

# 辽宁葫芦岛地区海陆风及热内边界层研究

刘玉彻<sup>1</sup>, 王连仲<sup>1</sup>, 赵凡<sup>2</sup>, 杨森<sup>1</sup>, 杨洪斌<sup>1</sup>, 邹旭东<sup>1</sup>

(1. 中国气象局沈阳大气环境研究所, 辽宁 沈阳 110016; 2. 辽宁气象影视中心, 辽宁 沈阳 110016)

**摘要:** 根据 2007 年辽宁葫芦岛气象站资料分析了葫芦岛地区海陆风变化特征, 并用 MM5v3 模式模拟了典型日的海陆风风场变化和热内边界层位温场结构变化。结果表明: 海风和陆风出现的频率有明显的季节性变化。冬季陆风较多, 春夏海风较多, 春季、秋季易形成海陆风; 海风起止时间夏季长冬季短, 陆风起止时间秋冬季较夏季长; 典型海陆风日中, 海风造成陆地湿度变大, 海风风速大于陆风风速; 通过海风的数值模拟, 海风由生成到成熟海岸吹向内陆其厚度可增厚到 2 000 m 以上, 伸向内陆距离可到 40 km; 热内边界层向内陆呈舌状分布, 海岸边界层高度在 200~300 m 之间, 抛物面高度随着向内陆延伸的距离增加而升高。热内边界层最高达 1 800 m。

**关键词:** 海风; 陆风; 海陆风; 风场; 热内边界层

中图分类号: P404 文献标识码: A 文章编号: 1000-3096(2012)01-0087-07

由于水、陆的热性质不同, 就会出现白天陆地气温高于水面气温、夜间水面气温高于陆地的情况, 温度的差异造成气压差, 进而形成局地的水陆风环流, 一般称为海陆风。沿海区域最显著的大气现象就是有规律的陆风和海风的变化<sup>[1]</sup>。在近地层, 白天吹海风, 夜间吹陆风; 空中则为反向气流, 吹海风时, 反向气流从陆地返回海洋。海陆风的强度和结构因时因地而异, 中纬度下半年才较明显。通常海风强于陆风, 可深入内陆数公里至数十公里, 厚度为 0.1~1.0 km, 一般为 0.5 km 左右<sup>[1]</sup>。

葫芦岛是辽宁省下辖的一个地级市, 原名锦西。葫芦岛市中心地理方位为 120°38'E, 40°56'N, 地处辽宁省西南部, 东邻锦州, 西接山海关, 南临渤海辽东湾, 与大连、营口、秦皇岛、青岛等市构成环渤海经济圈, 扼关内外之咽喉, 是中国东北的西大门, 为山海关外第一市。近岸地区受海洋影响显著, 是海陆风的多发地区。海陆风环流对该地区的天气和气候有重要影响, 具有重要的研究意义。由下垫面特性的差异诱生的一些特殊大气现象, 如热力内边界层结构(TIBL), 可能影响局地大气污染物输送和扩散特性, 例如引起高架点源烟流的熏烟现象等, 从而影响排放在这些地区的空气污染物的分布规律<sup>[2]</sup>。

海陆风对于沿海地区具有很宝贵的实践与应用价值。Zagar<sup>[3]</sup>等通过中尺度模拟, 发现海风对丹麦东部沿岸的干沉降(dry deposition)影响显著, 干沉降可以引发当地海洋藻类的数量变化。20 世纪 50 年代以

前对观测资料作分析讨论主要从分析海陆温差入手, 研究海陆风环流形成的压力场和运动场, 限于分析线性化的运动方程, 属于古典的研究。Martilli<sup>[4]</sup>通过虚拟海岸环境, 分析了城市对海岸中尺度气流(海陆风)的影响作用和城市影响条件下海陆风扩散空气污染物质的规律。EStoque<sup>[5]</sup>首次利用二维海陆风模式对海风模拟, 模拟了天气尺度风及其垂直切变  $Kz$  的垂直变化、凝结和海岸线的变化对海风的作用, 国内对海陆风的观测研究始于 20 世纪 50 年代, 朱抱真<sup>[6]</sup>1955 年率先在台湾开始了海陆风的研究。50 年代中后期, Pearce 首次采用非线性方程计算海陆风环流的变化<sup>[7]</sup>, 60 年代以后随着探测技术、航空器、遥感技术的发展, 海陆风观测手段也有显著突破<sup>[8]</sup>。20 世纪 70 年代之后, 研究开始把海陆风与空气污染结合起来。1976 年, 北京大学地质系在大陆首先对辽宁省锦州西部的海陆风进行了观测研究, 研究组分析了海陆风环流的频率、强度和转换高度, 并且, 根据海陆风空间气温场的变化, 提出了海陆风对空气污染物扩散的影响。在 80 年代之后, 周钦华<sup>[9]</sup>对浙江沿海地区、孔宁谦<sup>[10]</sup>对广西北海地区的海陆风分别作了统计分析。因为海陆风对大气污染有非常大的影响, 所以本文对 2007 年辽宁葫芦岛地区的

