

京津冀地区大气局地环流耦合效应的数值模拟

刘树华^{①②③*}, 刘振鑫^{①②}, 李炬^②, 王迎春^②, 马雁军^③, 刘和平^{①④}, 盛黎^{①②},
梁福明^①, 辛国君^①, 王建华^①

① 北京大学物理学院大气科学系, 北京 100871;

② 中国气象局北京城市气象研究所, 北京 100089;

③ 中国气象局沈阳大气环境研究所, 沈阳 110016;

④ Department of Physics, Atmospheric Science & General Science, Jackson State University, P. O. Box 17660, Jackson, MS 39217-0195, USA

* E-mail: lshuhua@pku.edu.cn

收稿日期: 2008-05-05; 接受日期: 2008-10-09

中央级公益性科研院所基本科研业务费专项基金(编号: IUMKY200701)、科学技术部公益性行业(气象)科研专项基金(编号: GYHY200806020, GYHY200706004)、中国气象局气象新技术推广项目(编号: CMATG2007M15)和中国气象局北京城市气象研究所城市气象科学研究基金(编号: UMRF200702)资助

摘要 应用中尺度非静力模式 MM5.V3, 采用三层双向嵌套技术, 模拟了京津冀地区不同季节温度场和风速场等边界层特征量及其变化特征. 模拟结果表明: (1) 在弱天气系统控制下, 该地区大气边界层中可同时存在海陆风、山谷风和“城市热岛”环流, 同时三者还存在明显的耦合效应; (2) 海陆风环流极盛时可深入陆地 200 km 左右, 山谷风环流的影响最大可覆盖北京区域内的平原地区, 而“城市热岛”环流则发生在城市中心几十公里范围内, 并对前两个环流起明显的削弱作用; (3) 三者的演化均存在日变化特征, 且前两者的相位相差约 6 h 左右; (4) 上述三种环流的耦合结果使一年内京津冀地区边界层环流形势大致可分成春夏型与秋冬型, 在一天内又可分为凌晨至上午的平原风和下午至深夜的山地风; (5) 上述三种环流的耦合在该地区西北部山地与平原的交接地带形成一条大致沿地形等高线走向的风场辐合带, 即所谓的污染物汇聚带. 这条水平风辐合带几乎常年存在, 其下端一直向西南方向延伸直到和另一条平行于太行山走向的水平风辐合带汇合, 从而对北京地区大气污染物的积聚与输运可能产生重要影响.

关键词

京津冀地区
山谷风
海陆风
“城市热岛”环流
数值模拟

京津冀地区位于环渤海区域的西部, 是环渤海经济区的中枢. 由地理环境形成的山谷风、海陆风和城市热岛环流对该地区的环境、气候和天气产生着重要影响. 北京位于华北平原北端, 其南、东南方向地势平坦, 北、西北背靠燕山山脉和太行山脉, 东临天津、塘沽沿海城市. 天津紧邻渤海湾西部, 位于北京东南方向, 距北京百余公里. 河北唐山市在北京东边, 距离 150 km 左右. 整个京津冀地区濒临渤海, 属于海陆交接地区, 陆面热力性质差异较大, 具体地理环境参见图 1 所示. 因此京津冀地区区域内低层大气流

场不仅受到山谷风、城市热岛环流的相互作用, 还受海陆风环流的影响. 三者对京津冀地区大气边界层特性、区域气候及区域环境都产生了很大的影响, 这些影响直接关系到该地区的可持续发展及北京城市的宜居性. 因此, 京津冀地区大气环流耦合效应的数值模拟研究, 对中国城市化发展对区域气候和环境的影响及城市群灾害性天气的形成机理研究及区域城市规划都具有一定的科学意义.

低层大气流动的研究是气候和环境问题研究的重要课题, 它与当地地形、地表覆盖状况、人为热源

和大尺度天气系统等有关, 变化复杂, 长期以来许多学者对此做了大量的观测、模拟和理论研究^[1-7]. 胡小明等^[8]曾用 MM5V3 对北京市区域夏季的风场温度场等近地边界层特征进行了模拟, 结果表明城市中心热岛效应明显, 边界层风场受西北特殊地形影响显著. 游春华等^[9]和蔡旭晖等^[10]对京津地区 300 km×300 km 尺度范围内, 夏季无天气系统影响的低层大气边界层受局地地形, 海陆分布因素影响的情况进行了初步的研究, 发现山谷风的影响最大可覆盖区域内的平原地区, 海陆风影响可伸展入陆地 100 km 左右, 在这两种作用的共同影响下, 凌晨风向更替过程中可以在山前出现一条汇聚带. 本文在以上研究的基础上, 应用 MM5V3 模式对京津冀地区低层大气环流做了一些更为深入和全面的数值模拟研究. 一方面对夏季的情况作了进一步的模拟和分析, 发现了于傍晚风向更替过程中存在于山前的另一条汇聚带. 另一方面也对其他季节内大气环流的行为以及山谷风、海陆风和城市热岛环流的耦合效应进行了数值模拟. 通过对 4 个季节里该地区温度场和风场特征的模拟分析, 揭示了京津冀地区大气环流及其耦合效应的年变化规律.

1 非静力模式 MM5V3 简介

MM5V3 是一个由宾西法尼亚大学和 NCAR 合作开发的有限区域中尺度大气模拟系统. 它在静力模

式 MM4 的基础上增加了非静力平衡的模块, 对大气中的物理过程描述得更为精细, 有多种云物理和边界层等物理过程方案, 以及四维同化功能, 并且具备了多重嵌套网格的功能(最多可以有 6 层嵌套, 并且有双向与单向嵌套两种方案可供选择). MM5 已经被广泛地应用于大气边界层及区域气候理论和实时预测的数值模拟研究当中, 也可以用来研究中尺度对流和环流系统, 如: 锋、海陆风环流、山谷风环流、城市热岛环流等中 β 和中 γ 系统^[8].

2 相关参数设定

2.1 初始设定以及模式输入参数

模拟区域的地形分布及模拟区域的相互位置见图 1 和 2 所示. 对模拟区域采用了 3 层网格双向嵌套. 最外层区域(domain 1)格距为 27 km, 格点数 90×90, 组成一个约 2500 km×2500 km 范围的区域, 为其子区域 domain 2 提供初边条件; 次外层区域(domain 2)格距 9 km, 格点数 70×70, 范围覆盖了京津冀以及渤海的大部分地区; 最内层(domain 3)格距 3 km, 格点数 61×76, 范围主要覆盖北京市区以及西北部山地平原结合地带. 地形资料来源于 MM5V3 中 30"×30" (最大分辨率 0.9 km) 的 USGS 格点资料. 整个模拟区域以 39.8°N, 116.5°E 为模拟中心, 大致与天安门重合(天安门地标: 39°54'27"N, 116°23'17"E), 图 2 中根据各自的经纬度标出几个地标的位置. 模式在垂直方向

