

城市边界层过程在北京 2004 年 7 月 10 日 局地暴雨过程中的作用

孙继松^{1, 2} 王 华¹ 王 令¹ 梁 丰¹ 康玉霞¹ 江晓燕³

1 北京市气象台, 北京 100089

2 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室, 北京 100081

3 中国气象局北京城市气象研究所, 北京 100089

摘 要 从大量的观测事实入手, 结合简要的理论分析, 揭示发生在北京城区的一次相对孤立的 β 中尺度对流暴雨系统的启动机制以及城市边界层在这次局地暴雨过程中的作用。研究结果表明: (1) 2004 年 7 月 10 日北京暴雨前后, 局地水汽和天气尺度低空水汽输送条件是非常有利的, 但是天气尺度系统的垂直运动对这次北京局地暴雨是存在抑制作用, 至少没有明显的帮助。这一点与区域性降雨带中出现的中尺度暴雨中心具有明显区别。(2) 暴雨发生在偏南暖湿气流中, 首先, 可能是位于北京西南的河北涿水和易县附近强雷暴群激发的重力波传播, 触发对流不稳定能量释放, 形成线形分布、孤立的 γ 中尺度对流单体, 这些对流单体在城市中尺度的风场辐合线的组织下, 形成 β 中尺度对流系统。这一对流系统激发的重力波, 再次形成一系列 γ 中尺度对流单体, 当这些单体又一次被组织成 β 中尺度对流系统时, 由于对流不稳定能量减弱, 北京城区出现的第二个降水峰值明显减弱。(3) 城市与郊区下垫面物理属性造成的热力差异, 不仅形成城市中尺度的低空风场辐合线, 它的存在对对流单体具有明显的组织作用。同时, 这种热力差异还可能造成边界层内中心城区风场垂直切变加强, 郊区低空风速加大, 这种强迫有利于暴雨中心区强烈的上升运动得以维持, 保证了低空水汽在较大范围内向对流体中流入, 维持对流降水的持续。

关键词 β 中尺度 暴雨 重力波 对流系统 中尺度辐合线 垂直切变

文章编号 1006-9895(2006)02-0221-14

中图分类号 P445

文献标识码 A

The Role of Urban Boundary Layer in Local Convective Torrential Rain Happening in Beijing on 10 July 2004

SUN Ji-Song^{1, 2}, WANG Hua¹, WANG Ling¹, LIANG Feng¹,
KANG Yu-Xia¹, and JIANG Xiao-Yan³

1 Beijing Meteorological Observatory, Beijing 100089

2 State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

3 Beijing Urban Meteorological Institute, China Meteorological Administration, Beijing 100089

Abstract An isolated mesoscale convective torrential rain which happened in Beijing urban on 10 July 2004 (“7.10”) made a great traffic trouble because of serious inundation cross the urban areas and caught various social attention. The triggering mechanism of the convective torrential rain and the reason that the downpour occurred only in urban center are studied by analyzing a large number of observation data sets, such as observational data with high spatial-temporal resolution based on auto-weather station network, Doppler radar observational products, avail-

able vertical distribution of wind detected by a boundary wind profiler, TBB data from GOES and conventional weather observational data sets. Based on a simple mesoscale theoretical analysis and detail observational investigation, the spatial structure of the weather system is proposed. The research results indicate that (1) the local vapor condition and the large-scale vapor transportation are favorable during the torrential rain. However, the large-scale descending area has been keeping inhibition during the weather event, and this is a great difference between the isolated meso- β scale convective storm system (MCSS) and other mesoscale torrential rain events which happen in regional precipitation; (2) The convective activities in Beijing area are closely related to gravity wave. At the initial stage of “7. 10” local torrential rainfall, the local convective instable energy is possible to be triggered by gravity wave which is motivated by the stronger convective activities in Laishui and Yixian counties of Hebei Province to the southwest of Beijing and a series of relatively isolated meso- γ scale convection cells (MCCs), which appear to be linear, develop in Beijing. Finally, a meso- β scale convective storm system is organized by urban mesoscale convergence line. The MCSS not only causes the heaviest rain intensity in the urban center, but also excites gravity wave and brings forth the similar meso- γ scale convection cells again. When the meso- γ scale convection cells are reorganized, a meso- β scale convective storm system reappears in the urban areas. However, the second heaviest rain intensity is debilitated obviously compared with the former MCSS because the local instable energy have been released partly during the first precipitation period; (3) prior to the torrential rain, a mesoscale convergence line can be observed not only in urban surface but also in total boundary layer above, which plays a key role in organizing the isolated meso- γ scale convection cells (MCCs). The research confirms that the thermodynamic forcing caused by the temperature difference between urban areas and suburbs, is a fundamental factor in the development of the convergence line. On the other hand, because of the thermodynamic difference between urban areas and suburbs, the vertical wind shear is strengthened in the urban center, and the horizontal flow in lower layer is accelerated in suburbs, in other words, the thermodynamic forcing is advantageous to keeping the stronger convergence motion toward central convection area and providing enough compensated moisture current around a relative large field.

Key words meso- β scale, torrential rain, gravity wave, convective system, mesoscale convergence line, vertical wind shear

1 引言

暴雨及其衍生灾害,一直被视为中华民族的心腹之患。我国气象工作者在有关暴雨与洪涝的研究方面取得了举世瞩目的成就^[1~5],但是这些研究绝大多数是针对区域性洪涝灾害中持续性暴雨过程的。一般认为,暴雨的发生是由于不同尺度系统相互作用的结果:在稳定的大尺度背景下,天气尺度系统的活动造成一次次短期暴雨过程;在有利的天气尺度背景下,中、小尺度系统的发生、发展触发了一次次的短时暴雨。最近,一些研究试图揭示有关 β 中尺度暴雨系统形成的物理图像和演变规律:孙继松^[6]研究了局地边界层急流与 β 中尺度暴雨系统之间的正反馈现象,强调热力分布状况的变化在稳定性 β 中尺度暴雨中的作用;张小玲等^[7]认为, β 中尺度深对流系统(MCS)所需的上升运动是由局地对流有效位能(CAPE)释放的浮力抬生引起的,但是并没有指出是什么机制触发CAPE释放;孙健

等^[8]在分析一次香港特大暴雨过程时,揭示了大尺度环境风场中存在 β 中尺度系统的独立流场,但是没有解释这种独立流场形成的原因;隆霄等^[9]对数值模拟结果进行分析后认为, β 中尺度系统可以在 α 中尺度低涡发展过程中被激发和分裂出来,而当它离开母体后会很快衰减,也就是说, β 中尺度系统可能是依附于 α 中尺度低涡系统的。然而,在华北可以经常看到一些孤立存在的 β 中尺度系统造成局地暴雨现象^[10, 11],它们的出现大多与地形有关,而有些孤立的 β 中尺度暴雨现象几乎与中尺度地形无关,目前的业务数值模式对这类暴雨的预报几乎无能为力。由于受到观测能力和资料分辨率的限制,相对于对区域性暴雨的认识程度而言,我们对一些孤立的 β 中尺度暴雨系统的结构和演变过程的认识仍然非常有限。

另一方面,近年来有关城市发展对局地天气气候事件的影响越来越受到关注。有分析^[12]表明,近30年来北京城区降水量与郊区相比有增加的趋

势; Daniel^[13]则认为, 在气候状态下, 城市热岛效应将造成城市下游降水增加。那么, 城市的发展是通过什么方式影响降水分布的? 气象学家们对城市热岛环流与边界层环境流场的相互作用过程进行一系列的研究, 陈隆勋等^[14]进行的观测研究表明, 在周边地区气温变冷的情况下, 随着城市群的发展, 长江三角洲地区的气温在迅速变暖, 表现为一个由中心城市联合而成的“区域性热岛”, 与此同时, 该地区呈现出降水量增加的趋势; 苗曼倩等^[15]和李维亮等^[16]的数值模拟证实, 长江三角洲地区的海(江、湖)风环流与城市热岛效应之间存在相互增强的过程, 造成沿江一带出现水平风速辐合带。同时, 城市化过程造成的地表特征变化也有可能对降水过程产生较大影响^[17]。但是, 上述研究大多数是基于气候平均态或稳定的天气环境背景进行的, 国内外对发生在大城市的局地灾害性降水过程研究还比较少, 造成我们对城市下垫面影响局地对流暴雨系统形成过程的物理图像, 以及这类暴雨系统的细微结构上的认识都存在明显不足。

