—2020 年全国雷达组合反射率因子拼图得到的太行山东麓不同风暴类型的下山对流风暴的(a)样本数、(b)下山强度变化占比和成功下山概率

Fig. 13 (a) The number of samples, (b) percentage of different intensity changes and probability of successfully arriving at the plain of mountain-to-plain convective storms for different storm types in the eastern foothills of the Taihang Mountains based on the national composite radar reflectivity factor data mosaics between 2011 and 2020



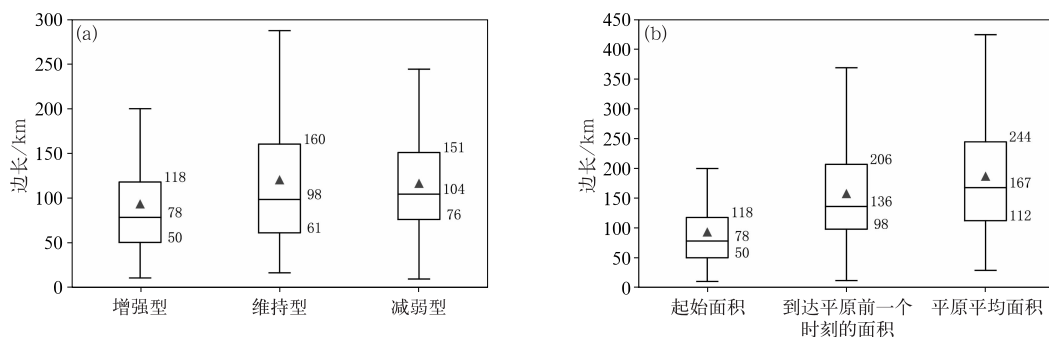
注:箱内线:中位数,实心三角形:平均值。

图 14 基于 2011—2020 年全国雷达组合反射率因子拼图得到的太行山东麓不同初始风暴类型的下山对流风暴的持续时长箱线图

Fig. 14 Boxplots of the duration of mountain-to-plain convective storms of different initial storm types in the eastern foothills of the Taihang Mountains based on the national composite radar reflectivity factor data mosaics between 2011 and 2020

2.5 对流风暴面积和持续时间

由图 15a 可见,增强型对流风暴初始面积最小,维持型和减弱型对流风暴的初始面积接近。增强型样本的初始面积最小,表明初始时刻增强型对流风暴大多尺度不大,这与 2.4 节中得到的初始时刻水平尺度 100 km 以下的对流风暴在下山过程中水平尺度显著增大、组织性加强的高发统计结果对应。增强型对流风暴在下山过程中尺度显著增大,到达平原之前对流风暴面积可扩展到初始面积的约 3 倍,到达平原后对流风暴在平原地区的平均面积可以达到初始面积的约 4.6 倍(图 15b)。下文统计表明,增强型的对流风暴下山用时大多为 1~2 h,可见增强型对流风暴下山过程中面积急剧增大, ≥ 45 dBz 回波面积增幅可以作为对流风暴下山增强的预警指标之一。同时增强型对流风暴在平原的面积增幅也很大,说明到达平原后还在继续增强,因此对流风暴在



