

北京地区夏季边界层急流的基本特征及形成机理研究

孙继松

北京市气象台, 北京 100089

北京城市气象研究所, 北京 100089

摘 要 首先指出了北京地区夏季边界层急流的基本特征, 即北京地区边界层急流一般出现在白天高温背景下或发生局地暴雨的夜间, 强度存在明显的日变化, 垂直分布具有明显的“鼻状”结构特征, 急流核高度一般为 600~900 m。从中尺度扰动方程出发, 并通过天气过程演变实例, 研究了地形热力作用、局地强降水在边界层急流形成过程中的作用, 指出: (1) 夏季高温背景下, 平原与山区之间温度梯度方向、强度的变化, 是造成低空风垂直切变加速或减速, 即边界层急流形成或消失的直接原因, 因此这种边界层急流的高度一般要低于山体的高度。(2) 局地暴雨与边界层急流之间存在明显的正反馈现象: 由于局地暴雨同时改变了对流层中层和近地面层气温的水平分布, 这种热力强迫作用造成了边界层气流加速; 反过来, 边界层气流的加速又加强了急流前方的风速辐合——如果急流方向水平垂直于山坡, 这种迎风坡上的辐合将更强, 造成局地降水强度进一步增强。

关键词 边界层急流 地形热力作用 日变化 局地暴雨

文章编号 1006-9895(2005)03-0445-08 **中图分类号** P442 **文献标识码** A

A Study of the Basic Features and Mechanism of Boundary Layer Jet in Beijing Area

SUN Ji-Song

Beijing Meteorological Observatory, Beijing 100089

Beijing Urban Meteorological Institute, Beijing 100089

Abstract The basic features of boundary layer jets, which appear in Beijing area in some summer nights, have been investigated first. The investigation shows that the boundary layer jets often turn up during the clear nights after days with an extreme high temperature or local heavy rain, and there is obvious diurnal variation for their intensities. Their vertical wind structure is similar to nose, and heights of the strongest wind are about 600-900 m. The thermodynamic effects of topography or local heavy rain have been studied by deducing meso-scale equations and confirmed by weather cases. Some conclusions can be drawn: (1) The vertical wind shear is strengthened (the jet appears) or weakened (the jet disappears) with change of the direction and intensity of temperature gradient between mountain and plain. The reason why boundary jets come into being during the summer nights after days with an extreme high temperature is that the strongest temperature gradient pointing to plain area is easy to come into being. (2) There is obvious positive feedback between local heavy rain and appearance of boundary layer jet; condensation latent heat in the lower mid-troposphere and rapidly decreasing air temperature in near-surface with local heavy rain should bring forth obvious temperature gradients of opposite directions in different layers, and the opposite temperature gradients cause accelerated motion of air stream in the mid-boundary layer together, so the boundary layer jets often reach the strongest after rain starts for 1-2 hours; however, the convergence in front of the jet will be

收稿日期 2003-11-25, 2004-02-04 收修定稿

资助项目 北京市科技计划项目“奥运会气象保障科学技术试验与研究”和科技部项目“奥运气象保障技术研究”(2002BA904B05)共同资助

作者简介 孙继松, 男, 1965 年出生, 硕士, 正研高工, 主要从事中短期天气预报及相关研究工作。E-mail: sunjs_0314@sina.com

strengthened with the accelerated stream and the rain intensity will be advanced.

Key words boundary layer jet, topographical thermodynamic effects, diurnal variation, local heavy rain

