

文章编号: 2096-1618(2016)04-0386-08

城市化对成都地区夏季气候变化影响的数值模拟研究

程志刚¹, 孙晨¹, 毛晓亮², 杨欣悦¹

(1. 成都信息工程大学大气科学学院, 四川 成都 610225; 2. 中国气象局成都高原气象研究所, 四川 成都 610072)

摘要:为探讨成都城市化对成都地区夏季气候变化的影响,利用耦合了单层城市冠层模型的中尺度模式 WRF 对成都地区 1991~2000 年 10 年夏季进行高精度(2 km)的数值模拟,并进行有城市下垫面的控制试验和无城市下垫面的敏感性试验。结果表明:(1)WRF 模式较好模拟出成都地区的夏季气温特征,城市化带来的热岛效应十分明显,且夜间城市热岛强度高于白天;(2)城市化使成都地区形成了城市干岛,地表水汽显著减小而一定高度处水汽增加;(3)城市建筑物的增加使城区及城区下风方向风速减小,建筑物的阻挡作用使主导风产生绕流,城区迎风侧及两边风速略微增加;(4)城市下垫面使潜热通量减小,感热通量增大,城市下垫面在白天吸收净辐射能量并将部分能量存储为储热项,并通过感热、潜热加热大气,夜间则作为热源释放热量。

关键词:气象学;数值模拟;城市化;下垫面;WRF;气候变化

中图分类号:P463.3

文献标志码:A

0 引言

城市化是人类活动引起土地利用变化的极端表现,在城市下垫面动力、热力等作用下,不仅可以影响局地 and 区域气候,甚至可以影响大尺度的大气环流。随着中国社会经济的增长与人口的增加,城市化进程日益增加,土地利用类型中的城市下垫面也随之增加,这也引发了越来越多的学者对城市化对区域气候影响的关注与研究。

近年来国内外许多学者针对城市化对区域气候的影响开展了一系列的研究,主要集中在利用常规气象资料分析城市化背景下单个城市或者城市群的城市化造成的气候效应^[1-3],以及通过数值模拟的方式研究城市化对区域天气、气候的影响^[4-7]。传统的城市化效应研究主要采用路线观测和选点观测相结合的方法,这种方法费时费力,很难全面、同步地反映地面及高空状况。因此,利用数值模拟的方法研究城市化的影响成了一个较好地选择。郑祚芳等^[8]引入由 Landsat TM 提取的京津冀区域 30 m 分辨率下垫面 GIS 数据集代替美国 USGS 地表分类数据,对北京地区的一次超过 40℃ 极端高温天气过程进行了高分辨率数值模拟,较好地模拟出主要高温区的分布特征。Argüeso D 等^[9]设计了一组分辨率为 2 km 的模拟试验,分别模拟了现在(1990~2009 年)和未来(2040~2059 年)澳

大利亚悉尼地区城市扩张背景下的气温变化情况,结果表明城区气温增加主要是由于城市建筑导致热容量增加和城市环境下蒸发量的减少而引起的。

成都市位于四川盆地西部,人口众多,经济发达。成都城市化的发展大概经历了 3 个阶段:1949~1960 年,新中国成立后开始的城市化起步阶段;1961~1978 年发展停滞阶段;以及 1979 年改革开放后的快速发展阶段^[10]。从城市化水平(非农业人口/总人口)来看,成都市从改革开放之初的 22.26% 增加到 2000 年的 34.1% 左右^[11];从成都市建成区面积来看,1980 年时中心城区的建成区面积仅为 60 km²,在 1990 年达到 74.4 km²,而在 2000 年时建成区面积已经超过 200 km²^[12]。成都市不断扩大的城区面积对当地的生态环境带来显著影响,城市化最为显著的影响——热岛效应、干岛效应等已对当地居民的生活和健康构成威胁。城市化对区域气候的影响体现在哪些方面,如何通过对城市及周边地区气候变化各方面的分析来研究城市化对局地天气、气候的影响,是当前需要重点关注的问题。论文以数值模拟为手段,通过城市化和非城市化下垫面的模拟实验,从气候尺度分析了城市化对成都市气温、湿度以及能量平衡的影响,以期为城市发展和城市化研究提供一定的参考。

1 数值模式及模拟方案

采用 WRF 模式具体研究城市化对区域环境气候的影响,试验选用的数值模式版本为 WRF3.4.1,选择

收稿日期:2015-12-24

基金项目:国家自然科学基金资助项目(41275033);四川省教育厅重点资助项目(13Z A0076)

1991~2000 年 10 年夏季为模拟时期来研究成都城市化进程中的区域气候变化。模式采用 WRF 模式耦合的单层城市冠层模型 (UCM) 和 Noah 陆面过程方案,以便更好地模拟城市下垫面对区域气候的影响^[13]。单层城市冠层模型将辐射过程处理为三维并将街区模式简化为二维,同时也区分了路面、屋顶、建筑墙面的影响,更好地描述城市几何特征对地表能量平衡以及风切变的作用,较好地改进了模式对城市热力学和动力学效应的描述。单层城市冠层模型对地表能量的模拟效果与采用多层城市冠层模型的模拟效果相差无几,能较好地模拟出地表能量和温度^[14],同时能节省相当部分的计算量。Noah 陆面模式将土壤分为 2 m、1 m、0.4 m 和 0.1 m 不同深度的 4 层,并包含有水文过程、土壤热力过程以及单层积雪模式,模拟效果比较准确^[15]。