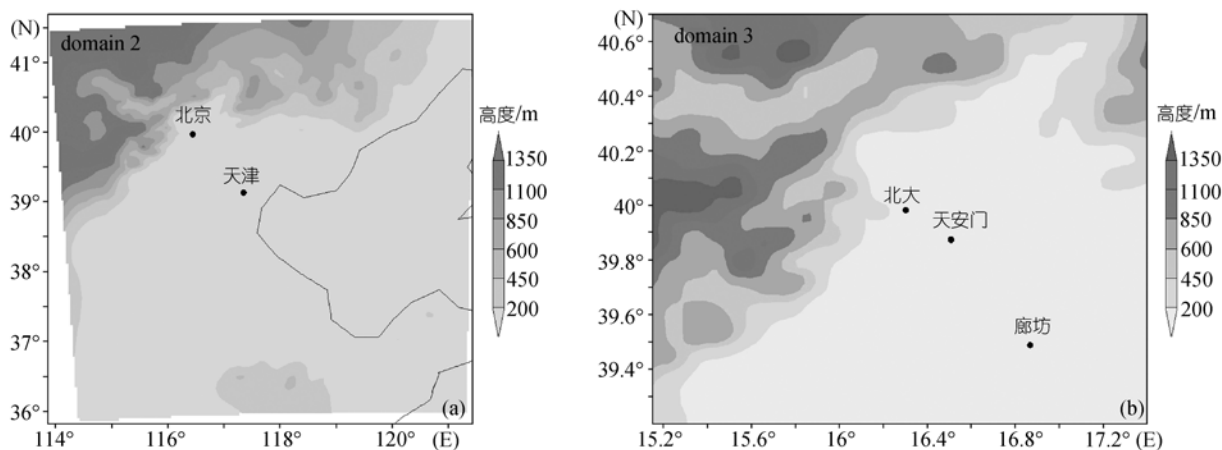


图 1 模拟区域的地形分布

(a) 京津冀地区模拟区域(domain 2)的地形分布; (b) 北京地区模拟区域(domain 3)的地形分布. 北京大学简称为北大, 下同

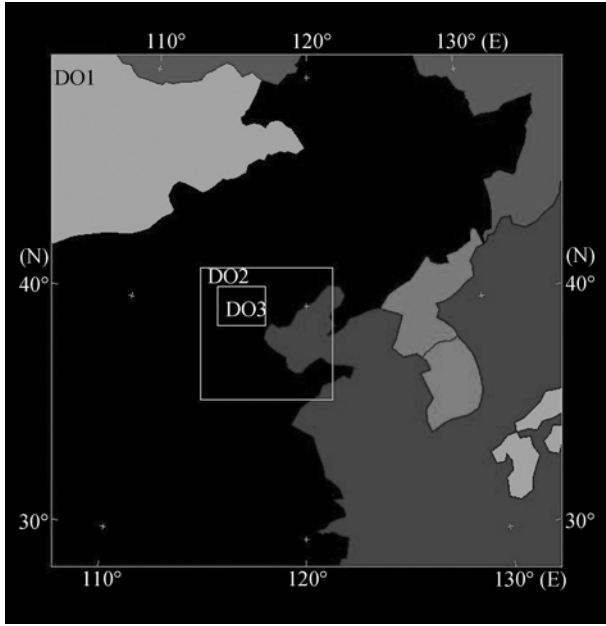


图2 模拟区域的分布以及相互位置关系

DO1, DO2 和 DO3 分别表示 domain 1, domain 2 和 domain 3

上取 23 层(σ 坐标), 采用上疏下密的划分方法, 其划分的比例为: $\sigma=1.00, 0.995, 0.99, 0.985, 0.98, 0.97, 0.96, 0.93, 0.89, 0.85, 0.80, 0.75, 0.70, 0.65, 0.60, 0.55, 0.50, 0.45, 0.40, 0.35, 0.30, 0.20, 0.10, 0.00$. ($\sigma=(P-P_{\text{top}})/(P_{\text{bottom}}-P_{\text{top}})$, 其中 P_{bottom} 为模式地面气压, P_{top} 为模式顶气压). 绘图时, 为方便讨论, 将之转化为 P 坐标, 共 20 层, 按空间由上到下分别为: 1000.00, 950.00, 925.00, 900.00, 850.00, 800.00, 750.00, 700.00, 650.00, 600.00, 550.00, 500.00, 450.00, 400.00, 350.00, 300.00, 250.00, 200.00, 150.00 和 100.00, 单位为 hPa. 行星边界层方案 (IBLTYP) 采用的是 Eta-PBL 方案; 辐射方案 (IFRAD) 选取云辐射方案; 水汽过程采用 Schultz 的微物理过程; 地表过程采用 Noah LSM 方案, 该方案对城市下垫面的陆面过程描述较好, 能较好地反映城市的热岛效应^[11]. 背景场初始资料为相应时段的 NCEP 格点资料. 积分步长为 5 s.

模式从 2006 年下半年和 2007 年上半年的 4 个季节中各自选取了一段时间进行模拟. 通过查阅天气记录可知, 这 4 段积分时间的天气状态都非常典型地代表了各自所在季节天气特征. 并且天气记录和卫星云图均显示各时段没有大型天气系统过境, 因此可以排除天气系统对当时局地大气环流的影响. 模

式经过调整后计算达到稳定, 再从各自的积分时间内, 取其中的以下 4 段时间的模拟结果进行分析, 4 个时段分别是: 2006-08-14 0:00 至 2006-08-15 0:00 (北京时间, 下同); 2006-10-12 0:00 至 2006-10-14 0:00; 2007-01-09 0:00 至 2007-01-10 0:00; 2007-04-01 0:00 至 2007-04-02 0:00.

2.2 输出参数

在 MM5 的运行过程中, 输出量主要包括垂直方向各层的温度 $T(\text{K})$, 水平风速度 $u, v(\text{m}\cdot\text{s}^{-1})$, 垂直气流速度 $w(\text{m}\cdot\text{s}^{-1})$, 以及一些近地面参量, 比如: 地面 2 m 处温度 $T_{2\text{m}}(\text{K})$, 地面 2 m 处比湿 $q_{2\text{m}}(\text{g}\cdot\text{g}^{-1})$, 地面 10 m 处风速 $u_{10\text{m}}, v_{10\text{m}}(\text{m}\cdot\text{s}^{-1})$ 等, 以上均为模式原始输出量. 本文中由于着重讨论近地面的各边界层参数的性质, 所以只对 $T_{2\text{m}}, u_{10\text{m}}, v_{10\text{m}}$ 以及 u, v, w, T 等在 850 hPa 等压面上及垂直剖面的数据绘图并分析讨论, 选取当地时间 2:00, 8:00, 14:00, 20:00 这 4 个时刻来分析日变化的情况.