1 引言

局地边界层急流是指单站风的垂直廓线有急流状结构,而这些站点并不处于天气尺度低空急流轴上。多数观测研究表明,其单站风垂直廓线中的最大风速高度在 300~1500 m 之间,风速随高度的变化呈明显的“鼻状”结构,即边界层内存在很强的垂直风切变,并且有明显的日变化。一般认为,边界层内这种风速突然加大是由于夜间边界层降温等局地热力作用造成的。因此,下垫面热力差异的强弱、水平尺度的大小将直接关系到边界层急流的生消和尺度。由于急流轴下方的风速垂直切变很大,这种边界层急流被认为非常有利于局地强对流的发展。例如,早在 1957 年,Blackaclar 等^[1, 2]就注意到强对流天气与这种急流结构有关;华北地区的强对流降水、特别是一些局地大暴雨经常出现在夜间,据此,有人认为边界层急流在其中发挥了重要作用^[3]。然而,北京地区的观测事实证明,夜间边界层内大幅度降温并不总是伴有急流的出现,已经存在的边界层急流在局地强降水发生之前可能并不是处于最强的时候。北京地区两面环山,边界层内风向具有明显的日变化,午后盛行西南风,午夜后盛行北风。而夜间边界层急流一般为西南风,也有少量个例为偏东风。尽管已经有人注意到地形在低空急流或边界层急流形成中具有重要作用,例如,孙淑清等^[4]认为高原的动力作用在低空急流形成过程中起到了使其动量集中、水平切变加大的作用,而周军^[5]认为“边界层内应力”是边界层急流形成的主要原因。但是,这种由山脉造成的“边界层内应力”具有定常性,因此,这一观点很难解释北京地区边界层急流为什么只在少数日子中出现。另一方面,我们的研究^[6]已经表明,地形造成的强降水落区与气流垂直分布结构有密切关系,因此边界层急流的强弱不仅会造成降水量的差异,而且局地强降水将改变原有的边界层热力分布状况,从而有可能对边界层急流产生反馈作用。因此,对局地边界层低空急流的进一步研究,不仅有利于我们了解形成边界层急流的真正原因以及它们与局地强对流的相互关系,而且有助于我们全面认识边界层物理过程

在中尺度天气系统中的作用。本文将以北京地区夏季边界层急流的基本观测事实为出发点,探讨边界层急流形成的基本条件,揭示地形热力作用、局地降水与边界层急流之间的相互关系。

2 北京地区夏季边界层急流的基本特征

首先,我们对 2000~2003 年 6~8 月北京地区边界层急流进行普查。由于边界层急流在夜间表现最明显,据此,本文定义:当北京南郊观象台 20 时、02 时、08 时(北京时间,下同)任何一个时次 1500 m 以下的低空测风出现风速大于 $11 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的偏南风或偏东风,而且不存在天气尺度低空急流时[即华北地区($35^{\circ}\text{N} \sim 42^{\circ}\text{N}$, $110^{\circ}\text{E} \sim 120^{\circ}\text{E}$) 在 $850 \sim 700 \text{ hPa}$ 高度层上不存在风速大于 $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的偏南风或偏东风低空急流轴],我们规定为一次边界层急流。从普查结果(表 1)可以看到,北京地区夏季边界层急流的具有以下一些基本特征:

(1) 边界层急流具有明显的日变化。大多数情况下,02 时急流核风速最大,急流一般在 14 时以前消失。在一定条件下,边界层急流虽然在白天有所减弱,但是并不消失,而是持续数日,例如:2001 年 6 月 2 日 20 时~6 日 02 时每 6 小时一次的低空测风都能观测到边界层急流的存在。

(2) 北京地区夏季边界层急流核高度一般出现在 600~900 m 之间,风向以西南风为主,在 21 个急流日中,仅出现过 2 次东风急流,且急流前方伴随有(西部迎风坡)局地暴雨现象。

(3) 边界层急流一般出现在白天最高气温迅速升高后的夜间。通过对最近 4 年来边界层急流出现前后几天气温的比较后发现,夜间出现边界层急流之前的日最高气温一般为急流日前后数日的极端最高值,最高气温一般在 33°C 以上。在 21 个急流日中,仅有 2 次例外,其中 2002 年 6 月 24 日的边界层急流出现之前的日最高气温最低,急流核的风速也最小,有关这次边界层急流形成的特殊性,我们将在下一节进行讨论。

(4) 在 21 个急流日中,边界层急流形成前后 12 小时之内没有出现降水的个例超过半数(12 次),

表1 2000~2003年6~8月北京地区边界层急流日的概况

Table 1 The basic characteristics related to boundary jets from June to August during 2000~2003 in Beijing area

