

青岛近岸一次海陆风过程中大气波导成因的数值研究

刘桂艳¹, 连喜虎¹, 高山红², 高松¹, 白涛¹, 董琳¹, 陈莉³

(1. 国家海洋局北海预报中心, 山东 青岛 266033; 2. 中国海洋大学, 山东 青岛 266100; 3. 国家海洋环境预报中心, 北京 100081)

摘 要: 采用新一代区域大气数值模式 WRF 对 2006 年 8 月 21 日青岛地区一次典型的海陆风过程中的大气波导现象进行了详细的数值模拟研究, 以探究海陆风过程中大气波导的形成机理。WRF 数值结果较好地再现了海陆风及大气波导的发生发展过程。基于高时空分辨率的 WRF 数值模拟结果, 对海陆风过程中大气波导的形成机制进行了详尽的分析, 结果表明: 湿度突变层的存在是导致波导发生的主要因素, 此次波导过程无逆温层的存在; 波导随海风的出现而形成。午后, 海陆温差增大, 海风在海陆热力性质差异的驱动下形成, 并将大量水汽带到近岸, 使近岸底层大气相对湿度增大, 陆上暖干空气在海风环流作用下向海洋一侧平流, 最终在海洋上空下沉, 海洋大气边界层发展成为具有稳定层结的热内边界层; 同时, 下沉的干空气与底层湿空气形成较大的水汽垂直梯度, 有利于大气折射指数随高度减小, 形成大气波导。海风环流减弱至陆风环流形成发展后, 水汽垂直混合均匀, 大气波导随之减弱、消失。地形因素对波导的形成作用显著, 地形的阻挡使海风携带的大量水汽在向海一侧积聚, 在海风环流作用下波导形成于陡峭地形向海一侧。

关键词: 海风; 陆风; 大气波导; WRF 模式

中图分类号: P732 **文献标识码:** A **文章编号:** 1003-0239(2021)04-0019-08

1 引言

海陆风是由海陆下垫面的热力差异导致的大气次级环流, 是一种易发生在沿海近岸的中尺度环流系统。这种环流是典型的局地热力环流, 不仅会改变近岸风场与温度场, 而且由于海陆湿度差异还会显著影响近岸水汽分布^[1]。海风环流主导时, 海风从相对较冷且湿润的海洋吹向相对较暖且干燥的陆地, 冷湿气团与干暖气团在海岸附近相汇, 会造成较大的温度和湿度垂直梯度。海风的高空回流支将陆地干暖空气带到海洋上空并下沉, 形成海洋上热内边界层, 阻碍水汽的垂直输送, 从而在热内边界层的顶部形成较大的湿度垂直梯度^[2]。

大气波导是经常发生在海洋大气环境中的一种异常电波折射现象。一定频率的电磁波在大气边界层尤其是近地层中传播时, 若大气层结(温度与湿度随高度的分布状况)满足一定条件, 就会形成大气的异常折射结构, 导致电磁波的传播轨迹弯向地面, 当曲率超过地球表面曲率时, 电磁波会部分被陷获在一定厚度的大气薄层内, 就像电磁波在金属波导管中传播一样, 这种现象称为电磁波的大气波导传播, 形成波导传播的大气薄层称为大气波导层^[3]。大气波导的出现强烈依赖于气象条件。海陆风环流造成的温度与湿度梯度会影响电磁波的传播^[4]。国外研究者对此已经开展了研究。Atkinson 等^[5-7]针对波斯湾地区的大气波导现象, 利用美国大

收稿日期: 2020-03-31; 修回日期: 2020-06-29。

基金项目: 国家重点研发计划(2016YFC1401409)。

作者简介: 刘桂艳(1986-), 女, 工程师, 硕士, 主要从事海洋气象数值预报和资料同化工作。E-mail: liuguilian@ncs.mnr.gov.cn

通讯作者: 连喜虎(1986-), 男, 工程师, 硕士, 主要从事海洋环境数值预报和资料同化工作。E-mail: lianxiuhu@ncs.mnr.gov.cn

气研究中心(National Center for Atmospheric Research, NCAR)和美国宾州大学(Pennsylvania State University, PSU)联合研发的第五代中尺度数值预报模式(Fifth-generation Mesoscale Model, MM5)的模拟结果,分析了该地区海陆风环流中大气波导的发生发展过程,并对该地区的大气波导时空变化特征进行了统计分析。我国沿海近岸地区多盛行海陆风,特别是青岛地区,三面环海,海陆风环流受地形影响显著^[8],很多研究者对该地区的海陆风开展了较详细的分析^[9-13],但将海陆风与大气波导联系在一起的研究工作较少。蔺发军等^[14]利用船测资料分析统计了我国东海和南海海陆风对蒸发波导特性的影响。本文将聚焦青岛近岸海陆风与大气波导之间的动力与物理关系,揭示大气波导的形成机制。

