

# 北京及周边地区雾形成的边界层特征<sup>\*</sup>

张光智<sup>①\*\*</sup> 卞林根<sup>①</sup> 王继志<sup>①</sup> 杨元琴<sup>②</sup> 姚文清<sup>①</sup> 徐祥德<sup>①</sup>

(<sup>①</sup>中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室(HWL), 北京 100081; <sup>②</sup>国家气象中心, 北京 100081)

**摘要** 采用国家科学技术部“973”项目北京环境大气外场科学实验(BECAPEX)获得的大气边界层探测, 包括大气风廓线仪、系留气艇、铁塔边界层梯度观测及超声风速仪等探测、大气成分探测以及常规高空、地面和加密自动气象站(AWS)观测资料, 对 2001 年 2 月北京及周边罕见大雾过程进行综合分析. 对大雾的形成、发展、持续等不同阶段边界层动力、热力特征及层结结构演变特征进行分析. 结果表明: (i) 作为城市大雾的典型例子, 北京及周边此次持续大雾形成前期低空出现逆温, 城市及周边大气中烟尘污染物  $\text{SO}_2$  及  $\text{NO}_2$  在城市低空积聚. 起雾前, 随着  $\text{SO}_2$  及  $\text{NO}_2$  浓度的增加, 凝结度迅速增长; 大雾期间, 随着凝结度增长,  $\text{SO}_2$  及  $\text{NO}_2$  浓度反而下降. 表明城市大气污染物作为凝结核在低空堆积对触发凝雾起重要作用. (ii) 采用铁塔上布设的梯度平均场观测仪器及超声脉动风速仪的脉动观测资料分析, 均得到起雾之前, 在边界层低层有强扰动信号出现. 即起雾前约 10 h, 边界层低层平均及扰动动能均出现显著跃升. 揭示起雾前低空风切变增大, 有利于湍流的激发. 此强信号对指示起雾、监测和预测雾的发生、发展十分有意义. (iii) 雾一旦形成后, 雾的凝结反馈效应使逆温层在大气低空的中、上层产生抬升、维持与再建过程, 对城市雾的持续起重要作用.

**关键词** 北京大雾  $\text{SO}_2$  及  $\text{NO}_2$  凝雾触发 扰动动能信号

近年来, 与常规气象原因形成的雾不同, 大城市周边及发达地区大雾浓雾的频繁出现已经引起人们的广泛注意. 与现代城市的工业发展、人口增加、绿地萎缩、楼群簇拥并不断增高、城市热岛、城市“烟岛”相伴出现的一种重要的城市雾灾害. 它不仅直接影响交通, 还影响人类生存环境质量. 它常造成大城市机场封闭, 高速公路中断等. 这在近年来已被人

们所重视. 然而, 城市大雾中常含有的高浓度有害物质, 累积于大气低层, 大气雾的污染对生活在大气低层人类的缓慢毒害更为重要, 但常常易于被忽视. 空气雾污染往往与空气中硫化物、氮化物等化学物质含量增加有关. 在英国大都市伦敦, 曾发生过多起雾中毒事件. 研究表明<sup>[1]</sup>, 近十年来, 随着我国工业和城市现代化建设和发展, 北京、华北及我国东部发达地

2005-02-05 收稿, 2005-08-09 收修改稿

<sup>\*</sup> 国家重点基础研究发展规划项目(编号: TG1999045700)和国家科学技术部国际科技合作重点项目(编号: 2004DFA06100)资助

<sup>\*\*</sup> E-mail: zhanggz@cma.gov.cn

区城市雾的出现频数有局部加剧趋势,大雾灾害对国家安全、交通与经济发展构成威胁.首都北京是发展中的大城市,城市热岛作用、能见度特征、雾的发生频数等都是人们关注的重大问题.城市大雾生成机理研究迫在眉睫.

作为城市大雾的显著例子,2001 年 2 月 21~23 日正值国际奥运考察团访问北京期间,北京及周边一带发生历史上罕见的持续达 60 余小时的大雾天气.华北地区大雾从 2 月 21 日 02 时(北京时)开始,持续到 23 日 14 时.北京大雾与低能见度天气形成机理和特征研究已引起人们极大关注<sup>[2-5]</sup>.

大雾和低能见度是大气边界层动量、热量、水汽的湍流运动以及大气污染等复杂过程的综合结果. Hodkinson<sup>[6]</sup>和 Dzubay<sup>[7]</sup>指出,大城市发展的同时,城市污染也日益加重,导致城市能见度的降低.城市工业的发展,增加了有害颗粒物的排放.城市雾的形成机理和结构十分复杂.城市排放作用和污染物在城市及周边地区的聚集可加剧雾的生成<sup>[8-9]</sup>.另一方面,城市水面可因蒸发、散射作用并在工业排放物的凝结核催化作用下,促进雾的形成,从而降低能见度<sup>[10-11]</sup>.城市雾污染是城市发展后带来热岛、干岛、烟岛等大气污染等的综合表征之一. Tesar, Fisak, Rezacova 等研究指出<sup>[12-14]</sup>,大城市发展,大气中氮化物、硫化物等在城市低空的积聚,对城市低云与城市雾、城市气溶胶的生成起触发作用.大城市大雾频率的增加与大城市空气中氮化物、硫化物等浓度增加有关.研究首都北京大雾污染形成机理,对认识、保护和改善首都环境,保障经济发展,具有重大的意义.

本文采用国家科学技术部“973”北京大气环境外场观测试验(Beijing City Air Pollution Observation field Experiment, BECAPEX)<sup>[4,15]</sup>获得的大气边界层探测,包括大气风廓线仪探测、系留气艇探测、铁塔边界层梯度观测及超声风速仪等观测资料、大气成分探测以及常规高空、地面和加密自动气象站(Auto-Weather Station, AWS)观测资料分析,对大气参数和大气污染物  $\text{SO}_2$  及  $\text{NO}_2$  浓度等多要素及多点的连续立体观测资料分析,揭示 2001 年 2 月北京大雾起雾与雾结束不同阶段的烟尘分布特征、 $\text{SO}_2$  及  $\text{NO}_2$  浓度观测以及温度场、湿度场和风场等垂直结构及其湍流

动能的演变过程.研究北京大雾生成的触发和维持过程的机理.

## 1 北京大雾前后大气污染物的观测分析

### 1.1 北京大雾观测系统

为了分析 2001 年 2 月北京大雾过程的观测事实、雾发生发展与结构特征,探测和分析北京及周边地区大雾前期烟尘现象、空气成份与大气雾生成的关系与影响,本文采用 BECAPEX 观测试验的如下外场观测系统:(i)在北京朝阳区观测站的大气风廓线仪观测;(ii)在北京北三环路(中国科学院大气物理研究所)325 m 铁塔进行的  $\text{SO}_2$  及  $\text{NO}_2$  浓度的梯度观测以及在海淀观测点的  $\text{SO}_2$  及  $\text{NO}_2$  浓度的时间加密观测;(iii)在 325 m 铁塔超声风速仪(UAT-1 型)进行的扰动风场等观测;(iv)北京方庄测站的(采用美国大气公司(Air))的系留气艇探测.上述有关观测系统的设备,按规定需标定的均在国家气象局计量站分别进行标定和校准,观测精度符合国家气象测量精度标准.以上构成了对此次大雾过程的立体观测系统(参见文献[15~17]).配合上述特殊观测,还综合分析常规高空和地面资料以及加密自动气象站(AWS)观测资料等,构成针对本次北京及华北大雾分析的综合观测系统,综合计算分析北京此次大雾形成过程与机理.

