

黄健, 王斌, 周发琇, 等. 2010. 华南沿海暖海雾过程中的湍流热量交换特征 [J]. 大气科学, 34 (4): 715–725. Huang Jian, Wang Bin, Zhou Faxiu, et al. 2010. Turbulent heat exchange in a warm sea fog event on the coast of the South China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 34 (4): 715–725.

华南沿海暖海雾过程中的湍流热量交换特征

黄健¹ 王斌² 周发琇³ 黄菲³ 吕卫华⁴ 黄敏辉⁴ 黄辉军¹
杨永泉⁴ 毛伟康¹

1 中国气象局广州热带海洋气象研究所, 广州 510080

2 夏威夷大学气象系与国际太平洋研究中心, 美国 HI 96822

3 中国海洋大学海洋环境学院, 青岛 266100

4 广东气象局, 广州 510080

摘 要 湍流交换是海雾中的关键物理过程, 在海雾的热量和水汽平衡过程中起重要作用。本文根据 2007 年 3 月 24~25 日一次海雾的外场观测数据, 分析了海雾过程中近海面湍流热量交换特征; 并在区分风切变机械湍流与雾顶长波辐射冷却热力湍流的基础上, 着重分析了两种不同性质的湍流对海雾发展和维持的作用。结果表明: (1) 本次海雾是在西南低压和变性冷高压的控制下, 来自南海东部暖水区的空气平流在近岸冷海面上形成的暖海雾; 暖海雾中的湍流热量交换过程比冷海雾更为复杂; (2) 在暖海雾的形成和消散阶段, 风切变机械湍流的热量输送起主要作用; 而在发展和维持阶段, 既有风切变机械湍流的热量输送作用, 也有雾顶长波辐射冷却热力湍流的热量输送作用; (3) 风切变机械湍流向冷海面输送热量, 对近海面空气起到降温 and 增湿作用; 热力湍流同样向冷海面输送热量, 但对雾层起到增温和降湿作用; (4) 暖海雾中的湍流热量交换机制与雾层的非充分混合结构有密切关系。

关键词 暖海雾 湍流热量交换 风切变 雾顶长波辐射冷却

文章编号 1006-9895 (2010) 04-0715-11

中图分类号 P425

文献标识码 A

Turbulent Heat Exchange in a Warm Sea Fog Event on the Coast of South China

HUANG Jian¹, WANG Bin², ZHOU Faxiu³, HUANG Fei³, Lü Weihua⁴,
HUANG Minhui⁴, HUANG Huijun¹, YANG Yongquan⁴, and MAO Weikang¹

1 Institute of Tropical and Marine Meteorology, China Meteorological Administration, Guangzhou 510080

2 Department of Meteorology, University of Hawaii, Honolulu, HI 96822, USA

3 College of Physical and Environmental Oceanography, Ocean University of China, Qingdao 266100

4 Meteorological Bureau of Guangdong Province, Guangzhou 510080

Abstract Turbulent exchange is one of the key physical processes in sea fog formation, development and dissipa-

收稿日期 2009-08-10, 2010-02-01 收修定稿

资助项目 国家自然科学基金资助项目 40675013, 国家高技术研究发展计划项目 2006AA09Z151, 中国气象局新技术推广项目 CMATG2007M23, 广东省科技三项“珠江口海雾预警系统研究”, 广东省科技厅计划项目 2006B36702005, 高等学校创新引智 111 计划项目 B07036

作者简介 黄健, 男, 1964 年出生, 博士, 主要从事大气物理研究。E-mail: hj@grmc.gov.cn

通讯作者 黄菲, E-mail: huangf@ouc.edu.cn

tion, and plays an important role in the heat and water vapor balance in the fog layer. Based on in situ observation of a sea fog event during 24–25 March 2007, the characteristics of turbulent heat flux and its effect on fog evolution were examined by distinguishing the turbulent heat transport induced by wind shear and by fog-top longwave radiation cooling. Results show that: (1) the observed sea fog occurs over the cold water near the coast of the South China Sea (SCS) and results from advection of warm and moist air from the Philippine Sea, which is under the control of the low pressure in Southwest China and the transformed cold high pressure over the ocean. The turbulent heat exchange associated with the warm sea fog is more complicated than that during the cold sea fog. (2) During the formation and dispersion phase of the warm sea fog, the heat transport is primarily induced by wind shear, whereas during the development/persistence phase, the turbulent heat transport is induced by both the wind shear and the longwave radiation cooling at the fog top. (3) The wind shear-induced turbulence transports heat to the sea surface, favoring cooling and moistening of the air near the sea surface. The heat transport resulting from the fog-top longwave radiation cooling also transports heat downward but warms and dries the air in the sea surface layer. (4) The mechanism of heat exchange during the warm sea fog has a close relationship with the immature mixing structure in the fog layer.

Key words sea fog, turbulent heat flux, wind shear, longwave radiation cooling at the fog top

1 引言

海雾是中国近海及沿岸地区的主要海洋气象灾害之一。海雾可导致水平和垂直能见度降低,严重影响海上渔业、平台作业、航运、军事行动以及沿岸航空和公路交通,是引发重大事故的主要原因之一。由于海雾物理机制和过程的复杂性,目前对海雾的认识还很不充分,预报准确率亟待提高(Lewis et al., 2004; Edson et al., 2007)。

海雾多为暖空气平流到冷海面上,冷却并达到饱和,水汽凝结形成的平流冷却雾(王彬华, 1983)。由于大气与海洋条件的差异,平流冷却雾的发展和维持有不同的物理机制和过程,既可能表现为气温比海温高几度的暖雾,也可能演变成气温比海温低 $1\sim 2^{\circ}\text{C}$ 的冷雾(Taylor, 1917)。冷海雾是英国北海沿岸、美国加州南部等海域的主要雾型(Lamb, 1943; Pilié et al., 1979; Leipper, 1994),多出现在风速微弱的条件下(Douglas, 1930)。冷海雾形成与雾顶长波辐射的冷却作用有关(Lamb, 1943)。平流到冷海面上的暖空气,因湍流交换冷却、达到饱和,首先形成浅薄的雾层;由于液态水具有较高的长波辐射率,长波向外辐射冷却是促使海雾形成和控制雾层发展、维持和消散的最终因子(Koracin et al., 2005a)。雾顶长波辐射冷却导致的热力混合,使雾层形成一个充分的混合层,雾层内的温度呈湿绝热递减分布(Koracin et al., 2005b)。雾顶长波辐射的冷却效应可抵消与海面输送、雾顶

夹卷和太阳短波辐射对雾层的加热作用,使雾层中的热量达到平衡(Findlater et al., 1989)。冷海雾对天空状态非常敏感,一旦雾顶之上出现云层,可导致雾迅速消散(Roach, 1995)。