2004 年 7 月 10 日在北京城区发生了一次孤立的 β 中尺度暴雨天气过程(简称“7. 10”暴雨), 它对我们认识对流暴雨形成过程的物理机制以及中尺度暴雨系统在不同阶段的细微结构非常有利。本文试图从大量的观测事实入手, 结合简要的理论分析, 来揭示对流系统的启动机制以及城市边界层在局地暴雨过程中的作用。

2 “7. 10”暴雨的主要特点与天气形势简析

2004 年 7 月 10 日午后, 北京城区出现了比较罕见的局地暴雨, 低洼地区一片泽国, 造成交通严重受阻, 引起了社会的广泛关注。尽管这次局地暴雨过程的最大降水量、降水强度与历史上北京郊区曾经出现的特大暴雨相比要小得多, 但是由于这次暴雨只发生在城区的狭小范围内, 短时雨强为近 20 年来所罕见, 不断扩大的城市不透水下垫面造成地表径流很大, 且迅速向低洼地区(如立交桥下)汇集, 受到城市地表排水能力的限制, 城市主干道低洼路段严重积水, 造成城市交通近乎瘫痪。

“7. 10”暴雨的主要特点是:

(1) 暴雨范围小, 局地性强。从 10 日 14 时~

11 日 06 时(北京时, 下同), 北京城区平均降水量为 57 mm (主要降水时段集中在 10 日 16~20 时(图 1), 城区平均降水量为 50.3 mm), 其中丰台气象站为 95 mm, 石景山气象站为 78 mm。超过 50 mm (即达到暴雨标准) 的降水区域不足 50 km $\times$ 100 km, 其中紫竹院公园降水量为 125 mm, 天坛公园为 104 mm; 平谷、延庆、密云基本无降水, 通县和大兴东部的降水量不足 3 mm, 暴雨发生前后 3 小时内, 北京周边地区(河北中北部、天津)没有出现 10 mm 以上的雨区。

(2) 降水强度大。17~18 时出现降水最大峰值(图 2), 其中丰台气象站 1 小时最大降水量为 52 mm, 10 分钟最大降水 23 mm。20~21 时出现第二个降水峰值, 但是强度明显减弱。

“7. 10”暴雨的主要特点表明, 这是一次典型的 β 中尺度对流暴雨天气过程。从根本上讲, 暴雨的发生需要两个最基本的物理条件: 足够的水汽来源和强烈而深厚的上升运动。一般认为, 暴雨过程是各种尺度天气系统相互作用的结果, 有利的天气尺度环流是产生暴雨的背景条件。那么, 在这次局地暴雨天气过程中, 天气尺度环境条件如何?

诊断结果表明, 在 10 日 08 时, 500 hPa 至 850 hPa 高度层, 北京附近的垂直速度场均为下沉运动区(量级为 10^{-3} hPa/s); 到 20 时, 500 hPa 转为弱的上升运动。虽然对流层中下层 12 小时内由水平辐散运动转为辐合[20 时, 700 hPa 北京附近

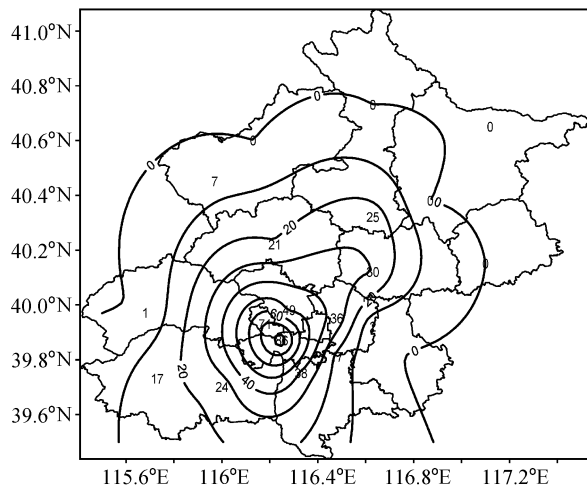


图 1 2004 年 7 月 10 日 14~20 时北京地区气象站降水实况 (单位: mm)

Fig. 1 The precipitation (units: mm) observed at the weather stations during 1400-2000 LST 10 Jul 2004 in the Beijing area

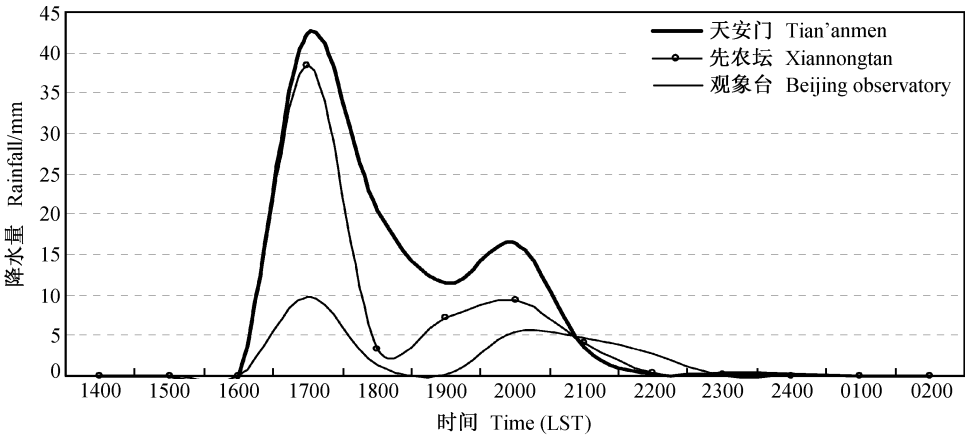


图 2 天安门、先农坛和南郊观象台自动站逐时降水量(单位: mm)
Fig. 2 The rainfall evolution hour by hour recorded by auto-weather stations at Tian'anmen, Xiannongtan and the Beijing observatory (units: mm)

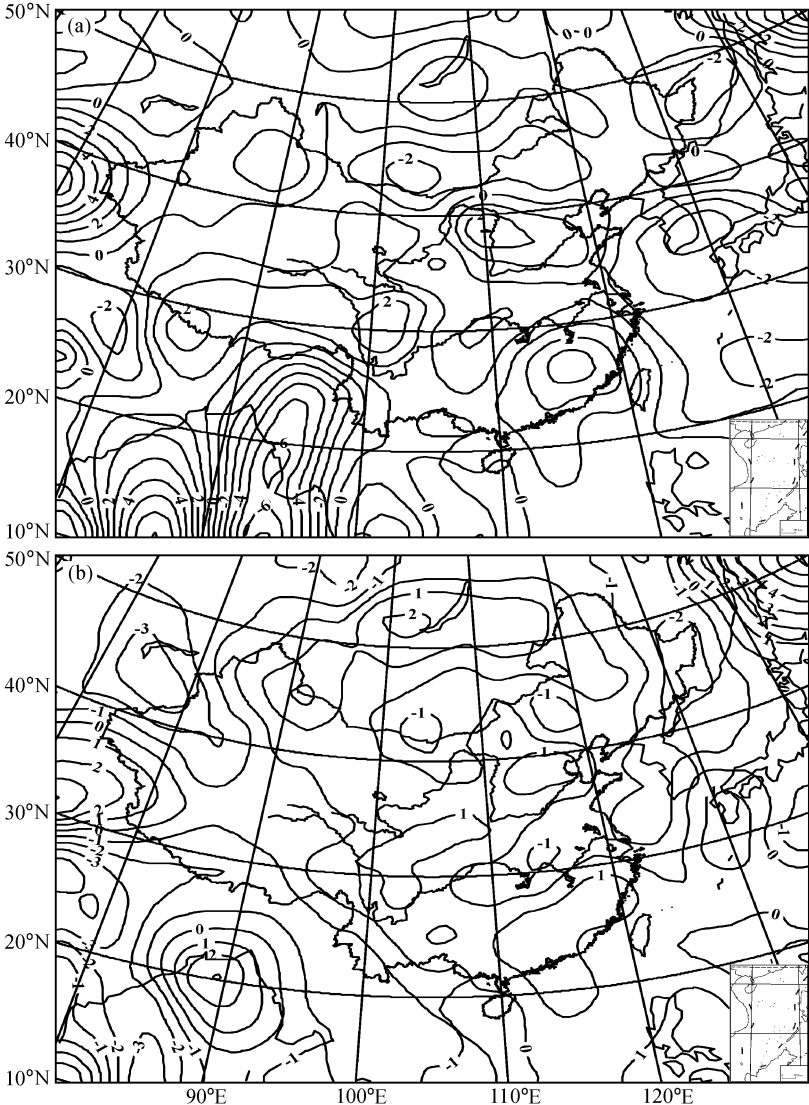


图 3 2004 年 7 月 10 日 850 hPa 垂直速度 (单位: 10^{-3} hPa/s) 客观分析: (a) 08 时; (b) 20 时
Fig. 3 The vertical velocity at 850 hPa at 0800 LST (a) and 2000 LST (b) 10 Jul 2004 (units: 10^{-3} hPa/s)

