

许敏,李江波,田晓飞,等,2022. 京津冀夏季雾的特征与预报[J]. 气象,48(7):899-912. Xu M, Li J B, Tian X F, et al, 2022. Characteristics and forecasting of summer fog in the Beijing-Tianjin-Hebei Region[J]. Meteor Mon, 48(7):899-912(in Chinese).

## 京津冀夏季雾的特征与预报<sup>\*</sup>

许 敏<sup>1,2</sup> 李江波<sup>1,3</sup> 田晓飞<sup>2</sup> 黄浩杰<sup>2</sup>

1 河北省气象与生态环境重点实验室, 石家庄 050021

2 河北省廊坊市气象局, 廊坊 065000

3 河北省气象台, 石家庄 050021

**提 要:** 综合运用气象地面和高空观测资料、自动站资料、卫星云图及 ERA5 资料, 分析了 2000—2019 年京津冀地区夏季雾的时空分布、边界层, 以及高空地面气象要素特征, 建立了夏季雾天气概念模型, 并进行了典型个例分析。结果表明: 京津冀大部分地区平均每年出现夏季雾 1~4 d, 西北部、东北部和东南部出雾时最小能见度相对偏低, 张家口中部至保定西北部、保定东南部至沧州中部和衡水一带平均最小能见度可低至 300 m 以下; 平原地区夏季雾持续日数空间差异小, 普遍为 1~1.4 d, 山区持续时间相对较长; 雾的生消有明显日变化, 夜间至日出前后高发, 日出后 3 h 内消散。夏季雾出现时通常逆温层底高、厚度薄、温差小、强度弱, 地面气温日较差在 7℃ 以上, 风速为 1~2.4 m·s<sup>-1</sup> 是有利于雾形成的重要条件, 雾发生时风向以偏南风或偏北风为主。京津冀夏季雾的三种典型概念模型为高空槽后或高压脊控制下的辐射雾、高空槽前西南气流控制下的平流雾或平流辐射雾、副热带高压控制下的雨雾。

**关键词:** 夏季雾, 逆温, 气象要素特征, 环流形势分型

**中图分类号:** P426, P456

**文献标志码:** A

**DOI:** 10.7519/j.issn.1000-0526.2022.032802

## Characteristics and Forecasting of Summer Fog in the Beijing-Tianjin-Hebei Region

XU Min<sup>1,2</sup> LI Jiangbo<sup>1,3</sup> TIAN Xiaofei<sup>2</sup> HUANG Haojie<sup>2</sup>

1 Key Laboratory of Meteorology and Ecological Environment of Hebei Province, Shijiazhuang 050021

2 Langfang Meteorological Office of Hebei Province, Langfang 065000

3 Hebei Meteorological Observatory, Shijiazhuang 050021

**Abstract:** By using meteorological ground and high-resolution observation data, automatic station data, satellite imagery and ERA5 data, the temporal and spatial distribution characteristics of summer fog in the Beijing-Tianjin-Hebei Region from 2000 to 2019 are analyzed. The conceptual model of summer fog is established, and the typical cases are analyzed. The results show that there are 1—4 days of summer fog every year in most of the Beijing-Tianjin-Hebei Region. Minimum visibility tends to be relatively low when fog appears in the northwest, northeast and southeast of the region. Average minimum visibility from central Zhangjiakou to northwest Baoding, southeast Baoding to central Cangzhou and Hengshui areas can decrease to as low as 300 m. The spatial difference of duration of summer fog in plain area is small, generally 1—1.4 days, and the fog duration in mountainous area is relatively longer. The generation and dissipation

<sup>\*</sup> 国家自然科学基金项目(41175014)、国家科技支撑计划(2014BAC16B04)、河北省科学技术研究与发展计划项目(12277114D)和北京市自然科学基金项目(8122022)共同资助

2021 年 3 月 9 日收稿; 2022 年 5 月 19 日收修定稿

第一作者: 许敏, 主要从事天气预报与决策服务工作. E-mail: hblfxm@163.com

通讯作者: 李江波, 主要从事雾和强对流天气预报与机理研究. E-mail: ljbwave@aliyun.com

of fog have obvious diurnal changes. Usually, fog occurs in high frequency in the morning before and after sunrise, and dissipates within 3 hours after sunrise. In summer, when the fog appears, the bottom height of the inversion layer is usually high, the inversion thickness is thin, the temperature difference is small and the intensity is weak. The diurnal temperature range on the ground is above  $7^{\circ}\text{C}$ , and the wind speed is  $1\text{--}2.4\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ . All these are the important conditions for the formation of fog. The wind direction is mainly southerly or northerly when fog occurs. Three typical conceptual models of summer fog in the Beijing-Tianjin-Hebei Region are radiation fog under the control of high pressure ridge, advection radiation fog under the control of southwest airflow in front of upper trough, and rain fog under the control of subtropical high pressure.

**Key words:** summer fog, temperature inversion, meteorological feature, classification of circulation pattern

## 引 言

雾是大量气溶胶粒子、微小水滴或冰晶悬浮于空中,使近地面水平能见度降到  $1\text{ km}$  以内的天气现象。雾中的水滴或冰晶,直径一般在  $5\sim 50\text{ }\mu\text{m}$ ,典型的雾滴直径多为  $10\sim 20\text{ }\mu\text{m}$ 。从气象角度看,云和雾实质是一样的,如果云底降到地面就是雾,因此也可以说,雾是接地的层云(Roach, 1994)。浓雾会对航空、海洋和陆地运输产生重大影响,造成严重的经济损失,直接或间接地影响着人们的日常生活,一直被气象学、环保学和医学等领域研究人员所关注。多年来,国内外气象学者对雾过程所涉及到的雾滴微物理学(Pruppacher and Klett, 1997)、气溶胶化学(Bott, 1991)、辐射(Brown and Roach, 1976)、湍流(Roach, 1976)、大/中小尺度动力学(Byers, 1959; Petterssen, 1969)和地表条件(Duynkerke, 1991)等方面进行了研究。通过观测试验(Gultepe et al, 2006; 2007)、气候统计(Tardif and Rasmussen, 2007)、数值模拟(Müller, 2006; 郭丽君, 2019)等手段来研究雾的形成、发展和消散机制。

近些年,城市群规模在不断扩大,大雾作为一种灾害性天气,引起了各界的普遍关注。京津冀作为中国经济最发达的三大城市群之一,是我国秋、冬季大雾的高发区,而京津冀的平原地区尤其突出。统计表明,华北平原是我国北方秋、冬季大雾发生频次较高地区,且多连续性大雾天气,最长可连续  $14\text{ d}$ (吴兑等, 2009; 李江波等, 2010)。其主要原因为:一是高空纬向环流长时间维持导致的冷空气活动偏弱,加上太行山、燕山对冷空气的阻挡和消弱造成的

华北平原长期静稳天气形势;二是纬向环流背景下多个“干性短波槽”活动、大尺度下沉运动、太行山地形造成的地形辐合线及偏西气流越过太行山下沉增温导致的层结更加稳定(赵玉广等, 2015)。雾作为边界层内一种特殊的天气现象,与边界层结构有着密切联系。蔡子颖等(2012)利用天津边界层梯度观测平台,分析了 2010 年 11 月 28 日至 12 月 2 日一次雾过程的边界层结构特征,结果表明:此次过程雾阶段水汽最先在离地面  $80\sim 100\text{ m}$  的高度凝结,平流雾阶段水汽由上往下传输,雾发生前大气属于不稳定层结,随着雾的发生,雾内部呈中性大气层结,直至雾消散,中性层结瓦解,雾层变薄,观测到雾顶上部出现逆温层,当雾消散以后,大气重新处于不稳定状态。另有许多学者分别从统计特征和大雾发生气象条件(田华和王亚伟, 2008; 毛冬艳和杨贵名, 2006)、动力热力及水汽特征(康志明等, 2005; 何立富等, 2006)、大雾类型(许爱华等, 2016)等方面进行了分析和研究。

虽然针对雾的研究成果较多,但基本上是针对秋、冬季大雾的,对夏季雾的研究甚少。宗晨等(2019)对江苏省夏季浓雾的时空分布特征及影响因素进行分析研究,认为夏季浓雾易在气温小于  $29^{\circ}\text{C}$ 、风速低于  $3\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,且盛行偏东风的条件下形成;成雾前  $6\sim 24\text{ h}$  出现的弱降水为近地层提供水汽,此后天气转晴,静稳的大气层结下有利于夏季浓雾的出现;低温高湿的梅雨期是夏季浓雾在 6 月高发的可能原因。廖晓农等(2014)通过对比分析揭示了冬、夏季持续  $6\text{ d}$  的 2 个雾-霾过程形成和维持机制的异同,认为气溶胶区域输送、环境大气保持对流性稳定、空气的高饱和度是夏季持续性雾-霾天气发生的重要条件;夏季雾-霾过程低层没有逆温,但

是北京上空一直维持超过  $200 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$  的对流抑制能量,它同样限制了污染物的垂直扩散。

