

华北平原雾发生的气象条件

毛冬艳 杨贵名

(国家气象中心, 北京 100081)

提 要: 根据 1995~2000 年全国基本气象观测站资料和 T106 模式内插到全国基本站的各种物理量资料, 统计了华北平原 12 月雾发生前或发生时大气低层部分气象要素的特征, 计算分析了气象要素的分布区间与雾发生频率之间的相互关系。结果表明, 当近地面水平风很弱, 相对湿度为 80%~90%、温度露点差在 2~4℃, 饱和湿空气气层处于稳定或者弱不稳定状态以及近地面气温在 3~9℃时雾的发生频率较高。

关键词: 雾 风 湿度 稳定度 温度

Meteorological Conditions for Fog Formation over North China Plain

Mao Dongyan Yang Guiming

(National Meteorological Centre, Beijing 100081)

Abstract: Based on the observation in the basic stations of the country and the interpolated data at these station points from the T106 model output for 1995—2000, the characteristics of the low-level atmospheric elements before and right at the fog occurrence over North China plain are analyzed. Moreover, the relationship between the elements distribution and occurrence frequency of fog is also given. The results indicate that the weak wind, relative humidity in the range of 80%—90%, the depression of dew point in the range of 2—4℃, stable or weak instable atmosphere and the surface temperature in the range of 3—9℃ are favorable conditions for the occurrence of fog.

Key Words: fog wind humidity stability temperature

引 言

雾是贴地层空气中悬浮着大量水滴或冰晶微粒而使水平能见距离降到 1km 以内的天气现象^[1]。随着经济建设步伐的不断加快, 社会需求使得海、陆、空交通运输业(特别是航空和高速公路)飞速发展, 雾的影响也越来越突出, 特别是能见度小于 200m 的浓雾, 给交通运输业造成了频繁的严重灾害和损失。同时, 因“雾闪”而造成的电力部门掉闸断电, 也给各行各业以及人民生活带来不便; 雾使得大部地区的大气环境质量下降, 给人民健康带来了危害。因此, 对雾的研究受到了越来越多的关注和重视。

近年来, 一些学者对雾的不同领域展开了深入细致的分析和探讨, 其中与雾的预报相关的主要集中在雾的气候统计特征和雾的预报方法的研究方面, 如吴洪等^[2]根据首都机场近 40 年的大雾观测资料, 统计了北京地区年、月及一天中各时段雾的分布特点, 为雾的预报提供了较详细的气候背景; 赵玉广^[3]和程戴晖等^[4]分别利用 PP 方法和 MOS 方法研究了河北和上海雾的预报, 并在实际业务中进行了效果检验。同时, 一些学者尝试用中尺度数值模式对雾的形成机制进行了分析, 如樊琦等^[5]利用 MM5 模式对珠江三角洲地区夏季出现的一次辐射雾过程进行了较成功的模拟。本文在以往研究的基础上, 主要针对雾发生时边界层内温、湿、风及大气的层结状况进行了较详细的分析, 给出了要素的不同区间与雾发生频率之间的统计关系, 为大雾的客观预报提供参考。

1 资料来源和方法

1.1 资料来源

本文所用的主要资料为: (1) 国家信息中心气候资料中心提供的 1995~2000 年全国 673 个基本气象观测站 02、08、14、20 时(北京时, 下同)的能见度及雾的起止时间资料; (2) 1995~2000 年 T106 模式内插到全国基本测站的 32 个物理量(要素)资料。

1.2 方法

本文规定: 对某一测站, 02、08、14、20 时 4 个观测时次中, 任意一次出现水平能见度小于 1000m 的雾称为一个雾日。

为了使雾的预报尽量客观化或者为预报提供一种客观依据, 使用 T106 模式内插到全国基本测站的物理量资料, 统计了华北平原地区 1995~2000 年 12 月份(雾发生的高峰期)雾日当天 20 时大气低层部分要素的特征。