### 1.2 北京大雾前城市烟尘的时空变化特征

图 1 是 2001 年 2 月 21~24 日连续 4d 的北京及周边持续 60h 的大雾前后天气要素时空剖面图.横坐标是时间,每日给出 4 次观测记录(00 时、06 时、12 时和 18 时,(世界时)).标出日期处为每日的 00 点时刻.纵坐标为从南向北的剖面,填绘以北京为中间点的 7 个站点的气象要素.每个站点上以标准气象填绘模式,填绘了云状、能见度、风向风速以及“现在天气”与“过去天气”(包括天气现象:雨、雾、烟尘)等天气要素.图中淡色阴影区表示按实际观测报告给出的“天气现象”为雾的各站点所在区域.深色区为观测到烟尘的区域.因此,该图可显示“天气现象”中各地出现烟尘、雾及各相关天气要素的时空变化.从图 1 可看到,在北京大雾生成前期,来自北京南部河北和东

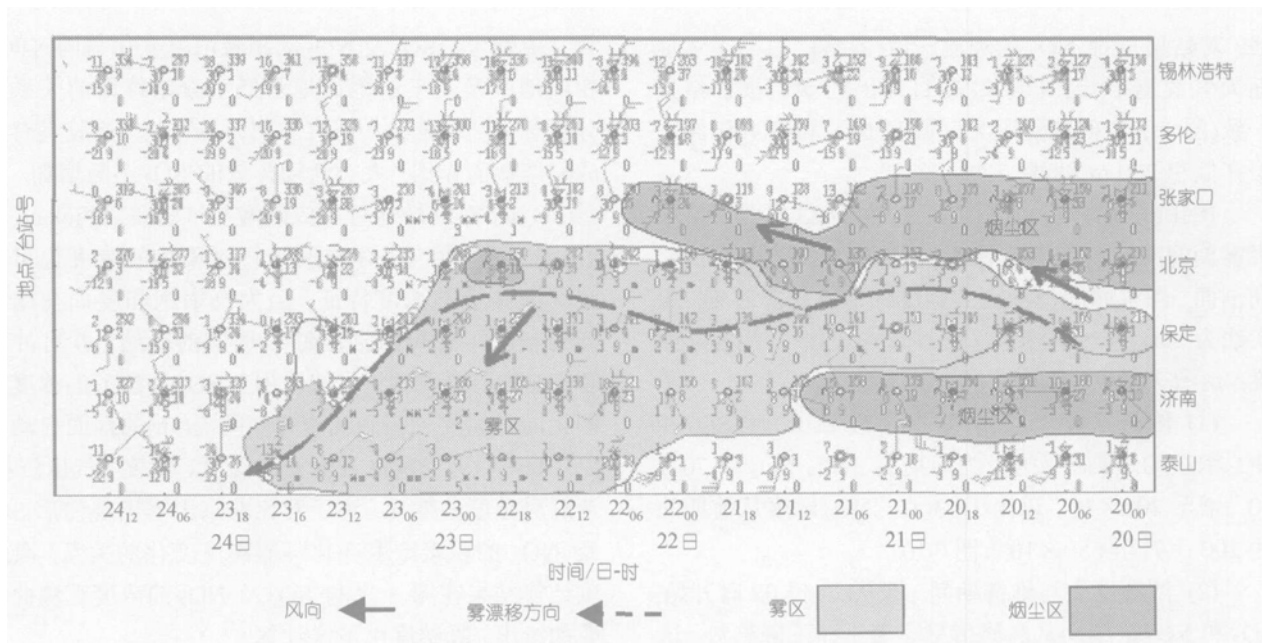


图1 2001年2月21~23日北京及华北发生持续60h时的大雾演变过程

南部山东等地的烟尘天气持续出现, 相伴随的偏南风一直持续长达20 h. 而北京北部张家口一带的烟尘天气, 从20日00时开始, 持续长达48 h (见图1深色表示的烟尘区域).

由图1, 2001年2月20日00时~22日06时, 北京南部河北、山东一带低空为偏南风, 北部为偏北风. 北京处在两支烟尘带的交汇区域, 北京为偏东风, 风速很小. 有利于烟尘聚积和堆积. 可见, 北京的大雾产生与前期城市的烟尘排放与特定的低空大气风场形势有关.

图1中淡色阴影的雾区分布表明, 北京本站起雾时间为22日02时(北京时, 下同). 北京大雾到23日02时结束, 持续时间前后达24 h. 大雾继续向南漂移直到河北、山东等地, 前后持续时间长达近60 h.

### 1.3 北京大雾过程 $\text{NO}_2$ 和 $\text{SO}_2$ 浓度时空分布特征

为分析讨论北京大雾期间低空烟尘与大雾观测现象的关系及时间分布特征, 本节采用 BECAPEX 现场科学试验期间, 2001年2月20~23日  $\text{SO}_2$  和  $\text{NO}_2$  的铁塔垂直观测 (铁塔位于北京北三环路附近) 以及时间加密连续探测资料进行分析. 图2是北京大雾期间(2001年2月20~21日)325 m 铁塔各层观测到的

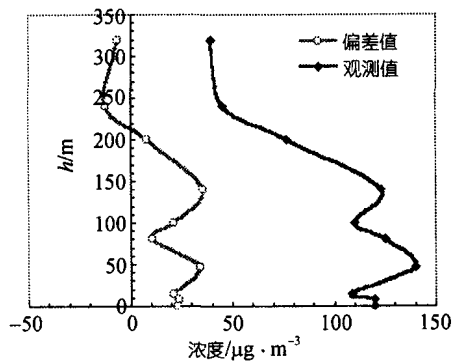


图2 2001年2月20~21日北京325 m 铁塔  $\text{NO}_2$  浓度的垂直分布

$\text{NO}_2$  日平均浓度的垂直廓线, 以及此日平均浓度观测值与整个观测期间(2月20日~3月1日) $\text{NO}_2$  浓度平均值偏差的垂直廓线. 由图2可见, 在北京大雾起雾(2001年2月22日02时)前, 在320 m以下, 都观测到显著的  $\text{NO}_2$ , 但其与整个观测期间平均值偏差的最大值出现在低空50 m和150 m, 而200 m以上偏差为负值, 说明此时段观测到的  $\text{NO}_2$  与整个观测期间平均值相比, 更压抑于低层. 本文还分析了同期间铁塔对  $\text{SO}_2$  浓度的日平均观测值垂直廓线及其与整个观测期间(2月20日~3月1日) $\text{SO}_2$  浓度的偏差的垂直廓

线,其结果与对  $\text{NO}_2$  的观测一致(图略).这与上述地面天气观测中“天气现象”项目给出的烟尘报告结果一致(图 1),表明此阶段大气低空  $\text{NO}_2$  和  $\text{SO}_2$  已经积聚在低空 200 m 以下.