在夏季,由于昼长夜短,夜间有效长波辐射降温较秋、冬季明显减弱,同时大气层结多为不稳定层结,使得夏季雾的发生概率相对较小,连续性大雾更少,因此预报难度较大,容易出现漏报。而大雾一旦出现,会对交通造成重大影响,危害生命安全。可见,加强夏季雾的研究工作,掌握其特征、规律及发生机制,对提高夏季雾的预报水平有重要意义。本文将应用 2000—2019 年高时空分辨率的地面、高空观测资料及 ERA5 再分析资料,分析京津冀地区夏季雾的主要特征并建立预报概念模型。

## 1 资料和方法

本文资料的统计时段为 2000—2019 年逐年 6—8 月,地面要素分析使用京津冀国家气象站观测资料,其中因 2016 年起河北全省实现了能见度自动观测,晚于北京和天津,故能见度统一使用 2016—2019 年京津冀国家地面气象站逐小时能见度观测资料。形势分析选取中国气象局下发的 MICAPS 资料,以及欧洲中期天气预报中心第五代大气再分析资料(ERA5),垂直物理量来源于邢台 L 波段探空雷达资料。

雾日的统计标准为:日最小能见度低于  $1000 \text{ m}$  记为 1 个雾日;雾持续日数的计算方法为从雾出现第一天算起到最后出现雾的日期截止,期间日数即为一次连续雾的持续日数,其与雾过程数的比值为雾的平均持续日数;雾的持续时数为 1 日内最小能

见度低于  $1000 \text{ m}$  的小时数合计,平均持续时间为持续时数与雾过程数的比值。

## 2 夏季雾的时空分布特征

### 2.1 空间分布特征

#### 2.1.1 年平均日数空间分布

京津冀夏季雾年平均出现日数为 3.3 d,空间分布存在一定差异,具体特征为(图 1a):大部分地区夏季雾的年发生日数为 1~4 d,北京北部和东部、承德南部、唐山中南部、保定东部、沧州西部,以及邢台和邯郸的中东部地区为雾的相对高发区,普遍可达 5~8 d,其中北京怀柔汤河口、密云上甸子,以及通州区雾日可增至 12~18 d,最为特殊的是北京西北部延庆的佛爷顶,该气象站位于海拔  $1224 \text{ m}$  的两山之间坡面上,低能见度现象发生频率异常高,常年有雾(赵习方等,2002),统计结果显示,该站夏季雾的年均发生日数高达 50.7 d。

从京津冀夏季雾出现时的平均最小能见度分布来看(图 1b),能见度较低的区域集中在张家口中部至保定西北部地区,以及保定东南部至沧州中部和衡水一带,上述地区最小能见度可低至  $300 \text{ m}$  以下,北京、天津、承德南部至唐山西北部和石家庄及以南地区相对较高,多在  $400 \sim 600 \text{ m}$ ,其余地区普遍为  $300 \sim 400 \text{ m}$ 。对比图 1a 和 1b,可以发现除西北部的张家口地区外,雾的高发区所对应的区域能见度较低。那么为什么雾发生频次较低的张家口,雾的能见度较低呢?图 1c 给出了雾日前一天出现

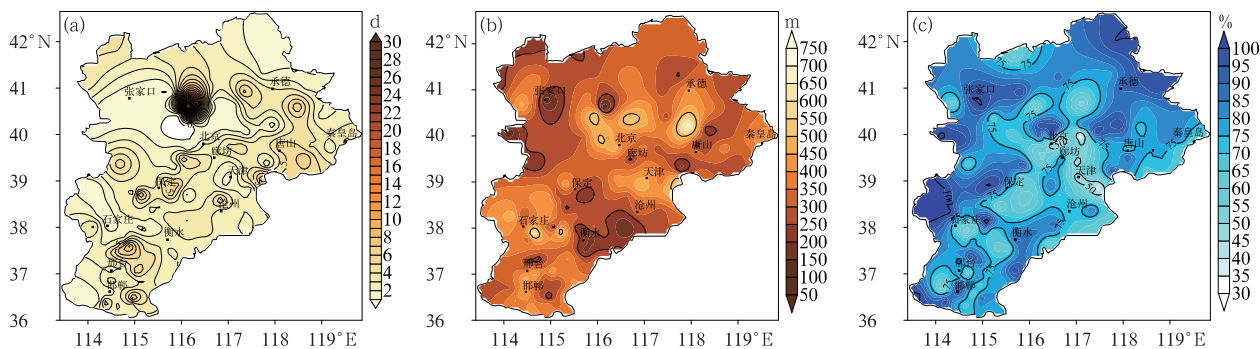


图1 2000—2019年京津冀夏季雾(a)年平均日数,(b)年平均最小能见度和(c)雾日前一天出现降雨概率的空间分布

Fig. 1 Spatial distribution of (a) annual average number of summer fog days, (b) annual mean minimum visibility and (c) probability of rain on the day before fog in Beijing-Tianjin-Hebei Region from 2000 to 2019

降水的百分比空间分布,其中张家口中部,以及西南部与保定接壤的山区,在雾的前一天降雨概率普遍高达 90%~100%,说明该区域夏季所出现的雾基本是雨后雾,降雨过后大气具有较高的相对湿度,同时山区有较大的气温日较差,夜间天空转晴后气温下降,大气中的水汽快速凝结直至过饱和状态,有较多的雾滴生成,这可能是造成该地能见度较低的原因。

### 2.1.2 持续时间空间分布

夏季,京津冀大多地区均有持续 2 d 及以上的雾出现,但连续雾出现次数相对较少,北京佛爷顶因其特殊的地理位置最长持续出雾日数达到 10 d。从雾过程年平均持续日数的分布可以看出(图 2a),除佛爷顶年均持续日数可达 2.5 d,其余地区日数均为 1~1.4 d。从持续的平均时长来看(图 2b),北京西北部、北京西南部至廊坊南部、唐山北部,以及邢台和邯郸西部出雾时普遍可持续 4~6 h,其余地区多在 3 h 及以下,其中佛爷顶平均可持续 9.8 h。可见,夏季雾持续时间受一定地形因素影响,平原地区

差异较小,山区持续时间相对较长。

### 2.2 夏季雾的生消时间特征

河北省雾通常具有明显的季节变化和日变化(宋善允等,2017),就夏季而言(图 3),雾的生成时间集中于 23 时至次日 05 时,发生频率占有夏季雾的 88.2%;其中 23 时生成的雾最多,占 16.6%,07—15 时较少有雾生成,尤其是中午至傍晚前,发生频率共计仅 0.2%。相比生成,雾的消散时间更加集中,05—07 时的三个时次占到了 68.3%,总体特点为 20 时后消散开始逐渐增多,06 时达到峰值(28.5%),08 时迅速降至 4.3%。可见,京津冀夏季雾的生成和消散均有明显的日变化,生成高发时段在夜间至日出前后,消散集中于日出后 3 h 内。

## 3 夏季雾的边界层气象要素特征

大雾发生在近地层,其高度为几十至几百米,辐射雾高度通常为 70~300 m,少数强辐射雾可达

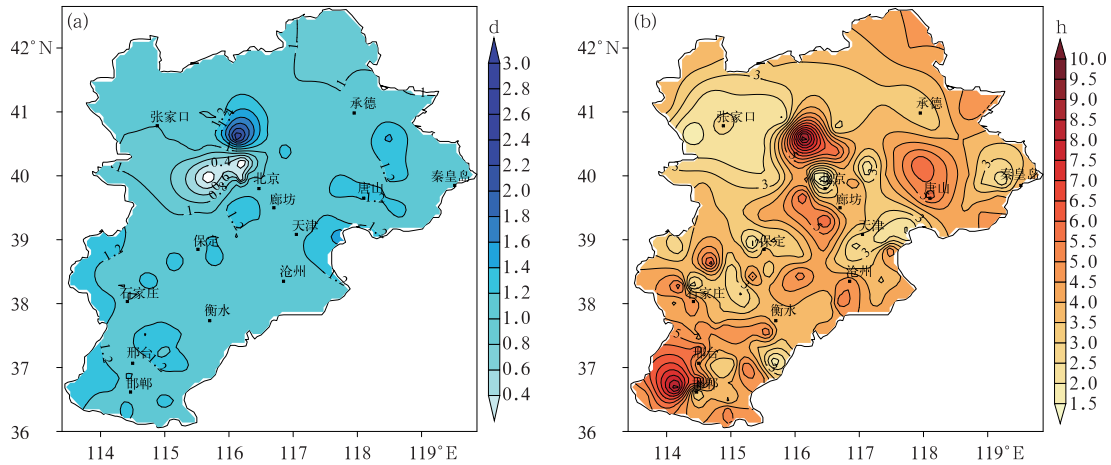


图 2 2000—2019 年京津冀夏季雾平均持续(a)日数和(b)时数

Fig. 2 Average continuous (a) days and (b) duration hours of fog in summer in Beijing-Tianjin-Hebei Region from 2000 to 2019

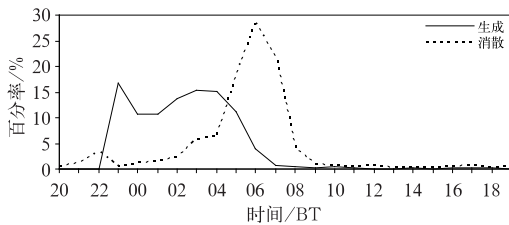


图 3 2000—2019 年京津冀夏季雾生成和消散时间

Fig. 3 Formation and dissipation time of fog in summer in Beijing-Tianjin-Hebei Region from 2000 to 2019