3 数值实验结果分析

3.1 区域风场日变化分析

图 3 是 2006 年 8 月 14 日北京 (domain 3) 以及京津冀地区 (domain 2) 的水平风场分布. 8 月上旬北京以及华北地区月平均气温和相对湿度均为全年最高水平, 是该地区典型的盛夏季节, 通过查阅气象记录得知, 2006 年 8 月 14 日当天, 京津冀地区无天气系统过境, 北京局部地区过午有雷阵雨, 边界层对流和环流活动旺盛. 选取这样的时段和地区进行分析, 可更明显地看出该地区区域水平风场的发展和变化情况.

图 3(a)~(d) 反映了北京周边区域在夏季一天之内的风场变化情况, 而图 3(e)~(h) 则是相应时刻京津冀地区的低空水平风场, 与上面 4 幅图在时刻上一一对应. 图 3(a) 给出当日 2:00 的情况, 此时该地区水平风速总体较小. 在西北方向山地中, 以谷风为主, 东南方向平原地区则为微弱的东南风. 结合图 3(e) 给出的同一时刻京津冀地区整体水平风场可以发现, 东南风除了在京津市区较弱以外, 在整个平原地区都较强; 与此同时海岸线附近的东南风也逐渐减弱甚至在部分地区已经逐渐解体并转向, 在辽东半岛和山东半岛附近已初步建立强度较弱的陆风. 综合分

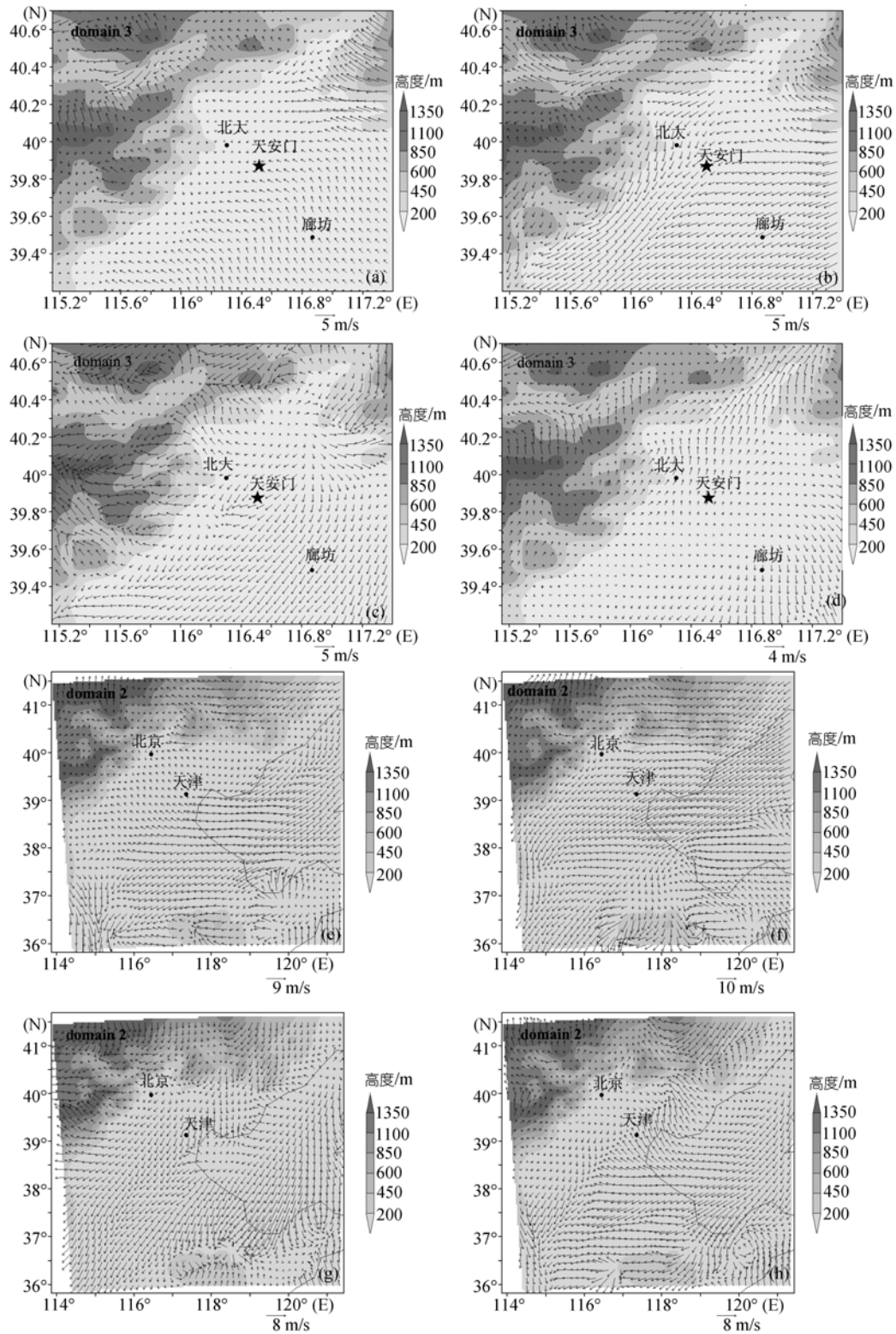


图 3 2006 年 8 月 14 日 domain 2 和 domain 3 区域 10 m 风场分布

北京周边区域(domain 3)北京时间 2:00(a), 8:00(b), 14:00(c)和 20:00(d)的风场分布; 京津冀地区(domain 2)北京时间 2:00(e), 8:00(f), 14:00(g)和 20:00(h)的风场分布. 箭头的长度和方向表示近地面水平风矢量的模拟结果, 灰度色阶表示海拔高度

析图 3(a)和(e)我们可以看出在夏季的京津冀地区存在如下规律:

(1) 海岸线附近生成海陆风. 辽东半岛附近的近海岸数十公里范围内均形成明显的海陆风.

(2) 凌晨 2:00 左右, 北京市西北部山地谷风旺盛; 在东北-西南走向的山地平原结合的狭长地带, 下坡风指向东南. 这是由于山区强烈的地面长波辐射冷却作用, 使得地面温度急剧降低. 山区旺盛的谷风与平原地区由正在衰弱的海风引起的东南风相互作用, 形成了一条沿山地平原结合带走向的辐合风带, 辐合气流向东北方向运动. 这一辐合风带进而成为一个较为复杂的大气污染物汇聚区, 这与苏福庆等^[12]根据北京及华北平原多年的历史资料分析结果一致.

(3) 从天气记录得知, 凌晨 2:00, 当地有微弱的对流性降水过程(3 h 降水 1 mm). 对应的图 3(a)中, 并没有较明显的发现对应于水平风场分布的特征.

图 3(b)和(f)是当日北京地区和京津冀地区上午 8:00 的水平风场矢量图. 如图 3(b), 对比图 3(a)可以发现: 在图中西北方向山地中 1400 m 等高线附近, 谷风正在减弱, 部分地区已经逐渐转向为上坡风, 这种转变在海拔较低的地区比如 200 m 等高线附近尚未发生, 可见山谷风的转向总是最先从高海拔处开始, 逐渐向低处扩展, 低处要稍晚. 相比图 3(a)还可以发现, 这时的谷风在 200 m 等高线附近与东南海风继续作用, 形成的东北风和气流辐合带, 比图 3(a)中有所加强, 并且扩展到山地东南方向的平原地区, 使平原地区水平风向逐渐偏向东北, 这与胡小明等^[8]北京区域近地边界层特征数值模拟结果一致.

