

罗然,郑永光,陈敏,2020.北京一次罕见夜间突发性强增温事件成因分析[J].气象,46(4):478-489. Luo R,Zheng Y G,Chen M,2020.Mechanism of a rare night sudden intense warming event in Beijing and surrounding area[J].Meteor Mon,46(4):478-489(in Chinese).

## 北京一次罕见夜间突发性强增温事件成因分析<sup>\*</sup>

罗然<sup>1,2</sup> 郑永光<sup>1,2</sup> 陈敏<sup>3</sup>

1 中国气象科学研究院,北京 100081

2 国家气象中心,北京 100081

3 北京城市气象研究院,北京 100089

**提 要:** 夜间降温是正常的地表气温日变化,但统计表明北京及周边地区冬半年时常出现入夜后气温不降反升的现象,甚至出现了小时升温超过 10℃ 的剧烈增温事件。这种增温具有明显的突发性,且很快转为降温,常对业务预报造成困扰。2010 年 11 月 26 日夜间冷锋过境该区域造成了最强达 12℃·h<sup>-1</sup> 的夜间急剧增温事件,与气候统计结果相比,该次增温幅度和影响区域范围非常罕见且极端。文章对其进行了详细诊断分析,使用的资料包括自动气象站、常规地面和探空、铁塔、卫星、风廓线雷达等观测资料和美国环境预报中心(NCEP)最终分析资料。分析结果表明:该次过程对流层低层有非常显著的冷平流;垂直速度诊断、卫星和风廓线雷达观测都表明,对流层中低层都存在显著的强下沉运动;铁塔观测和北京探空观测演变都表明增温过程中近地面大气有显著的湍流运动。分析此次罕见过程的机理包括三个方面:高原地区地面位温显著高于平原地区(二者最大可差 10 K),是该次罕见增温事件形成的首要条件;强下沉运动使得低密度高位温空气强迫下沉到边界层,是增温必要条件;强湍流混合作用则是地面空气增温的必要机制。估算结果表明,边界层急流伴随的强湍流混合可引起约 8℃ 的罕见地面空气增温。最后,给出了该次事件的机理概念模型。

**关键词:** 夜间突发性增温,强下沉,强湍流,冷锋,焚风

**中图分类号:** P458

**文献标志码:** A

**DOI:** 10.7519/j.issn.1000-0526.2020.04.003

## Mechanism of a Rare Night Sudden Intense Warming Event in Beijing and Surrounding Area

LUO Ran<sup>1,2</sup> ZHENG Yongguang<sup>1,2</sup> CHEN Min<sup>3</sup>

1 Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

2 National Meteorological Centre, Beijing 100081

3 Institute of Urban Meteorology, CMA, Beijing 100089

**Abstract:** Surface temperature normally decreases after sunset, but a great many night sudden intense warming events were observed in winter in Beijing and the surrounding area, and the intense rise in temperature could be higher than 10℃ per hour. Such sudden warming events are often followed by rapid temperature dropping, which would cause great difficulty in forecasting. This paper detailedly analyzes a rare intense night warming event with the increase range of 12℃·h<sup>-1</sup>, which was caused by a cold front passing through Beijing and surrounding area over the night of 26 November 2010. Compared with the statistical climatological results, the heating intensity and affected area this time are extreme rarely seen. The analysis is based on the data of automatic weather stations, conventional surface stations and rawinsonde.

<sup>\*</sup> 国家重点研发计划(2018YFC1507504,2017YFC1502003)和国家自然科学基金项目(41375051)共同资助

2019年8月8日收稿; 2020年3月2日收修定稿

第一作者:罗然,主要从事中小尺度天气分析和数值模拟研究. Email:517471140@qq.com

通讯作者:郑永光,主要从事强对流和强降水等中小尺度天气研究. Email:zhengyg@cma.gov.cn

meteorological observation tower, stationary meteorological satellite, and wind profiler, as well as the re-analysis data of NCEP. The results show that, during the event, there was significant cold advection in the lower troposphere, and significantly strong downward motion in the middle and lower troposphere illustrated by diagnosed vertical velocity and the data from the satellite and the wind profiler. The temporal evolution of both the meteorological tower observations and soundings in Beijing indicates that strong turbulence existed in the boundary layer. Therefore, this rare warming event was caused by the significant surface potential temperature differences between the plateau and the plain, the strong downward adiabatic warming and the intense turbulent mixing with strong boundary layer jet. The estimation shows that the turbulent mechanical mixing associated with the low-level jet could cause about  $8^{\circ}\text{C}$  increase in temperature. Finally, the conceptual model of this event is presented.

**Key words:** night sudden warming, strong downward motion, intense turbulence, cold front, foehn

## 引言

在弱天气系统控制下、晴空或少云、风力较弱的夜间,近地面大气由于地表辐射冷却作用会逐渐降温,日出前后地面气温达到最低值。但很多研究发现,部分地面气象站点会观测到夜间突发性增温现象,且常伴随其他气象要素的突发性不连续变化,如露点温度、风向风速等(White, 2009)。夜间突发性增温事件可能影响近地面雾和霜冻的形成、冰雪融化、改变能见度(杨晓亮等, 2018)、路面状况和农作物的呼吸作用与生长,强增温加之强风还易导致林火,也可能会使得日最低温度预报较实测温度偏低,因此有必要研究其形成机理和原因,以提高对其的预报能力。

地面气温变化是温度平流、垂直运动和非绝热加热三项共同作用的结果。White(2009)总结了夜间增温事件的可能机制包括:暖锋过境、风速增大导致的湍流混合作用、对流风暴减弱过程造成的热暴流(heat burst)、天空从晴朗转为多云造成的辐射平衡变化、雾或露水形成过程的潜热释放、地形作用所致的下坡风(即焚风)等。大多数增温机制很容易被理解或者已有较多研究,但热暴流事件较为罕见,其机理是处于消散阶段对流系统的未饱和下沉气流到达地面所致的大气绝热增温,已有研究所给出的基本是美国个例或者气候统计结果(McPherson et al, 2011; Bernstein and Johnson, 1994);本文并不对其进行更多关注和阐述。

冷锋过境时,地面站通常会经历温度下降、气压升高、风速加大等天气现象。但已有很多研究(Sanders and Kessler, 1999; Doswell III and

Haugland, 2007; Nallapareddy et al, 2011; Ma et al, 2015)显示,部分气象站在冷锋过境时会发生先突发性增温,然后再降温的现象;如澳洲中部 Harts Range(Smith et al, 1995)和美国俄克拉何马州 Purcell(Sanders and Kessler, 1999)发现冷锋过境时最大增温幅度达  $7^{\circ}\text{C} \cdot \text{h}^{-1}$ ,美国俄克拉何马州 Norman(Doswell III and Haugland, 2007)和密西西比州 Newton(White, 2009)也曾观测到冷锋过境时的凌晨 10 min 内增温幅度达  $3^{\circ}\text{C}$ ,钱敏伟和李军(1996)发现我国河北夜间晴空条件下最大增温幅度在  $2\sim 3^{\circ}\text{C} \cdot \text{h}^{-1}$ ,甘茹蕙等(2016)统计发现我国兰州地区冷锋过境时夜间最大增温幅度在  $3^{\circ}\text{C} \cdot \text{h}^{-1}$ 左右。这些增温事件都发生在地形较平坦区域,其形成机理是冷锋过境时风速加大从而湍流混合作用增强所致(钱敏伟和李军, 1996; Doswell III and Haugland, 2007; White, 2009; Ma et al, 2015)。