注:纵坐标数字指示以该数为边长的正方形面积,箱内线:中位数,实心三角形:平均值。

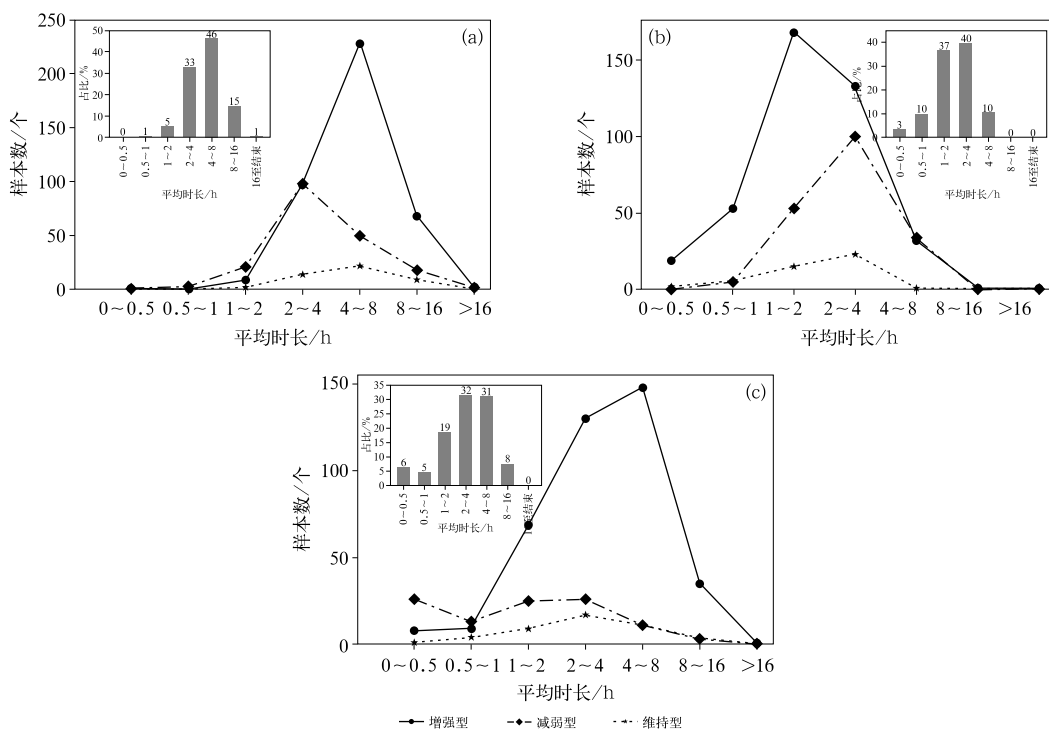
图 15 基于 2011—2020 年全国雷达组合反射率因子拼图得到的太行山东麓下山对流风暴

中(a)不同强度变化样本的初始面积和(b)增强型样本发展过程中的面积变化箱线图

Fig. 15 Boxplots of (a) the initial area distribution of mountain-to-plain convective storms with different intensity changes and (b) area changes during the development of the strengthened samples of mountain-to-plain convective storms in the eastern foothills of the Taihang Mountains based on the national composite radar reflectivity factor data mosaics between 2011 and 2020

山坡的强度变化可作为预测其平原发展情况的依据之一。

对不同强度变化的对流风暴生命史(图 16a)进行统计可得,增强型和维持型对流风暴生命史大多



注:所有样本占比显示在小框内。

图 16 基于 2011—2020 年全国雷达组合反射率因子拼图得到的太行山东麓

不同强度变化的下山对流风暴(a)生命史,(b)下山时长,(c)影响平原时长

Fig. 16 (a) Lifetime, (b) duration of going downhill, (c) duration of impact on the plain of mountain-to-plain convective storms with different intensity changes in the eastern foothills of the Taihang Mountains based on the national composite radar reflectivity factor data mosaics between 2011 and 2020

在4~8 h,减弱型对流风暴生命史大多在2~4 h。生命史>4 h的对流风暴下山大多(76%)增强。减弱型对流风暴生命史>4 h的占比仅为37%。从图16b可见,增强型对流风暴下山大多用时1~2 h,而维持型和减弱型对流风暴用时多为2~4 h,表明下山用时短的对流风暴下山增强的概率高。由图16c,增强型对流风暴影响平原时长多为4~8 h,减弱型对流风暴影响平原时长在1~4 h,维持型对流风暴影响平原时长约在2~4 h。在平原地区持续4~8 h的对流风暴的风暴类型以线性MCS(47%)和非线性MCS(30%)为主。

3 结论与讨论

基于组合反射率因子,对2011—2020年中国太行山(含北京燕山)东麓暖季(5—9月)下山的对流风暴进行了统计分析,得到如下结论:

(1)本研究筛选的645个暖季太行山区对流风暴下山过程中大多(63%)增强,且多由西侧移来(79%),还有少部分(21%)在山坡新生;86%的对流风暴能成功下山影响平原地区。

(2)从保定市中部山区和北京西南部山区下山的对流风暴相对较多,下山对流风暴 ≥ 45 dBz回波存在石家庄市北部近山平原、北京南部两个高频中心,保定中南部、沧州市西部两个次高频中心,不同高频中心的活跃时段不同,不同强度变化类型的高频活动中心不同,增强型的对流风暴达到平原的时间较其他型早2~3 h。