收稿日期: 2009-08-18; 修回日期: 2011-04-13

基金项目: 中央级公益性科研院所基本科研业务费(2011IAE-CMA10)

作者简介: 刘玉彻(1979-), 女, 山东临朐人, 助理研究员, 硕士, 从事大气环境研究工作, E-mail: lwlyc79@tom.com

海陆风特征作以下分析。

## 1 资料与方法

根据葫芦岛市气象站的观测资料分别对海风和陆风发生日数和频率进行了统计。葫芦岛站的风向风速资料是每小时记录一次, 每日记录 24 次, 2007 年 1~12 月逐月风向和风速资料共 17 520 个。

海陆风日定义: 为了便于从理论上确定海陆风日, 根据海陆风的变化规律, 本文将每日 24 h 划分为 4 个时段<sup>[11]</sup>。即: (1)在陆风时段 01:00~08:00 时, 陆风的出现时次必须大于等于 4, 而海风出现时次必须小于等于 2; (2)在海风时段 13:00~20:00 时, 海风的出现时次必须大于等于 4, 而陆风出现时次必须小于等于 2; (3)在选入的海陆风日, 24 h 内地面观测风速必须小于等于 10 m/s; (4)海陆风日中, 必须同时符合海风和陆风的规定标准。

葫芦岛地区海岸线沿着 NE 和 SW 方向走向, 且视其走向 22.5° 以内非海风也非陆风, 所以分别定义海风风向为 ENE, E, ESE, SE, SSE, S, SSW; 陆风风向为 NW, NNW, W, NNE, N, WSW, WNW。

MM5 是三维中尺度非静力气象模式, 具有多重嵌套功能, 垂直方向上采用地形追随坐标( $\sigma$  坐标), 适用的尺度范围很宽, 可以用来模拟中- $\alpha$ 、中- $\beta$ 、中- $\gamma$  尺度系统, 模式对各物理过程提供了多种选项, 包括降水的物理过程、地表能量的收支、地表边界层的处理和大气辐射的物理过程等。本文使用的是该模式的 MM5V3。

## 2 结果与分析

### 2.1 葫芦岛地区海陆风的月和季节分布特征

按照海陆风日的定义, 对葫芦岛站的 2007 年逐日风向风速资料进行了统计, 结果见图 1。可以看出海风和陆风出现的频率有明显的季节性变化。陆风在冬季发生频率高、次数多, 而在夏季发生频率低、次数少。1 月份陆风发生次数 25 次, 12 月份发生 27 次达到全年最高, 这两个月份都属于葫芦岛地区的冬季; 而在夏季 6 月份陆风发生 13 次, 7 月份发生 11 次, 降到全年最低, 可见陆风在冬季发生次数多, 而在夏季发生次数少。海风冬季 1 月份发生 6 次, 12 月份发生 3 次达到全年最低, 而在夏季 6 月份 26 次, 7 月份发生 25 次, 8 月份发生 18 次, 平均在 20 次左右, 可见海风和陆风相反, 夏季发生次数多而冬季发生次数少。这是由于该地区冬季受大陆气团控制,

同时气温长时间较低, 导致近海海面结冰, 热容量迅速减少, 水陆边界层差异降低, 由于陆面气温长期低于海面气温, 白天夜间陆地上都易形成局地高压, 所以陆风较多, 而海风较难形成; 同时由于春夏季陆地升温较海面快, 特别在太阳辐射最强的夏季, 地面温度远高于海面, 白天陆地上形成局地低压, 从而较易形成海风, 而又由于近年来气候变暖, 太平洋副热带高压北移, 造成夜间陆面降温不大, 海陆温差不明显, 从而造成陆风较少。海陆风日发生次数在 3 月达到 13 次, 4 月达到 10 次, 8 月达到 12 次, 可见葫芦岛市海陆风日发生次数在春季、秋季较多, 全年葫芦岛的海陆风日发生次数都较多在 3 次以上, 相比大连金州地区<sup>[1]</sup>高出很多, 原因是地理位置的不同, 金州地区陆地面积较小, 三面环海, 而葫芦岛地区陆面和海面都较为广阔, 海陆下垫面边界层差别较大, 较易形成海陆风。海陆风就是由于一日内海陆非绝热加热不均匀造成的一种局地次级环流, 海陆风是在大范围风场背景上发展起来的, 实际的风场更加复杂, 海陆风环流常常被大范围气流减弱甚至完全掩盖。葫芦岛地区冬天背景风大, 所以海陆风相对来说较少。而春季、秋季出现频率最高, 这主要是该地区春季、秋季天气系统较为均衡, 气压梯度小, 天气以晴天为主, 造成太阳辐射强, 海陆温差大, 较易形成海陆风。而冬季和夏季天气系统强, 气压梯度大, 不利于海陆风形成和维持。与文献[11]的研究结果有些差异主要是由于研究年限的不同, 近年来气候异常, 造成不同年的同一地区的气象变化很大; 同时文献[11]只取了 1 月、4 月、7 月、10 月作为分析, 很难表现全年的变化特征; 而文献[11]的风向定义中把属于顺岸流的海风 E 定义为陆风, 直接造成了与本文的研究结果有些差异。