的水平散度为 $-5 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ (图略)],造成下沉运动有所减弱,但是 700 hPa、850 hPa 仍然维持量为 10^{-3} hPa/s 的下沉运动(图 3)。我们知道,此时的垂直运动实质上是 19 时(探空观测时间)大气状况的真实状况,而此时北京地区的降水虽然有所减弱,但暴雨过程并没有结束。这表明,天气尺度系统的垂直运动对这次北京局地暴雨是存在抑制作用的,至少没有明显的帮助。

从地面的湿度分布来看,10 日 08 时太行山以

东、燕山以南处于大湿度区中。到 14 时,该区域的地面比湿进一步加大,形成一条明显的东北-西南向湿度锋区(图 4),北京处于湿度锋区东侧的大湿度区顶部。表明此时本地近地面层已经具备了暴雨启动所需的水汽条件。

从天气尺度低空水汽输送(图 5)来看,20 时有一条沿高原东侧分布的水汽散度辐合带,并对应有三个中心,其中,北京位于北端的水汽散度辐合中心($1.0 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2}$)附近,而

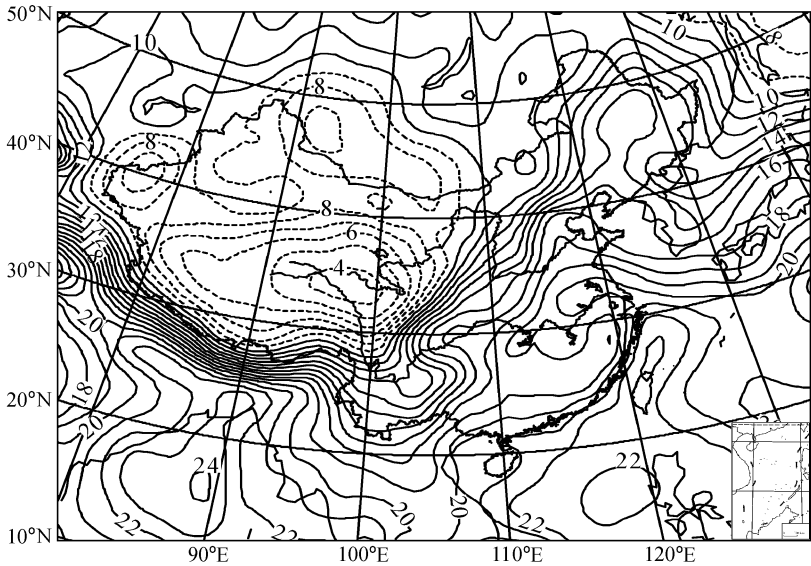


图 4 2004 年 7 月 10 日 14 时地面比湿分析图(单位: g/kg)
Fig. 4 The distribution of surface specific humidity (units: g/kg) at 1400 LST 10 Jul 2004

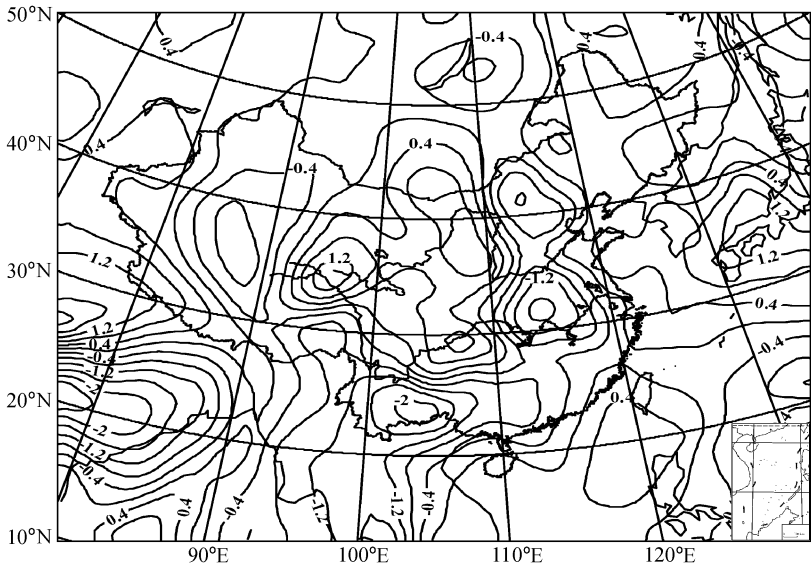


图 5 20 时 700 hPa 水汽通量散度(单位: $10^{-7} \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2}$)
Fig. 5 The vapor flux divergence field (units: $10^{-7} \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2}$) at 850 hPa at 1400 LST 10 Jul 2004

在 08 时,北京附近表现为水汽辐散(图略)。表明这次局地暴雨的水汽来源与天气尺度系统水汽输送有直接关系。

综上所述,“7.10”暴雨是一次典型的 β 中尺度对流暴雨天气过程。暴雨前,局地水汽和天气尺度低空水汽输送条件是非常有利的,但是天气尺度系统的垂直运动对这次北京局地暴雨是存在抑制作用的,至少没有明显的帮助。

3 “7.10”暴雨所揭示的中尺度特征及其可能形成机理

3.1 局地能量特征

大量的诊断研究表明,类似于“7.10”暴雨的降雨强度所需的垂直上升运动至少应该为 -10^1 hPa/s 量级。暴雨发生时,北京地区存在比较强烈的对流活动,由此可以推断,局地暴雨所需的上升运动可能主要来自于对流活动,而对流不稳定是对流活动所必须的条件之一。

从 10 日北京上空 θ_{se} 随高度的变化曲线(图 6)可以看出,500 hPa 以上的 θ_{se} 随高度迅速增加($\partial\theta_{\text{se}}/\partial z > 0$),一直表现为对流性稳定层结;在 08 时,由地面至 500 hPa 的 θ_{se} 随高度迅速减小($\partial\theta_{\text{se}}/\partial z < 0$),呈显著的对流性不稳定层结。20 时,由于对流降水潜热释放,对流层中层明显加热,700~500 hPa 出现中性层结,对流层低层的不稳定层结

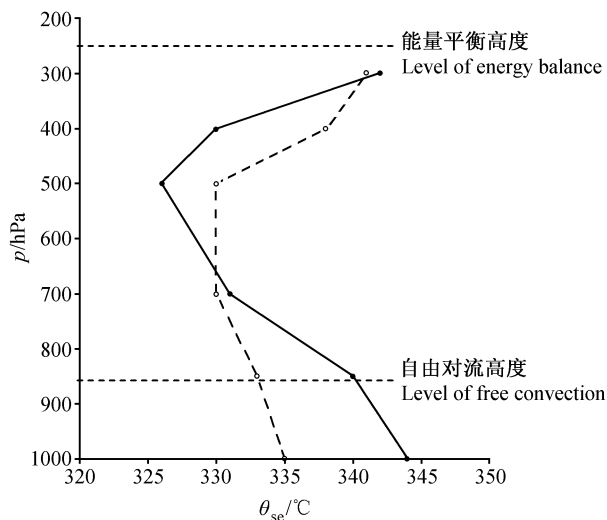


图 6 7 月 10 日北京测站相当位温 θ_{se} 随高度变化曲线(实线为 08 时,虚线为 20 时)

Fig. 6 The vertical distribution of potential equivalent temperature (θ_{se}) on 10 Jul 2004 (solid line: 0800 LST, dashed line: 2000 LST)

也在迅速减弱。这一特点与多数暴雨过程发生时的层结特征相似。

从图 6 还可以看到,10 日 08 时,北京地区的自由对流高度很低(860 hPa),而能量平衡高度很高(250 hPa)。对此时探空曲线的能量分析(图略)表明,北京地区潜在不稳定能量面积很大,但所需的启动能量面积很小。这些特点说明,本地对流不稳定很容易被触发,而且有利于对流发展到相当高度。

3.2 对流系统的触发与尺度演变

是什么强迫造成局地对流不稳定被触发?从雷达回波的连续演变(图略)可以看到:从 14:11 开始,在测站西南方向的河北境内出现强对流单体群,这些对流单体不断发展加强并向东北方向移动;15:13,河北境内的回波单体合并加强,在它的前方,开始出现一条西南-东北走向的强回波带。