由于地形作用导致的焚风效应会造成突发性增温,已有非常多的研究(Brinkmann, 1971; Elvidge and Renfrew, 2016),多发生于阿尔卑斯山、落基山脉、天山、大兴安岭和太行山等背风坡一侧;在北美观测到的最大增温幅度可达  $25^{\circ}\text{C} \cdot \text{h}^{-1}$ (Brinkmann, 1971; Elvidge and Renfrew, 2016);林之光(1981)用气候学分析方法发现在我国东北大兴安岭山脊东侧  $150\sim 200\text{ km}$  附近区域存在明显的焚风暖脊;赵世林等(1993)认为太行山焚风过程中迎风坡的凝结加热过程不是必要的,地形落差造成的下沉运动才是最关键的。Elvidge and Renfrew (2016)总结了背风坡焚风增温效应主要机理包括干暖空气等熵下沉作用、迎风坡水汽凝结所致潜热加热和湍流混合作用;山脉的迎风坡有云和降水产生则会增强焚风效应,虽然目前依然有一些教科书或者大众

媒体中更多强调了水汽凝结的潜热增温效应,但已有研究认为干暖空气等熵下沉作用才是产生焚风效应的最主要原因(盛裴轩等,2003;李万彪,2010;Elvidge and Renfrew,2016);而湍流混合作用在已有研究中多被忽视(Elvidge and Renfrew,2016)。由于暖空气密度小,其如何取代密度较大的近地面冷空气使其温度升高?强下沉气流从何而来?是否仅仅是气流下坡所致下沉?湍流作用如何?这些都是值得研究的重要方面。

如图 1a 中地形分布所示,北京位于太行山东北麓,冬半年多次观测到夜间突发性增温事件;2010 年 11 月 26 日夜间至 27 日凌晨(北京时,下同)北京及周边地区发生了一次罕见夜间剧烈增温过程,虽然初步分析表明该次增温事件与焚风效应相关,但目前尚未有文献对类似极端事件的形成原因进行仔细分析,如前文所述。因此,本文利用多种观测资料和 NCEP 分析资料详细分析这次罕见剧烈增温过程的天气形势演变和形成机理,以进一步加深对焚风效应所致该类事件的认识,尤其是湍流混合过程在其中的作用,从而为提高对该类事件的预报能力提供参考依据。

## 1 资料和方法

2010 年 11 月 26 日夜间至 27 日凌晨突发性剧烈增温的天气实况分析基于北京及周边区域( $39^{\circ}\sim 41.5^{\circ}\text{N}$ 、 $115^{\circ}\sim 118^{\circ}\text{E}$ )401 个自动气象观测站逐时地面观测数据;作为对比,还统计了 2010—2017 年共 7 个冬半年(11 月至次年 4 月)自动站夜间增温情况。

本文使用常规地面站逐 3 h 观测、张家口和北京的探空观测、NCEP  $1^{\circ}\times 1^{\circ}$  分析资料来分析天气形势演变和增温机制,并配合使用 FY-2E 静止气象卫星红外 1 通道和水汽通道观测资料做分析。在分析该次异常剧烈增温的物理机制时,还应用了中国科学院大气物理研究所的铁塔(简称铁塔)精细边界层观测资料和北京延庆风廓线雷达观测资料。

## 2 过程增温观测特征

2010 年 11 月 26 日夜间至 27 日凌晨,北京及周边区域地面自动站观测到整个区域内持续 6 h 出现了不同站点的突发性剧烈增温事件;且自动气象

站观测到了大范围幅度达  $8^{\circ}\text{C}\cdot\text{h}^{-1}$  以上的极端异常增温(图 1a),最大增温幅度达  $12^{\circ}\text{C}\cdot\text{h}^{-1}$ ,发生在 26 日 22—23 时的顺义区 651551 自动站;增温最多站点数发生在 27 日 00—01 时,共有 138 个自动站点观测到不同幅度的增温。

为了判断本次夜间增温过程的极端性,统计了 2010—2017 年冬半年北京及周边区域 401 个自动气象站的夜间逐时增温情况。结果发现 99.8% 的站点增温幅度小于  $8^{\circ}\text{C}\cdot\text{h}^{-1}$ ,大于  $12^{\circ}\text{C}\cdot\text{h}^{-1}$  的站次数 8 年内仅出现 75 次,仅占大于  $8^{\circ}\text{C}\cdot\text{h}^{-1}$  的 7.3%,因此,2010 年这次过程是一次增温幅度极其罕见、影响时间较长、影响区域范围较大的夜间剧烈突发性增温过程。

从时间演变来看,26 日 18—19 时站点最大增温幅度为  $8^{\circ}\text{C}$ ,19—20 时和 20—21 时最大幅度均增大为  $9^{\circ}\text{C}$ ,21—22 时继续增大为  $10^{\circ}\text{C}$ ,到 22—23 时最大增温幅度达到最强,达  $12^{\circ}\text{C}$ (顺义区 651551 站),因此最大增温幅度有逐渐增大的趋势,且每个时次的增温站点分布呈现东北—西南向的带状分布,与地面冷锋前沿形状近乎一致(图 1a);此后站点的最大增温幅度呈现逐渐减小的趋势。

选取延庆(54406)、海淀(54399)、朝阳(54433)、平谷(54424)和北京观象台(54511)等 5 个站点来展示不同站点的气温时间演变(图 1b)。图中显示,这几个站点中增温最早的站点是延庆站,在 26 日 19—20 时,增温幅度最小;增温最晚的站点为平谷站,在 27 日 00—01 时;因此这也表明增温事件先从该区域的西北部开始,逐渐向东南方向移动。

这次增温过程伴随一次冷锋过境(图 2a)过程。强增温中心具有自西北向东南移动的特征(图 1a),不同站点的最大增温时间也显示自西北向东南依次延后(图 1b)的特点,这与冷锋的东南移向相一致;逐时自动站风场分布(图略)显示增温站点基本位于冷锋前沿;每个时次的增温站点分布走向也与冷锋前沿走向也较为一致(图 1a 与图 2a)。但需要指出的是,27 日 00 时和 01 时的增温站点(图 2a)存在一定的跳跃性,除了北京区域内有站点增温,还在天津东南部有站点出现增温。

图 1c 显示,海淀站 26 日日落后至 21 时,气温小幅下降,露点温度小幅升高,近地面风速为静风,这同 White(2009)给出的美国牛顿站在无外界扰动的温度和露点日变化特征类似;但 26 日 21—23 时海淀站气温突然飙升,气温由  $-2^{\circ}\text{C}$  升至  $9^{\circ}\text{C}$ ,同时