从表 1 可以看出海风开始时间大约在中午 13:00,

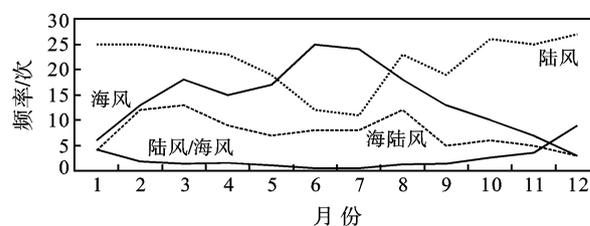


图 1 2007 年葫芦岛市陆风、海风、陆风/海风、海陆风出现频率

Fig. 1 Monthly frequency of landwind, seawind, landwind/seawind, and sea-landwind at Huludao in 2007

表 1 2007 年葫芦岛市海风、陆风起止时间及平均风速

Tab. 1 Sea breeze, land breeze starting or ending time and average wind speed in Huludao in 2007

月份	海风			陆风		
	起始时刻(时:分)	终止时刻(时:分)	平均风速(m/s)	起始时刻(时:分)	终止时刻(时:分)	平均风速(m/s)
1	13:00	19:00~20:00	3.1	13:00	19:00~20:00	3.1
2	13:00	19:00~20:00	2.7	13:00	19:00~20:00	2.7
3	13:00	19:00~20:00	5.6	13:00	19:00~20:00	5.6
4	13:00~14:00	20:00	4.3	13:00~14:00	20:00	4.3
5	13:00	20:00	4.2	13:00	20:00	4.2
6	13:00~14:00	20:00	4.1	13:00~14:00	20:00	4.1
7	13:00	20:00	3.0	13:00	20:00	3.0
8	13:00	20:00	2.1	13:00	20:00	2.1
9	13:00	20:00	1.9	13:00	20:00	1.9
10	13:00~14:00	20:00	1.8	13:00~14:00	20:00	1.8
11	13:00~14:00	20:00	3.9	13:00~14:00	20:00	3.9
12	13:00	19:00~20:00	2.2	13:00	19:00~20:00	2.2

结束时间大约在晚上 20:00, 海风平均风速在春季比较高而夏季比较低, 3 月份达到最高 4.6 m/s, 这是春季陆面白天升温过快造成的。海风起止时间春、夏季较短、冬季稍长一些, 这是由于在夏季日照时间长, 海风环流形成后可以较长时间获得能量来源, 使环流发展到最强, 在冬季日照时间短, 海风环流形成后获得能量来源的时间短, 环流很难发展到最强<sup>[12]</sup>。所以海风持续时间夏季长冬季短, 这和文献[9]的研究结果相一致。陆风开始时间多在凌晨 01:00, 结束时间在早上 08:00, 陆风风速在春夏季较高, 3 月份达到最高值 6.7 m/s, 而秋季达到最低, 9, 10 月份为 2.1 m/s, 因秋冬季夜间陆面气温下降快, 易受大陆气团控制, 同时气温长时间较低, 造成陆风起止时间秋冬季较夏季长。

## 2.2 海陆风日个例分析

在一年的海陆风日中选择一天(7 月 15 日)作为个例研究。这一天前后葫芦岛地区被弱高压控制, 气压场比较均匀, 气压梯度较小, 天气晴朗, 海陆温差较大, 较易形成海陆风。所以可选取这一天来研究其海陆风及热内边界层的变化特征。

### 2.2.1 海陆风日观测资料分析

图 2 是葫芦岛 2007 年 7 月 15 日温度、湿度、风向、风速等气象要素变化曲线图。可以看出夜间 01:00~05:00 温度下降缓慢, 且幅度很小, 这造成陆风风速较小, 从图 2d 便可看出; 06:00 开始随着太阳辐射加强, 地面温度也快速上升, 在 11:00 达到最大值 27.4℃, 这必然导致海陆温差快速加大, 引