从这条带状回波的径向速度分布(图 7)可以清晰地看到,在北京境内,存在一条总体上与回波走向一致的径向风速切变线:带状回波中轴线东南侧的径向风速小于零(表示风向指向雷达),西北侧的径向风速大于零(表示风向背向雷达),白色为零风速。值得注意的是,在这条切变线及其延长线附近,存在一系列 γ 中尺度对流单体,尺度为 10~20 km 左右,呈波状结构分布:位于雷达站西南方向 140~180 km 的河北省易县、涞水县附近(对应图 7 中 1 号圆形标志区)存在不规则分布的白色零风速线,与零风速线对应的流入气流(指向雷达)和流出气流(背向雷达)之间形成了由多个单体组成的雷暴群,在该雷暴群与雷达站之间,出现了一系列(对应图中 2~7 号圆形标志区)由流入(绿色)-流出(红色)-流入(绿色)结构组成的、具有辐合-辐散特征交替出现的 γ 中尺度系统。也就是说它们组成了一条具有明显波状特征的对流带,这些 γ 中尺度对流系统的出现可能与河北省易县、涞水县附近的对流单体群强烈发展激发的重力波有关,在 16~18 时,这些对流单体被组织成为一个 β 中尺度对流系统(图 8)。这一深对流系统的演变与北京城区的暴雨过程之间的关系也可以从 GOES(地球静止业务环境卫星)观测到的 TBB(云顶黑体亮温)变化得到证实(图 9),在北京城区对流最旺盛阶段(16~18 时),TBB 低于 -50°C 的对流降水区小于 300 km $\times$ 100 km,而造成北京城区形成暴雨中心的雨

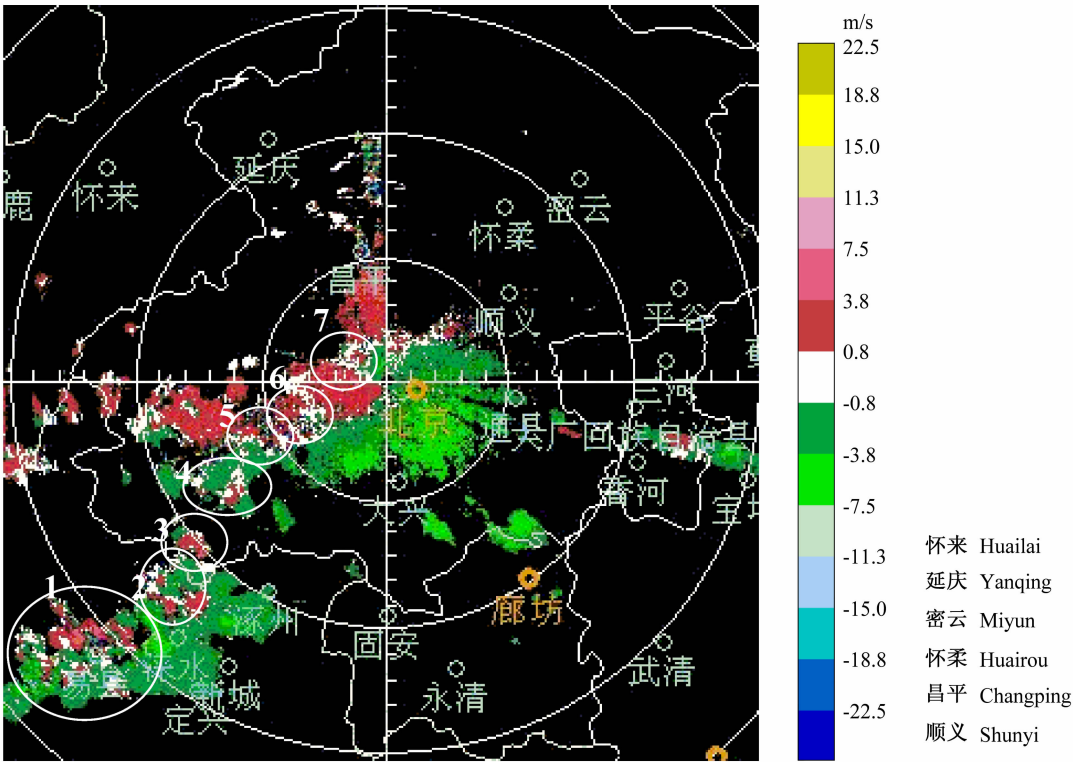


图 7 15:13 的雷达径向速度场
Fig. 7 The radial velocity detected by Doppler radar at 1513 LST 10 Jul 2004

