

曾婷,李岩瑛,张强,等,2017.民勤干旱区冬季浓雾形成的边界层条件分析[J].气象,43(8):936-942.

民勤干旱区冬季浓雾形成的边界层条件分析*

曾 婷¹ 李岩瑛¹ 张 强² 李 军³

1 甘肃省武威市气象局,武威 733000

2 中国气象局兰州干旱气象研究所,甘肃省干旱气候变化与减灾重点实验室/
中国气象局干旱气候变化与减灾重点开放实验室,兰州 730020

3 甘肃省民勤县气象局,民勤 733300

提 要: 利用民勤县气象站过程地面小时观测资料、逐日 08 时和 20 时每隔 50 m 探空资料和 NECP 再分析资料,对 2015 年 11 月 9—13 日出现在干旱区民勤县的一次罕见浓雾天气过程进行了研究分析。结果表明:前期降水后地面相对湿度增大,为大雾形成提供了必要的水汽条件,稳定的高低层环流配置提供了大雾形成的稳定层结和弱风条件。雾层的厚度和强度与近地面逆温层的强度和厚度、边界层高度、水汽垂直运动以及夜间地气温差绝对值密切相关,边界层高度越高,逆温层越厚,雾层越厚;逆温层越强,夜间地气温差绝对值越小,雾层越强。高空环流形势稳定少动,近地层强逆温层、稳定等温层以及饱和湿层长时间维持,导致此次大雾强度和持续时间异常罕见。

关键词: 冬季浓雾,近地面边界层条件,成因分析,民勤干旱区

中图分类号: P426,P458

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2017.08.004

Analysis on Boundary Layer Condition of Winter Heavy Fog in Minqin Arid Area

ZENG Ting¹ LI Yanying¹ ZHANG Qiang² LI Jun³

1 Wuwei Meteorological Office of Gansu Province, Wuwei 733000

2 Key Laboratory of Arid Climatic Change and Disaster Reduction of Gansu Province/Key Open Laboratory of Arid Climatic Change
and Disaster Reduction of CMA/Institute of Arid Meteorology, CMA, Lanzhou 730020

3 Minqin Meteorological Station of Gansu Province, Minqin 733300

Abstract: Based on hourly ground observation data, daily sounding data for every 50 m at 08:00 and 20:00 BT in Minqin Weather Station, and the NECP reanalysis data, a rarely-seen heavy fog process in Minqin from 9 to 13 November 2015 is analyzed. The results show that the increased ground relative humidity after pre-precipitation provided necessary moisture condition, stable high- and low-level circulation configurations provided a stable stratification and light wind condition for the fog formation. The thickness and intensity of fog layer were closely related to the thickness and intensity of inversion layer near surface, boundary layer height, vertical movement of moisture and absolute value of $(T_s - T_a)$ over night. The higher the boundary layer, the thicker the inversion layer near surface, and the thicker the fog layer. The more intensive the inversion layer, the smaller the absolute value of $(T_s - T_a)$ at night, and the more intensive the fog layer. The stable high-level circulation, intensive inversion layer and stable isothermal layer near surface and the long-lasting saturated moist layer contributed to the rarely-seen intensity and duration of the heavy fog process this time.

* 国家自然科学基金重点项目(41630426)和国家重点基础研究发展计划(973 计划)(2013CB430206)共同资助

2016 年 8 月 16 日收稿; 2017 年 1 月 16 日收修定稿

第一作者:曾婷,主要从事天气预报和研究工作. Email:815640871@qq.com

Key words: winter fog, boundary layer near surface, cause analysis, Minqin arid area

