

王莹,董畅,易笑园,等,2021.天津城区一次 γ 中尺度短时暴雨的热动力环境分析[J].气象,47(4):398-411. Wang Y, Dong C, Yi X Y, et al, 2021. The thermal and dynamic environmental field analysis of a meso- γ scale short-time rainstorm in Tianjin[J]. Meteor Mon, 47(4):398-411(in Chinese).

天津城区一次 γ 中尺度短时暴雨的热动力环境分析*

王莹¹ 董畅¹ 易笑园¹ 王艳春¹ 张文龙² 徐梅³

1 天津市气象台,天津 300074

2 北京城市气象研究院,北京 100089

3 天津市气象信息中心,天津 300074

提 要: 利用睿图-短期预报子系统的精细化预报结果、地面加密自动站、多普勒雷达、FY-4A 卫星的逐 5 min 可见光云图以及北京探空等资料,对 2018 年 7 月 22 日发生在天津城区的一次突发性 γ 中尺度短时暴雨的热动力环境进行了详细分析。结果表明:此次暴雨发生在 500 hPa 副热带高压控制范围内,是由城区孤立风暴造成的一次局地强降水过程,具有范围小(不足 20 km)、生命史短(1~2 h)、雨强大($62.4 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$)、中尺度边界层环境复杂等特点。暴雨是在上游降水系统的冷池边界还远离天津城区时,由城市热岛、上游冷池出流前的边界层弱冷空气、系统性东北风和午后逐渐形成的中尺度海风共同作用造成的。下垫面水平热力差异及地表能量平衡的结果导致天津中心城区形成较为显著的热岛效应,热岛强度达 $2 \sim 4^\circ\text{C}$,与热岛效应伴随的城市热岛暖低压的形成与发展导致城区形成中尺度辐合中心。上游降水产生的中尺度高压(上游降水区)和天津城市热岛暖低压(下游非降水区)之间的气压梯度导致冷池前沿形成了一支超越冷池出流边界而率先到达天津城区的一支北风,这支边界层弱冷空气与系统性东北风、海风在城市热岛暖低压作用下均向城区汇合,进一步增强了城区辐合中心的强度及维持时间。垂直方向上,沿城区的纬向、经向分别形成了两个方向相反的、非对称的中尺度次级环流,其上升支正好位于天津城区。上游冷池出流前中尺度锋区东移造成的水汽集中以及热岛效应伴随的局地热量累积使城区逐渐发展为高湿高能区,且垂直方向上不稳定度增强,为局地暴雨的发生提供了有利的中尺度环境条件。

关键词: γ 中尺度短时暴雨,城市热岛,冷池,海风,中尺度辐合中心

中图分类号: P458

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2021.04.002

The Thermal and Dynamic Environmental Field Analysis of a Meso- γ Scale Short-Time Rainstorm in Tianjin

WANG Ying¹ DONG Chang¹ YI Xiaoyuan¹ WANG Yanchun¹ ZHANG Wenlong² XU Mei³

1 Tianjin Meteorological Observatory, Tianjin 300074

2 Beijing Institute of Urban Meteorology, Beijing 100089

3 Tianjin Meteorological Information Center, Tianjin 300074

Abstract: In this paper, RMAPS-ST prediction results, Doppler weather radar data, surface dense automatic station data were used to analyze a localized sudden short-term meso- γ scale rainstorm which occurred in Tianjin on 22 July 2018. Results show that the rainstorm was a local heavy precipitation process

* 国家自然科学基金项目(41575049)、中国气象局预报员专项(CMAYBY2020-008)和天津市气象局科研项目(201916bsj02、202013zdxm06)共同资助

2020 年 3 月 21 日收稿; 2021 年 2 月 25 日收修定稿

第一作者:王莹,主要从事强对流天气预报研究. E-mail:caicai8081@163.com

通讯作者:易笑园,主要从事天气预报预警技术及中小尺度灾害天气的机理研究. E-mail:yixy123@sina.com

caused by an isolated urban storm which occurred within the control range of 500 hPa subtropical high. It featured a small range (less than 20 km), a short life circle (1–2 h), severe precipitation intensity ($62.4 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$) and complex mesoscale boundary layer environment. The rainstorm happened when the boundary of the cold pool of the upstream precipitation system was still far from the urban area of Tianjin, and it was induced by the combined action of the urban heat island, the weak cold air ahead of the outflow of the upstream cold pool, the systematic northeast wind, and the mesoscale sea breeze which gradually formed in the afternoon. The result of the underlying surface horizontal thermal difference and the corresponding surface energy balance contributed to the formation of significant heat island effect in downtown Tianjin with $2\text{--}4^\circ\text{C}$ heat island intensity, and consequently, the formation and development of the urban heat island warm low pressure accompanied by the heat island effect led to the formation of a mesoscale convergence center in the downtown. Moreover, the pressure gradient between the mesoscale high pressure generated by the upstream precipitation (upstream precipitation area) and the warm low pressure in downtown Tianjin (downstream non-precipitation area) resulted in a northern wind branch, which surpassed the outflow boundary of the cold pool and reached the urban area of Tianjin in advance. This weak cold air in the boundary layer combined with the systematic northeast wind and sea breeze, and converged towards the urban area under the effect of the urban island warm low pressure, which further enhanced the intensity and maintenance time of the urban convergence center. Two asymmetric mesoscale secondary circulations were formed along the vertical direction of the urban area in zonal and meridional directions with ascending branch located in the downtown area of Tianjin. The local heat accumulation accompanied by the heat island effect and the water vapor concentration caused by eastbound migration of mesoscale frontal area, jointly caused the development of local high humidity and energy region in downtown and the increment of vertical instability, which provided favorable mesoscale environmental conditions for the occurrence of the short-time local rainstorm.

Key words: meso- γ scale short-time rainstorm, urban heat island, cold pool, sea breeze, mesoscale convergence center

引言

局地暴雨(特别是短历时强降水)是华北地区夏季常见的灾害性天气,常常造成城市瞬时积涝,从而给交通、生命、财产安全带来严重威胁。这类暴雨具体表现为突发性强、降水强度大、局地性强等特点,它们通常受大尺度天气系统制约下的中小尺度系统影响。由于受到观测条件和资料分辨率的限制,我们对此类中小尺度暴雨系统的结构以及演变机理的认识仍然不足,预报的难度也较大(孙继松和杨波,2008)。近年来,因局地暴雨给城市带来的社会影响和危害往往更为显著,因而该地区的局地暴雨预报更需要重视。

京津冀地区西面为太行山,东面环渤海,地理位置特殊。该地区中小尺度暴雨的发生发展除了与大尺度背景有关外,更与局地中尺度环境关系密切。

在弱天气系统控制下,该地区边界层中可同时存在海陆风、山谷风、城市热岛环流及其明显的耦合效应,从而形成该区域复杂的低层大气环流特征(刘树华等,2009)。前人研究表明,该地区局地暴雨的触发和增强常常与海陆风环流(何群英等,2011;易笑园等,2014)、偏东风(吴庆梅等,2015;尉英华等,2019)、雷暴出流(陈明轩和王迎春,2012;黄荣等,2012;靳振华等,2019;徐姝等,2019)、城市热岛环流(孙继松和舒文军,2007;郑祚芳和任国玉,2018)以及地形(符娇兰等,2017)等有关,它们既可以单独作用触发对流,也可以相互影响共同触发对流,其在华北地区的相互作用可归结为海风环流和雷暴出流、雷暴出流和偏东风、城市热岛和海风环流、地形和海陆风环流相互作用等几种常见的形式。

雷暴出流可以和海风环流前部的海风锋碰撞,并在碰撞交叉处形成雷暴天气(王彦等,2014;刘彬贤等,2015)。除了海风锋外,偏东风也可以和雷暴

出流共同触发并增强对流,王婷婷等(2011)分析了北京干、湿雷暴形成的环境物理条件,发现下游新生雷暴单体能否发展很大程度上取决于有没有偏东风和上游冷池出流形成辐合线。张楠等(2018)、陶局等(2019)和雷蕾等(2020)在随后的研究中均证实了这一点,上游冷池的辐散气流与低层入流相遇后可在降水区下游触发新的雷暴或使原有对流维持及加强。尉英华等(2019)研究了渤海西岸边界层偏东风的垂直结构和温湿特性,认为 0.6 km 以下偏东风风速辐合强迫产生的上升气流是 γ 中尺度对流单体重要触发机制,同时也提出了强降水冷池出流与不断增强的暖湿偏东入流可以相互作用,从而使对流系统得以维持。此外,海风环流和城市热岛也常常存在相互作用,共同影响夏季降水过程(于恩洪等,1987;刘树华等,2009;黄利萍等,2013;苗峻峰,2014),这对于沿海城市对流的发展和增强非常重要。城市热岛效应能造成局地热力不均,并进一步形成地面中尺度辐合线,当海风锋与该辐合线相遇时,辐合上升运动明显加强,在不稳定天气形势条件下便可触发局地不稳定能量的释放(东高红等,2013;2015)。当这几种局地中尺度环流共同存在时, γ 中尺度暴雨还可以由冷池出流、山谷风环流、热岛环流以及环境风的共同作用造成,比如 Li et al (2017)通过研究北京城区一次孤立暴雨的触发过程,认为与上游山区持续性降水产生的冷池所伴随的中高压可以促使北风超越冷池出流先抵达北京城区附近,并与由白天地形约束下的谷风以及大尺度西南风共同形成的偏南风形成强烈辐合,热岛的持续作用使得辐合进一步增强并突破逆温层,从而引