暖海雾在世界各地,如美国东海岸、西海岸北部、北大西洋、西北太平洋等海域广泛存在(Taylor, 1917; Leipper, 1945; Filonczuk et al., 1995; Crofoot, 2004),也是中国近海的主要雾型(王彬华, 1983; 周发琇和刘龙太, 1986)。但对暖海雾的研究不多。一般认为,暖海雾的出现与强暖平流有关(Taylor, 1917),只有源源不断的暖、湿空气平流输送,才能维持近海面逆温的存在,并进一步提供水汽凝结的机会(王彬华, 1983)。风切变导致的湍流热量交换,是暖空气平流过程中冷却、达到饱和的关键机制(Taylor, 1917; Rodhe, 1962)。进一步的研究认为,在暖平流的强稳定条件下,雾层难以发展到数百米的高度,暖海雾的垂直发展主要取决于风切变的强度(Pepper and Lee, 1975),风切变湍流的垂直混合作用也可使暖海雾发展到近600 m的高度(Gao et al., 2007)。但一些研究也提出了不同的看法。王彬华(1983)认为雾顶长波辐射冷却对暖空气起到降温作用,常常使雾层加厚,雾性增浓。胡瑞金等(2006)认为海雾生成的主要“推动力”是长波辐射冷却,风切变湍流的冷却作用只发生在雾的初始阶段,且仅限于低层。由于观测条件的限制,目前对暖海雾过程中湍流交换过程,尤其是雾顶长波辐射冷却所起的作用,认识还不

一致 (Crofoot, 2004)。

海雾发生在海洋大气边界层中, 受到湍流交换、辐射效应、雾滴沉降、风切变、雾顶夹卷等一系列边界层微物理过程的作用或影响。其中, 湍流交换是海雾中的关键物理过程, 在海雾的热量和水汽平衡过程中起重要作用 (Rodhe, 1962)。本文根据外场观测试验获取的数据, 分析了暖海雾过程中的宏观与湍流热量交换特征, 讨论了风切变与雾顶长波辐射冷却对海雾发展和维持的作用。第 2 节介绍本次海雾过程的观测设备和数据处理方法。第 3 节, 首先对海雾的天气、气象条件和垂直结构等宏观特征以及湍流热量交换特征进行了分析; 并根据湍流热通量的交叉谱特征, 区分海雾过程中引起热量输送的湍流性质; 最后, 着重分析了风切变和雾顶长波辐射冷却产生的、两种不同性质的湍流, 对暖海雾发展和维持的作用或影响。在第 4 节中, 暖海雾中的湍流热量交换机制做了初步讨论。第 5 节为结论。

2 数据获取与处理

华南沿海是我国近海海雾的多发地区。在每年春季, 冬季风逐渐减弱、夏季风尚未完全建立的特殊环流背景下, 由于沿岸水域存在季节性上升流导致的海表温度 (SST) 低值区, 当出现有利于将暖、湿空气输送到近岸冷水区的大尺度环流时, 该地区往往出现海雾天气。在国家自然科学基金“南海海雾过程的湍流输送观测研究”等项目的支持下, 2007 年 3~5 月在粤西电白地区开展了为期 3 个月的海雾外场综合观测试验。观测点位于电白县电城镇莲头半岛南侧的海岸线上。海岸线呈东北—西南走向, 南面为广阔的南海水域, 北部为植被稀疏的丘陵。20 m 观测铁塔位于海岸平整的沙滩中部, 沙滩长度达到 2.5 km 以上, 来自海上的偏东风和偏南风受树木、地形或建筑物的影响很小 (见图 1)。

观测项目包括: 常规气象要素, 能见度、垂直结构、湍流通量等。其中, 常规气象要素由 Vaisala MAWS301 自动气象站观测。能见度变化由 Vaisala MAWS301 自动气象站配带的 PWD12 能见度传感器测量。其配带的防尘罩能够较好地避免降水、尘埃等因素对传感器的影响。雾的垂直结构由中国科学院大气物理研究所生产的 IAP-1 型系留探空

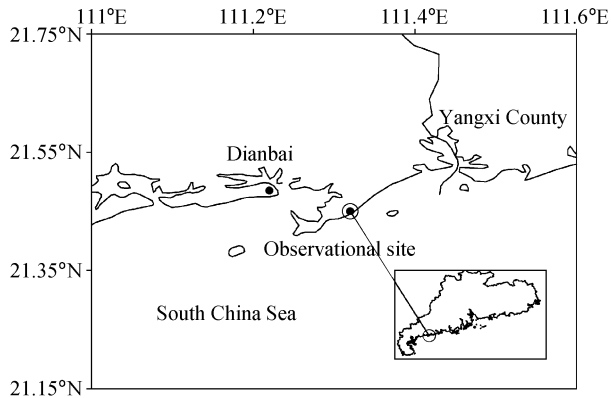


图 1 观测点位置图

Fig. 1 The location of the observational site

系统探测, 探测精度为: 气温 $\pm 0.1^\circ\text{C}$, 相对湿度 $\pm 3\%$ 。在观测过程中, 每次探测前后都与 Vaisala MAWS301 自动气象站的温、湿度值进行对比, 以保证每次探测的准确性。

湍流数据由安装在观测铁塔 20 m 高度上的 Campbell CSAT3 超声风温仪测量, 采样频率为 10 Hz。由于潮汐涨落的关系, CSAT3 相对于海平面的高度有一定的变化 (21~23 m), 观测数据的源区也因此出现一定的变化。本文采用 footprint 方法 (Schuepp et al. 1990) 估算了观测数据的代表性。根据观测期间的风速、潮位变化和海面状况, 海面粗糙度取为 0.012~0.015 (Garratt, 1992)。计算结果显示: 风速在 2~6 m/s 的条件下, 观测数据的源区位于海上 500~1000 m 范围内 (图略)。

湍流观测数据的处理包括剔除野点噪音和坐标旋转等, 数据统计的时间序列长度取 30 min (Finnigan et al., 2003)。为避免湿度测量仪器在雾中可能产生的误差, 本文以 CSAT3 测量的垂直速度脉动值 w' 与虚温 θ' 、水平风速 u' , 计算热力学单位时间的热通量 $\overline{w'\theta'}$ 。并按 Kaimal (1975) 推荐的方法, 计算了海雾过程中热通量的余谱 $C_{w'\theta'}(n)$, 其中 n 为频率。

3 主要结果

3.1 海雾的宏观特征

2007 年 3 月 24~25 日粤西沿海地区出现了一次海雾天气过程。这次海雾过程以其影响范围广、能见度低和持续时间长, 为近年来华南沿海所罕见。由 WD12 的器测能见度 (图 2) 可见: 24 日凌