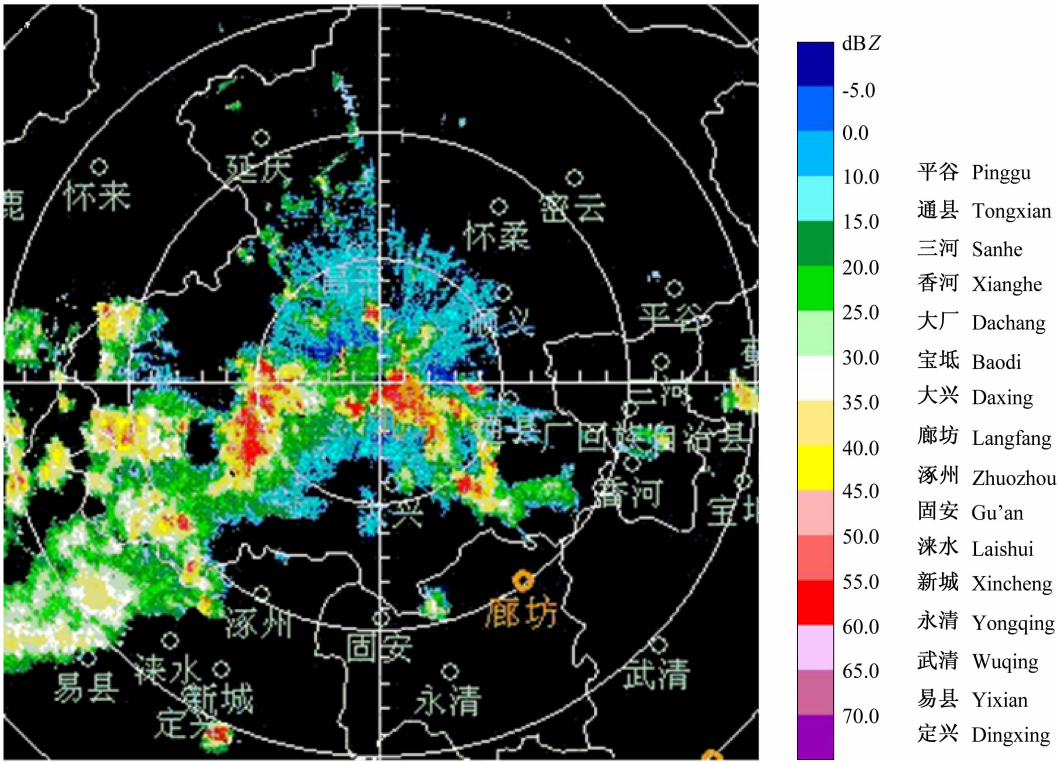


图 8 16:32 的雷达强度场
Fig. 8 The Doppler radar echo intensity at 1634 LST 10 Jul 2004

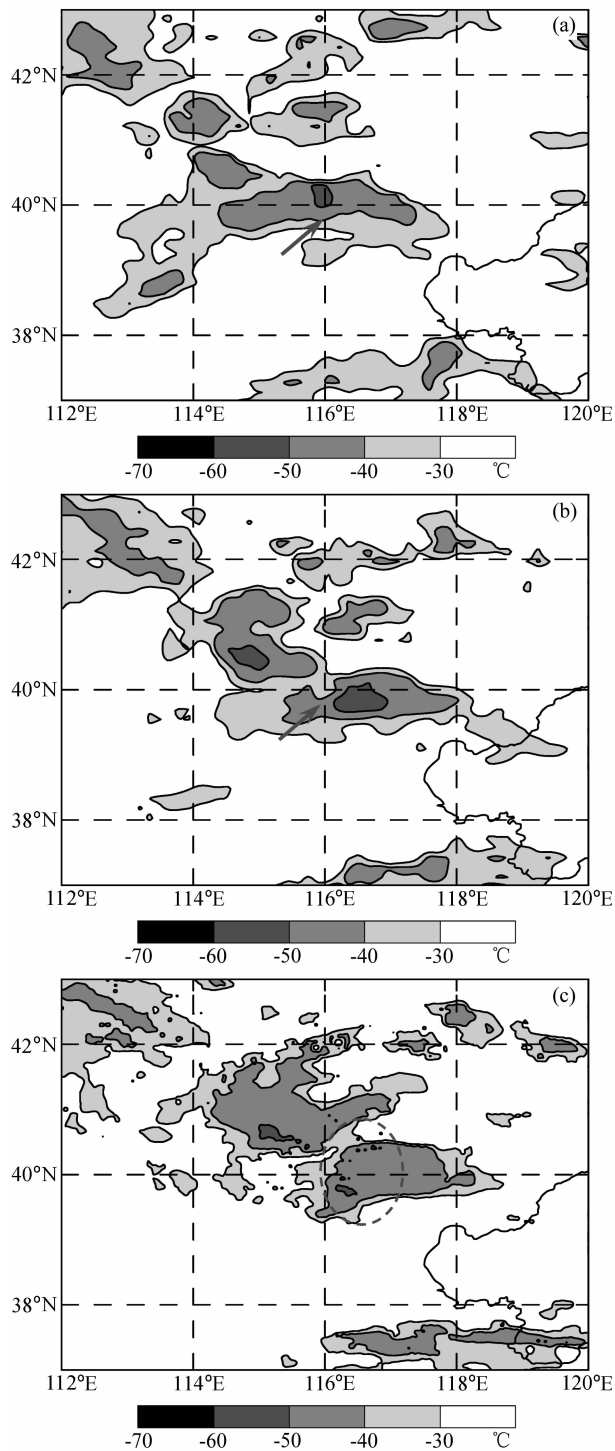


图9 2004年7月10日16:25~18:13GOES卫星TBB分布(箭头所指为造成北京城区暴雨中心的中尺度对流云团): (a) 16:25; (b) 17:25; (c) 18:13

Fig. 9 The evolution of TBB detected by GOES from 1525 to 1813 LST 10 Jul 2004 (the arrows point to the mesoscale convective cloud cluster bringing forth the torrential rain in the Beijing urban areas): (a) 1625 LST; (b) 1725 LST; (c) 1813 LST

团,发展到最强盛时(TBB 低于 -60°C 区域),其面积不到 $100\text{ km}\times 50\text{ km}$ 。

值得注意的是,在北京暴雨开始减弱时(18:13),可以看到在对流辐合带中,又一次出现了波状分布的强对流单体(图9c中虚线椭圆内TBB 低于 -60°C 的单体),这些呈线状排列的对流单体的再次出现,可能与北京局地强雷暴激发的重力波有关,从TBB上可以看到它们的水平尺度为 $10\sim 20\text{ km}$ 。它们最终再次形成了一个覆盖城区的 β 中尺度对流系统,这一对流系统在20~21时最强盛,而且面积比第一次出现的 β 中尺度对流系统更大(图略),但是由于局地能量已经被部分释放,造成对流强度明显减弱。

从分布在暴雨中心内外的自动站气压变化也可以看到重力波的活动(图10)。天坛、老山自动气象站位于暴雨中心区,可以看到,它们的气压变化呈现3个波峰,分别出现在17时、19~20时和22时;海淀、朝阳公园位于暴雨中心外侧,呈现2个气压波峰(17~18时和20~21时);南郊观象台远离暴雨区,16时以后,气压开始缓慢上升。对比城区自动站降水分布(图2)可以看到,暴雨过程的两个最大降水时段与前两个气压波峰的出现,在时间上完全吻合(17时前后、20时前后),气压波动幅度越大,降水量也越大,而第3个气压波峰对应的降水很小,这可能与局地对流不稳定能量已经完全释放有关。

3.3 在这次局地暴雨过程中城市下垫面对水平流场的影响

从图8可以看到,在对流最旺盛时期(17时前后),降水回波呈现“开口向下的月牙型”,北京地区稠密的自动站雨量监测也证实了这种分布的降水特征(图11)。问题是, γ 中尺度对流单体是通过什么机制被组织起来的?降水分布的这种特征是否与城市下垫面有关?

城区自动站网的监测结果表明:暴雨区的分布与城市中尺度地面风场辐合线有良好的对应关系(图11),而这条地面风速辐合线的形成可能与北京城近郊区热力差异强迫有关。在08时,北京城区不存在风速切变线,基本上维持弱的东北气流(图略);从中午前后开始(图12),由于城市与郊区下垫面物理属性上的差异,太阳辐射造成城区温度上升速度明显快于郊区,地面风场出现向城区辐合的现象,风速辐合线与温度梯度走向一致。随着南北

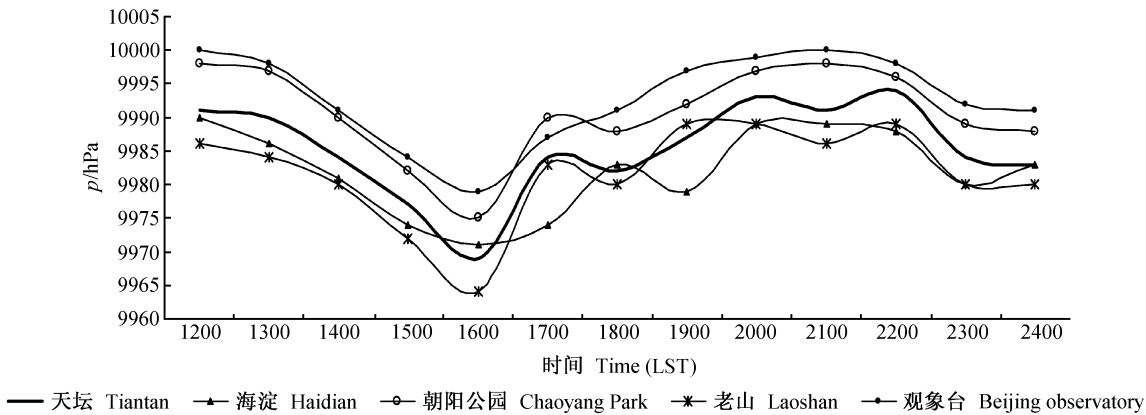
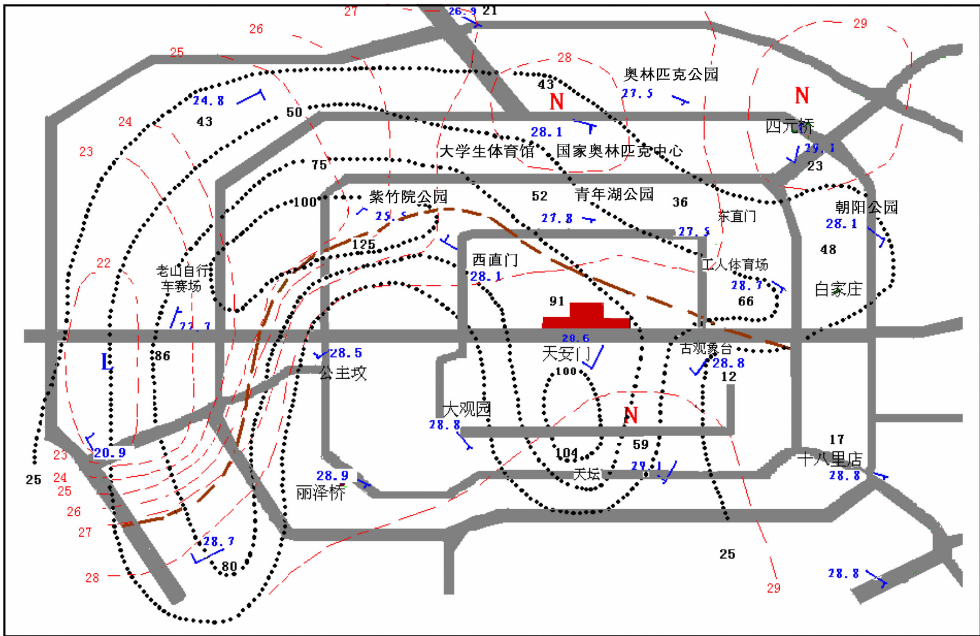


图 10 分布在不同地点的自动站气压(单位: 0.1 hPa)逐时变化
Fig. 10 The pressure variation (units: 0.1 hPa) of auto-weather stations located at different positions