400 m;平流雾的高度略高,有时雾顶可达 943~1050 m(陆春松等,2008;濮梅娟等,2008;严文莲等,2009)。成熟期雾顶一般位于逆温层以下;夏季与冬半年大雾日低空逆温层及湿层特征值相比较,夏季雾日逆温层具有底高、厚度薄、温差小、强度弱的特点,湿层具有顶高低、厚度薄、湿度大、比湿大的特点。这样的特点使得夏季大雾维持时间较短。

邢台地处河北南部,是夏季雾的高发区之一,并且邢台作为河北三个高空站之一,有着更高时间分



辨率的垂直观测资料,因此将其作为代表站分析边界层气象要素特征。需要注意的是,由于夏季日出时间早、升温快,08 时雾大多已减弱或消散,因此 08 时的探空数据不能完全表征当日的雾特征。表 1 给出了 16 次邢台夏季大雾逆温及湿层厚度等统计特征值。京津冀夏季大雾逆温层层底和层顶在

1011~768 hPa,逆温值在 0~6℃,逆温强度(用高度每增加 10 hPa 温度所升高的值表示,下同)绝大部分在 0.5℃以下。温度露点差≤3℃的湿层厚度在1011 hPa 至地面,但绝大多数在 975 hPa 至地面,湿层相对湿度的变化范围为 79%~100%,比湿的变化范围为 2.3~21.3 g·kg<sup>-1</sup>。

表 1 2003—2009 年邢台夏季大雾过程边界层逆温及湿度等统计特征值  
Table 1 Statistical characteristic values of temperature inversion and humidity in Xingtai boundary layer during summer fog from 2003 to 2009

| 天气过程日期<br>/年-月-日 | 逆温层<br>厚度/hPa | 逆温值/℃ | 逆温层变化<br>范围/hPa | 湿层厚度<br>( $T-T_d\leq 3^{\circ}\text{C}$ ) | 湿层相对湿度<br>变化范围/% | 湿层比湿变化<br>范围/(g·kg <sup>-1</sup> ) |
|------------------|---------------|-------|-----------------|-------------------------------------------|------------------|------------------------------------|
| 2003-8-9         | 27            | 2     | 977~919         | 950 hPa 至地面                               | 79~83            | 15.7~16.5                          |
| 2004-8-26—27     | 59            | 5     | 985~959         | 985 hPa 至地面                               | 89~94            | 14.9~15.7                          |
| 2005-8-11        | 50            | 2     | 975~925         | 975 hPa 至地面                               | 84               | 18.0~20.0                          |
| 2005-8-28        | 31            | 1     | 994~963         | 975 hPa 至地面                               | 79~88            | 13.0~16.0                          |
| 2006-8-25        | 22            | 1     | 988~966         | 975 hPa 至地面                               | 89~94            | 16.0~18.0                          |
| 2008-7-14        | 无             | 无     | 无               | 564 hPa 至地面                               | 81~94            | 5.7~17.7                           |
| 2008-7-16        | 41            | 6     | 988~947         | 975 hPa 至地面                               | 94               | 16.0~17.0                          |
| 2008-8-22        | 18            | 2     | 786~768         | 400 hPa 至地面                               | 83~100           | 2.3~12.1                           |
| 2008-8-28        | 42            | 0     | 1000~958        | 无                                         | 无                | 无                                  |
| 2008-8-29        | 11            | 0     | 1011~1000       | 1011 hPa 至地面                              | 88               | 10.0~57.0                          |
| 2009-7-21        | 67            | 0     | 949~882         | 925 hPa 至地面                               | 83~94            | 18.0~21.3                          |
| 2009-7-22        | 53            | 0     | 978~925         | 925 hPa 至地面                               | 83~94            | 18.0~20.0                          |
| 2009-8-11        | 13            | 1     | 938~935         | 999 hPa 至地面                               | 94               | 17.7                               |
| 2009-8-18        | 37            | 1     | 818~781         | 818 hPa 至地面                               | 82~94            | 10.0~15.6                          |
| 2009-8-23        | 59            | 2     | 1000~941        | 999 hPa 至地面                               | 88~94            | 11.4~12.1                          |
| 2009-8-27        | 25            | 4     | 996~971         | 996 hPa 至地面                               | 83               | 13.9                               |

2017 年 7 月 30 日早晨,河北省中南部地区出现了区域性大雾天气,最低能见度降至 50 m 左右,为了深入了解出雾前后温湿风的情况,利用邢台站的 L 波段秒级探空资料分析了垂直方向气象要素的分布特征(图 4),结果发现:29 日 20 时,在1000~1200 m 高度出现了逆温现象,逆温值为1.7℃,此时相对湿度超过 90%的湿层高度由 500 m 伸至 1000 m,而逆温的维持及夜间近地面气温的逐渐下降,使得能见度持续降低,到 30 日 06 时多地能见度降至 200 m 以下,08 时后明显好转(图略),此时逆温层高度降至 250~330 m 的浅薄一层,280 m 以上湿度均降至 90%以下。

4 夏季雾的地面气象要素特征

4.1 气温与气温日较差

雾是近地面层水汽凝结现象,使未饱和空气达

到饱和状态,可通过两种方式实现:增加水汽(增湿),使空气冷却(降温)。气温日较差代表了某地在一天之内气温降幅(或升幅)的大小,而露点温度通常不像温度那样日变化明显,对平原地区而言,在同一气团控制下,白天最高气温相差不大,露点温度也比较接近,因此气温日较差越大的站点,越容易降至露点温度达到饱和,越有利于大雾生成。图 5a 反映了京津冀夏季雾发生时,气温日较差的分布,从整个夏季来看,气温日较差的中位数为 8.0℃,其中上下四分位间 50%的样本气温日较差为 6.2~9.8℃,最大可达 19.5℃;从 6—8 月逐月分布可以看出,7 月的气温日较差相对较小,范围多在 5.7~9.1℃,6 月,上下四分位间的个例分布范围更广,为 7.0~10.9℃,夏季三个月雾日的气温日较差中位数分别为 8.9、7.3 和 8.2℃,即 6 月的日较差最大,7 月最小。可见,京津冀夏季出现大雾时,气温日较差一般在 8℃上下。从京津冀夏季平均日较差空间分布(图 5b)可以看出,在平原地区,廊坊、保定东部、沧

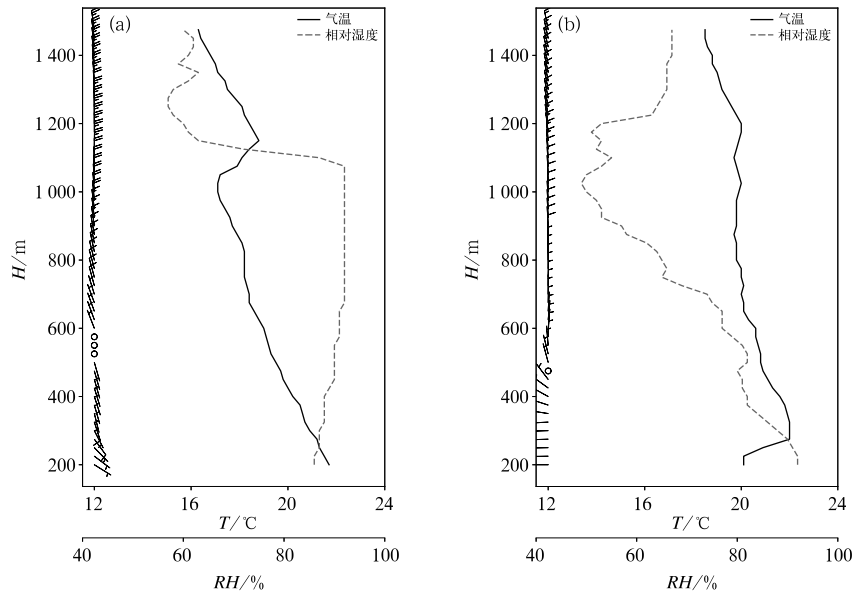


图 4 2017 年 7 月典型夏季雾(a)出现前(29 日 20 时)和  
(b)结束时(30 日 08 时)邢台站 L 波段温湿廓线

Fig. 4 The L-band temperature and humidity profile at Xingtai Station (a)  
before and (b) at the end of the typical summer fog in July 2017  
(a) 20:00 BT 29, (b) 08:00 BT 30