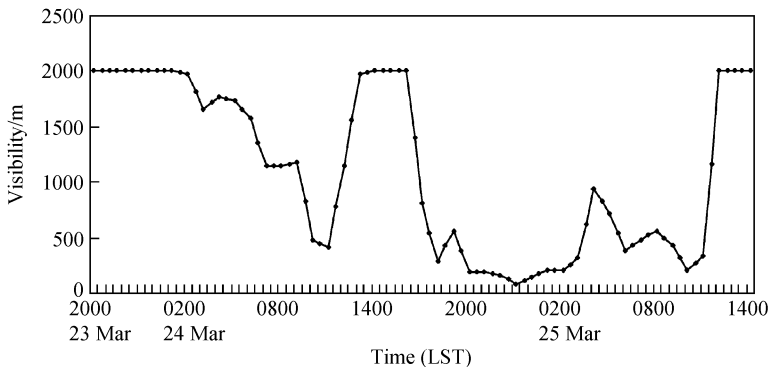


图2 2007年3月23~25日的能见度时间序列
Fig. 2 The time series of visibility for the period of 24 to 25 Mar 2007

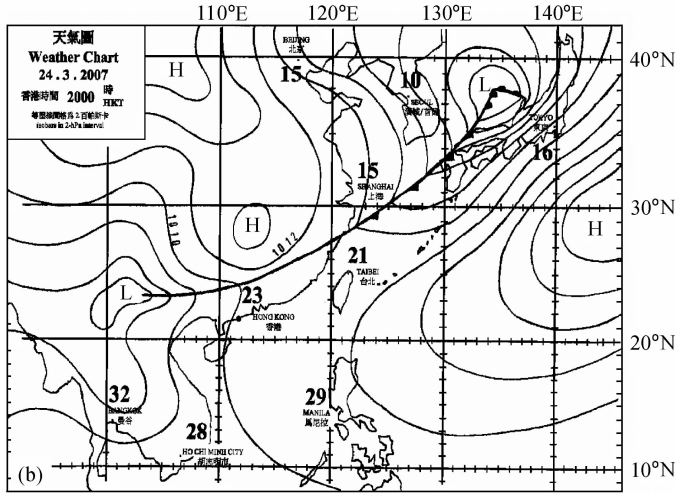
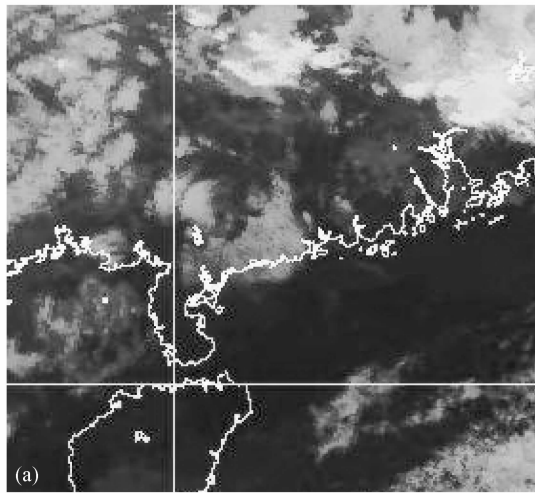


图3 (a) 25日05:23 NOAA-12 AVHRR CH4的云图; (b) 24日20时地面天气形势图
Fig. 3 (a) The cloud map of NOAA-12 AVHRR channel 4 (CH4) at 0523 LST 25 Mar 2007; (b) the surface weather chart at 2000 LST 24 Mar 2007

晨约01时(北京时,下同)开始能见度缓慢下降,至24日上午10时左右轻雾转化为能见度低于1 km的大雾,并持续了约2小时;在太阳辐射的作用下,中午12时左右能见度迅速好转,大雾转为轻雾。24日下午18时左右大雾又再次出现,并持续到25日11时左右。在整个雾的过程中,大雾的持续时间长达18小时以上。25日05:23 NOAA-12 AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) 第4通道(CH4)的遥感图像(图3a)显示,海雾覆盖了广东省西部江门至湛江沿海的广泛地区,但雾在海上仅局限于近岸水域。这一特征与过去的研究结果一致(王彬华,1983;何云开等,2008)。

由2007年3月24日20时的地面天气形势图(图3b)可见,本次海雾是在西南低压和变性冷高

压外围环流的控制下形成的。24日20时大陆冷锋南压到南岭地区,来自西南地区的低压发展和加强,并随冷锋向东南移动,而数日前控制华南沿海地区的变性冷高压东移。海雾出现西南低压和变性冷高压之间。王彬华(1983)曾总结了我国近海海雾常见的三种典型天气型:入海变性的高压型、西太平洋副热带高压脊型和中国大陆东移的低压或低槽型。本次海雾过程受到高压与低压天气系统环流的共同作用,更有利于海上暖、湿空气的平流输送。

图4给出了海雾出现期间SST、气流轨迹以及海雾的分布状况。其中,海雾分布为24日20时至25日08时广东省86个地面气象站的天气现象统计结果;SST为SSM/I卫星遥感的24日南海北部日平均SST;气流轨迹是根据NCEP/NCAR FNL

1°×1°再分析资料，以 24 日 20 时作为时间起点计算得到的 48 小时后向气流轨迹。由图 4 可见，受季节性沿岸流的影响，南海北部 SST 呈南高北低分布，近岸水域最低。海雾是由南海东北部暖水区的暖湿空气，在西南低压和变性高压外围环流的共同作用下平流到粤西沿岸冷水区而形成的，属于王

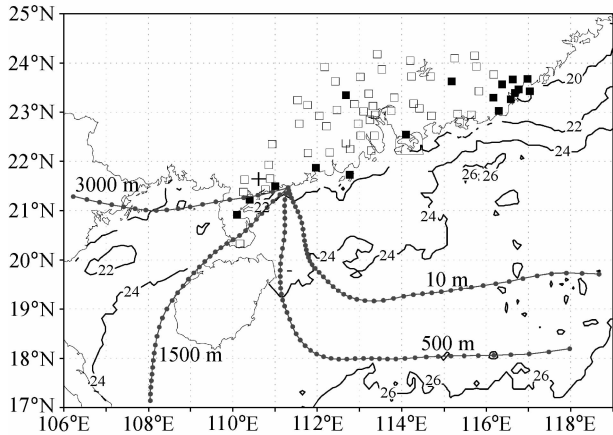


图 4 海雾过程中雾、SST 分布与气流轨迹。实心方框和空心方框：分别表示 24 日 20 时~25 日 08 时期间有雾和无雾；等值线：24 日的日平均 SST 分布（单位：℃）；点线：24 日 20 时 10、500、1500 和 3000 m 高度上的 48 小时气流后向轨迹