近几年,相关学者针对大气波导开展的研究越来越多,随着天气预报技术和计算能力的飞速发展,高精度的数值模式在研究大气波导形成机理方面展现出较强的优势。Burk等^[15]利用NORAPS(the Navy Operational Regional Atmospheric Prediction System)对出现大气波导的海洋大气边界层进行了模拟分析,结果表明大气波导的高度受海风环流和陆风环流的影响。韩杰等^[16]基于MM5建立了低空大气波导模拟平台,对大气波导的产生和变化,尤其是模拟范围广和强度大的波导模拟效果较好。陈莉^[2]基于MM5模拟结果对我国近海大气波导形成的天气学特征进行了详尽的研究。2006年8月21日青岛近岸地区出现了一次强盛的海陆风现象,很多学者针对它展开研究,盛春岩等^[12-13]利用观测资料分析了此次海陆风环流特征及其三维结构;孙贞等^[17]利用气象研究与预报(Weather Research and Forecasting, WRF)模式也对此次海陆风发展的完整

过程进行了数值模拟,但他们都没有提及此次海陆风过程中的大气波导现象。本文以此次海陆风过程为研究对象,利用WRF模式对其展开高时空分辨率的数值模拟和分析,揭示与其紧密关联的大气波导成因。

2 海陆风与大气波导观测事实

2.1 海陆风

利用美国国家环境预报中心(National Centers for Environmental Prediction, NCEP)的FNL大气再分析数据给出了8月21日14时(北京时,下同)850 hPa的天气形势。我国华北地区被一个大陆高压控制,山东半岛及其沿海地区天气晴朗,云量稀少。青岛地区受高压前部偏北气流影响;高压随时间向东南方向移动,23日高压对山东半岛的影响基本结束。从青岛站地面观测数据来看(见图1),21日和22日均发生了海陆风现象。例如21日08—14时,青岛站的地面风风向为偏北风(陆风),温度露点差随陆风的发展逐渐增大,这表明由于受从陆地而来的较干燥的偏北风影响,青岛地区底层的水汽含量减少;14时风向发生转变,偏南风(海风)取代偏北风控制青岛地区,与此同时,海风携带大量的水汽影响青岛底层大气,导致温度露点差逐渐减小;至夜间23时左右,陆风再次取代海风影响青岛地区。以上分析表明,21日青岛站地面风场和温度露点差都有明显的日变化特征,是一次明显的海陆风过程。

2.2 大气波导

对频率在1~100 GHz范围内的电磁波,大气折射指数^[18]为:

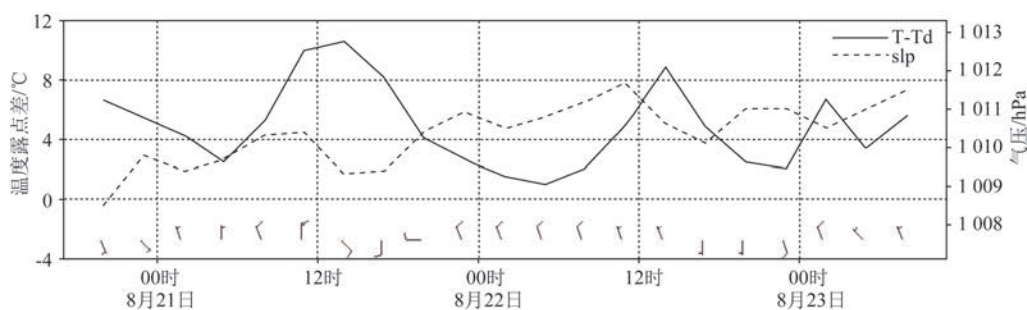


图1 青岛站地面观测数据时间序列图(全风速杆为4 m/s)

$$N = \frac{77.6}{T} \left(P + 4810 \frac{e}{T} \right) \quad (1)$$

式中, N 为大气折射指数; T 为大气温度(单位: K); P 为气压(单位: hPa); e 为水汽压(单位: hPa)。

当电磁波传播距离很短时, 可近似认为地球表面为平面, 但若电磁波传播距离较长时, 就必须考虑地球曲率的影响, 此时, 通常使用进行了地球曲率订正的大气修正折射指数:

$$M = N + \frac{Z}{R_0} \times 10^6 \quad (2)$$

式中, M 为大气修正折射指数; Z 为海拔高度(单位: m); R_0 为平均地球半径, 取值 6.371×10^6 m。

将式(1)和式(2)分别对高度 Z 求导, 可得如下关系式:

$$\frac{dN}{dz} = -\frac{77.6}{T^2} \left(P + \frac{9260e}{T} \right) \frac{\partial T}{\partial z} + \frac{77.6}{T} \frac{\partial P}{\partial z} + \frac{373256}{T^2} \frac{\partial e}{\partial z} \quad (3)$$

$$\frac{dM}{dz} = \frac{dN}{dz} + 0.157 \quad (4)$$

大气折射指数垂直梯度不同时, 电磁波的传播轨迹可有负折射、零折射和正折射等多种类型, 通常正折射又分为正常折射(标准折射)、超折射、临界折射和陷获折射。当出现在陷获折射时($\frac{dM}{dz} < 0$ 或 $\frac{dN}{dz} < -0.157$), 电磁波就会出现大气波导传播现象。

