

王倩, 时晓曦, 张苏平. 台风“利奇马”(1909)登陆青岛时黄海北部一次海雾过程的观测分析[J]. 海洋学报, 2024, 46(4): 34–46, doi:10.12284/hyxb2024027

Wang Qian, Shi Xiaomeng, Zhang Suping. Observational analyses of a sea fog event over the northern Yellow Sea when Typhoon “Lekima” (1909) landed on Qingdao[J]. Haiyang Xuebao, 2024, 46(4): 34–46, doi:10.12284/hyxb2024027

台风“利奇马”(1909)登陆青岛时黄海北部一次海雾过程的观测分析

王倩^{1,2}, 时晓曦^{1,2*}, 张苏平³

(1. 山东省气象防灾减灾重点实验室, 山东 济南 250031; 2. 青岛市气象台, 山东 青岛 266003; 3. 中国海洋大学 物理海洋教育部重点实验室/海洋-大气相互作用与气候山东省重点实验室, 山东 青岛 266100)

摘要: 利用多种观测数据、再分析数据和后向追踪模式, 分析了 2019 年 9 号台风“利奇马”影响黄海北部期间发生的一次海雾过程, 结果表明台风影响下的环流形势是此次海雾形成并影响沿海的决定性因素。来自黄海南部的暖湿气团在台风中心右侧较冷的海面凝结成雾, 台风中心右侧区域的偏南气流不仅使黄海南部的暖湿空气不断向北输送, 为海雾的形成和发展提供充足的水汽, 而且其从黄海西岸带来的暖气团和台风中心区域的下沉气流在雾区上空形成了显著逆温层, 在大气边界层内形成了“上稳下湍”的层结结构, 也有利于海雾在岸滨及内陆地区的维持和发展。而台风后部水平风转向和台风中心外围增强的水平风加强了大气边界层底部的垂直风切变, 从而导致湍流混合增强和大气边界层稳定度下降, 这是引发海雾消散的重要原因。

关键词: 海雾; 台风; 大气边界层结构; 黄海

中图分类号: P714⁺.2

文献标志码: A

文章编号: 0253-4193(2024)04-0034-13

1 引言

海雾是海洋和岸滨上空大气边界层中发生的水汽凝结现象, 致使大气水平能见度(以下简称大气能见度)低于 1 000 m、需高度关注的灾害性天气现象^[1]。海雾具有较为明显的区域性特征, 黄海西岸是海雾最多的区域之一, 在春夏季节(4–7 月)受来自热带的暖湿气流影响, 容易形成平流冷却雾; 8–10 月海雾发生频率逐渐下降, 呈现一定的季风气候特征^[1]。并且在海洋性季风影响下, 海雾不仅影响海洋及岸滨地区, 也可能会从近海入侵内陆区域, 进而影响陆地上空的大气能见度^[2]。已有的观测和数值模拟研究表明, 大气边界层具有的逆温或等温结构有利

于平流雾的形成和发展^[1,3–6], 并且大气边界层垂直结构的季节变化特征会导致夏季和春季的黄海海雾特征有所不同^[7], 表明大气边界层变化机制的复杂性以及对海雾生消的重要影响。

不同天气过程会对大气边界层的垂直结构有不同影响^[8], 进而影响海雾的形成、维持和消散。Wang 等^[9]对杭州湾海雾研究发现, 梅雨锋前岸滨上空大气边界层内形成的次级环流与向岸风带来的暖湿水汽, 有利于海雾的形成和发展。Lee 和 Chen^[10]发现台风在其移动的右后方象限引起的冷尾流会在低层形成稳定的大气边界层结构, 抑制大气边界层内的对流, 并阻止大气边界层中的空气进入冷流上方和其下游的雨带。而登陆台风眼区内的下沉气流, 更是能够使

收稿日期: 2023-01-18; 修订日期: 2023-05-04。

基金项目: 环渤海区域气象科技协同创新基金项目(QYXM202012, QYXM202110); 山东省气象局科学技术研究项目(2021sdqxm03); 青岛市气象局重点项目(2019qdxz02)。

作者简介: 王倩(1990—), 女, 山东省青岛市人, 博士, 从事中小尺度海气相互作用、海雾预报与机理研究。E-mail: wangqian54a@sina.com

* 通信作者: 时晓曦(1987—), 女, 山东省济南市人, 高级工程师, 主要从事海雾机理和预报技术研究。E-mail: shi198710@126.com

大气边界层从2 km上下迅速下降到500 m上下^[11],并且在发生台风期间发生过大气边界层内大气能见度下降的现象^[12]。那么台风是否会通过影响大气边界层结构而影响海雾,目前还鲜有研究。

在全球气候变化背景下,台风对黄海西岸的影响不断增强^[13],对海上和沿岸人类活动产生了严重影响^[14]。山东半岛沿岸地区,受到沿岸海流、海陆及复杂地形影响,大气边界层的层结结构和变化特征较为复杂,与海雾的关系也十分密切,是此区域海雾预报的难点之一。

本文分析了2019年8月台风“利奇马”影响黄海西岸期间,在青岛东部海面及其沿岸地区发生的一次海雾过程,重点讨论台风对黄海西岸大气边界层垂直结构及海雾过程的影响,有利于加深对黄海近海海雾生消机制的认识。

2 数据和方法

本文使用青岛市沿海及其周围海岛地面气象站

的观测数据、海洋浮标站探测数据、沿海探空观测数据、卫星观测和海雾检测数据、船舶观测数据等对海雾过程进行详细刻画(表1)。探空观测位于青岛站,海洋浮标站位于青岛南部海域;MTSAT(Multi-functional Transport Satellite,多功能运输卫星)-1R卫星红外波段观测数据由日本高知大学提供(<http://weather.is.kochi-u.ac.jp/>),低云和海雾检测系统来自青岛市气象局;国际海气综合资料集(International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set, ICOADS)船舶观测数据和日最优插值海温(Optimum Interpolation Sea Surface Temperature, OISST)V2海温数据由美国国家海洋与大气管理局(<http://icoads.noaa.gov>; <https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.noaa.oisst.v2.html>)提供。本文使用高分辨率再分析数据对边界层结构变化过程进行分析,使用的欧洲中期天气预报中心第五代大气再分析数据集(ECMWF Reanalysis v5, ERA5)全球大气再分析数据由欧洲中期天气预报中心(<https://cds.climate.copernicus.eu/>)提供。

表1 本文使用的各种数据的基本信息

Table 1 Basic information about various data used in the present paper

| 名称 | 变量 | 空间分辨率 | 时间分辨率 |
|------------|---------------------------------------|-----------------------|----------|
| 地面气象站观测 | 气温、相对湿度、大气能见度、降水量、10 min平均水平风向风速、降雨量等 | - | 10 min |
| L波段雷达探空观测 | 气温、气压、相对湿度、水平风向风速 | 10 m | 每日8时和20时 |
| 海洋浮标观测 | 海温 | - | 10 min |
| 风廓线加密观测 | 水平风向风速 | 10 m | 每日2时 |
| ICOADS船舶观测 | 坐标、时间、水平风向风速、大气能见度、云量、云高、气温、海温、天气现象等 | - | 任意时间 |
| OISST V2 | 海温 | 0.25° × 0.25° | 日平均 |
| MTSAT-1R云图 | 亮温 | 0.05° × 0.05° | 1 h |
| ERA5再分析数据 | 气温、相对湿度、比湿、经向和纬向风速、垂直速度 | 0.25° × 0.25°; 25 hPa | 1 h |

混合单粒子拉格朗日综合轨迹模型(Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory, HYSPLIT)是美国国家海洋与大气管理局和澳大利亚气象局联合研发的一种用于计算和分析大气污染物输送、扩散轨迹的专业模式,能较好地后向追踪空气微团来源。本文使用HYSPLIT模式进行气块的后向追踪轨迹计算,模式输入数据为美国国家环境预报中心提供的全球资料同化系统(Global Data Assimilation System, GDAS)格点数据,模式计算大气边界层(混合层)高度的方法为干绝热法(气块法)。

本文利用青岛站探空资料分析大气边界层垂直结构时,使用干绝热法(气块法)计算大气边界层高度,与HYSPLIT模式计算大气边界层高度的方法一

致,并计算Richardson数:

$$Ri = \frac{g}{\theta_{sc}} \frac{\partial \theta_v / \partial z}{(\partial u / \partial z)^2 + (\partial v / \partial z)^2}, \quad (1)$$

其中 θ_v 代表虚位温; u 和 v 分别为纬向和径向水平风速; g 为重力加速度; Ri 表示机械剪切项和浮力项对湍流作用的相对贡献大小,当 $Ri < 0.25$ 时认为机械剪切项有足够的能量产生湍流^[15],以此分析大气边界层内的大气湍流变化和海雾发展及消散的原因。