模式所用初始场资料为欧洲中心 ERA-Interim 6 小时一次的再分析资料,相对于最常用的 FNL 资料,其水平分辨率更高,为 $0.75^{\circ} \times 0.75^{\circ}$ 。模式采用两层嵌套,中心点在 30.67°N , 104.06°E ,外层格点数为 103×103 ,内层格点数为 112×103 ,分辨率分别为 6 km 和 2 km (图 1),垂直方向取 27 层。模式外层每 12 小时输出一次,内层每 4 小时输出一次。模式输出结果是 1991~2000 年每年从 5 月 22 日 02 时 (北京时) 到 9 月 1 日 02 时连续积分 101 天,前 9 天 (5 月 22~31 日) 作为模式的 spin-up time 舍弃,主要分析夏季 6、7、8 这 3 个月。模式选择的其他物理方案包括:长波辐射方案为 RRTM 方案,短波辐射方案为 Dudhia 方案,近地面层和边界层方案分别为 Monin-Obukhov 方案和 YSU 方案,微物理方案为 WSM3 类简单冰方案。

2 试验方案设计

下垫面的类型对地面土壤热传导率、植被阻抗、反射率、粗糙度、热惯性等因子有着重要影响,进而会对边界层结构以及陆面过程产生影响,因此,引入更精细、更真实的下垫面信息会使模式模拟效果显著改善^[16]。WRF 默认的土地利用类型资料是 USGS (美国地质调查局) 的 AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) 资料,将土地利用类型分为 24 类,精度包括 10 m、5 m、2 m、30 s 等。这种土地利用类型资料的获取时间为 1992 年 4 月至 1993 年 3 月 12 个月,精度较低,时效性也不够,严重制约模式的模拟精

度^[17];而 MODIS 30 s 资料的获取时间为 2001 年 1~12 月,土地利用类型为城市的区域更大,更能反映成都市的实际情况。因此,文中选择时效性相对较高的 MODIS 30s 20 类土地利用资料。此外,为更好的研究城市化对周围环境气象要素的影响,设计两组试验,其中控制试验 (Urban) 采取上一节提到的试验方案不做改动,而敏感性试验 (No Urban) 在模拟时选取的模拟时间、参数化方案等与控制试验完全一致,不同之处在于模拟区域内的下垫面:敏感性试验针对 MODIS 30 s 的 20 类土地利用类型数据进行修改,将下垫面进行替换—把模拟区域内下垫面的所有城市类型替换成农田;而控制试验仍用原来的 MODIS 30s 下垫面数据;将控制试验减去敏感性试验的结果作为城市化的影响。图 2 给出模拟区域内土地利用类型的分布,图 2 (a) 为 Urban 试验的 MODIS20 类土地利用类型,图 2 (b) 为 No Urban 试验,图中城市下垫面已被替换成农田。

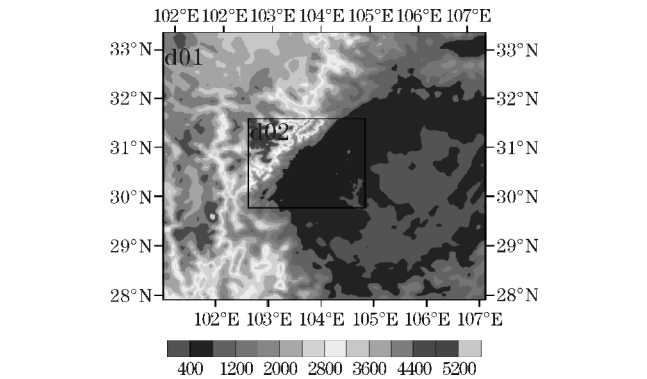
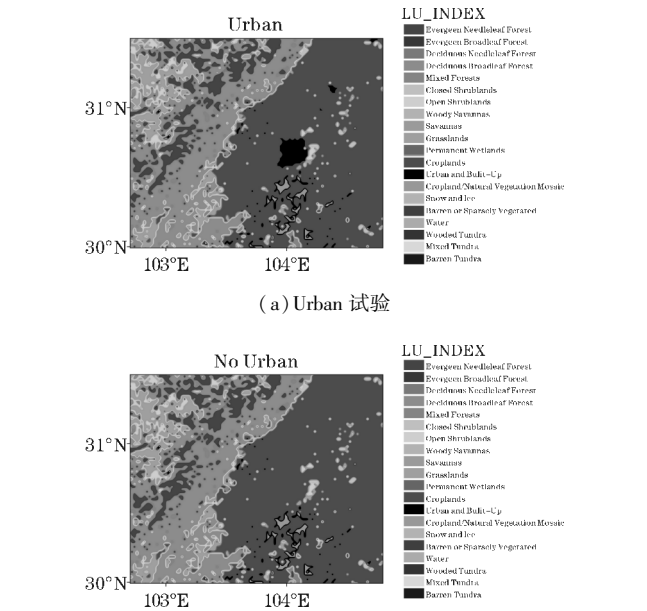


