

长江三角洲城市热岛与太湖对局地环流影响的分析研究*

李维亮 刘洪利 周秀骥

(中国气象科学研究院, 北京 100081)

秦 瑜

(北京大学大气科学系, 北京 100871)

摘要 发展了一个适合于长江三角洲地区的细网格区域气象模式, 利用这个模式成功模拟了长江三角洲地区海陆风、湖陆风、城市热岛等小尺度天气现象, 并研究了该地区地面风切变线形成的特征和机理, 指出海风和湖风的相互作用, 是地面切变线形成、维持的一个主要因素.

关键词 海陆风 湖陆风 城市热岛 切变线

人类活动对区域气候和天气的影响是巨大的, 不仅会影响区域温度、风场分布, 甚至可以改变降水的强度和时空分布. 尤其是伴随快速的城市化进程, 很容易形成城市热岛等气象现象以及城市光化学烟雾等污染灾害. 在我国长江三角洲地区, 近 20 年经济发展十分迅速, 因此研究这一地区近 20 年地表状况与区域气候环境变化之间的相互关系, 可以为该地区和其他地区未来的经济发展及环境保护提供决策依据. 人类活动对区域气候的影响途径, 一般是通过改变该地区的地表状况或地表特征, 再进一步影响该地区的气候环境. 但是, 由于地表状况和地表特征的变化有它的复杂性, 其变化的时间尺度也不尽相同. 例如, 由于经济发展大片农田被工厂城镇所代替, 这样其陆面特性和特征就发生了改变, 这些改变是很快的, 也是人们容易察觉的; 再如人类活动使某些湖面面积逐渐缩小, 这个过程比上述的过程时间尺度要长得多, 其作用在短时间内是不会明显体现出来的. 因此, 只有对区域有代表性一些陆面特征和类型变化个别的进行研究之后, 才有可能对区域的整体和综合的陆面特征和类型变化进行研究, 以便了解其对气候环境的影响. 长江三角洲地区有它特殊的地理位置和特征, 尤其是太湖位于三角洲中心, 因此有必要重点研究太湖作为一个水域整体的陆面特征, 对长江三角洲地区的天气和气候到底能带来什么影响.

数值模拟是研究大气和地表相互作用物理机制的最为有效的手段之一. 在国内有关太湖地区风场研究不多见, 陆鸿滨等^[1]将湖陆风从实测风中分离出来, 得到太湖湖陆风的特征. 而后逢勇、濮培民^[2]建立了一个适合太湖区域复杂地形, 满足静力平衡条件的三维非定常大气边界数据模式, 该模式能较好地模拟太湖地区大气边界层风场的宏观状况. 苗曼倩等^[3]用一个三维中尺度模式研究了长江三角洲夏季海陆风与城市热岛环流的相互作用, 揭示了海陆风与湖陆风造成沿长江走向的对该地区的夏季降水有触发和增强作用的一条水平辐合带. 张铭等^[4]也计算了珠江口地区的海陆风特征. 至于城市热岛效应, 在国内外都做了大量的工作, 重点在

于: 一是对常规资料或卫星资料分析揭露城市热岛效应的现象和天气过程的关系; 二是研究城市热岛效应边界层结构的动力、热力特征^[5]; 也有研究人为热源对热岛的影响^[6], 但是没有进一步把人为热源对热岛的影响和海陆风、湖陆风之间的相互作用联系起来. 因此, 对海陆风、湖陆风、城市热岛环流之间的相互作用还有待做进一步的研究. 我们将侧重于研究由于太湖的存在对大气强迫造成异常环流和周围环流(城市热岛环流、海陆风环流)之间的联系.