时间 Year-month-date Beijing Time (BT)	风向 Wind direction / (°)	最大风速 Max. wind / m·s ⁻¹	高度 Altitude / m	消失时间 Disappearing time (BT)	最高气温 High tem- perature /°C	有无降水 Feature of rain	暴雨落区及时间 Location and time of heavy rain
03-06-07T0200	231	24	600	14	35.8	无 No	#
03-06-17T0200	227	17	600	14	34.1	无 No	#
03-06-21T0200	235	14	900	08	34.9	无 No	#
02-06-24T0200	147	11	600	08	23.8	局地暴雨 Local heavy rain	西部迎风坡 Windward slope (west), 03-05 (BT)
02-08-02T0200	234	13	600	08	34.6	局地暴雨 Local heavy rain	北部山区 Windward slope (north), 20-02 (BT)
02-07-19T2000	80	14	300	02	34.7	局地暴雨 Local heavy rain	西部迎风坡 Windward slope (west), 17-23 (BT)
01-07-18T0200	219	15	600	14	36.3	雷雨 Thunder storm	#
01-07-08T0200	221	12	900	08	33.5	雷雨 Thunder storm	#
01-06-03T0200	231	17	600	*	35.9	无 No	#
01-06-04T0200	227	19	600	*	36	无 No	#
01-06-05T0200	228	18	900	*	35.1	无 No	#
01-06-06T0200	232	12	600	08	33.2	雷雨 Thunder storm	#
00-06-20T0200	205	22	600	08	37.3	无 No	#
00-07-01T0200	237	15	600	08	39.4	无 No	#
00-07-02T0200	232	17	600	14	39	无 No	#
00-06-07T0200	239	17	600~900	08	35.2	雷雨 Thunder storm	#
00-06-09T0200	231	13	600	08	27.6	无 No	#
00-06-15T0200	224	13	600	08	38	无 No	#
00-07-21T0200	226	16	600	08	34.4	雷雨 Thunder storm	#
00-07-25T0200	207	21	900	08	36.9	无 No	#
00-07-27T0200	224	16	600	08	35.2	雷雨 Thunder storm	#

注: * 表示全天都能观测到边界层急流; # 表示无暴雨

Note: * indicates that the boundary jet can be observed at any time during the day, # shows no heavy rain

只有9个个例对应降水现象发生,其中6次为一般性对流降水,3次边界层急流前方出现了局地暴雨,而且边界层急流最大风速出现的时间略晚于局地暴雨的开始时间。

3 地形热力作用在边界层急流生消中的作用

北京地区夏季边界层急流的基本特征表明,边界层急流的形成很可能与局地边界层内热力交换过程有密切关系。地形、城市热岛、非均匀降水都有可能造成边界层水平热力不均匀,这种水平热力差异是否是形成边界层急流的根本原因呢?

取 x 坐标沿急流轴方向,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

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

也就是说,在不考虑水平风速平流项垂直分布($\partial[u \cdot (\partial u/\partial x) + w(\partial u/\partial z)]/\partial z$)的情况下,温度水平梯度

的强迫作用将是造成风速垂直切变加强或减弱的主要物理因子。据此,很容易理解上一节中所描述的北京地区边界层急流出现的时间及其强度变化特征:在没有降水发生的背景下,北京地区边界层急流一般出现在白天极端高温之后的夜间,而北京地区夏季高温往往伴有所谓“焚风效应”,造成白天北侧山脉(燕山)上的温度明显高于同一高度层大气温度(即 $\partial\theta/\partial x > 0$),这种反向的温度梯度在午后(14时前后)最强,使得风速垂直切变减小甚至消失;午夜后,由于山坡降温速度明显快于大气,温度梯度方向发生改变(即 $\partial\theta/\partial x < 0$),造成风速垂直切变($\partial u/\partial z > 0$)加强,形成边界层急流。因此,这种边界层急流的高度一般要低于山体的高度。如果“焚风效应”明显减弱或消失,这种边界层急流可以维持数日。大多数情况下边界层急流形成以后,由公式(2)可知,温度平流和湍流扩散将明显削弱这种温度梯度,这可能是边界层急流一般在08时之前开始减弱的一个重要原因。

为了验证边界层急流生消与温度水平梯度变化的这种关系,我们给出了一个北京地区边界层急流日变化与水平温度梯度变化对应关系的例子。图1是2000年6月20日夜间北京南郊观象台风速垂直廓线图。可以看到,北京地区晴空区所观测到的这次边界层急流与其他地区出现的边界层急流相似,具有明显的“鼻状结构”,急流核出现在600 m附近,日变化明显——午夜02时西南风急流最清楚,急流核的风速达到 $22 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,08时前后,这次边界层急流已经消失。图2a、b是这次边界层急流出现前后(2000年6月19日白天至夜间)最高气温、最低气温被订正到同一水平高度上的距平分布状况。图3a、b则是18日(没有边界层急流)最高气温、最低气温的距平分布。所谓“最高(低)气温距平”是指某一日某一观测站实际最高(低)气温与北京地区当日所有观测站最高(低)气温的平均值之差,即某一日最高(低)气温的水平空间距平;对气温进行同一水平高度订正时,最高气温的垂直递减率利用当日20时南郊观象台实测值,而最低气温为次日08时的实测值。