图 3(a), (b)分别为 2001 年 2 月 19~23 日北京持续大雾期间海淀测点每小时  $\text{SO}_2$  和  $\text{NO}_2$  浓度分布的时间剖面.图中时间坐标上的竖线标记为起雾时刻.粗实线为  $\text{SO}_2$  或  $\text{NO}_2$  浓度,图 3(a), (b)的细实线为凝结度.由图 3 可见:

(1) 浓雾发生前 12 h, 即 2 月 21 日 12 时  $\text{SO}_2$  和  $\text{NO}_2$  浓度均达到极大值,为前期的 3 倍,  $\text{SO}_2$  从  $70 \times 10^{-9}$  增至  $200 \times 10^{-9}$  以上(图 3(a));  $\text{NO}_2$  浓度从前期的约 200 上升至  $650 \times 10^{-9}$ (图 3(b)).

(2) 浓雾发生与维持期间,即从 22 日 02 时开始,  $\text{SO}_2$  和  $\text{NO}_2$  浓度均从高峰值呈显著迅速下降趋势.这种浓雾前后大气中  $\text{SO}_2$  与  $\text{NO}_2$  浓度的突增与突降现象启示,冬季北京及华北罕见的持续大雾发生与前期城市大气中局地的以及来自上风方烟尘排放有关.

#### 1.4 北京大雾期间 $\text{SO}_2$ 和 $\text{NO}_2$ 浓度与低层凝雾特征

近年来,大气中人类活动对空气成分的改变已引起科学界广泛重视, Martinus<sup>[18]</sup>研究指出,从大气中化学反应而产生的“二次颗粒物”,特别是  $\text{SO}_2$  氧化形成的硫酸盐的增长将通过增加辐射散射的影响和改变云(雾)的生成率和反照率间接影响气候变化.分析大气中  $\text{SO}_2$  及  $\text{NO}_2$  物质与北京大雾间的关系,讨论

大气中烟尘、 $\text{SO}_2$  及  $\text{NO}_2$  的积聚浓度变化与同时间、相同地区及上下游附近地带低空凝结特征的关系十分有意义.刘强等<sup>[19]</sup>研究表明,大气中气溶胶具有形成凝结核的作用,人类活动排放的  $\text{SO}_2$  不断增加,大量  $\text{SO}_2$  的气-粒转化可形成硫酸盐气溶胶. Wieland 研究指出<sup>[20]</sup>,大气中存在的某种污染物的浓度也可反映其凝结核的浓度特征,当大气中饱和度尚在比较低的条件下也可激活凝结核周围的凝结,并可冲刷和削减凝结核浓度.本文采用与  $\text{SO}_2$  及  $\text{NO}_2$  的浓度观测相同时间段、相同观测时间间隔(1h)的地面自动气象站资料,即海淀区观测点的温度、湿度、气压资料,计算凝结度的变化.为了对比北京大雾出现前后  $\text{SO}_2$  及  $\text{NO}_2$  的积聚浓度变化与凝结度变化的关系,凝结度计算结果在图 3 中与  $\text{SO}_2$  及  $\text{NO}_2$  的浓度观测曲线叠加绘出.凝结度由下式计算<sup>[21]</sup>.

$$F_c = F_{cd} / \left[ 1 + \frac{L}{C_{pd}} \left( \frac{\partial q_s}{\partial T} \right) q \right], \quad (1)$$

其中,  $q$ ,  $q_s$  分别为比湿和饱和比湿,  $L$  为凝结潜热,  $C_{pd}$  为干空气的定压比热,  $T$  为绝对温度,参数  $F_{cd}$  可由水汽压、露点温度和气压计算得到.这里  $F_c$  的计算直接采用文献[21]给出的计算公式和程序.

图 4(a), (b)及图 4(c), (d)分别为北京大雾期间的雾前(2 月 21 日 16 时至 22 日 01 时)和雾中(2 月 22 日 02~10 时)  $\text{SO}_2$  及  $\text{NO}_2$  浓度与凝结度的相关图.图 4(a)和图 4(c)纵坐标为  $\text{SO}_2$  浓度,图 4(b)和图 4(d)纵坐标为  $\text{NO}_2$  的浓度.图 4 中各图的横坐标为与浓度对应的

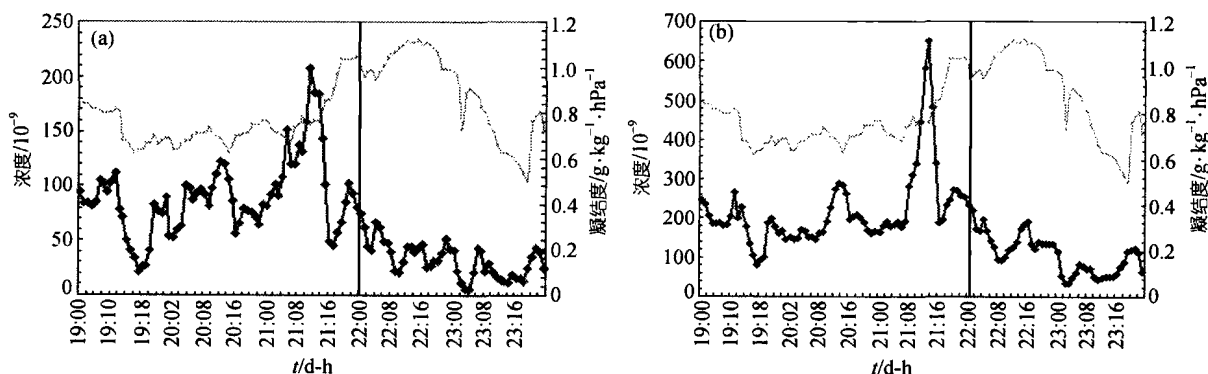


图 3 2001 年 2 月华北及北京持续大雾期间 19~23 日海淀每小时  $\text{SO}_2$ (a)及  $\text{NO}_2$ (b)浓度分布的时间剖面  
图中时间坐标上的竖线标记为北京起雾时刻.粗实线为  $\text{SO}_2$ (a)或  $\text{NO}_2$ (b)浓度,细实线为凝结度