起海风, 造成陆地湿度增大(图 2b), 同时海风风速也较大(图 2d); 18:00 开始地面温度迅速降低, 海风开始消失, 风速迅速下降。图 2c 是一天的风向变化曲线, 在陆风时段风向主要是 W, 在海风时段风向主要是 S-SSE, 通过图 2c 可以看出从夜间到白天陆风

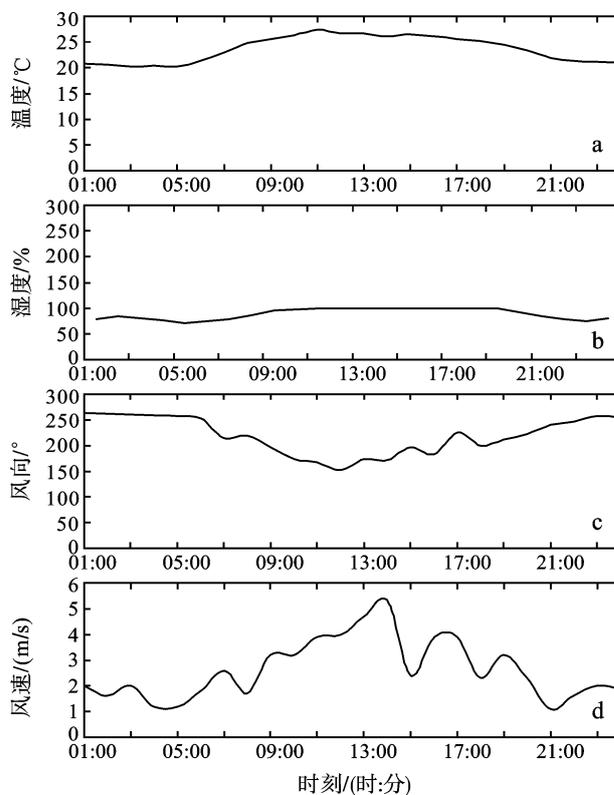


图 2 2007 年 7 月 15 日气象要素变化

Fig. 2 Variation of weather factor in July, 15, 2007

向海风转化时,风向发生明显的逆时针变化。由图 2d 可以看出海风风速明显大于陆风风速。

### 2.2.2 风场和温度场数值模拟分析

采用了 MM5v3 数值预报模式模拟了葫芦岛地区 2007 年 7 月 15 日的风场变化。采用套网格方案,分三层嵌套进行运算,范围覆盖葫芦岛整个地区,模式中心范围为  $120^{\circ}38'E$ ,  $40^{\circ}56'N$ 。9 km 一层的的东西格点数为 85, 南北格点数为 67; 3 km 一层的的东西格点数为 85, 南北格点数为 67; 1 km 一层的的东西格点数为 103, 南北格点数为 85, 画图网格东西格点数为 278 个, 南北格点数为 174 个进行插值, 模式使用 T213 场地高空常规观测资料, 模式每小时输出一次, 取 1 km 区域 10 m 高度,  $u, v$  分量的模拟结果。采用的主要物理过程为 Grell 积云对流参数化方案, MRF 行星边界层方案, 简单冰相方案, 云辐射方案, 9 km 区域为时变边界条件, 3 km 和 1 km 为松弛边界条件。由于人类活动主要在陆地上, 又以白天为主, 而海风往往会对沿岸地区的边界层、污染物扩散、天气和气候状况造成显著影响, 所以下面主要研究海风及由海风引起的风场及热内边界层的变化特征。

### 2.2.2.1 水平和垂直风场分析

由于篇幅的限制, 本文只列出了葫芦岛地区 2007 年 7 月 15 日白天海陆风变化的几个关键时刻的水平风场图(100 网格为  $40.78^{\circ}N$ , 以下均是)。由早上 08:00 的水平风场图(图 3a、图 4a)可以看出, 由于地面迅速升温, 海洋和陆地出现温差, 海面出现了向岸气流, 而陆面出现了离岸气流的阻断, 在海岸形成了高度很低的小的风垂直涡旋, 300 m 上空依然是离岸气流, 此时地面风速较小 2.4 m/s, 正是由陆风向海风转化的时刻。随着地面温度进一步升高, 在 10:00 时由水平和垂直风场图(图 3b、图 4b)看出海风开始形成, 内陆风向由 S 转向 SE, 风速 3.1 m/s, 海风伸向陆地 25 km 左右, 海风高度 1 000 m 左右, 高空形成了海风环流。12:00 时(图 3c、图 4c)海风发展到最强, 地面风速增大到 3.5 m/s, 海风伸向陆地达到了 40 km 左右, 海风高度达到 2 000 m 以上, 同时距陆面 40 km 处海面出现了明显的辐散区, 表明海风环流已发展成熟。16:00(图 3d、图 4d)随着太阳辐射的减弱, 海陆温差减小, 陆地风向由 SE 转向 SW, 海风变为顺岸流, 风速降为 2.4 m/s, 海