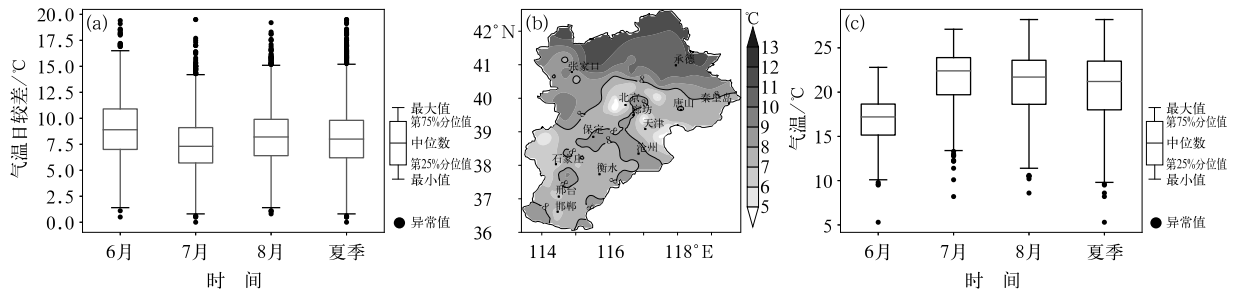


图 5 2000—2019 年京津冀夏季雾日(a)气温日较差分布箱形图,  
(b)平均气温日较差空间分布,(c)气温分布箱形图

Fig. 5 (a) Boxplot of distribution of diurnal temperature range, (b) spatial distribution of  
mean daily temperature range and (c) boxplot of temperature distribution  
in summer fog days in Beijing-Tianjin-Hebei Region from 2000 to 2019

州、邢台北部日较差为 8~11℃,明显高于其他地区,对比雾区分布图 2,这几个区域恰好是夏季雾高发区。图 5c 给出了雾发生时气温的分布情况,进一步分析可知,在出雾时段,6 月气温相比最低,中位数为 17.2℃,气温在 15.2~18.7℃时是夏季雾形成的气温条件之一,到了 7 月和 8 月,出现雾时气温需达到 18.6~23.9℃,中位数在 22℃左右。

雾日前期露点温度越高,相对湿度越高,气温降至露点温度的幅度就越小。图 6 给出了夏季雾日气温日较差与雾发生前一天 14 时相对湿度的关系,从

中可见,气温日较差与相对湿度呈明显的反相关关系,即雾日的前一天 14 时相对湿度越大,达到饱和和需要降温的幅度就越小,14 时相对湿度越小,需要降至露点温度的幅度就越大,才能形成雾。雾日的前一天的相对湿度多为 50%~80%,相应的气温日较差需 5~10℃。通过拟合曲线,可以预估在一定的湿度条件下,形成雾所需下降的温度。例如,如果 14 时相对湿度为 70%,则降温幅度至少为 7℃,可使得空气达到饱和。

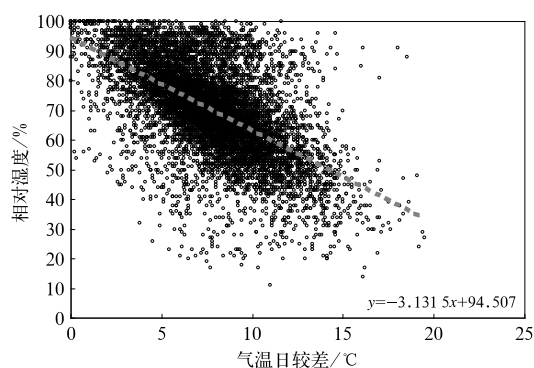


图6 2000—2019年京津冀夏季雾日气温日较差与前一天14时相对湿度相关关系

Fig. 6 The correlation between daily temperature range and relative humidity at 14:00 BT on the previous day in summer fog days in Beijing-Tianjin-Hebei Region from 2000 to 2019

## 4.2 地面风

为了了解京津冀复杂地形下夏季雾的风向特征,对不同区域风向频率进行了统计分析,结果显示(图7):东北、中东部和南部地区的主导风向以北风为主,尤以北京南部至廊坊的平原地区和东南位置的衡水北风占比达到30%~50%,其中秦皇岛、唐山和石家庄西北风的出现频次仅次于北风,即风向偏西的分量明显高于其他地区。西北部坝上高原的

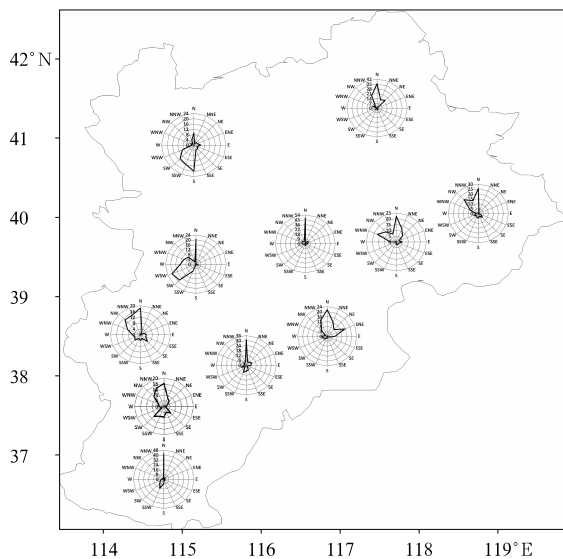


图7 2000—2019年京津冀夏季雾出现时段地面风向频率的空间分布

Fig. 7 Spatial distribution of surface wind direction frequency in summer fog periods in Beijing-Tianjin-Hebei Region from 2000 to 2019

张家口和太行山东麓的保定地区南至西南方向的风更加突出,张家口南至西西南方向的风向频率共占到了59%,而东临渤海的沧州则偏东风为北风以外的次高风向。由此可见,夏季京津冀在出现雾的时段内,除张家口和保定以南风或西南风为主外,其余地区主要风向均为北风,风向的多样性与地形的复杂程度有着密切关系。

图8为夏季雾出现时各风向对应的平均风速。由图可见虽然京津冀出现雾时以偏北风为主,但偏北风的风速较其他方向风明显偏小,平均风速最大的为东南偏南风,风速可以达到 $1.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,以其为中心,沿顺时针和逆时针方向向北,风速基本呈现递减的趋势,结合图7可以看出,虽然夏季雾多数出现在偏北风的地面环境中,但其风速却明显小于其他方向的风,仅为 $0.3 \sim 0.7 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

## 5 京津冀夏季区域性大雾的概念模型及预报着眼点

定义京津冀范围,日雾站数 $\geq 30$ 站次(共178个站)为一次区域性大雾过程,2000—2019年夏季一共出现39次区域性大雾过程,而同时段冬季区域性大雾共有230次,可见夏季区域性大雾的出现概率比冬季要低很多。在夏季39次区域性大雾中,6月有2次,7月有12次,8月有25次,可见夏季区域性大雾主要出现在7月和8月,其中8月最多,占64%,6月最少,仅占5%。39次大雾过程辐射雾有26次,占67%;平流雾或以平流性质为主的平流辐射雾有9次,占23%;雨雾4次,占10%。和冬季雾主要出现在纬向环流背景下、多连续性大雾不同,夏季雾主要发生在经向环流背景下,很少出现区域性连续2 d以上的大雾。和冬季大雾具有较强的逆温

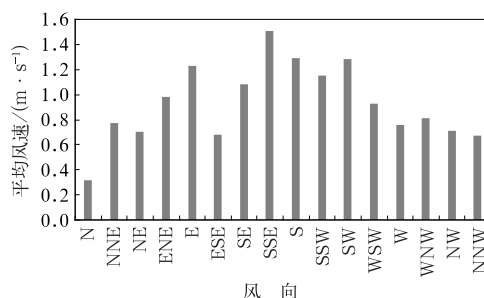


图8 2000—2019年京津冀夏季雾出现时段内不同风向的平均风速

Fig. 8 The average wind speed of different wind directions in summer fog periods in Beijing-Tianjin-Hebei Region from 2000 to 2019

相比,夏季雾的逆温较弱,不少大雾过程发生在近地层等温或弱逆温的条件下,因此能见度低于 200 m 的情况不多。通过分析 39 次过程,归纳出以下三种类型的夏季区域性大雾:高空槽后或高压脊控制下的辐射雾、高空槽前西南气流控制下的平流雾或平流辐射雾、副热带高压(以下简称副高)控制下的雨雾。

## 5.1 高空槽后或高压脊控制下的辐射雾

### 5.1.1 概念模型

这是夏季区域性大雾最常见的一种,以雨后辐射雾最多,即降水过后天气迅速转晴,强烈的地表长波辐射冷却,使地面温度迅速降低,近地层空气中水汽达到饱和。即降水增湿后辐射降温,从而形成雨后辐射雾。主要特征如下:

(1)产生降水的高空槽移速较快,一般在白天或前半夜过境,后半夜转受槽后西北气流的控制,天气迅速转晴,红外云图表现为高空槽云系后边界清晰(图 9a)。

(2)与高空槽配合的冷空气势力较弱,地面形势场表现为京津冀处于低压带或均压场中(图 9a)。

(3)探空曲线为典型的“上干下湿”结构,雾层(饱和层)基本在 1000 hPa(约 130 m)以下(图 9b)。

(4)值得注意的是,白天或前半夜快速过境的高空槽有时尽管没有产生降水,如果前期地面有一定的湿度条件,次日早晨仍有辐射雾发生,因为这种高空槽往往具有“上干下湿”特征,槽前的西南气流会导致近地层湿度增加,从而有利于大雾的出现。这点在实际预报业务中容易被忽视。