发城区强降水。

前人对于天津地区突发性的 γ 中尺度暴雨研究目前还较少(东高红等,2013),学者们大多选取的是区域性降水中出现局地暴雨的个例,而且很少有学者同时考虑上游冷池、城市热岛效应和海风环流等边界层中尺度系统相互作用触发暴雨的过程,再加上往往受到资料分辨率的限制,预报员对该地区 γ 中尺度暴雨的认识还远远不足。因此,本文选取 2018 年 7 月 22 日发生在天津城区的一次典型 γ 中尺度短时暴雨过程,利用睿图-短期预报子系统(RMAPS-ST)的精细化预报结果、分钟级地面自动站资料、多普勒雷达资料、FY-4A 卫星的逐 5 min 可见光云图以及北京探空资料,详细分析此次过程的热动力环境条件及触发机制,希望加深预报员对这类突发性局地暴雨的认识,从而有助于提高大城市暴雨的预报预警能力。

1 天气过程概述

1.1 降水实况

2018 年 7 月 22 日 12—14 时(北京时,下同),天津城区突发了一次小范围的局地短时暴雨过程,降水过程中伴有弱雷电活动,无破坏性大风和冰雹等其他强对流天气。其中,有 3 个自动站累积降水量超过 60 mm,达到暴雨量级。其中,最大降水量出现在天津城市气候监测站,为 64 mm(图 1),最大小时雨强为 $62.4 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$,出现在天津站。从暴雨站的逐 5 min 降水演变来看,降水主要发生在

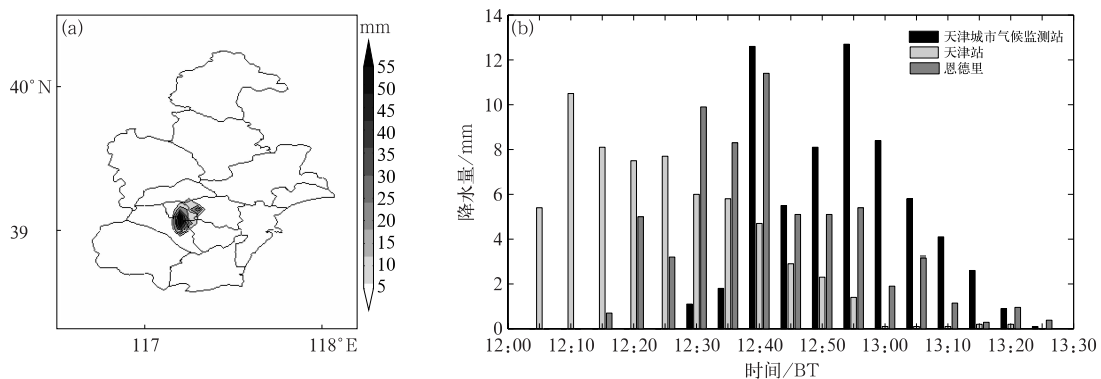


图 1 2018 年 7 月 22 日 12—14 时(a)地面加密自动站累积降水量分布, (b)暴雨站逐 5 min 降水量变化

Fig. 1 Distribution of accumulated precipitation from surface dense automatic stations (a), 5 min precipitation at three heavy rain stations (b) from 12:00 BT to 14:00 BT 22 July 2018

12—13 时,5 min 降水量最大可达 12.7 mm,13:10 后对流趋于消散,生命史短暂。

1.2 环流背景

从当天 08 时的中尺度分析图(图 2a)可以看出,500 hPa 等压面上形势为“西低东高”,副热带高压(以下简称副高)脊线位于华北—黄淮一带,西伸脊点达到河套中部,强度较强,台风安比在江浙一带登陆并沿副高外围向西北方向移动。天津处于副高内部高温高湿的环境中,其外围有高空槽活动,其中 850 hPa 低槽已东移至天津上游的河北西北部至北京一带,并给该地区带来了持续性降水天气。地面

图上,天津处于弱的气压场中,受入海高压底部偏东风影响,风力较小,同时在南部还存在东北风和偏南风的辐合线,天气晴朗闷热。

08 时北京探空图(图 2b)显示,对流层中下层为“上干下湿”的条件不稳定层结,从相应的强对流参数(表 1)可以看出,850 hPa 比湿达 $17.3 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$,大气整层可降水量(PW)达 52.3 mm,同时具备较高的对流不稳定能量(CAPE)和较小的对流抑制能量(CIN),沙氏指数(SI)和抬升指数(LI)都为负值,水汽和不稳定条件均较好,有一定的对流潜势。抬升凝结高度(LFC)和自由对流高度(LCL)都较低,对流的能较易触发。

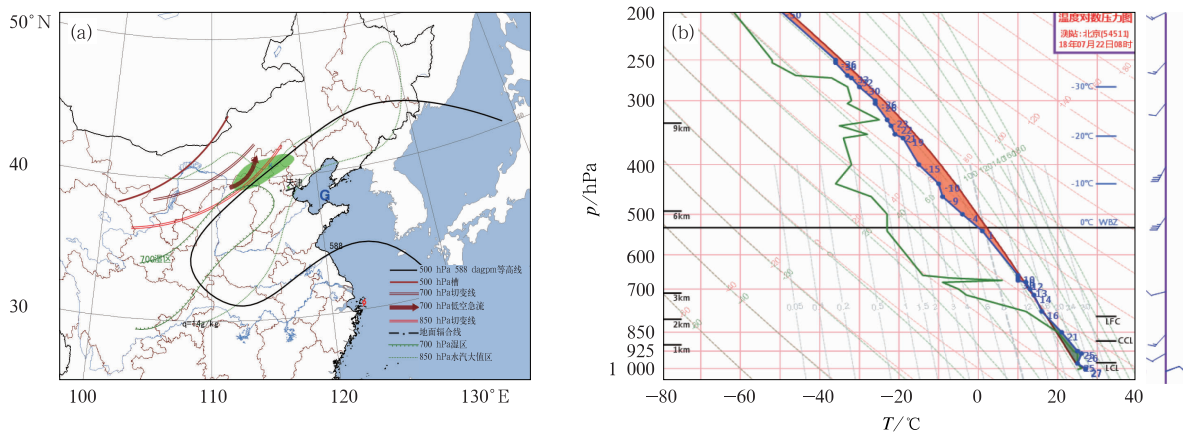


图 2 2018 年 7 月 22 日 08 时(a)华北地区中尺度分析图和(b)北京探空图
Fig. 2 Mesoscale analysis figure of North China (a), Beijing radiosonde figure (b) at 08:00 BT 22 July 2018

表 1 2018 年 7 月 22 日 08 时北京探空强对流参数

Table 1 Convection parameters of Beijing radiosonde at 08:00 BT 22 July 2018

参数	CAPE /($\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$)	CIN /($\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$)	LI/ $^{\circ}\text{C}$	SI/ $^{\circ}\text{C}$	K/ $^{\circ}\text{C}$	PW/mm	850 hPa 比湿 /($\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$)	LFC /hPa	LCL /hPa	对流温度 / $^{\circ}\text{C}$
值	1035.3	89.4	-3.6	-4.4	27.0	52.3	17.3	791	975	33.8

2 中尺度系统的观测分析

2.1 雷达回波特征

在整个降水过程中选取三个典型时刻分析此次局地暴雨的雷达回波演变。从图 3 中可以看到,11:54 初生单体仅在一个体扫的时间内就迅速发展为不小于 50 dBz 的高强对流单体(图 3a),沿图 3a 中 AB 线的剖面上强回波呈直立状态,伸展高度达 14 km,无明显回波倾斜和悬垂特征(图 3d)。随后在

一个小时内,回波持续发展加强,范围由城区扩大至环城四区,强度也不断增强,12:42 达到最强,中心强度维持在 50~55 dBz(图 3b),回波向上伸展至 15 km 以上,同时水平尺度也扩大至 5 km(图 3e)。13:18 时,对流趋于消散,回波强度和高度迅速下降(图 3c, 3f)。在此期间,位于天津上游地区的北京沿太行山一带始终存在降水回波,且处于不断减弱的趋势。因此,由此次过程的雷达回波特征和自动站雨量可以看出,这是一次典型的受中小尺度系统影响的 γ 中尺度暴雨过程,具有范围小(不足 20 km)、生命史短(1~2 h)、雨强大($62.4 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$)的特点。