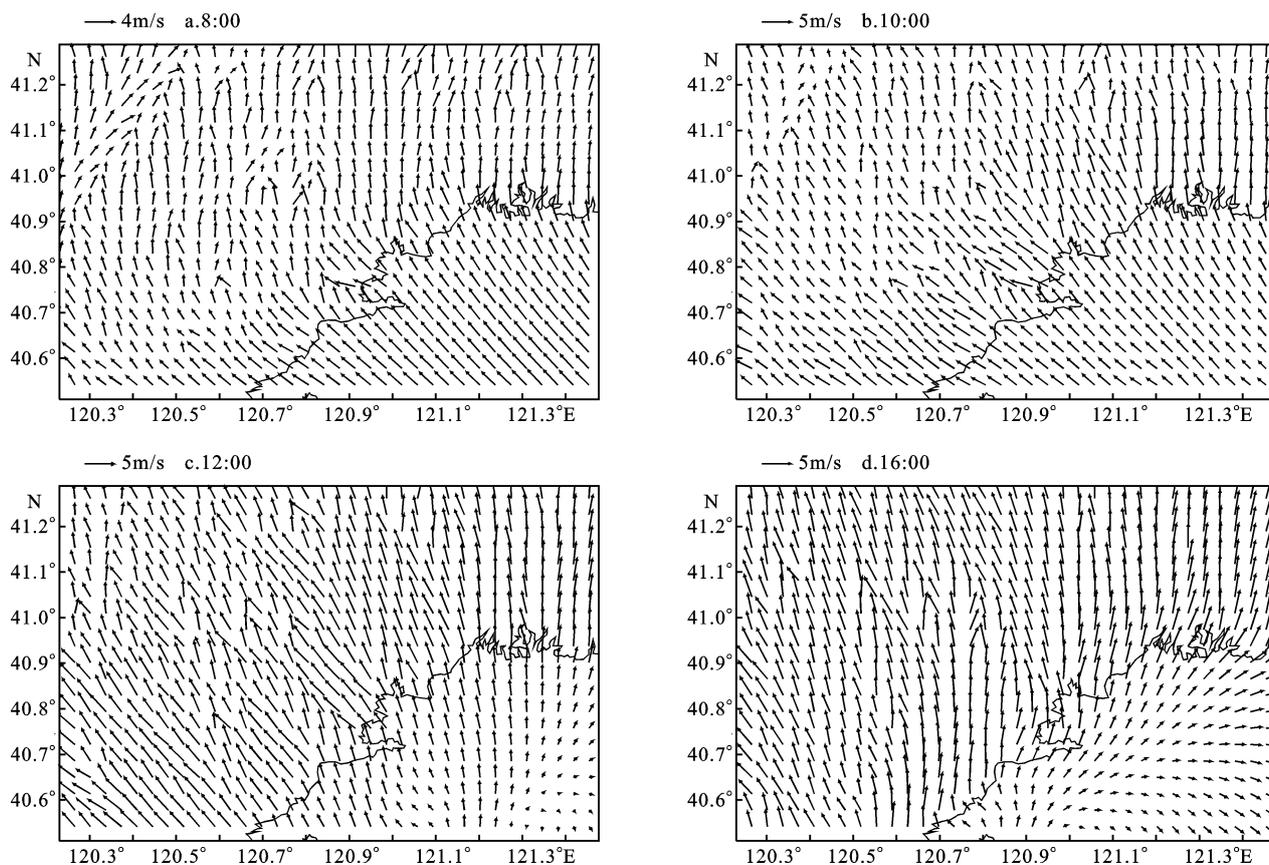


图 3 2007 年 7 月 15 日葫芦岛关键时刻水平风场

Fig. 3 Level agitation of huludao at pivotal time on July 15, 2007

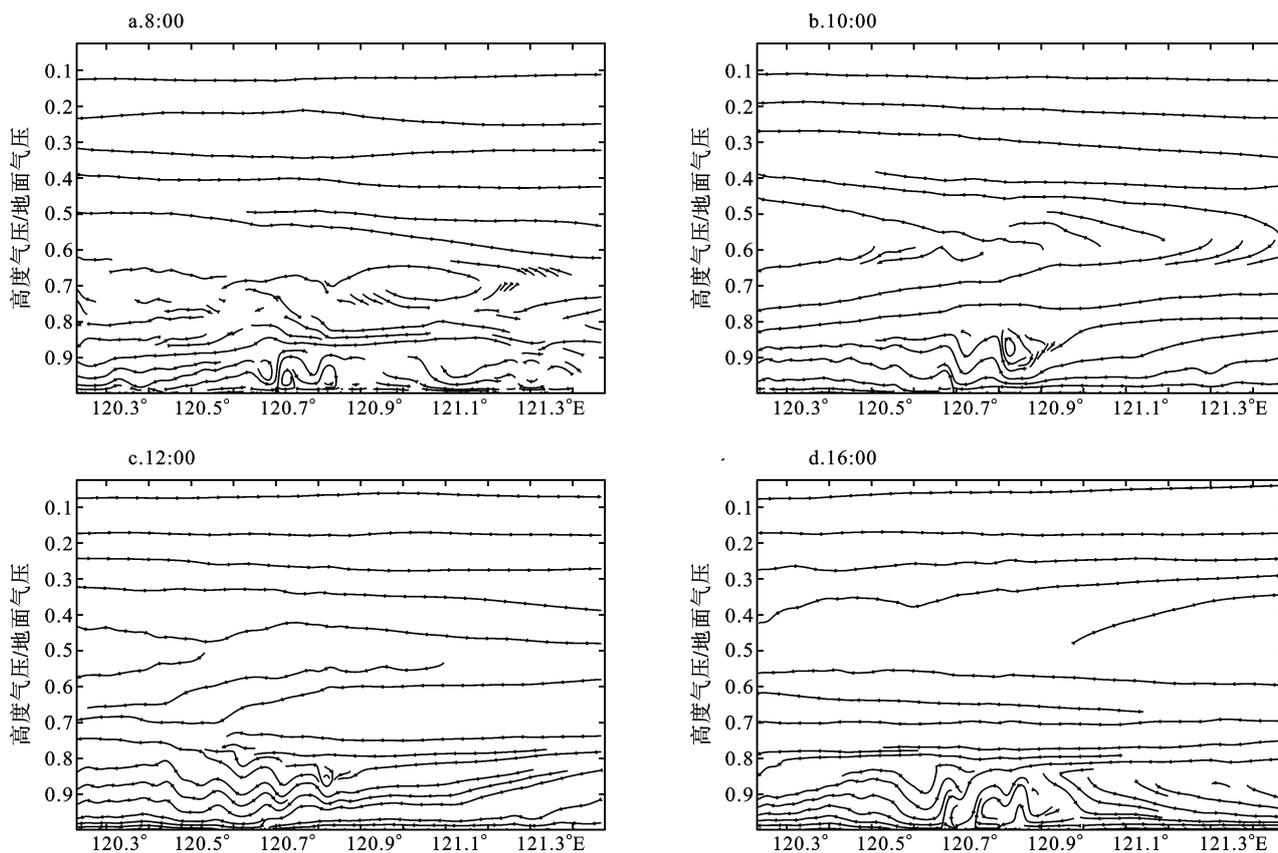


图 4 2007 年 7 月 15 日葫芦岛关键时刻第 100 网格垂直风场  
 Fig. 4 Uprightness agitation of huludao on NO100 net at pivotal time on July 15, 2007

面出现离岸流，海风开始向陆风转化。与气象站观测资料对比，海风在不同发展时段的风向风速模拟值与观测资料相对一致，8：00，10：00，12：00，16：00 模拟风速分别为 2.4，3.1，3.5，2.4 m/s 与气象站观测资料 2.6，3.2，3.9 和 2.5 m/s 较一致，气象站观测资料风向分别为 219°，185°，151°和 172°，也与模拟结果近似。

#### 2.2.2.2 位温场和热内边界层分析

层结稳定的海风在向内陆移动过程中，容易形成热内边界层<sup>[10]</sup>。热内边界层形成的过程是：在中纬度海岸，当存在海风时，在晴天太阳辐射较强条件下，一方面陆地下垫面受太阳辐射加热影响，趋于形成陆地特性的边界层，另一方面海风吹来温度较低湿度较大的空气，这两方面代表着水面边界层特性，从而在陆面形成水陆两种特性边界层叠加，就会出现由于水陆热力动力差异造成的热内边界层(TIBL)。热内边界层会直接影响海岸地区的大气输送扩散特性，往往造成熏烟型污染。热内边界层结构较复杂，在海陆交界处，当吹海风时，海上气流从底部开始变性，形成特殊的大气垂直结构，底部大气