### 5.1.2 典型个例

2019 年 7 月 20 日白天,受高空槽过境影响,京津冀中南部地区出现小雨天气,累计降水量普遍不足 5 mm,当日夜间天气转晴,雨区逐渐演变为雾区,有 66 个站出现大雾天气,最小能见度降至 43 m(图略)。选取衡水饶阳作为此次辐射雾过程的代表站点进行分析,从气温、露点温度、能见度、风向风速和相对湿度等地面和高空气象要素变化特征上可以看出(图 10),20 日中午出现弱降水,850 hPa 到地面维持  $1\sim 4\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  的偏南风(图 10a),气温从  $31^{\circ}\text{C}$  下降到  $26^{\circ}\text{C}$ ,露点温度从  $23^{\circ}\text{C}$  升高到  $25^{\circ}\text{C}$ ,地面温度露点差基本维持在  $1^{\circ}\text{C}$  以内,20 时后在持续增湿、天气转晴后地面辐射降温,以及下沉气流中低空增温的共同作用下,960~900 hPa 形成明显逆温

(图 10b),21 时空气迅速达到饱和,能见度持续降低,20 日 21 时能见度已降至 1000 m 以下,21 日 05—07 时能见度降至 50 m 以下;在雾形成的整个过程中,90% 的相对湿度仅存在于 1000 hPa 以下,85% 的相对湿度也仅伸展到 980 hPa,即呈现湿层浅薄,湿度“上干下湿”的垂直分布特点。

## 5.2 高空槽前西南气流下的平流雾或平流辐射雾

### 5.2.1 概念模型

暖空气移动到冷的下垫面所形成的雾叫平流雾。平流雾可在一天的任何时间出现,可以和低云相伴,陆地上出现平流雾时常伴有层云、碎雨云和毛毛雨等天气现象。京津冀夏季也会出现平流雾或以平流性质为主的平流辐射雾,但出现的频次并不大。其特点如下:

(1)京津冀处于 500 hPa 槽前的西南气流里,或者处于 500 hPa 西北偏西气流里(图 11a)。

(2)低层 700 hPa 和 850 hPa 吹西南或偏南风,有弱的暖平流,但近地层 950 hPa 以下有时是偏东风(图 11a)。

(3)本地湿湿廓线呈“上干下湿”结构,饱和层高度较高,有的有逆温,有的没逆温(图 11b、11c)。

(4)地面图上,京津冀地区一般处于入海高压后部的均压场或地面倒槽中,大雾发生前一般为弱的偏南风,有时沿京珠高速公路及其右侧常有地形辐合线生成维持,有利于水汽输送及辐合(图 11a)。

### 5.2.2 典型个例

2019 年 8 月 4 日后半夜至 5 日清晨,受高空槽前西南气流影响,保定、廊坊及以南地区出现了一次 38 个站的平流雾天气过程,最小能见度为 106 m(图略)。大雾前期,受高空槽和副高的共同影响,京津冀大部分地区陆续出现降水雨区自西南向东北移动,上午雨区在河北南部,午后到夜间移至东部东北部。由于受东侧稳定的副高阻挡,高空槽东移缓慢,京津冀地区 925 hPa 以上一直处于高空槽前的暖湿西南气流控制(图略)。4 日午后,尽管南部降水停止,但低层湿度仍较大,河北南部地面露点温度并没有随温度升高而下降,而是缓慢上升。以新河站为例,露点温度从 11 时的  $24^{\circ}\text{C}$  升高到 20 时的  $26^{\circ}\text{C}$ (图 12a)。与此同时,午后到前夜移动至河北中部到东北部的强降水形成的冷池,向河北南部扩散,地面表现为东北风(图 12b),从新河的风场高度剖面也可以看出 950 hPa 以下为东到东北风,950 hPa 以

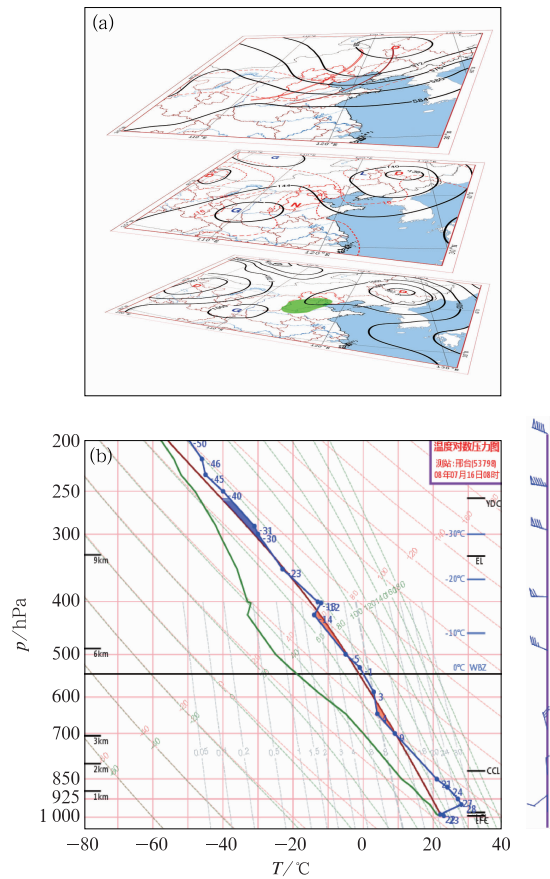


图 9 高空槽后或高压脊控制下的辐射雾概念模型  
(a) 环流形势, (b) 典型探空曲线

(图 9a 中自上而下分别为 500 hPa、850 hPa 高度场和温度场及地面形势, 绿色阴影为雾区, 下同)

Fig. 9 The conceptual model of radiation fog under the control of high pressure ridge or upper trough  
(a) circulation situation, (b) typical sounding figure  
(in Fig. 9a, from top to bottom; the height field, temperature field at 500 hPa and 850 hPa and the surface situation, respectively; green shaded; fog area; the same below)

上为  $4 \sim 10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  的南到西南风(图 12c), 于是暖湿的南到西南风在浅薄的近地层东风冷池上平流, 平流雾逐渐形成。在此过程中, 可以发现半夜前后在 960 hPa 以下形成弱逆温, 同时上升运动有所加强, 在 5 日 03 时前后上升速度加大为  $-0.5 \sim -0.4 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ , 饱和层向上扩展到 950 hPa(图 12d)。从地面要素时序图也可以看出(图 12a), 在冷池向南扩散过程中, 地面温度从 16 时的  $28^\circ\text{C}$  下降到 21 时的  $26^\circ\text{C}$ , 达到饱和, 此后气温和露点温度同步下降, 冷却持续, 水汽处于饱和到过饱和状态, 能见度在 5 日 04—09 时减小至 100 m。从上面的分析可以看

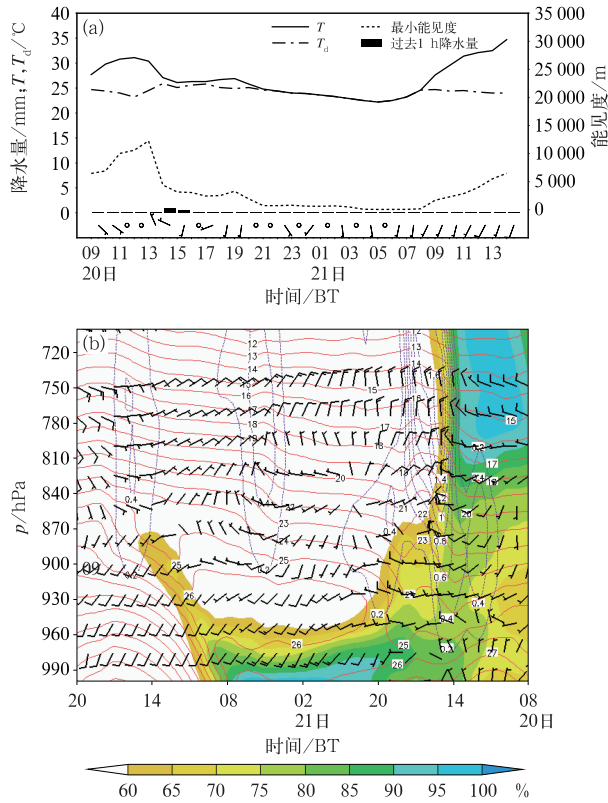


图 10 2019 年 7 月 20—21 日饶阳逐时(a)地面和  
(b)沿  $38.23^\circ\text{N}$ 、 $115.73^\circ\text{E}$  的  
高度-时间剖面(红实线: 气温, 单位:  $^\circ\text{C}$ ;  
紫虚线: 垂直速度, 单位:  $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ ;  
阴影: 相对湿度; 风羽)气象要素变化特征

Fig. 10 Hourly variation characteristics of (a) surface and (b) profile of height-time along  $38.23^\circ\text{N}$ ,  $115.73^\circ\text{E}$  (red solid line; temperature, unit:  $^\circ\text{C}$ ; purple dotted line; vertical velocity, unit:  $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ ; shaded; relative humidity; barb) meteorological elements in Raoyang from 20 to 21 July 2019

出, 本次平流雾是高空槽前西南气流沿着中部到东北部降水形成向南扩散的冷池(冷的下垫面)平流进而形成。

5.3 副高控制下的雨雾

5.3.1 概念模型

一般认为, 雨雾是由于降水在地表附近较冷的空气中蒸发冷却凝结而形成, 常发生在对流层低层以大规模抬升运动为特征的地区(Tardif and Rasmussen, 2008; 2010)。雨雾通常发生在暖锋前, 冷锋后或静止锋附近(George, 1940; Byers, 1959; Peterssen, 1938), 或以降水相态转变为特征的温带气