3 海雾过程观测实况

3.1 台风实况

2019年8月10日,超强台风“利奇马”(1909)在浙江省南部沿海登陆后,纵穿浙江、江苏两省并移入黄海

海面,在我国东部地区 and 海区产生了较强影响^[16-17]。8月11日20时50分(北京时,英文简称BJT,下同),“利奇马”到达青岛市薛家岛沿岸,强度为热带风暴级,并继续向西北方向移动,至青岛市红石崖再次登陆,登陆时最大风速达23 m/s。11日21时的海平面气压场和红外卫星云图(图1)显示,此时台风结构较

为清晰,等压线密集且呈圆形闭合。卫星云图上螺旋云系结构明显,但较分散,椭圆形眼区被低云覆盖,结构并不清晰。青岛地区及近海海域位于台风眼区,被台风的移动路径分为左、右两部分,此次由台风云系伴随的海雾过程主要发生在台风移动路径的右侧区域(距台风中心100 km半径范围,下同)。

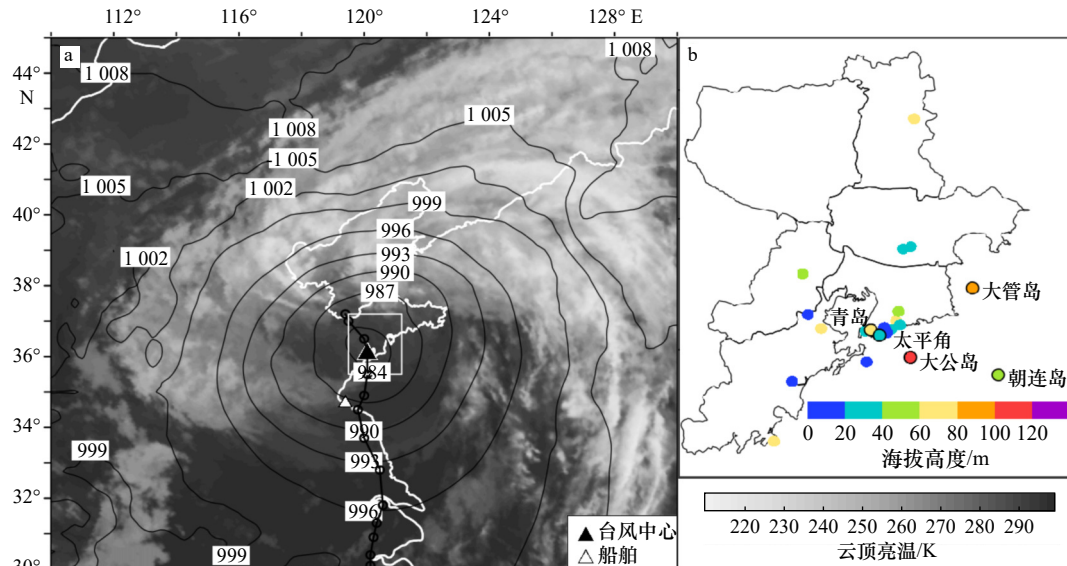


图1 2019年8月11日21时MTSAT-1R卫星IR1通道云图(a)和青岛区域大气能见度观测站点海拔高度(b)
Fig. 1 The MTSAT-IR1 satellite image at 21:00 BJT 11 August 2019 (a) and the heights of atmospheric visibility stations around Qingdao (b)

图a中黑色等值线为海平面气压/hPa,黑色折线为10日15时至12日06时的台风中心移动路径,黑色圆圈表示每3h台风中心的位置,11日21时的台风中心位置使用白框黑色三角形标注,表1中船舶观测位置使用黑框白色三角形标注;图b范围如图a中白色方框所示,圆点为青岛地区大气能见度仪所在站点位置,其中青岛站(QD)、太平角站(TPJ)、大公岛站(DGD)、朝连岛站(CLD)和大管岛站(GD)用黑框圆点标注(下同)

In Fig. 1a, black contours: the sea level pressure/hPa, black circles and connecting line: typhoon moving track and the center locations with 3-h intervals from 15:00 BJT 10 to 06:00 BJT 12, black triangle with white frame: the typhoon center at 21:00 BJT 11, white triangle with black frame: the location of the ship in ICOADS data in Table 1. The white rectangular frame in Fig. 1a marks the area of Fig. 1b, the dots mark the locations of visibility stations, and the QD, TPJ, DGD, CLD and GD stations are marked with black circles (the same below)

3.2 海雾实况

11日17时至20时,青岛东部海域海岛站接连出现大气能见度大幅下降的现象并迅速向青岛沿岸地区发展(图2)。21时青岛大部分沿岸站点大气能见度降至1000 m以下,内陆站点出现了大气能见度低于2000 m的现象,人工观测判断此时出现了大雾天气并发布大雾预警。23时,低大气能见度区域移至胶州湾以西地区,而沿海地区大气能见度显著升高,直至12日00时后青岛地区全部站点大气能见度升高至1000 m以上。

对比卫星检测雾区与大气能见度观测(图2b,图3b),可以判断11日20时前后有海雾出现在青岛南部海域及岸滨区域。但同时由卫星云图(图1a)可

知,台风系统内的低云大范围覆盖着黄海海域,黄海海域云顶亮温在285~287 K之间,对应20时探空数据的温度廓线,可以粗略判断出此时云顶高度在2800~3300 m。大量低云使得雾检测系统很难从卫星观测数据中判识黄海海域是否存在海雾,但仍然在台风后方云顶亮温较低的黄海部分海域识别出了零散的雾区(图3a,图3c),说明黄海海域上空判识为云的区域也可能有海雾存在。

在台风影响期间,黄海海域的船舶观测数据较少,仅在青岛西南方向的连云港附近海域有一组连续9 h的观测数据(表2),并且此处与青岛附近海域有相近且连续的云顶亮温(图1a)。船舶观测数据进一步证实了黄海海域被大量低云覆盖,部分海域

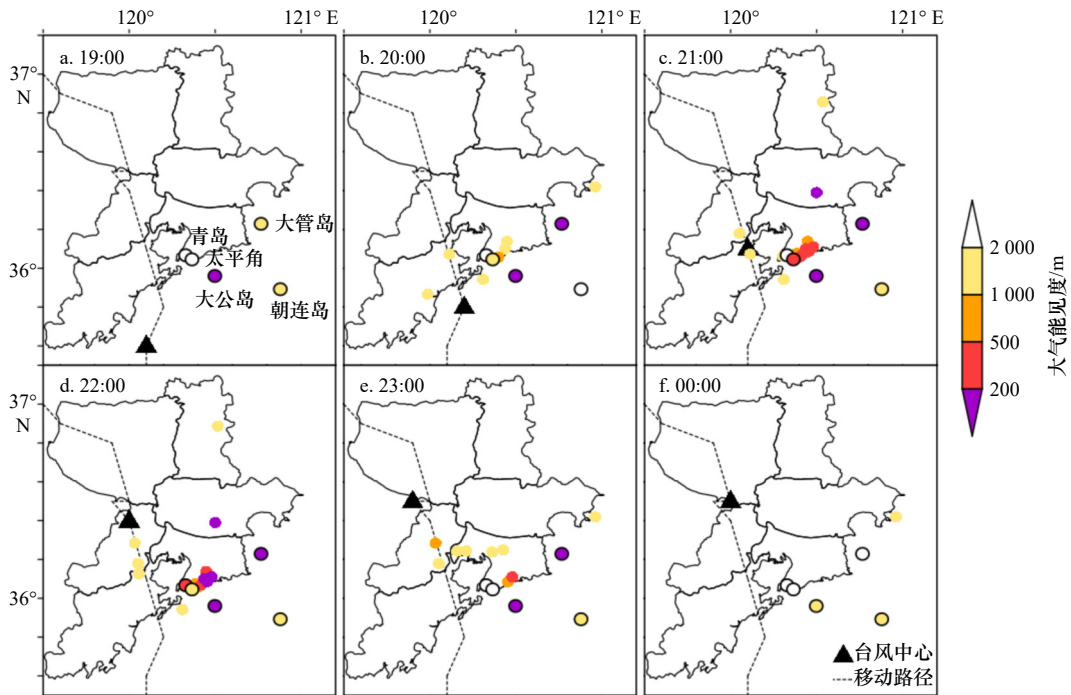


图2 2019年8月11日19时(a)、20时(b)、21时(c)、22时(d)、23时(e)和12日00时(f)青岛地区大气水平能见度分布
 Fig. 2 The hourly atmospheric visibility around Qingdao area at 19:00 (a), 20:00 (b), 21:00(c), 22:00 (d), 23:00 (e) BJT 11 and 00:00 (f) BJT 12 August 2019

