

陈双,王迎春,张文龙,等. 复杂地形下雷暴增强过程的个例研究[J]. 气象,2011,37(7):802-813.

复杂地形下雷暴增强过程的个例研究^{* 1}

陈 双^{1,3} 王迎春² 张文龙³ 陈明轩³

1 中国气象科学研究院,北京 100081

2 北京市气象局,北京 100089

3 中国气象局北京城市气象研究所,北京 100089

提 要: 本文基于多普勒雷达变分同化分析系统(VDRAS)反演的对流层低层热力和动力场,并结合多种稠密观测资料,对北京地区 2009 年 7 月 22 日一次弱天气尺度强迫下雷暴在山区和平原增强的机理进行了较深入的分析。研究表明:雷暴过程受大尺度天气系统影响不明显,对流前期地面弱冷锋,是此次雷暴新生的触发机制,高层冷平流、低层偏南暖湿气流的稳定维持和对流不稳定能量的聚集是本次雷暴增强的必要条件。雷暴从河北北部移进北京西北山区后,在下山和到达平原地区时,经历了两次明显的发展增强阶段。雷暴第一阶段下山增强,地形强迫起着主要作用,具体表现在三个方面:(1)地形斜坡使得雷暴冷池出流下山加速与稳定维持的偏南气流形成了强的辐合区;(2)地形抬升使得偏南暖湿入流强烈地上升,从而加剧了对流的发展;(3)地形抬高了冷池出流高度,使得出流与近地面偏南气流构成随高度顺转的低层垂直风切变,低层暖空气之上有冷平流叠加,使得雷暴前方的动力和热力不稳定增强。雷暴第二阶段在平原地区再次增强的主要原因是:组织完好的雷暴到达平原地区后,其冷池与低层暖舌在城区(朝阳地区)的对峙,产生了强的扰动温度梯度;强的冷池出流与势力相当的偏南暖湿气流相互作用产生了强的辐合上升气流,并与下沉气流在较长时间内共存;冷池出流形成的负涡度与低层切变产生的正涡度达到近似平衡状态。运用 RKW 理论,三者导致雷暴前方低层的辐合抬升最强,最有利于雷暴的维持发展。

关键词: 复杂地形, 雷暴增强, 冷池, 低层垂直风切变, 辐合线

Intensifying Mechanism of the Convective Storm Moving from the Mountain to the Plain over Beijing Area

CHEN Shuang^{1,3} WANG Yingchun² ZHANG Wenlong³ CHEN Mingxuan³

1 Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

2 Beijing Meteorological Service, Beijing 100089

3 Institute of Urban Meteorology, CMA, Beijing 100089

Abstract: A particularly challenging event occurred on 22 July 2009 in Beijing area. The convective storm moving from the mountain to the plain suddenly intensified as it approached the foothills, and then intensified again as it moved onto the plains. Based on the four-dimensional Variational Doppler Radar Analysis System (VDRAS), this paper presented a deep investigation focusing on the intensifying mechanism of the convective storm under weak synoptic-scale forcing over Beijing area using Doppler radar, wind profile, surface observation, 4 times daily radiosonde and NCEP data. Results have shown that: The weak cold front triggered the convective storm. The thermodynamic unstable condition including warm, humid, low-level southerly wind and significant accumulation of the convective available potential energy (CAPE) indicated by the sounding over plain, and the significant dynamic instability with strong low-level vertical wind shear indicated by the wind profiler provided the favorable local environment for the intensification of the storm. In the first intensification stage, the terrain forcing played a dominant

* 公益性行业(气象)科研专项“京津冀城市群强对流天气短时临近预报关键技术研究”(GYHY200706004)和国家自然科学基金面上项目“北京 MCS 椭圆形暴雨云团的组织化机理研究”(41075047)共同资助

2011 年 3 月 17 日收稿; 2011 年 4 月 21 日收修定稿

第一作者: 陈双,主要从事强对流天气的临近预报研究工作. Email: schen@imu. cn

通讯作者: 王迎春, Email: ycwang@bjmb. gov. cn

role, including: (1) acceleration of cold pool outflow whose kinetic energy driven from potential energy, leading to strong down flow and strong convergence; (2) uplift of south warm moist air flow at the south of piedmont, resulting in a strong upward motion; (3) lifting of the thunderstorm cold pool outflow, which formed strong low-level vertical wind shear between north outflow at the low level and south air flow on the surface and led to cold advection over the warm and moist southerly flow, thus enhanced both the dynamic and thermodynamic instability in front of the storm. The second intensification of the thunderstorm in the eastern urban area, was mainly caused by the presence of the strong perturbation temperature gradient zone in the boundary layer in Chaoyang District, resulting from the confrontation of the cold pool outflows of the well-organized thunderstorm and the low-level warm tongue, and the balance between positive and negative vorticities. The intense updrafts pushed by the interactions between the cold outflow and the warm moist southerly flow, coexisted with the downdraft at the rear of the thunderstorm for a long time. The negative vorticity due to the vertical inhomogeneity of the outflow, was balanced with the positive vorticity due to the vertical inhomogeneity of the environmental flow. According to the RKW theory, this equilibrium state was very favorable for the formation of vertical updraft so that maintained the storm and led to the second intensification.

Key words: terrain effect, storm intensification, cold pool, vertical wind shear, convergence line

引 言

雷暴天气作为一种灾害性天气,一直以来都备受国内外研究人员的关注。一般认为雷暴的发生发展,需要满足水汽、不稳定层结和抬升机制三个基本条件^[1]。研究也进一步表明,低层垂直风切变是雷暴发生发展的重要影响因子^[2-3]。雷暴通常会受天气尺度和中小尺度等系统的综合影响,其中天气尺度系统直接制约和影响其发展^[4],故雷暴往往是在一些有利天气尺度背景条件下发生和发展起来的^[5-6]。但另一方面,雷暴与中小尺度过程或系统的联系更为直接,在天气尺度强迫较弱^[7]的情况下,如果中小尺度条件比较理想,它们仍然有可能发生并加强。

对于弱天气尺度系统强迫的雷暴来说,局地的边界层特征如地形、地表利用情况、湿度平流、辐合线等的作用更为凸显,发生发展甚为复杂,预报难度大,由于其发生发展的“突发性”,常带来较大的危害,而已有的针对这类雷暴的研究却相对少见。常规的观测资料由于受时空分辨率的限制,很难有效捕捉到这些过程,特别是没有有效的手段去分析其发生发展的动力和热力机制。随着新的观测资料和分析手段的出现,特别是变分多普勒雷达分析系统(Variational Doppler Radar Assimilation System, VDRAS)^[8-14]的应用,为开展此类研究提供了方便。

VDRAS作为一种雷达资料快速更新循环四维变分资料同化(Four Dimensional Variational Data Assimilation, 4DVAR)系统,在复杂的地形上反演的低层温度场、风场与观测值能较好地吻合,基本上能反映出低层的阵风锋、垂直风切变、辐合辐散和冷池等特征,而这些特征对于此类发生在弱天气尺度条件下的雷暴演变甚为重要,如前人发现低层垂直风切变层的厚度,切变的强度和切变层底部的高度,能通过影响重力流边缘处的抬升深度和垂直程度,尤其是冷池边缘处的抬升,从而对雷暴的发展产生重大作用^[15-16]。樊利强等^[11]利用 VDRAS 对 2006 年 8 月 1 日北京城区出现的一次强对流天气过程的三维风场、温度场进行了初步分析;王婷婷等^[12]用 VDRAS 对北京地区干湿雷暴形成环境物理条件进行了较深入的对比分析。