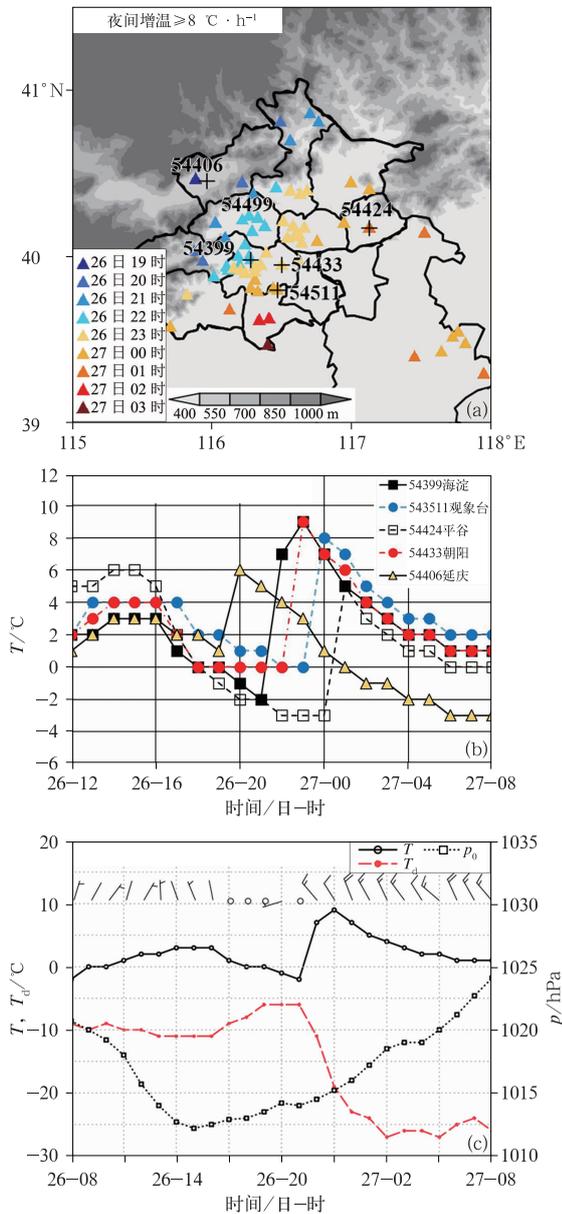


图 1 2010 年 11 月 26 日夜间至 27 日凌晨增温地理分布和站点气象要素时间演变  
 (a) 各时段气温增幅  $\geq 8 \text{ }^\circ\text{C} \cdot \text{h}^{-1}$  站点分布 (“+”: 图 1b 中气温演变典型站点, 阴影: 地势海拔); (b) 典型站点的逐时气温演变; (c) 海淀站 (54399) 地面温度、露点温度和风逐时演变  
 Fig. 1 Nocturnal warming and meteorograms in Beijing and surrounding area for the night of 26 November 2010 to the early morning of the next day (a) temperature increase  $\geq 8 \text{ }^\circ\text{C} \cdot \text{h}^{-1}$  (cross signs: locations of typical stations for time series of temperatures in Fig. 1b, shaded area: topography); (b) hourly temperature time series at typical stations; (c) hourly variation of surface temperature, dewpoint and wind at Haidian Station

露点温度急剧降低、海平面气压升高、风力显著加大、风向转为西北, 这些特征中除了增温外, 其他特征都是冷锋过境时的典型气象要素变化特征, 图 1c 中的露点温度、气压和风力演变也清楚展示了这次增温过程与冷锋过境过程的联系。海淀站在 23 时后温度转为下降, 露点温度依然持续下降, 表明该站逐渐被冷气团完全控制。北京观象台站(图略)也出现类似的演变特征, 但观象台站的气温增温幅度较小, 露点温度下降较大, 风速变化较小。南郊观象台站夜间最大小时增温幅度为  $8 \text{ }^\circ\text{C}$  (26 日 23 时至 27 日 00 时), 略小于海淀站的  $9 \text{ }^\circ\text{C}$  (26 日 21—22 时), 这可能与增温发生前站点降温幅度大小有关, 增温发生前降温越强, 这种近地面增温幅度可能越大 (White, 2009)。

### 3 天气背景

如前所述, 该次增温过程与一次地面冷锋过境过程相伴随。地面冷锋演变表明(图 2a), 11 月 26 日 08 时, 地面冷锋处于内蒙古中西部并向东南移动, 14 时冷锋影响河北西北部、山西北部等地, 20 时冷锋到达北京北部。根据自动站观测风场资料分析表明, 22 时地面锋面已经达到北京主城区, 23 时锋面位置到达北京东南部, 北京城区已经处于锋后气团控制。27 日 02 时北京已经完全处于冷锋后气团所控制, 等压线密集、气压梯度大, 整层均为西北大风, 锋前低压中心已经移入渤海湾。

由于北京以西和以北都是高原, 虽然北京的地面气温高于其西侧和北侧的地面气温, 但地面位温分布(图 2b)显示, 在  $42^\circ\text{N}$  以南、太行山及其以西的高原区域, 存在一个显著的向北伸展的舌状高位温区, 太行山东西两侧具有较强的位温差异, 最大可达  $10 \sim 15 \text{ K}$ 。图 2b 还表明风向基本与位温梯度垂直, 因此有利于高位温的近地面空气向北京及周边区域输送。但需要指出的是, 由于高位温空气密度低, 因此强下沉运动如何使得位于较高高度的高位温空气取代北京及周边区域地表的低位温空气, 从而使该区域地表气温升高, 正是下文所要分析的最主要问题。

高空形势演变表明, 300 hPa 同 500 hPa 形势虽然存在一些差异, 但非常类似。500 hPa, 26 日 08 时至 27 日 08 时, 贝加尔湖附近存在高空冷涡, 并向

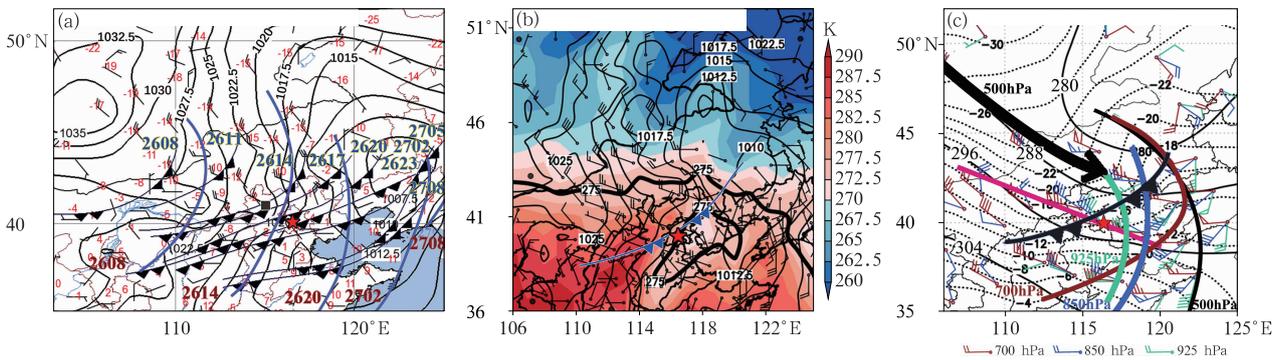


图 2 2010 年 11 月 26 日地面和高空天气形势

(a) 叠加不同时刻 850 hPa 槽线和地面锋面的 23 时地面天气图(黑线:海平面气压,单位:hPa; 站点标注风和气温;冷锋符号;每隔 3 h 地面锋面,时间标注在冷锋北侧;蓝色弧线:每隔 6 h 850 hPa 槽线, 时间标注在槽线南侧;方形符号:张家口探空站);(b) 20 时地面天气图(黑线:海平面气压,单位:hPa; 填色:地面位温;粗黑线:275 K 位温);(c) 20 时高空环流形势(黑色实线:700 hPa 位势高度,单位:dagpm; 黑色虚线:700 hPa 等温线,单位:°C;黑色粗实线箭头:500 hPa 高空急流轴;黑色粗实线:500 hPa 槽线, 棕色粗实线:700 hPa 槽线,蓝色粗实线:850 hPa 槽线,绿色粗实线:925 hPa 槽线, 黑色冷锋:冷锋位置,红色粗实线:所取剖面位置) (红色五角星:北京气象台位置)

Fig. 2 Synoptic charts on 26 November 2010

(a) surface synoptic chart at 23:00 BT (black solid line: sea surface pressure; cold fronts, unit: hPa; every 3 h surface fronts with labeled time; blue lines: every 6 h 850 hPa troughs with labeled time; square: Zhangjiakou Sounding Station); (b) surface synoptic chart at 20:00 BT (black line: sea surface pressure, unit: hPa; shaded area: surface potential temperature; thick black lines: 275 K potential temperature); (c) upper-level circulation chart at 20:00 BT (black solid line: geopotential height, unit: dagpm; black dotted line: 700 hPa temperature, unit: °C; arrow with black thick line: 500 hPa jet stream axis; troughs at different levels, black thick line: 500 hPa, brown thick line: 700 hPa, blue thick line: 850 hPa, green thick line: 925 hPa; black cold front; surface front at 20:00 BT; red thick line: vertical cross section) (the red pentacle: the Beijing Observatory)