2.2 可见光云图特征

从 FY-4A 卫星可见光云图上可以看到,11 时

(图 4a),河北—北京沿太行山一带一直有东北—西南走向的对流云带维持(蓝色椭圆),其前侧有一条狭窄的、与雷暴母体间有明显晴空区相隔的弧状对

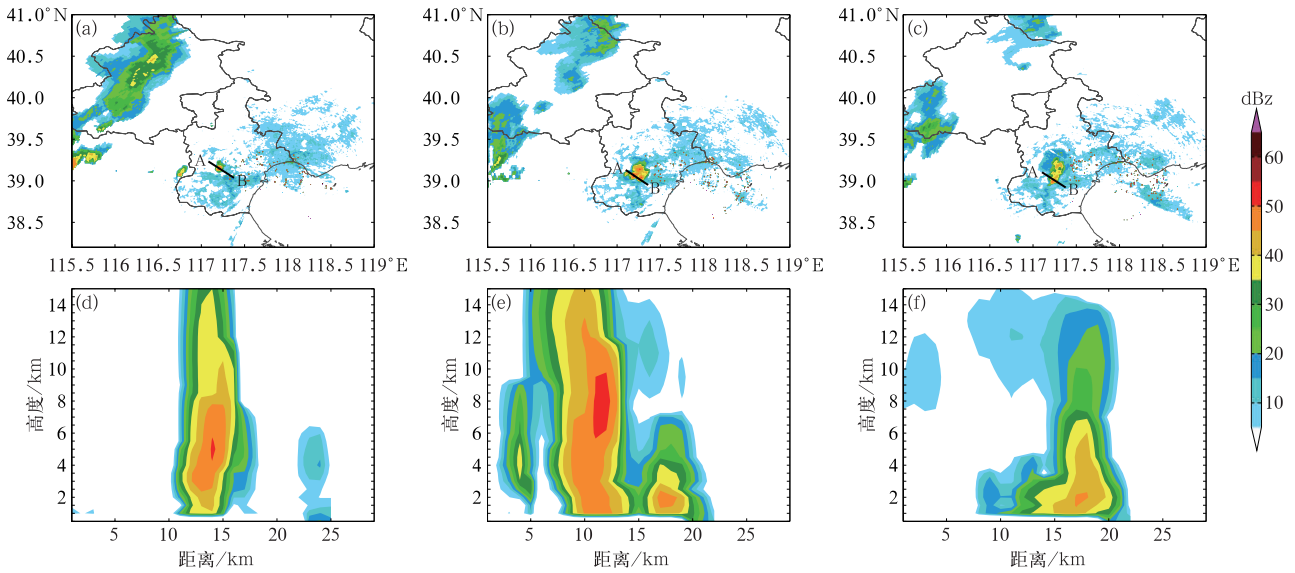


图 3 2018 年 7 月 22 日 (a,d)11:54, (b,e)12:42, (c,f)13:18 塘沽多普勒雷达 (a,b,c)组合反射率因子分布及(d,e,f)沿 AB 线的垂直剖面

Fig. 3 Distribution of composite reflectivity (a, b, c) and cross-sections along line AB (d, e, f) of Tangu Doppler Radar at 11:54 BT (a, d), 12:42 BT (b, e), 13:18 BT (c, f) 22 July 2018

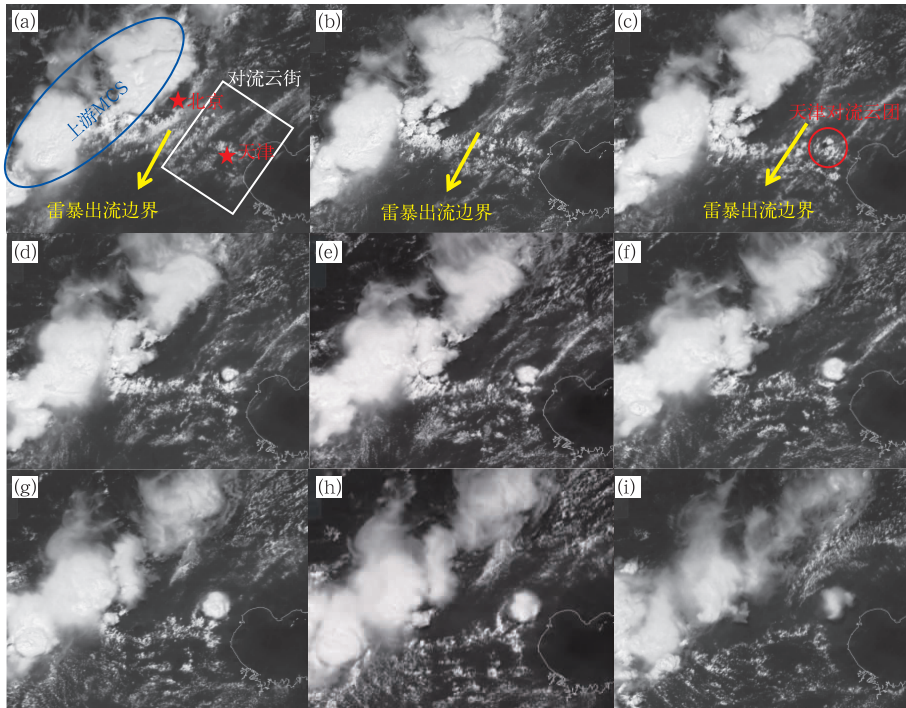


图 4 2018 年 7 月 22 日 11—14 时 FY-4A 卫星可见光云图

(a)11:00, (b)11:45, (c)11:53, (d)12:15, (e)12:30, (f)12:45, (g)13:00, (h)13:30, (i)14:00 (蓝色椭圆:上游中尺度对流系统,黄色箭头:雷暴出流边界,白色方框:对流云街,红色圆圈:天津城区对流云团)

Fig. 4 Visible cloud image of FY-4A satellite from 11:00 BT to 14:00 BT 22 July 2018

(a) 11:00 BT, (b) 11:45 BT, (c) 11:53 BT, (d) 12:15 BT, (e) 12:30 BT,

(f) 12:45 BT, (g) 13:00 BT, (h) 13:30 BT, (i) 14:00 BT

(blue ellipse: upstream mesoscale convective system, yellow arrow: thunderstorm outflow boundary, white box: convective cloud street, red circle: convective cloud cluster over urban area of Tianjin)

流云线(即雷暴流出边界,黄色箭头)逐渐东移,弧状云线的后部表征了上游持续性降水产生的冷池。11:00—11:53(图 4a~4c),上游弧状云线持续东移,并因脱离母体而逐渐减弱消失。此时,天津城区有一孤立对流云团开始形成并快速发展。从 11:53 的云图上(图 4c)可以看到,对流云团开始形成时,上游降水区的出流边界距其尚有一定距离,也就是说,天津城区的强对流云团是在上游降水系统的中尺度边界还远离天津城区时触发的,此中尺度边界对天津城区的降水不具备直接接触作用。12:15—13:00(图 4d~4g),对流云团快速发展并达到最强,云团结构密实,轮廓清晰,且有明显的暗影,对流发展非常旺盛。13:30(图 4h),对流开始消散,整个暴雨云团维持的时间仅一个多小时。

此外,从云图中还可以看到北京—天津一带存在多条互相平行的呈东北—西南走向的积云线(图 4a白色方框内),它与低层西南暖湿气流方向一

致,表征该地区大气层结不稳定而且水汽充足,可以间接反映城市下垫面加热的不均匀性(Kropfli and Kohn,1978)。

2.3 地面加密自动站特征

从 11 时地面加密自动站的温度场分布(图 5a)可以看出,天津城区(黑色圆圈)出现了温度达 36°C 的局地孤立高温中心,比周围郊区温度高 2°C 左右,形成了较明显的城市热岛。在上游北京山区,由于持续性降水的缘故近地面形成了温度仅 22°C 左右的冷池,冷池前缘伴有温度密集带,上游降水区和下游非降水区形成了中尺度锋区。此外,白天太阳辐射下海陆下垫面差异导致天津东部的渤海湾温度仅约为 26°C。于是在整个近地面温度场上自西北向东南形成了“冷—暖—冷”的空间分布特征,下垫面水平温度梯度极其显著。