此外研究表明^[17-21],地形对雷暴发生发展的影响十分复杂,其不仅可以影响局地风场变化,如在一定的气流或条件下能生成中小尺度涡旋或切变等的中小尺度系统,还可以直接影响水汽的分布和相变过程,进而影响中小尺度系统内部的造雨过程。正因为如此,地形对强对流天气的影响的研究也备受关注,如孙继松等^[20]指出地形在雷暴发展过程中不仅能通过山区平原的热力差异强迫加强低空垂直风切变,在有利的风场配合下,还能造成垂直风切变与降水之间的正反馈现象,从而加强雷暴的发展;丁青兰等^[21]发现当风向与山坡走向有较大夹角,并且风

速较大,大气层结为中性或不稳定时,地形抬升造成的上升运动有利于对流的发生和发展。北京西北部为太行山和燕山山脉(海拔高度为 1000~1500 m),东南部是平坦的华北平原和渤海湾(海拔高度 20~60 m),特殊的“马蹄形”地形对雷暴的影响甚为复杂,而城市热岛^[21]也进一步加剧了这种复杂性。

由于北京地形的复杂性,使得由偏西方向移进北京的雷暴常常难以判断其下山是增强还是减弱,且这方面的研究尚不多见。正是基于这样一种情况,本文选取了北京地区 2009 年 7 月 22 日一次天气尺度强迫较弱的局地雷暴过程(简称为“722”雷暴),对其增强的机理开展研究,重点探讨局地的边界层热力、动力特征在此次雷暴演变过程中的作用。期待通过此次研究,为揭示这类雷暴增强的机制,认识其演变规律,作出一些初步的探索,继而为预报员

准确把握它们的演变趋势提供若干参考。

1 天气实况简介

2009 年 7 月 22 日 14—20 时(以下时间如不做特殊说明均为北京时),北京北部和东部地区发生了较大范围的中到大雨,部分地区出现了短时暴雨。逐小时降水量图(图 1a~1d)表明,14—17 时雷暴在下山向东南方向移动过程中其降水强度不断增大,1 小时降水量的极大值由 15 时的 12.8 mm,到 16 时的 31.9 mm,到 17 时的 34.9 mm。由此可见,15—16 时雷暴存在一次明显的增强过程,而在到达平原地区后(18 时),降水再次增强,该小时内观测到的最大降水量达到了 39.2 mm。雷暴增强的具体位置如图 2 所示。

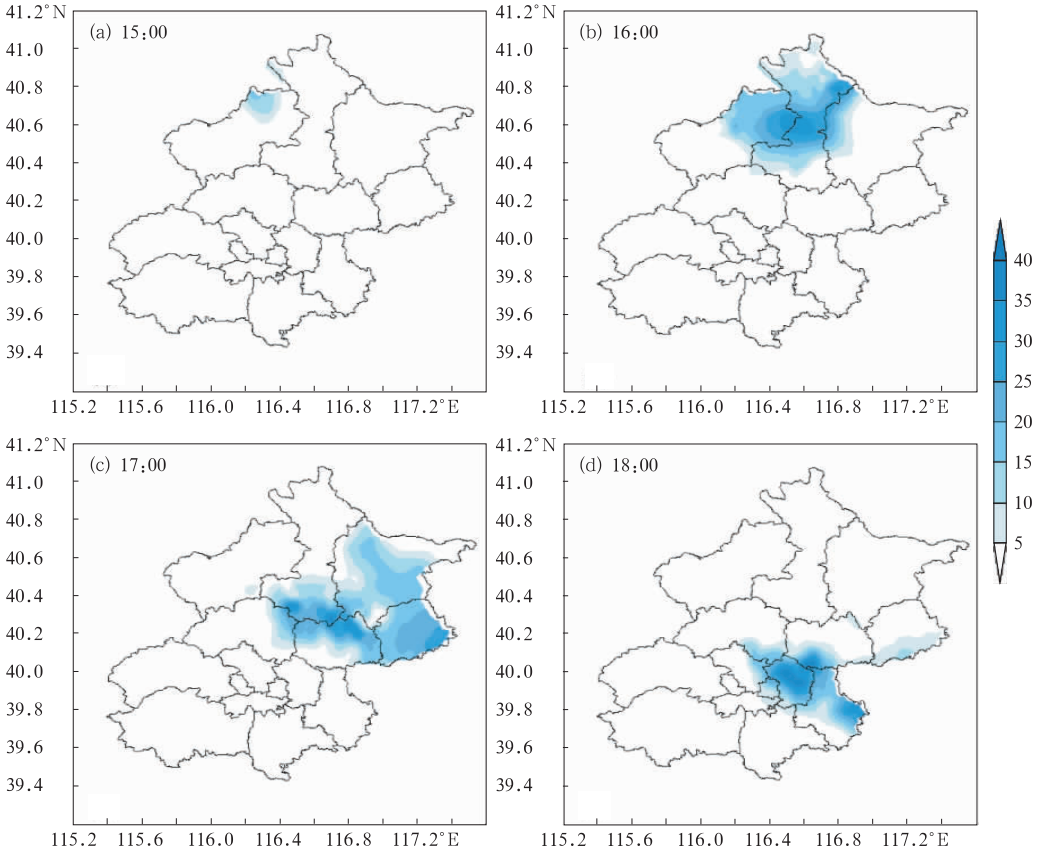


图 1 2009 年 7 月 22 日 15:00—18:00(a~d)北京地区逐小时降水量(单位:mm)
Fig. 1 Hourly precipitations at about 15:00 BT (a), 16:00 BT (b), 17:00 BT (c), and 18:00 BT (d), 22 July 2009 in Beijing area (unit:mm)

观察雷达回波演变图发现,15 时左右在北京西北山区自河北移入了一块块状回波(图 3a),随后该

回波下山向东南方向移动,逐渐发展成为了弓形回波,到 16 时左右弓形回波特征更为明显(图 3b),这

一阶段雷暴下山 55 dBz 以上回波范围明显扩大,强度也有所增强;17 时,原弓形回波在顺义断裂,分裂的西侧雷暴单体逐步南压(图 3c 和 3d),在 17:35 时到达平原地区朝阳附近后,该单体回波 50 dBz 以上强度范围明显增大(图 3d),覆盖了朝阳大部分地区,再次经历了一次增强过程。

综上所述,此次雷暴增强可以分两个阶段:第一阶段(15—16 时)主要表现为雷暴从西北向东南方向推进,在这一阶段,雷暴由早期的块状对流单体下山增强为较强的弓形回波,雷暴除了回波强度增强外,其回波范围也有明显的扩大;第二阶段(17—18 时)则表现为断裂后的雷暴逐步南压,在经过平原地区的朝阳时,经历了一次明显的增强过程。

2 雷暴发生的大气环境分析

2.1 大尺度天气背景分析

利用NCEP 2.5°×2.5°再分析资料和地面站资

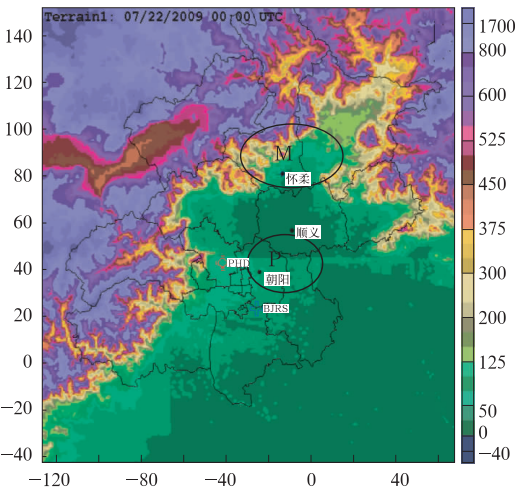


图 2 北京地区地形图
“M”为雷暴下山增强的位置,“P”为雷暴在平原地区增强的位置,“PHD”为海淀风廓线的位置,“BJRS”为雷达站的位置
Fig. 2 The terrain of Beijing area
“ M” indicates the location where the first stage intensification occurs, “ P” indicates the location where the second stage intensification occurs, “PHD” indicates the wind profiler site, “BJRS” indicates the radar site