图 1 模式模拟区域及地形 (d01, d02 分别为第一层、第二层区域)



(a) Urban 试验
(b) No Urban 试验
图 2 土地利用类型

3 结果分析

3.1 可靠性的验证

为验证模式模拟结果的可靠性,将控制试验 Urban 的模拟结果与观测结果进行对比分析,以验证模拟结果是否可靠。图3给出 Urban 试验模拟的1991~2000年10年夏季2 m气温平均值与观测值的对比。从图3可以看到,模拟区域内2 m气温分布大致与图1中的海拔高度成反比,以横断山脉最东的邛崃山脉为分界线呈现出明显的分层现象,东侧海拔较低的四川盆地日平均气温较高,均在26℃左右,而西侧高海拔的川西高原日平均气温较低,普遍在10℃以下。模拟结果与观测结果的空间分布基本一致,均呈现西北高而东南低的分布,这与四川盆地的地形密切相关。从盆地到海拔较高的高原之间的交界处上的气温略有出入,观测值比模拟结果略低;模式模拟的高温 and 低温都要更加突出,模拟的四川盆地的温度要高于站点观测值。此外,由于模式的分辨率较高,因此模拟结果的气温空间分布要比观测资料更精细。

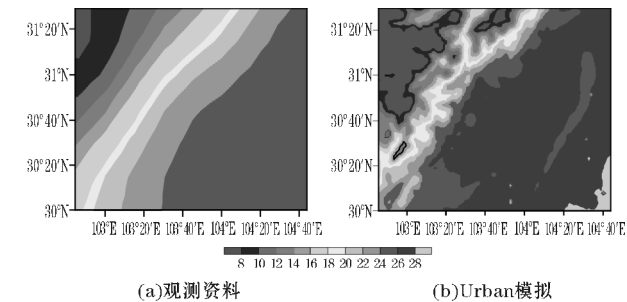


图3 10年夏季平均气温

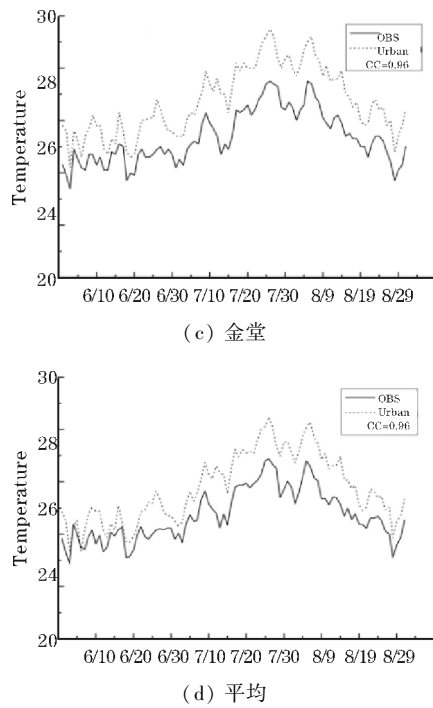
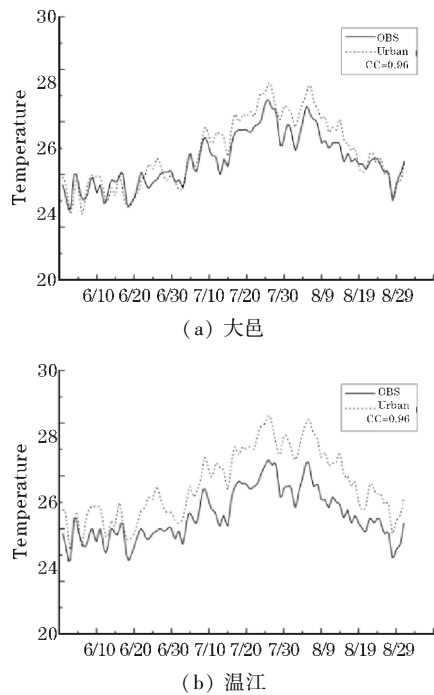


图4 1991~2000年成都地区夏季2 m气温区域平均及相关系数

图4给出 Urban 试验模拟10年(1991~2000年)夏季的成都地区西部站点大邑(56285)、中部站点温江(56187)、东部站点金堂(56296)以及多个站点平均的日2 m气温与站点观测的日平均气温时间序列变化对比及两者之间的相关系数。成都地区的夏季气温在6月底开始攀升,在7月底8月初达到最大值随后开始下降。大邑站的模拟效果最好,但相关系数达到0.96(通过 $\alpha=0.01$ 显著性检验);温江、金堂的模拟气温比观测值稍高,但气温的演变趋势与实况基本一致,相关系数分别为0.95、0.96(均通过 $\alpha=0.01$ 显著性检验)。总体来看,模式模拟的温度比观测值偏高,但很好地模拟出气温变化趋势,与观测值之间的相关系数也达到了0.96(通过 $\alpha=0.01$ 显著性检验)。