由图 3(f)可以看出, 早 8:00 整个京津冀地区正在被旺盛的陆风控制. 并且由于渤海湾三面环岸的独特海湾形状, 在京津地区形成了偏东风. 可以预料, 从该时刻开始, 随着白天地面温度的升高, 陆风将逐渐减弱. 另外, 我们发现在北京市区及其周边地区, 风速明显小于四周, 形成一个低风速辐合中心,

佟华等^[6]在北京大气边界层的数值模拟研究中也发现了同样的现象, 可见此时城市热岛效应也正在不断增强.

从图 3(c)可以看出, 14:00 北京西北山区的山风已经发展到极盛, 甚至平原-山区交接地带的东北风明显地朝向上坡方向发生偏折. 与此同时市中心附近的辐合中心进一步扩大. 从图 3(g)看出, 此时刚刚成型的海风控制了渤海湾的近海岸地区, 其中尤其以山东半岛地区最为明显, 海风最强深入内陆接近一个纬度, 合大约 110 km. 当然这是由于山东半岛三面环海, 中部又有山地隆起, 海风与山风同向叠加加强所致.

从图 3(d)和(h)可以发现, 20:00 时的水平风场在北京西北部山地中的方向再次发生逆转: 在海拔 1500 m 等高线附近已经转为谷风, 并且风速较大. 在海拔较低的 200 m 等高线附近, 山风也已经减弱, 预料在两三个小时后将解体并转为谷风; 此时整个地区的平均风速也远远低于上一时段, 预计这种微弱的偏南风将很快转成北风, 到次日凌晨 2:00 又大致回到图 3(a)的状态. 在图 3(h)中, 最明显的是海风正处于极盛期, 从辽宁南部到京津地区, 再到山东半岛, 海风平均深入内陆 100 km 以上. 局部地区甚至达到这一平均深度的 2 倍多. 它与内陆即将衰弱的偏北风汇合, 形成一条沿东北-西南走向的, 长达数百公里的狭长辐合风带. 它从北京与天津之间伸出, 在冀南豫北地区折转向南. 这条水平风场辐合带与苏福庆等^[12]根据北京及华北平原多年的历史资料分析得到的北京及华北平原边界层大气中污染物的汇聚带的位置基本吻合.

根据以上讨论发现, 京津冀地区近地面风场特性受环渤海地带海陆风, 北京西北山地山谷风和京津城市热岛三者耦合的共同效应作用明显, 并且上述 3 个因素的作用也各自存在一定的规律, 如表 1 和 2 所述.

表 1 夏季不同时刻 3 个环流的变化以及耦合形成的水平风场辐合带特征

时刻	2:00	8:00	14:00	20:00
海陆风环流	刚刚转向的陆风	极盛的陆风	刚刚转向的海风	旺盛的海风
山谷风环流	旺盛的谷风	正在转向成山风	旺盛的山风	正在转向成谷风
城市热岛环流	弱	逐渐增强	进一步增强	减弱
水平风辐合带	不太明显	存在	不太明显	存在, 明显

表 2 三个环流的作用空间范围、周期变化性质以及相位差

	作用强度和范围	周期性	180°转向	周期变化相位差(以海陆风环流变化的相位为参考系)
海陆风环流	大, 深入内陆 100~200 km	有/24 h	有	0
山谷风环流	次之, 主要位于山地平原结合带, 有时可深入平原数十公里到 100 km 左右	有/24 h	有	约 6 h
城市热岛环流	小, 城市局域, 对上述两种环流有破坏削弱作用	有/24 h	无	无相位

综合分析海陆风环流、山谷风环流和城市热岛环流发现在时间和强度上遵从以下规律:

(1) 三种效应均表现出日周期变化的性质, 且由于地表特征和陆面过程的差异, 以及海陆、山地、平原以及城市下垫面热力和动力性质所决定, 使得环流从总体来讲白天较强晚上较弱。

(2) 海陆风和山谷风昼夜变化形成的风向完全相反, 几乎成 180°, 这种方向交替在一昼夜中完成两次, 形成一个正弦式的周期。

(3) 海陆风和山谷风的周期变化存在一个相位差, 山谷风在 8:00 和 20:00 左右发生转向, 且这种转向是从山顶开始, 逐渐向低海拔地区发展, 在过午 14:00 和入夜 2:00 左右达到极盛。而海陆风则是在 2:00 和 14:00 附近由沿海地区到内陆地区转向并重新建立, 而在 8:00 和 20:00, 达到陆风和海风的极盛。因此海陆风比山谷风在相位上落后大约 6 h。

(4) 在 3 个局地环流当中, 海陆风强度最强, 极盛时可深入陆地 100~200 km, 甚至整个华北平原低层风速风向均受其影响。而山谷风主要是在北京地区的西北山地区域以及平原与山地的结合地带, 并且影响其东南方向数百公里纵深的平原地区。城市热岛环流则发生在城市中心附近, 形成的水平风场辐合区域大约十几公里尺度。城市热岛环流对海陆风, 山谷风环流有明显的削弱作用, 局部区域甚至可以改变风向, 并与前述二者共同形成耦合效应, 最终影响京津冀地区低层大气环流结构。

3.2 区域水平风场季节变化分析

图 4(a)~(c)以及 3(d)给出北京不同季节 20:00 的水平风场。我们发现, 不同季节北京区域平均风速差异较大。夏季最大, 春季次之, 秋季再次, 最小的是冬季。这也说明山谷风和海陆风的最终驱动是太阳辐射能量。

4 个季节山谷风的转向时间和达到极盛时间也有些差异。夏季的情况如前所述。从图 4(a)~(c)可知, 当日 20:00, 冬季的下坡风已经成型并比较旺盛; 其次在春秋两季, 下坡风刚刚成型。而夏季 20:00, 下坡风只在山顶处较为明显, 可见山风刚刚形成。山谷风转向时间的早晚和太阳落山时间的早晚成明显的相关。

如图 5(a)~(c)以及图 3(h)给出京津冀地区 4 个季节同为 20:00 的水平风场。春夏秋季则海陆风结构明显, 20:00 主要表现为成熟的海风。图 5(a)表示冬季的情况, 图中风场的总体分布与其他几幅图差异较大, 可见冬季当地近地面水平风场不太符合海陆风的规律: 冬季海陆风环流弱是由于冬季渤海结冰, 下垫面比热容发生显著的变化, 使得冬季海陆热力差异明显减小所致。从而导致在冬季, 影响当地低空风场的主要因素不再是海陆风, 而更多的是由于过境的天气系统, 这个结果也与苏春华等^[9]的结论一致。