受陆地加热影响往往具有不稳定结构，上部大气则保持海上的稳定结构，如果近海及内陆同时存在底层不稳定结构，而上层稳定层结，且近海点两种层结交界处高度小于内陆点，则形成热内边界层。图 5 就通过位温场的变化间接地表现了一次典型的热内边界层从形成到消失的结构变化。图 5a 是经过内插的早上 06：00 时的位温场剖面图，位温场较均匀，陆面温场的起伏是由地形影响造成的。10：00 时(图 5b)由海岸向陆地 20 km 处形成了热内边界层，向内陆呈舌状分布，海岸边界层高度在 200~300 m 之间，抛物面高度随着向内陆延伸的距离升高，20 km 处已达 800 m 左右。在 12：00(图 5c)左右随着海风继续向内陆延伸，热内边界层也发展到了全天最强，其向内陆扩展距离达到了 48 km 左右，抛物面高度最高达到了 1 800 m，而内陆热对流混合层抬升到了 2 000 m 以上，此时气象站温度是全天的次高点。16：00 (图 5d)随着海风的减弱热内边界层也开始减弱，20：00 (图 5e)则恢复到了正常的位温层结。值得注意的是热内边界层从形成到消失，近海岸的抛物面结构始终变化不大，只是随着发展向内陆延伸。

### 3 结论

1)海风和陆风出现的频率有明显的季节性变化。由于该地区冬天受大陆气团控制,白天夜间陆地上都易形成局地高压,所以陆风较多,而海风较难形成;同时由于春夏季陆地升温较海面快,白天陆地上形成局地低压易形成海风,夜间陆面降温不大,海陆温差不明显,造成陆风较少。该地区春季、秋季天气系统较为均衡,气压梯度小,天气以晴天为主,造成太阳辐射强,海陆温差大,易形成海陆风日。夏季日照时间长,海风持续时间夏季长冬季短;秋冬季夜间陆面气温下降快,易受大陆气团控制,同时气温长时间较低造成陆风起止时间秋冬季较夏季长。

2)在气压场比较均匀,气压梯度较小,天气晴朗的典型海陆风日中,海风造成白天湿度明显变大。海风风速大于陆风风速。

3)通过海风的数值模拟,夏季早上 08:00 是由陆风向海风转化的时刻。随着地面温度进一步升高 10:00 时开始形成海风,12:00 时海风发展到最强,海面出现了明显的辐散区,海风环流发展成熟,16:00 时随着太阳辐射的减弱,海陆温差减小海风开始向陆风转化。海风由生成到成熟,从海岸到内陆厚度可增厚到 2 000 m 以上,伸向内陆距离可到 40 km。

4)海风可造成岸边陆地形成热内边界层。通过位温场的变化表现了一次典型的热内边界层从形成到消失的结构变化,热内边界层向内陆呈舌状分布,海岸边界层高度在 200~300 m 之间,抛物面高度随着向内陆延伸的距离升高。12:00 热内边界层也发展到最强,向内陆扩展距离达到了 48 km,高度最高达到了 1 800 m,内陆热对流混合层抬升到了 2 000 m 以上。热内边界层从形成到消失,近海岸的抛物面结构始终变化不大,只是随着发展向内陆延伸。

致谢:感谢丁国安研究员给予这篇文章的帮助和建议!

参考文献:

- [1] 刘玉彻,杨森,杨洪斌.大连金州海陆风变化特征分析[J].气象与环境学报,2007,2: 25-28.
- [2] 陆建伟,曹德友,蒋大河.海岸热边界层熏烟模式的应用研究[J].江苏环境科技,2007,增刊(1): 12-15.
- [3] Zagar M, Svensson G, Tjernstrom M. High spatial and temporal variability of dry deposition in a coastal re-