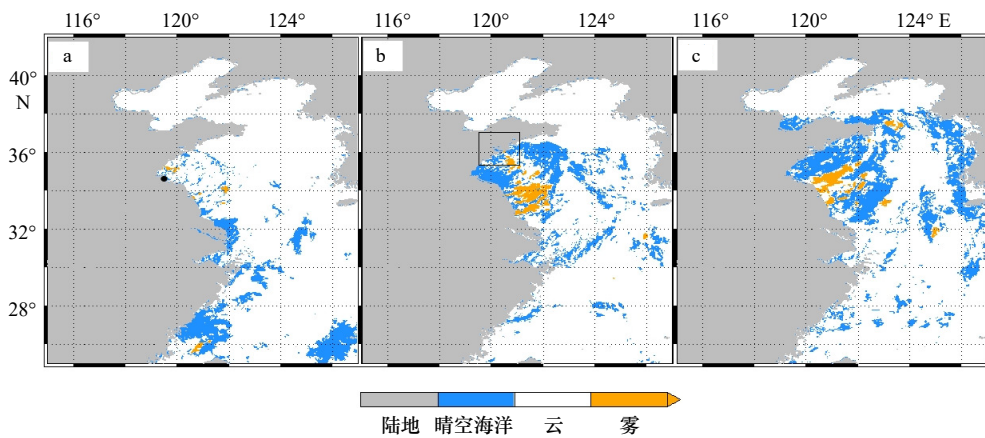


图3 2019年8月11日18时(a)、20时(b)和22时(c)黄海海雾卫星检测结果
 Fig. 3 MTSAT satellite images and back calculation at 18:00 (a), 20:00 (b), 22:00 (c) BJT 11 August 2019

图3a中以黑色圆点标注表1中船舶位置;图3b中黑色方框所示区域为图2所示范围

In Fig.3a, the black circle marks the location of the ship in ICOADS data in Table 1. The black frame in Fig.3b marks the area shown in Fig.2

内出现了大气能见度较低(< 2000 m)的雾或轻雾,其附近海域中的雾区在卫星检测结果中也有所体现(图3a)。

3.3 地面观测分析

从大气能见度观测(图2)可知,雾区最先出现在青岛东南近海海域(距岸约80 km范围内),位于台风移动的右前方象限内(距台风中心100 km半径范围,下同),并随台风中心的移动而逐渐向北部海域和陆地延伸。11日16-20时,海岛站大气能见度接连下降

(图2a,图2b)的同时,水平风向转为东南风(图5b),受站点高度(图1b)的影响,各海岛站水平风速差异较大,为4.5~12.7 m/s(图4a,图4b和图5b),随着台风从青岛南部海域向岸滨移动,青岛沿岸及内陆站点水平风速迅速下降至4 m/s以下(图4a,图4b),为雾区的扩散和维持提供了有利条件^[1]。之后青岛东部和北部沿岸地区大气能见度迅速下降,每小时降幅为2000~3000 m(图2c,图2d和图5a),这说明海雾在青岛东南海域形成后,随东南风移动至西北方向岸滨

表 2 ICOADS 船舶观测数据
Table 2 ICOADS ship observations data

| 位置 | 日期(日/时) | 风向/(°) | 风速/(m·s ⁻¹) | 大气能见度/km | 天气现象 | 气温/°C | 海温/°C | 云量/成 | 云高/m |
|--------------------|---------|--------|-------------------------|----------|-------|-------|-------|------|-------------|
| 34.7°N, 119.4°E | 11/16 | 270 | 11.3 | 4 | 连续性中雨 | 25 | 25 | 不明 | 1 500~2 000 |
| | 11/17 | 270 | 9.3 | 4 | 连续性中雨 | 26 | 26 | 不明 | >2 500 |
| | 11/18 | 270 | 7.7 | 4 | 间歇性小雨 | 26 | 26 | 不明 | >2 500 |
| | 11/19 | 240 | 9.8 | 4 | 云在增厚 | 24 | 22.5 | 9~10 | 1 000~1 500 |
| | 11/20 | - | - | 2 | 云在变薄 | 24 | 22.5 | 9~10 | 2 000~2 500 |
| | 11/21 | 240 | 12.9 | 2 | 云在变薄 | 23 | 21.5 | 9~10 | 2 000~2 500 |
| | 11/22 | - | - | 2 | 云无变化 | 23 | 21.5 | 9~10 | 2 000~2 500 |
| | 11/23 | - | - | 2 | 云无变化 | 23 | 21.5 | 9~10 | 2 000~2 500 |
| | 12/00 | 250 | 7.7 | 10 | 云在增厚 | 23 | 21.5 | 2~3 | 1 000~1 500 |

(图 2a, 图 2b, 图 2c), 表现出平流雾特征^[1]。在此过程中, 最低大气能见度最小值的空间分布并不均匀, 大气能见度低于 200 m 的区域集中在青岛站东北侧岸滨及近海区域, 而青岛站西南侧站点、大管岛站北侧站点以及东侧朝连岛站大气能见度保持在 1 000 m 以上(图 2d), 表明雾区形成时范围局限在青岛东南近海, 中心浓度较强且移动时分布不均, 这也是海雾向陆地移动时的特征之一^[18]。

同时受台风系统的影响, 11 日白天产生的间歇性降水使青岛地区的相对湿度一直维持在较高水平(图 5c, 图 5e), 海雾形成前青岛地区全部站点的相对

湿度均已在 90 % 以上(图 4d), 持续的偏东风和东南风也为青岛地区带来充沛水汽(图 5b, 图 5c), 使得青岛地区的相对湿度继续增加(图 4d, 图 4e, 图 4f), 有利于海雾的维持和发展。

以大公岛站和太平角站分别代表海岛站和岸滨站, 结合青岛站, 使用连续观测数据对海雾在海区形成后发展至岸滨阶段进行分析。可以发现在此期间, 除大公岛站出现气温下降的现象外, 太平角站和青岛站气温均有升高, 这表明两站相对湿度的增加是由于水汽的增加造成的(图 5c, 图 5d), 这也是使得海雾在岸滨维持和发展的原因之一。对比各站气温与海温

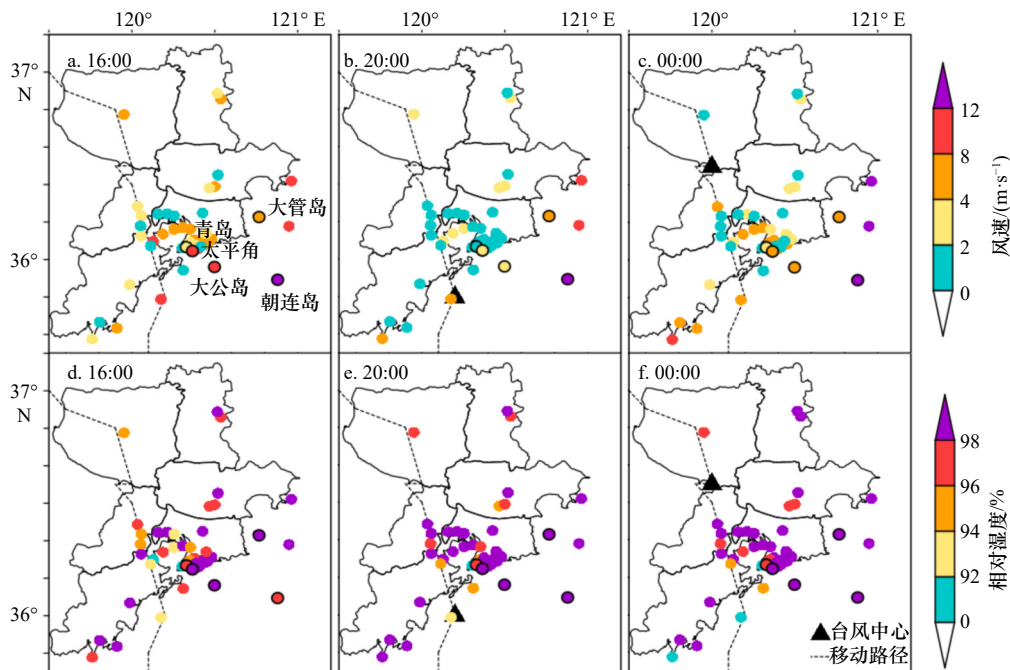


图 4 2019 年 8 月 11 日 16 时、20 时和 12 日 00 时青岛地区水平风速 (a-c) 和相对湿度 (d-f)

Fig. 4 Wind speeds (a-c) and relative humidities (d-f) at 16:00 BJT 11, 20:00 BJT 11 and 00:00 BJT 12 August 2019, respectively