比较两者的差异可以发现,边界层急流出现的前后,同一水平高度午后和午夜的气温梯度都很大,午后水平温度梯度方向由山坡指向平原,午夜则由平原指向山坡。其中,白天最高气温北部山区

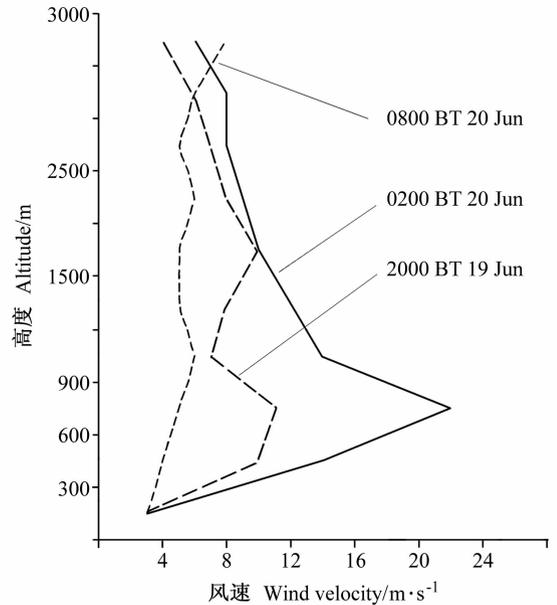


图1 2000年6月19日夜间南郊观象台低空风的垂直分布
Fig. 1 The vertical distribution of horizontal wind velocity at night on 19 June 2000 in Beijing

比南部平原偏高 2°C 左右,在这种温度梯度背景下,即便是18日夜间边界层内能够形成明显的风速切变,这种切变也将趋于减弱;19日夜间,山坡一侧的气温比南侧平原地区偏低 $6\sim 7^{\circ}\text{C}$,造成边界层气流切变迅速加大。而不产生边界层急流的温度水平梯度要小得多:白天的最高气温,北部山区与南部平原差距很小;夜间最低气温最大差距也只有 4°C 左右。

上述分析表明,在没有降水发生的背景下,边界层急流的生、消主要是由边界层水平温度梯度方向、强弱变化决定的。在一定的大气环流背景下,地形的热力作用更有可能使这种水平温度梯度的方向、强弱发生明显变化。因此,在山脉一侧的平原地区更有利于边界层急流的形成。

4 局地强降水与边界层急流的关系

本节将结合个例来讨论局地强降水与边界层急流的关系。在局地暴雨个例研究中,边界层低空急流被认为是边界层不稳定能量的主要触发机制。但是,在这些研究个例中,并没有事实能够证明边界层低空急流的发展是在降水发生之前。例如,1979年7月27日夜间发生在河北唐山北部山区的局地暴雨,最大降水量达到430 mm,而超过50 mm降

