

绿洲与荒漠相互影响下大气边界层特征的模拟[‡]

张 强¹⁾ 胡隐樵²⁾ 赵 鸣³⁾

(1) 中国科学院兰州高原大气物理研究所, 兰州 730000, 2) 西北干旱气候与环境研究中心, 兰州 730000,
3) 南京大学大气科学系, 南京 210093)

摘 要 用发展的二维中尺度土壤-植被-大气连续体数值模式模拟了绿洲与荒漠相互影响下的大气边界层特征。得到了绿洲和临近荒漠之间的边界层高度、风螺旋线、风速廓线、位温廓线和比湿廓线的差别,并给出了绿洲对其上游和下游荒漠大气的不同影响。基本再现了白天绿洲大气逆温和临近绿洲的荒漠大气逆湿。模拟实验研究不仅验证了外场观测结果,而且也使我们复杂下垫面边界层结构有了一些新的认识。

关键词 中尺度数值模式, 绿洲与荒漠相互作用, 大气边界层

分类号 P404, P435

非均匀下垫面和复杂地形条件下大气边界层问题是当今边界层气象学研究的热点之一。近二十年来不少数值模拟实验和野外观测实验都在致力于对这一问题的探索。虽然人们的努力已在这一领域的研究中取得了不少可喜的进展,例如对城市“热岛效应”^[1]和绿洲或湖泊“冷岛效应”^[2]等问题的成功揭示。但非均匀下垫面的问题相当复杂,属于多学科交叉研究的问题。目前对它的研究仍处于认识和理解阶段,需要做更多的努力来促进该领域许多问题的解决。

HEIFE(黑河地区地气相互作用野外观测实验研究)的实验区是大面积荒漠包围许多面积不等、形状各异的小块绿洲的极复杂区域。由于荒漠与绿洲是动力、热力、湿度等性质均完全相反的两种下垫面,它们之间相互夹杂分布构成了该实验区多种地表特性的不均匀性,因此该地区有着特殊的局地环流和水、热输送特征。这种下垫面的分布特征不仅改变着边界层大气的运动状态,甚至还会影响到大尺度环流。它在西北干旱区有较强的代表性。

尽管我们至今仍不十分清楚绿洲与荒漠相互作用与影响的详细过程,但绿洲和荒漠作为西北干旱区最具对立与冲突性的两类相互毗邻的生态区域,它们之间的相互影响是不言而喻的。绿洲和荒漠之间除了相互直接的侵蚀与渗透即结合部的物质与能量交换外,其间的相互影响还通过陆面过程与大气的相互作用即地气交换以及大气运动来间接实现。其中大气边界层对实现这后一影响过程有着重要贡献。与一般情况相比,此时的边界层特征也会与众不同。

苗曼倩^[3]和桑建国^[4]等人曾对这一问题的某些方面做了成功的模拟。作者将试图用发展的二维中尺度土壤-植被-大气连续体数值模式^[5]来模拟绿洲与荒漠相互影响下的边界层特

收稿日期: 1997- 01- 13; 改回日期: 1997- 10- 20

[‡] 国家自然科学基金和西部资源环境科学研究中心资助

第一作者简介: 张 强,男,1965年4月生,硕士,副研究员

征。这为进一步研究西部地区土地荒漠化和绿洲退化等问题奠定了基础, 对实现干旱区工、农业生产的持续发展有实际意义。

1 模式简介

本文所用的二维中尺度土壤-植被-大气连续体数值模式^[6]是作者在现有大气模式和陆面过程模式的基础上发展的, 它实际上是一个中尺度大气模式与陆面过程模式的耦合模式。其中大气模式用的是经少量改动后的 Pielke 的中尺度大气模式^[6]; 陆面过程模式采用经过作者修改后的赵鸣新建立的 SVA (Soil- Vegetation- Atmosphere) 模式^[7]。

模式的水平网格点 24 个, 其中中间 4 个格点为绿洲, 两边其余格点为荒漠, 水平格距为 3.5 km。在垂直方向上分三部分即大气、植被、土壤, 大气部分为 22 层, 原则为上疏下密, 各层高度分别为 5、15、40、70、100、150、200、250、300、380、500、750、1 000、1 250、1 500、2 500、2 000、3 000、4 000、5 000、6 400、8 000 m; 植被部分为一层; 土壤部分有表层和下层两层, 表层厚度为 0.1 m, 下层为 0.9 m。时间步长为 20 s。没有考虑地形影响。模式中的辐射强迫和陆面参数取 6 月下旬的, 初始条件也取夏季的气候平均值。模式的侧边界用辐射边界条件, 下边界用陆面过程模式代替。本文给出的结果是积分 24 h 后的输出值。