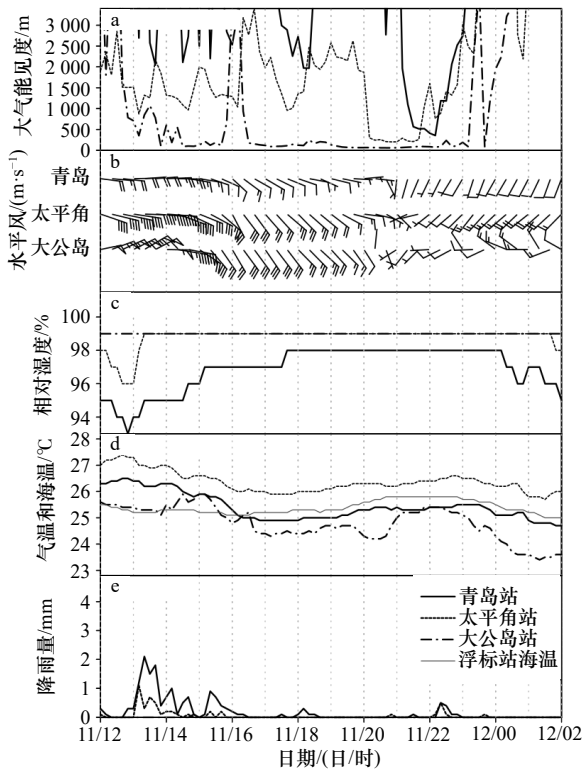


图5 8月11日12时至12日02时青岛站、太平角站和大公岛站大气能见度(a)、水平风(b)、相对湿度(c)、气温和浮标站海温(d)、降雨量(e)的时间序列

Fig. 5 The time series of observed atmospheric visibility (a), horizontal winds (b), relative humidity (c), air temperature (d) and precipitation (e) in QD, TPJ and DGD stations every 10 minutes from 12:00 BJT 11 to 02:00 BJT 12

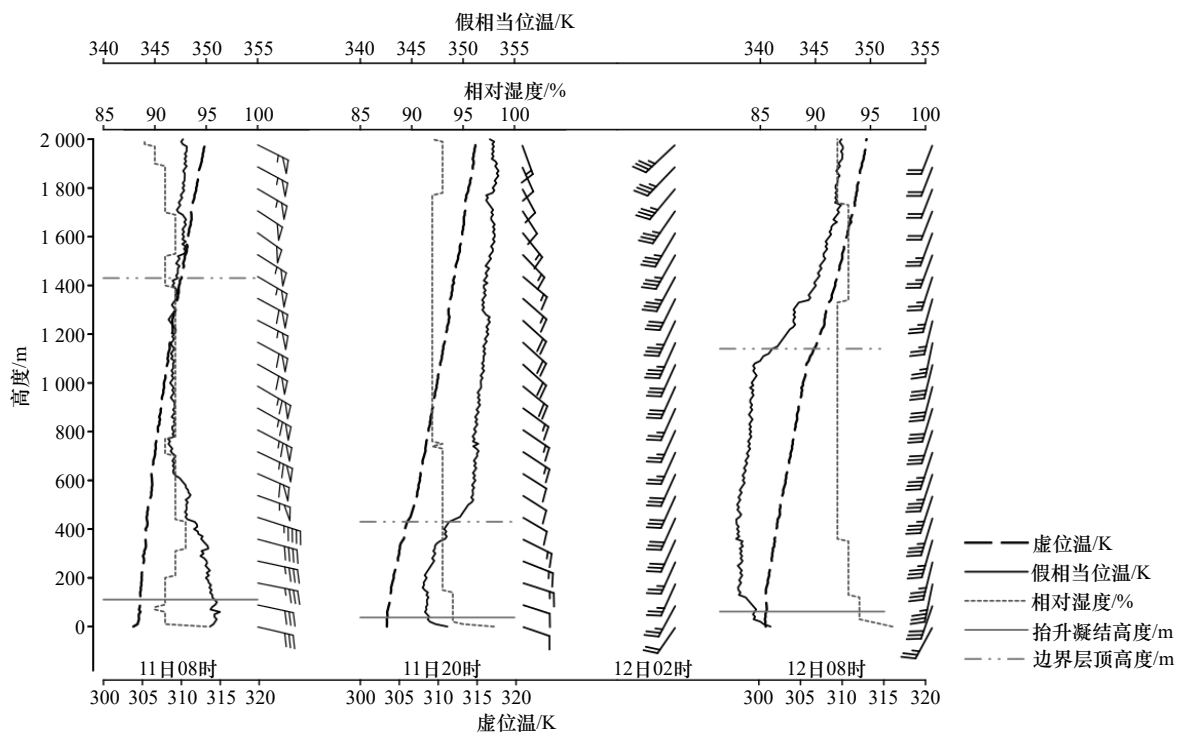


图6 2019年8月11日08时至12日08时青岛站探空曲线

Fig. 6 GPS soundings at QD station from 08: 00 BJT 11 to 08: 00 BJT 12 August 2019

之间的温差(图5d),可以发现在16时之前,各站气温均高于海温,并且温差小于 2°C ,表明此时青岛近海海气界面较为稳定,有利于海雾形成^[7]。之后尽管各站气温逐渐下降,但太平角站气海温差仍然保持在 1°C 左右,为海雾在青岛岸滨发展提供了有利条件。在海雾消散期间,随着台风继续向西北方向移动,表面风逐渐增强并从东南风转为西北风(图4c,图5b),伴随气温的下降,各站相对湿度也出现不同程度的下降(图4e,图4f和图5c),可能是导致海雾在海上消散的原因之一(图3a,图4b)。

4 影响海雾过程的因素

4.1 湍流与静力稳定度

强稳定层结是海雾入侵陆地后继续维持和发展的重要因素^[3]。由青岛站探空观测分析可知,海雾发生前,受逐渐靠近的台风系统的影响(图1a),青岛地区低层相对湿度虽然较高(图6,图7b),但低层风切变较强(图7a)。特别是11日2–8时,在抬升凝结高度和大气边界层顶之间,低层低静力稳定度($\partial\theta_{se}/\partial z$)与强水平风切变配合,湍流不断向上发展($Ri \leq 1$),使得高层抬升增厚,有利于积云发展和降水的形成。而在11日20时,伴随着沿岸站点大气能见度的迅速下降(图2b,图5a),大气边界层顶高度显著降低(图6),其附近出现了明显的稳定层结(图7a),特别

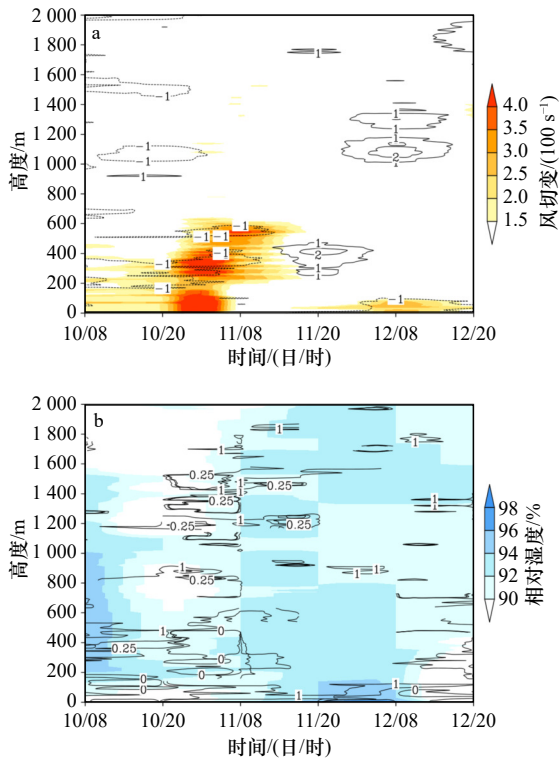


图7 2019年8月10日08时至12日20时青岛站探空观测数据计算垂直风切变和静力稳定度(a)及 Ri 数及相对湿度的时间序列(b)

Fig. 7 The time series of vertical wind shear and static stability (a), relative humidity and Richardson number calculated (b), from GPS sounding data at QD station from 08:00 BJT 11 to 20:00 BJT 12 August 2019

图 a 中等值线表示静力稳定度 (单位: $K/100\text{ m}$),

图 b 中等值线表示 Ri 数

Contours in Fig. a: static stability of atmosphere (unit: $K/100\text{ m}$),
contours in Fig. b: Richardson number

是在 $500\sim 1\,300\text{ m}$ 高度上, 虚位温 (θ_v) 和假相当位温 (θ_{se}) 较底层显著升高, θ_{se} 垂直变化较小且与 θ_v 的温差明显, 表明此高度上有暖湿气团移入, 这可能是形成稳定层结的主要原因。同时, 随着台风中心靠近青岛沿岸, 沿岸及近海从地面到高空的水平风速迅速下降 (图 4b, 图 5b), 整层水平风切变明显减弱, 仅有近地面层有较弱的垂直切变和弱静力不稳定层 (图 7a), 是典型雾层层结特征, 符合典型黄前海雾“上稳下湍”的层结结构^[19], 与雾顶长波辐射冷却有关, 有利于雾层内的湍流混合 (图 7b)。