本文所说的华北平原是指燕山山脉以南的永定河、海河冲积平原, 太行山与伏牛山以东的黄河下游冲积平原和淮河以北地区的淮河平原。另外, 考虑到雾对京沈高速公路的影响较大, 将辽宁省的平原与丘陵地带也考虑进去。

2 雾与气象要素的关系

雾是由多种因素共同作用而形成的。根据雾的形成条件及其分类, 主要选取了温、

湿、风及大气的层结条件四个要素。同时根据雾发生时的伸展高度,针对 925hPa 和 1000hPa 这两个层次分别进行了统计分析。

2.1 雾与风场的关系

风对雾的形成具有一定的促进作用。对于不同类型的雾,风的作用也不同。对于辐射雾,在大气低层湿度条件比较好的情况下,静风条件更为有利;对于仅在近地面层湿度条件较好的情况,适当的风力(微风)能把大气低层的水汽输送到较高的层次,起到扩散作用,利于雾的发生发展。对于平流雾,一定的风力是必需的。

适当的风速(风力)是雾生成的一个因素。风速过大使得大气中的乱流加强,不利于雾的生成;风速过小则不能把大气低层的水汽输送到空中,形成一定厚度的雾,即“静风有利于形成露、霜和浅雾”^[6];而适当的风速,则既有利于向空中输送水汽,又不至于使垂直交换强烈,从而利于雾的产生。

图 1a 和 1b 分别为水平风场的 u 、 v 场的分析结果。对于 u 场, $u > 0$ 表示西风,反之表示东风;对于 v 场, $v > 0$ 表示南风,反之则表示北风。从图 1a 可以看出,925hPa 和 1000hPa (有时称近地面层,下同)的 u 场分布均为单峰型。雾在 1000hPa 为东/西风 $0 \sim 4\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的区间出现的频率都比 925hPa 相同水平风场条件下出现的频率大,因此近地面层 u 场的分布更能集中体现雾的发生。在 1000hPa, $2 \sim 4\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的西风出现雾的频率最大,为 25%,其次是 $0 \sim 2\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$, 为 23%; $0 \sim 4\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的东风和西风出现雾的频率分别为 28% 和 48%,这个区间的风速属于静风到轻风的范围,是辐射雾生成的风速条件,在内陆地区,大多地区以辐射雾为主;在 $4 \sim 6\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的西风时发生雾的频率比 $2 \sim 4\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的东风出现雾的频率要高。而在 925hPa,雾频发的东西

风速为 $4 \sim 6\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$, 然后依次为 $2 \sim 4\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 、 $0 \sim 2\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 、 $-2 \sim 0\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 、 $6 \sim 8\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。尽管雾的顶部达不到 925hPa (约 700m) 高度,但东西风速在该层次的特征还是比较明显的,弱西风的频数较高。可见,弱的西风更有利于雾的发生。