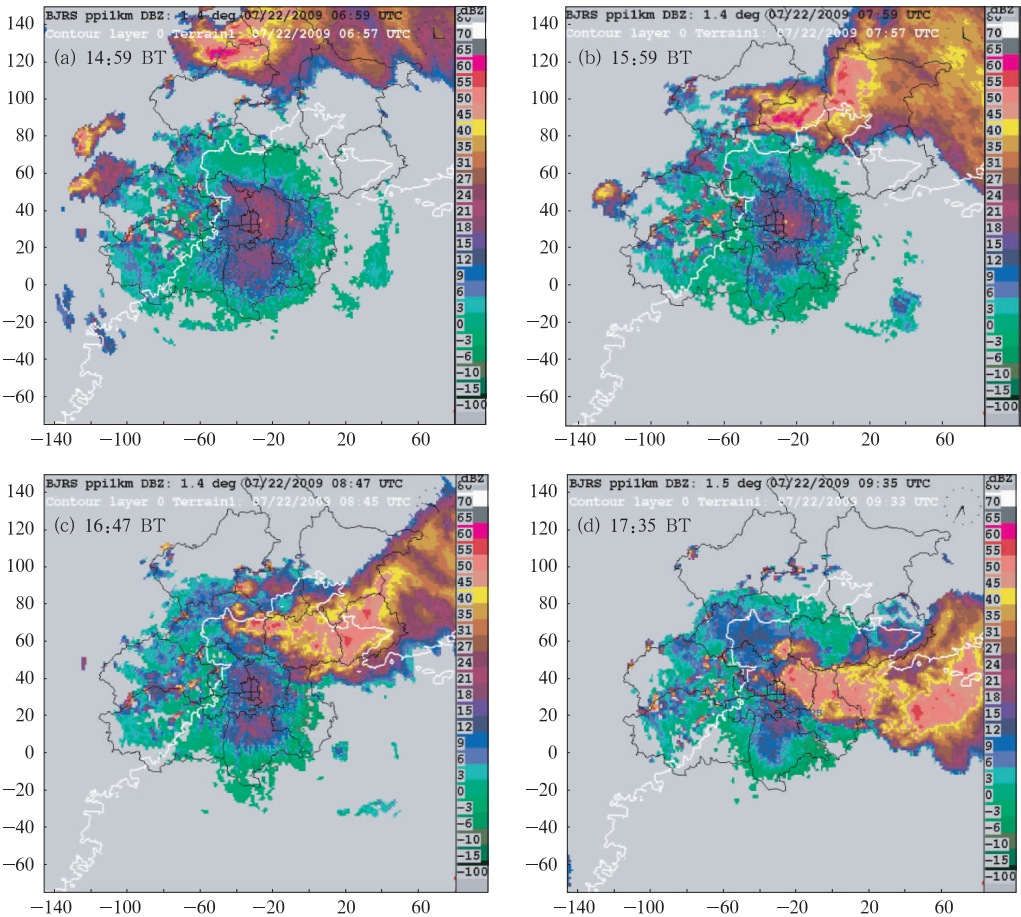


图 3 2009 年 7 月 22 日 14:59—17:35 时(a~d)北京 CINRAD-SA 雷达 1.4°仰角反射率因子图
Fig. 3 Radar reflectivity of Beijing CINRAD-SA radar at 1.4° elevation angle at 14:59 BT (a), 15:59 BT (b), 16:47 BT (c) and 17:35 BT (d), 22 July 2009

料,分析了“722”雷暴进入北京山区前 1 小时 14:00 时,500、700 和 850 hPa 和地面各高度层的天气背景条件,发现此次雷暴过程高层并无明显有利于强对流发展的大尺度天气系统^[5-6]。从 500 和 700 hPa 天气形势图(图 4a 和 4b)可见,北京处在弱脊前西北气流控制区,高层有弱的冷平流,850 hPa(图 4c)为西南气流控制,比湿小于 $12\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$,但地面图上(图 4d)北京西侧有一条弱冷锋接近,沿着冷锋两侧存在强的露点温度梯度,该弱冷锋为雷暴最初在河北境内的生成提供了触发机制。而从比湿场的分

布可见,比湿为 $21\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ 的湿舌区前沿由南向北延伸到北京南侧,有较强的偏南暖湿气流相伴。由此可见,此次雷暴过程受 850 hPa 及以上各层大尺度天气系统的影响并不十分明显,具有弱天气背景条件下的雷暴发展增强特征。正因为如此,“722”雷暴受局地热力和动力条件影响和作用就显得尤为关键和突出。接下来重点研究分析对流层低层,特别是复杂地形下,局地环境条件在雷暴增强过程中究竟扮演着怎样的角色,以及其与雷暴的相互作用及其演变特征。

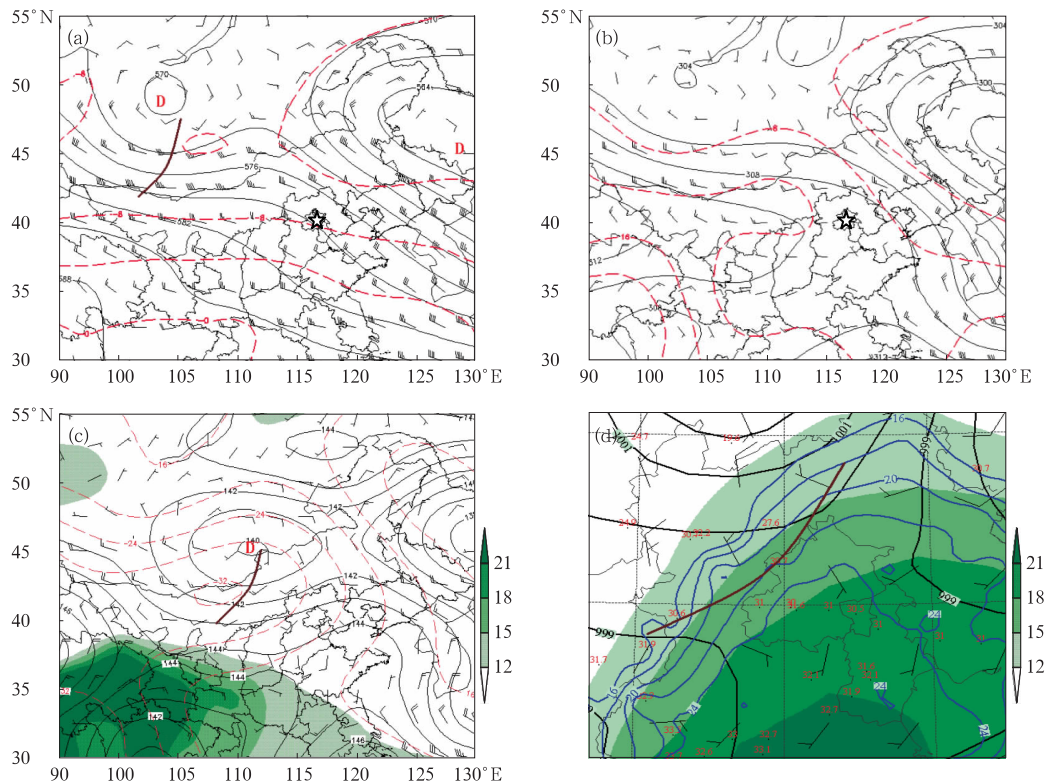


图 4 2009 年 7 月 22 日 14:00 时天气形势图

(a) 500 hPa; (b) 700 hPa; (c) 850 hPa; (d) 北京周边地区地面天气图

图中阴影部分为比湿,单位为 $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$; (a), (b), (c) 中黑色实线为位势高度(单位: dagpm), 红色虚线为等温线(单位: $^{\circ}\text{C}$),棕色实线为槽线; (d) 中黑色实线为等压线(单位: hPa), 蓝色实线为露点温度,棕色实线为冷锋,红色标值为温度(单位: $^{\circ}\text{C}$);五角星为北京所在位置