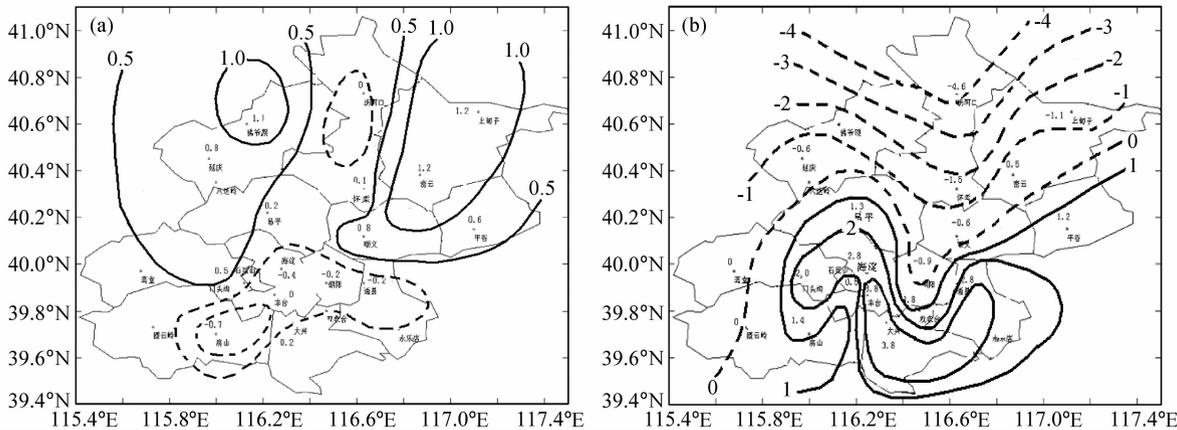


图2 2000年6月19日最高气温(间隔: 0.5℃)、最低气温(间隔: 1.0℃)被订正到50 m高度的距平分布状况。虚线: 负值; 实线: 正值
 Fig. 2 The horizontal distributions of the high (interval: 0.5℃) and low (interval: 1.0℃) temperature departure reduced to the same level (50 m) (dashed line: negative, solid line: positive) on 19 June 2000

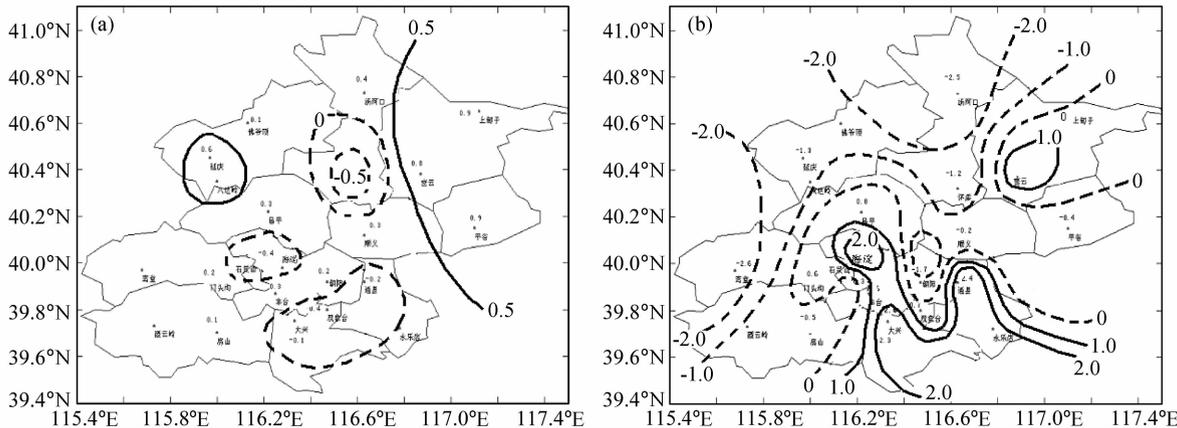


图3 同图2, 但为2000年6月18日
 Fig. 3 Same as Fig. 2, but on 18 June 2000

水的面积只有 70 km×150 km, 距离暴雨中心只有 70 km 的唐山市没有发生降水^[7]。这次强降水发生在 00 时~09 时, 但是, 28 日 08 时观测到 600 m 上空的西南急流最强。从两者发生时间先后顺序来看, 这并不能证明是边界层急流触发了不稳定能量的释放, 反而有可能表明, 边界层急流发展最盛期可能在强降水开始之后。表 1 中 3 次局地暴雨天气过程的开始时间和边界层急流出现的先后关系证明了这点。

假设在一支气流的前方出现强降水。由于潜热释放, 在对流层中层必然造成沿气流方向形成前暖后冷的局地温度梯度(即 $\partial\theta/\partial x > 0$)。由(7)式可知, 对流层中层的风速垂直切变将减弱, 在不存在天气尺度低空急流的背景下, 对流层中层的风速一般是