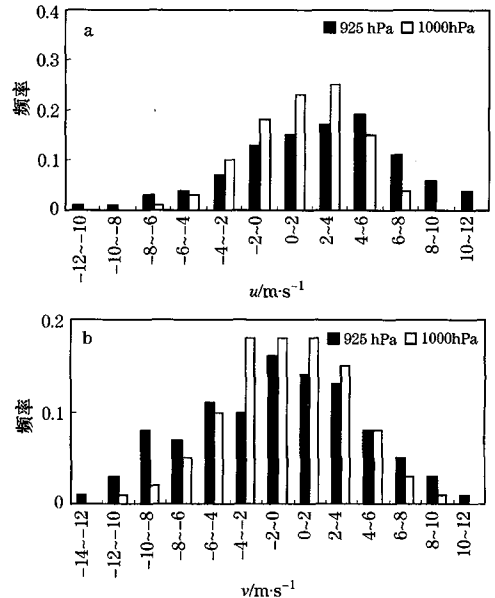


图 1 不同水平风场发生雾的百分率
(a) u 场; (b) v 场

从图 1b 中 v 场的统计可以看出,在风速为 $0 \sim 4\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的南风 and 北风条件下出现雾的情况与图 1a 相似,即 1000hPa 的 v 场更能体现雾的发生。在 1000hPa, v 分别在 $0 \sim 2\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 、 $-2 \sim 0\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 、 $-4 \sim -2\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 时发生雾的频率最大,均为 18%,在 $2 \sim 4\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 下发生雾的频率为 15%;在风速为 $0 \sim 4\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的南风 and 北风时发生雾的频率差别不大,分别为 33% 和 36%。这说明:(1) 在弱风条件下,风的南、北分量对雾发生的贡献差别不明显,这一点与 u 场不同。(2) 这个区间的风速仍然反映的是辐射雾的风速条件。在 925hPa,发生雾的高频

风速区间分别为 $-2\sim 0\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 、 $0\sim 2\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 、 $2\sim 4\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 、 $-6\sim -4\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 、 $-4\sim -2\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ，其频率分别为16%、14%、13%、11%、10%。北风条件下雾发生的频率为37%，高于南风条件下的27%。可见，近地层弱的南、北风都有利于雾的发生；925hPa北风略占优势。

总的来看， u 和 v 在 $0\sim 4\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 区间，即低层的水平风速很弱时发生雾的频率最大。分析 u 、 v 风场的统计结果，可以想见，在近地面倒槽西部的弱偏西（北）气流和冷锋前的弱偏西（南）气流区域，雾发生的频率较高；在冷高压入海后，在其位于大陆部分的西北部弱西南气流区内发生雾的可能性较大。

2.2 雾与湿度场的关系

2.2.1 雾与相对湿度的关系

相对湿度是反映空气潮湿程度的一个物理量，相对湿度越大，空气越潮湿，在有利条件下形成雾的可能性就越大；反之，空气越干燥，形成雾的可能性也就越小。图2是在不同相对湿度下雾发生的频率分布，图中横坐标为相对湿度（其中0~10表示相对湿度大于等于0小于10%，其余类推），纵坐标为对应相对湿度的每个区间发生雾的日数占总日数的百分比。对于925hPa而言，在相对湿度为30%~100%的每个区间内发生雾的频率相差不大，约在10%~14%之间，这可能与雾顶高（厚）度有关，通常雾大多生成于距地面200~300m的气层内，即使在山区也在400m以下，而925hPa气压层的位势高度约在700m上下。在近地面层则特点明显，主要表现为：（1）当相对湿度在20%以下时，很少有雾发生；（2）频繁出现雾的相对湿度的区间比925hPa明显集中，即约83%的雾发生在相对湿度为60%~100%的区间内，尤其以80%~90%为最突

出，占32%，70%~80%次之，为23%；（3）相对湿度在20%~90%的区间内，雾的发生频率随着相对湿度的增加而明显增加，当相对湿度在70%~100%的3个区间，发生雾的频率大多比925hPa要大得多，特别是在70%~90%区间，明显高于925hPa，高出约12%~18%。总的来看，随着相对湿度的增加，发生雾的频率也增加，在相对湿度为80%~90%间发生雾的可能性达到最大，而不是在相对湿度为90%~100%的区间即近饱和状态。因此，近地面的相对湿度对于雾的发生更有意义。