另外, 在图 5(b)和(c)中, 有一条明显存在的水平风辐合带。它从北京天津之间伸出, 向西南方向延伸, 并且与另一条辐合带汇合。对 4 张图进行综合分析, 可以判定该区域在 20:00 左右山谷风发生交替的时段, 会产生一条水平风场辐合带。并且这辐合带几乎常年存在, 其起点一直处于北京市与天津市中间, 大致为西南走向, 下端则与一条平行于太行山走向的另一个风辐合带汇合, 整条辐合带随季节的变化不断地摆动, 苏福庆等^[12]根据北京及华北平原多年的历史资料分析也得到这一规律。这条水平风汇合带目前仅仅是数值模拟得到的, 尚待进一步通过气象站资料 and 实际观测资料的证实。如能得到实测资料的证实, 那么在京津冀地区的低层大气中每日 8:00、晚 20:00 左右, 当该地区山谷风发生交替, 与平原地区的海陆风发生作用时, 均会产生一条沿着

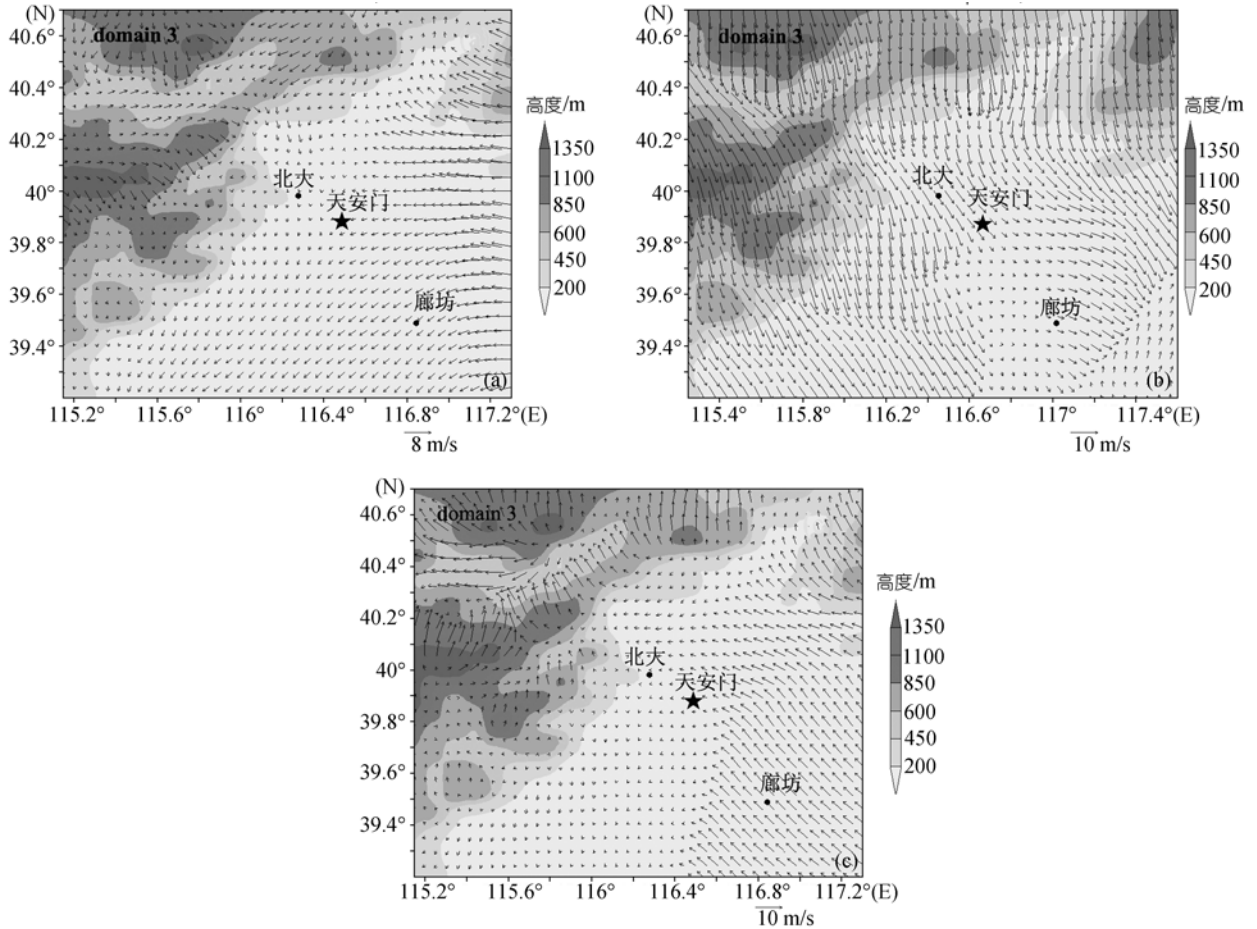


图 4 不同季节中 20:00 北京周边区域 10 m 风场分布

(a) 2007 年 1 月 9 日代表冬季; (b) 2007 年 4 月 1 日代表春季; (c) 2006 年 10 月 13 日, 代表秋季. 夏季的情况在图 3(d)中给出

山地平原交接地带分布的辐合气流区, 并且这种每天两次的辐合气流几乎常年存在. 认识其存在和变化的规律, 对于进一步研究京津冀及我国华北平原地区边界层大气污染物的输送路径有着重要的意义.

另外, 从图 3(h)和 5(c)还明显发现, 海风环流在夏季明显小于秋季. 2006 年 8 月 14 日 20:00(图 3(h))海风到达天津附近的东北至西南一线. 而 2006 年 10 月 13 日 20:00(图 5(c))海风已到达北京附近.

3.3 区域温度场分析

图 6(a)和(b)给出夏季过午和冬季凌晨这两个时间段海陆近地面温度分布图. 通过对比我们可以观察到, 由于海陆不同下垫面热力性质的差异, 在海岸线附近形成的近地面大气水平温度梯度非常强烈. 这是该地区海陆风环流形成的最主要因素之一. 这

也从温度场的角度验证了前面海陆风环流存在的合理性.

如图 7(a)和(b)给出冬季早晨和夏季傍晚在 850 hPa 等压面上的温度分布. 通过对比我们可以明显地观察到由于平原山谷不同下垫面动力性质的差异而导致的温度差异. 山谷和平原上方 850 hPa 等压面附近存在的这种温度梯度, 以及其随季节和时刻的变化, 对于山谷风环流的形成至关重要. 这也从温度场的角度验证了前面山谷风环流存在的合理性.

由图 7(c)和(d)可以发现, 在不同季节, 北京市区城市热岛效应的存在均较为明显. 这也从温度场的角度验证了城市热岛环流存在的合理性.