因此, 根据青岛站 21 日 20 时、22 日 08 时和 20 时的探空观测数据观测到的温度、相对湿度和气压等要素, 计算了青岛站大气修正折射指数的垂直廓线(图略), 结果显示, 3 个时间中青岛站均出现大气波导现象, 高度在 100 m 以下。

3 数值试验与结果检验

3.1 模拟设置

本文采用大气中尺度模式 WRFv3.6.1 来模拟此

次海陆风和波导过程。本次模拟的区域范围为大区(24.8°~50°N, 106°~135°E), 小区(33°~42°N, 115°~127°E), 大区和小区采用双向嵌套。表 1 为模拟区域范围设置以及物理参数的选取。为了在大气底层有更高的垂直分辨率, 本文在边界层内(1500 m)设置了 16 层, 其中 300 m 以下设置了 10 层。

WRF 模式的初始场运用了 FNL 再分析数据^①(1°×1°, 时间分辨率 6 h), 同时加入了 NEAR-GOOS (North - East Asian Regional - Global Ocean Observing System) 日平均数据海温^②(0.25°×0.25°)。模式结果输出时间分辨率为 3 h, 文中采用小区的模拟结果进行分析。

较高的初始场质量是提高模拟精度的关键因素之一。本文采用循环三维变分^[19]手段提高模拟初始场质量, 同化了模拟时段前 12 h 内获得的常规观测数据和非常规观测数据。前者包括每日定时的

表 1 WRF 模式区域设置和物理参数设置

区域与选项	具体设置
区域与分辨率	两重嵌套, 兰勃脱投影 中心点(35°N, 120°E) 大区格点: 110×120 小区格点: 401×401 大区水平分辨率: 15 km 小区水平分辨率: 3 km 垂直分辨率: 49 η 层**
时间步长	90 s, 30 s
边界层方案	YSU 方案
积云方案 e	Kain-Fritsch 方案
微物理方案	Lin 方案
辐射方案	长短波辐射方案: RRTM 方案
陆面过程	Noah 陆面模式
背景误差	CV5

**η= 1.000 0, 0.999 0, 0.998 5, 0.997 5, 0.995 0, 0.992 5, 0.990 0, 0.985 0, 0.980 0, 0.977 5, 0.970 0, 0.954 0, 0.934 0, 0.909 0, 0.880 0, 0.850 6, 0.821 2, 0.791 8, 0.762 5, 0.708 4, 0.657 3, 0.609 0, 0.563 4, 0.520 4, 0.479 8, 0.441 5, 0.405 5, 0.371 6, 0.339 7, 0.309 7, 0.281 5, 0.255 1, 0.230 3, 0.207 1, 0.185 4, 0.165 1, 0.146 1, 0.128 4, 0.111 8, 0.096 5, 0.082 2, 0.068 9, 0.056 6, 0.045 2, 0.034 6, 0.024 9, 0.015 9, 0.007 6, 0.000 0。850 hPa 以下各层对应的海拔高度分别大约为: 6 m, 10 m, 16 m, 30 m, 51 m, 72 m, 103 m, 145 m, 176 m, 218 m, 318 m, 474 m, 672 m, 915 m, 1 184 m, 1 461 m。

① <https://dss.ucar.edu/datazone/dsszone/ds083.2>。

② <ftp://eclipse.ncdc.noaa.gov/pub/OI-daily-v2/IEEE/>。

探空和地面数据^①,后者主要包括 AIRS^② 大气温度廓线和 SSMI^③ 大气可降水量等。进行循环三维变分前必须事先给定背景误差协方差^④。WRF 模式的同化模块提供了气候态的背景场误差协方差(CV3),但研究表明该背景误差用在个例模拟时效果并不理想,因此本文采用 NMC(The National Meteorological Center's Spectral Statistical - Interpolation Analysis System)方法,直接运用模拟所用的背景场作为 WRF 模式的背景场,进行 14 d 的后报模拟(以模拟时段为中心,每日 08 时和 20 时分别进行两次 24 h 模拟),根据模拟结果生成本次大气波导研究所适用的背景误差协方差(CV5)。