在与 2 m 温度对应的海平面气压场上(图 5b),

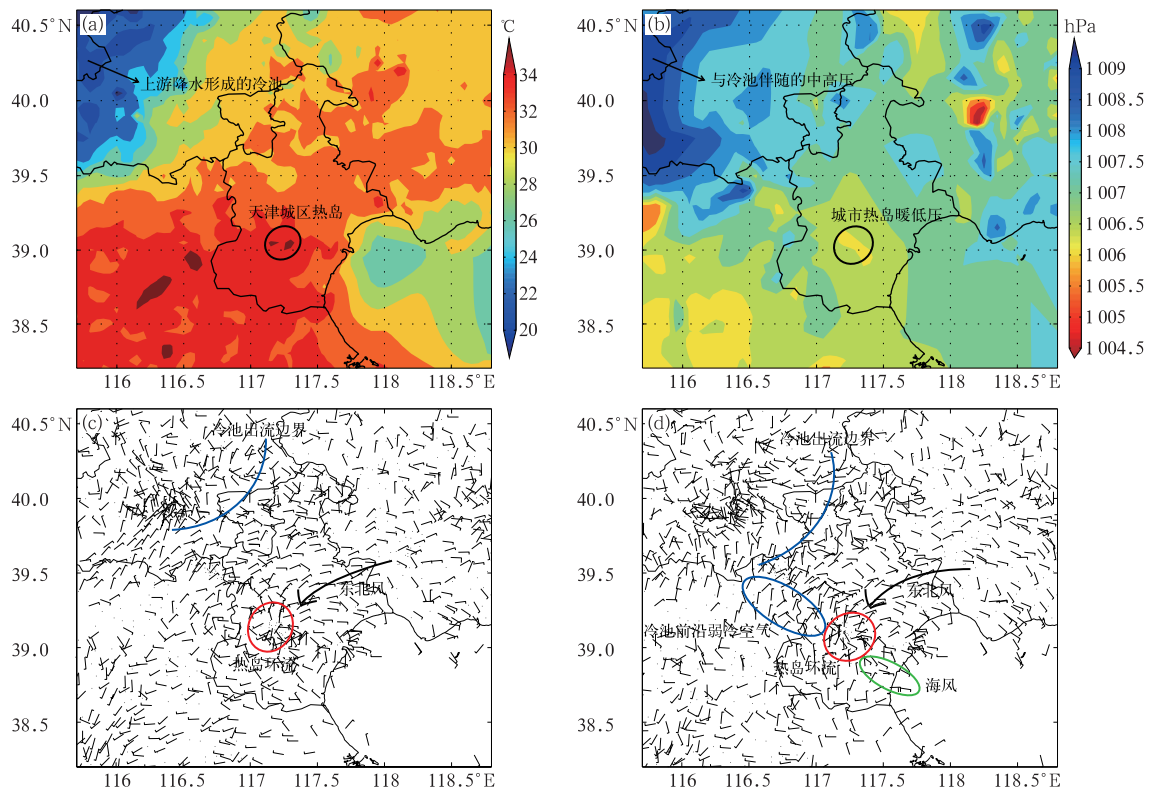


图 5 2018 年 7 月 22 日地面加密自动站 11 时(a)2 m 温度场、(b)海平面气压场,以及(c)10 时、(d)11 时风场(风羽)
 (图 5a 黑色圆圈为天津城区,图 5b 黑色圆圈为城市热岛暖低压;图 5c、5d 中红色圈为
 中尺度辐合中心,图 5d 蓝色圈为弱西北风,绿色圈为中尺度海风)

Fig. 5 The 2 m temperature field (a), sea level pressure field (b) at 11:00 BT; wind field (barb) at 10:00 BT (c) and 11:00 BT (d) observed from surface dense automatic stations on 22 July 2018
 (Black circle in Fig. 5a is urban area of Tianjing; black circle in Fig. 5b is warm low pressure of city island;
 red circles in Figs. 5c and 5d are mesoscale convergence centers, respectively;
 in Fig. 5d, blue circle is weak northwesterly and green circle is mesoscale sea wind)

与热岛对应的天津城区形成了城市热岛暖低压(黑色圆圈),与上游冷池对应的北京山区则形成了中高压。从降水前 1~2 h 地面自动站风场的演变来看(图 5c,5d),10 时在天津城区,城市热岛暖低压的作用导致中心城区形成了明显的热岛环流,表现为尺度约 30 km 左右的中尺度辐合中心(红色圈),此时来自上游降水区的冷池出流边界仍位于北京地区。11 时(图 5d),冷池出流边界东移至京津交界处,且在出流边界尾端的前部,出现了一支弱的西北风(蓝色圈),这支西北风并非冷池出流,它从上游冷池扩散出来并位于冷池边界前,实际上是上游降水造成的中高压促使北风超越冷池出流边界而形成的一支边界层弱冷空气;同时,在天津东部沿海地区出现了具有日变化特征的中尺度海风(绿色圈),冷池前沿的边界层弱冷空气、系统性东北风、中尺度海风进一步向天津中心城区汇合,从而使城区的中尺度辐合中心维持和加强。

因此,从以上分析可以看出,城区的局地暴雨与城市热岛、冷池前沿弱冷空气、系统性东北风、海风以及它们辐合形成的中尺度辐合中心有直接的关系。为进一步分析此次暴雨发生的中尺度热动力环境,下文将用睿图-短期预报子系统的精细化模拟结果来具体分析。

3 热动力环境场及对流发展过程

3.1 睿图模式简介及检验

对于这次短时暴雨过程,欧洲中期数值预报(ECMWF)模式、GRAPES-GFS、GRAPES-3 km 以及天津本地的中尺度模式 TJWRF 等几种常用的业务数值模式均没有预报出来,只有北京的 RMAPS-ST 模式预报出了这次过程,表现优于其他模式(图略)。睿图模式是北京城市气象研究院研发的快速更新的多尺度分析和预报系统,是已经业务化的区域中尺度数值预报系统,也是华北区域最具代表性的中尺度数值模式,预报性能较好。本文利用其短期预报子系统(RMAPS-ST)的模拟结果进行分析。该系统同化了地面自动站、京津冀雷达反射率因子和径向风等资料,采用水平分辨率分别为 9 km 和 3 km 的两重嵌套网格,垂直方向按等 σ 位面分为不等间距的 49 层,其中边界层 2 km 以下加密设置 12 层,起报时间为 2018 年 7 月 22 日 05 时,积分时间为 25 h,预报结果逐小时输出。睿图模式产品能

为降水环境的分析提供密集的空间场,从而可以捕捉到天气系统许多高时空分辨率的物理特征,能很好地弥补垂直探测资料的不足,是研究中小尺度系统的有力工具。

图 6a~6c 为 RMAPS-ST 预报的 22 日 10—12 时逐小时降水,可以看到其很好地预报出了这次短时暴雨过程,落区和强度与实况基本完全吻合,但它预报的城区降水于 10 时开始,强降水时段主要为 10—11 时,而实况则为 12—13 时,预报的降水时间比实况提前了 2 h。将 RMAPS-ST 预报的对流发生前的地面温度场、风场及相应的气压场(图 6d~6f)和实况(图 5)作对比可以发现,RMAPS-ST 能较好地预报出中心城区的城市热岛以及城市热岛暖低压,风场上也能较好地反映出自动站中出现的城市热岛环流以及位于天津市区的中尺度辐合中心等关键系统。

那为什么预报的降水时间比实况提前了 2 h 呢?从模式预报的风场上可以看出,模式预报的上游冷池、冷出流的强度比实况强,出流边界东移的速度也偏快,且模式并未区分出冷池出流和冷池前沿的边界层弱冷空气,而是表现为大范围较强的西北气流(以下称其为冷池出流);另外,RMAPS-ST 预报的 08 时风场上就已经出现海风,而实况中却是随着水平热力差异增大在降水前一小时才逐渐形成。整体来看,模式预报的动力场比实况偏强,因而提早触发了对流,导致预报的降水时间比实况提前了 2 h。因此,虽然 RMAPS-ST 造成了降水时间的提前,但对于降水强度、落区以及影响降水关键系统的把握大体上仍是准确的,因此,可以基于模式预报结果详细分析此次过程。

3.2 动力环境分析

从模式预报的水平风场上来看,如图 6d,6e 所示,08—09 时,冷池出流、东北风和海风同时向天津城区汇合,形成了覆盖天津中南部地区的低层风场辐合,并在天津城区形成了尺度约 20~30 km 的中尺度辐合中心。

从垂直方向上看,低层环流场同样表现出了独特的垂直结构(图 7)。从图 7a 可以看出,09 时在城区以西有一支下沉辐散气流(红色圆圈),这是上游降水系统形成的下沉气流,此处 500 m 高度上温度等值线的“波谷”体现了降水的拖曳冷却作用,近地面向东辐散的一支即为冷池出流。在城区以东,东风的厚度达到了 1 km,这支东风即为水平风场上东

北风和中尺度海风的偏东分量,它和西面的冷池出流在天津城区辐合,形成了一支较强的上升气流,垂直上升运动强烈,为暴雨的发生提供了有利的触发和抬升条件。上升气流大约在 2.2 km 高度向两侧辐散形成两支高空回流,回流分别在 116.5°E 和

117.6°E 处下沉,这样就在城区两侧形成了两个方向相反的中尺度次级环流,环流闭合完整。图 7b 中同样在南北方向形成了两个闭合的环流圈,其中城区以南低层向城区辐合的一支气流为中尺度海风,虽然这支海风较弱,但却是形成上述水平和垂直环

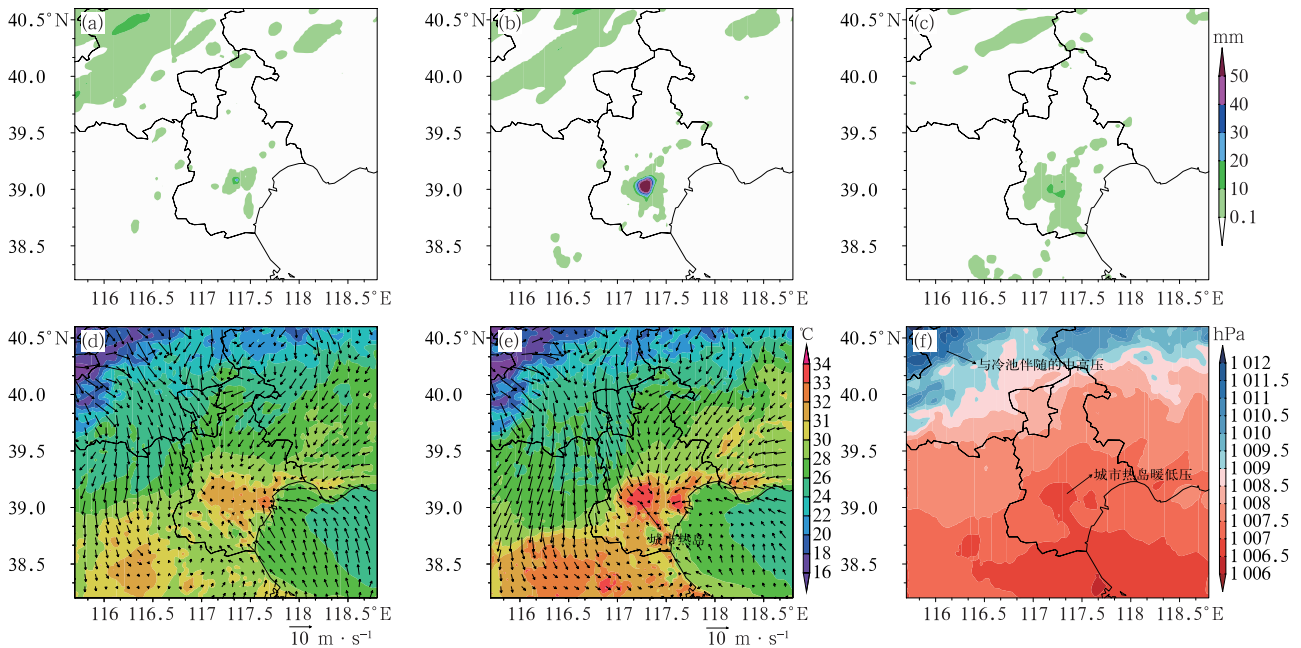


图 6 RMAPS-ST 预报的 2018 年 7 月 22 日(a)10 时、(b)11 时、(c)12 时降水, (d)08 时、(e)09 时 2 m 温度(填色)和 10 m 风场,(f)09 时海平面气压