Fig. 4 The distribution of fog and SST, and airflow trajectory during the sea fog event. The solid and hollow squares denote appearing of fog and no fog respectively from 2000 LST 24 Mar to 0800 LST 25 Mar; the contours denote the daily average of SST (°C) on 24 Mar; the dot-lines denote the 48-h backward trajectory of airflow at 2000 LST 24 Mar at 10-, 500-, 1500-, and 3000-m height

彬华 (1983) 定义的平流冷却雾。

图 5 分别给出了海雾期间 24 日 23 时、25 日 05 时和 10 时气温和相对湿度廓线的观测结果。首先，由温度廓线可见：雾中不仅有高度达到 600~700 m 的高层逆温，而且也有明显的近海面贴地逆温。虽然 25 日 05 时近海面气温较高，未见明显的近海面贴地逆温，但较高气温同样也是使海面与空气的温度梯度加大、逆温更强。本次海雾有典型的、强暖平流下的暖海雾特征 (王彬华, 1983)。但湿度廓线显示，雾层内并非完全处于饱和状态，结合能见度可知：雾层有可能破碎为低云，并出现短暂的消散现象。

3.2 海雾过程的湍流热通量

由图 6 可知，本次暖海雾过程主要出现在 3 月 24~25 日两天，由于设备原因，观测数据并不完全连续。考虑到本次雾过程的连续性和天气型的相似性，本文选择海雾过程中的典型阶段作为分析重点。雾过程大致分为三个阶段：23 日 20 时后能见度逐渐下降，至 24 日 07 时下降到 1500 m，这一阶段作为海雾的形成阶段；24 日 18 时后，能见度由 2 km 以上迅速下降到 1 km 以下，并维持到 25 日 10 时左右，可认为是雾的发展/维持阶段；25 日 11 时之后，能见度迅速增大到 1 km 以上，并在 13 时超过 2 km，作为雾的消散阶段。

由雾中的湍流热通量变化 (图 6) 可知：在形成阶段，湍流热通量均为稳定的负热通量，热量由空气向海面输送，并且随能见度降低，热量输送逐

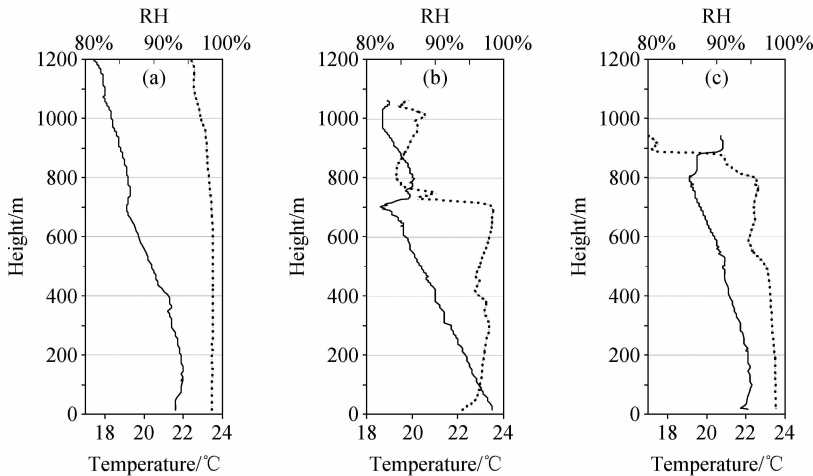


图 5 海雾过程中温度 (实线) 与相对湿度 (虚线) 廓线：(a) 24 日 23 时；(b) 25 日 05 时；(c) 25 日 10 时

Fig. 5 The profiles of air temperature (solid line) and relative humidity (dashed line) during the sea fog event; (a) 2300 LST 24 Mar; (b) 0500 LST 25 Mar; (c) 1000 LST 25 Mar

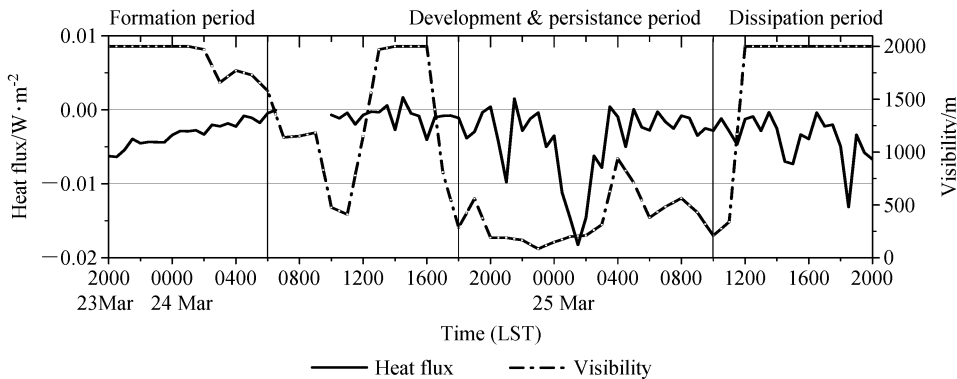


图6 海雾过程中的能见度与热通量时间序列

Fig. 6 The time series of visibility and turbulent heat fluxes during the sea fog event

渐减小。在发展/维持阶段,初期的湍流热通量较小,但也是明显地向下输送。到了21时左右出现一次短暂的强向下输送;25日00时开始出现第二次强向下热量输送,并持续到04时左右,时间长达4小时。值得注意的是,00~04时出现了第二次强向下热量输送后,25日05时左右能见度明显增大,并出现近海面气温上升、相对湿度下降的现象(图5)。在发展/维持阶段的后期,即25日05时以后,湍流热通量值小幅波动,但仍以负湍流热通量为主。在雾的消散阶段,湍流热通量变化不大,也以弱向下输送为主。

在冷海雾的形成和消散阶段,湍流热量输送由空气向海面输送;而在发展/维持阶段,由于气温低于SST,热量转为海面向空气输送(Findlater et al., 1989)。从本次暖海雾过程的观测结果来看,虽然各个阶段的湍流热量输送强度不同,但热量都是由大气向海面输送。近年来,采用超声风温仪等高精度设备的观测结果也证实了冷、暖海雾过程中的湍流热量交换存在明显的差异(Crofoot, 2004; Lennartsson, 2005)。本文的观测结果与Crofoot (2004)的观测结果一致,可以排除观测仪器造成的不确定性。