1 模式简介

为了着重研究长江三角洲地区太湖下垫面存在对大气强迫所造成异常环流和周围大范围环流之间的关系, 结合过去的基础, 建立起长江三角洲地区高分辨率三重套网格的区域数值模式. 我们所用的模式是美国国家大气研究中心(NCAR)1997年在网上公布的第五代中尺度气象模式第二版本(MM5V₂), 我们采用的是非静力模式. 采用 LAMBERT 投影, 三重套网格: 最外层区域 1 其水平分辨率为 45 km, 中间过渡层区域 2 为 15 km, 最里层覆盖整个长江三角洲的区域 3 的分辨率为 5 km. 各种物理量在网格上按 Arakawa B 方案放置, 具体方法见文献[7]. 区域 3 的地形资料和地表类型资料由中国科学院遥感研究所提供. 地形资料是分辨率为 1 km 的资料经插值平滑后得到, 图 1 给出了区域 3 所用的地形等高线图. 下垫面类型资料亦是 1 km 分辨率经统计得出的最具代表性的类型, 统计方法是: 在每个网格, 当水体面积所占比例大于 50%时, 取水体; 当水体面积所占比例小于 50%时, 取陆地类型中比例最高的类型. 模式所用的下垫面类型如图 2 所示. 模式中的海温是实测的月平均 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 海温资料.

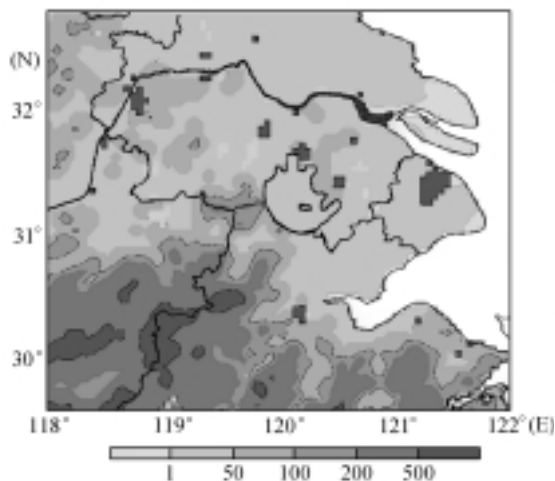


图 1 区域 3 的地形等高线(单位: m)

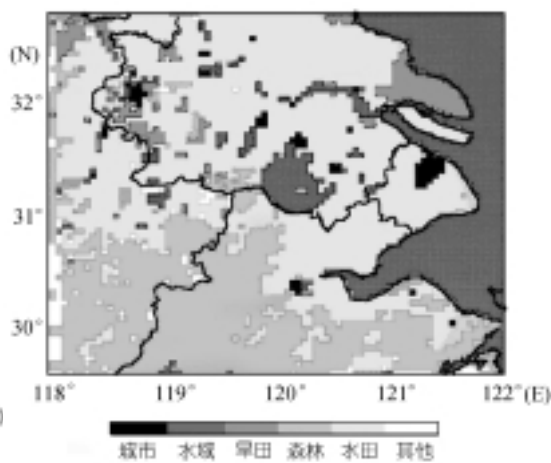


图 2 区域 3 主要的土地覆盖类型(1995 年)

模式垂直层次有 30 层, 在边界层部分大约有 13 层. 在物理过程参数化中, 对云降水物理过程的处理分为两类, 对区域 1, 2 用 Grell 参数化方案, 对区域 3 用显示方案处理; 行星边界层参数化用的是 Blackadar 的边界层方案; 大气辐射部分, 我们现在用 CCM3 的辐射参数化方案来替代原有的辐射参数化方案, 以更好地描述气溶胶和云的辐射效应; 另外耦合了美国 NCAR 的湖模式, 以便研究太湖的作用. 关于 MM5V₂ 和湖模式的有关详细资料可参阅文献[7,8].

2 无城市情况下太湖的效应

本试验(称为试验 1)中, 基于以晴天天气为主的考虑, 我们采用了 10 月份情况做初边值, 没有考虑城市的作用, 城市地区的下垫面类型用附近的其他类型代替. 区域 1 的边值固定, 初始时各要素水平分布均一, 无风、无云天气晴朗, 温压湿配置使大气层结稳定, 湖面温度取 26°C , 对大气而言是冷源. 我们一共积分了 72 h, 取后 48 h 的计算结果进行研究.