由图 7(d)我们还发现, 冬季正午的热岛中心相当明显, 甚至强于春秋两季. 这主要可以归结于以下两个原因: 一是冬季城区人为热的释放较大, 这部分人

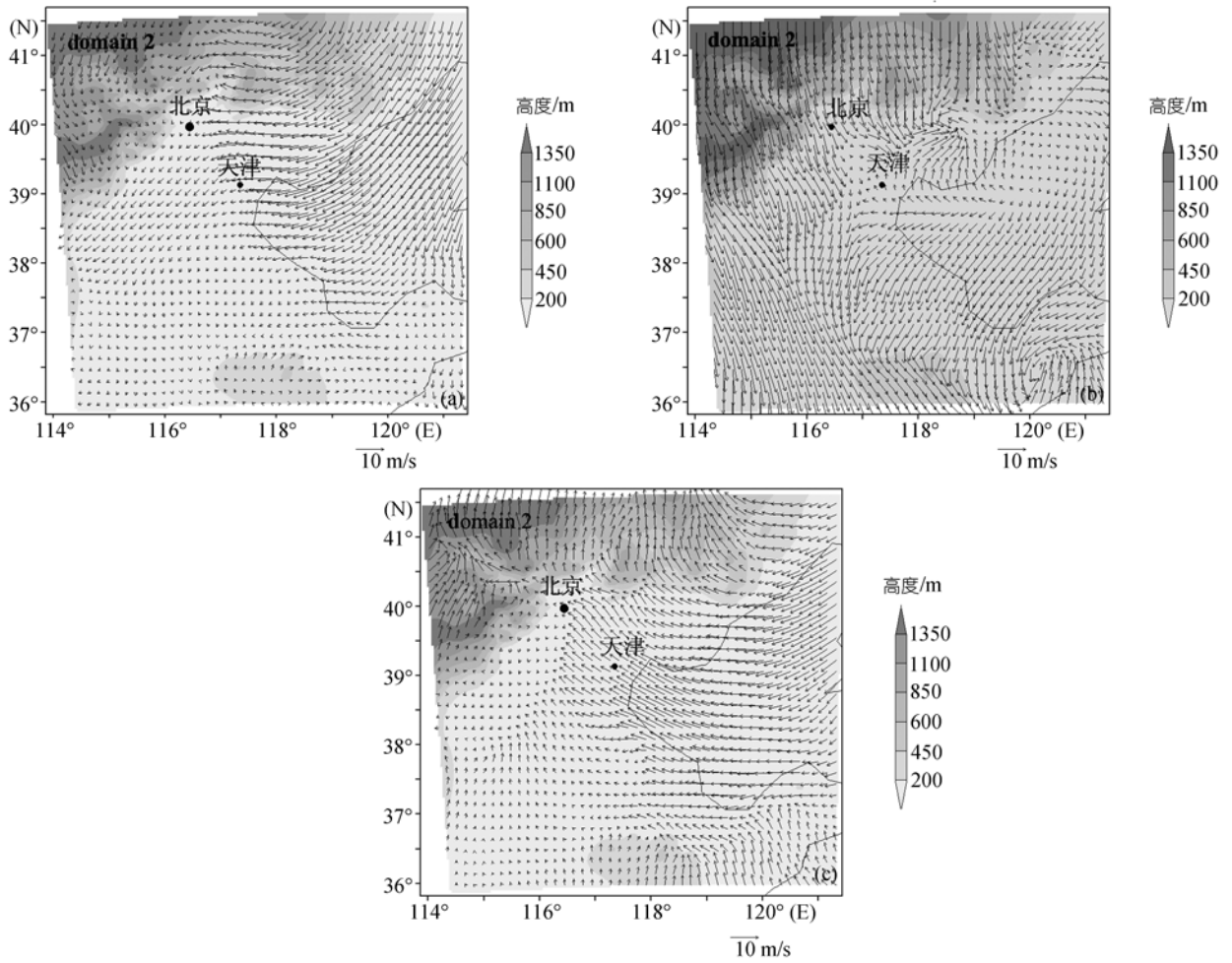


图 5 不同季节中 20:00 京津冀地区 10 m 风场分布

(a) 2007 年 1 月 9 日, 代表冬季; (b) 2007 年 4 月 1 日, 代表春季; (c) 2006 年 10 月 13 日, 代表秋季. 夏季的情况在图 3(h)中已经给出