Fig. 6 Distribution of hourly precipitation at 10:00 BT (a), 11:00 BT (b), 12:00 BT (c); 2 m temperature (colored) and 10 m wind field at 08:00 BT (d), 09:00 BT (e); sea level pressure at 09:00 BT (f) 22 July 2018, simulated by RMAPS-ST

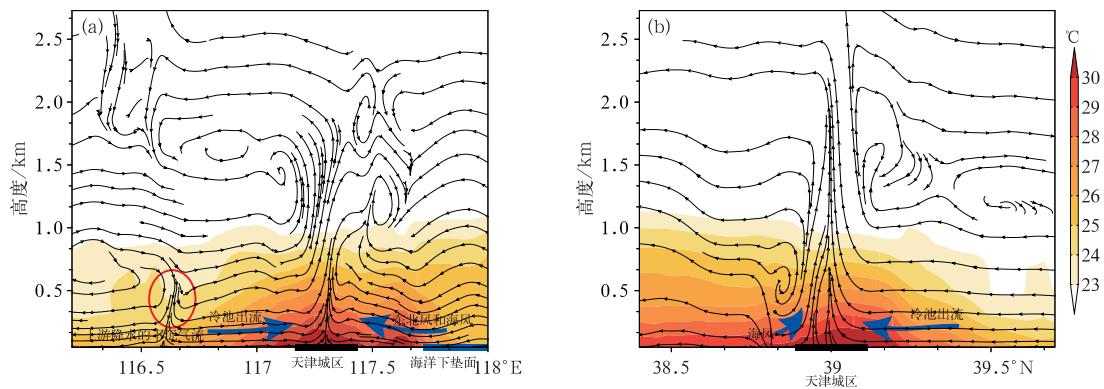


图 7 RMAPS-ST 预报的 2018 年 7 月 22 日(a)09 时沿 39°N 的纬向风(流线, ω 扩大 10 倍后合并)、温度(填色)垂直剖面,(b)10 时沿 117.24°E 的经向风(流线, ω 扩大 10 倍后合并)、温度(填色)垂直剖面(图 7a 中红色圆圈为下沉辐散气流;横坐标的黑色线段表示城市下垫面,蓝色线段表示海洋下垫面,下同)

Fig. 7 Vertical cross sections of zonal wind (stream, $\omega \times 10$) and temperature (colored) along 39°N at 09:00 BT (a), meridional wind (stream, $\omega \times 10$) and temperature (colored) along 117.24°E at 10:00 BT (b) on 22 July 2018, simulated by RMAPS-ST (Red circle in Fig. 7a is sinking divergent flow; the urban and marine areas are outlined in black and blue segments along the abscissa, respectively, the same as below)

流场的重要因素,是城区中尺度辐合中心的直接参与者。另外,从温度场上看,由于西侧冷池出流的速度比东北风和海风更低,导致城区与冷池一侧下垫面的热力差异更大,因而城区两侧的中尺度次级环流表现出了非对称的结构特征,西侧的次级环流圈水平尺度大于东侧,南北方向上亦同。经向环流圈形成的时间比纬向晚 1 h、水平尺度也更小,这是热力因素制约的结果(城区以南和城区的水平温度梯度较小)。

3.3 热力环境分析

3.3.1 城市热岛特征

在地面自动站和模式模拟的地面温度场上均看到了城区存在热岛效应,那热岛是怎么形成的呢?由于城市热岛在区域地表能量平衡和水循环过程中起着重要作用(Bornstein and Lin, 2000),因此首先通过分析地表能量平衡方程来分析城市化给地表能

量带来的影响。Oke(1988)曾在原来地表能量平衡基础上提出了专门适用于城市的能量收支平衡关系:

$$Q^* + Q_F = Q_H + Q_E + Q_S + Q_A$$

式中: Q^* 为净辐射,对城乡来说差别不大; Q_F 为人为加热,与人类活动的关系密切,量级较小且变化缓慢; Q_H 、 Q_E 分别为感热通量和潜热通量,是方程中最重要的两项; Q_S 为局地热存储量,变化时间尺度较长,精确评估有相当难度,该项对于夜间的能量平衡来说最为显著; Q_A 为气柱内热量平流在城区和郊区内部变化不大,对于能量平衡的贡献很小。因此,可以较好且方便地反映短时间内城市热岛效应的主要贡献是 Q_H 和 Q_E 。

图 8a,8b 分别为对流发生前一小时 Q_H 和 Q_E 的空间分布特征。09 时,随着太阳辐射的增加, Q_H 迅速增加,而且由于城乡下垫面性质的区别, Q_H 在城区形成了明显的高值区(图 8a),城乡最大可相差

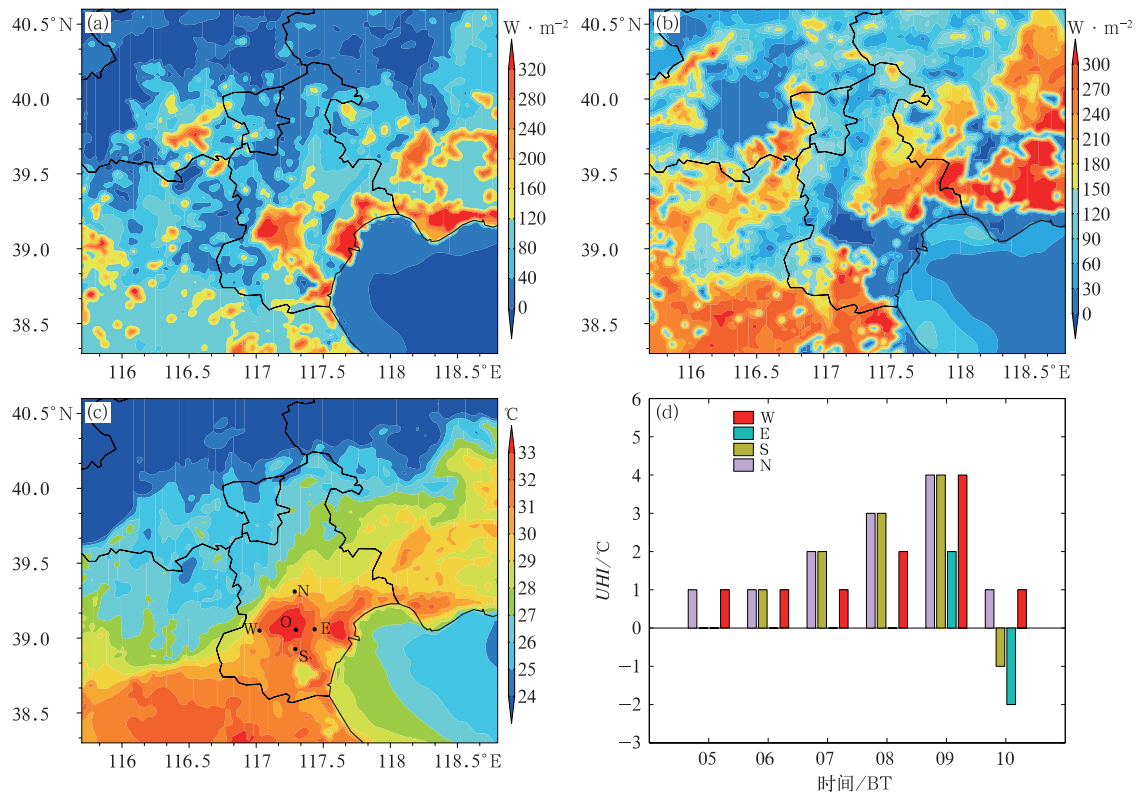


图 8 RMAPS-ST 预报的 2018 年 7 月 22 日 09 时地表(a)感热通量,(b)潜热通量,

(c)地表 2 m 温度及热岛强度计算取点图(O 表示城区,E、W、S、N 分别表示东、西、南、北四个郊区方向);(d)05—10 时热岛强度(UHI)演变趋势

Fig. 8 Distributions of surface sensible heat flux (a), latent heat flux (b) and 2 m temperature at 09:00 BT and point taking methods of the calculation of urban heat island intensity (c; O represents urban area and E, W, S, N represent the directions of east, west, south and north, respectively); as well as evolution of urban heat island intensity (d) from 05:00 BT to 10:00 BT 22 July 2018, simulated by RMAPS-ST