从图 3 我们可以看到: 在长江的出口处的南面, 其海岸线呈尖字形, 其北岸的走向是西北-东南向, 其南岸濒临杭州湾, 其走向为东北-西南向, 因是白天平均海风很明显, 北岸吹的是东北风, 南岸吹的东南风, 和陆地的风系形成一条经上海沿长江的风切变线, 这种海风和陆地风之间的辐合现象这在文献[3、4]也都计算出来了, 但是文献[3]中的结果没有文献[4]中的结果那么明显. 在文献[3]中还进一步讨论了这条辐合带, 指出这种现象与美国佛罗里达州两股海风的水平辐合带很相似^[9]. 并进一步指出了这种辐合带和夏季降水和积云的形成有增强作用. 张家澄等指出这是为什么在夏季上海和太湖之间切变线辐合频繁发生的原因¹⁾. 但从我们的计算结果看来, 和文献[3]中所显示的尚有差异. 我们的计算结果表明除上述的风辐合带之外, 尚有一条沿太湖东北岸-东南岸的弱切变辐合线, 这在文献[3]中显示得不清楚, 这条弱切变辐合带是白天太湖的湖风和陆地风矢量之间所造成的. 这条风切线辐合也会给区域的天气气候带来一定的影响.

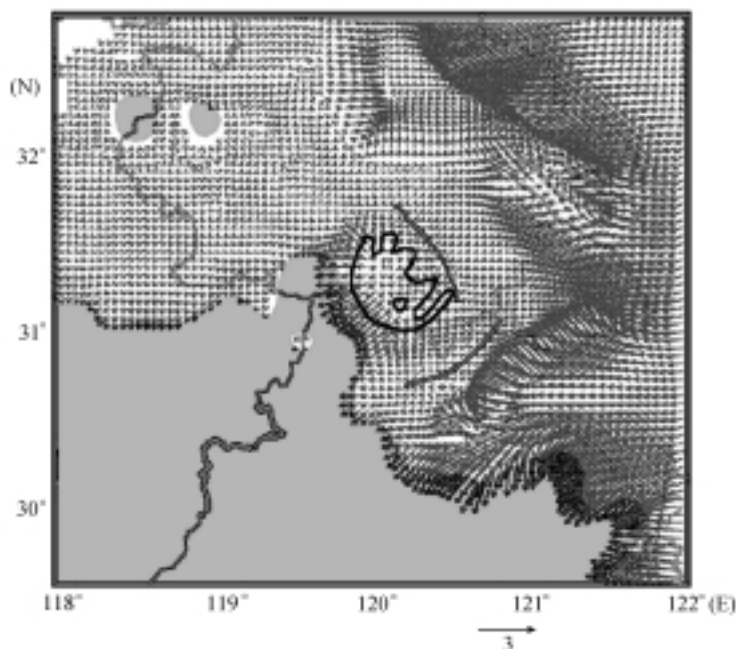


图3 长江三角洲地区 1000 hPa 水平风矢量分布图

图中表示了白天(11~16 h)的平均值(无城市, 无人为热源)

从同时期的 1000 hPa 平均水汽通量散度上可见(图略), 在长江口南岸和杭州湾北岸各有一条水汽的辐合带. 其中心位于上海和海宁附近. 其强度可达到 $6 \times 10^{-8} \text{ s}^{-1} \cdot \text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$. 这两条

1) 张家澄. 一次切变线个例情况分析. 2001 (通信)

水汽辐合带各配合杭州湾北岸的风切变辐合线和长江口南岸的风切变辐合带, 在上海交汇, 风呈气旋性弯曲. 另外从图上可明显的看到配合太湖东北边风矢量弱辐合带也有其水汽辐合带, 而在其东北向经水汽弱辐合之后到长江口南岸又出现上述的水汽辐合带, 而太湖呈现水汽辐散. 从水汽的辐合情况也可说明了海风和湖风之间在白天形成了两条风矢量辐合带和水汽辐合带.