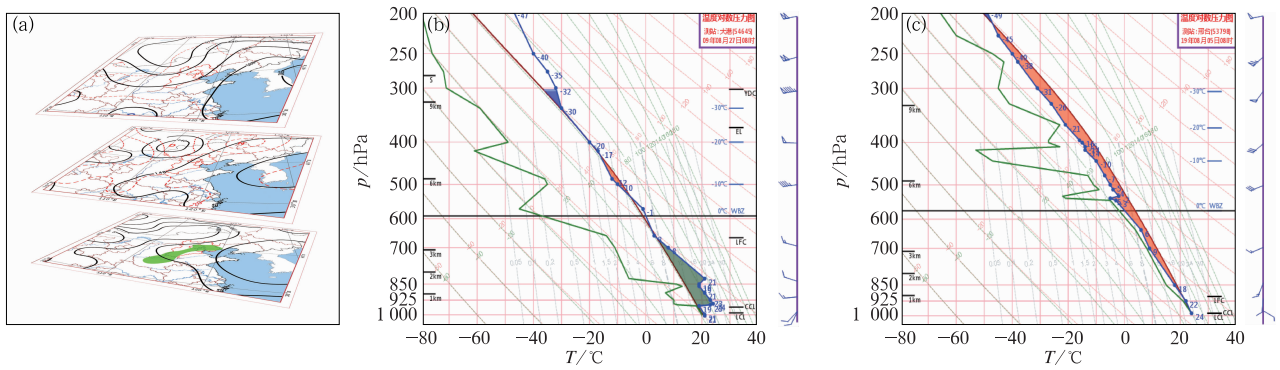


图 11 高空槽前西南气流下的平流雾或平流辐射雾概念模型

(a) 环流形势, (b) 2009 年 8 月 27 日 08 时大港有逆温探空曲线, (c) 2019 年 8 月 5 日 08 时邢台有逆温探空曲线

Fig. 11 The conceptual model of advection radiation fog under southwest flow in front of upper trough

(a) circulation situation, (b) sounding figure with inversion in Dagang at 08:00 BT 27 August 2009,

(c) sounding figure without inversion in Xingtai at 08:00 BT 5 August 2019

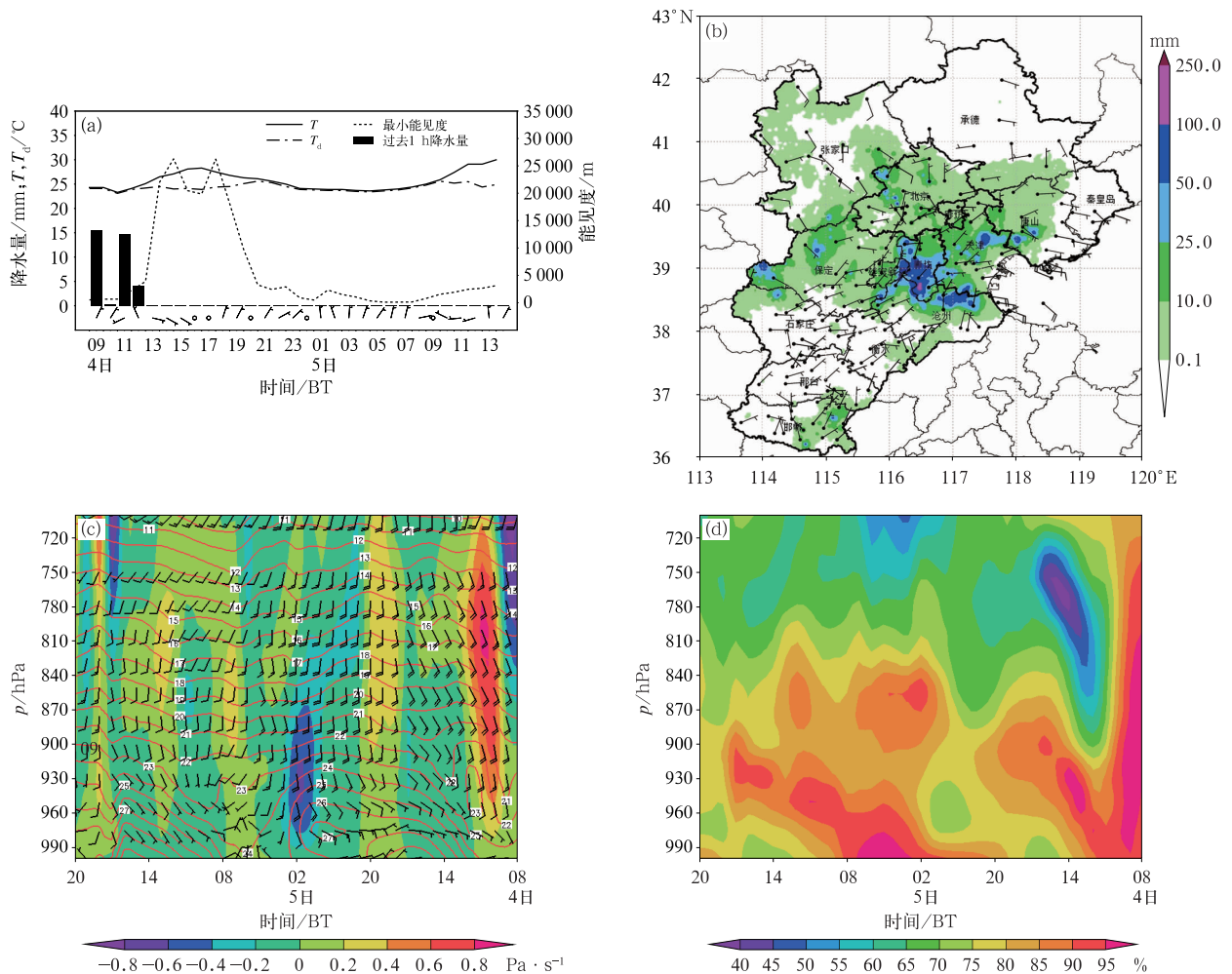


图 12 2019 年 8 月 4—5 日新河地面和高空气象要素变化特征 (a) 地面要素逐小时变化,

(b) 4 日 14—20 时累计降水量 (阴影) 和 20 时地面风场 (风羽), (c, d) 沿 37.52°N, 115.23°E

(c) 各要素的高度-时间剖面 (红实线: 气温, 单位: °C; 阴影: 垂直速度; 风羽), (d) 相对湿度高度-时间剖面

Fig. 12 Characteristics of surface and upper air meteorological elements in Xinhe from 4 to 5 August 2019

(a) hourly surface elements, (b) accumulated rainfall (shaded) from 14:00 BT to 20:00 BT and surface wind

(barb) at 20:00 BT 4 August, (c, d) profile of high-time along 37.52°N, 115.23°E: (c) meteorological elements

(red solid line: temperature, unit: °C; shaded: vertical velocity; barb), (d) relative humidity

旋区域 (Stewart, 1992; Stewart and Yiu, 1993)。Tardif and Rasmussen(2008)在研究纽约雨雾时这样确定:在雾开始时或前一小时有任何类型的降水,就定义为雨雾事件。王博妮等(2020)研究了江苏的雨雾,认为低气压、高湿度、低风速、风向由偏东风或东南风转为偏北风等是雨雾形成重要气象条件,而 925 hPa 上负变温的出现为雾的形成提供了降温条件。

当副高 588 dagpm 线控制河北中南部时,在高温高湿气团控制下也会出现伴随弱降水的区域性雨雾,但发生概率比较少,雾区常位于河北东南部,可发生在一天的任意时间,但能见度不会很低,一般在 400 m 以上。如图 13 所示其特点:(1)雾形成前期及大雾期间,在 500 hPa 高空图上,副高 588 dagpm 线北缘到达京津地区,京津南部受副高内部弱的西南到偏南气流控制;在地面图上,京津冀地区处于入海高压后部的弱气压场。(2)温湿廓线的典型特征是没有逆温层,饱和层高度较高,可达 850 hPa 甚至

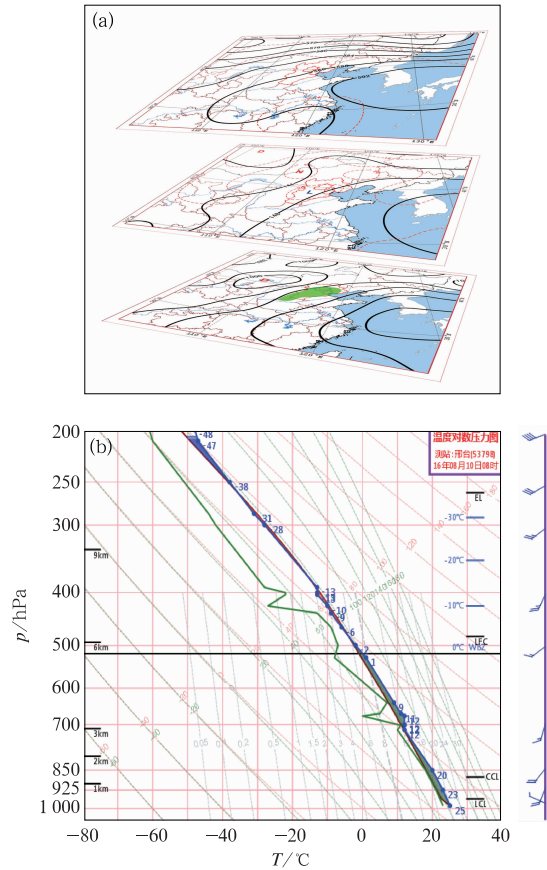


图 13 副热带高压控制下的雨雾概念模型  
(a) 环流形势, (b) 典型探空曲线  
Fig. 13 The conceptual model of rain fog or radiation fog under subtropical high pressure control  
(a) circulation situation, (b) typical sounding figure