东移动;26 日 08 时,北京及周边区域位于高空小槽前,为西风气流;14 时以后高空槽加深加强;26 日 14 时至 27 日 08 时,北京及周边区域转为高空大槽后西北风急流控制,风速显著增大;500 hPa 急流核自西北向东南移动,并于 27 日 08 时位于北京及周边区域上空。

26 日 20 时(图 2c),700 hPa 在内蒙古东部与蒙古交界附近存在一个显著的冷涡系统,其急流演变同 300 和 500 hPa 具有很大的相似性。850 hPa,26 日 14 时(图略),NCEP 分析资料显示槽线呈南北向处于 500 hPa 槽线之后,高空槽已呈现出显著的前倾特征,后文给出的延庆风廓线雷达观测的风垂直剖面演变会更清晰地展示大气低层低槽的前倾特征;26 日 20 时,850 hPa(图 2c)在内蒙古东部与蒙古交界附近同样存在一个显著的冷涡系统,北京及周边区域位于锋后西北风急流区域,等温线与等高

线近似垂直,冷平流非常显著。27 日 02 时,NCEP 分析资料显示北京已经完全处于冷锋后侧的冷空气控制,整层均为西北大风。

不同时刻的地面冷锋和 850 hPa 槽线演变(图 2a)以及 26 日 20 时不同层次的槽线配置(图 2c)都显示该次过程高空槽明显超前地面冷锋,具有前倾特征。这种前倾槽配置,使得在冷锋及其附近区域上空大气位于槽后,有负涡度平流;加之强西北风和密集等温线(图 2c)有很大的夹角,从而冷平流非常强,又有西北风低空急流前侧的空气辐合,都非常有利于大气产生强下沉运动;尤其 850 hPa 的冷平流强(图 2c),中心数值小于  $-40 \times 10^{-5} \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{s}^{-1}$ ,高低层的温度平流差异也是造成垂直混合加强的原因之一(孙永刚等,2014);加之 700~500 hPa 层强西北风气流的前侧辐合(图 3a),因此大气低层下沉运动显著,这种强下沉运动能够强迫高原区域的高位

温空气沿山坡下沉,有利于焚风效应形成。

## 4 增温机理分析

如引言中所述,焚风所致的地面气温增温机理主要包括下沉作用、水汽凝结所致潜热加热和湍流混合作用(Elvidge and Renfrew, 2016)。由于水汽凝结所致潜热加热作用只是会增强焚风效应,并非最主要机制,且北京及周边区域的地势分布特征不同于阿尔卑斯山和落基山脉,该次过程并没有地形阻挡气流及其强迫产生的云和降水,因此下文将只分析本次过程中的下沉运动特征和湍流混合在增温过程中的作用。

### 4.1 位温演变和强下沉运动

如前所述,大气低层 850 和 925 hPa 强冷平流和负涡度平流有利于下沉运动。基于 NCEP 分析资料,沿冷锋移动方向(图 3,剖面位置见图 2c 红色粗实线)的垂直剖面、北京观象台位置(39.79°N、116.47°E)的时间-气压垂直剖面 and 延庆风廓线雷达观测的风和垂直速度时间-高度垂直剖面(图 3)都清晰地显示了此次冷空气活动、急流及其伴随的下沉运动分布。

从图 3a~3c 给出的垂直剖面位温演变来看,等位温线的演变不仅展示了冷空气自西北向东南移动影响北京及周边区域的过程,在 27 日 02 时背风坡垂直下沉速度中心加强后,下游出现了显著的波状结构,等熵面的波动特征在地面至 500 hPa 均表现得较为明显,但此波动并非是完全地形作用所致,这种波动也能造成对流层湍流(李子良和黄仪方, 2006)。此外值得注意的是,26 日 20 时北京观象台 850 hPa 高度以下层次的位温已较 14 时升高,但到 27 日 02 时,位温已开始下降,表明此时北京观象台已受到了冷锋后冷气团的影响。

图 3a~3c 表明华北上空风力很大;在 26 日 14 时张家口上空 500 hPa 风速已大于  $35 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ;到 26 日 20 时,北京上空 500 hPa 达  $35 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  左右,850 hPa 达  $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  左右,产生强垂直风切变,有利于形成湍流运动,从而使得大气在垂直方向发生混合,充分混合后大气达到了干绝热递减率(图 4)。延庆站的地面突发性增温发生在 26 日 19—20 时,图 3d 清晰展示了在突发性增温发生时,延庆上空边界层的风力显著加大且转为西北风或者偏西风急

流。图 3d 延庆风廓线雷达探测的风场演变不仅展示了强风和强垂直风切变的演变过程,更展示了风场结构及其变化的精细时间尺度特征,给出了如前文所述的 26 日 14—20 时边界层前倾槽、多个小槽波动和急流等过境特征。图 3d 中给出的风廓线雷达所测的大气下沉运动与图 3c NCEP 分析资料给出的下沉运动类似,虽然二者地理位置有些差异,但将二者换算为  $Z$  坐标系垂直速度比较,前者数值较后者大一个数量级,这应该是因为 NCEP 分析资料所表征的是天气尺度下沉运动,而风廓线雷达给出了更小尺度下沉运动的缘故。

如前所述,在 26 日 20 时和 27 日 02 时,北京上空的 850 和 925 hPa 附近强冷平流形成强下沉运动(图 3);26 日 20 时下沉速度大值中心位于 850 hPa,大于  $1.5 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ (约  $0.14 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ );27 日 02 时整层下沉运动继续加强,下沉速度大值中心位于 925 hPa,大于  $1.75 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ (约  $0.16 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ),表明边界层下沉运动增强;强下沉运动使得高位温空气沿等熵面运动到低层,会使得低层空气温度升高,造成下沉逆温层结(图 5);但需要指出的是,26 日 20 时强下沉运动中心并未到达北京大部区域的地面,此时地面风力依然较弱。从海淀站的地面风演变(图 1c)来看,大约在 26 日 23 时转变为西北风,表明此时冷空气前沿才影响到海淀站。

FY-2E 卫星的水汽通道图像暗区(图略)与图 3 中 NCEP 分析资料所展示的下沉运动结果相一致,在北京及周边区域对流层中上层(500 hPa 高度以上层次)存在下沉运动区。

静止气象卫星的水汽通道图像暗区不能直接展示对流层中低层的下沉运动,但由于无云区域的红外 1 窗区通道亮温不受大气水汽的影响,其与下垫面附近气温密切相关。FY-2E 卫星窗区红外 1 窗区通道图像(图 4)显示,太行山东麓至北京城区存在条状深灰色较高亮温(大于  $0^\circ\text{C}$ )区域,与其周边存在明显的亮温梯度对比,表明该区域大气低层存在下沉运动,也就是焚风效应所致地面附近气温显著升高。虽然本次增温过程并没有明显的云和降水,但这个现象与 Hoinka(1985)提出的在 GOES 卫星图像上观测到的焚风晴空区(foehn clearance)有些类似,不过,Hoinka(1985)给出的 GOES 卫星图像上焚风晴空区上风方存在明显的云系。对比图 4a 和 4b 还可以发现,27 日 02 时北京及周边区

域高亮温区域较 26 日 22:30 时显著向东南方向移动,与地面增温自动站点分布的移动趋势完全一致。

#### 4.2 下沉逆温和湍流垂直混合作用

逆温层与大气运动密切相关。盛裴轩等(2003)和李万彪(2010)都给出了如何通过  $T\text{-log}p$  图的温湿廓线分布来判识下沉逆温和湍流逆温。在  $T\text{-log}p$  图上,下沉逆温具有以下特征:逆温层附近及更高层次的温度廓线和露点廓线通常具有类似“V”形的结构,逆温层之上温度廓线接近平行于干绝热线;而湍流逆温的特征则表现为逆温层之下的层次,露点廓线近似与等比湿线平行且温度廓线接近平行于干绝热线。