3.3 湍流热通量的余谱特征

海雾中的湍流热量交换,主要来自风切变产生的机械湍流和雾顶长波辐射冷却产生的热力湍流作用(Stull, 1988)。为了分析两种不同性质的湍流在海雾过程中的作用,本文首先对湍流热通量进行交叉谱分析,并根据其余谱特征区分不同阶段的湍流的性质。

由图7a可见,在雾的形成阶段,4个时次的湍

流热通量余谱在频率分布上比较接近,谱峰值都位于频率 $n=0.08$ 附近;向下热量输送主要是由于频率大于0.01的高频湍流贡献。在发展/维持阶段的初期(图7b),24日21时的热量输送虽然明显增大,但与24日19时的热通量余谱特征接近,谱峰值仍然位于频率 $n=0.08$ 附近。23时的热通量余谱显示,既有高频湍流向下的热量输送,也有低频湍流向上的热量输送,两者共同作用使总热量输送趋于零。25日01时谱宽增大到0.001附近,谱峰值也由高频端向低频端移动,表明低频湍流对热量输送的贡献开始增大;到了25日03时(图7c),谱峰值移动到 $n=0.01$ 附近,低频湍流的贡献已占主要地位,而高频湍流的热量输送减小。在经过强向下热量输送后,25日05时无论在高频端或低频端湍流的热量输送都趋于零。而到了09时,高频湍流的热量输送又重新恢复。最后,在11时消散阶段(图7d)不仅有高频端湍流的向下热量输送,还有低频端($n=0.001$)湍流作用,这似乎与太阳辐射增强导致的雾层增温有关(Nicholls, 1984)。13时,雾已完全消失,此时基本上是高频湍流的热量输送。

本次暖海雾的形成、消散阶段,热量输送主要是频率大于0.01的高频湍流贡献,时间尺度在1 min以下。发展/维持阶段大多数时间也是频率大于0.01的高频湍流贡献;但25日00~04时的热量输送主要是频率分布在0.001~0.01之间的低频湍流作用,时间尺度可达到1~16 min。根据典型的湍流时间尺度,风切变产生的机械湍流时间尺度在1 s~1 min之间,雾或层积云中热力湍流的时间尺度为1 min~1 h(Stull, 1988)。可知,暖海雾

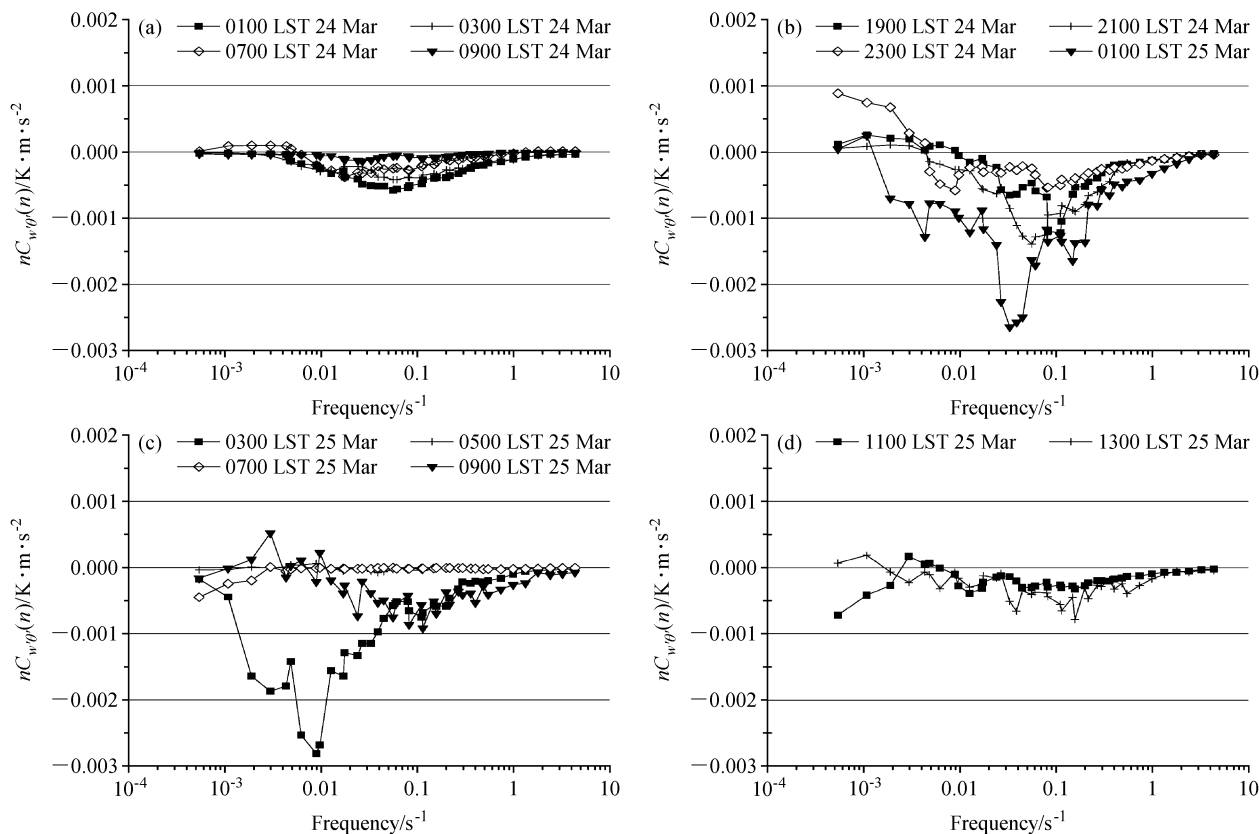


图7 海雾过程中的热通量余谱 (a) 形成阶段、(b、c) 发展/维持阶段和 (d) 消散阶段

Fig. 7 Cospectrum for the heat flux during the sea fog event in (a) formation stage, (b, c) developing/maintaining stage, and (d) dissipation stage

形成、消散阶段的热量输送, 主要与风切变湍流有关; 而发生在 25 日 00~04 时的热量输送, 具有不稳定条件下热力湍流输送的特征, 与雾顶长波辐射冷却有关。

与过去的一些研究不同, 本次暖雾的实测结果表明: 在暖海雾的形成和消散阶段, 风切变湍流对热量输送起主要作用; 而在发展/维持阶段既有风切变湍流的作用, 也有雾顶长波辐射冷却的热力湍流作用。在量级上, 雾顶长波辐射冷却导致的热量输送远大于风切变的输送热量。

3.4 湍流热量输送与气象要素的关系

目前, 对于风切变湍流在暖海雾中的作用, 已有比较一致的看法; 但对雾顶长波辐射冷却在暖海雾中的作用, 认识还很少。由于观测条件的限制, 本次海雾垂直结构的观测时间分辨率不高, 难以反映海雾中复杂的变化过程。下面结合 Vaisala 自动气象站的连续观测数据, 重点分析雾顶长波辐射冷却在暖海雾发展和维持过程中的作用。