(3)6月和7月从太行山东麓下山的对流风暴最多,但增强型比例相较其他月份低,5月和9月下山对流风暴样本虽少但绝大部分下山增强。下山对流风暴活动有明显的日变化特征,午后至夜间(15—23时)对流风暴下山事件频发,早晨至正午(06—12时)下山的对流风暴少,但90%下山增强或维持;17时山区对流风暴最为活跃,18时至次日02时为平原地区受下山对流风暴影响的高频时段。

(4)对流风暴强度变化与移速大小和来向有关,正西方向下山的对流风暴样本数最多,增强型比例最高且移速最快;下山过程中对流风暴结构多向MCS发展;水平尺度大于100 km并且结构密实的对流风暴更容易成功下山;增强型风暴下山过程中面积急速增大,到达平原前一时刻面积增加约2倍,平原地区风暴平均面积为初始面积的约4.6倍;下

山对流风暴的尺度和形态对其生命史有重要影响,增强型的对流风暴在平原地区可持续4~8 h,在山区停滞时间过长(大于2 h)的对流风暴下山维持或减弱的概率更大。

本研究选择对平原地区影响较大的、较强的下山对流风暴作为研究对象进行统计研究,目的是揭示下山对流风暴的时空特征和演变的统计规律,为后续机理研究提供事实基础。下一步将根据环境条件的统计特征对对流风暴下山的影响因子进行深入分析。

参考文献

- 陈明轩,高峰,孔荣,等,2010.自动临近预报系统及其在北京奥运期间的应用[J].应用气象学报,21(4):395-404. Chen M X, Gao F, Kong R, et al, 2010. Introduction of auto-nowcasting system for convective storm and its performance in Beijing Olympics meteorological service[J]. J Appl Meteor Sci, 21(4):395-404(in Chinese).
- 陈明轩,王迎春,高峰,等,2014.雷达气候研究进展及其在城市区域强天气临近预报中的应用[J].气象科技进展,4(5):30-41. Chen M X, Wang Y C, Gao F, et al, 2014. An overview of progresses in radar climatology and its prospective applications in nowcasting severe weather over urban regions[J]. Adv Meteor Sci Technol, 4(5):30-41(in Chinese).
- 陈双,王迎春,张文龙,等,2011.复杂地形下雷暴增强过程的个例研究[J].气象,37(7):802-813. Chen S, Wang Y C, Zhang W L, et al, 2011. Intensifying mechanism of the convective storm moving from the mountain to the plain over Beijing Area[J]. Meteor Mon, 37(7):802-813(in Chinese).
- 樊利强,王迎春,陈明轩,2009.利用雷达资料反演方法对北京地区一次强对流天气过程的分析[J].气象,35(11):9-16, 161. Fan L Q, Wang Y C, Chen M X, 2009. Analysis of a severe convective storm event in Beijing using the thermodynamical retrieval method of radar data[J]. Meteor Mon, 35(11):9-16, 161(in Chinese).
- 黄荣,2012.北京地区雷暴下山增强的特征分析及个例研究[D].北京:中国气象科学研究院. Huang R, 2012. Features of intensifying thunderstorms moving down from the mountains and case study in Beijing[D]. Beijing: Chinese Academy of Meteorological Sciences(in Chinese).
- 李兴生,叶卓佳,刘林勤,1981.夜间低空急流的分析研究[J].大气科学,5(3):310-317. Li X S, Ye Z J, Liu L Q, 1981. An analytical research on the lower nocturnal jet[J]. Sci Atmos Sin, 5(3):310-317(in Chinese).
- 梁钊明,高守亭,王东海,等,2014.京津冀地区与海风锋相互作用的对流系统的发展预判分析[J].气象学报,72(1):116-132. Liang Z M, Gao S T, Wang D H, et al, 2014. Analysis of the development prognosis of the convective systems interacting with sea breeze front in the Beijing-Tianjin-Hebei Region[J]. Acta Meteor