26 日 08 时张家口和北京  $T\text{-log}p$  图(图 5a)表明,两地低层都位于冷锋前气团内,风向为偏南风或者偏东风;二者 850 hPa 高度以上层次温度廓线非常接近,且近地面层都存在明显的辐射逆温,但张家口站的辐射逆温层更深厚;两站都在 600 hPa 附近层次存在明显的下沉逆温层,不过张家口的下沉逆温层要比北京更深厚些;此外,北京在 850 hPa 附近存在一个逆温层,同时具有下沉逆温和湍流逆温的特征;这均表明此时在两地的大气中都存在下沉运动。

26 日 20 时(图 5b),张家口 600 hPa 附近逆温层减弱,但北京 600 hPa 附近下沉逆温显著加强,这与水汽图像暗区及其亮度变化(图略)所表征的下沉运动相一致;但需要指出的是,两站的该 600 hPa 附近逆温层高度以下温度廓线接近平行于干绝热线、露点廓线与等比湿线近似平行,表明该层次以下的空气已经充分地垂直混合,其位温和比湿基本一致,这也是典型的湍流逆温层以下大气层结的结构特征,因此两站 600 hPa 附近的逆温层不仅是下沉运动所致,还与湍流运动密切相关;虽然张家口的近地面逆温层消失,但北京的 925 hPa 以下层次近地面(图 5b)依然存在逆温层,850 和 925 hPa 之间为干绝热递减率、且二者风向也接近一致,这表明虽然 600 hPa 附近逆温层至 925 hPa 之间存在下沉增温和湍流垂直混合共同作用,使得 925 hPa 的气温显著高于地面气温,从而导致了近地面层下沉逆温层;但由于此时北京近地面下沉运动不够强(图 3c),风力较小,湍流运动弱(图 5d),因此较高位温的大气并未下沉到近地面。

从位于朝阳区的大气物理所铁塔观测的气象要素时间演变(图 5d)来看,近地面层 300 m 高度以下大气仅在半小时内就完成了这次快速增温过程,同时伴随着风力显著加大、相对湿度显著降低,这与图 1 给出的地面气象要素演变相一致。

摩擦速度表征了湍流运动中水平动量的垂直通量,一定程度上体现了湍流运动的强度。图 5d 给出了根据铁塔距地面 47、140 和 280 m 高度观测的风和垂直速度计算的摩擦速度(图 5d 中蓝、绿和红色粗实线),表明 22:00—22:30,近地面 300 m 高度下的大气水平风显著增强形成急流,湍流活动也随之明显加强,其与增温过程相对应。280 m 高度摩擦速度较两个较低层次先增强,表明湍流活动的加强是自上而下的。强急流导致湍流活动增强使得空气充分混合这与 Sanders and Kessler(1999)、Doswell III and Haugland(2007)和 Ma et al(2015)中给出的地形平坦地区冷锋过境时的突发性增温机制相一致。

气温不是保守量。由于铁塔观测没有气压这个要素,因此不能直接将气温转换为位温。为了比较不同高度处的气温变化,根据干绝热递减率( $9.8\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{km}^{-1}$ ),将不同高度处的气温转换为其干绝热下沉到最低一层(距地面 8 m)时的气温,将其称之为  $T^*$ ;  $T^*$  是一个类似位温的温度,其是一个保守量,因此可以对不同高度处的  $T^*$  进行对比。 $T^*$  的演变(图略)表明高层增温开始时间略早于低层,这与高层的摩擦速度先增加(图 5d)以及 26 日 20 时北京探空表明 925 hPa 先增温(比较图 5a 和 5b)都是一致的。在近地面最低层的最大增温时段,从最低层至铁塔探测的最高层,  $T^*$  数值都趋于一致,风向也接近一致,这都表明空气已经充分混合,这也体现了强湍流运动在增温过程中的垂直混合作用。

27 日 08 时(图 5c),类似 26 日 20 时北京 600 hPa 附近逆温形成机制,北京 700 hPa 附近层次的逆温同样是下沉运动与湍流垂直混合作用所致,这是因为二者具有类似的特征;更为重要的是,此时湍流的垂直混合作用已经完全影响到了近地面大气,大气层结形成了较为充分的垂直混合,不仅位温和比湿接近一致,且风向也接近一致。还需要说明的是,对比 26 日 20 时(图 5b)与 27 日 08 时(图 5c)北京探空温度廓线可以看到,700 hPa 以下气温显著降低,该站已经转为锋后冷气团控制。

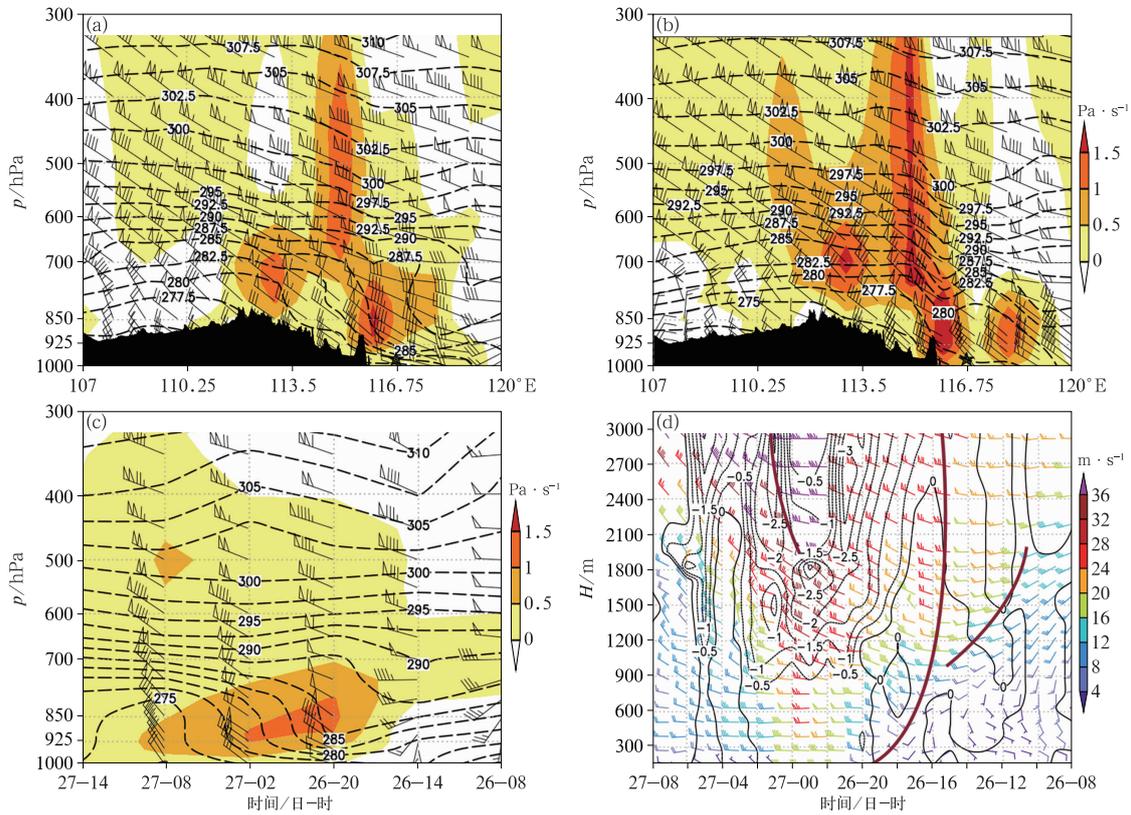


图 3 2010 年 11 月 26—27 日风、垂直速度和位温垂直剖面

(a) 26 日 20 时和 (b) 27 日 02 时沿图 2c 中红色粗实线所示位置的垂直剖面 (黑色阴影: 地形剖面; 黑色虚线: 等位温线, 单位: K; 风羽: 各层水平风场; 填色: 下沉运动区; 黑色星号: 北京观象台位置); (c) 26 日 08 时至 27 日 14 时北京观象台时间-气压垂直剖面; (d) 延庆站 (54406) 风廓线雷达探测的水平风和垂直速度时间-高度垂直剖面 (等值线: Z 坐标垂直速度, 单位:  $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ ; 风矢颜色: 水平风速; 棕色实线: 槽线)