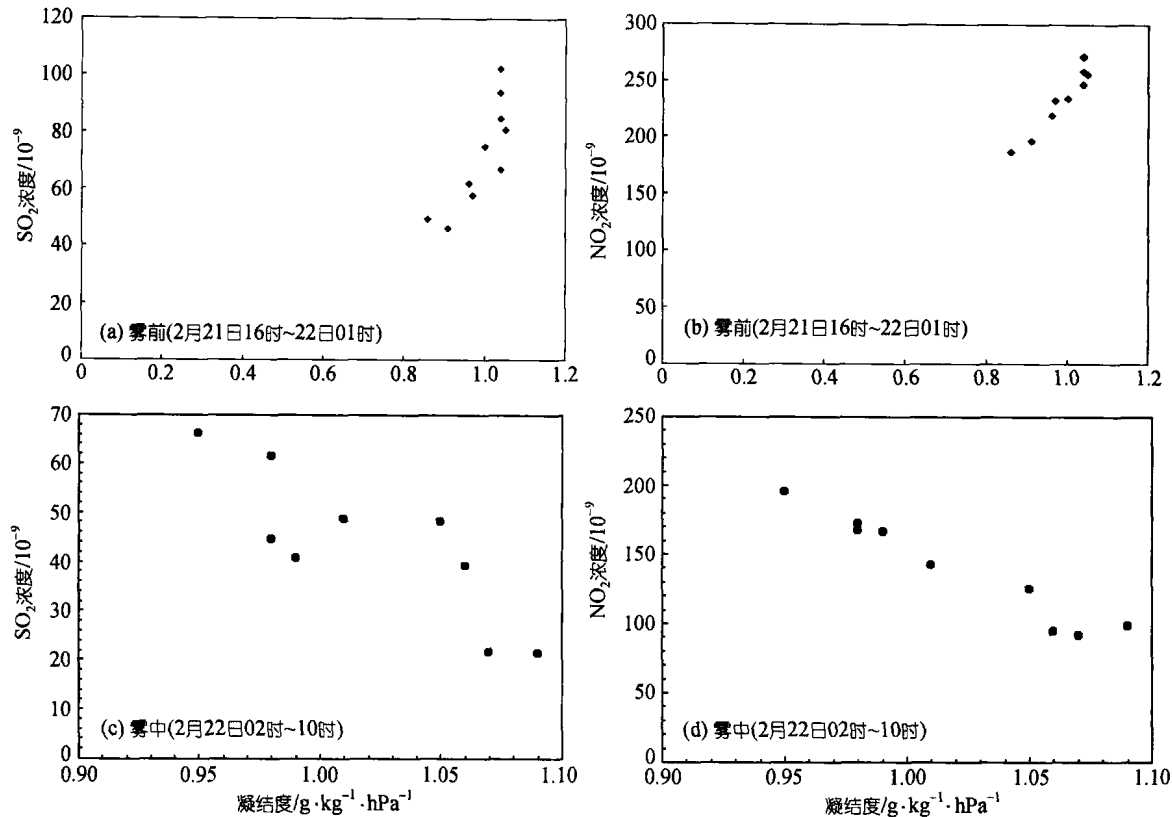


图4 北京大雾期间的雾前(2月21日16时~22日01时, (a), (b))和雾中(2月22日02时~10时, (c), (d))在海淀测站的  $\text{SO}_2$  及  $\text{NO}_2$  浓度与同时在海淀观测计算凝结度的相关图

同时间的水汽凝结度. 由图3及图4可见:

(1) 在北京大雾期间, 伴随  $\text{SO}_2$  及  $\text{NO}_2$  浓度在大雾起雾前的积聚与突增, 同时观测到起雾时刻前凝结度的突增特征(图3).

起雾(2001年2月22日02时)前48h凝结度一直维持较低. 即从雾起前的2月19日00时到2月21日00时的48h里, 凝结度一直在  $0.7 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1}$  附近摆动. 大雾出现后凝结度出现显著跃升的特征. 从22日02时北京开始雾起, 到16时的14h里, 凝结度猛然跃升到  $1.0 \sim 1.2 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1}$  (见图3(a), (b)).

(2) 由图4可见, 北京大雾在起雾前9h期间(2月21日16时~22日01时), 伴随着  $\text{SO}_2$  及  $\text{NO}_2$  浓度的增加, 凝结度也迅速增长(见图4(a), (b)). 大雾在起雾期间8个小时期间(2月22日02时至22日10时), 随着凝结度迅速增长,  $\text{SO}_2$  及  $\text{NO}_2$  浓度反而下降(见图4(c), (d)).

(3) 一个极为有意义的现象是: 在雾前, 伴随凝结度达到  $0.9 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1}$ ,  $\text{SO}_2$  的浓度从  $60 \times 10^{-9}$  积聚攀升到  $100 \times 10^{-9}$ , 而  $\text{NO}_2$  的浓度从  $200 \times 10^{-9}$  迅速积聚到  $280 \times 10^{-9}$ . 但无论  $\text{SO}_2$  或  $\text{NO}_2$  浓度的变化, 起雾前凝结度始终保持小于  $1.1 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1}$ . (图4(a), (b)). 然而, 雾起动和雾的维持期间, 伴随凝结度达到  $0.95 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1}$ ,  $\text{SO}_2$  的浓度也从  $70 \times 10^{-9}$  下降到  $20 \times 10^{-9}$ , 而  $\text{NO}_2$  的浓度从  $200 \times 10^{-9}$  迅速下降到  $100 \times 10^{-9}$ .

由此可以发现, 在起雾前, 随着  $\text{SO}_2$  及  $\text{NO}_2$  浓度的增加, 凝结度也迅速增长; 在大雾期间, 随着凝结度增长,  $\text{SO}_2$  及  $\text{NO}_2$  浓度反而下降. 这与凝雾过程对凝结核的消耗、冲刷有关. 因此, 凝雾过程中  $\text{SO}_2$  或  $\text{NO}_2$  积聚浓度有一个从低到高并再从高降低的过程. 受  $\text{SO}_2$  及  $\text{NO}_2$  积聚浓度影响, 北京雾起动观测到的高值(或“阈值”)  $\text{SO}_2$  浓度为  $70 \times 10^{-9}$ ,  $\text{NO}_2$  浓度为  $200 \times$

$10^{-9}$ , 凝结发生后浓度开始下降(见图 4(c), (d)).

## 2 北京大雾过程的热力和动力结构特征

### 2.1 湿度与温度垂直结构特征

雾的生成与大气边界层结构特征密切相关<sup>[22]</sup>. 采用 BECAPEX 系留气艇探测系统对此次大雾形成过程的垂直结构特征及其变化进行探测分析. 在北京方庄的系留气艇探测每天 8 次, 每层资料间隔 5 m. 图 5(a), (b)是 2 月 21 日 22 时~22 日 20 时的湿度和温度的垂直分布. 由图 5 可见:

(1) 雾前(21 日 22 时), 300 m 以下湿度仅达 80%(图 5(a)), 且低空温度偏高(高于  $7.5^{\circ}\text{C}$ )(图 5(b)), 虽然在 25~375 m 间出现深厚逆温, 仍不利于水汽的饱和凝结. 可见, 逆温条件固然重要, 但基础气温高, 仍不能形成雾.

(2) 雾生成(22 日 02 时), 700 m 以下整层湿度维持 100%(图 5(a)), 北京低空 100 m 附近温度降低了约

$5^{\circ}\text{C}$ , 仅 3 h 后, 相对湿度在高、低层均达到 100%. 在 500 m 处相对湿度略有降低, 此时北京已大雾弥漫. 由图 5(b), 22 日 02 时, 北京雾初起, 北京近地层 200 m 以下温度降低了约  $4\sim 5^{\circ}\text{C}$ , 中层(100~250 m)降温  $3\sim 4^{\circ}\text{C}$ , 逆温层高度偏低, 在 100~250 m 之间出现显著逆温; 到 22 日 11 时, 大雾持续阶段, 逆温层明显抬高, 保持在 325~425 m 之间. 逆温的稳定层结使水汽抑制在低层, 降温有利于水汽凝结成雾滴. 这 10 余小时是北京大雾最严重时段.