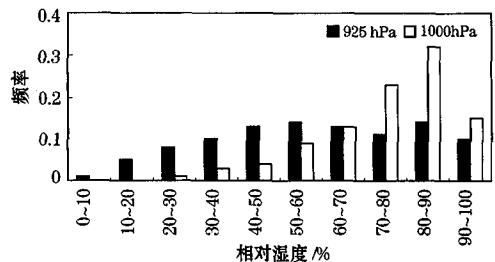


图2 不同相对湿度区间发生雾的百分率

2.2.2 雾与温度露点差的关系

温度露点差($T-T_d$)（以下用 T_c 表示）是反映空气中水汽饱和程度的一个物理量，当空气的温度在一定条件下降低到接近露点温度时，即 T_c 越来越小时，空气越接近饱和（准饱和），空气中的水汽就要凝结成小水滴，在边界层内形成雾。图3为对 T_c 的统计结果。从图中可以看出，对于925hPa， T_c 在 $0\sim 28^\circ\text{C}$ 之间都有可能发生雾；随着 T_c 的逐渐增加，发生雾的频率逐渐递减，递减的速率小且较均匀，最大为每 $2^\circ\text{C}3\%$ ； T_c 在 $0\sim 2^\circ\text{C}$ 之间时，发生雾的频率相对最大，为15%；1000hPa的统计结果却与之有明显不同，雾日 T_c 的区间更加集中，主要在 $0\sim 8^\circ\text{C}$ 或 $0\sim 10^\circ\text{C}$ 之间；发生雾的频率随着 T_c 的增加而减小的速率明显

增大,最大达每 2℃ 15%; T_c 在 2~4℃ (准饱和) 时,发生雾的频率最大,为 34%,而不是 T_c 在 0~2℃ (饱和) 时。因此,与相对湿度相同,1000hPa 的 T_c 对雾的发生更具意义,在 0~6℃ 之间发生雾的频率达到了 77%。

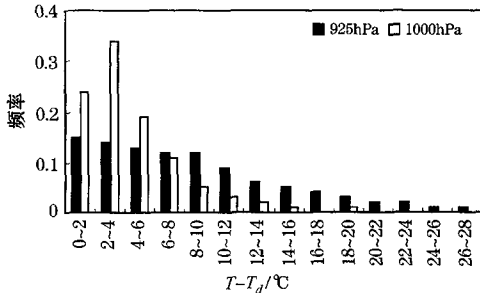


图 3 不同温度露点差区间发生雾的百分率

2.3 雾与饱和湿空气层结稳定度的关系

$\partial\theta_w/\partial p$ 是表征大气饱和湿空气层结稳定度的物理量之一。对于两个不同的气层,定义 $\Delta\theta_w = (\theta_{w上} - \theta_{w下})$,如果 $\Delta\theta_w > 0$,则大气饱和湿空气呈稳定状态,反之则呈不稳定状态。图 4 为两个气层厚度之间 $\Delta\theta_w$ 的不同区间出现雾的频率分布,图中横坐标为 850hPa 与 1000hPa 较厚气层(边界层)(以下用 $\Delta\theta_{w850-1000}$ 表示)和 925hPa 与 1000hPa 较薄气层(以下用 $\Delta\theta_{w925-1000}$ 表示)的假相当位温变化值。可以看出,雾大多发生在饱和湿空气气层稳定 ($\Delta\theta_w > 0$) 或者弱不稳定 ($-4 < \Delta\theta_w < 0$) 的条件下。雾发生时, $\Delta\theta_{w925-1000}$ 值相对于 $\Delta\theta_{w850-1000}$ 更为集中,特别是在 -2~6℃ 的四个区间内(即弱稳定和弱不稳定条件下),雾发生的频率达到了 84%,而在其它区间(强稳定和强不稳定条件下),雾的发生频率则明显减小,大多在 10% 以下。

2.4 雾与温度的关系

当气温降到接近露点温度时,空气中的

水汽就会凝结。所以,气温也是雾生成的一个重要要素。图 5 为温度的统计结果。从图中可以看到,两个不同层次的柱形呈非常明显的“单峰型”分布,其变化呈规律性的准正态分布,从高峰向两侧逐渐减小。在 925hPa,对应气温为 0~3℃ 和 3~6℃ 的两个区间,雾的发生频率都很大,分别为 24% 和 29%,当温度在 -3~9℃ 之间时,发生雾的频率为 83%;而 1000hPa 则在 3~6℃ 和 6~9℃ 两个区间,雾的发生频率都很大,分别为 30% 和 28%,温度在 -3~9℃ 之间时,发生雾的频率为 86%,温度在 -3~12℃ 之间时,发生雾的频率则增加到 95%。从以上分析可以看出,这两个层次的温度对于雾的发生都具有重要的意义,故使用时应同时予以考虑。