Fig. 4 Weather situation of 500 hPa (a), 700 hPa (b), 850 hPa (c), and surface (d) at 14:00 BT 22 July 2009

Shaded area is specific humidity (unit: $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$), black solid line is potential height (unit: dagpm), red dashed line is isotherm (unit: $^{\circ}\text{C}$), brown solid line is trough line in (a)~(c), the black solid line in 4d are isobars (unit: hPa), blue solid line are contours of dew temperature (unit: $^{\circ}\text{C}$), the brown solid line is cold front, red values are surface temperature (unit: $^{\circ}\text{C}$)

2.2 对流不稳定能量及垂直风切变特征分析

层结稳定度对于雷暴能否发展有着十分重要的

作用^[1],而北京地区一天四次的加密探空为细致地分析大气层结状况的变化提供了更为有利的条件。图 5 表明,“722”雷暴发生前后,对流有效位能

(CAPE)从 08 时的 $2523\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ (图 5a),骤增到 14 时的 $3166\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ (图 5b),再到 20 时的 $1672\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ (图略),存在一次明显的能量积累和释放过程,而对流抑制能(CIN)则有明显减小趋势。08 时低层逆温层形成的暖盖(图 5a),为对流有效位能的

积累提供了有利条件,而低层暖湿、中高层冷干的大气垂直配置(图 5b),也促成了对流不稳定的建立。可见此次对流过程发生前,无论是大气能量,还是不稳定层结都为雷暴系统的组织、增强和维持提供了较为有利的环境条件。

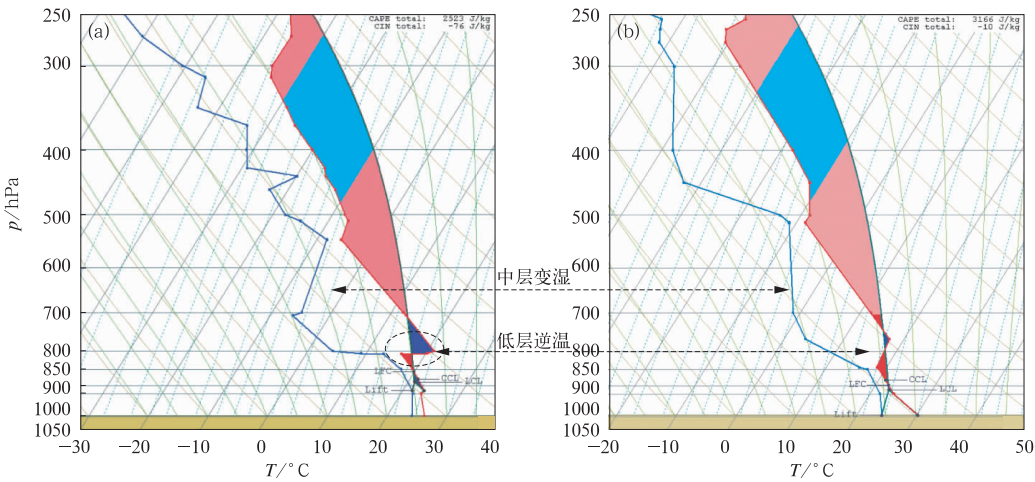


图 5 南郊观象台 2009 年 7 月 22 日 08:00(a)、14:00(b)探空层结图
Fig. 5 Sounding stratification in Nanjiao Observatory on 22 July 2009
(a) 08:00, (b) 14:00

风廓线仪对水平风的垂直结构有较强的探测能力,能实时监测中尺度对流系统发生、发展时环境风场的垂直切变演变特征^[12,22]。延庆风廓线图(图 6a)表明,在“722”雷暴发生前期以及整个演变过程中,1000 m 以下存在浅薄的偏东风,而在 1000~2000 m,则为较强的偏西风,二者构成了强的低层垂直风切变,为雷暴的增强、维持和发展提供了有

利的动力不稳定条件。同样观象台风廓线图(图 6b),在 14—17 时也存在有较强的低层垂直风切变;此外,风向在 0~1500 m 随高度有明显顺时针旋转,表明低层有较强的暖平流,而高层为强的偏西北风,有冷平流,上下层温度平流差异,构成了上冷下暖垂直结构,也比较有利于对流不稳定系统的发展。

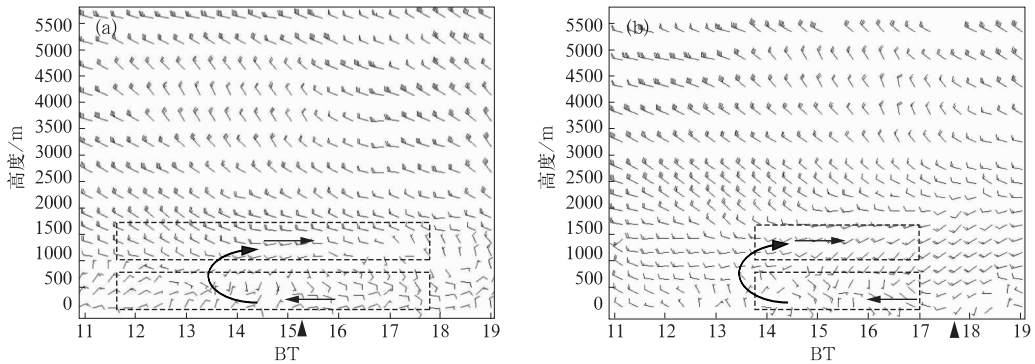


图 6 2009 年 7 月 22 日 11:00—19:00 延庆(a)、南郊观象台(b)垂直风廓线图
时间分辨率为 12 min,垂直高度单位为 m,黑色三角形为该站点发生降水的时刻
Fig. 6 Time series of wind profile during 11:00–19:00 BT 22 July 2009
(a) Yanqing, (b) Nanjiao Observatory
Time resolution is 12 min, unit of vertical height is meter, and the black triangle present the moment of rainfall

3 基于雷达资料反演的对流层低层热力场和动力场分析

前文提到的 VDRAS, 它的核心部分为 4DVAR 和三维云尺度模式等, 它能输出 12 分钟间隔的对流层低层热力和动力结构分析场, 详细的 VDRAS 系统说明、配置及反演效果评估验证可参见相关文献 [12-13]。前面分析表明, “722”雷暴的主要影响系统位于对流层低层。下面重点基于 VDRAS 反演的对流层低层热力场和动力场, 并结合自动站资料对雷暴两个增强阶段的增强机理进行更深入细致的分析。

3.1 第一阶段——雷暴在下山过程中增强

“722”雷暴第一阶段的增强, 主要表现为下山增强。因此, 重点需要关注地形在此次雷暴增强过程中的作用。我们注意到, 从 VDRAS 反演的 187.5 m 近地面层扰动温度及风场分布可以看到, 北京地区低层为稳定的偏南暖湿气流(图 7)控制, 由于气流受东北—西南走向地形的抬升作用^[21], 使得山前(图 2)的上升运动有所增强(图略)。14:35 时(图 7a), 北京西北方向与河北交界处出现了一块 35 dBz 以上的对流回波单体, 伴随着降水的发生有一个冷池形成, 其范围较小, 但中心扰动温度很低达到了一 12℃, 冷池内部密度较大的强冷空气出流朝雷暴移动前方推进, 除了冷池前沿存在较强的偏北风外, 周围环境风场为偏南气流控制, 形成了弓形辐合区, 为雷暴单体的组织性发展及弓形回波的形成创造了极为充分的条件。14:59—15:53 时(图 7b, 7c 和 7d), 雷暴在整个下山过程中, 由于地形背风坡对冷池出流的加速作用, 促使雷暴移动前方偏北风速加大, 加上稳定维持的偏南暖湿气流的配合, 二者的共同作用, 进一步加大了弓形辐合区的范围和强度, 这为山前“M”处(图 2)辐合区的产生和维持, 以及垂直运动的加强和维持提供了十分有利的动力条件。此阶段, 对流单体从块状回波发展为弓形回波, 并逐渐加强南移, 中心扰动温度仍维持在一 12℃, 雷暴明显发展加强。综上所述, 可归纳为地形对偏南气流的抬升和冷池出流的下山加速作用, 以及雷暴下山前方强的偏北气流与环境风场的偏南气流在山前产生的辐合上升是第一阶段雷暴下山过程中增强