Fig. 3 Vertical cross-sections of vertical velocity, potential temperature, and wind from 26 to 27 November 2010 (a) 20:00 BT 26 and (b) 02:00 BT 27 vertical cross-section along the red thick line shown in Fig. 2c (dashed lines: potential temperature, unit: K, shaded area: descending motion, wind barb: horizontal wind at different levels, black asterisk: Beijing Observatory); (c) time-height section of Beijing Observatory from 08:00 BT 26 to 14:00 BT 27; (d) wind and vertical velocity from 08:00 BT 26 to 08:00 BT 27 from Yanqing wind profiler (54406) (contour: vertical velocity, unit:  $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ ; wind barb: horizontal wind; brown thick line: trough)

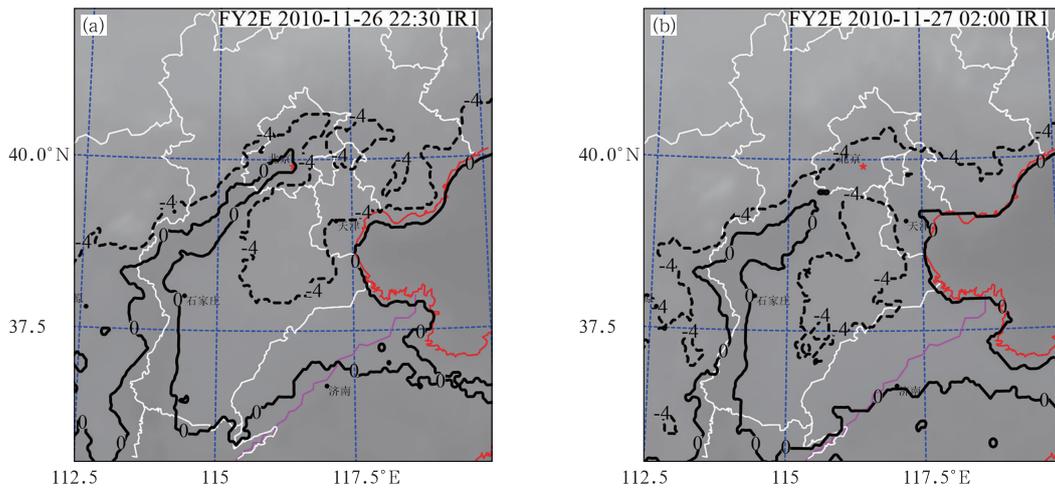


图 4 2010 年 11 月 26 日 22:30 (a) 和 27 日 02:00 (b) FY-2E 卫星红外图像和亮温 (等值线, 仅给出了 0 和  $-4^{\circ}\text{C}$  亮温)

Fig. 4 FY-2E satellite infrared image and brightness temperature at 22:30 BT 26 (a) and 02:00 BT 27 (b) November 2010 (contours:  $0^{\circ}\text{C}$  and  $4^{\circ}\text{C}$  brightness temperature)

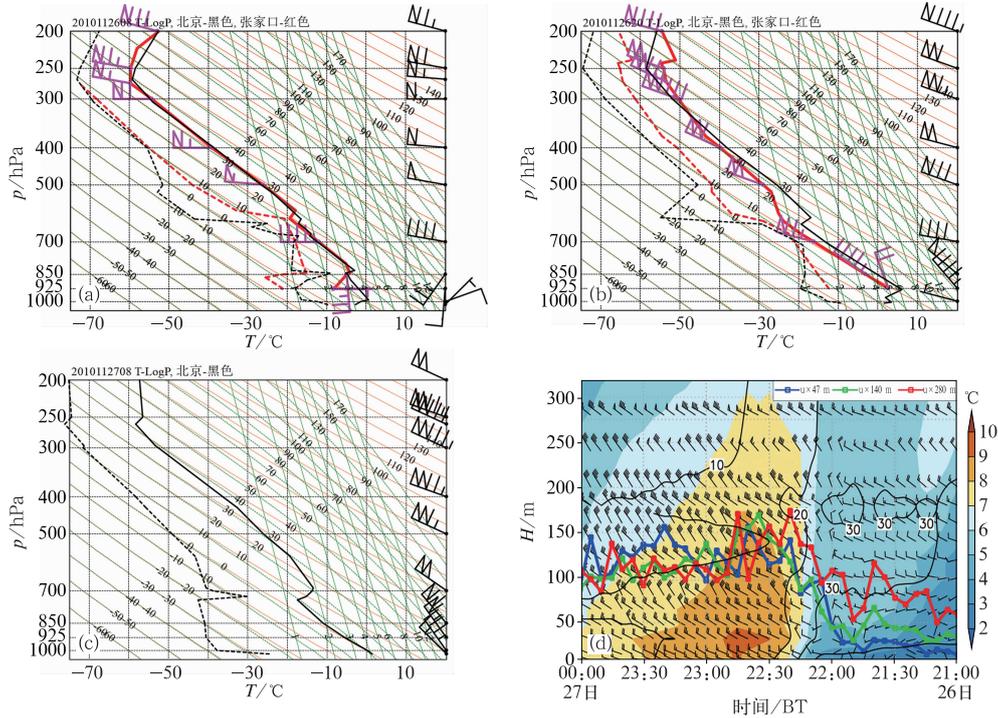


图 5 2010 年 11 月 26 日 08 时(a)、20 时(b)张家口和北京探空,27 日 08 时(c)北京探空  $T\text{-log}p$  图 (右侧粗实线:温度廓线,左侧粗划线:露点温度廓线),26 日 21 时至 27 日 00 时铁塔观测时间-高度垂直剖面(d) (黑线:相对湿度,间隔为 10%; 填色:气温;蓝色、绿色、红色实线分别为利用铁塔 47、140、280 m 高度基于超声风速仪观测计算的摩擦速度随时间的变化曲线,单位:  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ )

Fig. 5  $T\text{-log}p$  of Zhangjiakou and Beijing sounding at 08:00 BT 26 (a), 20:00 BT 26 (b) and Beijing sounding at 08:00 BT 27 (c) (thick line on the right: temperature; dashed line on the left: dew point); (d) vertical profile of observation time-height of iron tower from 21:00 BT 26 to 00:00 BT 27 November 2010 (black fine solid line: relative humidity with interval of 10%; shaded area: temperature with  $1^\circ\text{C}$  interval; blue/green/red thick solid lines; friction velocity calculated based on the ultrasonic anemometer observations at heights of 47 m/140 m/280 m, unit:  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ )

### 4.3 湍流垂直混合作用增温估算

根据湍流垂直混合作用将使高低空位温和比湿趋于一致这一特点,使用 11 月 26 日 20 时北京观象台探空资料和 27 日 00 时地面观测资料来估计湍流混合后的地面气温,并与实测的地面气温进行对比。27 日 00 时是北京观象台地面最大的增温时刻,此时海平面气压为 1015 hPa、地面气温为  $8^\circ\text{C}$ ,较 26 日 23 时升温  $8^\circ\text{C}$ 。

为计算湍流混合后的地面气温,需要知道本站气压;但目前拿到的自动站数据中仅保存了海平面气压。北京观象台的海拔高度为 31 m,根据压高公式和有关业务规范(中国气象局,2003),由 27 日 00 时海平面气压和订正后的气温数据计算,得到本站气压为 1011 hPa。