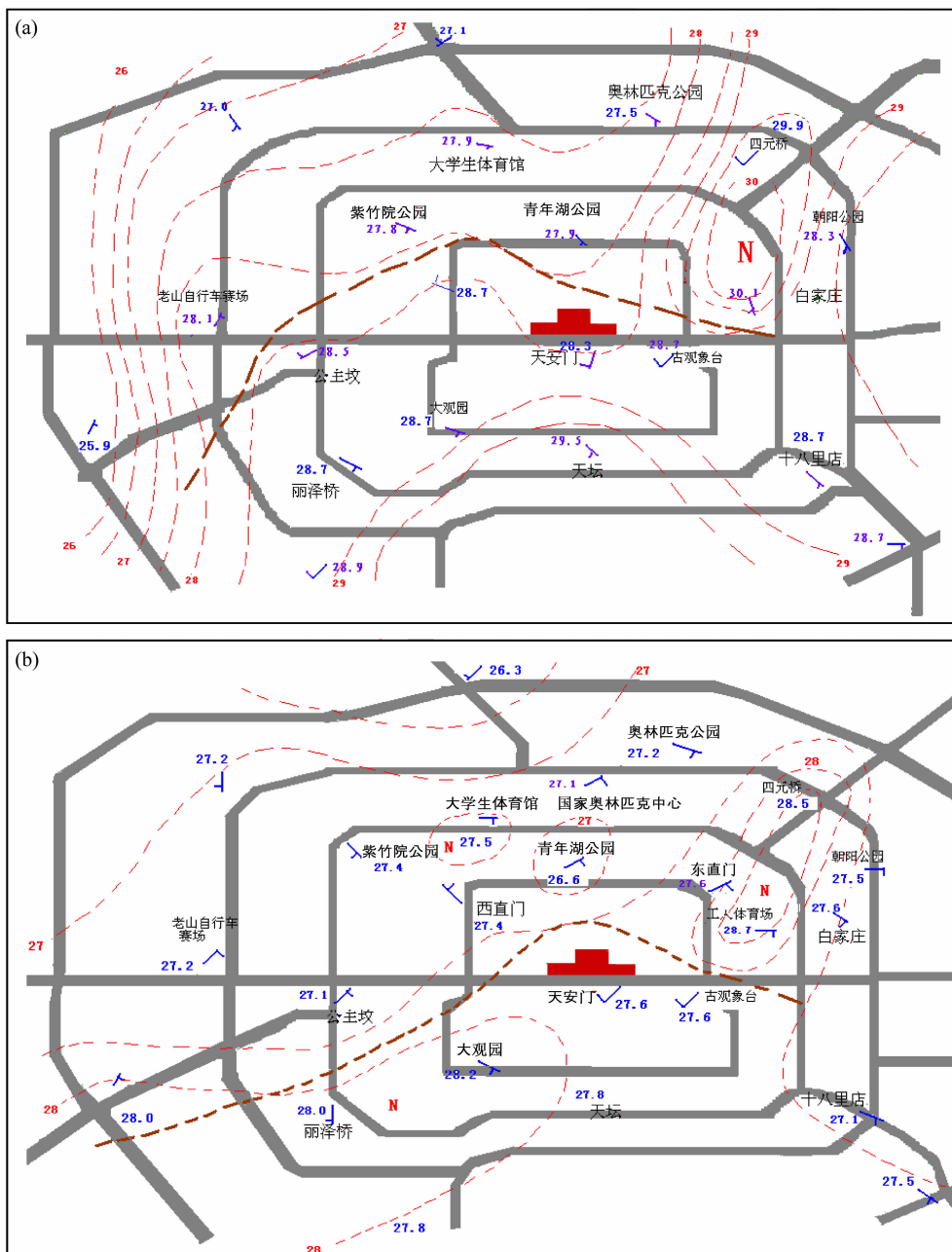


奥林匹克公园 Olympic Green; 大学生体育馆 College Stadium; 国家奥林匹克中心 National Olympic Sports Center;
四元桥 Siyuan Qiao; 紫竹院公园 Zizhuyuan Park; 青年湖公园 Qingnianhu Park; 东直门 Dongzhimen;
朝阳公园 Chaoyang Park; 老山自行车赛场 Laoshan Velodrome; 公主坟 Gongzhufen; 西直门 Xizhimen;
工人体育场 Worker's Stadium; 白家庄 Bai Jia Zhuang; 天安门 Tian'anmen; 古观象台 Ancient Observatory;
丽泽桥 Lize Qiao; 大观园 Grand View Garden; 天坛 Tianan; 十八里店 Shibaidian;

图 11 北京城区 14~20 时自动站雨量分布(黑色点线, 间隔: 25 mm)、16 时地面气温(红色虚线, 间隔: 1℃)与风场特征(棕色粗断线为风速辐合线)
Fig. 11 The rainfall distribution (black dashed line, interval: 25 mm) from 1400 to 2000 LST, the surface air temperature (red dashed line, interval: 1℃) and surface wind field (brown heavy dashed line shows the wind convergence line) at 1600 LST observed at auto-weather stations in the Beijing urban areas

方向温度梯度的加强, 风场辐合线中段缓慢北抬, 在 14 时前后越过城市中轴线, 城区已经形成“开口向下的月牙型”分布的风速辐合线, 这条风速辐合线一直维持到最大降水时段。2 小时后开始的局地

暴雨最大降水落区基本上分布在风速辐合线上。
这条风速辐合线是否只在近地面存在? 根据 VAP (Velocity Azimuth Process) 方法^[18], 利用 1.5°仰角多普勒雷达速度资料反演得到的二维低空



奥林匹克公园 Olympic Green; 大学生体育馆 College Stadium; 国家奥林匹克中心 National Olympic Sports Center; 四元桥 Siyuan Qiao; 紫竹院公园 Zizhuyuan Park; 青年湖公园 Qingnianhu Park; 东直门 Dongzhimen; 朝阳公园 Chaoyang Park; 老山自行车赛场 Laoshan Velodrome; 公主坟 Gongzhufen; 西直门 Xizhimen; 工人体育场 Worker's Stadium; 白家庄 Baijiazhuang; 天安门 Tian'anmen; 古观象台 Ancient Observatory; 丽泽桥 Lize Qiao; 大观园 Grand View Garden; 天坛 Tiantan; 十八里店 Shibalidian;

图 12 地面气温(红色虚线, 间隔: 0.5°C)与风场特征(棕色粗断线为风速辐合线): (a) 14 时; (b) 12 时

Fig. 12 The surface air temperature (red dashed line, interval: 0.5°C) and wind field (heavy brown dashed line shows the wind convergence line) at 1400 LST (a) and 1200 LST (b) in the Beijing urban area

风场表明(图 13, 每圈的距离为 30 km), 这条可在地面观测到的风速辐合线在低空流场中同样存在。也就是说, 城近郊区热力差异强迫产生的风速辐合

线可能影响到整个边界层。

3.4 城市下垫面热力差异对垂直切变的可能影响

对流是由于垂直切变造成不同性质气团垂直翻

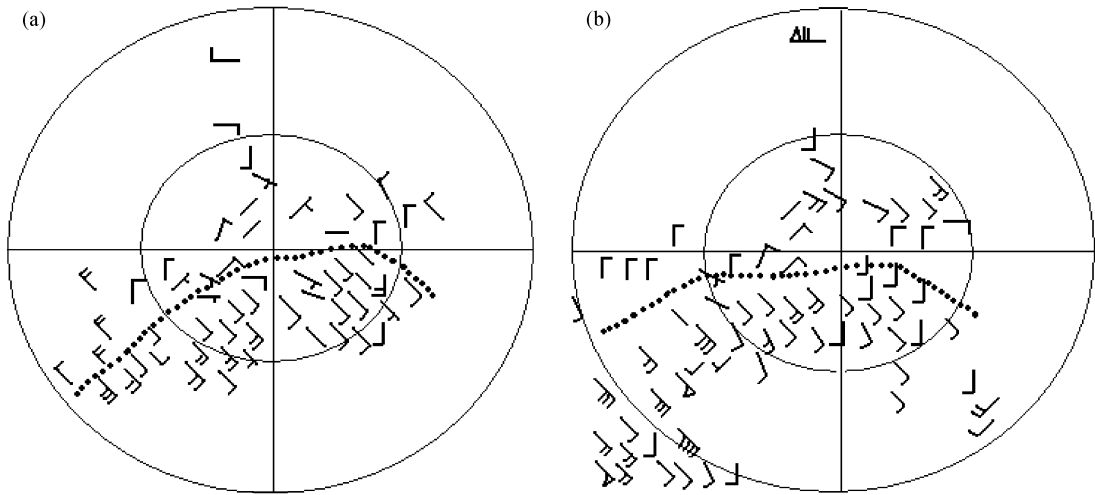


图 13 根据 VAP 方法反演的暴雨发生前两个时次的二维低空风场(断线为风速辐合线位置): (a) 14:11; (b) 15:33
Fig. 13 The retrieved 2-dimensional wind vectors by VAP (Velocity Azimuth Process) method on single-Doppler velocity field at 1411 LST (a) and 1533 LST (b) prior to heavy rain (dashed line; wind convergence line)