图 8 给出了在观测点测量的湍流热通量和 Vaisala 自动气象站观测的气温、相对湿度、风速和风向时间序列。首先, 由图 8a 的气温时间序列可见, 在雾的发展和维持阶段, 雾层中的气温变化异常。24 日 21 时前, 气温变化与常见的气温日变化规律基本一致; 24 日 21 时后, 雾层中出现了明显的增温现象, 并持续到 25 日 06 时左右; 在 25 日 07 时日出后, 随太阳短波辐射加强, 气温反而有所下降。G2559 自动气象站位于观测点西北侧约 20 km (图 4 中“十”处), 由 G2559 号自动站的气温与露点变化 (图 9) 可见: 该站的温度露点差达到 2℃左右, 并未受到雾的影响; 24 日 21 时后, 气温和露点也都出现明显的上升现象; 25 日 07 时后虽然太阳短波辐射开始加强, 但气温和露点的变化并不大。G2559 号自动站的气温和露点变化表明: 引起观测点夜间气温上升的主要原因, 是由于来自海上的暖、湿空气平流输送有所加强; 而 25 日 07 时后观测点的气温变化还与雾中的复杂物理过程

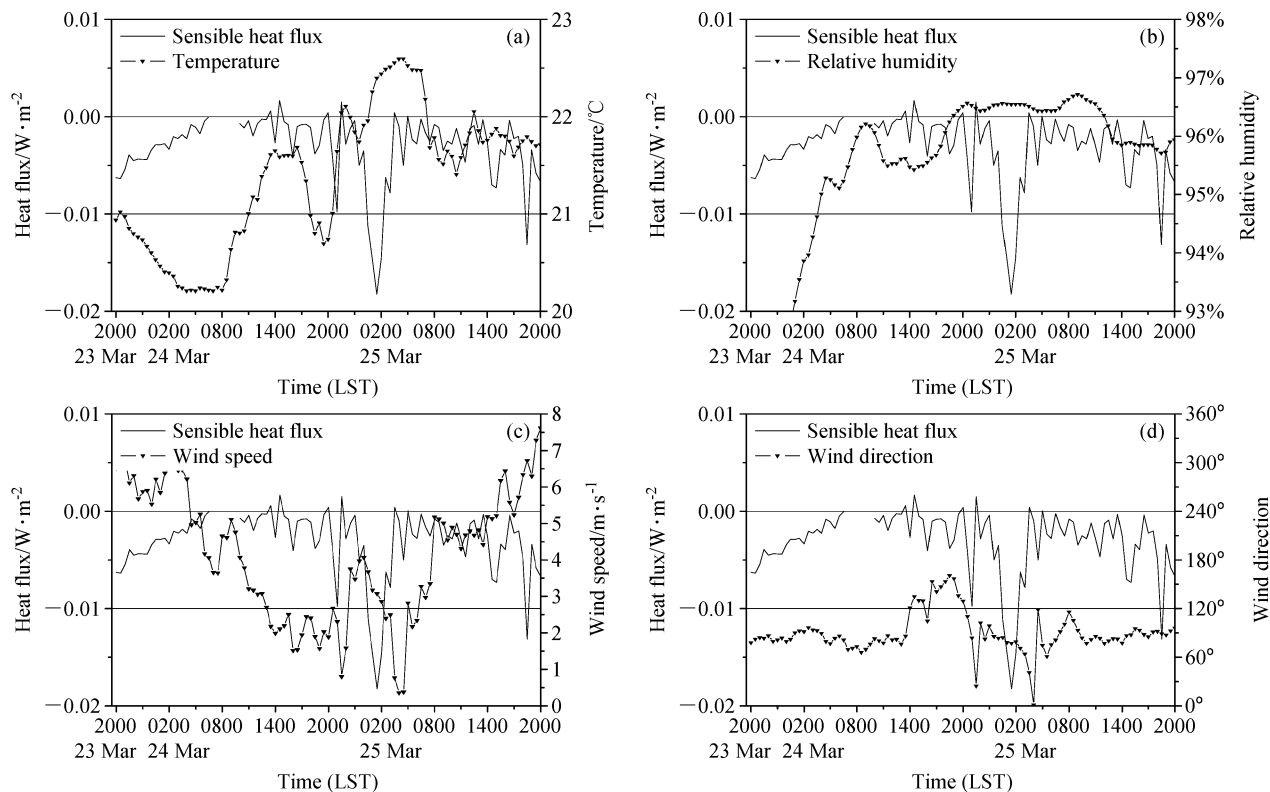


图8 海雾过程中热通量与(a)气温、(b)相对湿度、(c)风速、(d)风向的时间序列

Fig. 8 The time series of the sensible heat flux vs. (a) air temperature, (b) relative humidity, (c) wind speed, and (d) wind direction during the sea fog event

有关。

虽然观测点受暖湿平流增温效应的影响, 仔细对比温度与湍流热通量的关系, 仍可发现观测点温度变化也有湍流热量输送的贡献。由图 5a、b 的温度廓线可见, 虽然 24 日 23 时和 25 日 05 时都受到暖平流的影响, 但 25 日 05 时近海面气温比 24 日 23 时上升了近 2°C , 同时还出现相对湿度下降的现象, 这与 G2559 号自动站的温度变化趋势明显不同 (图 9)。另外, Vaisala 自动气象站观测的气温变化也可见 (图 8a), 当 00~04 时出现强热量输送时, 气温随之显著上升; 而热量输送减弱后, 气温也随之下降, 气温变化略滞后于热通量。这与 G2559 号自动站气温变化趋势的差异更为明显。Nicholls (1984) 指出, 当雾顶长波辐射冷却引发的热力混合持续加强, 会导致雾顶以上的干、暖空气夹卷进入雾层增加, 造成雾层内气温上升、湿度下降。另外, 强热力混合作用也会使雾层的热力性质趋于一致、湍流活动减弱, 其结果一方面使向下动量输送减弱、风速减小, 另一方面也使热量输送减弱、气

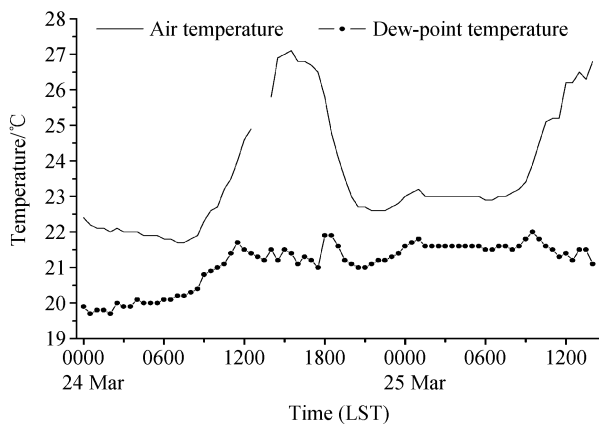


图9 海雾过程中 G2559 自动气象站测量的气温 (实线) 和露点温度 (虚线) 时间序列

Fig. 9 Time series of air temperature (solid line) and dew-point temperature (dashed line) measured at G2559 automatic weather station during the sea fog event