$200 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, 而 Q_E 则正好相反, 城区为低值中心, 这是由于城区下垫面多为水泥、沥青等具有较小反照率、较大热容的人造表面, 植被较少, 蒸发和蒸腾作用均较小, 因此使得城区较为干燥, Q_E 较小(图 8b, 寿亦萱和张大林, 2012)。因此, 感热和潜热的共同作用造成了城区干热的地面加热场, 有利于城区温度进一步升高, 最终在天津中部地区形成了高温中心, 城区与郊区温差显著, 说明了热岛的存在。

如果将城市下垫面处与非城市下垫面处 2 m 温度的差值定义为城市热岛强度(曾胜兰, 2015), 在城区 20~50 km 范围内东、南、西、北四个方向分别选取四个点用来代表郊区的温度(图 8c), 然后与城区的温度作差值来表征四个方向的热岛强度。通过图 8d 可以看出, 05—09 时, 东、南、西、北四个方向的热岛强度均随时间而增加, 到 09 时达到了 2~4 $^{\circ}\text{C}$, 热岛较强。另外, 高温区首先在城区上空出现, 也间接说明了热岛是存在的。热岛是城市热岛环流的源, 当热岛强度达 4.0 $^{\circ}\text{C}$ 时, 扰动场上即会出现热岛环流(Miao, 1987), 这种局地环流是大气对与感热通量梯度有关的温度水平变化的一种中尺度响应(Hidalgo et al, 2010), 在该个例中, 热岛强度在 09 时已达到 4 $^{\circ}\text{C}$, 足以产生热岛环流, 因此城区最初形成的中尺度辐合中心其实是城市热岛暖低压发展所致。

3.3.2 水汽和能量场演变

从低层湿度场分布可以看到(图 9), 上游冷池

出流前沿伴随有向东略偏南方向向市中心移动的高比湿带及高能带, 形成了与温度密集带相对应的湿度和能量锋区。湿度分布和潜热通量类似, 对流触发前的 09 时, 与热岛相对应的城区比湿低于四周。在这种情况下, 虽然城市热岛会导致城区温度升高, 但湿度的下降会导致对流有效位能总体趋于减小(蒙伟光等, 2007), 因此城区的不稳定能量仍要低于郊区。也就是说, 热岛效应的前期, 城区会变得干燥且能量较低, 这一结论符合郑祚芳和任国玉(2018)在对北京地区的城市化进行研究时提到的城市“干岛效应”。但从图 9b 可以看出, 到了对流触发时刻的 10 时, 随着热岛的不断增强, 城区已经逐渐发展为局地比湿超过 20 $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 的高值区, 相应的不稳定能量也由 09 时的 1800 $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 增加至 2000 $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。那是什么原因造成水汽和能量增加, 并形成了城区有利于出现局地暴雨的中尺度环境呢?

研究表明, 局地不稳定能量的增加可能与低层水汽强烈辐合造成的湿度增加有关(Rozoff et al, 2003)。从降水前边界层水汽通量的演变(图 10a, 10b)来看, 在城区的西北和东北方向建立了两个明显的水汽通道, 分别与上游冷池出流和东北风相对应。沿这两个通道分别有一支水汽带向城区输送水汽, 从矢量箭头的大小以及填色值上来看, 西北一侧的水汽输送更加明显, 东北侧的则较弱一些。这两支水汽带在 09 时就已经有向城区辐合的趋势, 到 10 时在市中心的汇聚。其中, 西北支水汽通量大值带的前沿与图 9 中高比湿带一致, 此高比湿带实际上

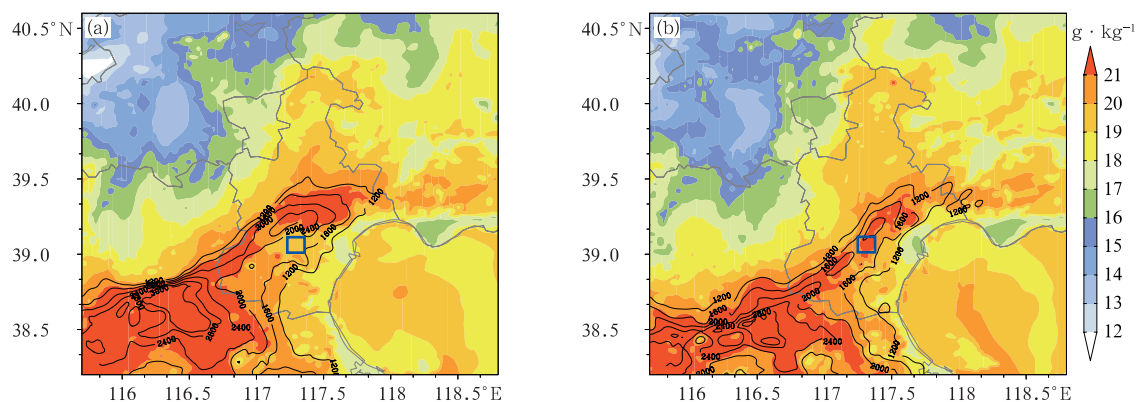


图 9 RMAPS-ST 预报的 2018 年 7 月 22 日(a)09 时, (b)10 时 2 m 比湿(填色)

和对流有效位能 CAPE(等值线, 单位: $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$)

(蓝色方框代表天津城区)

Fig. 9 Distribution of 2 m specific humidity (colored) and convection effective potential energy (contour, unit: $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$) at 09:00 BT (a) and 10:00 BT (b) 22 July 2018, simulated by RMAPS-ST (Blue rectangle represents the urban area of Tianjin)

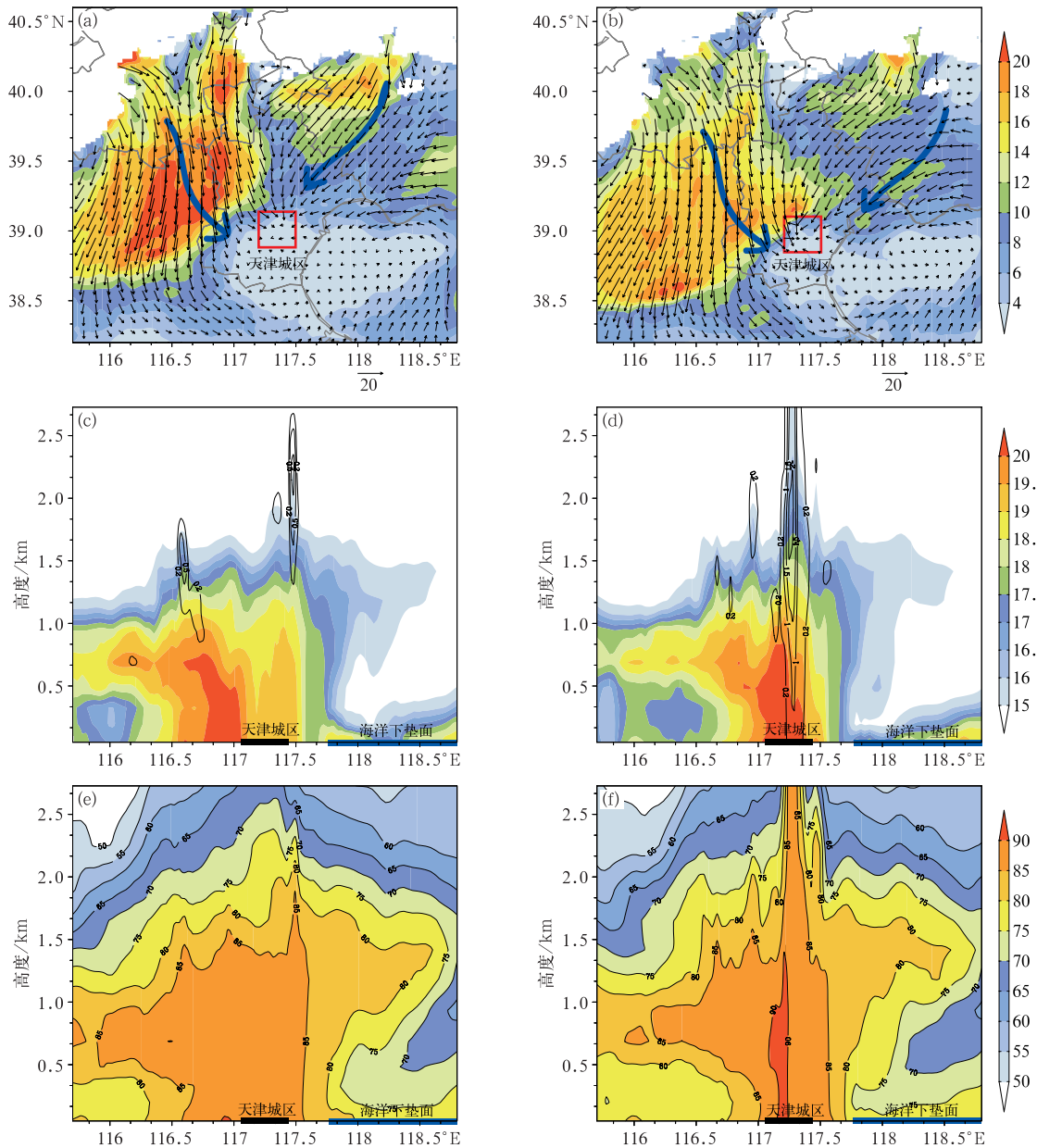


图 10 RMAPS-ST 预报的 2018 年 7 月 22 日(a,c,e)09 时,(b,d,f)10 时第四模式层(约 350 m)的(a,b)水汽通量(箭头表示方向,填色表示大小,单位: $\text{g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1}$);沿 39°N 的(c,d)比湿(填色,单位: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$)、云中水凝物(等值线,单位: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$)和(e,f)假相当位温(填色、等值线,单位: $^\circ\text{C}$)的纬向垂直剖面(图 10a,10b 中红色方框表示城区)