(3) 雾消散时(22 日 20 时), 整层湿度维持在 70%~85%, 低空逆温层破坏, 雾逐渐消散.

### 2.2 风场垂直结构特征

图 6 是北京大雾期间系留汽艇低空大气风场垂直结构特征. 由图 6(a), (b)可见:

(1) 雾前(2 月 21 日 20~22 时), 北京低空风速随高度增加极快, 从地面到 400 m, 风速从 2 m/s 增加到

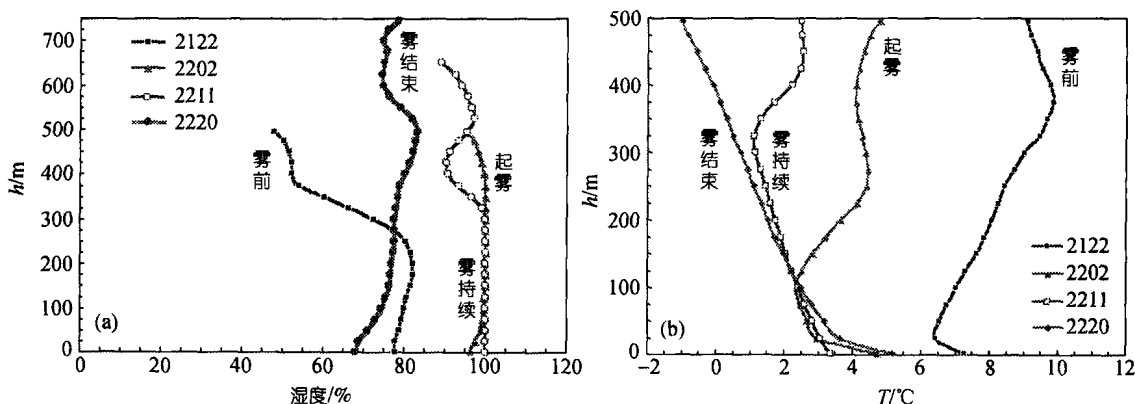


图 5 北京方庄系留汽艇探测的湿度垂直分布(a)和温度垂直分布(b)

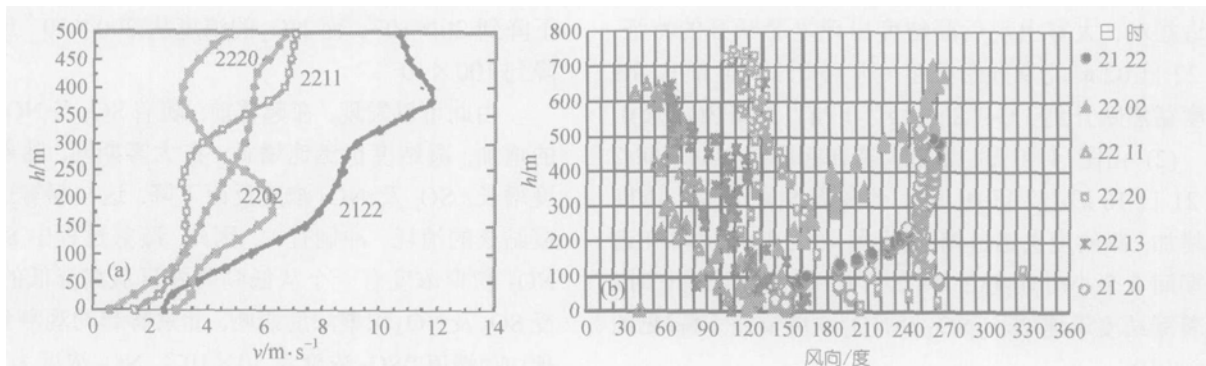


图 6 系留汽艇探测的风速垂直分布特征(a), 系留汽艇探测的风向的垂直分布特征(b)

13 m/s. 200 m 以下为南风向西南风快速转换, 风向切变极大. 350 m 以下, 风速随高度增加极快, 风向随高度向右转.

(2) 雾生成(2月22日02时), 低空风场存在一个大值的风速轴, 约 6 m/s, 高度在 200 m 附近. 其上下层均为弱风. 在 200 m 高度存在的最大风速与此时降温的分布特征相配合. 随着风向由雾前(21日20~22时)随高度的显著右转(150°到 260°)改变成为雾后低空风随高度逐步向左转(见图 6(b)). 100 m 高度上风向为 140°, 200 m 为 120°. 表明低空冷空气的扩散作用, 这对促成湿空气的饱和凝结、触发雾的生成, 提供有利条件.

(3) 雾持续(2月22日11时), 北京低空整层为弱风, 地面风为 1 m/s, 300 m 以下保持约 2.5 m/s. 由风向探测, 随着大雾的发展, 风向随高度的右转逐渐改变为向左转. 由图 6(b), 22日11~13时, 风向随高度的左转更为显著. 表明冷空气从东部向低空扩散, 与原来的深厚一致的近地层西南暖湿空气形成交汇. 更有利于雾的维持.

(4) 雾结束(2月22日20时), 风速随高度迅速增加, 北京雾结束.

以上分析表明, 北京大雾的不同时段, 温度场、湿度场和风场垂直结构具有显著差异. 因此, 如何认识弱冷空气下端流扩散对雾生成的作用, 有必要采用风廓线仪、系留汽艇探测、铁塔梯度观测及超声风速仪等分析大气边界不同尺度扰动特征对雾形成过程做进一步探讨.

### 3 边界层低层风场扰动特征

#### 3.1 低空风场水平动能垂直分布时间演变

为了分析边界层风场动力特征对北京大雾形成的影响, 采用 BECAPEX 试验边界层铁塔观测资料进一步讨论边界层低层风场的变化特征. 其中, 铁塔梯度观测中的风向风速仪安装在离地面 8~320 m 共有 15 层记录(采样频率为 20 s). 低空 300 m 以下是大雾盘踞的主要高度, 本节给出铁塔 47, 120 m 和 280 m 探测资料的计算结果. 为了去除微尺度脉动的影响, 先做平均后计算平均动能的变化, 看是否可以发现大雾前后低空不同高度、不同时刻水平动能的变化,

采用以下公式计算单位质量空气的动能<sup>[23]</sup>:

$$\bar{k} = \frac{1}{2}(\overline{u^2} + \overline{v^2}). \quad (2)$$

图 7 为由上述资料和方法计算的平均动能的时间演变. 图中横坐标为时间, 坐标上的竖实线为起雾时刻. 由图 7 可见:

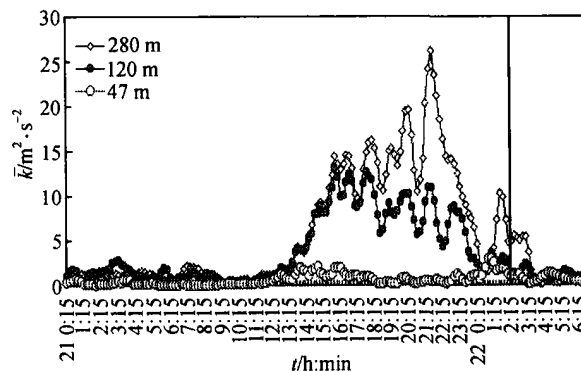


图 7 2001 年 2 月 21 日 00 时~22 日 06 时风向风速仪观测资料计算的各层平均动能的时间变化

(1) 起雾前: 低空各层风场平均动能  $K$  均十分微弱, 在  $2 \sim 3 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$  之间振动. 此时段气块能量低是雾前静风的反映, 这是雾前低空大气稳定的重要条件之一.