温变化减小 (Rogers and Koračin, 1992)。由图 8c、d 也可见, 这一现象在风向和风速的变化上也有明显反映。

分析 25 日 00~04 时的相对湿度与热通量的关

系也可知,雾顶长波辐射冷却对近海面雾层起到一定的降湿作用。由图 8b 可见,25 日 00~04 时的相对湿度变化与热通量有很好的对应关系。当 25 日 00~04 时出现强热量输送时,相对湿度略有增加;25 日 04 时后的热量输送减弱,相对湿度有所下降。25 日 04 时后相对湿度下降,在 25 日 05 时的垂直结构观测中(图 5b)也有所反映。显然相对湿度的变化与暖、湿平流的关系不大。Findlater et al. (1989) 的观测结果显示,雾顶长波辐射的冷却作用使雾顶温度最低,雾滴往往集中在雾顶附近。当雾层中的热力混合较强时,雾滴也随之向下输送,雾滴蒸发可使雾层的相对湿度维持在一定的水平;但垂直混合减弱后,雾滴向下输送减少,必然导致蒸发量减少、相对湿度下降。

在雾发展/维持阶段的后期(25 日 07~10 时),虽有太阳短波辐射的加热作用,但雾层中反而出现气温下降、相对湿度上升的现象(图 8a、b)。低云和近海面层存在湍流冷却作用,有可能是这一现象出现的主要原因。一方面干暖空气夹卷进入雾层,可使雾层破碎形成低云;另一方面日出后雾顶入射短波辐射大于向外长波辐射,也可导致雾层内形成多层逆温,使雾层破碎(Rogers and Koraćin, 1992)。低云可起到阻挡太阳短波辐射对近海面层空气的加热作用;同时,多层逆温也将水汽限制在更小的垂直范围内(Nicholls, 1984),当近海面风切变加强时,湍流热量输送的冷却作用,有可能使近海面空气又达到饱和,雾重新恢复。

王彬华(1983)认为:雾顶长波辐射冷却对暖海雾起到降温作用,常常使暖海雾的雾层加厚、雾

性增浓。本文的实测结果表明:雾顶长波辐射冷却虽然对暖海雾的垂直发展起到一定作用,但同时也对雾层起到增温和降湿作用。

4 讨论

在冷海雾中,雾顶长波辐射冷却产生向上的热量输送,对雾层起到冷却作用(Roach, 1995)。本项观测显示:在暖海雾中,雾顶长波辐射冷却引发的湍流热量输送,无论在输送方向,还是在作用效果上,都与冷海雾相反。对于这一现象的出现原因,迄今为止还没有很好的解释。

Findlater et al. (1989) 和 Koracin et al. (2005b) 都指出:雾顶长波辐射冷却的热力混合作用在冷海雾中可形成一个由海面至雾顶的充分混合层,气温在垂直方向上呈湿绝热递减分布(图 10a)。由本次暖海雾的温度廓线(图 5)可知,近海面雾层中有逆温现象,即:在强暖平流作用下,雾顶长波辐射冷却引发的垂直混合有可能只形成一个非充分的混合层。根据暖海雾结构示意图(图 10b),以暖平流中心轴为界,可将非充分混合的雾层分为高层、低层两部分。低层以风切变湍流的热量输送为主,由大气向冷海面输送;而高层的热量交换过程与 Findlater et al. (1989) 描述的冷海雾过程类似,即:雾顶附近的冷空气下沉,暖平流中心轴附近的暖空气上升,由此产生向上的热量输送。但当暖平流加强时,暖平流中心轴附近的气温与雾顶附近的气温梯度增大,会使雾层内稳定度减弱、热力垂直混合加强。强热力垂直混合的作用一方面可引发雾顶以上干、暖空气夹卷进入雾层,另一方

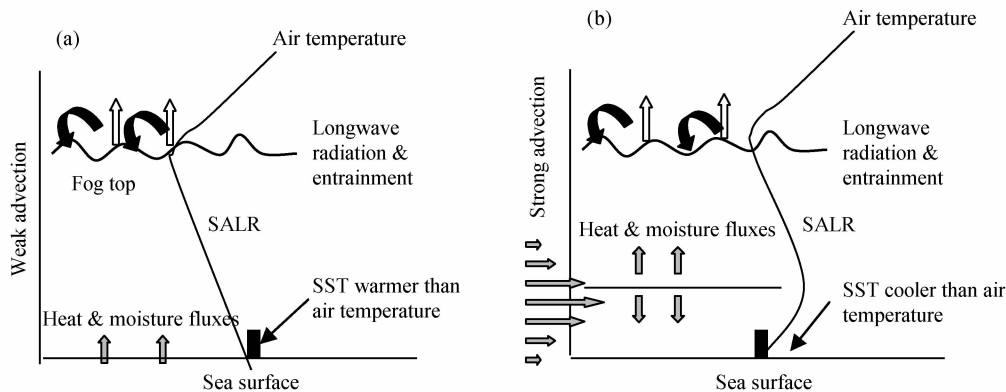


图 10 (a) 冷海雾示意图(Findlater et al., 1989); (b) 暖海雾示意图。SALR: 湿绝热递减率

Fig. 10 Schematic diagrams of (a) cold sea fog derived from Findlater et al. (1989) and (b) warm sea fog obtained in the present study.