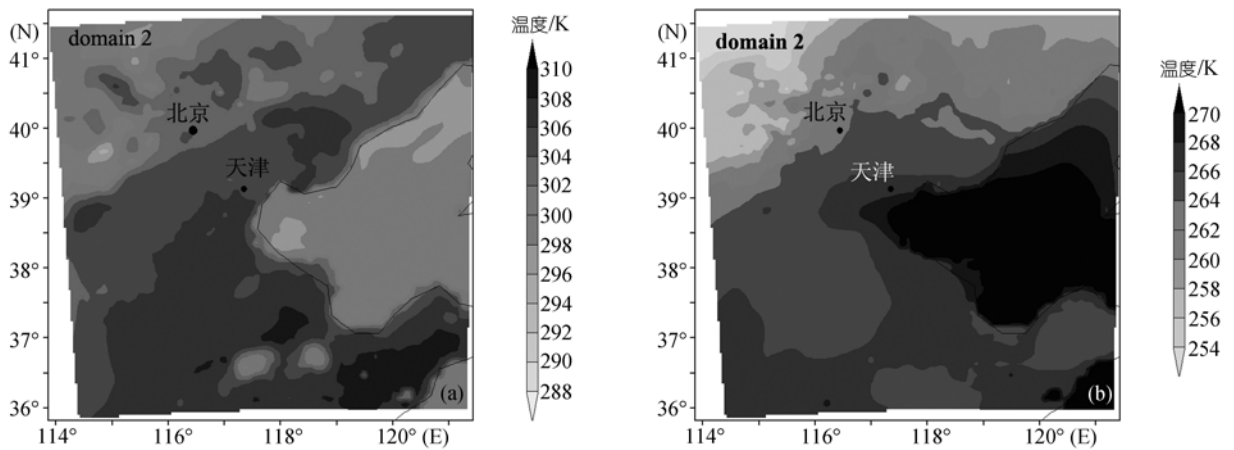


图 6 京津冀地区近地面 2 m 处温度分布

(a) 北京时间 2006 年 8 月 14 日下午 14:00; (b) 北京时间 2007 年 1 月 9 日凌晨 2:00. 灰度色阶表示温度高低

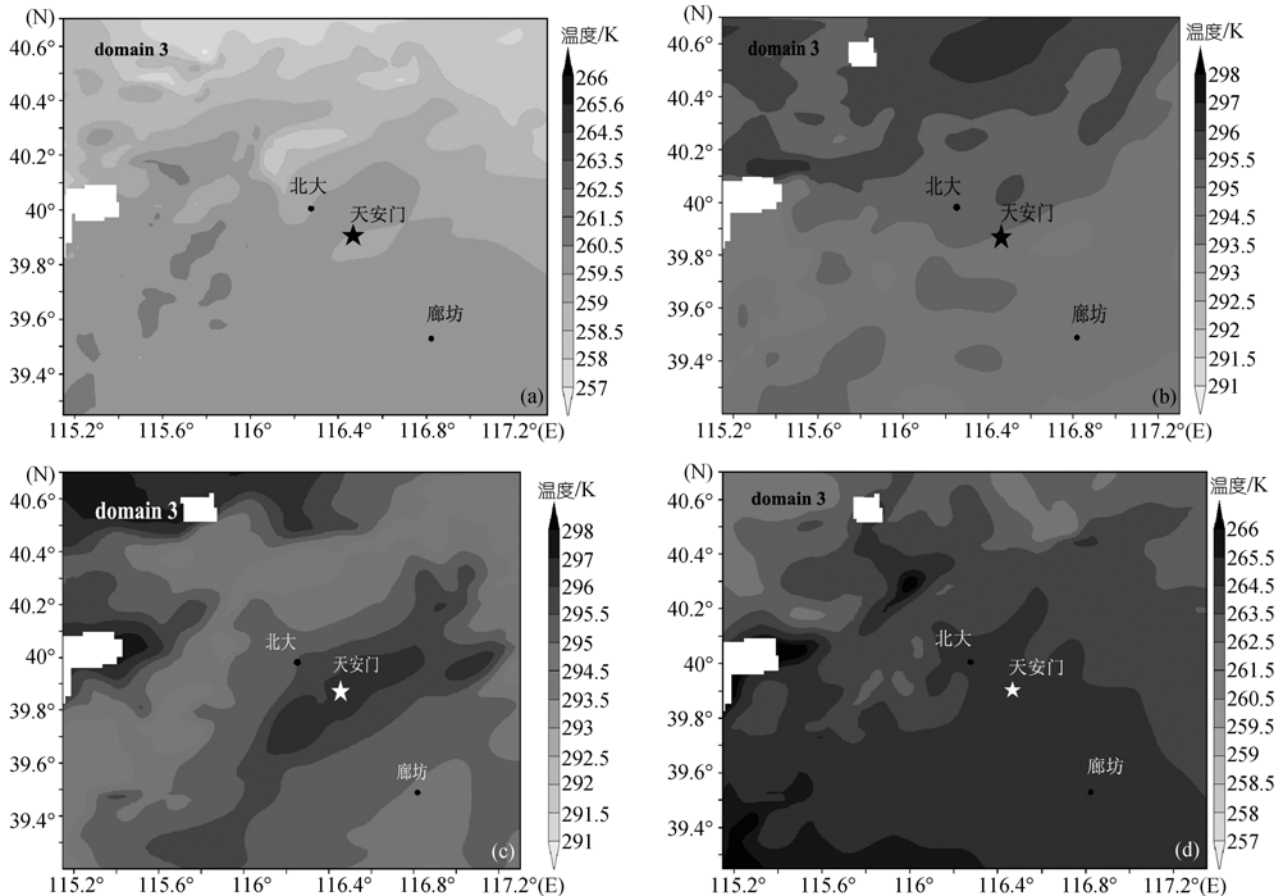


图 7 北京区域 850 hPa 等压面温度分布

(a) 北京时间 2006 年 1 月 9 日 8:00; (b) 北京时间 2006 年 8 月 14 日 20:00; (c) 北京时间 2006 年 8 月 14 日 14:00; (d) 北京时间 2007 年 1 月 9 日 14:00

为热源的存在加剧了城郊的温度差异, 这与何晓凤等^[13-15]在进行的人为热源对城市边界层结构影响的数值模拟和北京地区气象环境数值模拟试验研究所得的结论一致; 二是冬季边界层大气层结稳定, 而城市下垫面独特的动力结构又进一步造成城市近地层风速减小^[16]. 这就造成城区空气中的污染物扩散缓慢, 使污染物长期悬浮于空气中, 吸收太阳辐射, 并释放长波辐射, 对城区近地面大气层起到了加热作用^[17], 从而使得冬季城市热岛效应较强.

3.4 北京区域垂直风场分析

山谷风和城市热岛环流的产生及相互作用还体现在北京城区的垂直风场的分布上, 因此选取了从 39.2°N 到 40.6°N 共 8 个等纬度面做了垂直气流的剖面研究分析, 时间为 2007 年 4 月 1 日 14:00, 这里我

们只对其中的 39.8°N, 40.0°N 和 40.6°N 三个等纬度面上的垂直气流情况做一些分析, 与上面的论述相印证.

图 8 给出了 39.8°N, 40.0°N 和 40.6°N 三个等纬度面上的垂直气流剖面图. 由图 8 可知, 2007 年 4 月 1 日 14:00, 在北京地区存在大范围的上升气流区. 其中在 116°~117°E 之间, 39.8°~40.0°N 之间, 是一个强烈的上升气流区, 此处贴近地面的最大上升速度可达到 $20 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ 左右, 这与北京市城市中心的位置大致吻合. 城市中心气流上升区的存在, 与前面讨论水平风场的讨论相互印证, 共同证实了北京城区城市热岛中心的存在.

另外图中还存在其他几个上升或者下沉气流中心, 分别与山顶, 山谷相应, 也与前面的论述共同印证了北京区域的山谷风环流特征.