假设 26 日 20 时至 27 日 00 时近地面层的大气温度层结和湿度层结的变化仅仅是湍流混合的作用。根据湍流充分混合后位温将达到一致这一特点,由图 6 得到 A 点位温为 284.8 K,沿着干绝热线

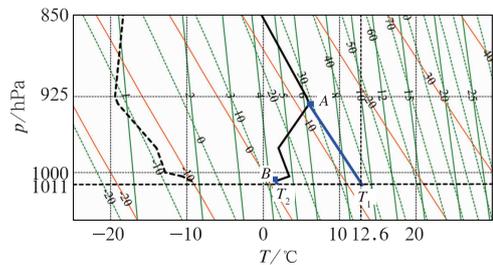


图 6 2010 年 11 月 26 日 20 时北京探空站 850 hPa 以下  $T\text{-log}p$  图

(黑线:温度廓线,黑虚线:露点温度廓线,橘黄线:等位温线,AT<sub>1</sub>与 BT<sub>2</sub>分别表示气块由 A 和 B 沿着干绝热线下沉至地面)

Fig. 6  $T\text{-log}p$  diagram below 850 hPa for Beijing at 20:00 BT 26 November 2010

(black line: temperature, black dashed line: dew point, orange solid line: potential temperature; A—T<sub>1</sub> and B—T<sub>2</sub> indicate that the parcel sinks to the ground from Point A and Point B along the adiabatic line)

下沉至本站气压 1011 hPa 处,获得气温  $T_1$  为  $12.6^\circ\text{C}$ ;

B点位温为 276.4 K,沿着干绝热线下沉至 00 时本站气压 1011 hPa 处,得气温  $T_2$  为 4.1℃;若二者都为单位质量,则其充分混合后,温度为二者的均值(8.4℃)。这一结果与该站 27 日 00 时实测地面气温 8℃基本一致。

需要说明的是,目前已不可能获得 27 日 00 时的北京实测探空资料,但从前文分析可以看到,随着冷气团的南下,北京 925 hPa 气温在 27 日 08 时较 26 日 20 时有较大幅度降低,从 5.6℃降至 -5.5℃,降幅达 11.1℃(图 5b 和 5c),所以,27 日 00 时存在很大的可能会较 26 日 20 时有所降低,从而使得基于上文假设计算的地面温度较实测温度略高。因此,再假设 925 hPa 气温从 26 日 20 时至 27 日 08 时由于冷平流作用气温线性降低,那么北京 27 日 00 时 925 hPa 气温会较 26 日 20 时降低 3.7℃,此气块干绝热下沉到地面 1011 hPa 气压处的温度则较 26 日 20 时降低 3.8℃,最终使得上文给出的湍流混合后气温降低 1.9℃,为 6.5℃,较 27 日 00 时实测地面气温 8℃略偏低。这表明,虽然本文给出的这两个假定都非常简化,但抓住了湍流混合作用这个关键机制,都得到了与实测地面气温相近的结果。

由此可以得出,在该次过程中,西北气流的干绝热下沉先使得北京上空 925 hPa 附近气温增加,然后强低空急流加之增强的近地面层湍流运动使得大气充分垂直混合从而导致近地面逆温层消失,这两个方面的因素是该次北京及周边区域地面大幅增温的主要原因。

#### 4.4 增温机理总结

针对引言中提出的焚风效应导致增温机理研究中存在的几个问题,总结此次夜间突发性强增温过程的成因包括以下几个方面(图 7):

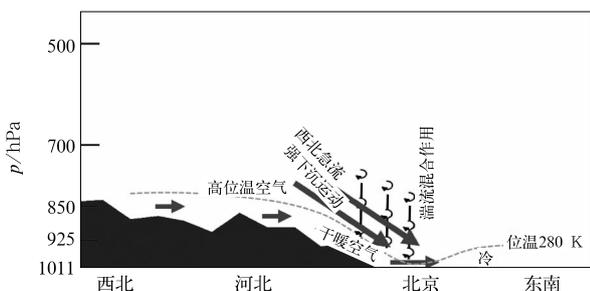


图 7 北京突发性强增温过程机理概念模型图

Fig. 7 Conceptual model of the intense sudden warming event in Beijing

(1)夜间由于没有太阳辐射增温,这种冬季夜间强增温的原因只可能是暖平流增温或是下沉绝热增温。本次过程由于存在强冷平流,因此可排除暖平流增温的可能性。

(2)在增温事件发生前,高原地区空气位温显著高于北京平原地区,二者最大相差 10 K 以上。

(3)下沉绝热增温通常包括空气地形下坡和动力学下沉运动增温。在本次过程中高原区域的近地面空气位温显著高于平原区域,因此,单纯的空气地形下坡运动和弱的大尺度下沉运动,难以使得密度较低的高位温空气取代平原地区较低位温的高密度空气。本次过程中 850 hPa 冷平流下沉、700 和 500 hPa 层次强急流等所致的辐合下沉以及负涡度平流等作用导致强动力学下沉运动,使得高原地区的高位温空气等熵下沉、绝热增温,形成边界层上部较强逆温层。

(4)与边界层急流相伴随的强湍流活动使得近地面层空气充分混合。本次过程中的强下沉运动加之强湍流运动使得北京边界层上部空气先增温,然后急流使得边界层内湍流运动加强,从而空气充分混合导致地面突发性强增温。

简要总结该次罕见增温事件的机理(图 7)如下:高原地区空气位温高,而平原地区空气位温低,二者温差大是该次罕见增温事件形成的首要条件;强下沉运动强迫密度较低的高位温空气能够下沉到平原地区边界层是必要条件,而强湍流混合作用则是北京边界层和近地面空气增温的不可缺少机制,地形下沉作用可以忽略。地形的作用表现为高海拔区域的近地面空气位温显著高于平原区域。

## 5 结论与讨论

本文统计表明,北京及周边区域冬半年多次发生大范围的夜间突发性增温事件。在此基础上,综合应用多种观测资料,本文详细分析了 2010 年 11 月 26 日夜间至 27 日凌晨该区域一次极端罕见的夜间突发性强增温事件成因,目前尚未见到类似研究的国内文献。主要结论如下。

(1)该次过程与一次冷锋过境过程相伴,单站最大增温幅度达  $12^{\circ}\text{C}\cdot\text{h}^{-1}$ ,与统计的 2010—2017 年冬半年夜间增温幅度对比,属于罕见的极端夜间强增温事件。逐时增温站点分布呈现东北—西南向的带状分布,基本依次向东南方向移动。

(2)低空西北急流强度强,高空槽明显超前地面冷锋,大气低层的强冷平流、急流前侧的空气辐合作用加之明显前倾槽结构造成的负涡度平流,引起边界层以上的中低层大气的强下沉运动。北京  $T\text{-}\log p$  图、NCEP 分析资料和延庆风廓线雷达探测都表明强下沉运动和湍流运动先使得边界层上部气温升高,从而 26 日 20 时形成了北京  $T\text{-}\log p$  图上的下沉逆温层结。中国科学院大气物理研究所铁塔的观测资料和北京  $T\text{-}\log p$  图演变都展示了湍流混合作用导致近地面空气的增温过程。

(3)该次突发性剧烈增温是焚风效应与湍流混合作用的共同结果,其机理如下:强下沉运动和湍流运动使得高位温空气下沉混合,先在北京大气边界层上部增温,形成较强逆温层;然后边界层内风速迅速增大为急流,导致湍流显著增强,使得近地面大气垂直充分混合,逆温层消失,从而出现较大范围的地面强增温事件。利用  $T\text{-}\log p$  图和湍流混合作用估算的 27 日 00 时北京观象台地面气温与实测结果基本一致。