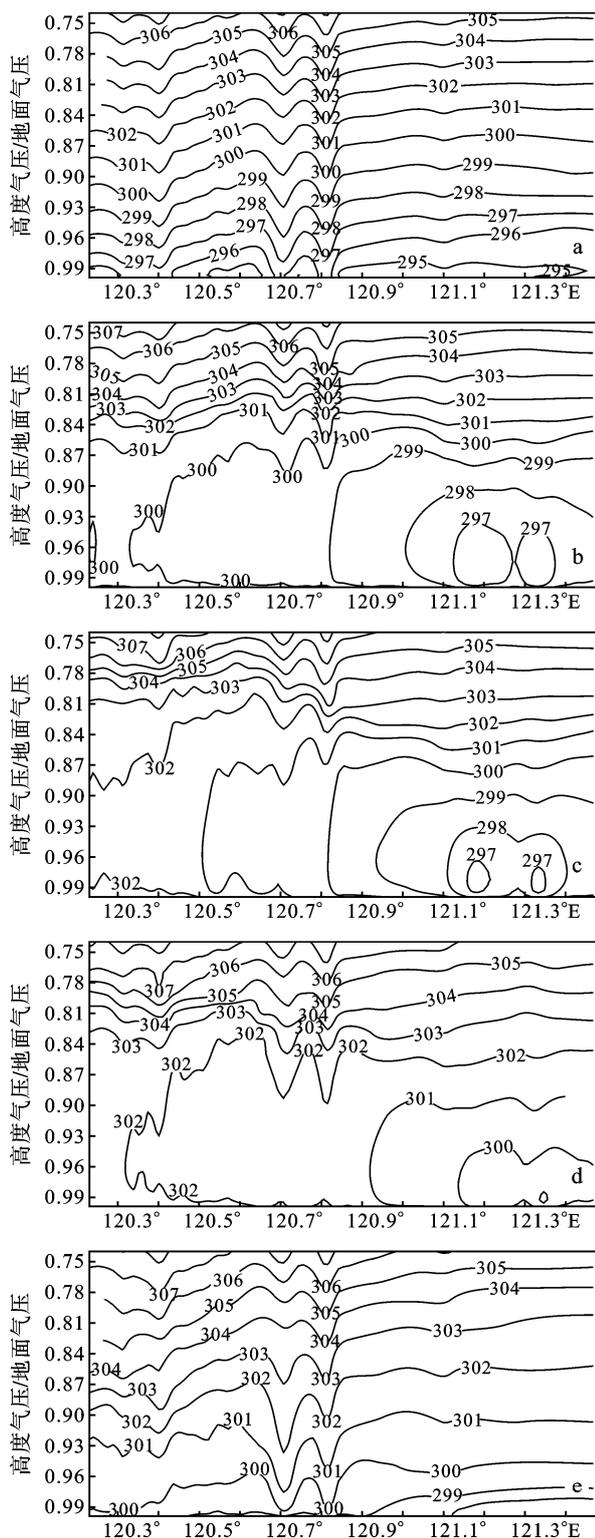


图 5 2007 年 7 月 15 日各关键时刻第 100 网格葫芦岛位温层结图

Fig. 5 Position temperature of huludao on No.100 net at pivotal time on July 15, 2007

- gion[J]. *Environmental Fluid Mechanics*, 2005, 5: 357-372.
- [4] Martilli A. A two-dimensional numerical study of the impact of a city on atmospheric circulation and pollutant dispersion in a coastal environment [J]. *Boundary-Layer Meteorology*, 2003, 10(8): 91-119.
- [5] Estoque M A. A theoretical investigation of the sea breeze [J]. *Q JLR Met Soc*, 1961, 87: 136-146.
- [6] 朱抱真. 台湾的海陆风[J]. *天气月刊*, 1955, 附刊: 1-11.
- [7] Pearce R P. The calculation of the sea breeze circulation in terms of the differential heating across the coastline[J]. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1955, 81: 251-281.
- [8] 崔燕军. 大连湾海陆风的特征分析[D]. 大连: 大连理工大学, 2006.
- [9] 周钦华. 浙江沿海海陆风环流特征研究[J]. *杭州大学学报*, 1987, 14(1): 109-119.
- [10] 孔宁谦, 欧志方. 北海海陆风环流特征分析[J]. *广西气象*, 1998, 19(2): 33-35.
- [11] 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): 57-64.
- [12] 寿绍文, 励申申, 姚秀萍. 中尺度气象学[M]. 北京: 气象出版社, 2003: 37-47.

## The analysis of sea-land breeze and thermal inner boundary layer at Huludao

LIU Yu-che<sup>1</sup>, WANG Lian-zhong<sup>1</sup>, ZHAO Fan<sup>2</sup>, YANG Sen<sup>1</sup>, YANG Hong-bin<sup>1</sup>, ZOU Xu-dong<sup>1</sup>

(1. Institute of Atmospheric Environment, China Meteorological Administration, Shenyang 110016, China;  
2. Weather Movie and Television Center, Shenyang 110016, China)

**Received:** Aug., 18, 2009

**Key words:** sea wind; land wind; sea-land breeze; wind field; thermal inner boundary layer

**Abstract:** Based on routine weather station data of windward and wind speed in 2007, we analyzed sea-land breeze character at Huludao. Using MM5v3 model, we simulated wind field change character when sea-land breeze occurring and calculated the distance of sea wind extending into the land and land wind extending ton the sea. The appearance frequencies of sea breeze and land breeze were obvious of seasonly change. Land breeze happened in winter, sea breeze happened in summer and spring, and sea-land breeze happened in spring and autumn. The duration of sea breeze was long in summer and short in winter; The duration of land breeze was longer in autumn and winter than in summer; In a characteristic sea-land breeze day, sea breeze greatly increase the humidity on land, and the speed of sea breeze was larger than the speed of land breeze. Via numerical value modeling of sea breeze, from initiation to matureness the thickness was about 2 000 m, the distance of extension into land was 40 km. The thermal inner boundary layer assumed a tongue-like figure, the thickness of thermal inner boundary layer was 200~300 m. The altitude of parabola was increased as the distance of land was increased. The highest altitude of thermal inner boundary layer was 1 800 meters.

(本文编辑: 刘珊珊)