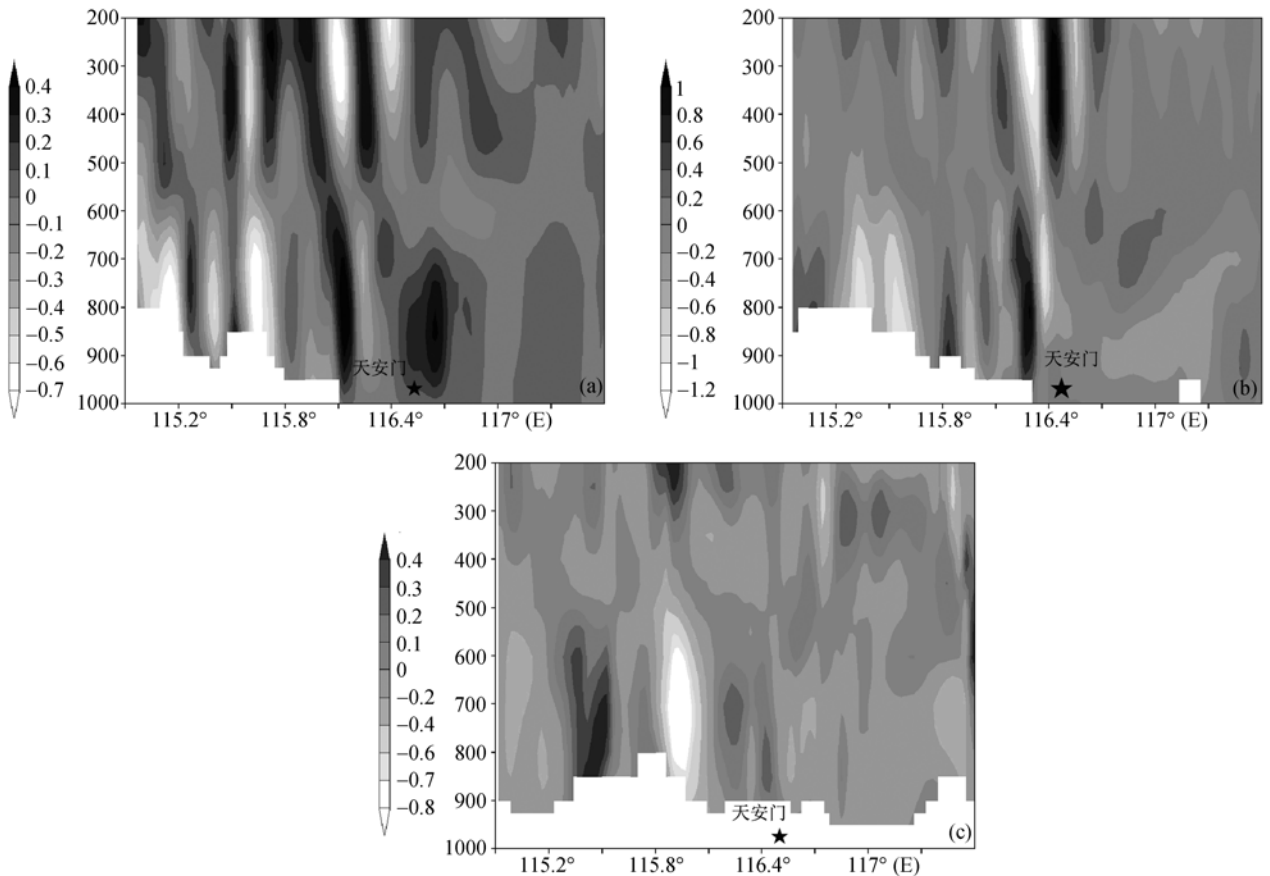


图 8 北京区域(domain 3)各等纬度面上垂直风速场剖面

(a) 39.8°N 等纬度面; (b) 40.0°N 等纬度面; (c) 40.6°N 等纬度面. 灰度色阶表示气流上升速度(单位: $m \cdot s^{-1}$). 时间均为 2007-04-01, 14:00

4 结论

通过综合模拟分析京津冀地区海陆风环流、山谷风环流和城市热岛环流发生发展规律和相互作用特征, 主要得到以下几方面的结论:

(1) 北京以及整个京津冀地区近地面层风、温度场受环渤海地带海陆风, 华北平原北边缘山谷风和京津城市热岛环流的耦合效应作用明显. 海陆风作为京津冀地区低层大气中的背景风场, 对该地低层大气环流的形成具有决定性的影响, 在有山谷风叠加其上时, 控制北京市区及其西北山地的风场格局. 至于京津“城市热岛”环流, 则主要通过对上述二者起明显的削弱作用, 来影响京津冀地区边界层的风、温度场结构. 另外, 这 3 种环流对整体流场的作用强度、影响的时空范围以及各自在周期变化的相位特征也呈现出明显的规律性.

(2) 京津冀地区海陆风、山谷风和“城市热岛”环流的耦合效应的日变化规律存在季节性差异, 如随着季节不同, 山谷风, 海陆风的转向、形成和发展成熟的时刻在各个季节有所不同. 特别值得指出的是, 冬季京津冀地区海陆风, 山谷风和城市热岛环流的耦合效应与其他季节有显著的差异, 即控制低空风场的主要因素不再是海陆风, 而是过境的天气系统. 这可能是由于冬季渤海海面结冰, 海面热力、动力学性质发生变化, 与陆地的差异减弱, 使京津冀地区海陆风环流不旺盛的结果.

(3) 由于上述 3 个局地环流的耦合作用, 使京津冀地区大气边界层低层形成一个几乎常年存在的气流辐合带, 它北起于北京天津之间, 向西南延伸, 并与沿太行山东麓、大致呈南北走向的另一条风场辐合带汇合, 进而形成一条数百公里长的中尺度风场辐合带, 该中尺度风场辐合带在每天 8:00 和 20:00 前

后山谷风转向过程中表现得最明显, 并且随季节和天气状况的变化而发生摆动. 对该中尺度风场辐合

带的深入研究, 对了解影响北京空气污染物的输送路径具有重要的参考意义.

致谢 对评审人提出的建设性意见表示衷心的感谢.

参考文献

- 1 James L M. A numerical study of the nocturnal heat island over a medium-sized mid-latitude city (Columbus Ohio). Bound-layer Meteorol, 1973, 27: 442—453
- 2 周明煜, 曲绍厚, 李玉英, 等. 北京地区热岛和热岛环流特征. 环境科学, 1980, 1(5): 12—18
- 3 Seaman N L. Numerical studies of urban planetary boundary-layer structure under realistic synoptic conditions. J Appl Meteorol, 1989, 28(8): 760—781 [\[DOI\]](#)
- 4 孙旭东, 孙孟伦, 李兆元, 等. 西安市城市边界层热岛的数值模拟. 地理研究, 1994, 13(2): 49—54
- 5 王卫国, 蒋维楣. 青岛地区边界层结构的数值模拟. 大气科学, 1996, 20(2): 229—234
- 6 佟华, 桑建国. 北京市海淀区大气边界层的数值模拟研究. 应用气象学报, 2002, 13: 51—60
- 7 杨玉华, 徐祥德, 翁永辉. 北京城市边界层热岛的日变化周期模拟. 应用气象学报, 2003, 14(1): 61—68
- 8 胡小明, 刘树华, 梁福明, 等. 北京区域近地边界层特征数值模拟. 北京大学学报(自然科学版), 2005, 41(4): 514—522
- 9 游春华, 蔡旭晖, 宋宇, 等. 京津地区夏季大气局地环流背景研究. 北京大学学报(自然科学版), 2006, 42(6): 779—783
- 10 蔡旭晖, 郭昱, 刘辉志, 等. 北京地区低层大气流动模态研究. 北京大学学报(自然科学版), 2002, 38(3): 387—392
- 11 陈炯, 王建捷. 北京地区夏季边界层结构日变化的高分辨模拟对比. 应用气象学报, 2006, 17(4): 403—411
- 12 苏福庆, 任阵海, 高庆先, 等. 北京及华北平原边界层大气中污染物的汇聚系统——边界层输送汇. 环境科学研究, 2004, 17(1): 21—33
- 13 何晓凤, 蒋维楣, 陈燕, 等. 人为热源对城市边界层结构影响的数值模拟研究. 地球物理学报, 2007, 50(1): 74—82
- 14 徐敏, 蒋维楣, 季崇萍, 等. 北京地区气象环境数值模拟试验. 应用气象学报, 2002, 13: 61—68
- 15 蒋维楣, 吴小鸣. 海岸气象过程与大气扩散研究. 南京: 南京大学出版社, 1991. 170
- 16 李晓莉, 毕宝贵, 李泽椿. 北京冬季城市边界层结构形成机制的初步数值研究. 气象学报, 2005, 63(6): 889—902
- 17 佟华, 刘辉志, 桑建国, 等. 城市人为热对北京热环境的影响. 气候与环境研究, 2004, 9(3): 409—421