随高度增大的, 因此, 垂直切变减弱的结果将造成对流层中层上部的气流减速、底部的气流加速。而在近地面层由于局地强降水, 造成降水区气温快速下降, 形成前冷后暖的温度梯度(即 $\partial\theta/\partial x < 0$)。必然造成边界层内的风速随着高度增加而迅速加大, 即边界层顶的气流加速将明显快于近地面层。它们共同作用的结果, 形成了边界层急流。因此, 如果降水发生在北侧, 边界层急流核位于降水区的南侧, 风向为偏南风; 如果降水发生在西侧, 则边界层急流为偏东风, 急流核位于降水区的东侧。也就是说, 边界层急流的形成或者加强是由于降水造成的对流层、边界层温度梯度变化造成的, 因此, 边界层气流加速而形成的急流可能是局地强降水的产物。

当然,对于已经存在的边界层急流,由于边界层内存在很大的风速垂直切变,使低层处于极大的不稳定之中,这种不稳定能量在某种强迫作用下可以引发局地强对流天气。例如,当一支气流吹向山坡时将被强迫抬升,不稳定能量释放造成迎风坡局地强降水。局地强降水发生后,对流层中层到近地面大气的水平温度梯度发生上述变化,造成边界层急流进一步加强,这一过程反过来造成地形强迫上升速度加大,迎风坡对流更加旺盛。因此,在有地形作用的情况下,边界层急流与局地降水之间将出现明显的正反馈现象。

为了更清楚地说明边界层急流与局地强降水的关系,我们以2002年6月24日夜北京地区出现的一次局地暴雨为例来说明。6月24日北京地区西部出现局地暴雨,与之对应的是一支边界层东南风急流,有关地形的动力作用与这次局地暴雨天气过程的关系,我们已经进行过详细的研究。这次暴雨过程最大降水时段发生在25日00时~04时,暴雨中心位于门头沟区迎风坡一侧,其中01时~02时雨强最大,1小时降水量达到了47 mm。多普勒雷达探测得到的6月25日03时经向风场分布表明[图4(见彩图)]:这支边界层东南风急流发展到最盛时期的急流核最大风速为 $13.8\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ [南郊观象台02时的探空测风证实了这支边界层急流的存在(见表1)],高度为700 m,暴雨中心位于急流核前方(西侧)30 km附近。

从最大风速中心(急流核)的强度演变可以明显地看到,边界层东南风气流与局地降水之间出现了明显的正反馈现象:24日21时~25日00时,雷达探测得到的最大经向风速均小于 $8\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,但是,这支偏东风气流在迎风坡的作用下,24日23时前后,北京西部山区迎风坡一侧(门头沟区)开始出现强降水[如图5(见彩图)],由于局地强降水同时改变了对流层中层和近地面层温度的水平分布,即凝结潜热造成降水区上空迅速增温,对流层中层必然出现“西暖东冷”的温度梯度,同时降水区大气边界层则迅速降温,造成“西冷东暖”,此时没有出现降水的北京近郊比降水区气温明显偏高,也就是说,由于局地强降水形成了对流层中层和边界层明显的水平温度梯度,而且方向相反,它们共同作用的结果,造成降水区东侧边界层风场加速,边界层急流迅速形成。对比图4、图5可以明显看到局地潜热

作用(对应于降水)和地面气温梯度变化在边界层风场加速过程中的作用:经向风速大于 $11\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的急流核在强降水开始1~2小时后才形成,最强的急流核出现在最大雨强之后(25日03时);反过来,边界层气流的加速又进一步加强了迎风坡的抬升运动,因此这次暴雨过程中最大雨强发生在边界层急流的加速过程中(即25日01时~02时)。03时开始,由于强降水中心缓慢向东移动,急流核在04时前后趋于减弱。05时再次出现大于 $12\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的急流核可能与原暴雨中心东侧(石景山区)的强降水中心形成有关。随后,由于北京平原地区均出现明显降水,随着原有的温度梯度逐渐消失,这支东风急流在25日09时完全消失。

综上所述,北京地区边界层急流的基本特征主要是由于地形热力作用的日变化或局地强降水形成的水平温度差异造成的,局地强降水与边界层急流之间存在明显的正反馈作用。这同时也表明,边界层急流与对流层中低层大尺度低空急流在强降水过程中的作用及形成机理上可能是不同的。

5 结语

本文从中尺度运动方程出发,探讨了北京地区边界层急流基本特征与地形热力作用的关系以及边界层急流与局地暴雨之间的正反馈现象。主要结论如下:

(1) 北京地区边界层急流一般出现在白天高温背景下或发生局地强降水的夜间,强度存在明显的日变化,垂直分布具有明显的“鼻状”结构特征,急流核高度一般为600~900 m。