3 城市化(热岛效应)和海陆风、湖陆风之间相互作用关系

长江三角洲地区自改革开放以来经济高速增长, 随之而来的是上海市区迅速扩大以及苏州、无锡、常州一带小城镇的飞速兴起, 城市化使得城市的热岛效应也越来越明显. 这样必然和原来局地环流(没考虑城市时的海陆风、湖陆风)之间产生的相互影响.

试验 1 模拟的是在无城市化、无人类活动的情况. 为了模拟城市化所带来的热岛效应以及与海陆风、湖陆风之间的关系, 我们设计了试验 2: 这里考虑了城市的作用, 城市类型的特征量是: 反照率取 0.18, 粗糙度取 0.6 m(这些资料取自中国科学院遥感研究所). 在模式地面层的动力方程组中的热力方程右端加了一项 “ Q_h ” 来表示人类活动产生的热效应. 图 4 就是由北京大学环境研究中心所提供的人为热源(1995 年年平均情况): 图中可以明显地反映出城市热能的贡献, 尤其在上海附近表现出了很强的热能中心, 南京附近次之. 试验 2 的初边值和试验 1 完全相同, 积分了 72 h, 在以后 48 h 时计算结果进行分析.

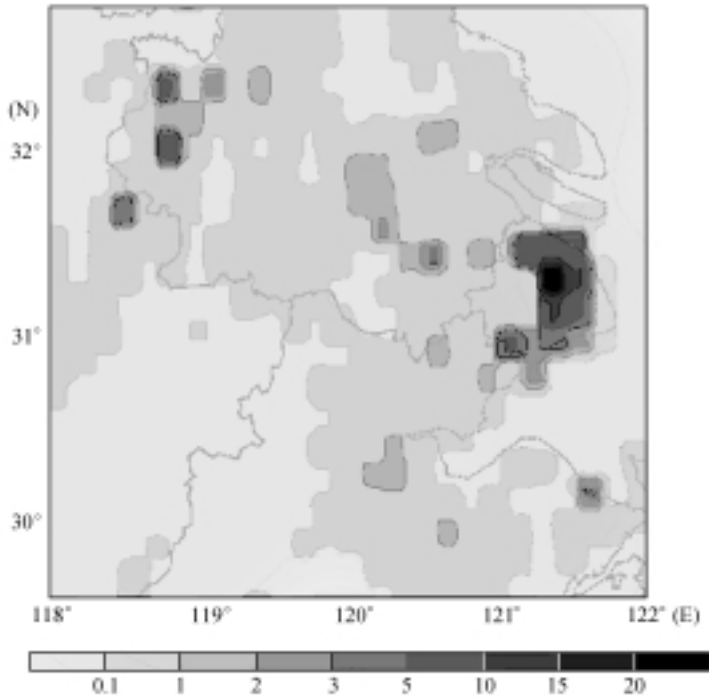


图 4 人为热源强度(单位: W/m^2)

资料表示 1995 年年平均值(该资料来源于北京大学环境研究中心)

从地面气温场上(图略)可以明显地看到, 上海、苏州、镇江、南京等地都有明显的地面温

度高值中心, 其中心温度可比周围地区高 $1 \sim 2^{\circ}\text{C}$, 上海、南京等大城市更比周围气温高 3°C 以上. 这说明了城市化所造成的热岛效应是很显著的.

我们再来看看风场的情况, 从图 5 中可以看到如下几点: (i) 低层 1000 hPa 上, 在长江三角洲的几个主要城市上, 其风场在地面是呈气旋性辐合的, 风向从四周指向市中心, 越是大城市其气旋性辐合就越强. (ii) 在 920 hPa 层, 其高空由于低层辐合出现强迫性的反气旋性辐散, 城市越大, 此现象越明显, 另外其辐散层的高度和城市范围及热岛强度也紧密相关. (iii) 在 1000 hPa 上, 海陆风和城市气旋性辐合气流有明显的相互作用现象, 在白天(11 ~ 16 h)长江三角洲北岸海陆风的风向和上海市低层辐合风方向一致, 故其侧风矢量加强; 而长江三角洲南岸海陆风的风向与上海市低层辐合风方向相反, 削弱了该地的风场强度. (iv) 在无城市效应的影响下, 原在太湖东北边的弱切变线, 受苏州等城市热岛效应产生的气旋性辐合流场的影响而消失.