的重要因素。

为了更深入地分析地形作用, 沿雷暴移动方向 1~2 连线处(图 7c)做垂直剖面, 从图 8 可以清楚地看到受地形的影响, 雷暴下山过程中伴随的冷池出流结构的演变特征, 可进一步说明雷暴增强的原因。分析结果表明: 在山区, 雷暴降水产生的冷池受地形作用, 雷暴移动前方的冷池出流高度被抬升, 冷池出流与环境风场的叠加, 加大了边界层高层的偏北风, 而边界层低层环境场的偏东南风与高层的偏西北风构成了强的垂直风向和风速切变, 有水平正涡度产生, 进而造成了雷暴移动前方对流层低层有强烈的动力不稳定, 从而加剧了雷暴下山发展。15:11 时(图 8a), 雷暴主体距离山脚约 40 km, 冷池出流尚未下山, 其前沿高度位于 1.5~2.5 km 处, 山前近地面 1 km 以下的高度范围内为较强的偏东南气流控制, 此时偏东南气流上方 1.5~2.5 km 处受环境风场影响吹西北风, 二者构成了弱的垂直风切变; 到 15:23 时(图 8b), 雷暴主体接近山脚(约 30 km), 冷池的厚度和范围逐渐增大, 前沿出流开始下山, 山前低层仍维持着偏东南风, 此时其上方 1.5~2.5 km 处受冷池出流的影响, 偏西北气流明显加强, 高低层相向气流的相互作用, 构成了强的风随高度顺转的垂直切变, 有水平正涡度产生; 15:35 时(图 8c), 雷暴前方垂直切变达到最强, 此时伴随着强降水的发生, 到 16:00 小时降水量为 31.9 mm 比前 1 小时降水明显增多。由此可见, 雷暴下山前后与环境风场的相互作用与平原地区显著不同, 平原地区的冷池出流贴近地面, 在近地面层与环境气流发生辐合, 二者的相互作用以辐合为主; 而山区的冷池出流由于高度被地形抬高, 在其下山过程中与边界层的环境风场构成的随高度顺转的垂直切变, 成为二者相互作用的重要方面。冷池下山后, 山前基本上为冷池出流所控制(图 8c), 冷池内部密度较大的冷空气沿陡峭的山脉直下, 重力势能转化为动能, 风速显著增大, 自动站观测到怀柔山前局部地区风速 $14 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上(图略), 冷池出流相对前一时刻明显增强, 而南侧的偏南风仍然十分强劲。受地形加速的冷池出流与前方稳定的偏南风在近地面层相遇, 进一步加剧了雷暴前方的辐合, 促进了雷暴的发展。另一方面, 雷暴下山, 低层暖空气之上有冷平流叠加, 使对流不稳定性增强, 进而有利于雷暴的发展。

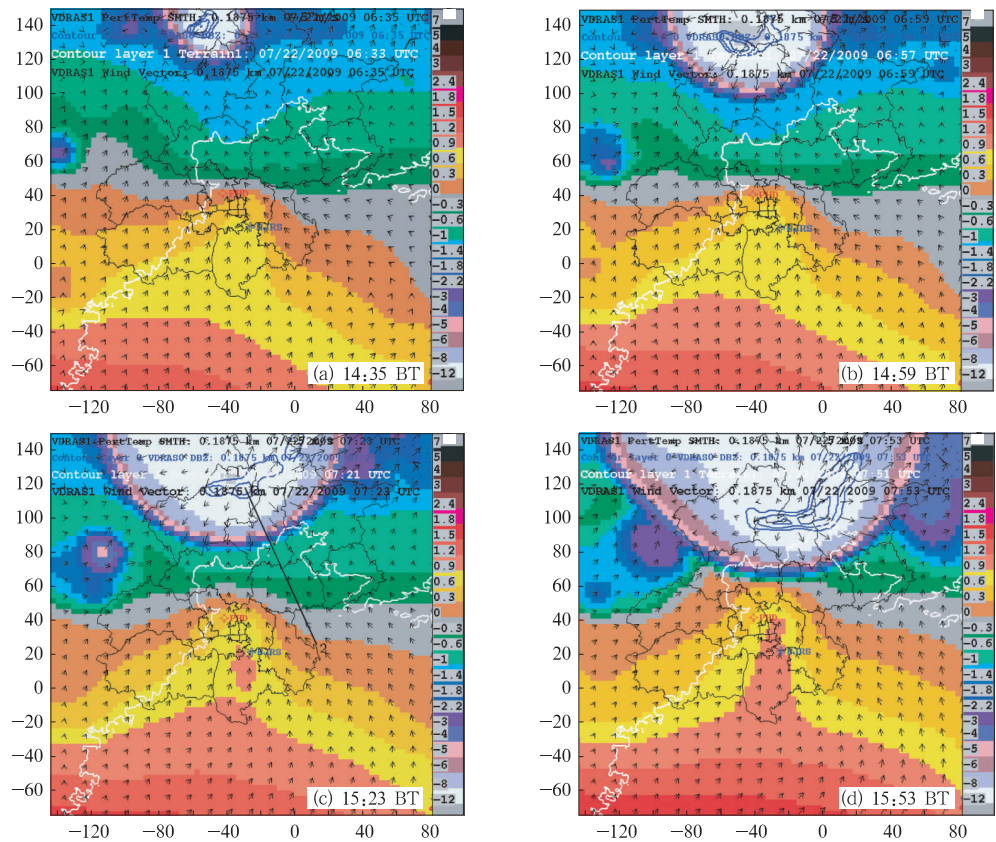


图 7 2009 年 7 月 22 日 14:35—15:53(a~d) 187.5 m 内扰动温度、回波强度和水平风场随时间演变图
色标阴影部分为扰动温度(℃),白色等值线为 100 m 等高线,
蓝色等值线为 35~60 dBZ 的雷达回波,间隔为 5 dBZ,箭头为风向

Fig. 7 Evolvement of perturbation temperature, radar echo and horizontal wind field at 187.5 m between 14:35—15:53 BT on 22 July 2009
Retrieved perturbation temperature is drawn as shaded area (unit: ℃), the white line is isohypse of 100 m, radar reflectivity is drawn as blue contours between 35~60 dBZ and interval of 5 dBZ, wind is drawn as vector

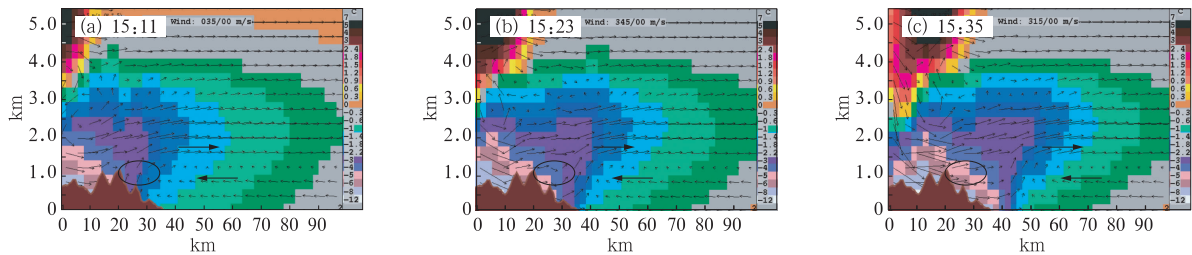


图 8 15:11—15:35(a~c)沿图 7c 1~2 连线处垂直剖面的扰动温度及其风场分布图
阴影部分为扰动温度,箭头为风向

Fig. 8 Cross sections of perturbation temperature and wind distribution along the line between 1 and 2 in Fig. 7c (a) 15:11 BT, (b) 15:23 BT, and (c) 15:35 BT 22 July 2009
Perturbation temperature is drawn as shaded area and wind is drawn as vector