700 hPa, 1000 hPa 温度和地面温度近似等温,有弱降水相伴。这和严文莲等(2010)对南京冬季雨雾温度廓线有明显逆温的统计结果不同。

5.3.2 典型个例

2018 年 7 月 14 日副高中心稳定维持在朝鲜半岛与日本南部海域一带,其脊线 584 dagpm 西伸至冀北至河套地区,在暖湿气团控制下,15 日凌晨开始冀东南出现大雾天气(图略)。图 14 给出了唐山丰南站气象要素的变化特征,由图可见,在 14 日入夜后,垂直方向上  $\geq 90\%$  的湿层延伸至 700 hPa 以上,且低层的增湿更为显著,饱和层在 900 hPa 以下,边界层内伴随大范围的上升运动,上升速度为  $-0.2 \sim -0.1 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$  (图 14b),降雨开始前后能见

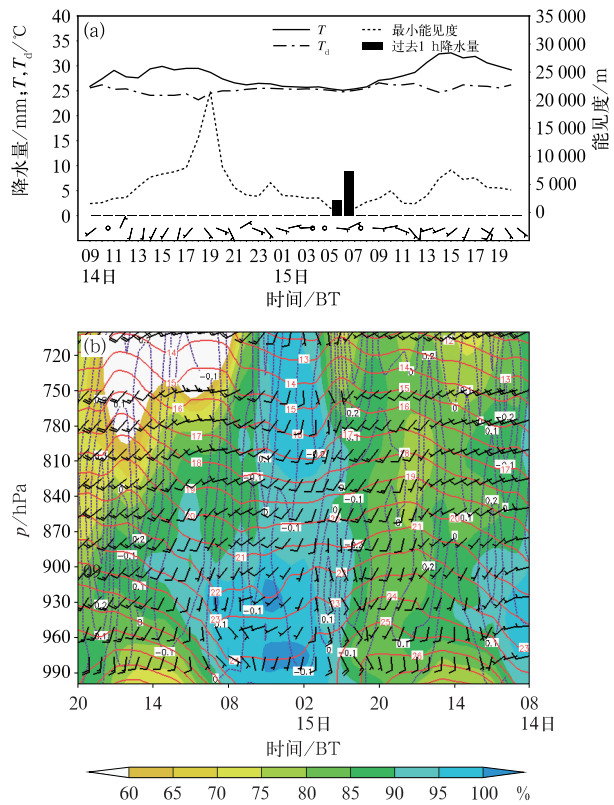


图 14 2018 年 7 月 14—15 日丰南逐时 (a) 地面和 (b) 沿  $39.58^\circ\text{N}, 118.1^\circ\text{E}$  的高度-时间剖面 (红实线:气温,单位:  $^\circ\text{C}$ ;紫虚线:垂直速度,单位:  $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ ;阴影:相对湿度;风羽) 气象要素变化特征  
Fig. 14 Hourly variation characteristics of (a) surface and (b) profile of height-time along  $39.58^\circ\text{N}, 118.1^\circ\text{E}$  (red solid line: temperature, unit:  $^\circ\text{C}$ ; purple dotted line: vertical velocity, unit:  $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ ; shaded: relative humidity; barb) meteorological elements in Fengnan from 14 to 15 July 2018

度下降,雾持续了3 h,最小能见度为500~700 m(图14a),明显高于其他类型的夏季雾,雾出现前后地面以偏东风为主,700 hPa以下偏南风风速 $<4\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,未出现逆温现象,综上可见,这是在弱天气系统下,伴随降水出现的雨雾。

#### 5.4 京津冀夏季雾预报着眼点

以上分析了京津冀夏季主要的大雾类型和概念模型,在预报夏季雾时,可从以下几方面考虑:

(1)从天气形势入手,分析大尺度环流背景,与冬季雾大多发生在纬向环流背景下有所不同,夏季雾绝大部分发生在经向环流背景下,地面形势表现为弱气压场。

(2)分析大气层结是否稳定。分析河北省探空站的探空曲线,看看是否有逆温层存在。有时探空曲线上不存在逆温,还应注意1000 hPa和地面气温,如果1000 hPa的温度大于地面温度,说明逆温存在于1000 hPa以下。如果850 hPa或925 hPa有暖中心、温度脊存在,则更有利于近地层逆温的生成与维持。需要指出的是,夏季有相当一部分雾在没有逆温的情况下也可出现,比如高温高湿的副高控制下的雾。

(3)在未来不发生降水的情况下,如果地面露点温度在14时之前稳定少变,甚至缓慢升高,说明近地层在增湿,有利于次日出现大雾。因为大部分情况下,白天随着温度升高,露点温度是下降的。

(4)关注大雾发生前一天地面气象要素阈值。由于探空资料的时间和空间分辨率较低,而数值预报对边界层诸要素的预报准确率较低,所以地面气象要素具有更好的指示作用,比如当前的相对湿度和露点温度,这两个要素的值越高,次日就越容易出现雾。

(5)京津冀夏季雾有一半以上是雨后雾,即形成于白天或前半夜高空槽快速过境,降雨增湿,后半夜转西北气流控制后天气转晴辐射降温的形势下,因此当有降水过程出现在白天至前半夜,且有快速转晴的可能时,要特别关注后半夜至次日清晨可能出现的大雾。

(6)夏季雾消散的主要原因是日出后的快速升温,温度露点差增大,相对湿度下降,即所谓的“雾怕晒”,因此夏季雾通常消散于日出后3 h内。

## 6 结论与讨论

应用高时空分辨率的地面和高空观测资料,分析京津冀地区夏季雾的主要特征并建立预报概念模型,主要结论如下:

(1)京津冀地区夏季雾的年发生次数普遍为1~4站次,局地为5~8站次,西北部、东北部和东南部出雾时最小能见度相对偏低,可降至300 m以下,北京、天津、承德南部至唐山西北部和石家庄及其以南地区相对较高,多在400~600 m。

(2)持续2 d以上的雾较少出现,持续时长多在3 h以下,受地形因素影响,北京西北部、北京西南至廊坊南部、唐山北部,以及邢台和邯郸西部可达4~6 h,且雾的生成和消散均有明显的日变化,高发时段在夜间至日出前后,消散集中于日出后3 h内。

(3)京津冀夏季辐射雾,一般要求气温日较差在 $8^{\circ}\text{C}$ 上下。雾日的前一天14时相对湿度越大,形成雾需要降温的幅度(日较差)就越小;反之,要求日较差就越大。夏季雾发生时气温在 $15.2\sim 23.9^{\circ}\text{C}$ 。

(4)夏季雾多发生在偏北风的地面风场环境中,但出现偏北风时平均风速最小,仅为 $0.3\sim 0.7\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,吹偏南风时风速较大,最大的东南偏南风平均风速可达到 $1.5\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。

(5)京津冀夏季区域性大雾的出现概率比冬季要低很多,多发生在经向环流背景下,归纳总结了三种形式的夏季区域性大雾天气概念模型:高空槽后或高压脊控制下的辐射雾、高空槽前西南气流控制下的平流雾或平流辐射雾、副高控制下的雨雾。同时也给出了夏季雾预报着眼点。

本文主要研究了京津冀夏季雾的时空分布特征、大雾发生的地面气象要素特征、边界层特征,建立了区域性大雾概念模型,并给出了预报着眼点。上述分析虽得出了一些结论,但受到观测资料时空密度和分析方法的限制,对夏季雾某些方面的了解仍存在着一定局限性,比如副高控制下的大雾,其生消及发展机制还不是十分明确,尚需进一步研究,此外,夏季雾和冬季雾的对比分析也是今后的探索方向之一。