(4)本次增温过程没有地形下沉作用,但地势分布不均匀使得高海拔区域的近地面空气位温显著高于平原区域,这是形成本次增温过程的一个首要条件。

(5)本次强增温过程还发现了如下事实:静止气象卫星红外窗区通道观测到了近地面强增温区域亮温的显著升高;在 27 日 00—01 时,增温事件在空间分布上存在一定的跳跃性,呈现出一定的波状分布特征;这些在以往文献中尚未见到。

需要指出的是,由于此次地面显著增温过程是高位温空气绝热下沉和边界层湍流混合共同作用所致,并非是锋前暖气团活动造成的,因此仅仅使用水平温度梯度、沿地面等温线等来确定地面冷锋位置显然是不合理的,故应当以冷气团前沿的地面风气旋式切变线位置来确定冷锋位置。

本文虽然对 2010 年这次罕见夜间强增温事件的形成原因进行了详细分析,但其中的下沉运动和湍流运动对于近地面增温的贡献大小等问题,还有待使用精细可靠的数值模拟资料作更深入细致的定量分析,其中最为重要的是调整边界层方案(徐慧燕等,2017;刘梦娟等,2018)。更进一步,需要从气候学角度对北京及周边地区夜间不同强度突发性增温过程的天气形势进行分类,分析其机理,获取预报着眼点和关键指标,从而提高对该类事件的预报能力。

此外,林之光(1981)表明大兴安岭东麓等地也是我国地形增温比较显著的区域,该区域是否也存在类似北京及周边地区的极端增温事件及其机理如何,其天气形势和机理是否与本文所研究区域存在较大差异,也有待作进一步的研究。

**致谢:**感谢北京大学陶祖钰教授和中国气象科学研究所孙继松研究员的悉心指导和帮助。中国科学院大气物理研究所提供了铁塔观测数据,特此致谢。

## 参考文献

- 甘茹蕙,马媛媛,杨毅,等,2016.兰州地区突发性夜间增温的统计特征[J].兰州大学学报:自然科学版,52(5):652-659. Gan R H, Ma Y Y, Yang Y, et al, 2016. Statistical characteristics of sudden nocturnal warming events in Lanzhou Region[J]. J Lanzhou Univ Nat Sci, 52(5):652-659(in Chinese).
- 李万彪,2010.大气物理[M].北京:北京大学出版社:84-86. Li W B, 2010. Atmospheric Physics [M]. Beijing: Peking University Press:84-86(in Chinese).
- 李子良,黄仪方,2006.地形影响的飞机颠簸及其数值仿真实验[J].气象,32(11):32-35. Li Z L, Huang Y F, 2006. Simulations of aircraft bump caused by topography[J]. Meteor Mon, 32(11): 32-35(in Chinese).
- 林之光,1981.地形对我国冬季气温的主要影响[C]//中国气象局研究院科学技术集刊(1).北京:气象出版社:152-160. Lin Z G, 1981. The main influence of topography on winter temperature in China[C]//Academy of Meteorological Sciences, Central Meteorological Bureau, 1981 Meteorological Science and Technology Collection (1). Beijing: China Meteorological Press: 152-160 (in Chinese).
- 刘梦娟,张旭,陈葆德,2018.边界层参数化方案在“灰色区域”尺度下的适用性评估[J].大气科学,42(1):52-69. Liu M J, Zhang X, Chen B D, 2018. Assessment of the suitability of planetary boundary layer schemes at “grey zone” resolutions[J]. Chin J Atmos Sci, 42(1):52-69(in Chinese).
- 钱敏伟,李军,1996.夜间近地面稳定边界层湍流间歇与增温[J].大气科学,20(2):250-254. Qian M W, Li J, 1996. Intermittent turbulence and temperature burst in the nocturnal surface layer [J]. Chin J Atmos Sci, 20(2):250-254(in Chinese).
- 盛裴轩,毛节泰,李建国,等,2003.大气物理学[M].北京:北京大学出版社:132-165. Sheng P X, Mao J T, Li J G, et al, 2003. Atmospheric Physics [M]. Beijing: Peking University Press: 132-165(in Chinese).
- 孙永刚,孟雪峰,荀学义,等,2014.温度平流在沙尘暴和大风天气预报中的差异分析[J].气象,40(11):1302-1307. Sun Y G, Meng X F, Xun X Y, et al, 2014. Difference analysis of temperature advection in severe sandstorm and strong wind prediction[J]. Meteor Mon, 40(11):1302-1307(in Chinese).
- 徐慧燕,徐亚钦,王智,等,2017. WRF 模式中 QNSE 方案的湍流长度尺度系数的调整试验研究[J].大气科学,41(2):357-371. Xu H Y, Xu Y Q, Wang Z, et al, 2017. Modification tests for the

- coefficient of turbulent mixing length scale in QNSE scheme in the WRF model[J]. *Chin J Atmos Sci*, 41(2):357-371 (in Chinese).
- 杨晓亮, 杨敏, 李江波, 等, 2018. 一次太行山焚风对霾强度的影响分析[J]. *气象*, 44(2):313-319. Yang X L, Yang M, Li J B, et al, 2018. Impact analysis of a Taihang Mountain fohne on haze intensity[J]. *Meteor Mon*, 44(2):313-319 (in Chinese).
- 赵世林, 王荣科, 郭彦波, 等, 1993. 太行山中段的焚风[J]. *气象*, 19(2):3-6, 29. Zhao S L, Wang R K, Guo Y B, et al, 1993. The foehn in the middle range of Taihang Mountain[J]. *Meteor Mon*, 19(2):3-6, 29 (in Chinese).
- 中国气象局, 2003. 地面气象观测规范[M]. 北京: 气象出版社. China Meteorological Administration, 2003. Specification for Surface Meteorological Observations[M]. Beijing: China Meteorological Press (in Chinese).
- Bernstein B C, Johnson R H, 1994. A dual-Doppler radar study of an OK PRE-STORM heat burst event[J]. *Mon Wea Rev*, 122(2):259-273.
- Brinkmann W A R, 1971. What is a foehn? [J]. *Weather*, 26(6):230-240.
- Doswell III C A, Haugland M J, 2007. A comparison of two cold fronts-effects of the planetary boundary layer on the mesoscale [J]. *Electronic J Severe Storms Meteor*, 2(4):1-12.
- Elvidge A D, Renfrew I A, 2016. The causes of foehn warming in the lee of mountains[J]. *Bull Amer Meteor Soc*, 97(3):455-466.
- Hoinka K P, 1985. What is a foehn clearance? [J]. *Bull Amer Meteor Soc*, 66(9):1123-1132.
- Ma Y Y, Yang Y, Hu X M, et al, 2015. Characteristics and mechanisms of the sudden warming events in the nocturnal atmospheric boundary layer: a case study using WRF[J]. *J Meteor Res*, 29(5):747-763.
- McPherson R A, Lane J D, Crawford K C, et al, 2011. A climatological analysis of heatbursts in Oklahoma (1994-2009)[J]. *Int J Climatol*, 31(4):531-544.
- Nallapareddy A, Shapiro A, Gourley J J, 2011. A climatology of nocturnal warming events associated with cold-frontal passages in Oklahoma[J]. *J Appl Meteor Climatol*, 50(10):2042-2061.
- Sanders F, Kessler E, 1999. Frontal analysis in the light of abrupt temperature changes in a shallow valley[J]. *Mon Wea Rev*, 127(6):1125-1133.
- Smith R K, Redder M J, Tapper N J, et al, 1995. Central Australian cold fronts[J]. *Mon Wea Rev*, 123(1):16-38.
- White L D, 2009. Sudden nocturnal warming events in Mississippi [J]. *J Appl Meteor Climatol*, 48(4):758-775.