11日23时之后, 随着台风中心继续向西北方向移动, 青岛近海风速逐渐增加并开始转为偏西风 (图 4c, 图 5b 和图 6), 低层风切变逐渐增大, 不稳定层结开始增厚, 同时湍流向上发展 (图 7), 大气边界层底部 (100 m 高度内) 稳定层结被破坏, 不利于海雾的维持。同时

随着风向转变, 岸滨和近海站点大气能见度显著回升 (图 2e, 图 2f), 并且部分站点出现了阵性降水 (图 5e), 近海海雾开始消散, 至12日00时青岛各站大气能见度全部升至 $1\,000\text{ m}$ 以上。直至12日08时, 大气边界层顶和逆温层均抬升到 $1\,000\text{ m}$ 以上, 并且伴随着垂直风切变和湍流发展, 抬升凝结高度也逐渐升高。在此期间尽管各站气温进一步下降, 但相对湿度却逐渐降低, 对海雾的消散也有一定作用。因此, 台风后部水平风转向和风速增强导致的湍流混合增强和大气边界层稳定度下降应是海雾消散的重要原因。

由再分析数据结合探空观测 (图 6, 图 7a, 图 8a 和图 8b) 可知, 11日20时在大气边界层顶之上, 从 925 hPa 到 825 hPa (探空观测为 $450\sim 1\,460\text{ m}$ 高度, 下同) 特别是在 900 hPa (690 m) 等压面上, 大气下沉运动较为明显; 而从 950 hPa 至 900 hPa ($200\sim 690\text{ m}$) 是暖平流最显著的高度, 与探空观测中稳定层结的高度 ($210\sim 490\text{ m}$) 重叠。如图 8b 所示, 在 900 hPa 等压面上, 台风中心右侧海岸线上空出现了暖平流大值区, 并延续到海面上呈带状分布。结合垂直运动来看, 半岛上空同时出现暖平流和下沉运动的区域仅分布在青岛中部区域及位于台风移动路径右侧的东南近海海域, 也是雾区分布的主要区域 (图 3b)。以上表明, 大气边界层顶之上的下沉运动和大气边界层顶附近的暖平流, 是使大气边界层顶下沉并形成稳定层结的重要原因, 并促进了雾区的维持和发展。

4.2 水汽辐合与海气条件分析

从11日20时的探空数据 (图 6) 可知, 此时伴随底层增湿使得抬升凝结高度降低至接近地面, 有助于海雾在陆地的维持和发展^[20-21]。而从青岛站地面观测可知, 此时水汽的增加是湿度增加的主要原因。为分析水汽来源, 使用再分析数据计算大气底层水汽通量, 结果如图 8c 所示, 与暖平流大值区分布相似的 (图 8b) 是, 底层的水汽通量散度也在台风右侧海岸带上出现了明显的辐合。水汽通量散度辐合在青岛东部呈现为南北范围更宽, 这可能是海雾在青岛东部海域向内陆入侵范围更广、速度更快的原因之一。在海上, 水汽通量散度辐合区局限在近海区域并沿海岸线分布, 这使得同时出现大气边界层内 (975 hPa) 较强水汽辐合 [水汽通量散度小于 $-0.000\,1\text{ g}/(\text{kg}\cdot\text{s}\cdot\text{m})$], 大气边界层顶 (900 hPa) 有明显暖平流 (温度平流大于 5 K/s) 和下沉运动覆盖的区域仅分布在台风中心右侧的青岛近海及沿岸区域 (图 8b, 图 8c), 这与海雾最先被观测到以及维持最久的区域相同 (图 2, 图 3b)。而相比于青岛东部海区, 青岛近岸及胶州湾区域分布

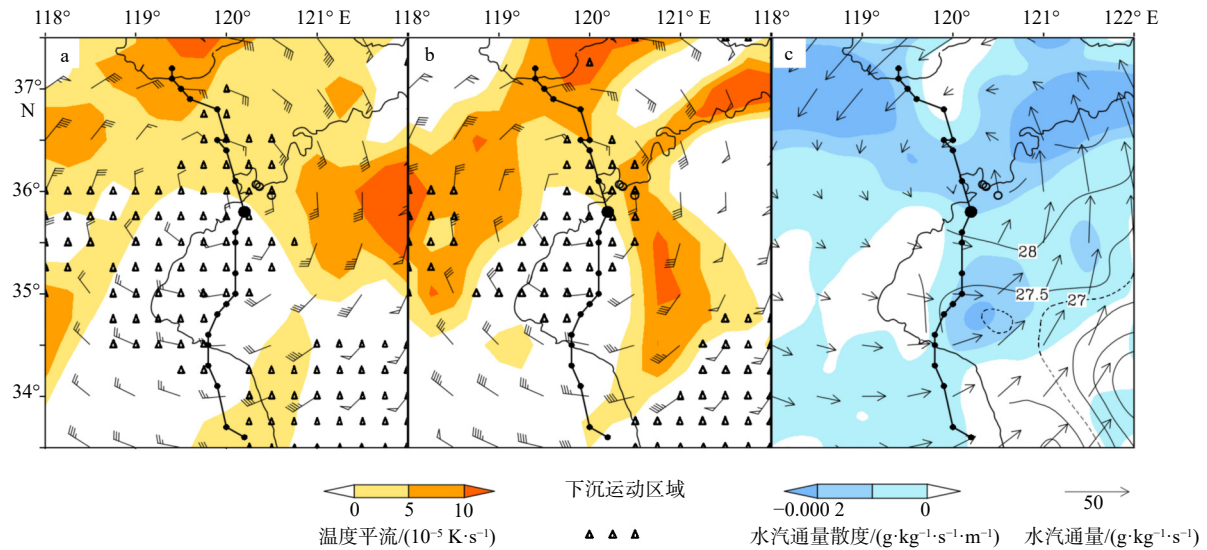


图8 2019年8月11日20时ERA5再分析850 hPa(a)、900 hPa(b)和975 hPa(c)等压面气象要素场

Fig. 8 ERA5 reanalysis of atmospheric quantities on 850 hPa (a), 900 hPa (b) and 975 hPa (c) levels at 20:00 BJT 11 August 2019

图c中海表面温度($^{\circ}\text{C}$)以黑色实线标注(27 $^{\circ}\text{C}$ 等温线以短虚线标注);黑色小圆点和折线表示11日08时至12日05时每小时台风中心位置和移动路径,11日20时台风中心位置以黑色大圆点标注,3个黑框空心圆表示青岛站、太平角站、大公岛站位置

Contours in Fig. c: sea surface temperature($^{\circ}\text{C}$) marked by black lines (the 27 $^{\circ}\text{C}$ isoline marked in dotted lines), the hourly locations and the moving track of typhoon center are marked by small black dots with connecting lines from 08:00 BJT 11 to 05:00 BJT 12 August, the big black dot marks the typhoon center at 20:00 BJT 11 August, the QD, TPJ and DGD stations are marked with black circles

了较低的海表面温度,并且有较高的气海温差(图5d),这是有利于平流冷却雾形成和维持的重要因素。与此相对,台风中心左侧区域受偏北气流影响,在下沉气流覆盖区域,底层水汽通量较小且出现了辐散,同时中高层出现的冷平流不利于稳定层结形成,这些条件都不利于雾的形成和维持,这也可能是此次海雾过程仅在台风中心右侧区域形成、发展和维持的原因之一(图2)。

这种雾区仅分布在台风中心右侧区域的现象,也曾出现在前人研究中。过去对台风与海洋相互作用的研究表明,台风通过向下的动量输送导致海洋内的垂直混合和上升流,从而导致海表面温度的降低^[2]。一些观测研究表明,台风引起的海温冷却效应在台风移动的右后方象限最为明显^[23],而观测到的海温低值中心同样分布在台风移动路径的右侧(图8c,图9a),有利于平流冷却雾的形成^[1]。这种持续性的冷海面会导致大气混合层顶降低,引起混合层大气 θ 和 θ_s 的下降,这也是大气边界层内稳定层结较易形成在台风移动的右后方象限的原因之一^[10]。从3个高度层(图8)水平风向或水汽通量输送方向来看,暖平流和水汽输送都明显受到了台风内气旋式环流的影响,下沉运动也在台风中心区域集中分布(图8a,图8b),这表明台风影响下的环流形势是形成稳定层结,并促进海雾形成且向陆地发展的重要原因。