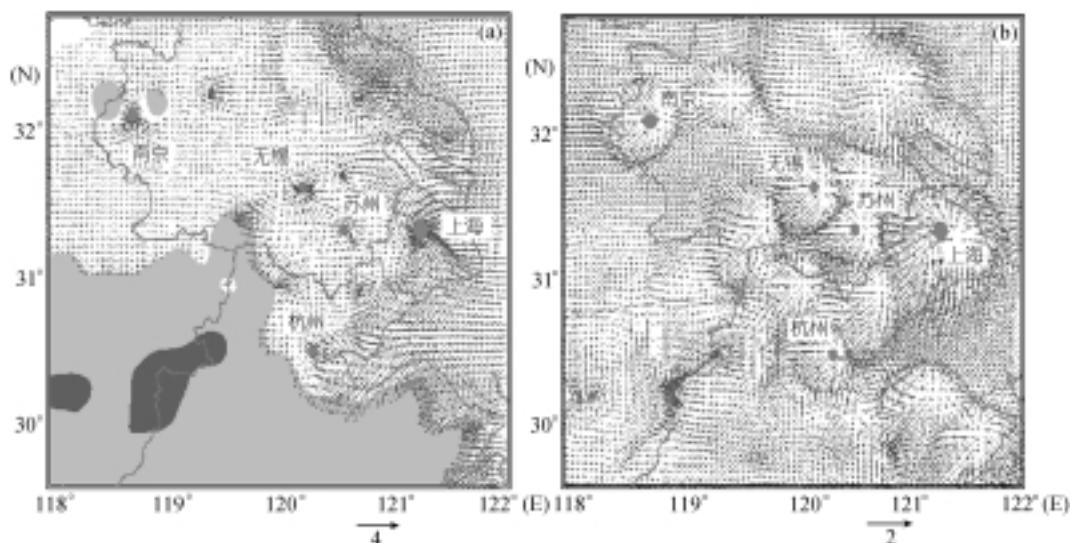


图 5 城市热岛效应的白天平均风场(11 ~ 16 h)

(a) 1000 hPa 层; (b) 920hPa 层(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

我们沿东西向(大约北纬 31° 附近, 穿过太湖、苏州、上海)作一垂直环流图(图 6), 从中可以明显地看到城市所强迫出的垂直环流圈. 先看试验 1, 图 6(a)在无城市无热岛效应的情况下, 在太湖地区是弱的下沉气流, 高度不超过 950 hPa, 在网格 55 处有一股弱的上升气流, 和太湖的下沉气流组成一个局地垂直环流圈, 该上升气流就是前面提到的太湖东北面的弱辐合切变所引起的. 而上海市为海风和内地风形成的切变线的上升气流, 该上升气流可达到 880 hPa. 在有城市情况下(图 6(b)), 上述的环流圈发生了变化: 上海市区及东侧海风和城市热岛效应的上升气流汇合加强(网格 62 ~ 70), 在网格 60 附近有补偿的下沉气流, 和东边的上升气流组成了闭合的局地环流圈, 该环流圈可达 900 hPa. 在太湖东岸, 原来由太湖的湖陆风和陆地之间所形成的弱切变辐合线上升气流所组成的局地环流圈, 已经和苏州的城市效应所导致的局地垂直环流圈融合在一起了.