3.2 气温场分析

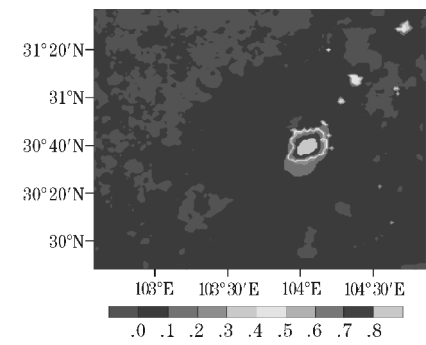


图5 1991~2000年 Urban 试验与 No Urban 试验夏季日平均2 m气温

人类活动导致的土地利用类型的改变和温室气体的排放是引起气候变化的重要因素,但由于这两者对地面温度的变化均有影响,因此很难区分这两者的作

用;但通过数值模拟设计敏感性试验则可以较好地解决这个问题。当下垫面的性质从农田变为城市时,会引起陆面主要属性(比如热力参数、粗糙度等)的变化,通过陆面过程改变地气潜热和感热交换等的变化,进而产生热岛效应。城市化对气温影响最为显著的特征就是热岛效应。图5是Urban试验、No Urban试验两个试验差值模拟气候态(1991~2000年夏季)日平均2 m气温的空间分布图。从图5可以看到,Urban试验和No Urban试验的日平均2 m气温整体上差异较小,但从两者差值图上可以看到Urban试验中城市下垫面上的气温要明显高于No Urban试验中相同位置的农田下垫面区域,城区中心的最大温差达到0.8℃左右,热岛效应非常明显。

图6是1991~2000年10年夏季日最高气温和日最低气温的平均值。Urban试验与No Urban试验的日最高气温基本一致(图6a、b),在模拟区域内10年夏季平均的日最高气温比日平均气温要高出很多,其最大值达到32℃;城市化使成都市区的日最高气温升高约0.2℃(图6c),并且在城市下风方向(图10)形成一个较大面积的升温带,其升温幅度在0.1℃左右。城市下垫面的建筑物与路面等的热容量低而热传导率高,比农田下垫面升温快,这是导致热岛效应产生的重要原因。此外,人为热源的热排放以及大气污染对大气辐射特性的改变,也会对热岛效应的形成与强度产生影响^[18]。