(2) 起雾前 10 h 风场动能的扰动信号: 由图 7 可见, 起雾前约 10 h(即 21 日 14 时开始)低空各层动能出现突然增大特征, 其中, 高层(280 m)动能大于中层和低层(120 m 及 47 m,  $(\bar{k}_{280 \text{ m}} > \bar{k}_{120 \text{ m}} \gg \bar{k}_{47 \text{ m}})$ ). 21 日 21 时前后 280 m 出现峰值扰动信号, 从前期的  $3 \sim 4 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$  猛升达到  $27 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ , 扩大了近 9 倍.

(3) 起雾前风场垂直切变与扰动特征: 由图 7 可见, 相对高层 280 m 和 120 m 动能显著高于低层 47 m. 这表明, 280 m 以下到低层 47 m 间持续出现显著的风场垂直切变, 这十分有利于湍流的激发. 进一步分析这近 10 h 低空动能跃升时段, 发现其中包含了 6~7 个小“扰动”. 出现频率约为 1.5 h. 还可看到小“扰动”出现时间有低层在前高层依次在后; 其振幅低层很小, 高层依次增大的现象.

上述采用 325 m 铁塔梯度观测、以 20 s 为采样频率的风场观测资料分析可捕捉到大雾起雾时刻边界层低层的关键扰动信号, 时间提前了约 10 h. 并可



揭示低空动能跃升过程中仍然存在一些时间尺度为 1.5 h 的小扰动. 此关键信号对揭示雾的起动、监测预测十分有意义.

### 3.2 低空湍流动能特征

为了进一步验证上述可捕捉到起雾的关键强信号的可靠性, 采用 BECAPEX 试验边界层铁塔观测资料中与上述观测仪器布设在相同高度(280, 120 m 及 47 m)的超声风速仪(UAT-1 型)观测资料, (采样频率为 10 Hz, 每秒 10 次观测采样)超声风速仪可观测到风的更为微细的湍流变化. 对湍流脉动观测仪器, 在观测前进行了标定. 对观测的资料进行质量控制处理, 通过谱分析等方法筛选排除不合理的奇异点. 另外, 正式观测前作了预测试验, 其中将部分资料进行了对比分析, 但未正式发布, 本文分析中也不采用. 为了与上述结果进行比较, 本文采用与上述同样方法进行计算分析扰动动能随时间的变化, 观察低空不同气层扰动动能的时间演变, 进一步认识起雾过程的信号特征. 扰动动能特征采用以下公式计算<sup>[23]</sup>:

$$k' = \frac{1}{2}(u'^2 + v'^2). \quad (3)$$

结果如图 8, 图中横坐标为时间, 坐标上的竖实线为起雾时刻. 参加上式计算的资料时段仅采用有完整的每秒 10 次观测记录的 21 日 16 时开始至 22 日 06 时的资料进行计算, 这个时段正好含盖起雾的前后过程. 由图 8 可见:

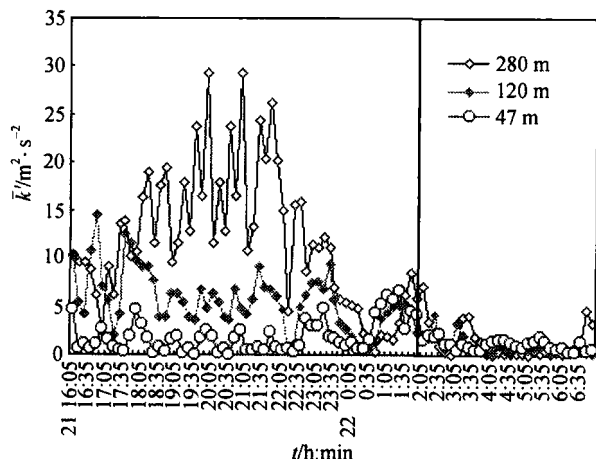


图 8 2001 年 2 月 21 日 16 时至 22 日 06 时超声风速仪资料计算的扰动动能的分布

(1) 采用高频采样的超声风速仪资料计算结果, 与上述采用铁塔平均观测仪器资料的结果均得到起雾时刻边界层低层存在强扰动信号. 即起雾前约 10 h, 边界层低层观测到扰动动能也出现了强的跃升信号. 由图 8 所示, 此湍流跃升时段中包含了 10 多个更小的扰动. 进一步揭示起雾前低空存在的扰动跃升是许多更小尺度扰动群组成的.

(2) 由图 8 可见, 扰动动能  $k'$  与平均动能  $K$  具有相同量级和时空变化趋势. 即出现时间在雾前约 10 h, 扰动动能  $k'$  比平均动能  $k$  的峰值略大, 强度分别为  $29.2 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$  和  $26.2 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ ; 出现时间略早, 分别在雾前约 6 h(即 21 日 19:55)和 5h(21:35), 扰动动能  $k'$  在高层显著大于低层( $k'_{280 \text{ m}} > k'_{120 \text{ m}} > k'_{47 \text{ m}}$ ).

由此可见, 采用铁塔上布设的平均风观测仪器资料(图 7)及超声脉动风观测资料(图 8)分析, 均得到起雾前, 在边界层低层均有强扰动信号出现. 即起雾前约 10 h, 边界层低层观测到平均及扰动动能均出现显著跃升. 揭示起雾前低空风切变增大, 有利于湍流的激发. 这对指示起雾、监测和预测雾的发生、发展十分有意义.

### 3.3 动量垂直输送

如上所述, 低空 300 m 以下显著的湍流活动对雾的形成作用十分重要. 捕捉大气中的扰动特征可从不断更新高频采样观测仪器直接测量和提高理论计算能力两个方面进行. 廖洞贤等指出, 大气是一种具有各种大小不同尺度谱的连续介质, Prandtl 提出半经验的混合长理论, 即采用平均流场来计算小尺度涡旋运动的动量输送, Monin-Obukhov 提出了用大尺度变量来描写边界层中大气与下垫面之间动量、热量和水汽输送的经典理论一直被引用至今, 在中尺度数值天气预报中用于对边界层特征的描述<sup>[24]</sup>, 并在近年来一系列的大气科学试验研究中获得应用和取得成果<sup>[25]</sup>. 李家伦, 洪钟祥<sup>[26]</sup>等综合利用平均和湍流观测仪器研究了高原边界层通量、能量特征等变化. 周明煜、徐祥德、卞林根等研究指出, 在高原近地面边界层湍流特征研究中, 通过声雷达探测揭示出在高原边界层有一种时间尺度为 1~1.5 小时的显著有组织的中小尺度湍流运动结构, 其与边界层中较大尺