引 言

雾是悬浮于近地面气层中水汽凝结为水滴或冰晶致使能见度 <1 km 的一种灾害性天气,根据其形成条件的不同,可分为辐射雾、平流雾、蒸发雾、锋面雾、谷雾、上坡雾等。雾对公路、铁路、航空、航运、供电系统、农作物生长等均产生严重影响,雾天空气中往往携带有细菌和病毒,容易造成传染病的扩散,随着城市化进程的加快,城市上空空气污染物不易扩散,遇到大雾天气时,将严重威胁人民的生命和健康。近年来许多气象工作者对大雾的分布、特征、成因、维持机制等做出了深入细致的探讨分析,毛冬艳和杨贵名(2006)分析气象要素的分布区间和雾发生频率之间的关系得出结论:当华北平原近地面风很弱,相对湿度为 $80\% \sim 90\%$ 、温度露点差 $2 \sim 4^{\circ}\text{C}$,饱和湿度空气层处于稳定或者弱不稳定状态以及近地面气温在 $3 \sim 9^{\circ}\text{C}$ 时,雾的发生频率较高。林建等(2008)认为大雾集中的区域基本上都分布在河谷盆地、沿海或高山站。目前对于大雾天气的研究主要偏向于我国东南沿海、盆地、山区等地(周文君等,2016;黄彬等,2014;路传彬等,2013;彭双姿等,2012;王爽等,2011;雷正翠等,2010;张礼春等,2013;张新荣等,2006;何立富等,2006a;李法然等,2005),对于华北平原大雾天气类型以及产生机制、边界层条件的研究也较为丰富(郭丽君和郭学良,2016;花丛等,2015;赵玉广等,2015;何立富等,2006b)。而对于干旱地区,尤其是沙漠边缘地区大雾天气的研究非常之少。王丽萍等(2005)通过分析1961—2000年中国604个台站的地面观测雾日资料,认为河西走廊是属于全年各月少雾区,且冬季出现的雾主要为辐射雾。甘肃省民勤县位于河西走廊东北部,东西北三面连接腾格里沙漠和巴丹吉林沙漠,地势平坦,平均海拔1315 m,年平均相对湿度 45% ,年均降水量110 mm,属于典型的温带干旱和半干旱气候,年平均大雾日数仅为1.4 d,最多年大

雾日数为8 d,出现在1990年。杨晓玲等(2010)研究认为,河西走廊大雾呈逐年减少趋势,一年中大雾发生的频率最高在7—10月。2015年11月9—13日,民勤县出现了一次长时间的大雾天气,其中9—10日为浓雾,最小能见度仅为76 m,持续时间超过23 h,10日下午浓雾逐渐转为轻雾,持续时间达48 h之久,12日夜间又一次转为浓雾,最小能见度下降至64 m,此次大雾天气从浓雾—轻雾—浓雾—轻雾直至完全消散,持续时间超过4 d,是民勤县有气象观测记录以来持续时间最长、强度最强的罕见浓雾天气过程,严重影响了当地的交通、生产和生活。本文从历史资料、天气实况、环流背景、边界层条件、辐射作用、热力、动力及水汽条件等物理量的演变出发,探讨这次浓雾天气的形成和持续原因,以期发现干旱地区冬季浓(大)雾天气形成的机理。

1 资料来源

本文使用的资料包括民勤县气象站1964—2014年历史地面观测资料、自动站逐小时观测资料、MICAPS常规资料、探空资料和NCEP/NCAR全球再分析资料等,分析范围以 36.8°N 、 103°E (民勤站位置)为中心,诊断分析中物理量时间-空间剖面图也以 36.8°N 、 103°E 为中心进行分析。

2 天气实况及天气形势分析

2.1 民勤大雾特点及大雾实况

统计分析民勤1964—2014年观测资料,近51年民勤大雾日数共73 d,年平均大雾日数1.4 d,属于大雾少发地区。大雾多出现在春季与秋季(表1)的清晨05—09时,持续时间一般在30 min至1 h之内,这与出现在华北平原等其他地区的连续性大雾具有显著差别,同时在干旱少雨的民勤,11月出现大雾的平均天数仅为0.04 d。

表 1 民勤 1964—2014 年月平均大雾天数

Table 1 Average fog days from 1964 to 2014 in Minqin

月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
月平均日数/d	0.04	0.19	0.16	0.03	0.05	0.03	0.03	0.07	0.12	0.22	0.04	0.01

2015年11月5—7日,受新疆东移冷空气和高原北抬降水云系共同影响,民勤出现连续3 d的阴雨雪天气,降水量为7.9 mm。降水结束后地面相对湿度增大,为大雾的形成提供了必要的水汽条件。8日夜间开始出现浓雾,观测记录显示浓雾主要持续时间段为9日08:00—13:04、17:34—20:00,最小能见度为76 m,10日08时浓雾继续维持,最小能见度为79 m,至14时转为轻雾,12日夜间又一次转为浓雾,能见度降至64 m,13日早晨转为轻雾,13日开始消散。此次大雾天气过程持续时间之长、影响范围之广以及最小能见度之小均属罕见。从浓雾发生期间气象要素变化特征(图1)来看,大雾期间,民勤站逐小时温度露点差均小于 6°C ,多数时间在 0°C 附近,尤其是在大(浓)雾出现的4个时段,温度露点差长时间维持 0°C ,可见近地层空气湿度大,水汽完全达到饱和凝结状态。在这4个时段中,对应民勤最小能见度迅速下降至100 m以下。