SALR: saturated adiabatic lapse rate

面也对暖平流中心轴附近的空气产生向下的强迫。当热力垂直混合导致的暖空气向下输送,进入暖平流中心轴以下相对较冷的雾层时,其效果是产生向下的热量通量(Stull, 1988),并使近海面雾层气温上升、相对湿度下降。

5 结论

本文根据 2007 年 3 月 24~25 日一次暖海雾过程的湍流观测数据,结合观测期间获取天气、气象和垂直结构等数据,分析了暖海雾的宏观特征和湍流热量交换特征,并在区分风切变机械湍流与雾顶长波辐射冷却热力湍流输送的基础上,着重分析了两种不同性质湍流对暖海雾发展/维持的作用。得到初步结论如下:

(1) 本次海雾是在西南低压和变性冷高压外围环流的共同作用下,来自南海东部暖水区的暖空气平流到近岸冷海面上形成的暖海雾。与冷海雾相比,暖海雾过程中由于存在暖平流的作用,雾层的结构和湍流热量交换机制更为复杂。

(2) 在海雾的形成、消散阶段,风切变湍流的热量输送起主要作用;而在发展/维持阶段既有风切变湍流的热量输送,也有雾顶长波辐射冷却热力湍流的热量输送。在量级上,雾顶长波辐射冷却导致的热量输送远大于风切变的输送热量。

(3) 在暖海雾中,风切变湍流由大气向海面输送热量,对近海面空气起到降温和增湿作用,有利于雾的发展和维持;雾顶长波辐射冷却导致的热量输送,方向上与风切变湍流的输送方向一致,但对雾层起到增温和降湿作用,使雾趋于消散。

(4) 在强暖湿平流条件下,雾顶长波辐射冷却的热力混合作用强迫高层暖空气进入近海面相对较冷的雾层,有可能是出现向下热量输送,并造成近海面雾层增温、降湿的主要原因。暖海雾的湍流热量交换机制与雾层中非充分混合结构有关。

参考文献 (References)

Crofoot R F. 2004. Investigations of scalar transfer coefficients in fog during the Coupled Boundary Layers and Air - Sea Transfer experiment, a case study [D]. M. S. Thesis, WHOI/MIT Joint Program.

Douglas C. 1930. Cold fogs over the sea [J]. Meteor. Mag., 65: 133 - 135.

Edson J, Crawford T, Crescenti J, et al. 2007. The coupled boundary layers and air - sea transfer experiment in low winds [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 88: 341 - 356.

Filonczuk M K, Cayan D R, Riddle L G. 1995. Variability of marine fog along the California Coast [R]. Report 95-2. Scripps Institution of Oceanography, La Jolla, CA, 92093 - 0224.

Findlater J, Roach W, McHugh B. 1989. The haar of north-east Scotland [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 115: 581 - 608.

Finnigan J J, Clement R, Malhi Y. 2003. A re-evaluation of long-term flux measurement techniques. Part I: Averaging and coordinate rotation [J]. Bound. -Layer Meteor., 107: 1 - 48.

Gao Shanhong, Lin Hang, Shen Biao, et al. 2007. A heavy sea fog event over the Yellow Sea in March 2005: Analysis and numerical modeling [J]. Adv. Atmos. Sci., 24: 65 - 81.

Garratt J R. 1992. The Atmospheric Boundary Layer [M]. Cambridge: Cambridge University Press, 320pp.

何云开, 黄健, 贺志刚, 等. 2008. 南海北部近岸春季海雾的年际变化 [J]. 热带海洋学报, 27 (5): 6 - 11. He Yunkai, Huang Jian, He Zhigang, et al. 2008. Inter-annual variability of spring sea fog over northern South China Sea [J]. Journal of Tropical Oceanography (in Chinese), 27 (5): 6 - 11.

胡瑞金, 董克惠, 周发琇. 2006. 海雾生成过程中平流、湍流和辐射效应的数值试验 [J]. 海洋科学进展, 24 (2): 156 - 165. Hu Ruijin, Dong Kehui, Zhou Faxiu. 2006. Numerical experiments with the advection, turbulence and radiation effects in the sea fog formation process [J]. Advance Marine Science (in Chinese), 24 (2): 156 - 165.

Kaimal J C. 1975. Sensors and techniques for direct measurement of turbulent fluxes and profiles in the atmospheric surface layer [R]. Atmospheric Technology, Tech., No. 7.

Koracin D, Leipper D F, Lewis J M. 2005a. Modeling sea fog on the U. S. California coast during a hot spell event [J]. Geofizika, 22: 59 - 82.

Koracin D, Businger J A, Dorman C E, et al. 2005b. Formation, evolution, and dissipation of coastal sea fog [J]. Bound. -Layer Meteor., 117: 447 - 478.

Lamb H. 1943. Haars or North Sea fogs on the coasts of Great Britain [R]. Meteorology Office Publication M. O. 504

Leipper D. 1945. Forecasting summer fog at Shemya, Alaska [R]. Weather Central, Alaska, 11th Weather Region. Air Weather Service Tech. Rep. 105 - 45. 45pp.

Leipper D F. 1994. Fog on the U. S. West Coast: A review [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 75: 229 - 240.

Lennartsson L. 2005. Influence of fog on stratification and turbulent fluxes over the ocean [D]. M. S. Thesis, Institute of meteorology at Uppsala University.

Lewis J M, Koracin D, Redmond K T. 2004. Sea fog research in the United Kingdom and United States: A historical essay including outlook [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 75: 395 - 408.

Nicholls S. 1984. The dynamics of stratocumulus: Aircraft observa-

- tions and comparisons with a mixed layer model [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 110: 783–820.
- Pepper D W, Lee S C. 1975. Transport phenomena in thermally stratified boundary layers [J]. *J. Heat Transfer*, 2: 60–65.
- Pilié R, Mack E J, Rogers C W, et al. 1979. The formation of marine fog and the development of fog-stratus systems along the California coast [J]. *J. Appl. Meteor.*, 18: 1275–1286.
- Roach W T. 1995. Back to basics, Fog, Part 3—The formation and dissipation of sea fog [J]. *Weather*, 50: 80–84
- Rodhe B. 1962. The effect of turbulence on fog formation [J]. *Tellus*, 14: 49–86
- Rogers D P, Koracin D. 1992. Radiative transfer and turbulence in the cloud-topped marine atmospheric boundary layer [J]. *J. Atmos. Sci.*, 49: 1473–1486.
- Schuepp P H, Leclerc M Y, MacPherson J I, et al. 1990. Footprint prediction of scalar fluxes from analytical solutions of the diffusion equation [J]. *Bound.-Layer Meteor.*, 50: 355–373.
- Stull R B. 1988. *An Introduction to Boundary Layer Meteorology* [M]. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 670pp.
- Taylor G I. 1917. The formation of fog and mist [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 43: 241–268.
- 王彬华. 1983. 海雾 [M]. 北京: 海洋出版社, 352pp. Wang Bin-hua. 1983. *Sea Fog (in Chinese)* [M]. Beijing: China Ocean Press, 352pp.
- 周发琇, 刘龙太. 1986. 长江口及济州岛邻近海域综合调查报告 (海雾) [J]. *山东海洋学院学报*, 16 (1): 115–131. Zhou Faxiu, Liu Longtai. 1986. The report of comprehensive investigation for the adjacent seas of the mouth of Changjiang River and Jeju Island; Sea fog [J]. *Acta Shandong Institute of Oceanography (in Chinese)*, 16 (1): 115–131.