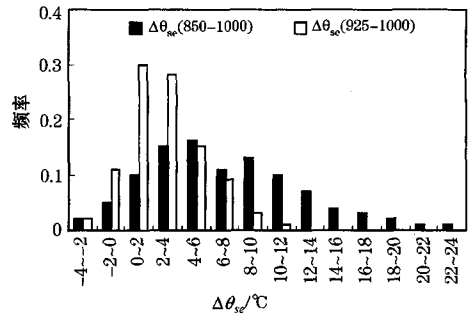


图 4 不同层结条件下发生雾的百分率

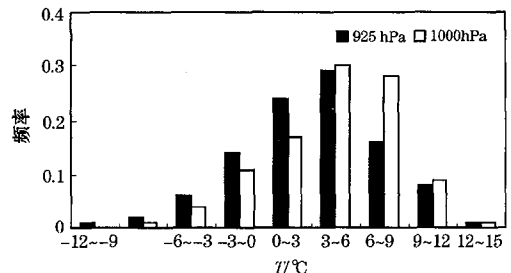


图 5 不同温度区间发生雾的百分率

3 小结和讨论

在华北平原地区,当雾发生时,大气低

层的要素如水汽、温度、风力和层结条件具有较好的统计性特征,主要表现为:

(1) 近地面水平风场的 u 场和 v 场在 0 值附近,即低层的水平风很弱时发生雾的频率最大,其中,对于 u 场,弱的西风比东风更易于产生雾;

(2) 近地面相对湿度为 60%~100% 时发生雾的频率约为 83%,在相对湿度为 80%~90% 间发生雾的可能性达到最大,而不是在相对湿度为 90%~100% 的区间即近饱和状态。温度露点差 T_c 在 0~6℃ 之间发生雾的频率约为 77%, T_c 在 2~4℃ (准饱和) 时,发生雾的频率最大,而不是 T_c 在 0~2℃ (饱和) 时。这两个要素作为水汽条件的主要表现,它们在近地面的值对于雾的发生具有一定的指示意义;

(3) 雾大多发生在饱和湿空气气层稳定 ($\theta_w > 0$) 或者弱不稳定 ($-4 < \Delta\theta_w < 0$) 的条件下。925hPa 与 1000hPa 这一较薄气层(近地层)的层结条件对于雾的发生更具意义,当 $\Delta\theta_w$ 值在 -2~6℃ 的区间时,雾发生的频率达到了 84%。

(4) 925hPa 层的气温在 0~3℃ 和 3~6℃ 的两个区间以及近地面气温在 3~6℃ 和

6~9℃ 的两个区间,雾的发生频率都很大,这两个层次的温度对于雾的发生都具有重要的意义。

雾作为边界层特有的一种天气现象,其生消发展无不与边界层内要素的特征有关。因此,在雾的日常业务预报中,除了充分考虑大尺度环流背景和影响系统外,更要密切关注数值模式对当地温、湿、风等要素的预报。同时,结合不同要素条件下雾发生的概率分布,争取使雾的预报更加客观化。

参考文献

- 1 李子华. 中国近 40 年来雾的研究. 气象学报, 2001, 59 (5): 616~624.
- 2 吴洪, 柳崇健, 邵洁等. 北京地区大雾形成的分析和预报. 应用气象学报, 2000, 11 (1): 123~127.
- 3 赵玉广, 李江波, 康锡言. 用 PP 方法做河北省雾的分县预报. 气象, 2004, 30 (6): 43~47.
- 4 程戴晖, 杨美川. 上海浦西地区雾持续时间的统计释用预报. 气象, 2001, 27 (7): 16~20.
- 5 樊琦, 王安宇, 范绍佳等. 珠江三角洲地区一次辐射雾的数值模拟研究. 气象科学, 2004, 24 (1): 1~8.
- 6 贺皓, 吕红, 徐虹. 陕西省大雾的气候特征. 高原气象, 2004, 23 (3): 407~411.