3.2 数值试验

本文设计控制试验 Exp-A 和敏感试验 Exp-B 两组试验。Exp-A 模拟时段为 2006 年 8 月 21 日 08 时—24 日 08 时,共 72 h,同化时段为 8 月 20 日 20 时—21 日 08 时,对大区进行间隔 3 h 的循环三维变分同化。由于青岛地形复杂,既有陡峭的崂山山脉,也有较平坦的海岸线。为了考察陡峭地形对波导的影响,敏感试验 Exp-B 在其他条件不变的情况下,将崂山海拔高度降至 10 m。

3.3 结果检验

将 WRF 控制试验 Exp-A 高时空分辨率输出的温度和湿度结果以及根据式(1)和式(2)计算出的波导信息与探空站实际观测数据进行比较。结果显示,尽管两者数值大小在底层存在一定的差异,但发展趋势较为一致(图略)。图 2 给出了模式输出的青岛站地面风场和温度的时间序列图,对比图 1,可以看到模式很好地模拟出了海陆风过程,并与实际观测较为一致。同时,将其他站点(射阳站和上海站等)的温度和湿度等进行比较(图略),结果显示 WRF 模拟气象要素场与实际观测较吻合,模式很好地模拟出了大气实际状态。

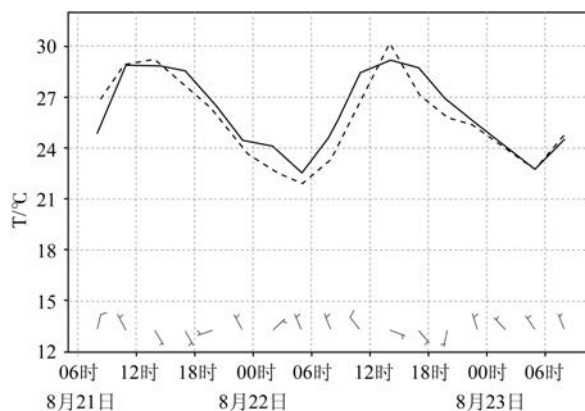


图 2 模拟的青岛站地面气温(实线)与观测数据(虚线)时间序列的对比及模拟的 10 m 风场的时间序列

4 波导成因与分析

4.1 海陆风过程

根据 WRF 控制试验 Exp-A 的高时空分辨率的模拟结果,青岛沿岸 21 日 11 时为陆风,14 时海风在近岸形成,在其影响下青岛近岸水汽增多;海风随时间增强并逐渐向内陆推进,海风影响到整个青岛近岸以及胶州湾地区,水汽平流随海风的增强而增大;至 20 时陆风再次发展,海风减弱并后退到海上,青岛近岸由海风转变为陆风,受陆风影响,水汽平流减弱。

将垂直海岸线做剖面 AB(A 36.2°N, 119.0°E, B 35.8°N, 120.3°E),从风场的垂直分布同样可以看出,11 时陆海温差约为 1 °C,青岛近岸为陆风控制(见图 3a);随着太阳辐射的增强,陆海温度差异逐渐增大,在海陆热力差异驱动下,14 时海风形成(见图 3b),海风厚度约为 500 m,陆上存在明显上升气流,陆上较暖空气在海风环流影响下向海洋一侧平流,并在海洋上空下沉,受其影响,海洋上空气温略有增高,形成海洋热内边界层(见图 3b 和 3c);傍晚由于地面长波辐射冷却作用,导致陆地温度逐渐小

① <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>。

② <ftp://airsparlu.ecs.nasa.gov>。

③ <ftp://ftp.ssmi.com/ssmi>。

④ WRF 同化过程需要给定的背景误差协方差的方法有 CV3、CV5 和 CV6 3 种。CV3 是基于 CFS 预报场作为模式背景场; CV5 是根据模拟结果为所研究的个例生成独自的特征值空间背景误差协方差; CV6 是在 CV5 基础上加入了湿度控制变量,具体见 WRF 手册。