在整个大雾发生的过程中,民勤站地面风速均小于 $3\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,尤其是在浓雾发生期间,风速基本上在 $1.5\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以下,提供了大雾发生的弱风条件,同时,11—12日地面主导风向为偏东南风,弱的偏南风输送暖湿气流到近地层,进一步促进了近地层水汽的饱和。

2.2 天气形势和环流背景

天气形势从根本上决定了气象要素的分布和大气稳定度。从11月9日08时500 hPa位势高度图(图2a)上可以看到,500 hPa维持一槽一脊的形势,槽位于乌拉尔山并配合有 -40°C 的冷中心,脊位于贝加尔湖以北,中高纬度以平直西风气流为主,民勤处于西风槽前的西南气流中,随着乌拉尔山槽的东移,逐渐转为西北气流控制。在大雾产生(8日夜

间)—加强(9—10日)—减弱(11日)—加强(12日)的过程中,民勤上空几乎维持均压状态,气压梯度小,同时温度在 -20°C 左右,风力微弱,500 hPa风速在 $6\sim 10\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。

9日08时700 hPa等压线分布异常稀疏(图2b), $30^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$ 内仅有两条等压线,民勤上空风速仅为 $2\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,风向为西北风。受温度脊的影响,700 hPa表现出强的稳定性。10日08时风向发生转变,由9日的西北风转为东南风,并维持到11日夜间,12日08时民勤上空有弱的切变存在,温度脊又一次影响民勤,形成了一个暖湿的层结。可见700 hPa水汽通道畅通,源源不断的西南暖湿气流提供了10—11日雾产生和持续的水汽条件,弱的切变和温度脊的共同影响,致使12日民勤上空形成稳定的暖湿层结,造成浓雾的再一次发生。

低层850 hPa(图略)上,民勤受高压控制,9日20时至12日主导风向为偏南风,弱的偏南风使近地层水汽容易达到饱和,为大雾的形成和维持提供

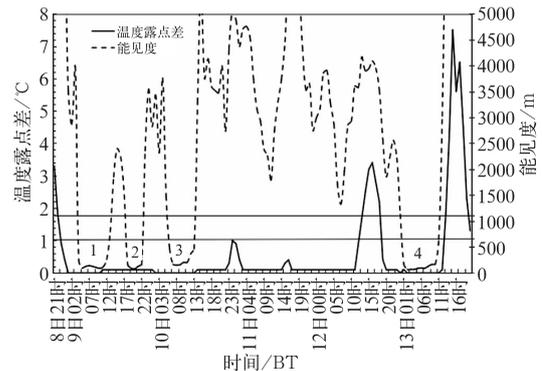


图1 2015年11月8—13日民勤站温度露点差、能见度随时间的演变
Fig. 1 Evolution of $(T-T_d)$ and visibility with time in Minqin in 8—13 November 2015

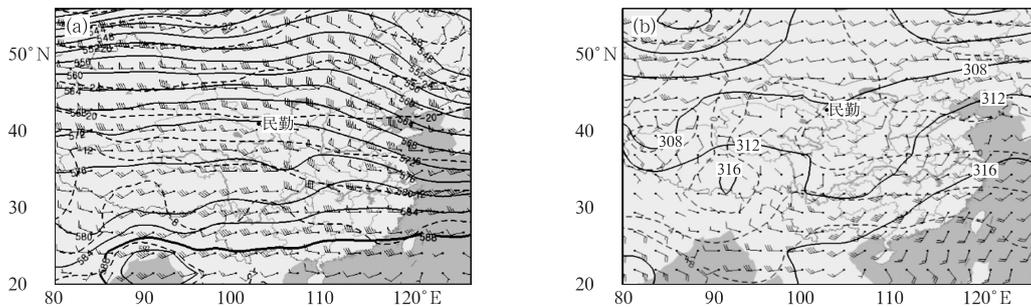


图2 2015年11月9日08时500 hPa(a)和700 hPa(b)环流形势
Fig. 2 The circulation at 500 hPa (a) and 700 hPa (b) at 08:00 BT 9 November 2015