(2) 边界层急流出现的时间及其强度变化特征与地形热力作用的日变化有关:“焚风效应”造成白天北侧山脉上的温度明显高于同一高度层大气温度,这种反向的温度梯度在午后最强,使得风速垂直切变减小甚至消失;午夜后,由于山坡降温速度明显快于大气,温度梯度方向发生改变,造成风速垂直切变加速,形成边界层急流。因此,这种边界层急流的高度一般要低于山体的高度。

(3) 局地强降水与边界层急流之间存在明显的正反馈现象:由于局地强降水同时改变了对流层中层和近地面层气温的水平分布,即凝结潜热造成降水区上空迅速增温,同时降水区大气边界层则迅速降温,形成了对流层中层和边界层内明显的水平温

度梯度, 而且方向相反, 这种热力强迫作用造成了边界层气流加速; 反过来, 边界层气流的加速又加强了急流前方的风速辐合, 如果急流方向水平垂直于山坡, 这种迎风坡上的辐合将更强, 因此, 造成局地降水强度进一步增强。

本文的研究结果表明, 边界层急流和对流层中低层大尺度低空急流的成因具有本质上的区别, 它们在强降水过程中的作用也是明显不同的。因此, 不能用天气尺度低空急流理论和观点来解释边界层急流在局地暴雨中的作用。

参考文献

- [1] Blackaclar A K. Boundary layer maxiam and significance for the growth of nocturnal inversion. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1957, **38**: 117~121
- [2] Banjitta K, Blackaclar A K. Theoretical studies of diurnal windstructure variations in the planetary layer. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1957, **83**: 486~500
- [3] 雷雨顺. 特大暴雨的几个问题. 北方天气文集, 1983, (4): 20~27
- Lei Yushun. Some issues on torrential rain. *North Weather Collection* (in Chinese), 1983, (4): 20~27
- [4] 孙淑清, Dell'osso L. 青藏高原对东亚大尺度低空急流的动力影响, 中国科学(B), 1984, (6): 564~574
- Sun S Q, Dell'osso L. The dynamical effect of the Tibetan Plateau on East Asian large scale low-level jet. *Chinese Science* (B) (in Chinese), 1984, (6): 564~574
- [5] 周军. 大气的边界效应与落基山东侧的低空急流的形成. 南京气象学院学报, 1984, (1): 19~20
- Zhou J. Atmospheric boundary effect and formation of low level jet in east High Plains. *Journal of Nanjing Meteorological Institute* (in Chinese), 1984, (1): 19~20
- [6] 孙继松. 地形雨落区与气流的垂直分布. 高原气象, 2005, **24**(1): 62~69
- Sun J S. The relationship between the vertical distribution of airflow and topographical rain. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 2005, **24** (1): 62~69
- [7] 《华北暴雨》编写组. 华北暴雨. 北京: 气象出版社, 1992. 102~103
- Editors of Heavy Rain in North China. *Heavy Rain in North China* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 1992. 102~103

观测时间: 2002-06-25T02:53:11

Observation time: 02:53:11 BT 25 Jun 2002

重复频率: 900 [双重频 3:2]

Repetition frequency: 900 [dual repetition frequency 3:2]

距离量程: 150 km

Range: 150 km

雷达工作模式: 多普勒

Operation model: Doppler

扫描产品: 平扫

Scanning product: plane scan

信号处理方式: PPP [32脉冲]

Signal processor: PPP [32 pluse]