5 后向追踪分析

5.1 垂直特征

根据青岛地区大气水平能见度的时空分布特征,以及探空廓线大气垂直结构特征,以太平角站所在格点(36.0 $^{\circ}\text{N}$, 120.4 $^{\circ}\text{E}$)从表面层、逆温层、暖湿气流层内均匀挑选了4个高度(10 m、500 m、900 m、1 300 m),自11日21时起进行了18 h后向追踪。由图9可知,低层两个空气微团来源于黄海南部近海海域,位于台风中心右后方240~320 km,并且有相同的 θ ,可以认为来源于同一近海气团;高层两个空气微团来源于江苏省南部陆地上空,位于台风中心移动路径左前方10~80 km,移动路径几乎重合,初始 θ 也较为相似,可以认为来源于同一陆地气团。

如图9所示,11日3~12时,台风在江苏省境内向西北移动,13~20时进入黄海后加强。受台风影响,近海气团沿海面向西北方向移动,陆地气团在台风环流引导下呈气旋式旋转移,两者于16时旋入台风中心并在青岛南部海区相遇,之后共同随台风中心向东北移动至太平角站。在此期间,陆地气团的大气边界层高度先升后降(图9c),与其和台风中心的距离变化相对应。14时,陆地气团与台风中心距离已小于60 km,大气边界层高度下降至448 m和464 m,并于14时之后均保持在500 m以内,至21时降至343 m,

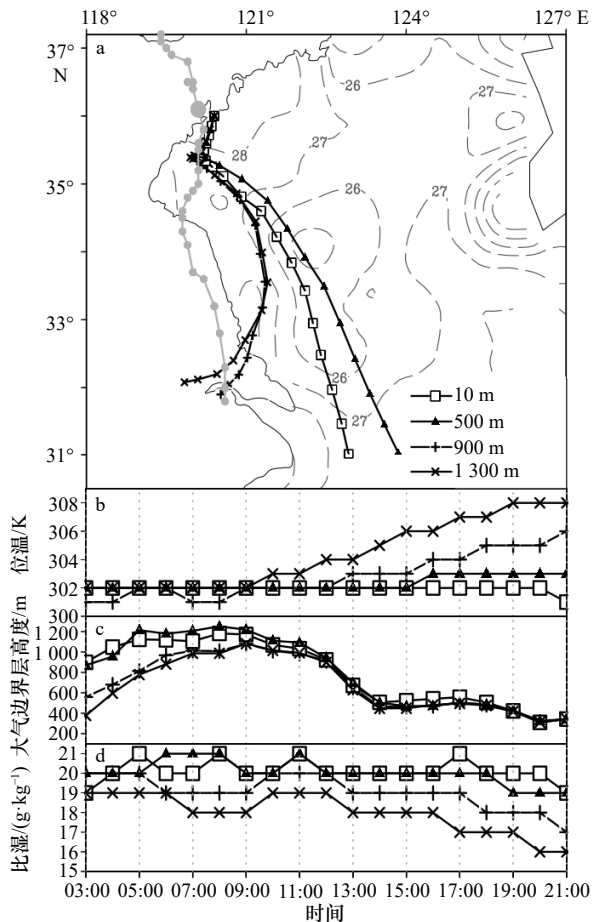


图9 太平角站不同高度空气微团的后向追踪结果分析,包括空气微团的每小时移动路径(a)、位温(b)、大气边界层高度(c)和比湿(d)

Fig. 9 The trajectories of airflow from different levels at TPJ station, including the hourly track (a), potential temperature (b), atmospheric boundary layer (c) and specific humidity (d)

图a中灰色虚线表示11日OISST海温(°C);空气微团移动路径起始时间为11日21时,追踪时间18h,终止时间为11日03时,每小时空气微团位置以黑色符号标注;空气微团起始高度分别为10 m(□)、500 m(▲)、900 m(+)和1300 m(x),灰色圆点表示11日03时至12日05时每小时台风中心位置,11日21时台风中心位置以灰色大圆点表示

In Fig. a, grey dotted contours: OISST(°C) on 11 August, black symbols: hourly locations in trajectories of airflow from 10 m (□), 500 m (▲), 900 m (+) and 1300 m (x) in 18 hours from 21:00 BJT 11 to 03:00 BJT 11, small gray circles: the hourly locations of typhoon center from 03:00 BJT 11 to 05:00 BJT 12, big gray circle: the typhoon center at 21:00 BJT 11

比探空结果更低(图6)。这说明台风中心区域存在大气边界层高度低值区,且大气边界层高度随与台风中心距离的减小而降低,与台风中心分布的下沉运动区域相符合(图8a)。同时表明从20时至21时,台风中心区域受下沉运动的影响,大气边界层顶进一步降低,而绝热下沉引起的增温也会使大气边界层稳定性

进一步增强,有利于岸滨雾区的维持和发展。由于台风内部源源不断的水汽供应,两个气团均保持了较高的水汽含量(图9a,图9d);近海气团沿台风外围在海面上空移动(图9a),比湿值变化幅度较小,进入雾区后随水汽凝结使比湿值降低至原有水平(图9d)。

5.2 区域特征

为了探究海雾的形成及入侵内陆区域与台风之间的关系,在青岛地区及其近海海域选取了 $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ 水平分辨率的319个格点,对其10 m高度上的空气微团从11日21时起进行18 h的后向追踪,得到的319条轨迹可以合成为3种路径:追踪空气微团位于台风移动路径左侧和正前方区域(区域a)内的路径a、台风移动路径右侧和右后方区域(区域b)内的路径b,以及台风中心外围和右前方区域(区域c)内的路径c。

同时为探究绝热下沉对大气边界层的影响,以3条路径的起点位置做径向垂直剖面,并使用再分析数据,根据热力学能量方程得到的温度倾向方程计算绝热下沉项:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\mathbf{v} \cdot \nabla T + \frac{\alpha}{c_p} \omega + \frac{1}{c_p} \dot{Q}, \quad (2)$$

式中, α 为比容; c_p 为干空气的比定压热容[1004 J/(kg·K)]; ω 为等压面坐标系中的垂直速度; \dot{Q} 为非绝热加热率(包括辐射、热传导和潜热释放等)。该方程表明局地温度变化主要由温度平流项、垂直运动绝热变化项和非绝热变化项决定。

由区域统计和分析结果可知,区域a与区域b具有明显差异。区域b几乎覆盖了全部海雾形成及影响区域,而区域a内没有出现大气水平能见度下降至2000 m以内的现象(图2)。区域a和b分别位于台风移动路径的左右两侧,低层水平风向分别以偏北风和偏南风为主(图8)。根据青岛的地形分布可知,青岛岸滨偏北风多为陆风,偏南风多为海风,这使得区域a南部沿海地区和区域b内不仅存在相反的温度平流(图8a),水汽通量大小和辐合程度也差距较大(图8b)。同时从空气微团移动路径可以看出,区域a中空气微团从台风前方陆地上空旋入台风中心(图10a),其间距离台风中心较远且上升运动较强,绝热上升带来的降温效果明显(图11a),这会使得大气边界层顶较高且层结稳定度下降;靠近台风中心的区域b中空气微团上空的下沉运动明显,特别是在大气边界层附近,出现了显著的绝热下沉增温,进一步加强了逆温结构和层结稳定度。同时区域a低层水汽含量相比区域b明显较少(图10c),不利于雾的形成和发展。

而区域c与b有较多相似之处。区域c同样覆盖

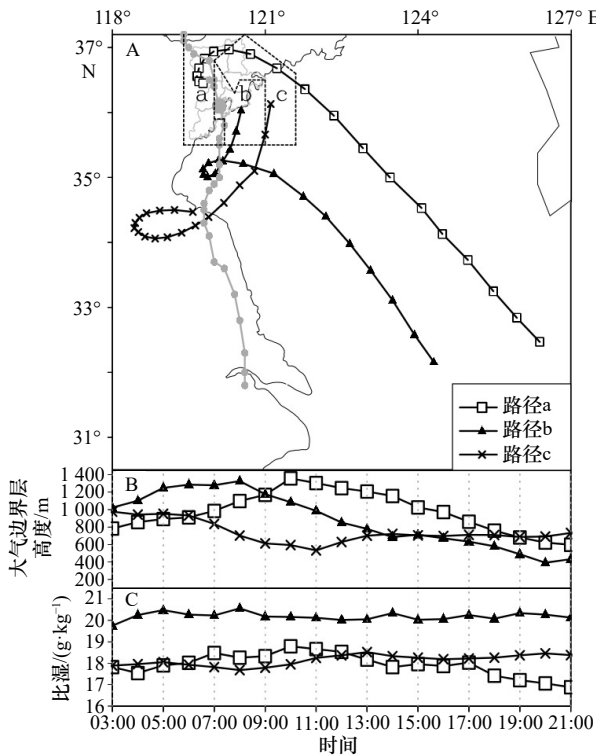


图 10 青岛及其近海地区空气微团后向追踪结果的分类统计,包括 3 类空气微团的平均每小时移动路径 (A)、大气边界层高度(B)和比湿(C)