3.2 第二阶段——雷暴在城区平原地区再次增强

边界层辐合线是雷暴发生发展重要动力条件之一,大多数雷暴都发生在边界层辐合线附近,而雷暴移入边界层辐合线附近时会得到明显发展^[23]。据

前文,“722”雷暴第二阶段增强主要出现在 17—18 时。在此之前,雷暴经过第一阶段增强后,组织性完好的对流雷暴在南移过程中分裂成有组织多单体雷暴,其中一个对流单体经过平原城区(朝阳)时,再一次发展增强。从低层 187.5 m 风场分析结果显示,

16—17 时(图 9a,9b 和 9c),冷池出流南移并逐渐加强,其移动前沿与势力相当的偏南暖湿气流在城区朝阳(见图 2,“P”位置)相汇,形成了南北侧冷暖空气对峙的辐合区,十分有利于近地层水汽的辐合和上升运动的发展。

有研究表明,扰动温度梯度的大值区对雷暴的发生发展同样有着较大的指示作用^[19]。从图 9 扰动温度场演变情况可以清楚地看到,东西向辐合带(如图 2 的“P”位置)南北两侧,由冷池低中心与相对峙的暖舌尖构成了陡峭的扰动温度梯度大值区,在大约 20 km 距离内从冷池内的 -12°C 升至暖舌尖的 1.2°C ,扰动温度变率达到 $0.66^{\circ}\text{C}\cdot\text{km}^{-1}$ 。地面自动站温度观测也同样反映了在朝阳地区有比较强的温度梯度(图 10),温度梯度的位置与 VDRAS 反演的扰动温度梯度的位置大致相符,并能看出明

显的扰动温度梯度带加强过程,在等扰动温度线密集区南北两侧分别选朝阳站(54433)和顺义站(54398)代表温度梯度带的两侧温度,二站之间相距 22 km 左右,在 15:10 雷暴刚下山时,两侧温度差异主要受环境场暖舌影响,朝阳站(54433)气温明显高于顺义站(54398)约 1°C ,到 16:25 雷暴进入朝阳前,两站温差迅速增大,10 分钟内增大了近 6°C ,最大达到了 8°C (图 11)。随着对流单体接近“P”位置,其所经过地区温度骤降,而“P”位置环境温度始终保持不变,这表明近地面暖空气势力强,当遇到局地强的下沉冷空气侵入时,通过热力强迫作用暖空气被抬升,热力不稳定增加,有利于组织完好的对流雷暴发展。可见冷池和暖舌在朝阳地区形成的强扰动温度梯度,是第二阶段雷暴在平原地区发展增强的重要原因。

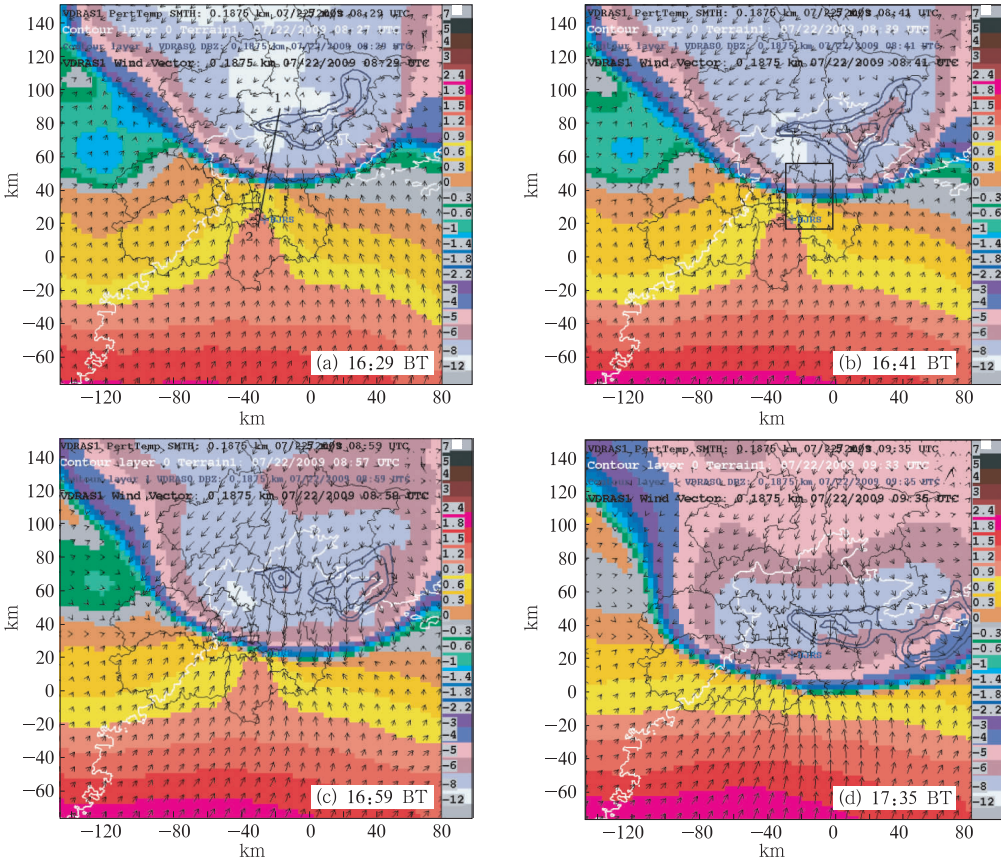


图 9 2009 年 7 月 22 日 16:29 (a)、16:41 (b)、16:59 (c)、17:35 (d)

187.5 m 内扰动温度水平风场随时间演变图

色标阴影部分为扰动温度,白色等值线为 100 m 等高线,蓝色等值线为 40~60 dBz 的雷达回波,间隔为 5 dBz,箭头为风向

Fig. 9 Evolvement of perturbation temperature and horizontal wind field at 187.5 m (a) 16:29 BT, (b) 16:41 BT, (c) 16:59 BT, (d) 17:35 BT 22 July 2009

Retrieved perturbation temperature is drawn as shaded area, the white line is isohypse of 100 m, radar reflectivity is dran as blue contours between 46—60 dBz, wind is drawn as vector