了有利条件,同时配合暖脊共同作用,使得低层为稳定的暖平流,从而有利于地面弱冷气团变性减弱,系统内风速较小,有利于低层逆温层的形成。

地面图(图略)上,9—10日民勤始终处于均压状态,近地面大气层结稳定,均压状态不利于近地层大气的水平扩散和垂直混合。大雾出现过程中,民勤上空白天云量较多,风向以偏南风为主,风速在 $0\sim 3\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,产生一定强度的湍流混合作用,使冷却作用扩展至适当的气层中,又不影响下层空气的充分冷却和水汽的保存,最有利于雾的形成。夜间为静风或微风,云量较少,伴随冷高压系统的东移南压,地面有效辐射强盛,散热迅速,近地面层降温多,有利于水汽凝结和低空形成辐射逆温层,使近地面层中的大量水滴聚集起来而形成雾。

2.3 辐射冷却条件分析

地面温度是地表向上的净长波辐射效应的最直接表现,感热通量是由于湍流作用从地面向大气传输的热量通量,而地气温差变化是地表感热通量变化的主要表现特征,分析地气温差的变化特征,有助于了解感热通量的变化(符睿等,2008;范丽军等,2004),也就是对过程中地面辐射冷却条件的分析。在分析过程中地气温差取11月8日21时至13日20时逐小时0 cm地面温度与1.5 m气温之差的绝对值。

从11月8—13日民勤站地气温差、能见度随时间的演变情况来看,地气温差对雾的强度即能见度的变化起到反作用。在大雾强度最大的4个时段地气温差绝对值较小,随着能见度的增加,地气温差绝对值也快速增大。考虑到民勤县地处沙漠边缘,地表为沙性土质且植被覆盖率低,地面辐射一日内变化显著,夜间地面辐射非常强烈,地表地气温差小(杨晓玲等,2015),低层水汽逐渐凝结成雾滴,因此夜间雾的强度逐渐加强,至清晨达到最大强度,可见夜间地表的辐射冷却作用对于雾的形成、增强具有重要的作用,白天地表对太阳短波辐射和大气层的净长波辐射吸收能力加强,地气温差增大,辐射冷却作用减弱,这也是白天大雾强度减弱的原因之一。

以上分析表明,前期持续的阴雨雪天气和后期暖湿气流的输送,提供了此次大雾天气长时间维持的水汽条件,高低层气压系统的稳定维持,700 hPa切变和温度脊促进上空形成稳定的暖湿层结,弱的偏南风则有利于低层逆温层的形成,提供了大雾形

成的层结条件,民勤特殊的地表条件和夜间地表的辐射冷却作用是大雾形成和加强的重要原因之一。

3 边界层和物理量

3.1 边界层特征分析

利用民勤国家基准气候站GTS1型数字式探空仪探测的数据,对大雾产生期间3—18日民勤08和20时每隔50 m的气温、气压、湿度、风等要素进行边界层特征分析。民勤站08和20时高空资料从地表开始大气逆温强度连续超过 $0.5\text{ K}\cdot(100\text{ m})^{-1}$ 的最低高度为边界层高度(李岩瑛等,2016),地面到高空相对湿度连续大于80%的最大高度是雾层厚度。观测数据显示雾层厚度变化与边界层高度变化趋势基本一致(图3),两者相关系数达到0.86,边界层高度越高,雾层厚度越厚。9日07时开始民勤站雾层厚度大于200 m,尤其是在10日07时以后雾层厚度迅速增加,12日07时达到最大厚度为750 m,之后逐渐减小。边界层高度从10日07时开始呈现上升趋势,最大高度也出现在12日07时,高度为700 m,实况证明此时也是大雾强度最强的时候。

深厚雾层的形成与低空逆温、及逆温层下的低云形成有关(杨军等,2010;焦圣明等,2016)。图4给出了民勤站9—13日07时温度、湿度垂直分布廓线,9日07时100 m以上有一强逆温层存在,尤其是在100~200 m,逆温强度达到 $5.9\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot(100\text{ m})^{-1}$,同时在200~600 m高度存在一近似等温的稳定层,该层有效阻止了下层水汽与上层干空气的交换,有利于下层空气高湿状态的维持,07时民勤站贴地