Fig. 10 Area synthesis of trajectories in Qingdao and offshore, including the average hourly track (A), atmospheric boundary layer (B) and specific humidity (C) of the airflows in three areas

图 A 中各类空气微团初始区域以虚线边框标注,追踪时间同图 9,初始高度为 10 m,每小时路径 a(□)、路径 b(▲)和路径 c(×)的空气微团位置以符号标注,台风中心位置标注同图 9

In Fig. A, dotted frame: initial areas of trajectories, symbols: synthetic trajectories of airflows in area a(□), area b(▲), and area c(×) from 10m, the period of trajectories and hourly locations of typhoon center are same as in Fig.9

了台风右侧的海面,在近海区域出现了更大的水汽通量和更强的水汽辐合(图 8b)。但与区域 b 不同的是,区域中空气微团的路径更靠近台风中心的边缘区域,水平风速较大且上升运动明显,不仅绝热抬升降温会降低大气边界层内静力稳定度,同时较强的垂直风切变也会使得湍流增强,不利于海雾形成和维持。并且区域 c 覆盖在比区域 b 更暖的海面上(图 8b,图 9a 和图 11b,图 11c),尽管台风后部出现了海温降低的现象^[22-23],但相比区域 b 具有较低的气海温差(图 5d),会使得海气界面稳定度降低^[7],而不利于水汽凝结和海雾的发展。

6 结论和讨论

台风“利奇马”过境期间,青岛附近海域及沿岸地

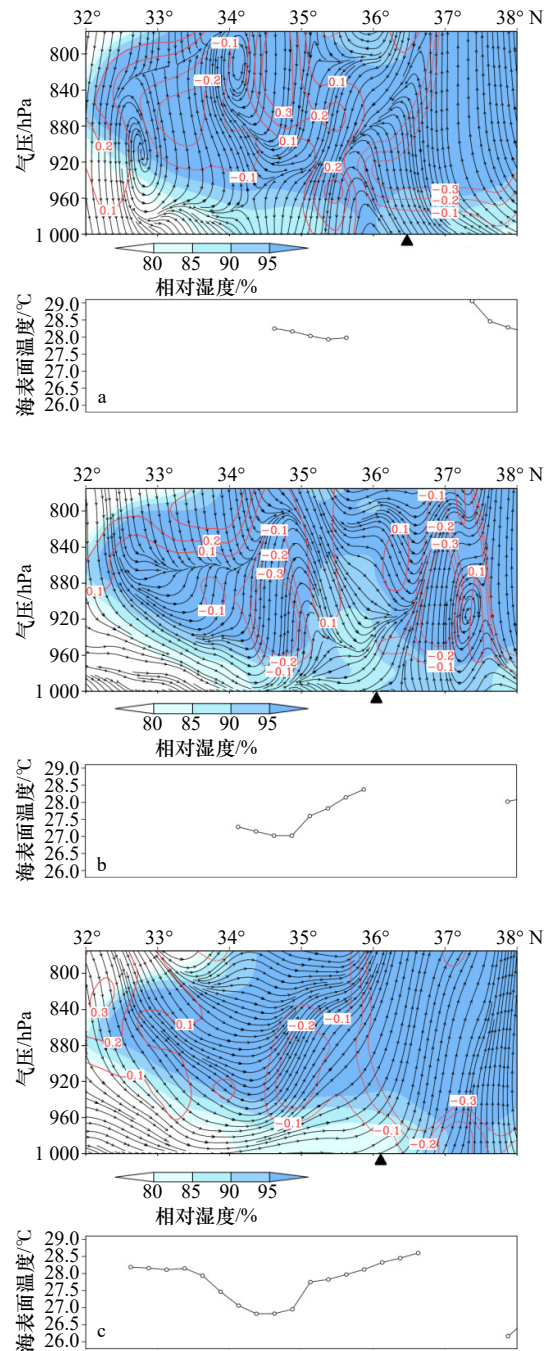


图 11 2019 年 8 月 11 日 20 时沿 119.5°E(a)、120.25°E(b)和 121°E(c)经线的纬度-高度剖面

Fig. 11 The latitude-height profile maps along 119.5°E (a), 120.25°E (b) and 121°E (c) at 20:00 BJT 11 August 2019
各图的上图中,阴影为相对湿度,流线为径向风速 (m/s) 和垂直速度 $[-Pa/(100 s)]$,红色等值线为绝热下沉项 $[K/(10^4 s)]$,各路径起始位置以▲标注,此时台风中心位于 35.8°N, 120.2°E
In upper figures, shaded: relative humidity, streamlines: radial winds (m/s) and vertical velocity $[-Pa/(100 s)]$, red contours: adiabatic sinking term $[K/(10^4 s)]$, ▲ marks the original position of each trajectory, the typhoon center was in 35.8°N, 120.2°E

区发生了一次较为明显的海雾过程。结合地面观测数据、卫星观测数据、船舶观测数据以及再分析数据,

结合后向追踪模式结果,通过对台风环流、大气边界层结构特征等方面分析了此次海雾过程,得到以下结论:

(1)台风影响下的环流形势是海雾在黄海北部形成并向陆地发展的决定性因素。台风气旋式环流不仅使黄海南部的暖湿气流不断向北输送并在青岛近海和岸滨地区辐合,为海雾的形成和发展提供了充足的水汽;其从黄海西岸带来的暖气团和台风中心区域的下沉气流在雾区上空形成了显著逆温层,在大气边界层内形成了“上稳下湍”的层结结构,也有利于海雾在岸滨及内陆地区的维持和发展。

(2)台风环流带来的水汽输送和海表面冷却是海雾在台风中心右侧海域形成、扩散并持续发展的重要原因。来自黄海南部的暖湿气流在台风中心右侧较冷的海面凝结成雾,过程中充沛的水汽供应使空气湿度保持在较高水平。台风北移登陆后,水汽在台风中心右后方象限的岸滨区域继续汇聚,促使海雾在岸滨持续发展,并随台风的北移逐渐向陆地扩散。

(3)台风环流形成的强稳定层结是海雾在岸滨及陆地维持和发展的重要因素。台风中心右侧的偏南气流带来暖平流,配合上空的下沉气流,使大气边界层顶下沉并形成了显著的逆温层,是大气边界层内出现强稳定层结的重要原因,稳定且持续的稳定层结利于水汽在混合层内累积,从而促进了雾区的维持和发展。同时底层较弱的垂直切变和弱静力不稳定层造成的湍流混合,有利于雾的形成和维持。

(4)台风北移后,台风后部水平风转向和台风中心外围增强的水平风加强了大气边界层内的垂直风切变,从而导致湍流混合增强和大气边界层稳定度下降,这是引发海雾消散的重要原因。

受台风影响的海雾入侵过程较为复杂,需要考虑海雾在海面上的发生发展条件、陆地大气边界层特征以及台风的发展等造成的影响。过去研究中,在近海面或1000 hPa等压面上,黄海雾区的水汽通量通常为 $10^{-3} \sim 10^{-4} \text{ g}/(\text{kg}\cdot\text{s})$ ^[2,8],而从强台风级至热带风暴级,近海台风中心区域的水汽通量为 $10^1 \sim 10^2 \text{ g}/(\text{kg}\cdot\text{s})$ ^[14,24],本文中台风中心右侧的水汽通量也达到了 $20 \text{ g}/(\text{kg}\cdot\text{s})$,说明近海台风能够为海雾的形成和维持带来充沛水汽。平流冷却雾容易在海气温差为 $-0.5 \sim -3^\circ\text{C}$ 的海面上形成^[1,7,9,25],前人使用卫星观测和数值模拟证明台风对海洋表层的冷却作用能够达到 -4°C ,并可以维持72 h以上^[10,21-22],较冷的海面不仅有助于水汽凝结,还能够配合低空暖平流形成稳定大气层结^[10],有利于水汽在混合层内的积累,促进海雾的形成和发展。对于黄海西岸的近海海雾而言,偏西风的加强会降低空气湿度并增强湍流运动,降低低层大气稳定度,因此台风向东及向北方向移动并远离雾区,均可能加快海雾消散过程。本文仅使用站点观测和再分析数据对一次台风影响下的海雾入侵过程进行了初步分析,对这类过程的理解还需要进一步开展针对性观测和深入研究,利用数值模式进行敏感性试验也有助于加深认识,以期提高对此类过程的预报准确率。

致谢: 感谢龙景超副教授在论文分析讨论中给予的帮助,感谢学科主编和两位匿名审稿人提出的宝贵意见。同时感谢青岛国家基本气象站提供观测数据,日本高知大学提供卫星观测数据,美国国家海洋与大气管理局提供海温数据及后向追踪模式,以及欧洲中期天气预报中心提供再分析数据。

参考文献:

- [1] 王彬华. 海雾 [M]. 北京: 海洋出版社, 1983: 352.
Wang Binhua. Sea Fog[M]. Beijing: China Ocean Press, 1983: 352.
- [2] Sun Jianxiang, Huang Huijun, Zhang Suping, et al. How sea fog influences inland visibility on the southern China coast[J]. *Atmosphere*, 2018, 9(9): 344.
- [3] Huang Jian, Chan P W. Progress of marine meteorological observation experiment at Maoming of South China[J]. *Journal of Tropical Meteorology*, 2011, 17(4): 418-429.
- [4] Huang Huijun, Liu Hongnian, Huang Jian, et al. Atmospheric boundary layer structure and turbulence during sea fog on the southern China coast[J]. *Monthly Weather Review*, 2015, 143(5): 1907-1923.
- [5] Long Jingchao, Zhang Suping, Chen Yang, et al. Impact of the Pacific-Japan teleconnection pattern on July sea fog over the northwestern Pacific: interannual variations and global warming effect[J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2016, 33(4): 511-521.
- [6] 郝姝馨, 郝增周, 黄海清, 等. 基于 Himawari-8 数据的夜间海雾识别 [J]. 海洋学报, 2021, 43(11): 166-180.
Hao Shuxin, Hao Zengzhou, Huang Haiqing, et al. Nighttime sea fog recognition based on Himawari-8 data[J]. *Haiyang Xuebao*, 2021, 43(11): 166-180.
- [7] Zhang Suping, Li Man, Meng Xiangui, et al. A comparison study between spring and summer fogs in the Yellow Sea-observations and mechanisms[J]. *Pure and Applied Geophysics*, 2012, 169(5): 1001-1017.
- [8] Huang Jian, Wang Bin, Wang Xin, et al. The spring Yellow Sea fog: synoptic and air-sea characteristics associated with different airflow

- paths[J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 2018, 37(1): 20–29.
- [9] Wang Qian, Zhang Suping, Wang Qi, et al. A fog event off the coast of the Hangzhou Bay during Meiyu period in June 2013[J]. *Aerosol and Air Quality Research*, 2018, 18(1): 91–102.
- [10] Lee C Y, Chen S S. Stable boundary layer and its impact on tropical cyclone structure in a coupled atmosphere-ocean model[J]. *Monthly Weather Review*, 2014, 142(5): 1927–1944.
- [11] 吴蒙, 范绍佳, 吴兑. 台风过程珠江三角洲边界层特征及其对空气质量的影响 [J]. 中国环境科学, 2013, 33(9): 1569–1576.
Wu Meng, Fan Shaojia, Wu Dui. The characteristics of atmospheric boundary layer during tropical cyclone process and its influence on air quality over Pearl River Delta region[J]. *China Environmental Science*, 2013, 33(9): 1569–1576.
- [12] Fang G C, Lin S J, Chang S Y, et al. Effect of typhoon on atmospheric particulates in autumn in central Taiwan[J]. *Atmospheric Environment*, 2009, 43(38): 6039–6048.
- [13] 高晓梅, 江静, 刘畅, 等. 近 67a 影响山东台风频数的变化特征及其与若干气候因子的关系 [J]. 气象科学, 2018, 38(6): 749–758.
Gao Xiaomei, Jiang Jing, Liu Chang, et al. Frequency variation characteristics of typhoons affecting Shandong in recent 67 years and their relationship with several climate factors[J]. *Journal of the Meteorological Sciences*, 2018, 38(6): 749–758.
- [14] 马艳, 董海鹰, 郝燕, 等. 登陆青岛的热带气旋及其降水特征分析 [J]. 海洋气象学报, 2021, 41(1): 109–118.
Ma Yan, Dong Haiying, Hao Yan, et al. Analysis on characteristics of landfalling tropical cyclones and induced precipitation in Qingdao[J]. *Journal of Marine Meteorology*, 2021, 41(1): 109–118.
- [15] Stull R B. *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*[M]. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1988: 665.
- [16] 高伟, 李萍, 高珊, 等. 台风“利奇马”对山东省海阳市海滩演化过程的影响 [J]. 海洋学报, 2020, 42(11): 88–99.
Gao Wei, Li Ping, Gao Shan, et al. Response process of the Haiyang beach evolution to Typhoon Lekima in Shandong Province[J]. *Haiyang Xuebao*, 2020, 42(11): 88–99.
- [17] Ding Yifan, Liu Jiping, Chen Shengzhe, et al. Uniqueness of Lekima compared to tropical cyclones landed in the east coast of China during 1979–2019[J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 2020, 39(8): 121–124.
- [18] 黄辉军, 黄健, 刘春霞, 等. 茂名地区海雾的微物理结构特征 [J]. 海洋学报, 2009, 31(2): 17–23.
Huang Huijun, Huang Jian, Liu Chunxia, et al. Microphysical characteristics of the sea fog in Maoming area[J]. *Haiyang Xuebao*, 2009, 31(2): 17–23.
- [19] 张苏平, 任兆鹏. 下垫面热力作用对黄海春季海雾的影响——观测与数值试验 [J]. 气象学报, 2010, 68(4): 439–449.
Zhang Suping, Ren Zhaopeng. The influence of the thermal effect of underlying surface on the spring sea fog over the Yellow Sea: observations and numerical simulations[J]. *Acta Meteorologica Sinica*, 2010, 68(4): 439–449.
- [20] 黄健, 王斌, 周发琇, 等. 华南沿海暖海雾过程中的湍流热量交换特征 [J]. 大气科学, 2010, 34(4): 715–725.
Huang Jian, Wang Bin, Zhou Faxiu, et al. Turbulent heat exchange in a warm sea fog event on the coast of south China[J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences*, 2010, 34(4): 715–725.
- [21] 张苏平, 龙景超, 尹跃进, 等. 我国东部沿海一次局地海雾抬升成云过程分析 [J]. 中国海洋大学学报(自然科学版), 2014, 44(2): 1–10.
Zhang Suping, Long Jingchao, Yin Yuejin, et al. Analysis of the process of a local sea fog lifted into low cloud in eastern China[J]. *Periodical of Ocean University of China*, 2014, 44(2): 1–10.
- [22] Davis C, Wang Wei, Chen S S, et al. Prediction of landfalling hurricanes with the advanced hurricane WRF model[J]. *Monthly Weather Review*, 2008, 136(6): 1990–2005.
- [23] Lin I I, Liu W T, Wu C C, et al. Satellite observations of modulation of surface winds by typhoon-induced upper ocean cooling[J]. *Geophysical Research Letters*, 2003, 30(3): 31–1–31–4.
- [24] 饶晨泓, 毕鑫鑫, 陈光华, 等. 近海台风对“21·7”河南极端暴雨过程水汽通量和动、热力条件影响的模拟 [J]. 大气科学, 2022, 46(6): 1577–1594.
Rao Chenhong, Bi Xinxin, Chen Guanghua, et al. A numerical simulation on the impacts of the offshore typhoons on water vapor flux, dynamic and thermal conditions of the extreme rainstorm event in Henan Province in July 2021[J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences*, 2022, 46(6): 1577–1594.
- [25] Yang Liu, Liu Jingwu, Ren Zhaopeng, et al. Atmospheric conditions for advection-radiation fog over the western Yellow Sea[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2018, 123(10): 5455–5468.

Observational analyses of a sea fog event over the northern Yellow Sea when Typhoon “Lekima” (1909) landed on Qingdao

Wang Qian^{1,2}, Shi Xiaomeng^{1,2}, Zhang Suping³

(1. Key Laboratory for Meteorological Disaster Prevention and Mitigation of Shandong, Jinan 250031, China; 2. Qingdao Meteorological Observatory, Qingdao 266003, China; 3. Key Laboratory of Physical Oceanography, Ministry of Education & Key Laboratory of Ocean-Atmosphere Interaction and Climate in Universities of Shandong, Ocean University of China, Qingdao 266100, China)

Abstract: This study focuses on the physical process of a sea fog event during Typhoon “Lekima” (1909) in the northern Yellow Sea by using observation data, reanalysis data and backward trajectory model. The analysis indicates that the typhoon circulation was the decisive factor determining whether fog formed offshore and developed inland. The warm and humid southerlies from the South Yellow Sea condensed into fog on the colder sea surface besides the typhoon center, which not only provided sufficient moisture for the formation and development of the sea fog but also formed a significant inversion layer over the fog area with the downdraft in the center of the typhoon. The “stable up and turbulent down” structure in the atmospheric boundary layer improved the development of sea fog on the coast and inland area. However, the horizontal wind steering and the strengthening wind speed behind the typhoon strengthened the wind shear in the atmospheric boundary layer, resulting in the enhanced turbulent mixing and the decrease of the stability in the bottom atmospheric boundary layer, which was the main cause of the fog dissipation.

Key words: sea fog; typhoon; atmospheric boundary layer structure; Yellow Sea