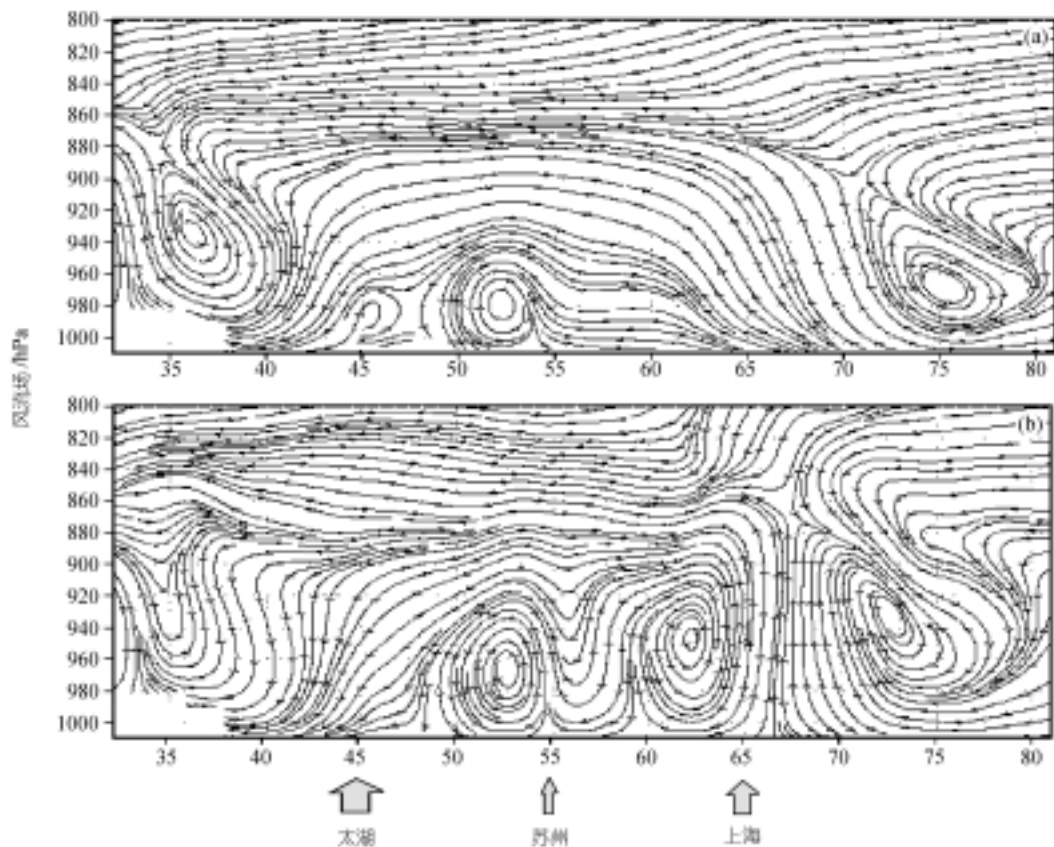


图 6 试验 1(a)和 2(b)的东西向垂直流场
白天, 11~16 h 平均值, 沿第 37 网格点剖面, 大约 31°N

4 长江三角洲切变线模拟

上一节我们研究了在理想情况下海陆风、湖陆风和城市热岛之间的相互作用. 本节将要用一个实例来进一步讨论这个问题. 我们以 1995 年 8 月 5 日对长江三角洲切变线的实例来进行预报. 模式所用的初值是: 用 1995 年 8 月 5 日 8 时的分辨率为 2.5° 的 NCEP 再分析资料为背景初值, 再用计算区域内的探空资料和长江三角洲地区的地面资料进行同化处理形成的. 从 8 时开始计算, 预报了 6~14 时. 在模式初值时, 整个计算区域内地面盛行西南风.

图 7(a)、(b)是 1995 年 8 月 5 日 14 时实况地面流场图和预报的结果. 对比两图可以看到, 从切变线的位置和形态来看, 预报的是相当不错的. 这是一次在江苏中部切变线生成(11 h)并向南推进发展的过程(图略). 到 14 时停留在太湖的东南方, 几小时后消失. 因为实况的测站还不是很多, 故从此图上看仅是一条切变线, 但从我们 5 km 分辨率的预报图上, 可以清晰地看到该切变线实际上是由几段风场上的切变所组成的: (i) 在长江北岸, 东北方向的海风和西南方向的海风辐合, 形成一段切变线. (ii) 在太湖的东北方向, 由地面的西南风和平行于长江下游出口处的东北风形成一段地面风辐合切变线, 此段切变线是西北-东南向的, 从上海直到镇江附近. 这段切变线在文献[3]中也模拟出来了. (iii) 紧接着的太湖东南侧风切变呈东北-西南向,

此段地面风辐合切变实际是由太湖的湖风向南延伸和杭州湾北部的海风形成的风辐合切变线. 这里可以看出, 长江三角洲地面风切变线的形成因素是很复杂的, 是中小尺度天气系统和湖风、海风以及城市效应的风共同作用的结果. 这说明了在一定程度上, 由于湖风和海风的存在, 切变线容易在太湖和上海之间生成和停留, 影响这里的局地天气气候.