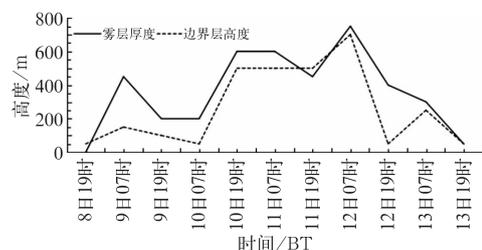


图3 2015年11月8—13日每隔12 h 民勤雾层和边界层高度变化

Fig. 3 Height variation of fog layer and boundary layer in every 12 h from 8 to 13 November 2015 in Minqin

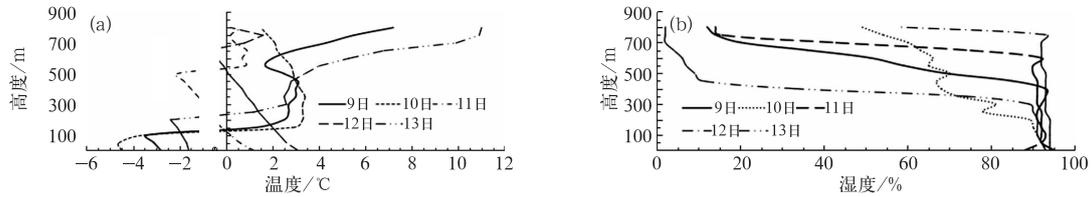


图 4 2015 年 11 月 9—13 日 07 时民勤站温度(a)、湿度(b)垂直分布

Fig. 4 Vertical distribution of temperature (a) and humidity (b)

in Minqin at 07:00 BT 9–13 November 2015

层至 400 m 高度湿度维持在 90% 以上, 强的逆温层和深厚等温层以及低层高湿状态的维持是 9 日白天浓雾形成和维持的主要原因。10 日 07 时低层逆温层强度进一步增大, 100~200 m 逆温强度达到 $6.8\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot(100\text{ m})^{-1}$, 因此 10 日早间浓雾继续维持, 200 m 等温层强度减弱, 至 800 m 逆温层逐渐被破坏, 从 10 日 07 时湿度垂直分布廓线上可以看出 500 m 以下空气湿度较 9 日有所下降, 可见低层暖湿空气与高层冷干空气的弱对流使得 10 日 14 时浓雾转为轻雾。11—12 日近地面气温升高, 随着边界层湍流作用的逐步增强, 低层逆温结构破坏, 边界层高度由 10 日 07 时的 50 m 抬升至 500 m, 地面至上空 600 m 湿度均在 90% 左右, 因此 11—12 日全天以轻雾为主。13 日 07 时逆温结构又一次出现, 逆温层高度抬升, 200~300 m 逆温强度为 $5\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot(100\text{ m})^{-1}$, 可见 11—12 日太阳辐射作用对高层空气的加热作用促进了 12 日夜间逆温层的形成, 12 日 19 时边界层高度降低到 50 m, 但雾层厚度有所下降。

从逆温层与大雾变化上来看, 逆温层的形成属于地面辐射逆温, 此次大雾过程具有辐射雾的特征。从湿层特征来看, 在大雾发生过程中, 民勤站近地层维持显著湿层, 厚的湿层长时间维持是造成本次大雾过程持续时间长的主要原因之一。

3.2 温度场分析

利用 NECP/NCAR 全球再分析资料, 对 38°N 、 103°E 区域做温度平流空间-时间剖面图(图 5), 可以看出, 降水过程结束以后, 地面吸收太阳辐射开始增温, 近地面空气增温, 低层暖平流加强, 7、8 日 600 hPa 以下均有暖平流存在, 强度接近于 0, 冷中心抬升到 200 hPa 以上, 可见暖平流强度较强, 至大雾发生初期, 民勤上空几乎全部为暖平流且暖平流强度达到 $3\times 10^{-5}\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{s}^{-1}$, 深厚稳定的逆温层逐渐形成, 大雾浓度也逐渐加强, 9—10 日整个浓雾维持