- Sin, 72(1):116-132(in Chinese).
- 潘赫拉, 许东蓓, 陈明轩, 等, 2020. 天气雷达气候学研究新进展[J]. 干旱气象, 38(6):887-894. Pan H L, Xu D B, Chen M X, et al, 2020. An overview of progresses on weather radar climatology [J]. J Arid Meteor, 38(6):887-894(in Chinese).
- 苏德斌, 2013. 华北暴雨对流初生的雷达气候学特征及其可预报性研究[D]. 北京:中国科学院大学. Su D B, 2013. Radar climatological characteristics and predictability of incipient rainstorm convection in North China[D]. Beijing: University of Chinese Academy of Sciences(in Chinese).
- 孙继松, 杨波, 2008. 地形与城市环流共同作用下的 β 中尺度暴雨 [J]. 大气科学, 32(6):1352-1364. Sun J S, Yang B, 2008. Meso- β scale torrential rain affected by topography and the urban circulation[J]. Chin J Atmos Sci, 32 (6):1352-1364(in Chinese).
- 孙靖, 程光光, 2017. 北京城区热动力条件对雷暴下山后强度的影响 [J]. 高原气象, 36(1):207-218. Sun J, Cheng G G, 2017. Influence of thermal and dynamical conditions over Beijing City Area on strength of down-to-hill thunderstorms[J]. Plateau Meteor, 36(1):207-218(in Chinese).
- 孙密娜, 王秀明, 胡玲, 等, 2018. 华北一次暖区暴雨雷暴触发及传播机制研究[J]. 气象, 44(10):1255-1266. Sun M N, Wang X M, Hu L, et al, 2018. Study on initiation and propagation mechanism of a warm-sector torrential rain in North China[J]. Meteor Mon, 44(10):1255-1266(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).
- 王丽荣, 刘黎平, 王立荣, 等, 2013. 太行山东麓地面辐合线特征分析 [J]. 气象, 39(11):1445-1451. Wang L R, Liu L P, Wang L R, et al, 2013. Analysis of surface convergence line features in the eastern side of Taihang Mountain[J]. Meteor Mon, 39 (11):1445-1451(in Chinese).
- 王令, 丁青兰, 陈明轩, 等, 2006. 北京地区夏季对流风暴雷达气候的研究[C]//中国气象学会雷达气象学与气象雷达委员会第二届学术年会文集. 合肥:中国气象学会:29. Wang L, Ding Q L, Chen M X, et al, 2006. Research on radar climate of summer convective storm in Beijing area[C]//Proceedings of the Second Academic Annual Meeting of the Radar Meteorology and Meteorological Radar Committee of the Chinese Meteorological Society, Hefei: Chinese Meteorological Society:29(in Chinese).
- 王政宇, 1982. 喇叭口地形对降水的作用[J]. 气象, 8(1):17-18. Wang Z Y, 1982. The effect of bell mouth topography on precipitation[J]. Meteor Mon, 8(1):17-18(in Chinese).
- 肖现, 陈明轩, 高峰, 等, 2015. 弱天气系统强迫下北京地区对流下山演变的热动力机制[J]. 大气科学, 39(1):100-124. Xiao X, Chen M X, Gao F, et al, 2015. A thermodynamic mechanism analysis on enhancement or dissipation of convective systems from the mountains under weak synoptic forcing[J]. Chin J Atmos Sci, 39 (1):100-124(in Chinese).
- 肖现, 王迎春, 陈明轩, 等, 2013. 基于雷达资料四维变分同化技术对北京地区一次下山突发性增强风暴热动力机制的模拟分析[J]. 气象学报, 71(5):797-816. Xiao X, Wang Y C, Chen M X, et al, 2013. A mechanism analysis of the thermo-dynamical field of a suddenly intensifying storm from mountains in the Beijing Area with the radar data 4DVar[J]. Acta Meteor Sin, 71(5):797-816 (in Chinese).
- 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. Yu X D, Zhou X G, Wang X M, 2012. The advances in the nowcasting techniques on thunderstorms and severe convection[J]. Acta Meteor Sin, 70(3):311-337(in Chinese).
- 周康辉, 郑永光, 王婷波, 2021. 利用深度学习融合 NWP 和多源观测数据的闪电落区短时预报方法[J]. 气象学报, 79(1):1-14. Zhou K H, Zheng Y G, Wang T B, 2021. Very short-range lightning forecasting with NWP and observation data: a deep learning approach[J]. Acta Meteor Sin, 79(1):1-14(in Chinese).
- Bluestein H B, Jain M H, 1985. Formation of mesoscale lines of precipitation; severe squall lines in Oklahoma during the spring[J]. J Atmos Sci, 42(16):1711-1732.
- Carbone R E, Tuttle J D, Ahijevych D A, et al, 2002. Inferences of predictability associated with warm season precipitation episodes [J]. J Atmos Sci, 59(13):2033-2056.
- Chen M X, Wang Y C, Gao F, et al, 2012. Diurnal variations in convective storm activity over contiguous North China during the warm season based on radar mosaic climatology[J]. J Geophys Res: Atmos, 117(D20):D20115.
- Chen M X, Wang Y C, Gao F, et al, 2014. Diurnal evolution and distribution of warm-season convective storms in different prevailing wind regimes over contiguous North China[J]. J Geophys Res: Atmos, 119(6):2742-2763.
- Corfidi S F, Meritt J H, Fritsch J M, 1996. Predicting the movement of mesoscale convective complexes[J]. Wea Forecasting, 11(1):41-46.
- Fabry F, Meunier V, Treserras B P, et al, 2017. On the climatological use of radar data mosaics: possibilities and challenges[J]. Bull Am Meteor Soc, 98(10):2135-2148.
- Fowle M A, Roebber P J, 2003. Short-range (0-48 h) numerical prediction of convective occurrence, mode, and location[J]. Wea Forecasting, 18(5):782-794.
- Haberlie A M, Ashley W S, 2018. A method for identifying midlatitude mesoscale convective systems in radar mosaics. Part I: segmentation and classification[J]. J Appl Meteor Climatol, 57 (7):1575-1598.
- He H Z, Zhang F Q, 2010. Diurnal variations of warm-season precipitation over Northern China[J]. Mon Wea Rev, 138(4):1017-1025.
- Letkewicz C E, Parker M D, 2011. Impact of environmental variations on simulated squall lines interacting with terrain[J]. Mon Wea Rev, 139(10):3163-3183.
- Newton C W, 1950. Structure and mechanism of the prefrontal squall