转形成的, 低空垂直切变的强弱直接影响到对流的强度。那么, 城乡热力差异是否还会影响到垂直切变的分布? 我们先从理论上分析这种垂直切变在城区加强、城外减弱的可能性。

取 x 坐标沿天气尺度环境风场方向(由西南指向东北), 不考虑科里奥利力影响的 Boussinesq 近似扰动方程:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + w \frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{\partial \pi}{\partial x} + k \frac{\partial^2 u}{\partial z^2}, \quad (1)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + u \frac{\partial \theta}{\partial x} + w \frac{\partial \theta}{\partial z} = k \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2}, \quad (2)$$

$$\frac{\partial \pi}{\partial z} = \lambda \theta, \quad (3)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0, \quad (4)$$

其中, λ 、 π 、 k 都是常用参量, 这里不再赘述。

对(1)、(3)式分别作 z 、 x 的偏微商, 可以得到:

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right) = -\frac{\partial}{\partial z} \left(u \frac{\partial u}{\partial x} + w \frac{\partial u}{\partial z} \right) - \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial \pi}{\partial z} \right) + k \frac{\partial^3 u}{\partial z^3}, \quad (5)$$

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial \pi}{\partial z} \right) = \lambda \frac{\partial \theta}{\partial x}. \quad (6)$$

利用(5)和(6)式, 并略去 $\partial^3/\partial z^3$ 项的影响, 有

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right) \cong -\lambda \frac{\partial \theta}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial z} \left(u \frac{\partial u}{\partial x} + w \frac{\partial u}{\partial z} \right). \quad (7)$$

首先, 对(7)式等号右边两项进行简单的量级分析。在如图 11~13 的地面气温和风场结构情况

下,

$$\frac{\partial \theta}{\partial x} \sim 10^{-4} \text{ K/m},$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} \sim 10^{-4} \text{ s}^{-1},$$

$$\frac{\partial u}{\partial z} \sim 10^{-3} \text{ s}^{-1}.$$

其他物理参量的特征尺度为

$$z \sim 10^4 \text{ m},$$

$$w \sim 10^0 \text{ m/s},$$

$$\lambda = \frac{g}{\Theta} \sim 3 \times 10^{-2} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{K}^{-1},$$

其中, Θ 为大尺度环境场位温。

利用上面各项的特征尺度, 可以得到

$$\lambda \frac{\partial \theta}{\partial x} \sim 3 \times 10^{-6} \text{ s}^{-2},$$

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(u \frac{\partial u}{\partial x} + w \frac{\partial u}{\partial z} \right) \sim 10^{-7} \text{ s}^{-2}.$$

因此, 可以在忽略 $(\partial/\partial z)(u \partial u/\partial x + w \partial u/\partial z)$ 的影响情况下来讨论垂直切变随时间的变化, 也就是说, 风速垂直切变加强或减弱主要是由温度水平梯度的强迫作用造成的。从图 11、12 可以看到, 在靠近城区中轴线的南侧, 水平温度梯度 $\partial \theta/\partial x < 0$ 。中轴线附近南北方向温度梯度绝对值最大, 离中心城区南北方向越远, 水平温度梯度绝对值越小, 甚至与中心城区的温度梯度方向相反, 例如 16 时, 北四环附近的气温接近甚至高于北二环(图 11); 南

部平原大兴区气象站(位于南六环附近,图 11、12 中没有给出)14 时、16 时的气温分别为 28.7℃、28.1℃,比中心城区天坛附近的气温分别偏低 0.6℃、1.0℃。也就是说,城区两侧的温度梯度 $\partial\theta/\partial x>0$ 。

根据上述理论分析,由于环境风场是南风($u>0$),因此,垂直于环境风场的温度梯度绝对值最大的中心城区,垂直切变将随时间明显的加强,而城区南北两侧的垂直风切变将减弱。这种垂直风切变随时间变化应该表现为:城区中心轴附近的边界层顶的南风加大,边界层低层的南风气流将减弱;而在南部郊区,则是边界层上层南风将减弱,边界层低层的南风气流将加大。从理论上来说,最强烈的

低空垂直切变将出现在城市中轴线附近,中心轴两侧的垂直切变将随时间逐步减弱。事实是否如此?从雷达反演的城区风场分布(图 13)可以看到,在城区,水平辐合线的南侧,15:33 比 14:11 时的南风分量明显加大,在本站西南 30~70 km 处的东南风(垂直于温度梯度方向)加强尤其明显,这种变化与地面温度梯度的强弱分布具有很好的一致性。从南郊观象台的风廓线仪的连续观测(图 14)可以看到:与雷达观测到的城区风场变化不同,从 12 时~16 时,1700 m 以上的西南风在逐渐减弱,而低层的东南风在逐渐加强,即由 $\partial u/\partial z>0$ 转为 $\partial u/\partial z<0$,垂直切变在减弱。这种城区与郊区风场垂直分布变化上的差异不仅证实城、郊温差强迫在垂直切变强弱

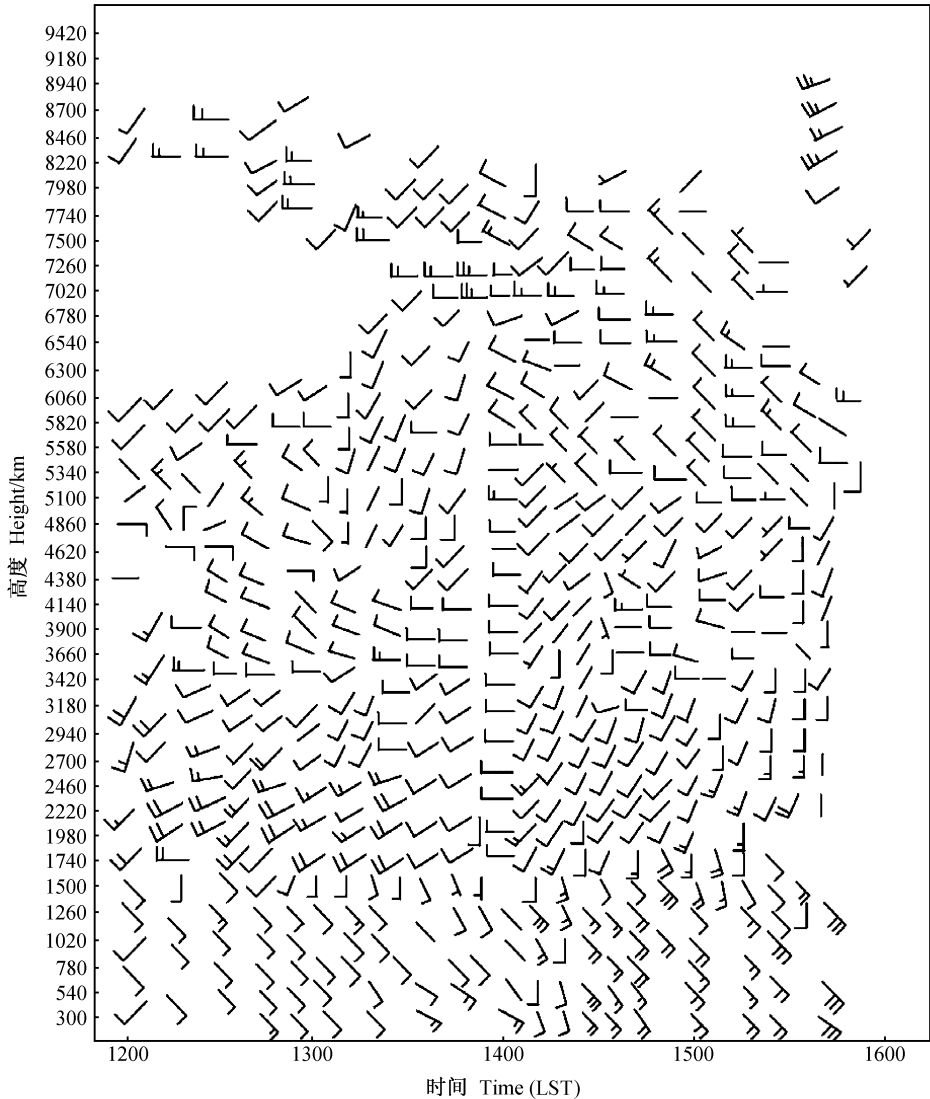


图 14 风廓线仪的连续观测结果(位于南郊观象台)

Fig. 14 The evolution of the vertical wind profile detected by wind profiler located at Beijing observatory in the southeast suburb