过程中高、低层温度平流强度几乎相当。可见高、低层持续的暖平流是浓雾产生的重要因素之一, 低层暖平流促使暖湿空气在近地面冷却凝结至饱和状态, 并有利于逆温层的建立, 而高层的暖平流使得逆温层厚度加强, 逆温层和暖层的存在, 有效抑制了大雾的消散, 是大雾长时间持续的重要原因。13 日 200 hPa 有一个 $-13\times 10^{-5}\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{s}^{-1}$ 的冷平流中心, 强冷空气侵入低层, 破坏了民勤上空的逆温层, 大雾逐渐减弱消散, 此次大雾过程结束。

3.3 动力场和水汽条件分析

大雾的维持和增强需要有稳定的层结条件和充足的水汽条件。利用 NECP 每隔 6 h 再分析资料计算、绘制 38°N 、 103°E 区域大雾前、中、后三个阶段垂直速度、散度、水汽通量散度以及风场的垂直剖面时间序列图(图 6a~6d), 来分析大雾维持、加强、消散的动力和水汽条件。

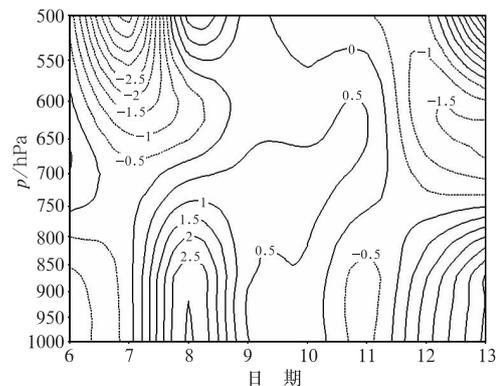


图 5 2015 年 11 月 6—13 日民勤上空温度平流空间-时间剖面图

(单位: $10^{-5}\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{s}^{-1}$)

Fig. 5 Spatio-temporal cross section of temperature advection in Minqin in 6–13 November 2015 (unit: $10^{-5}\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{s}^{-1}$)

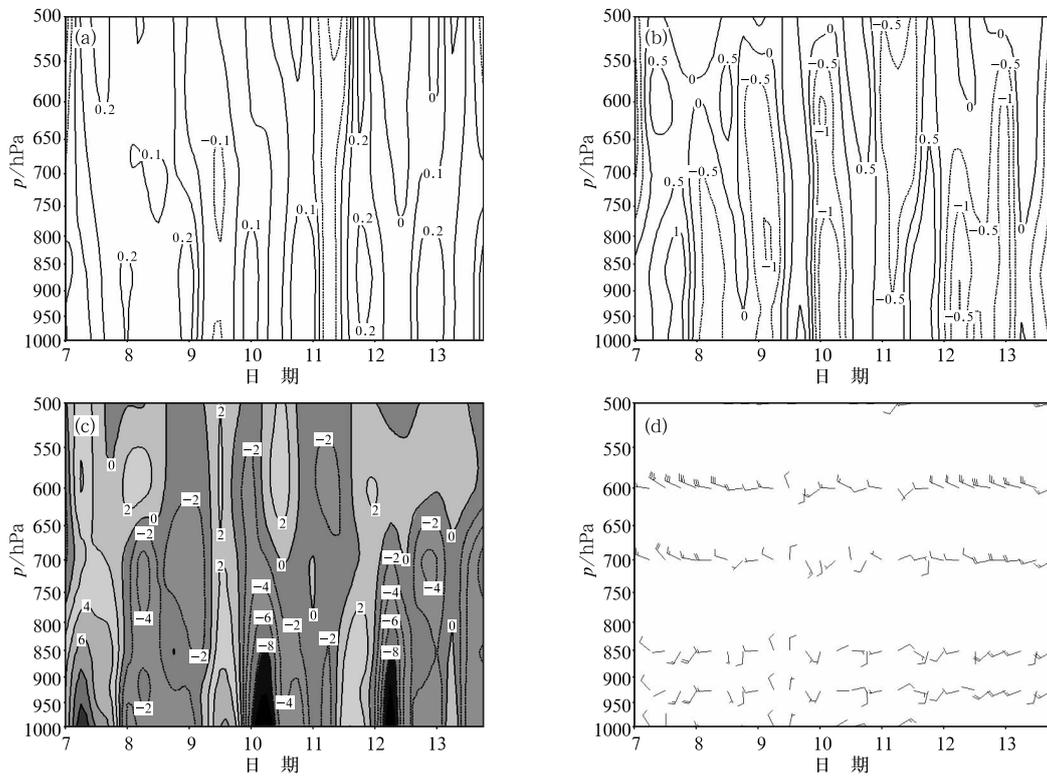


图 6 2015 年 11 月 7—13 日垂直速度(a, 单位: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$)、散度(b, 单位: 10^{-5} s^{-1})、水汽通量散度(c, 单位: $\text{g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)、风场(d, 单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)时间序列图