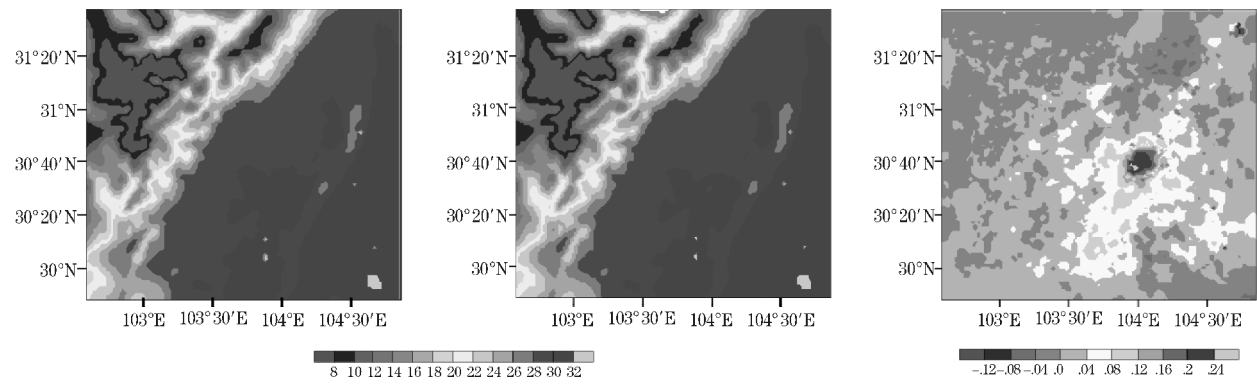


图6 1991~2000年夏季平均日最高气温

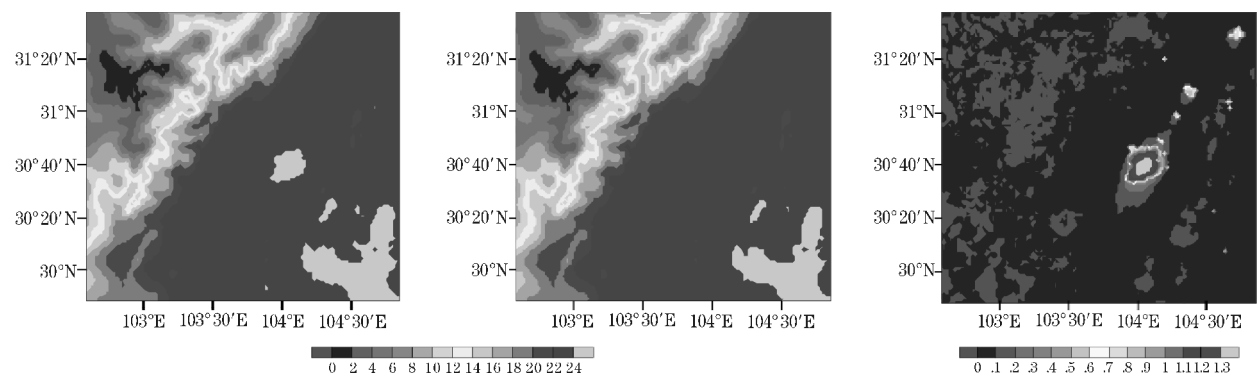


图7 1991~2000年夏季平均日最低气温

两组试验的日最低气温的空间分布与日最高气温基本一致,不同之处在于Urban试验的城市下垫面的平均日最低气温要明显高于No Urban试验的农田下垫面(图7a、b),城市化使平均日最低气温增加,升温的最大幅度达到了1.3℃(图7c),远高于日最高气温的升温幅度,这说明夜间城市的热岛效应要更为显著。在夜间,建筑物的存在会阻碍地表面通过辐射冷却而失去热量的过程,即夜间城区温度较高的建筑物对天空的阻挡作用是夜间城市热岛更显著的原因^[19]。同时,日最低气温的升温范围要比日最高气温要小,主要集中在城市区域,城区下风方向的温度变化大小及面

积均比日最高温度小,这可能是由于夜间风速较小造成的。

3.3 湿度场分析

下垫面从农田变为城市时,土地利用类型、土壤类型及植被覆盖面积的变化对蒸发蒸腾量有着重要影响,因而区域上空低层大气相对湿度也会减小^[20]。与2 m气温场类似,模拟区域内2 m水汽混合比与地形也密切相关,海拔较低的四川盆地夏季平均2 m水汽混合比较大,达到了16 g/kg以上。这是由于四川盆地被四周海拔2000~3000多米的山脉及青藏高原环绕,使

盆地水汽积聚而不易扩散,因此盆地内空气湿度很大。从图 8 可以看到城市的存在使 2 m 水汽混合比显著减小,成都市城区中心对应着减小值的最大中心,即出现了城市气候中的干岛效应,这与前人的研究结果一致^[21]。城市下垫面上的水汽混合比最高减小 1 k/kg,城区以外的地区水汽混合比变化基本在 0.2 k/kg 以内普遍较小。城市干岛形成的主要原因包括城市下垫面主体大多为不透水下垫面,降水后雨水通过下水管道流失而难以像普通地面那样通过土壤和植被吸收和储蓄水分,植被的蒸腾作用也较小;城市下垫面的湍流较强,向上输送的水汽较多^[22],因此地面干燥,湿度较低,形成孤立的“干岛”。

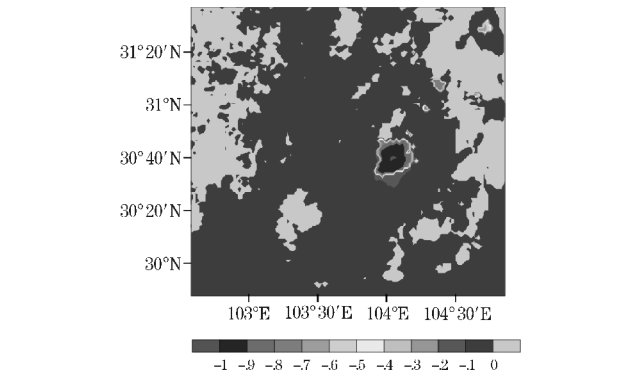


图 8 1991~2000 年 Urban 与 NO Urban 试验夏季日 2 m 水汽混合比

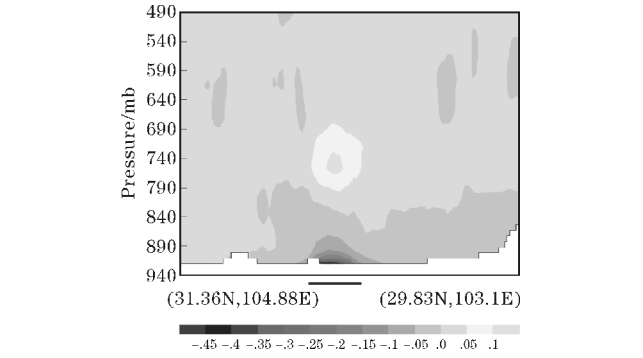
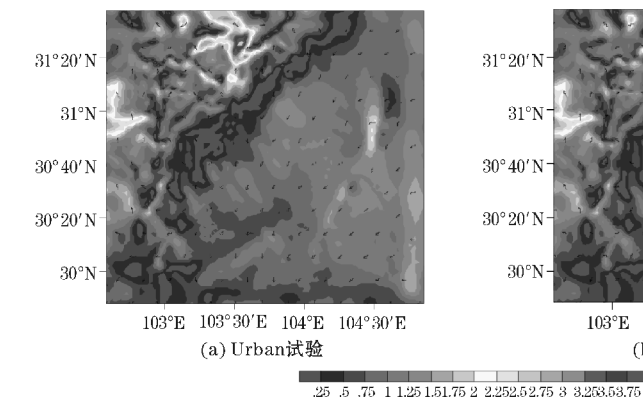