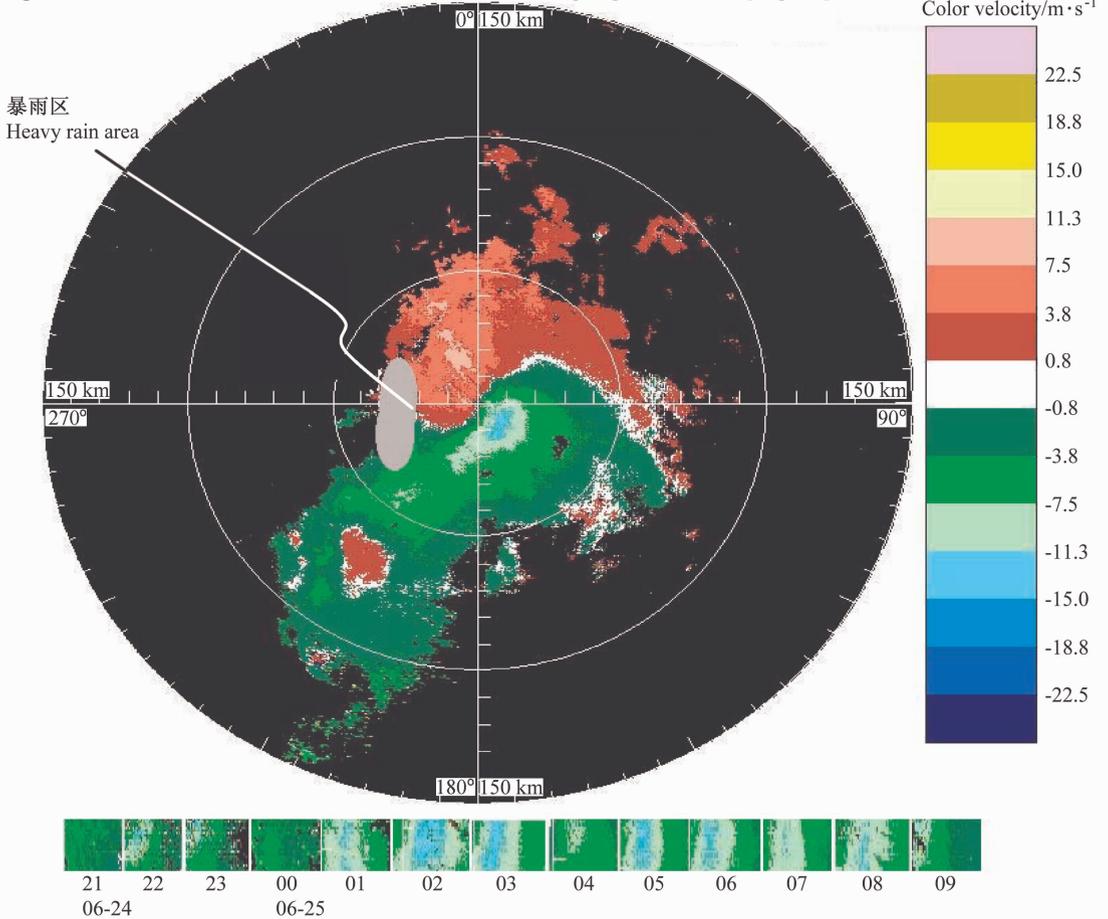


图 4 多普勒雷达探测得到的 2002 年 6 月 25 日 03 时空风分布及相同参数下得到的 6 月 24 日 21 时~25 日 09 时最大风速中心强度逐时演变图

Fig. 4 The distribution of wind detected by Doppler radar at 0300 Beijing Time (BT) 25 June 2002 (the gray shadow is the heavy rain area) and the evolution of maximum wind from 2100 BT 24 June to 0900 BT 25 June (interval: 1 h) by the same radar technical parameter

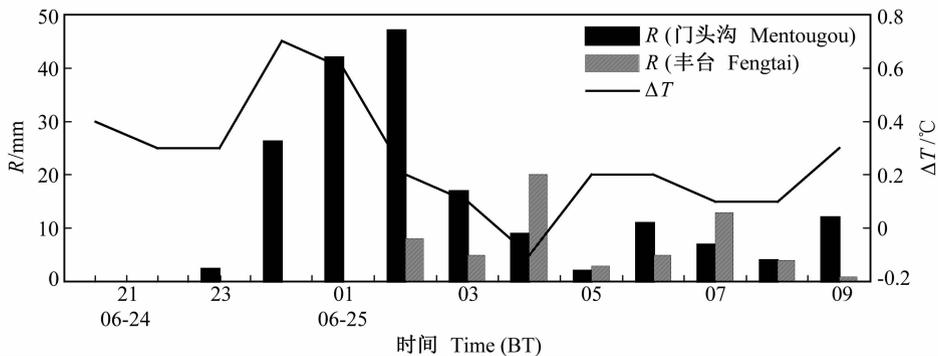


图 5 丰台、门头沟地面气温之差 ΔT 和降水量 R 的逐时变化图

Fig. 5 The time series of surface temperature difference between Fengtai and Mentougou and precipitation