Fig. 10 Distribution of water vapor flux (arrows: direction, colored: size, unit: $\text{g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1}$) at the fourth model level (about 350 m) (a, b); latitudinal vertical profiles of specific humidity (colored, unit: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$) and hydrometeor in cloud (contours, unit: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$) and pseudo-equivalent potential temperature (colored and contour, unit: $^\circ\text{C}$) (e, f) along 39°N at 09:00 BT (a, c, e) and 10:00 BT (b, d, f) (Red rectangle represents urban area in Figs. 10a, 10b)

是冷池前缘中尺度锋区附近的辐合区对水汽的集中作用。从水汽的垂直分布来看(图 10c, 10d 中填色),水汽主要分布在边界层 1.5 km 以下,且比湿

大值中心主要分布在城区西侧,20 $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 等值线的前端与冷池前沿吻合,09 时大致位于 117°E ;到了 10 时,冷池出流进一步南下,水汽大值带东移南压

至天津城区,城区局地比湿超过 $20 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$,为暴雨的发生提供了充沛的水汽条件。因此,从水汽场的演变可以看出,本次局地暴雨的水汽主要来源于冷池出流前沿中尺度锋区的辐合作用,而东北风和海风输送的水汽则相对较少。在这次过程中,与中尺度海风对应的水汽通量非常小,这可能是由于此次过程中海风较弱造成的,这一点有别于前人研究(何群英等,2011;易笑园等,2014)。

与此同时,在相对应的假相当位温场上(图10e,10f),09时,天津城区周围在2km高度内形成了超过 70°C 的高值中心,最大约为 85°C ;到了10时,冷池出流、东北风和海风进一步逼近,而前人研究,如易笑园等(2014)和王彦等(2014)均印证了环渤海地区的中尺度海风具有湿冷的性质,因此在这几支气流共同作用下,城区及其周围假相当位温梯度明显增大,体现了冷暖空气的相互作用。假相当位温最大值正好位于市中心且增加至 90°C ,这是冷池出流前中尺度锋区造成的水汽集中以及热岛效应伴随的局地热量累积作用共同造成的。从假相当位温的垂直分布来看,垂直方向上不稳定度增强,提供了有利于暴雨发生的不稳定条件。如果用云中的云水混合比、雨水混合比等水凝物来表征对流云(如图10c,10d中黑色等值线)的话,可以看到对流云的演变趋势和发展形态基本上与低层水汽和能量场的变化一致。

因此,结合以上分析可知,本次天津城区 γ 中尺度孤立对流由城区热岛效应、上游冷池出流前的边界层弱冷空气、系统性东北风和中尺度海风共同作用造成,并可将其归结为图11所示的概念模型。下垫面的水平热力差异及地表能量平衡的结果导致天津中心城区形成较为显著的热岛效应,与热岛效应伴随的城市热岛暖低压的形成与发展导致中心城区形成中尺度辐合中心。上游降水产生的中高压(上游降水区)和天津城市热岛暖低压(下游非降水区)之间的气压梯度导致冷池前沿形成了一支超越冷池出流边界率先到达天津城区的一支北风,这支边界层弱冷空气与系统性东北风、中尺度海风在城市热岛暖低压作用下均向城区汇合,进一步增强了城区辐合中心的强度及维持时间。冷池出流前中尺度锋区造成的水汽集中以及热岛效应伴随的局地热量累积作用使得城区成为局地高湿、高能区,且垂直方向上不稳定增强,为局地暴雨的发生提供了有利的中尺度环境条件。

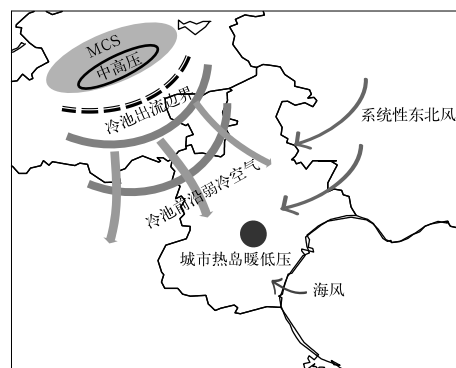


图11 2018年7月22日天津城区附近造成突发强降水的孤立对流触发机理概念模型

Fig. 11 Concept model of isolated convective triggering mechanism for the sudden severe rainfall near urban area of Tianjin on July 22 2018

4 结论

本文利用睿图-短期预报子系统(RMAPS-ST)的精细化预报结果、地面加密自动站资料、多普勒雷达资料、FY-4A卫星的逐5min可见光云图以及北京探空资料,对2018年7月22日中午发生在天津城区的一次突发性孤立 γ 中尺度短时暴雨过程的热动力环境进行了详细分析,主要得出以下结论:

(1)本次暴雨发生在500hPa副高控制范围内,是由城区孤立风暴造成的一次局地强降水过程,具有范围小(不足20km)、生命史短(1~2h)、雨强大($62.4 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$)、中尺度边界层环境复杂的特点。由可见光云图上可见对流是在上游降水系统的冷池边界还远离天津城区时触发的,此中尺度边界对天津城区的降水不具备直接接触作用。

(2)地面加密自动站及精细化数值模拟资料揭示出城区的局地暴雨与城市热岛、上游冷池前沿弱冷空气、系统性东北风、海风以及它们辐合形成的中尺度辐合中心有直接的关系:下垫面的水平热力差异及地表能量平衡的结果导致天津中心城区形成较为显著的热岛效应,热岛强度达 $2\sim 4^\circ\text{C}$,与热岛效应伴随的城市热岛暖低压的形成与发展导致中心城区形成中尺度辐合中心。而在降水前的下一个时刻,上游降水产生的中尺度高压(上游降水区)和天津城市热岛暖低压(下游非降水区)之间形成明显气

压梯度,从而导致冷池前沿形成了一支超越冷池出流边界而率先到达天津城区的一支西北风,这支西北风并非冷池出流,它从上游冷池区扩散出来并位于冷池边界前,与系统性东北风、午后逐渐形成的中尺度海风在城市热岛暖低压作用下均向城区汇合,进一步增强了城区辐合中心的强度及维持时间。另外,从垂直方向上看,沿城区的纬向、经向分别形成了两个方向相反的、非对称的中尺度次级环流,其上升支正好位于天津城区。

(3)通过分析此次暴雨过程的热力环境,可以发现在中心城区形成热岛效应的前期,城区会变得相对于干燥且能量较低。但到环流发展的盛期,随着冷池出流前中尺度锋区造成的水汽集中以及热岛效应伴随的局地热量累积,城区逐渐成为局地高湿、高能区,且垂直方向上不稳定度增强,为局地暴雨的发生提供了有利的中尺度环境条件。