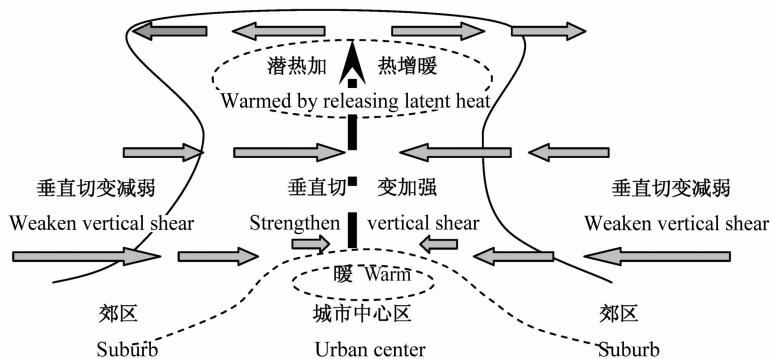


图 15 对流系统形成初期的空间结构模型

Fig. 15 A spatial structure model of the convective system at the initial stage

变化上的差异,而且也保证了在强对流开始阶段所需的局地低空水汽在较大范围内流入对流体中。通过这种风场分布特征,我们可以比较清晰地勾勒出这次局地暴雨中对流系统开始阶段的流场结构(图 15)。

综上所述,“7.10”暴雨是在偏南暖湿气流中,首先可能是位于北京西南的河北涞水和易县附近强雷暴群激发的重力波传播触发对流不稳定能量释放,形成线形分布的、孤立的 γ 中尺度对流单体,这些对流单体在城市中尺度风场辐合线的组织下,形成的一个 β 中尺度对流系统。而城市与郊区下垫面物理属性造成的热力差异,不仅形成了城市中尺度低空风场辐合线,同时,边界层内中心城区风场垂直切变加强,郊区低空风速加大,造成大范围低空水汽在较大范围内向对流体中流入,维持对流降水的持续。

4 结语

本文从大量的观测事实入手,结合简要的理论分析,揭示了“7.10”暴雨对流系统的启动机制以及城市边界层在这次局地暴雨过程中的作用。主要结论如下:

(1) “7.10”暴雨是一次典型的 β 中尺度对流暴雨天气过程。暴雨前,局地水汽和天气尺度低空水汽输送条件是非常有利的,但是天气尺度系统的垂直运动对这次北京局地暴雨是存在抑制作用的,至少没有明显的帮助。这一点与区域性降雨带中出现的中尺度暴雨中心有明显区别。

(2) “7.10”暴雨是在大范围偏南暖湿气流中,位于北京西南的河北涞水和易县附近发生的强雷暴

群激发重力波传播,触发对流层中低层强烈的对流不稳定能量释放,形成线形分布、孤立的 γ 中尺度对流单体,这些对流单体在城市中尺度风场辐合线的组织下,第一次形成 β 中尺度对流系统,出现最大雨强。

(3) 北京局地强雷暴激发的重力波,再次形成线形分布、孤立的 γ 中尺度对流单体,当这些单体再次形成“ β 中尺度”对流系统时,由于对流不稳定能量减弱,北京城区出现的第二个降水峰值明显减弱。

(4) 城市与郊区下垫面物理属性造成的热力差异,不仅形成了城市中尺度地面风场辐合线,这条风速辐合线可能存在于整个边界层内,对对流单体具有明显的组织作用。同时,边界层内中心城区风场垂直切变加强,郊区低空风速加大,这种强迫有利于暴雨中心区强烈的上升运动得以维持,保证了低空水汽在较大范围内向对流体中流入,维持对流降水的持续。

参考文献 (References)

- [1] 李麦村. 重力波对特大暴雨的触发作用. 大气科学, 1978, 2(3): 201~209
Li Maicun. Study on gravity wave initiation on the excessively heavy rainfall. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospheria Sinica)* (in Chinese), 1978, 2(3): 201~209
- [2] 陶诗言. 中国之暴雨. 北京: 科学出版社, 1980
Tao Shiyan. *The Heavy Rain in China* (in Chinese). Beijing: Science Press, 1980
- [3] 余志豪, 陆汉城. 梅雨锋暴雨中的中尺度雨带和雨峰团. 中国科学(B), 1988, (9): 1002~1010
Yu Zhihao, Lu Hancheng. The mesoscale rain-band and rain-peak clusters associated with Meiyu front rainstorm. *Science*

- in China* (Series B) (in Chinese), 1988, (9): 1002~1010
- [4] Zhang Shunli, Tao Shiyan, Zhang Qingyun, et al. Large and meso- α scale characteristics of intense rainfall in mid- and lower reaches of the Yangtze River. *Chinese Science Bulletin*, 2002, **47** (9): 779~786
- [5] 高守亭, 赵思雄, 周晓平, 等. 次天气尺度及中尺度暴雨系统研究进展. 大气科学, 2003, **27**(4): 618~627
Gao Shouting, Zhao Sixiong, Zhou Xiaoping, et al. Progress of research on sub-synoptic scale and mesoscale torrential rain systems. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2003, **27**(4): 618~627
- [6] 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. 大气科学, 2005, **29**(3): 445~452
Sun Jisong. A study of the basic features and mechanism of boundary layer jet in Beijing area. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2005, **29**(3): 445~452
- [7] 张小玲, 陶诗言, 张顺利. 梅雨锋上的三类暴雨. 大气科学, 2004, **28**(2): 187~205
Zhang Xiaoling, Tao Shiyan, Zhang Shunli. Three types of heavy rainstorm associated with the Meiyu front. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2004, **28**(2): 187~205
- [8] 孙健, 刘淑媛, 陶祖钰, 等. 1998年6月8~9日香港特大暴雨中尺度对流系统分析. 大气科学, 2004, **28**(5): 713~721
Sun Jian, Liu Shuyuan, Tao Zuyu, et al. An analysis of the meso-scale convective systems in a heavy rain progress during June 8 to 10 1998 at Hongkong. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2004, **28**(5): 713~721
- [9] 隆霄, 程麟生. 99·6梅雨锋暴雨低涡切变线的数值模拟和分析. 大气科学, 2004, **28**(3): 342~356
Long Xiao, Cheng Linsheng. Numerical simulation and analysis for "99.6" Meiyu front rainstorm and low vortex with shear line. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2004, **28**(3): 342~356
- [10] 孙继松. 气流的垂直分布对地形雨落区的影响. 高原气象, 2005, **24**(1): 62~69
Sun Jisong. The effects of vertical distribution of the lower level flow on precipitation location. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 2005, **24**(1): 62~69
- [11] 陆一强. 副高北侧的强对流云团与局地暴雨. 北方天气文集, 1983, (4): 50~56
Lu Yiqiang. Two similar case studies of strong convective cloud cluster and local rainstorm on the north edge of the western Pacific subtropical high. *The Collected Papers of Weather in Northern China* (in Chinese), 1983, (4): 50~56
- [12] 北京市气象局气候资料室编著. 北京城市气候. 北京: 气象出版社, 1990. 45~55
Climatic office of Beijing Municipal Meteorological Bureau. *Beijing Urban Climate* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 1990. 45~55
- [13] Daniel Rosenfeld. Suppression of rain and snow by urban and industrial air pollution. *Science*, 2000, **287** (10): 1793~1796
- [14] Chen Longxun, Zhu Wenqin, Zhou Xiuji. Characteristics of environmental and climate change in Changjiang Delta and its possible mechanism. *Acta Meteor. Sinica*, 2000, **14** (2): 129~140
- [15] 苗曼倩, 唐有华. 长江三角洲夏季海陆风与热岛环流的相互作用及城市化影响. 高原气象, 1998, **17**(3): 280~289
Miao Manqian, Tang Youhua. Interaction between sea and land breeze and heat island circulation during the summer over the delta region in the Yangtze River and urbanization effect on climate. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 1998, **17**(3): 280~289
- [16] Li Weiliang, Liu Hongli, Zhou Xiuji. Analysis of influence of Taihu Lake and urban heat island on local circulation in Yangtze Delta. *Science in China* (Series D), 2003, **46**(4): 405~415
- [17] 毕宝贵, 李泽椿, 李晓莉, 等. 北京地区降水的特殊性及其预报方法. 南京气象学院学报, 2004, **27**(1): 79~89
Bi Baogui, Li Zechun, Li Xiaoli, et al. Precipitation particularity of Beijing area and its forecast method. *Journal of Nanjing Institute of Meteorology* (in Chinese), 2004, **27** (1): 79~89
- [18] 陶祖钰. 从单 Doppler 速度场反演矢量风场的 VAP 方法. 气象学报, 1992, **50**(2): 81~90
Tao Zuyu. The VAP method to retrieve the wind vector field on single - Doppler velocity field. *Acta Meteor. Sinica* (in Chinese), 1992, **50**(2): 81~90