#### 参考文献

蔡子颖,韩素芹,吴彬贵,等,2012.天津一次雾过程的边界层特征研

- 究[J]. 气象, 38(9): 1103-1109. Cai Z Y, Han S Q, Wu B G, et al, 2012. Analysis on characteristics layer during a fog of atmospheric boundary process in Tianjin[J]. Meteor Mon, 38(9): 1103-1109(in Chinese).
- 郭丽君, 郭学良, 栾天, 等, 2019. 云辐射效应在华北持续性大雾维持和发展中的作用[J]. 气象学报, 77(1): 111-128. Guo L J, Guo X L, Luan T, et al, 2019. The role of cloud radiative effect in the maintenance and development of persistent heavy fog events in Northern China[J]. Acta Meteor Sin, 77(1): 111-128(in Chinese).
- 何立富, 陈涛, 毛卫星, 2006. 华北平原一次持续性大雾过程的成因分析[J]. 热带气象学报, 22(4): 340-350. He L F, Chen T, Mao W X, 2006. The formation of a sustained heavy fog event in North China Plain[J]. J Trop Meteor, 22(4): 340-350(in Chinese).
- 康志明, 尤红, 郭文华, 等, 2005. 2004 年冬季华北平原持续大雾天气的诊断分析[J]. 气象, 31(12): 51-56. Kang Z M, You H, Guo W H, et al, 2005. Diagnostic analysis of the long-drawn fog over Huabei Plain in 2004[J]. Meteor Mon, 31(12): 51-56(in Chinese).
- 李江波, 赵玉广, 孔凡超, 等, 2010. 华北平原连续性大雾的特征分析[J]. 中国海洋大学学报, 40(7): 15-23. Li J B, Zhao Y G, Kong F C, et al, 2010. Characteristics of sustained heavy fog in North China Plain[J]. Period Ocean Univ China, 40(7): 15-23(in Chinese).
- 廖晓农, 张小玲, 王迎春, 等, 2014. 北京地区冬夏季持续性雾-霾发生的环境气象条件对比分析[J]. 环境科学, 35(6): 2031-2044. Liao X N, Zhang X L, Wang Y C, et al, 2014. Comparative analysis on meteorological condition for persistent haze cases in summer and winter in Beijing[J]. Environ Sci, 35(6): 2031-2044(in Chinese).
- 陆春松, 牛生杰, 杨军, 等, 2008. 南京冬季平流雾的消机制及边界层结构观测分析[J]. 南京气象学院学报, 31(4): 520-529. Lu C S, Niu S J, Yang J, et al, 2008. An observational study on physical mechanism and boundary layer structure of winter advection fog in Nanjing[J]. J Nanjing Inst Meteor, 31(4): 520-529(in Chinese).
- 毛冬艳, 杨贵名, 2006. 华北平原雾发生的气象条件[J]. 气象, 32(1): 78-83. Mao D Y, Yang G M, 2006. Meteorological conditions for fog formation over North China Plain[J]. Meteor Mon, 32(1): 78-83(in Chinese).
- 濮梅娟, 严文莲, 商兆堂, 等, 2008. 南京冬季雾爆发性增强的物理特征研究[J]. 高原气象, 27(5): 1111-1118. Pu M J, Yan W L, Shang Z T, et al, 2008. Study on the physical characteristics of burst reinforcement during the winter fog of Nanjing[J]. Plateau Meteor, 27(5): 1111-1118(in Chinese).
- 宋善允, 彭军, 连志鸾, 等, 2017. 河北省天气预报手册[M]. 北京: 气象出版社. Song S Y, Peng J, Lian Z L, et al, 2017. Weather Forecast Manual of Hebei Province[M]. Beijing: China Meteorological Press(in Chinese).
- 田华, 王亚伟, 2008. 京津塘高速公路雾气候特征与气象条件分析[J]. 气象, 34(1): 66-71. Tian H, Wang Y W, 2008. Analysis of climatic characteristics and weather conditions for fog over the Jing-Jin-Tang Expressway[J]. Meteor Mon, 34(1): 66-71(in Chinese).
- 王博妮, 张雪蓉, 孙明, 等, 2020. 江苏地区雨雾天气特征及成因研究[J]. 气象与环境学报, 36(1): 58-66. Wang B N, Zhang X R, Sun M, et al, 2020. Characteristics and formation mechanism of precipitation fog events in Jiangsu Province[J]. J Meteor Environ, 36(1): 58-66(in Chinese).
- 吴兑, 吴晓京, 朱小祥, 2009. 雾和霾[M]. 北京: 气象出版社. Wu D, Wu X J, Zhu X X, 2009. Fog and Haze[M]. Beijing: China Meteorological Press(in Chinese).
- 许爱华, 陈翔翔, 肖安, 等, 2016. 江西省区域性平流雾气象要素特征分析及预报思路[J]. 气象, 42(3): 372-381. Xu A H, Chen X X, Xiao A, et al, 2016. Analysis on the characteristics of meteorological factors and forecast ideas for regional advection fog in Jiangxi[J]. Meteor Mon, 42(3): 372-381(in Chinese).
- 严文莲, 刘端阳, 濮梅娟, 等, 2010. 南京地区雨雾的形成及其结构特征[J]. 气象, 36(10): 29-36. Yan W L, Liu D Y, Pu M J, et al, 2010. Formation and structure characteristics of precipitation fog in Nanjing[J]. Meteor Mon, 36(10): 29-36(in Chinese).
- 严文莲, 濮梅娟, 王巍巍, 等, 2009. 一次罕见的辐射-平流雾研究(I)——生消物理过程分析[J]. 气象科学, 29(1): 9-16. Yan W L, Pu M J, Wang W W, et al, 2009. A study on a rare radiation-advection fog (I)—the analysis of physical process of genesis and dissipation[J]. Scientia Meteor Sin, 29(1): 9-16(in Chinese).
- 赵习方, 徐晓峰, 王淑英, 等, 2002. 北京地区低能见度区域分布初探[J]. 气象, 28(11): 55-57. Zhao X F, Xu X F, Wang S Y, et al, 2002. A study on regional distribution of low horizontal visibility in Beijing Area[J]. Meteor Mon, 28(11): 55-57(in Chinese).
- 赵玉广, 李江波, 李青春, 2015. 华北平原 3 次持续性大雾过程的特征及成因分析[J]. 气象, 41(4): 427-437. Zhao Y G, Li J B, Li Q C, 2015. Characteristics of three sustained dense fog events across the North China Plain[J]. Meteor Mon, 41(4): 427-437(in Chinese).
- 宗晨, 钱玮, 包云轩, 等, 2019. 江苏省夏季浓雾的时空分布特征及气象影响因子分析[J]. 气象, 45(7): 968-977. Zong C, Qian W, Bao Y X, et al, 2019. Temporal-spatial variations of summer heavy fog and its meteorological influence factors in Jiangsu Province[J]. Meteor Mon, 45(7): 968-977(in Chinese).
- Bott A, 1991. On the influence of the physico-chemical properties of aerosols on the life cycle of radiation fogs[J]. Bound-Layer Meteor, 56(1/2): 1-31.
- Brown R, Roach W T, 1976. The physics of radiation fog: II-A numerical study[J]. Quart J Roy Meteor Soc, 102(432): 335-354.
- Byers H R, 1959. General Meteorology[M]. 3rd ed. New York:

- McGraw-Hill Book Company, Inc.; 481.
- Duynkerke P G, 1991. Radiation fog: A comparison of model simulation with detailed observations[J]. *Mon Wea Rev*, 119(2): 324-341.
- George J J, 1940. Fog: its causes and forecasting with special reference to eastern and southern United States (I)[J]. *Bull Amer Meteor Soc*, 21(4): 135-148.
- Gultepe I, Müller M D, Boybeyi Z, 2006. A new visibility parameterization for warm-fog applications in numerical weather prediction models[J]. *J Appl Meteor Climatol*, 45(11): 1469-1480.
- Gultepe I, Tardif R, Michaelides S C, et al, 2007. Fog research: a review of past achievements and future perspectives[J]. *Pure Appl Geophys*, 164(6): 1121-1159.
- Müller M, 2006. Numerical simulation of fog and radiation in complex terrain[D]. Basel: University of Basel; 103.
- Petterssen S, 1938. On the causes and the forecasting of the California fog[J]. *Bull Amer Meteor Soc*, 19(2): 49-55.
- Petterssen S, 1969. Introduction to Meteorology[M]. 3rd ed. New York: McGraw-Hill Publ. Inc. ; 333.
- Pruppacher H R, Klett J D, 1997. Microphysics of Clouds and Precipitation[M]. 2nd ed. Boston: Kluwer Academic Publishers; 954.
- Roach W T, 1976. On the effect of radiative exchange on the growth by condensation of a cloud or fog droplet[J]. *Quart J Roy Meteor Soc*, 102(432): 361-372.
- Roach W T, 1994. Back to basics: Fog: Part 1-Definitions and basic physics[J]. *Weather*, 49(12): 411-415.
- Stewart R E, 1992. Precipitation types in the transition region of winter storms[J]. *Bull Amer Meteor Soc*, 73(3): 287-296.
- Stewart R E, Yiu D T, 1993. Distributions of precipitation and associated parameters across precipitation type transitions over southern Ontario[J]. *Atmos Res*, 29(3/4): 153-178.
- Tardif R, Rasmussen R M, 2007. Event-based climatology and typology of fog in the New York City Region[J]. *J Appl Meteor Climatol*, 46(8): 1141-1168.
- Tardif R, Rasmussen R M, 2008. Process-oriented analysis of environmental conditions associated with precipitation fog events in the New York City Region[J]. *J Appl Meteor Climatol*, 47(6): 1681-1703.
- Tardif R, Rasmussen R M, 2010. Evaporation of nonequilibrium raindrops as a fog formation mechanism[J]. *J Atmos Sci*, 67(2): 345-364.

(本文责编:何晓欢)