Fig. 6 The time series of vertical velocity (a, unit: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$), divergence (b, unit: 10^{-5} s^{-1}), water vapor flux divergence (c, unit: $\text{g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) and wind (d, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) in 7—13 November 2015

图 6a 和 6b 是 11 月 7—13 日民勤上空垂直速度和散度时间序列图,可见,在大雾强度最强的时间段内(8 日夜间至 9 日夜间、12 日夜间至 13 日白天),民勤上空高低层始终有下沉运动区,850 hPa 以下下沉运动最强为 $0.2 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$,空气层下沉,绝热压缩增温,促进逆温层形成和加强,同时下沉运动有利于雾区对流稳定层的建立和维持,使得近地层水汽不能向高层输送,只能在低层集聚,低层湿度增强,雾的强度也相应增加。而在大雾发生的前期(7—8 日夜间)、轻雾期间(10 日白天至 12 日夜间)以及大雾消散期间(13 日 13 时以后),低层下沉运动略有减弱,但是高层,尤其是在 7 日白天和 12 日白天,500 hPa 下沉运动明显加强,引导高空冷空气不断下降,加速了大雾的减弱和消散。在大雾发生和维持过程中,边界层有弱的辐合区,其中 12 日辐合强度最大,中心为 $-1.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,10 日夜间 550 hPa 以下均表现为辐合,表明有暖湿气流输入到大雾区,且辐合上升运动促进水汽向上层输送,使得雾的厚度不断加强,在大雾消散的过程中,10 日

白天民勤上空从高层到低层散度均为正,表明上层冷空气逐渐辐散下沉,破坏大雾期间形成的稳定层结,同时大雾期间聚集在其上空的水汽向周围地区辐散,这与实际出现的天气现象是相符合的,在 13 日 08 时以后高层冷空气在下沉运动的作用下侵入低层,逐渐破坏稳定的层结条件和逆温层,大雾明显减弱,能见度快速上升,至 13 日 13 时大雾逐渐消散,这次大雾过程基本结束。

大雾的产生要求有充分的水汽,一方面是水汽达到饱和凝结状态,另一方面是有水汽不断输送至雾区。从图 6c 可以看到,在大雾发生和加强的时间段内,民勤上空 700 hPa 以下水汽通量散度基本表现为负值,表明该地区作为一个水汽汇,四周有水汽向该地区汇聚,8 日低层水汽通量散度的中心值为 $-4 \times 10^{-6} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$,表明低层水汽不断聚集为大雾的形成提供了充分的水汽条件,空气湿度不断增加,达到饱和状态产生凝结,促使大雾的形成,而水汽的辐合上升使得高低层空气水汽含量增加,这也是大雾强度较强的原因之一,图 6d 上显示,

9—12 日 700 hPa 为西风气流,且风速不超过 $4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,大雾发生前期低层表现为弱的西南气流输送,进一步补充了水汽。在这次大雾浓度最大的两个阶段:10 日 08—14 时和 12 日夜间,近地层水汽通量散度最强值达到 $-1.2 \times 10^{-5} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$,由前面的分析可以知道这两个阶段也是气温日较差较大的时段,辐射强迫作用强,水汽在辐射冷却的过程中达到饱和凝结状态,从而使大雾的强度增强,能见度快速下降,风场上也一直配合有持续的西南气流(图 6d)。而在 11 和 13 日轻雾发生期间,水汽通量散度为正,表明该时段为水汽的疏散时段,风场则表现为弱的西风气流,不利于水汽的汇聚,因此大雾强度减弱,逐渐消散。

4 结 论

本文针对 2015 年 11 月 9—13 日民勤县出现的一次罕见冬季浓雾天气过程,从天气系统演变、热力、动力和水汽等多个角度进行了研究分析,揭示其成因和维持机制,结果表明:

(1) 这次大雾天气出现在稳定的大尺度天气背景下,中高层均压状态有利于稳定层结的产生和维持,地面冷高压为大雾的形成和维持提供了弱风条件和水汽条件。

(2) 这次大雾属于辐射-平流雾,夜间地气温差绝对值影响着大雾的强度,高低空暖平流的输送影响雾层的形成和加厚。边界层高度越高,雾层越厚,强度越强,高空逆温层和稳定等温层的维持生消是大雾由生成、发展至消散的重要原因。

(3) 在大雾发生前期和维持阶段,民勤上空表现为弱的辐合上升运动,近地层水汽达到饱和凝结抬升,提供了深厚的湿层,增加了大雾的强度和厚度。在大雾消散期间,存在明显的辐散下沉运动,有利于水汽的扩散和大雾过程的快速结束。

参 考 文 献

范丽军,韦志刚,董文杰,2004.西北干旱区地气温差的时空特征分析[J].高原气象,23(3):360-367.
符睿,韦志刚,文军,等,2008.西北干旱区地气温差季节和年际变化

特征分析[J].高原气象,27(4):844-851.
郭丽君,郭学良,2016.北京 2009—2013 年期间持续性大雾的类型、垂直结构及物理成因[J].大气科学,40(2):296-310.
何立富,陈涛,毛卫星,2006a.华北平原一次持续大雾过程的成因分析[J].热带气象学报,22(4):340-350.
何立富,李峰,李泽椿,2006b.华北平原一次持续大雾过程的动力和热力特征[J].应用气象学报,17(2):160-166.
花丛,张碧辉,张恒德,2015.2013 年 1—2 月华北雾、霾天气边界层特征对比分析[J].气象,41(9):1144-1151.
黄彬,王晴,陆雪,等,2014.黄渤海一次持续性大雾过程的边界层特征及生消机理分析[J].气象,40(11):1324-1337.
焦圣明,朱承瑛,朱毓颖,等,2016.江苏地区一次罕见持续性浓雾过程的成因分析[J].气象学报,74(2):200-212.
雷正翠,夏文梅,周霖华,等,2010.一次罕见冬季浓雾天气成因分析[J].气象科技,38(3):289-294.
李法然,周之栩,陈卫锋,等,2005.湖州市大雾天气的成因分析预报研究[J].应用气象学报,16(6):794-803.
李岩瑛,张强,张爱萍,等,2016.干旱半干旱区边界层变化特征及其影响因子分析[J].高原气象,35(2):385-396.
林建,杨贵名,毛冬艳,2008.我国大雾的时空分布特征及其发生的环流形势[J].气候与环境研究,13(3):171-181.
路传彬,程娟,尉传阳,等,2013.一次皖北大雾的高空气象特征分析[J].中国农学通报,29(29):195-200.
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.
彭双姿,刘从省,屈右铭,等,2012.一次大范围辐射雾天气过程的观测和数值模拟分析[J].气象,38(6):679-687.
王丽萍,陈少勇,董安祥,2005.中国雾区的分布及季节变化[J].地理学报,60(4):689-697.
王爽,张宏升,吕环宇,等,2011.大连初冬一次辐射平流雾天气过程分析[J].大气科学,34(5):614-620.
杨军,王蕾,刘端阳,等,2010.一次深厚浓雾过程的边界层特征和生消物理极值[J].气象学报,68(6):998-1006.
杨晓玲,丁文魁,李岩瑛,等,2015.近 50 年武威市地气温差变化趋势及影响因子[J].生态学报,35(8):2719-2725.
杨晓玲,丁文魁,张义海,2010.河西走廊东部大雾气候特征及预报方法研究[J].安徽农业科学,38(7):3432-3435.
张礼春,朱彬,耿慧,等,2013.南京一次持续浓雾天气过程的边界层特征及水汽来源分析[J].气象,39(10):1284-1292.
张新荣,刘治国,杨建材,2006.中国东部一场罕见的大雾天气成因分析[J].干旱气象,24(3):47-51.
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.
周文君,平海波,刘端阳,等,2016.江苏盐城地区一次持续性雾-霾天气过程的综合分析[J].气象,42(7):838-846.