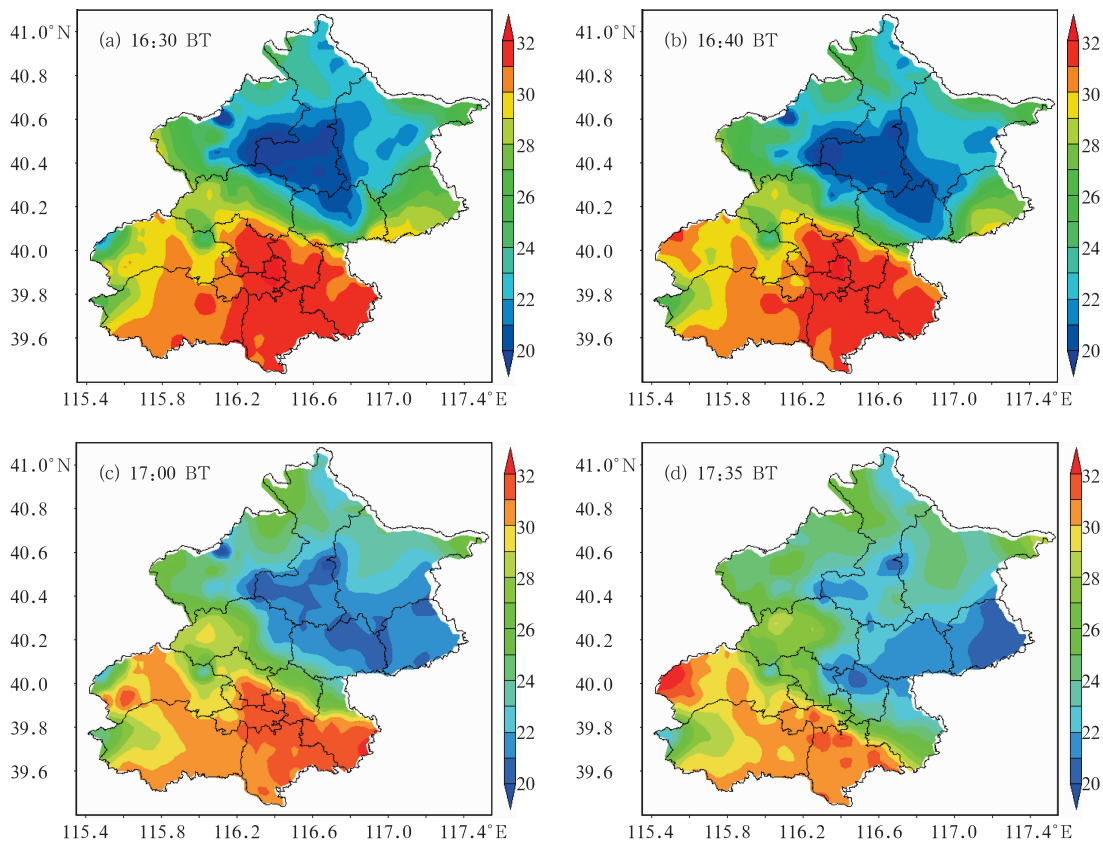


图 10 2009 年 7 月 22 日 16:30 (a)、16:40 (b)、17:00 (c)和 17:35 (d)地表自动站温度演变图
Fig. 10 Evolution of surface temperature from AWS stations at (a) 16:30 BT,
(b) 16:40 BT, (c) 17:00 BT, and (d) 17:35 BT 22 July 2009

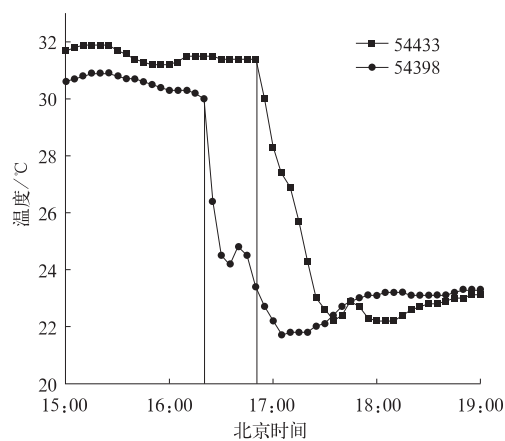


图 11 朝阳站(54433)和顺义站(54398)
温差变化图
Fig. 11 Time series of temperature at
Chaoyang (54433) and Shunyi (54398) Stations

环境场的低层垂直风切变与冷池的相互作用,也是雷暴增强的重要机制之一。关于低层垂直风切变与冷池的相互作用,Rotunno 等提出了 RKW 理论,可以用来分析二者相互作用对雷暴发展维持的影响。

该理论认为:当冷池和低层垂直风切变强度相当时,冷池出流形成的负涡度与低层切变产生的正涡度达到近似平衡状态,会导致雷暴前方低层的辐合抬升最强,最有利于雷暴的维持增强^[16]。上述分析结果已经表明,有组织的对流单体在接近朝阳时,其冷池前沿出流与偏南暖湿气流大小相当,冷暖空气势力相当(图 9a,9b 和 9c)。图 12 为沿 1~2 点连线(图 9a)做的垂直剖面。从垂直风场和扰动温度场演变趋势也同样可以看到,近地面层冷池出流与偏南风在“P”位置(如图 2 所示)交汇,形成了冷池与暖舌对称分布的垂直辐合上升区。雷暴前方低层 1 km 以下的强偏南暖湿入流和 2~3 km 高层的偏北干冷出流,构成了强的垂直风切变。由于上升气流轴不存在向冷池一方(北)或暖舌一方(南)倾斜的趋势,从定性分析表明,此时冷池与垂直风切变强度相当,有利于组织完好的对流雷暴的维持增强。

接下来应用 RKW 理论进一步分析冷池出流与垂直风切变二者相互作用所产生的水平涡度对雷暴影响。考虑到朝阳附近(见图 2“P”位置)环境主导风

以偏北和偏南气流为主(图 9),故环境风场可以近似看作 v 分量(南北风),由于 v 分量随高度变化较大,所以剖面内冷池及其前方的环境风切变产生的水平涡度分布状况 $-\left(\frac{\partial v}{\partial z}-\frac{\partial w}{\partial y}\right)$,可以近似为 v 分量随高度的垂直变化 $-\frac{\partial v}{\partial z}$ 。图 13 为“P”位置利用 2437.5 m 和 187.5 m 两层 v 计算的水平和 187.5 m 层的

散度及水平风场图,其中蓝线为冷池产生的水平负涡度,红线为低层垂直风切变产生的水平正涡度。可以清楚看到,近地面冷池出流与南侧的偏南风在“P”位置形成了狭长的显著辐合带。在辐合区两侧有正负涡度相当的分布特征,这说明冷池强度与低层环境风场切变强度相当。将图 12 与图 13 配合起来分析,在辐合带上有强的垂直上升气流,其两侧具有冷池出流

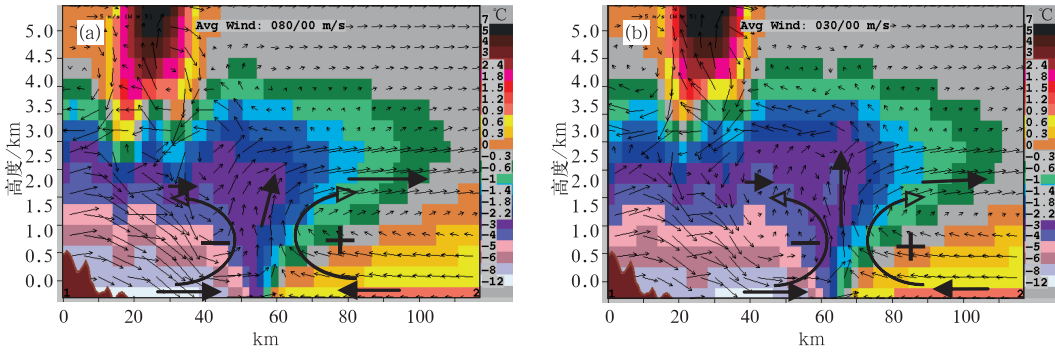


图 12 2009 年 7 月 22 日 16:29 (a)和 16:41 (b)扰动温度以及风场的垂直剖面图
剖面位置为图 9a 中的斜线处

Fig. 12 Cross sections of perturbation temperature and wind along the line in Fig. 9a
(a) 16:29 BT, (b) 16:41 BT on 22 July 2009