- line[J]. *J Meteor*, 7(3):210-222.
- Orlanski I, 1975. A rational subdivision of scales for atmospheric processes[J]. *Bull Am Meteor Soc*, 56(5):527-530.
- Saltikoff E, Friedrich K, Soderholm J, et al, 2019. An overview of using weather radar for climatological studies; successes, challenges, and potential[J]. *Bull Am Meteor Soc*, 100(9):1739-1752.
- Weckwerth T M, Wilson J W, Hagen M, et al, 2011. Radar climatology of the COPS region[J]. *Quart J Roy Meteor Soc*, 137(S1):31-41.
- Weckwerth T M, Bennett L J, Miller L J, et al, 2014. An observational and modeling study of the processes leading to deep, moist convection in complex terrain[J]. *Mon Wea Rev*, 142(8):2687-2708.
- Wilson J W, Chen M X, Wang Y C, et al, 2007. Nowcasting thunderstorms for the 2008 Summer Olympics[C] // Preprints, 33rd Conf. on Radar Meteorology. Cairns; Amer Meteor Soc.
- Wilson J W, Feng Y R, Chen M, et al, 2010. Nowcasting challenges during the Beijing Olympics; successes, failures, and implications for future nowcasting systems[J]. *Wea Forecasting*, 25(6):1691-1714.
- Xiao X, Sun J Z, Chen M X, et al, 2017. The characteristics of weakly forced mountain-to-plain precipitation systems based on radar observations and high-resolution reanalysis[J]. *J Geophys Res: Atmos*, 122(6):3193-3213.
- Xiao X, Sun J Z, Chen M X, et al, 2019. Comparison of environmental and mesoscale characteristics of two types of mountain-to-plain precipitation systems in the Beijing Region, China[J]. *J Geophys Res: Atmos*, 124(13):6856-6872.
- Zheng Y G, Chen J, Chen M X, et al, 2007. Statistic characteristics and weather significance of infrared TBB during May—August in Beijing and its vicinity[J]. *Chin Sci Bull*, 52(24):3428-3435.
- Zhou K H, Zheng Y G, Dong W S, et al, 2020. A deep learning network for cloud-to-ground lightning nowcasting with multisource data[J]. *J Atmos Oceanic Technol*, 37(5):927-942.

(本文责编:何晓欢)