度湍流有关<sup>[25]</sup>, Drobinski 等在法国巴黎地区进行边界层观测时也得到谱峰为 1.3 小时的较大涡旋. 徐祥德、周明煜、陈家宜等<sup>[27]</sup>还进一步证实 Monin-Obukhov 提出的边界层中的 1/3 次方经典理论实用于高原边界层的特征. 用平均风观测仪器资料研究大气湍流运动脉动速度  $u', w'$  的计算采用以下公式:

$$u' = u - \frac{1}{T} \int_{t-\frac{T}{2}}^{t+\frac{T}{2}} u dt, \quad (4)$$

$$w' = w - \frac{1}{T} \int_{t-\frac{T}{2}}^{t+\frac{T}{2}} w dt, \quad (5)$$

$T$  为平均时间, 杨大升指出, 对采用平均风观测仪器资料计算脉动速度, 考虑到常规仪器探测灵敏度,  $T$  通常取为 1~2 min<sup>[23]</sup>. 这里采用 BECAPEX 观测试验的大气风廓线仪探测资料(其取样间隔为 2.5 min), 试图分析上述 300 m 以下低层大气是否也存在某种相对较大的湍流输送过程? 其动量垂直输送特征  $\tau_{zx}$  计算如下.

$-\overline{\rho u' w'} = \tau_{zx}$  表示作用在垂直于  $z$  轴平面上的湍流应力在  $x$  方向的分量,  $-\overline{\rho u' w'}$  即表示湍流运动引起的动量的垂直输送. 采用风廓线仪观测资料, 排除低空 200 m 以下的观测“盲区”信息, 计算了 336, 280 及 224 m 等各层的湍流应力. 图 9 给出 2001 年 2 月 21 日 12 时至 2 月 22 日 22 时北京大雾前后 224, 280 和 336 m 的应力  $\tau_{zx} = -\overline{\rho u' w'}$  的时间变化. (其它层图略). 图 9 中横坐标为时间, 横坐标上的竖线在 22 日 02h,

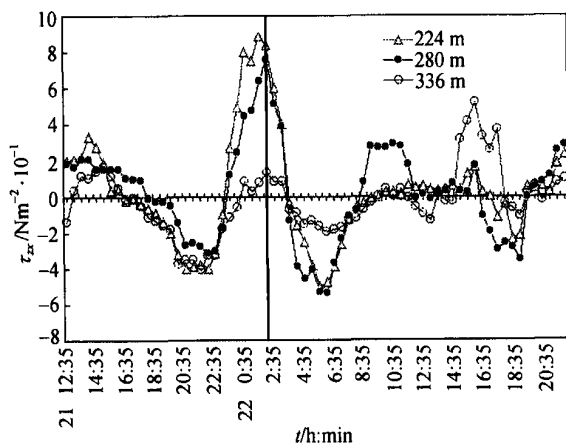


图9 北京大雾前后 224, 280 和 336 m 湍流动量输送特征

为北京起雾的时刻. 纵坐标为  $\tau_{zx}$ , 单位为  $\text{Nm}^{-2} \times 10^{-1}$ . 由图 9 可见:

(1) 雾前: 雾前高层 336 m 和中层 224 m 扰动水平较小且振幅接近. 在  $+4 \sim -4 \text{ Nm}^{-2} \times 10^{-1}$  之间摆动.

(2) 起雾: 雾起时刻低空 280 m 和 224 m 层的湍流动量垂直输送出现跃升, 从起雾前最低值  $-4 \text{ Nm}^{-2} \times 10^{-1}$  跃升到起雾时刻的  $+9 \text{ Nm}^{-2} \times 10^{-1}$ , 振幅达到  $13 \text{ Nm}^{-2} \times 10^{-1}$ . 表明湍流应力在 280 m 和 224 m 层在大雾起动过程中的显著跃升是垂直动量输送强, 混合均匀的反映. 高层 336 m 湍流应力作用显著比 224 m 和 280 m 弱, 仅不足  $2 \text{ Nm}^{-2} \times 10^{-1}$ . 进一步揭示了雾的起动过程中, 280 m 和 224 m 层附近气层的湍流应力作用显著. 这与第 2.2 节中讨论的由系留汽艇的大尺度风场观测结果十分一致, 即当起雾时刻, 300 m 以下低空风向的左转和风切变(包括风向和风速)增大, 有利与上下层的湍流混合. 低空有冷空气从东向西插入, 这种弱冷空气从低空向暖空气堆插入, 动力与热力混合作用使低空迅速降温. 这是低空冷空气扩散触发雾形成的重要过程.

### 3.4 垂直温度梯度

图 10 是 2001 年 2 月 21~22 日北京大雾期间, 边界层铁塔探测资料计算的各高度垂直温度梯度的时间演变. 图中分别给出 47, 100 和 200 m 高度上计算的各高度垂直温度梯度的时间演变. 横坐标为时间, 坐标上的竖线为起雾的时刻. 纵坐标为温度梯度 ( $^{\circ}\text{C} \cdot \text{m}^{-1} \times 10^{-2}$ ). 温度梯度的计算为上层减下层, 根据资料, 梯度计算层距取为 20~30 m. 梯度的正值表明上层温度高于下层. 图 10 的低、中、高 3 层的时间变化分别

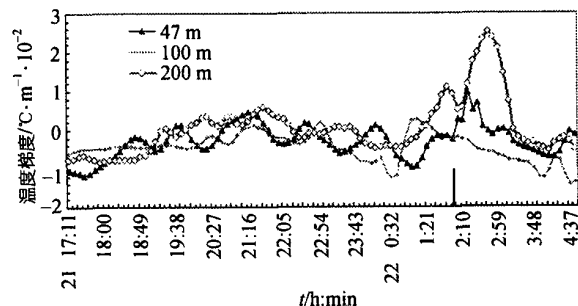


图 10 2001 年 2 月 21~22 日铁塔探测计算的各高度垂直温度梯度的变化

用三角连线、细实线和空心圆点连线表示. 由图 10 可见:

(1) 雾前: 垂直温度梯度出现多个小波动, 振幅均较小. 其中, 低空(47 m)和中间层(100 m)为负值温度梯度的波动, 而 200 m 层出现小的正值温度梯度, 但在起雾前, 总的看扰动均较小.

(2) 起雾前的 22 日 01 时 30 分开始, 200 m 已经出现显著的正值温度梯度的波动.

(3) 起雾及雾持续: 雾起时刻在低层 47 m、中间层 100 m 及相对高层的 200 m 层, 垂直温度梯度均呈现爆发式跃升. 跃升出现峰值的时间顺序是低层在前, 中层和高层 200 m 层依次滞后. 振幅以低、中、高顺序依次增高. 这揭示了大雾起动后, 高层 200 m 温度梯度出现正的扰动变化. 即大雾过程中, 垂直温度梯度变化的结果是上层温度随时间增高并高于低层, 有利于逆温层高度不断抬升. 表明起雾后温度在垂直方向的变化, 使逆温加强或重建.