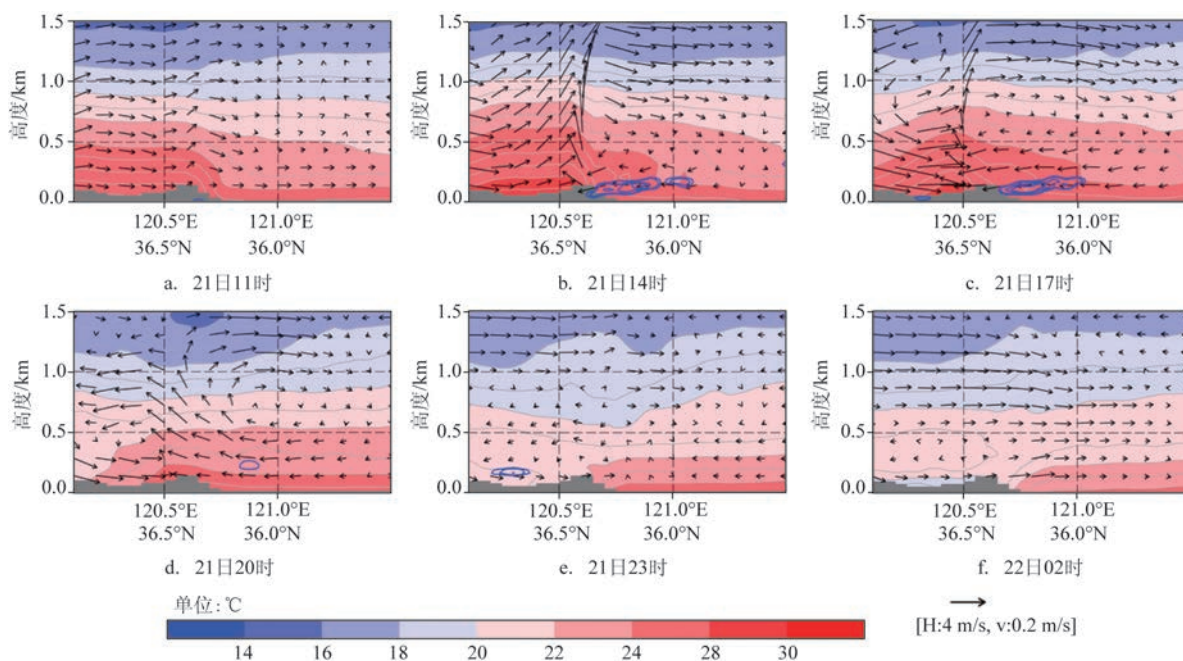


图3 温度和大气波导沿AB线的垂直分布(填充色为温度;蓝色实线为波导陷获层, $\Delta M/\Delta N < 0$;箭头为风场;H为水平方向速度分量,V为垂直方向速度分量)

于海洋温度,在海陆热力差异的驱动下,陆风发展,海风开始减弱并向海洋一侧后退,陆风最终取代海风影响青岛地区(见图3d和3f),此时,近岸受海风上升支与陆风上升支共同影响,上升运动显著(见图3d)。从上述分析可以看出,青岛近岸发生了一次显著的海陆风过程。

4.2 波导过程分析

4.2.1 波导类型与分布

从控制试验Exp-A模拟的大气波导类型和分布来看,21日14时在海陆热力差异驱动下青岛近岸海域海风出现,大气波导形成;海风随时间发展加强,波导范围也随之变大;20时陆风形成,海风逐渐减弱至消失,青岛近岸海域的大气波导也随之消失。从较平坦地区的海风和波导的垂直分布上来看(见图3),海风出现后,波导形成于近岸海域的海风环流中,波导顶高度约为200 m,波导陷获层厚度约为150 m左右(见图3b和3c)。

4.2.2 波导成因

从前面的分析可知,此次海陆风过程中不存在逆温层,由此可见此次大气波导产生的关键因素是水汽垂直梯度。根据WRF控制试验Exp-A高时空

分辨率输出结果分析剖面AB(较平坦地区)上湿度、风场、垂直运动以及大气波导信息,我们可以看到,21日11时青岛近岸边界层为陆风控制,由于近岸海域上空水汽分布没有达到波导形成所需的梯度,此时没有波导形成(见图4a);14时在海陆热力差异驱动下海风形成并发展,厚度约为500 m,海风携带的水汽使近岸底层的水汽混合比增大,同时陆上暖干空气在海风环流作用下上升并向海洋一侧平流,最终在海洋上空下沉,与低层湿空气产生较大的水汽垂直梯度,形成湿度突变层,为波导的形成提供了先决条件;湿度突变层导致大气修正指数随高度减小,形成波导,其高度在100~200 m(见图4b);海风随时间加强,17时海风垂直厚度发展到700 m左右,并深入到内陆地区,大气波导处于稳定状态(见图4c);20时海风开始减弱,陆风加强并向海洋一侧推进,同时海风环流与陆风环流的上升支使近岸水汽混合均匀,水汽垂直梯度减小,大气波导随之消失(见图4d和4e)。