图 9 Urban 试验与 No Urban 试验 10 年平均水汽混合比差值的垂直剖面图

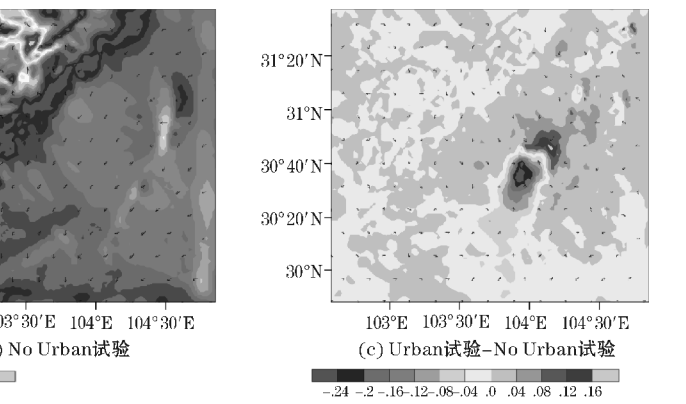


(a) Urban 试验

水汽混合比在垂直方向上的分布在 Urban 试验与 No Urban 试验中相差不大,地表及中低层有所差异而高层几乎完全相同。图 9 是两组试验里 10 年夏季平均水汽混合比之差沿成都市区主导风风向从 31.36 °N, 104.88 °E 到 29.83 °N, 103.1 °E 做的中低层垂直剖面图,图下方横线代表成都市所在位置,图中白色区域代表该地地形高度。图中成都市地表处水汽减小达到 0.45 g/kg,干岛效应非常明显;水汽的减小值随高度上升而减小并在 790 hPa 左右不再减小保持不变,但是在其上方约 740 hPa 处有一个水汽增加的大值中心,其水汽增加值可达 0.1 g/kg 以上;其他地方的水汽变化很小。这可能是由于城市的存在使热力湍流作用增强进而使地表向上输送的水汽增强^[23],造成这种城市近地面层水汽显著减小而在一定高度处水汽增加的情形。

3.4 风场和地表能量平衡分析

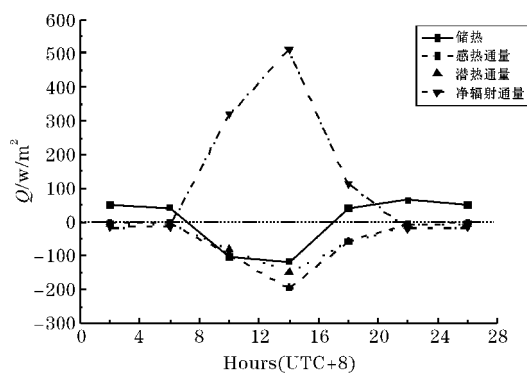
城市化使城市冠层抬升,从而对城区及周边环境风速造成很大的影响。由于建筑物的阻挡,使得风速在城市的背风区产生明显的减小。图 10 中,10 年平均的夏季 10 m 风场在 Urban 试验和 No Urban 试验中很接近,风向几乎一致,成都市区内夏季以东北风为主;但在图 10(c) 上可以看到风速上有差异。两组试验中 10 m 平均风速差异最大的区域在成都城区周边以及城区的下风方向,由于城区建筑物的阻挡作用,使东北风产生水平方向上的绕流,导致城市迎风侧及两边的风速略微增加,10 m 平均风速增大了 0.1 ~ 0.15 m/s;而在城市的背风侧方向,风速显著减小,在城区内风速减小值最大可到 0.24 m/s,同时发现风速差有一个十分明显的高值区在城市中心左下方向,与平均风向一致。在城市下风向 30 km 内风速仍有一定减小,减小范围约为 0.04 ~ 0.16 m/s,且离城区越远则减小值越小。城区及城区周边以外的外围区域 10 m 风速变化很小,差异基本在 0.04 m/s 以内。



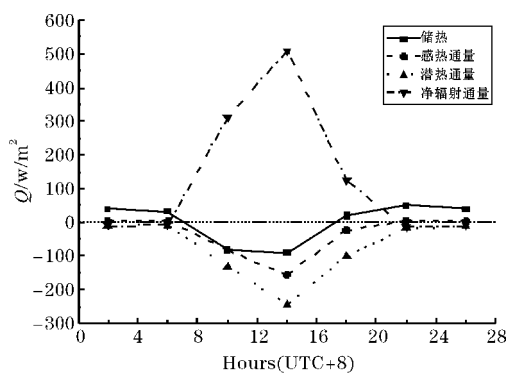
(b) No Urban 试验 (c) Urban 试验-No Urban 试验