参考文献

- 陈明轩,王迎春,2012. 低层垂直风切变和冷池相互作用影响华北地区一次飑线过程发展维持的数值模拟[J]. 气象学报, 70(3): 371-386. Chen M X, Wang Y C, 2012. Numerical simulation study of interactional effects of the low-level vertical wind shear with the cold pool on a squall line evolution in North China[J]. Acta Meteor Sin, 70(3): 371-386(in Chinese).
- 东高红,刘一玮,孙蜜娜,等,2013. 城市热岛与海风锋叠加作用对一次局地强降水的影响[J]. 气象, 39(11): 1422-1430. Dong G H, Liu Y W, Sun M N, et al, 2013. Effect of urban heat island and sea breeze front superimposition on a local heavy rainfall[J]. Meteor Mon, 39(11): 1422-1430(in Chinese).
- 东高红,尉英华,解以扬,等,2015. 天津地区城市热岛环流与海风环流相互作用的研究[J]. 气象, 41(12): 1447-1455. Dong G H, Wei Y H, Xie Y Y, et al, 2015. Research on the interaction of Tianjin urban heat island circulation and sea breeze circulation[J]. Meteor Mon, 41(12): 1447-1455(in Chinese).
- 符娇兰,马学款,陈涛,等,2017. “16·7”华北极端强降水特征及天气学成因分析[J]. 气象, 43(5): 528-539. Fu J L, Ma X K, Chen T, et al, 2017. Characteristics and synoptic mechanism of the July 2016 extreme precipitation event in North China[J]. Meteor Mon, 43(5): 528-539(in Chinese).
- 何群英,解以扬,东高红,等,2011. 海陆风环流在天津 2009 年 9 月 26 日局地暴雨过程中的作用[J]. 气象, 37(3): 291-297. He Q Y, Xie Y Y, Dong G H, et al, 2011. The role of sea land breeze circulation in local convective torrential rain happening in Tianjin on 26 September 2009[J]. Meteor Mon, 37(3): 291-297(in Chinese).
- 黄利萍,苗峻峰,刘月琨,等,2013. 天津地区夏季海陆风对城市热岛日变化特征影响的观测分析[J]. 大气科学学报, 36(4): 417-425. Huang L P, Miao J F, Liu Y K, et al, 2013. Observational analysis of influence of sea-land breeze on diurnal characteristics of urban heat island in Tianjin during summer[J]. Trans Atmos Sci, 36(4): 417-425(in Chinese).
- 黄荣,王迎春,张文龙,2012. 复杂地形下北京一次局地雷暴新生和增强机制初探[J]. 暴雨灾害, 31(3): 232-241. Huang R, Wang Y C, Zhang W L, 2012. Initiating and intensifying mechanism of a local thunderstorm over complex terrain of Beijing[J]. Torr Rain Dis, 31(3): 232-241(in Chinese).
- 靳振华,易笑园,孙晓磊,等,2019. 天津沿海一次强降水超级单体环境条件及结构分析[J]. 暴雨灾害, 38(6): 606-614. Jin Z H, Yi X Y, Sun X L, et al, 2019. Analysis of heavy precipitation supercell environment condition and structure in Tianjin coastal area[J]. Torr Rain Dis, 38(6): 606-614(in Chinese).
- 雷雷,邢楠,周璇,等,2020. 2018 年北京“7.16”暖区特大暴雨特征及形成机制研究[J]. 气象学报, 78(1): 1-17. Lei L, Xing N, Zhou X, et al, 2020. A study on the warm-sector torrential rainfall during 15-16 July 2018 in Beijing Area[J]. Acta Meteor Sin, 78(1): 1-17(in Chinese).
- 刘彬贤,王彦,刘一玮,2015. 渤海湾海风锋与阵风锋碰撞形成雷暴天气的诊断特征[J]. 大气科学学报, 38(1): 132-136. Liu B X, Wang Y, Liu Y W, 2015. Diagnostic features of thunderstorm events triggered by collision between sea breeze front and gust front over Bohai Bay[J]. Trans Atmos Sci, 38(1): 132-136(in Chinese).
- 刘树华,刘振鑫,李炬,等,2009. 京津冀地区大气局地环流耦合效应的数值模拟[J]. 中国科学 D 辑: 地球科学, 39(1): 88-98. Liu S H, Liu Z X, Li J, et al, 2009. Numerical simulation for the coupling effect of local atmospheric circulations over the area of Beijing, Tianjin and Hebei Province[J]. Sci China Ser D-Earth Sci, 52(3): 382-392(in Chinese).
- 蒙伟光,闫敬华,扈海波,2007. 城市化对珠江三角洲强雷暴天气的可能影响[J]. 大气科学, 31(2): 364-376. Meng W G, Yan J H, Hu H B, 2007. Possible impact of urbanization on severe thunderstorms over Pearl River Delta[J]. Chin J Atmos Sci, 31(2): 364-376(in Chinese).
- 苗峻峰,2014. 城市热岛和海风环流相互作用的数值模拟研究进展[J]. 大气科学学报, 37(4): 521-528. Miao J F, 2014. An overview of numerical studies of interaction of urban heat island and sea breeze circulations[J]. Trans Atmos Sci, 37(4): 521-528(in Chinese).
- 寿亦莹,张大林,2012. 城市热岛效应的研究进展与展望[J]. 气象学报, 70(3): 338-353. Shou Y X, Zhang D L, 2012. Recent advances in understanding urban heat island effects with some future prospects[J]. Acta Meteor Sin, 70(3): 338-353(in Chinese).
- 孙继松,舒文军,2007. 北京城市热岛效应对冬夏季降水的影响研究[J]. 大气科学, 31(2): 311-320. Sun J S, Shu W J, 2007. The effect of urban heat island on winter and summer precipitation in Beijing Region[J]. Chin J Atmos Sci, 31(2): 311-320(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).
- 陶局, 赵海坤, 易笑园, 等, 2019. 基于 RMAPS 的一次局地强降水过程成因分析[J]. 气象科技, 47(2):299-311. Tao J, Zhao H K, Yi X Y, et al, 2019. Causal analysis of a short-time strong rainfall based on RMAPS and observation data[J]. Meteor Sci Technol, 47(2):299-311(in Chinese).
- 王婷婷, 王迎春, 陈明轩, 等, 2011. 北京地区干湿雷暴形成机制的对比分析[J]. 气象, 37(2):142-155. Wang T T, Wang Y C, Chen M X, et al, 2011. The contrastive analysis of formation of dry and moist thunderstorms in Beijing[J]. Meteor Mon, 37(2):142-155(in Chinese).
- 王彦, 高守亭, 梁钊明, 2014. 渤海湾海风锋触发雷暴的观测和模拟分析[J]. 高原气象, 33(3):848-854. Wang Y, Gao S T, Liang Z M, 2014. Analysis on the observation and simulation of thunderstorms triggered by sea breeze front in Bohai Bay[J]. Plateau Meteor, 33(3):848-854(in Chinese).
- 尉英华, 陈宏, 何群英, 等, 2019. 渤海西岸偏东风对天津局地大暴雨的影响分析[J]. 气象, 45(1):61-72. Wei Y H, Chen H, He Q Y, et al, 2019. Influence of easterly winds from west coast of Bohai Sea on local heavy rainfall in Tianjin[J]. Meteor Mon, 45(1):61-72(in Chinese).
- 吴庆梅, 刘卓, 王国荣, 等, 2015. 一次华北暴雨过程中边界层东风活动及作用[J]. 应用气象学报, 26(2):160-172. Wu Q M, Liu Z, Wang G R, et al, 2015. The influence of boundary layer east wind on a North China rainstorm[J]. J Appl Meteor Sci, 26(2):160-172(in Chinese).
- 徐姝, 东高红, 熊明明, 2019. 冷池对引发新乡“7·9”特大暴雨的中尺度对流系统的影响分析[J]. 气象, 45(10):1426-1438. Xu S, Dong G H, Xiong M M, 2019. Impact of cold pool on mesoscale convective system for extreme rainfall over Xinxiang on 9 July 2016[J]. Meteor Mon, 45(10):1426-1438(in Chinese).
- 易笑园, 刘一玮, 孙密娜, 等, 2014. 海风辐合线对雷暴系统触发、合并的动热力过程[J]. 气象, 40(12):1539-1548. Yi X Y, Liu Y W, Sun M N, et al, 2014. Analysis on dynamical and thermodynamic process of the thunderstorms triggered and merged by sea breeze convergence lines[J]. Meteor Mon, 40(12):1539-1548(in Chinese).
- 于恩洪, 陈彬, 白玉荣, 1987. 渤海湾西部海陆风的空间结构[J]. 气象学报, 45(3):379-381. Yu E H, Chen B, Bai Y R, 1987. Land and sea breezes in the western Bohai Wan[J]. Acta Meteor Sin, 45(3):379-381(in Chinese).
- 曾胜兰, 2015. 成都市城市热岛效应分析[J]. 成都信息工程学院学报, 30(1):96-101. Zeng S L, 2015. Characteristics of urban heat island effect of Chengdu[J]. J Chengdu Univ Inf Technol, 30(1):96-101(in Chinese).
- 张楠, 杨晓君, 邱晓滨, 等, 2018. 一次突发性暴雨的机理分析及短期预报思考[J]. 气象, 44(1):118-131. Zhang N, Yang X J, Qiu X B, et al, 2018. Mechanism analysis and rethinking of short-term prediction of a sudden rainstorm[J]. Meteor Mon, 44(1):118-131(in Chinese).
- 郑祥芳, 任国玉, 2018. 北京地区大气湿度变化及城市化影响分析[J]. 气象, 44(11):1471-1478. Zheng Z F, Ren G Y, 2018. Analysis on atmospheric humidity change and its response to urbanization in Beijing Area[J]. Meteor Mon, 44(11):1471-1478(in Chinese).
- Bornstein R, Lin Q, 2000. Urban heat islands and summertime convective thunderstorms in Atlanta; three case studies[J]. Atmos Environ, 34(3):507-516.
- Hidalgo J, Masson V, Gimeno L, 2010. Scaling the daytime urban heat island and urban-breeze circulation[J]. J Appl Meteor Climatol, 49(5):889-901.
- Kropfli R A, Kohn N M, 1978. Persistent horizontal rolls in the urban mixed layer as revealed by dual-Doppler radar[J]. J Appl Meteor Climatol, 17(5):669-676.
- Li H Q, Cui X P, Zhang D L, 2017. On the initiation of an isolated heavy-rain-producing storm near the central urban area of Beijing metropolitan region[J]. Mon Wea Rev, 145(1):181-197.
- Miao M Q, 1987. Numerical modeling of the nocturnal PBL over the urban heat island in Changzhou City[J]. Bound-Lay Meteor, 41(1-4):41-56.
- Oke T R, 1988. The urban energy balance[J]. Prog Phys Geog, 12(4):471-508.
- Rozoff C M, Cotton W R, Adegoke J O, 2003. Simulation of St. Louis, Missouri, land use impacts on thunderstorms[J]. J Appl Meteor Climatol, 42(6):716-738.