4.2.3 近岸地形的影响

青岛近岸地形复杂,东南部较陡峭的崂山山脉(主峰海拔1 132.3 m)对青岛近岸风场和大气波导影响显著。图5给出了控制试验和地形敏感试验

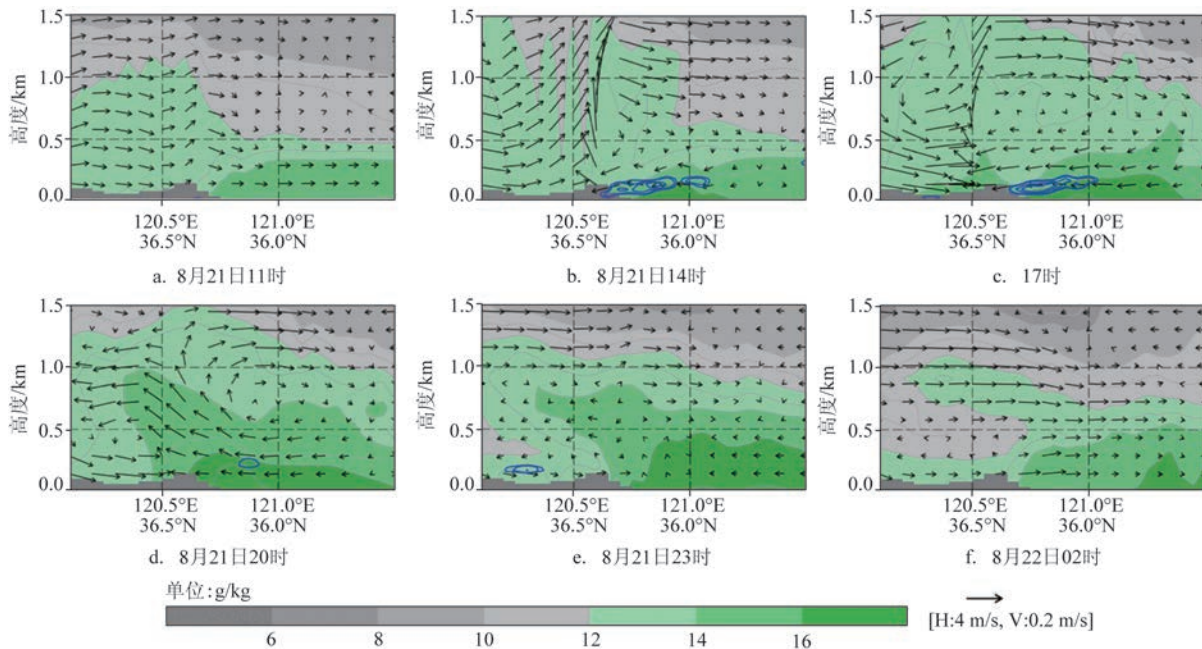


图4 水汽混合比(单位:g/kg)和大气波导沿AB线的垂直分布(填充色为水汽混合比,单位:g/kg;蓝色实线为波导陷获层, $\Delta M/\Delta N < 0$;箭头为风场;H为水平方向速度分量,V为垂直方向速度分量)

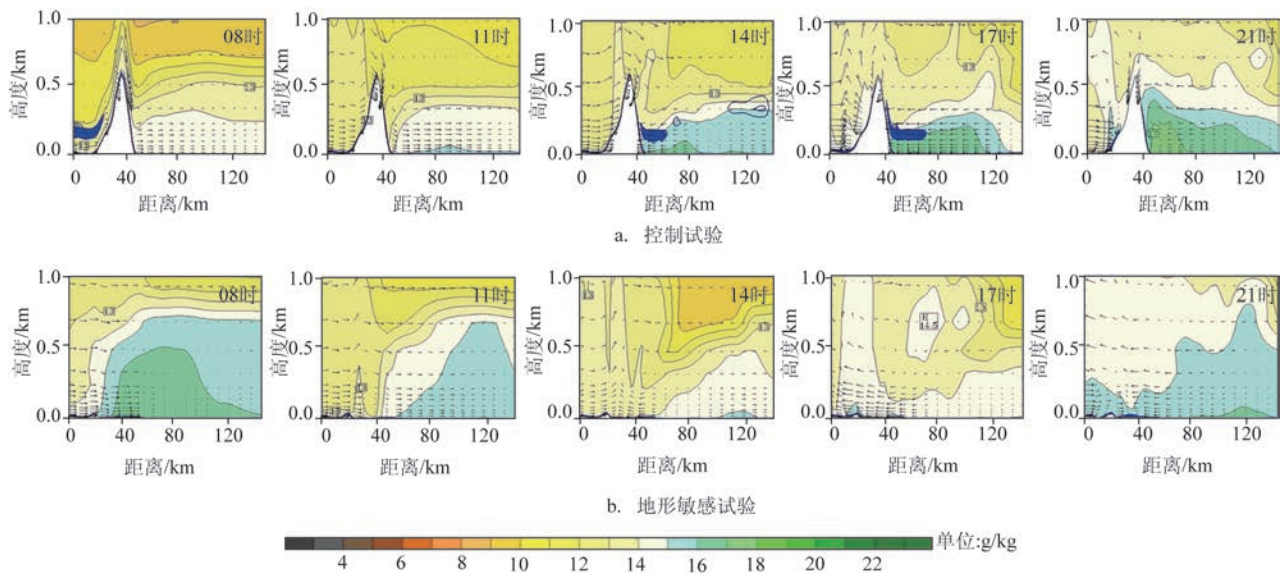


图5 控制试验与地形敏感试验模拟的水汽混合比和大气波导沿CD线的垂直剖面(填充色为水汽混合比,单位:g/kg;蓝色实线为波导陷获层, $\Delta M/\Delta N < 0$;箭头为风场)