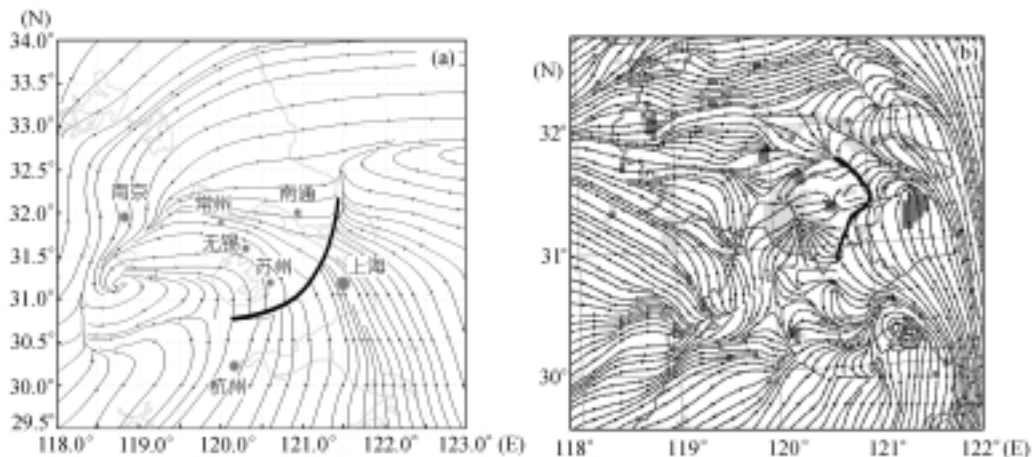


图7 长江三角洲切变线模拟

(a) 8月5日14时的地面流场图, (b) 模拟的有太湖时的地面流场

我们另外做了一个敏感性试验(试验4): 仅把太湖去掉, 其他条件与试验3相同, 同样从1995年8月5日早8时积分6h. 图8给出了试验4模拟的14时地面流场和试验3, 4的差值风场. 我们从图8(a)可以明显地看到, 原来有太湖时的地面辐合切变线变得断裂而且整个位置偏西, 尤其是原来切变线的南段(即太湖东南面的一段切变线)没有出现. 其原因是: 由于没有太湖的存在, 没有了吹向东南湖风分量. 这也证实了湖风和杭州湾北向海风相互作用是这段切变线形成的根本原因, 因此, 太湖的存在是地面风辐合切变线容易在长江三角洲地区形成并维持的一个主要原因之一.