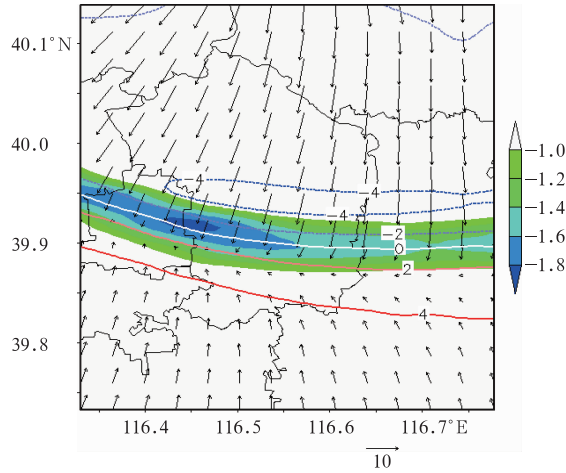


图 13 2009 年 7 月 22 日 16:41 时朝阳附近
(图 9b 方框所示位置)水平涡度及
辐合辐散(散度)图

阴影为 187.5 m 处的辐合量(单位: 10^{-3} s^{-1}),
等值线为水平涡度(单位: 10^{-3} s^{-1}),
箭头为模式底层 187.5 m 处的水平风场

Fig. 13 Horizontal vorticity, convergence
and divergence field in Chaoyang (in Fig. 9b)
at 16:41 BT 22 July 2009

The vector denotes the wind at 187.5 m, shaded
areas indicate the convergence (unit: 10^{-3} s^{-1}),
contours are horizontal vorticity
at 187.5 m (unit: 10^{-3} s^{-1})

随高度减小的负涡度区和低层暖湿入流随高度减小的正涡度区的分布特征,二者强度相当近乎平衡^[16],冷池和切变的这种分布结构完全符合 RKW 理论,十分有利于雷暴的维持和发展。

4 结论和讨论

在大尺度天气背景条件并不十分有利的情况下,局地的环境条件和复杂地形对雷暴发生发展的影响就成为了主要因素。北京地区雷暴下山发展或减弱的影响机制,至今仍然是预报中没能解决的难题。本研究利用了多种观测资料,结合 4DVAR 技术,对发生在北京地区 2009 年 7 月 22 日的一次雷暴下山增强过程进行了初步分析,试图揭示复杂地形下对流层低层冷池、环境风垂直切变和辐合线对雷暴的影响机制。主要研究结论如下:

(1) “722”雷暴过程受 850 hPa 及以上各层大尺度天气系统的影响并不十分明显,但前期地面的弱冷锋,边界层高层偏北干冷气流与低层偏南暖湿气流的稳定维持和对流不稳定能量的聚集是本次雷暴增强的必要条件。

(2) 雷暴下山第一次增强时,雷暴移动前方冷

池出流下山加速与偏南气流在山前交汇,对边界层辐合线的形成和雷暴暖湿入流的输送及维持起到了重要作用;偏南风北进接近山区时,受地形强迫抬升作用,增强了山前空气的垂直运动;地形强迫作用抬高了冷池出流的高度,使得出流与近地面偏南气流构成随高度顺转的边界层垂直风切变;低层暖空气之上有冷平流叠加,使对流不稳定增强。上述条件是构成第一阶段雷暴下山过程中增强的关键原因和充分条件。

(3) 引起第二阶段雷暴进入平原地区增强主要原因是:组织完好的雷暴冷池与低层暖舌在平原地区的对峙,产生了强的扰动温度梯度;强的冷池出流与势力相当的偏南暖湿气流相互作用产生了强的辐合上升气流,并与下沉气流在较常时间内共存;冷池出流形成的负涡度与低层切变产生的正涡度达到近似平衡状态。运用 RKW 理论,三者导致雷暴前方低层的辐合抬升最强,最有利于雷暴的维持发展。

通过上述分析,可知基于 4DVAR,基本能反映出低层辐合、冷池、暖舌和垂直风切变等的基本特征,从而为我们准确把握雷暴的演变提供十分重要的手段。文章中提到了冷池的强度,由于计算还存在一定的问题,只给出了一个定性的初步分析。事实上,要真正地运用好 RKW 理论,需要定量计算冷池和低层风切变的强度,并进行二者强度的对比分析,此项工作还有待于进一步的深入研究。

参考文献

- [1] 寿绍文,励申申,姚秀萍. 中尺度气象学[M]. 北京:气象出版社,2003:324-326.
- [2] Droegeimer K, Wilhelmson R. Three-dimensional numerical modeling of convection produced by interacting thunderstorm outflows. Part I: Control simulation and low-level moisture variations[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 1985, 42(22):2381-2403.
- [3] Droegeimer K, Wilhelmson R. Numerical simulation of thunderstorm outflow dynamics. Part I: Outflow sensitivity experiments and turbulence dynamics[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 1987, 44(8): 1180-1210.
- [4] 俞樟孝,俞连根,丛黎强. 浙江大范围强对流天气过程中的中尺度(α)低压[J]. 气象学报,1990,48(4):500-505.
- [5] 毛冬艳,乔林,陈涛. 2004 年 7 月 10 日北京暴雨的中尺度分析[J]. 气象,2005,31(5):42-46.
- [6] 孙明生,汪细明,罗阳. 北京地区强对流天气展望预报方法研究[J]. 应用气象学报,1996,7(3):336-343.
- [7] 蔡则怡,李鸿洲,李焕安. 华北飑线系统的结构与演变特征[J]. 大气科学,1988,12(2):191-199.
- [8] Dynamical and microphysical retrieval from Doppler Radar observations using a cloud model and its adjoint. Part I: Model development and simulated data experiments[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 1997, 54(12):1642-1661.
- [9] Dynamical and microphysical retrieval from Doppler Radar observations using a cloud model and its adjoint. Part II: Retrieval experiments of an observed florida convective storm[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 1998, 55(5):835-852.
- [10] Recovery of three-dimensional wind and temperature fields from simulated single-Doppler Radar data[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 1991, 48(6):876-890.
- [11] 樊利强,王迎春,陈明轩. 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,2009,35(11):9-16.
- [12] 王婷婷,王迎春,陈明轩,等. 北京地区干湿雷暴形成机制的对比分析[J]. 气象,2011,37(2):142-155.
- [13] Sun J, Chen M, Wang Y. A frequent-updating analysis system based on radar, surface, and mesoscale model data for the Beijing 2008 forecast demonstration project[J]. Weather and Forecasting, 2010, 25(6):1715-1735.
- [14] 肖现,陈明轩,孔荣. 一次典型强对流天气的温度场结构特点[J]. 气象,2008,34(S1):80-84.
- [15] Fovell R G, Tan P H. The temporal behavior of numerically simulated multicell-type storms. Part II: The convective cell life cycle and cell regeneration[J]. Monthly Weather Review, 1998, 126(3):551-577.
- [16] Rotunno R, Klemp B, Weisman M L. A theory for strong, long-lived squall lines[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 1988, 45(3):463-485.
- [17] 孙继松. 气流的垂直分布对地形雨落区的影响[J]. 高原气象,2005,24(1):62-69.
- [18] 孙继松. 北京地区夏季边界层急流的基本特征及形成机理研究[J]. 大气科学,2005,29(3):445-452.
- [19] 孙继松,石增云,王令. 地形对夏季冰雹事件时空分布的影响研究[J]. 气候与环境研究,2006,11(1):76-84.
- [20] 孙继松,杨波. 地形与城市环流共同作用下的 β 中尺度暴雨[J]. 大气科学,2008,32(6):1352-1364.
- [21] 丁青兰,王令,卞素芬. 北京局地降水中地形和边界层辐合线的作用[J]. 气象科技,2009,37(2):152-155.
- [22] 王欣,卞林根,彭浩,等. 风廓线仪系统探测试验与应用[J]. 应用气象学报,2005,16(5):693-698.
- [23] Wilson J W, Feng Y R, Chen M, et al. Nowcasting challenges during the Beijing Olympics: Successes, failures and implications for future nowcasting systems[J]. Weather and Forecasting, 2010, 25(6):1691-1714.