由此可见, 当雾一旦发生, 温度层结(垂直温度梯度)出现连续波动, 调整的结果是相对高层的温度明显高于低层, 继续形成和维持逆温的层结特征. 这与图 5(b)的系留汽艇观测结果十分一致, 即如图 5(b)所示, 22 日 02 时逆温层顶部高度约 250 m; 起雾后, 逆温层高度迅速增高达到 425 m.

## 4 结果与讨论

北京及华北此次持续大雾的形成是发生在人口集中、城市高速发展的大都市环境下复杂的动力、热力因素及大气扰动结构变化的综合过程. 总结其形成过程:

(1) 在前期大气层结有逆温的稳定条件下, 使大气中烟尘及其它他污染物等压抑于低空而难于扩散, 为凝雾提供充分的凝结核.

(2) 大气中污染物  $\text{SO}_2$  及  $\text{NO}_2$  等浓度增大对北京大雾凝雾的触发有显著影响. 北京大雾在起雾前, 随着  $\text{SO}_2$  及  $\text{NO}_2$  浓度的增加, 低层凝结度也迅速增长; 大雾在起雾期间, 随着凝结度增大,  $\text{SO}_2$  及  $\text{NO}_2$  浓度反而下降. 这与凝雾过程对凝结核的消耗、冲刷有关. 因此, 凝雾过程中  $\text{SO}_2$  或  $\text{NO}_2$  积聚浓度有一个从低到高和再从高降低的过程. 受  $\text{SO}_2$  及  $\text{NO}_2$  积聚浓度影

响, 北京雾起动观测到的高值分别为  $\text{SO}_2$  的浓度为  $70 \times 10^{-9}$ ,  $\text{NO}_2$  浓度为  $200 \times 10^{-9}$ .

(3) 低空风切变的增大激发湍流活动对雾的形成有激发作用. 本文研究发现, 采用铁塔上布设的高频率采样的超声风速仪以及平均观测仪器资料分析计算, 均得到起雾时刻在边界层低层有关键扰动信号出现. 即起雾前约 10 小时, 边界层低层观测到扰动动能特征出现显著跃升. 起雾前低空风切变增大, 有利于湍流的激发. 采用风廓线仪观测资料, 计算了边界层中的湍流应力  $-\overline{\rho u'w'}$ , 发现起雾时刻低空湍涡动量垂直输送出现显著跃升, 有利与上下层的湍流混合. 低空有冷空气从东向西插入, 这种弱冷空气从低空向暖空气堆插入, 动力与热力混合作用使低空迅速降温. 有利低空冷空气扩散触发雾的形成.

(4) 北京大雾一旦形成并持续, 垂直温度梯度进一步调整变化的特征是: 随着时间的推移, 上层温度高于低层, 逆温层维持, 其高度不断抬升, 使逆温加强或重建. 以上大雾发生、维持的过程是: 逆温—污染物低空积聚—低空风场强的切变一起雾前边界层低层平均动能和湍流动能均出现显著跃升—动量输送垂直混合加强—低空降温—凝结成雾—逆温层升高、维持或再建的一种反馈过程.

## 参 考 文 献

- 1 王继志, 徐祥德, 杨元琴. 北京城市能见度及雾特征分析. 应用气象学报, 2002, 13: 160~169
- 2 徐祥德, 汤 绪, 等. 城市化环境气象学引论. 北京: 气象出版社, 2002. 81~99
- 3 朱 蓉, 徐大海, 周朝东, 等. CAPPS 在国家气象中心多城市污染指数数值预报业务系统中的应用. 应用气象学报, 2002, 13: 204~213
- 4 徐祥德, 卞林根, 丁国安. 城市大气环境观测工程技术与原理. 北京: 气象出版社, 2003. 123~138
- 5 张光智, 徐祥德, 王继志, 等. 北京及周边地区城市尺度热岛特征及其演变. 应用气象学报, 2002, 13: 43~50
- 6 Hodkinson R J. Calculations of color and visibility in atmospheres polluted by gaseous  $\text{NO}_2$ . International J of Air and Water Pollution, 1996, 10: 137~144
- 7 Dzubay T G. Visibility and aerosol composition in Houston Texas. Environmental Science and Technology, 1982, 16(8): 514~524
- 8 Horvath H. Atmospheric Light Absorption General Topics. Atmospheric Environment, 1993, 27(3): 293~317
- 9 Horvath H. Size segregated light absorption coefficient of the at-

- mospheric aerosol. *Atmospheric Environment*, 1995, 29(4): 875~883
- 10 Malm W C. Spatial and seasonal trends in particle concentration and optical extinction in the United States. *J Geophysical Research*, 1994, 99: 1347~1370
- 11 Malm W C. Examining the relationship between atmospheric aerosols and light extinction at Mount Rainier and North Cascades National Parks. *Atmospheric Environment*, 1994, 28(2): 347~360
- 12 Tesar M, Fisak J, Rezacova D. Atmosphere Aerosol from Wind Driven Low Cloud and Fogs and Its Importance in Urban Areas of the Czech Republic. *Report Series in Aerosol Science*, 2002, 56: 154~159
- 13 Fisak J, Rezacova D, Elas V. Comparison of pollutant concentrations in fog (low cloud) water in the north and south Bohemia. *J Hydrol Hydromech*, 2001, 49(5): 275~290
- 14 Fisak J, Rezacova D. Concentration of pollutants in fog (low cloud) water on the Mílesovka Mt. during selected events. *Meteorological Bulletin*, 2000, 53: 169~178
- 15 徐祥德. 城市化大气污染模型动力学问题. *应用气象学报*, 2002, 13: 1~11
- 16 徐祥德, 周丽, 周秀骥, 等. 城市环境大气重污染过程周边源影响域. *中国科学, D 辑* 2004, 34(10): 958~966
- 17 徐祥德 许建民, 王继志, 等. 大气遥感再分场构造技术与原理. 北京: 气象出版社, 2002. 230
- 18 Martinus E W. Aerosols and climate anthropogenic emission and trends for 50 years. *J G R*, 1997, 102(D10): 113~121
- 19 刘强, 王明星, 李晶, 等. 大气气溶胶研究现状和发展趋势. *中国粉体技术*, 1999, 5(3): 17~23
- 20 Fletcher N H. *The Physics of Rain-clouds*. Landon: Cambridge University Press, 1962. 316
- 21 王继志, 杨元琴. 现代天气工程学. 北京: 气象出版社, 2000. 468
- 22 徐怀刚, 邓北胜, 周小刚, 等. 雾对城市和城市环境的影响. *应用气象学报*, 2002, 13: 170~176
- 23 杨大升, 刘余滨, 刘式适. 动力气象学. 北京: 气象出版社, 2000. 423
- 24 廖洞贤, 王两铭. 数值天气预报及其应用. 北京: 气象出版社, 1986. 422
- 25 周明煜, 徐祥德, 卞林根, 等. 青藏高原大气边界层观测分析与动力学研究. 北京: 气象出版社, 2000. 125
- 26 李家伦, 洪钟祥, 罗卫东, 等. 青藏高原改则地区近地层通量观测研究. *大气科学*. 1999, 23(2): 143~151
- 27 徐祥德, 周明煜, 陈家宜, 等. 青藏高原地-气动力、热力结构综合物理图象. *中国科学, D 辑* 2001, 31(5): 428~440