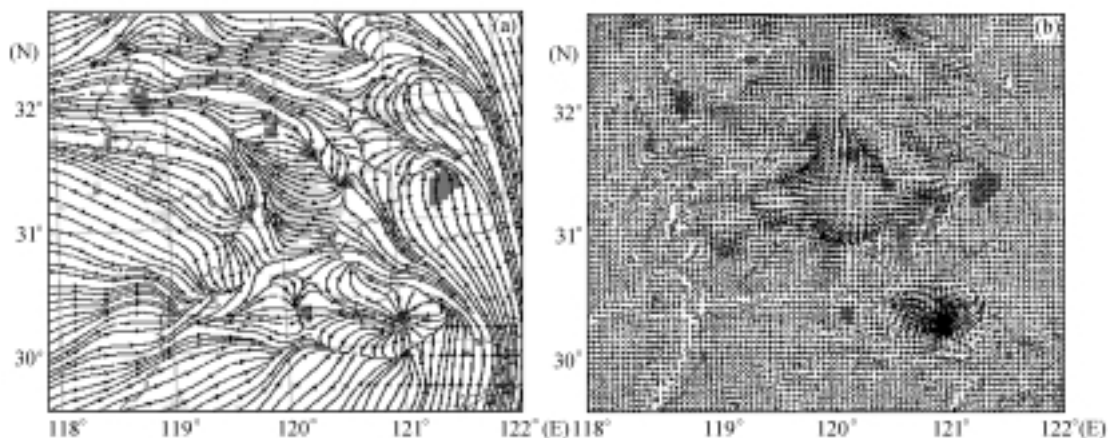


图8 模拟的无太湖时的地面流场(a)及有/无太湖时的差值流场(b)

我们在分析了经过太湖西洞庭山北侧和苏州南部的东西向垂直环流和位温场(图略). 在

有太湖时,太湖上的下沉环流一支和苏州东南的切变线位置的上升另一支组成一个闭合的环流圈,这环流圈就是地面辐合切变线所造成的.在位温场上,850 hPa 以下是一个暖性不稳定层结,切变线位置正好是这个最不稳定地区,这就容易释放凝结潜热而形成降水,从地面的实况图上也证实了这点.而没有太湖时,原太湖湖面位置没有下沉气流,苏州南部由于受城市影响也出现一上升气流,但它位于苏州正南,仅仅是城市热岛环流的一部分,不是切变线辐合造成的.从这里也可看出,太湖东面容易生成地面风辐合切变线,其原因在于太湖白天的辐散气流,遇到邻近的偏东风而造成辐合.

5 结论

从上面的分析讨论可以看到,利用高分辨率动力模式对长江三角洲地区海陆风、湖陆风、城市热岛、地面风切变线等中小尺度天气现象的模拟都很成功.从上所述,可以得出如下几点结论:

(1) 在无城市热岛情况下,由于海陆风和湖陆风的存在,各自和区域陆地风相互作用,在白天形成了两条切变线:一条是经上海沿长江的切变线,另一条是位于太湖东面辐合切变线,这两条切变线同时各自配合着水-气辐合带,影响局地天气气候.

(2) 在有城市热岛情况下,城市的热岛环流与海陆风、湖陆风之间都存在着相互影响,明显地在局地环流的改变上反映出来,因此,城市的迅速发展必然会改变局地的环流状况,影响局地降水的时空分布.

(3) 长江三角洲地区特殊的地理形态和结构,容易生成地面风场切变线,这是在一定的天气条件下,海风、湖风和陆地风场及其相互作用的结果.

致谢 本文得到了上海市气象局张家澄先生的热情帮助,他提供了详细的气象数据和地面天气图,在此表示衷心的感谢.

参 考 文 献

- 1 陆鸿宾,魏桂玲.太湖的风效应.气象科学,1989,9(3): 291~301
- 2 逢 勇,濮培民.太湖区域三维湖陆风场数值模拟.大气科学,1995,19(2): 243~251
- 3 苗曼倩,唐有华.长江三角洲夏季海陆风与热岛环流的相互作用及城市化的影响.高原气象,1998,17(3): 280~289
- 4 张 铭,张立凤.海陆风环流的计算方法.大气科学,1999,23(6): 693~701
- 5 徐祥德,汤 绪,等.城市化环境气象学引论.北京:气象出版社,2002. 62~80
- 6 Toshiaki Ichinose, Kazuhiro Shimodozono, Keisuke Hanaki, et al. Impact of Anthropogenic Heat on Urban Climate in Tokyo. Atmos Environment, 1999, 33: 3897~3909
- 7 龚 威,李维亮.评估臭氧变化气候效应的区域气候模式.中国地区大气臭氧变化及其对气候环境的影响(一).北京:气象出版社,1996. 251~266
- 8 Geerg A G, Jimmy D, David R S, et al. A prescription of the Fifth-Generation Penn State/NCAR, Mesoscale Model (MM5). NCAR/TN-398 tstr, NCAR Technical Note, 1994
- 9 Pielke R A. A three-dimensional numerical model of the Seabreezes over South Florida. Mon Wea Rev, 1974, (1-2): 115~139