模拟结果沿剖面CD(C 36.3°N, 120.5°E, D 36.0°N, 120.8°E)的水汽、风场和大气波导陷获层的位置分布。图中可以看出,海风发生后,陡峭地形的阻挡作用使水汽在向海一侧底层积聚,形成较大的湿度突变层,利于波导的形成;波导形成后有随地形抬升的趋势(见图5a);将崂山地形降至10 m后,波导随

之消失;这主要是由于失去了陡峭地形的阻挡作用,海风携带的水汽在近岸一定水平距离内分布较均匀,没有产生明显的湿度突变层,不利于波导的形成(图4a—e)。

为了更清楚地阐释地形对海陆风、水汽以及温度的影响,图6给出了控制试验与敏感试验模拟的

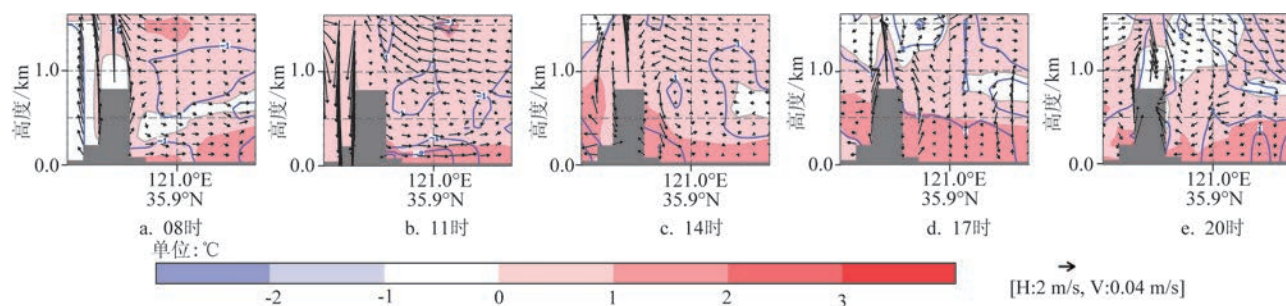


图6 敏感试验与控制试验模拟的水汽混合比和温度差异值沿CD线的垂直分布

(填充色为温度;蓝线为水汽混合比,单位:g/kg;H为水平方向速度分量,V为垂直方向速度分量)

水汽和温度的差异值。图中可以看出,当崂山海拔高度降至10 m后,温度变化范围在1~2 °C之间,且底层增温,高层降温,这种变化有利于大气的垂直混合;同时,近岸海风减弱,底层水汽变化值为负值,高层为正值,即水汽混合比底层减小,高层增大,从而使水汽在垂直方向上梯度减小,不利于大气波导的形成。此外,崂山地形降至10 m后,其他较平坦地区的波导也随之消失或减弱,这主要是由于地形降低后,附近其他地区的海风也随之减弱,不易形成较大的湿度突变层或导致湿度突变层减弱,最终导致波导减弱或消失。通过以上分析可以明显地看出,崂山高地形的阻挡作用是此次波导形成过程中的关键因素之一。

5 结论

本文利用大气中尺度区域模式WRF模拟了2006年8月21日发生在青岛近岸的一次由典型海陆风过程引起的大气波导过程。WRF模式很好地再现了海风、陆风环流以及大气波导的发生发展过程,克服了海上常规观测数据分辨率较低的困难,使得详尽分析研究此次大气波导的形成机制成为可能。

通过此次大气波导发生时的天气形势和数值模拟结果分析,可以看出此次大气波导主要是在海陆风的影响下发生的。晴朗天气条件下,海风在海陆热力性质差异的驱动形成,大气波导随海风的出现而形成;对于较平坦的海岸区域,海风携带大量水汽使近岸底层大气湿度增加,海风下沉携带陆上暖干空气在海洋上空下沉,与底层湿空气形成

较大的水汽梯度,导致大气波导形成;在陡峭地形地区,地形的阻挡作用使水汽在向海一侧积聚,波导形成于地形向海一侧。

参考文献:

- [1] 王玉国, 吴增茂, 常志清. 辽东湾西岸海陆风特征分析[J]. 海洋预报, 2004, 21(3): 57-63.
- [2] 陈莉. 中国近海大气波导的统计特征分析及演变机理的数值研究[D]. 青岛: 中国海洋大学, 2010.
- [3] 张军. 军事气象学[M]. 北京: 气象出版社, 2005.
- [4] 刘成国, 潘中伟. 低空大气波导的研究状况及前景[J]. 电波与天线, 1996(1): 1-6.
- [5] Atkinson B W, Li J G, Plant R S. Numerical modeling of the propagation environment in the atmospheric boundary layer over the Persian Gulf[J]. Journal of Applied Meteorology and Climatology, 2001, 40(3): 586-603.
- [6] Atkinson B W, Zhu M. Coastal effects on radar propagation in atmospheric ducting conditions[J]. Meteorological Applications, 2006, 13(1): 53-62.
- [7] Zhu M, Atkinson B M. Simulated climatology of atmospheric ducts over the Persian Gulf[J]. Boundary-Layer Meteorology, 2005, 115(3): 433-452.
- [8] 吴增茂, 龙宝森. 青岛局地风特征的分析[J]. 海洋湖沼通报, 1993(1): 16-22.
- [9] 常志清, 吴增茂, 高山红. 青岛海陆风三维结构的数值模拟[J]. 青岛海洋大学学报, 2002, 32(6): 877-883.
- [10] 高荣珍, 林行, 孙贞. 青岛近海夏季海风特征及其预报方法研究[J]. 中国海洋大学学报, 2008, 38(5): 699-704.
- [11] 黄容, 漆梁波, 李庆宝, 等. 青岛近海夏季海风分型及预报[J]. 气象, 2008, 34(S1): 223-229.
- [12] 盛春岩, 陈优宽. 2006年8月青岛一次强海风过程“人”字形结构分析[J]. 气象, 2007, 33(8): 35-39.
- [13] 盛春岩, 王建林, 刁秀广. 2006年8月青岛国际帆船赛期间海陆风特征及三维结构分析[J]. 中国海洋大学学报, 2007, 37(4): 609-614.

- [14] 蔺发军, 王红光, 林乐科, 等. 风向对蒸发波导环境特性影响的研究[J]. 电波科学学报, 2007, 22(3): 410-413.
- [15] Burk S D, Thompson W T. Mesoscale modeling of summertime refractive conditions in the southern California Bight[J]. Journal of Applied Meteorology and Climatology, 1997, 36(1): 22-31.
- [16] 韩杰, 张玉生, 康士峰, 等. 利用MM5V3模式模拟大气波导产生的准确率分析[J]. 海洋预报, 2012, 29(2): 68-72.
- [17] 孙贞, 高荣珍, 张进, 等. 青岛地区8月一次海风环流实例分析和WRF模拟[J]. 气象, 2009, 35(8): 76-84.
- [18] 高山红, 齐伊玲, 张守宝, 等. 利用循环3DVAR改进黄海海雾数值模拟初始场 I: WRF数值试验[J]. 中国海洋大学学报, 2010, 40(10): 1-9.
- [19] Bean B R, Dutton E J. Radio meteorology[M]. New York: Dover Publication Inc., 1968.

Numerical study on the formation of atmospheric duct during a sea-land breeze process in the nearshore of Qingdao

LIU Gui-yan¹, LIAN Xi-hu¹, GAO Shan-hong², GAO Song¹, BAI Tao¹, DONG Lin¹, CHEN Li³

(1. North China Sea Marine Forecasting Center of State Oceanic Administration, Qingdao 266033 China; 2. Ocean University of China, Qingdao 266100 China; 3. National Marine Environmental Forecasting Center, Beijing 100081 China)

Abstract: The atmospheric duct in a typical sea-land breeze process occurred in Qingdao on 21st August, 2006 is investigated using the state-of-the-art WRF. The WRF numerical results reasonably reproduces the occurrence and development of the sea-land breeze and atmospheric duct. Based on the WRF numerical simulation with high temporal and special resolution, a detailed analysis of the formation mechanism of atmospheric duct in the process of sea-land breeze is conducted in this paper. The results show that the existence of the layer with abrupt humidity change is the main factor leading to the occurrence of atmospheric duct, and there is no temperature inversion layer in this duct process. Moreover, the atmospheric duct occurs with the appearance of sea breeze. The land-sea temperature difference increases in the afternoon, and the sea breeze is formed driven by the difference in thermal properties between the sea and the land, which brings a large amount of water vapor to the shore and increases the relative humidity in the bottom atmosphere. Meanwhile, the warm and dry air on land is advected to the ocean side under the influence of sea breeze and sinks over the ocean in the end. The ocean-atmosphere boundary layer develops into a thermal inner boundary layer with stable stratification. The sinking dry air and the bottom moist air causes a larger vertical gradient of water vapor, which is favorable to the decrease of atmospheric refractive index along with height and the formation of atmospheric duct. When the sea breeze circulation weakens and the land breeze forms and develops, the water vapor is mixed evenly in the vertical direction, and the atmospheric duct weakens and disappears. Topography plays a significant role on the formation of duct. A large amount of water vapor carried by the sea breeze accumulates on the seaward side due to the terrain obstruction, and the duct is formed on the seaward side of the steep terrain under the influence of the sea breeze circulation.

Key words: sea breeze; land breeze; atmospheric duct; WRF numerical simulation