图 10 1991~2000 年夏季 10 m 风场平均

城市化对地表能量平衡也有着较强的影响。城市下垫面由于建筑材料热力、辐射的性质差异及建筑物的几何形状等因素,对下垫面上的辐射通量有很大影响。将向下的长波辐射通量和向上的长波辐射通量之差与向下的短波辐射通量与和向上的短波辐射通量之差这两者的和表示为地表净辐射通量,则地表能量平衡可表示为地表净辐射通量等于地表感热通量、地表潜热通量与储热这三者之和^[24]。图 11 给出 Urban 试验和 No Urban 试验里成都市区 1991~2000 年 10 年平均的地表能量平衡各项的日变化,正(负)的平均通量代表近下垫面得到(失去)能量。两组试验中各通量的变化趋势大致相同:白天时下垫面吸收净辐射能量并将部分能量存储为储热项,并通过感热、潜热加热大气,在夜晚时释放储热提供能量。



(a) Urban 试验



(b) No Urban 试验

图 11 1991~2000 年平均的地表能量平衡各分量日变化

净辐射通量和储热在两组试验中没有明显改变,但由于地表反照率和发射率的变化,城市下垫面的向下净辐射通量会在白天比农田下垫面有所减少。在夜晚,向上的长波辐射为主所以净辐射通量为负值;城市下垫面更高的热存储导致更强的向上长波辐射,因而夜晚城区净辐射通量要更高,但这个差异并不明显,改变值通常在 10 w/m^2 以内。同样,城市下垫面更强的热存储能力使得 Urban 试验中的储热无论是白天还是

夜晚均要高于 No Urban 试验,其增加幅度要高于净辐射通量达到 25 w/m^2 。图中储热白天为负夜晚为正证实了地表会在白天储存部分能量并在夜晚释放。对于潜热通量,夜晚时两组试验几乎都为 0 w/m^2 ,可以忽略不计;但在白天时城市下垫面要远低于农田下垫面,例如在 14 时,城市化使潜热通量从 245 w/m^2 下降到 150 w/m^2 。类似于潜热通量,感热通量在白天也要远远大于夜晚,但城市化使感热通量不减反增:在高峰期(14 时)向上的感热通量从 No Urban 试验中的 157 w/m^2 增长到了 196 w/m^2 ;并且城市化使原本在夜间为向下的感热通量变成了向上的感热通量(夜间平均感热通量从 4.4 w/m^2 变为 -4.3 w/m^2)。这说明在夜间城市下垫面非但不会有助于夜间冷却还会作为热源释放热量,这也是夜间热岛效应比白天更明显的重要原因之一。

4 结论

利用耦合单层城市冠层模型的 WRF 模式,设计有城市下垫面和无城市下垫面两组试验,模拟成都地区 1991~2000 年夏季的气候效应,通过两组试验的对比分析,着重研究城市化对温度场、湿度场、风场和地表能量平衡的影响,得到以下主要结论:

(1) 城市化使地表温度显著升高,即在成都市区及其下风方向形成了明显的热岛效应。夏季夜间城市下垫面的增温幅度要比白天大,可达到 $1.2 \text{ }^\circ\text{C}$,这与城市下垫面在夜间会作为热源释放储存的能量有密切关系。

(2) 城市化造成成都地区近地面层水汽显著减小,形成区域性的城市干岛。城市化使市区的水汽混合比最高可减小 1 g/kg ,并且对水汽的垂直分布也有一定影响:在热力湍流的作用下水汽向上输送,形成近地面层水汽显著减小而在一定高度出水汽增加的情形。

(3) 城市建筑的增加使成都地区风速减小,不局限与城市区域,这种减速作用在城市下风方向的区域也有体现。同时由于城区建筑物的阻挡作用,使成都地区的主导风产生了水平方向上的绕流,导致城市迎风侧及两边的风速略微增加。通过分析两组试验中的地表能量平衡发现,城市化对地表能量平衡中的各分量也有一定影响。城市化使热存储增加并使潜热通量和反照率减小,进而影响城区温度。

参考文献:

- [1] A J ARNFIELD. Two decades of urban climate research: a review of turbulence, exchanges of energy and water, and the urban heat island. *Int. J [J]. Climatol*, 2003, 23:1-26.
- [2] 赵守栋,王京凡,何新,等. 城市化对气候变化的影响及其反馈机制研究[J]. 北京师范大学学报:自然科学版, 2014, 50(1):66-72.
- [3] Kalnay Eugenia, Cai Ming. Impact of urbrbanization and land-use change on climate[J]. *Nature*, 2003, 423(6939):528-530.
- [4] Lei M, Niyogi D, Kishtawal C, et al. Effect of explicit urban land surface representation on the simulation of the 26 July 2005 heavy rain event over Mumbai, India[J]. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2008, 8(20): 5975-5995.
- [5] HeikkiläU, Sandvik A, Sorteberg A. Dynamical downscaling of ERA-40 in complex terrain using the WRF regional climate model [J]. *Climate dynamics*, 2011, 37(7-8): 1551-1564.
- [6] 董喜春,汤剑平,王元,等. 长江中下游地区城市化进程中地表植被变化气候效应的数值模拟[J]. *气象科学*, 2008, 28(2): 147-154.
- [7] 李晓莉,何金海,毕宝贵,等. MM5 模式中城市冠层参数化方案的设计及其数值试验[J]. *气象学报*, 2003, 61(5): 526-539.
- [8] 郑祚芳,高华,王在文,等. 城市化对北京夏季极端高温影响的数值研究[J]. *生态环境学报*, 2012, 12(10):1689-1694.
- [9] Argüeso D, Evans J P, Fita L, et al. Temperature response to future urbanization and climate change [J]. *Climate Dynamics*, 2014, 42(7-8): 2183-2199.
- [10] 丁任重,侯荔江. 成都市城市化的进程与方向研究[J]. *经济体制改革*, 2001, (5):124-127.
- [11] 冷奕明,张文秀. 城市化与土地利用变化研究——以成都市为例[J]. *西南农业学报*, 2006, 19(2): 214-218.
- [12] 四川省统计局. 四川统计年鉴[M]. 北京:中国统计出版社, 2004.
- [13] Kusaka H, Chen F, Tewari M, et al. Numerical simulation of Urban Heat Island effect by the WRF Model with 4-km grid increment: an inter-comparison study between the urban canopy model and slab model [J]. *气象集誌*, 2012, 90:33-45.
- [14] Kusaka H, Kondo H, Kikegawa Y, et al. A simple single-layer urban canopy model for atmospheric models: Comparison with multi-layer and slab models [J]. *Boundary-Layer Meteorology*, 2001, 101(3): 329-358.
- [15] Chen F, Dudhia J. Coupling an advanced land surface-hydrology model with the Penn State-NCAR MM5 modeling system. Part I: Model implementation and sensitivity [J]. *Monthly Weather Review*, 2001, 129(4): 569-585.
- [16] 肖丹,陈静,陈章,等. 成都精细下垫面信息对城市气象影响的模拟试验[J]. *气象*, 2011, 37(3): 298-308.
- [17] 何建军,余晔,刘娜,等. 复杂地形区陆面资料对WRF模式模拟性能的影响[J]. *大气科学*, 2014, 38(3): 484-498.
- [18] 蒙伟光,张艳霞,李江南,等. WRF/UCM 在广州高温天气及城市热岛模拟研究中的应用[J]. *热带气象学报*, 2010, 26(3): 273-282.
- [19] Oke T R. The energetic basis of the urban heat island[J]. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 1982, 108(455): 1-24.
- [20] Kaufmann R K, Seto K C, Schneider A, et al. Climate response to rapid urban growth: Evidence of a human-induced precipitation deficit [J]. *Journal of Climate*, 2007, 20(10): 2299-2306.
- [21] 谢娜,李昕翼,赵静,等. 城市化进程中成都地区的气候变化特征[J]. *安徽农业科学*, 2010(30): 17092-17094.
- [22] 周淑贞,束炯. 城市气候学[M]. 北京:气象出版社,1994.
- [23] 成丹. 中国东部地区城市化对极端温度及区域气候变化的影响[D]. 南京:南京大学, 2013.
- [24] 李欣,杨修群,汤剑平,等. WRF/NCAR 模拟的夏季长三角城市群区域多城市热岛和地表能量平衡[J]. *气象科学*, 2011, 31(4): 441-450.

Simulation of the Impact of Urbanization on Summer Climate in Chengdu

CHENG Zhi-gang¹, SUN Chen¹, MAO Xiao-liang², YANG Xin-yue¹

(1. College of Atmospheric Sciences, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225, China; 2. Institute of Plateau Meteorology, CMA, Chengdu 610072, China)

Abstract: In order to investigate the impact of urbanization on summer climate in Chengdu, WRF and its coupled Urban Canopy Models were used to simulate summer climate in Chengdu from 1991 to 2000. And the data of urban land use in Chengdu and the surrounding region was replaced by that of irrigation, to study the urbanization impact on summer climate and explore its effect mechanism. The results are shown as follows: (1) The WRF model could simulate the main distribution of climatological summer temperature, which is very close to observation. Urbanization increased the urban heat island effect (UHI), and the surface UHI much stronger during night. (2) Urbanization results in dry island in Chengdu. Water vapor content decrease obviously on the surface and increases at a certain height. (3) The wind speed over urban district and its leeward district decreases. Urban building make prevailing wind flow around, but the wind speed of the windward and two sides slightly increase in Chengdu district. (4) The expansion of urban change with a significant increase of sensible heat flux and decrease of latent flux. The construction structures in the urban area absorbed a large amount of net radiation and stored part of them, which warm the surface atmosphere in the daytime in the form of latent and sensible heat flux and release heat content as heat source.

Key words: meteorology; numerical simulation; urbanization; underlying surface; the weather research forecasting model; climate change