1.1 大气模式

二维中尺度模式的大气控制方程组为

$$\begin{aligned} \frac{du}{dt} &= fv - \theta \frac{\partial \pi}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} (K_z^m \frac{\partial u}{\partial z}) + \frac{\partial}{\partial x} (K_H \frac{\partial u}{\partial x}) \\ \frac{dv}{dt} &= -fu + fU_g + \frac{\partial}{\partial z} (K_z^m \frac{\partial v}{\partial z}) + \frac{\partial}{\partial x} (K_H \frac{\partial v}{\partial x}) \\ \frac{d\theta}{dt} &= \frac{\partial}{\partial z} (K_z^\theta \frac{\partial \theta}{\partial z}) + \frac{\partial}{\partial x} (K_H \frac{\partial \theta}{\partial x}) \\ \frac{dq}{dt} &= \frac{\partial}{\partial z} (K_z^q \frac{\partial q}{\partial z}) + \frac{\partial}{\partial x} (K_H \frac{\partial q}{\partial x}) \\ \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} &= 0 \\ \frac{\partial \pi}{\partial z} &= -\frac{g}{\theta} \\ \pi &= c_p \left(\frac{p}{p_0} \right)^{\frac{R}{c_p}} \end{aligned}$$

这里引入了算子 $\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + w \frac{\partial}{\partial z}$ 。

同时包含稳定边界层和对流边界层的湍流交换系数参数化方案为

$$K_z = \begin{cases} K_z \Big|_{z_i} + \frac{(z_i - z)^2}{(z_i - h)^2} \{ K_z \Big|_h - K_z \Big|_{z_i} + \\ (z - h) \left[\frac{\partial K_z}{\partial z} \Big|_h + 2 \frac{K_z \Big|_h - K_z \Big|_{z_i}}{z_i - h} \right] \} & z_i > z > h, \quad \frac{\partial \theta}{\partial z} \Big|_0 < 0 \\ K_z \Big|_{z_i} & z > Z_i, \quad \frac{\partial \theta}{\partial z} \Big|_0 < 0 \\ \frac{z}{h} K_z \Big|_h & z < h, \quad \frac{\partial \theta}{\partial z} \Big|_0 < 0 \\ \frac{1.1(Ri_c - Ri)l^2\tau}{Ri_c} & \frac{\partial \theta}{\partial z} > 0, \quad \frac{\partial \theta}{\partial z} \Big|_0 > 0 \\ \frac{1}{1 - 18Ri^2\tau} & \frac{\partial \theta}{\partial z} < 0, \quad \frac{\partial \theta}{\partial z} \Big|_0 > 0 \end{cases}$$

这里, Ri 为局地梯度 Richardson 数; τ 为局地风切变; l 为局地混合长度; Ri_c 为局地临界 Richardson 数; $K_z \Big|_h$ 为近地层湍流交换系数; $K_z \Big|_{z_i}$ 为边界层顶的湍流交换系数, 可取其为一很小的常数。边界层厚度 Z_i 采用 Dear doff 给出的预报方程。

1.2 陆面过程

土壤上层和下层的温度 T_{g1} 和 T_{g2} 、土壤上层和土壤整层的含水量 S_{sw} 和 S_{tw} 、以及近地层大气的位温和比湿 θ_a 和 q_a 能用预报方程得到

$$\frac{\partial T_{g1}}{\partial t} = \frac{c_1 h s}{\rho_s c_s d_1} - \frac{c_2 (T_{g1} - T_{g2})}{\pi}$$

$$\frac{\partial T_{g2}}{\partial t} = -c_3 \left[\frac{(T_{g2} - T_{g1})}{\tau_1} - c_4 (T_{g2} - T_{g3}) - Q_{sf} \right]$$

$$\frac{\partial S_{sw}}{\partial t} = G - R_s + r_w - \beta E_f$$

$$\frac{\partial S_{tw}}{\partial t} = G - R_s - R_g - E_f$$

$$\frac{\partial \theta_a}{\partial t} = \frac{[H_g + H_f + 180c_p \rho (E_g + E_f) - H_a]}{c_p \rho h}$$

$$\frac{\partial q_a}{\partial t} = \frac{E_g + E_f - E_a}{\rho h}$$

植被的状态参数叶面温度 T_f 一般用如下的热量平衡方程得到

$$R_{nf} - H_f - L_v (E_f + E_{wf}) = 0$$

对这一方程目前只能用迭代方法来求解 T_f 。

上面所涉及到的常数中 c_1 和 c_2 是与 π 成比例的常数; c_3 是下层土壤的松弛率; c_4 是地表温度对年平均值的倾向系数; τ_1 是加热周期; L_v 是蒸发潜热; d_1 是周期性加热影响到的土壤深度。同时, 还涉及到许多物理变量, 其中 H_g 、 H_f 和 H_a 分别是地表、植被叶面积和近地层大气感热通量; E_g 、 E_f 、 E_{wf} 和 E_a 分别是地表、植被干叶、植被湿叶和近地面层的蒸发量; T_{g3} 是固定的年平均温度; Q_{sf} 是由于溶化或冻结引起的下层温度变化率; $\rho_s c_s$ 是下层土壤单位质量比热; h_s 是地表层从上面得到的热量净收入; G 是地表净利用水; R_s 是地表径流; r_w 是下层净进入上

层土壤的水分; β 是植被蒸腾从上层土壤提取的百分比; R_g 是重力引起的水分渗漏; 土壤和植被接收到的净辐射 R_{ng} 和 R_{nf} 可分别根据辐射平衡得到^[7]。

地表和近地层的湍流热通量 H_g 、 E_g 、 H_f 、 E_f 、 E_a 和 H_a 的计算主要参考了 Blackadar 及其学生的工作

$$H_g = c_p \rho \frac{(r_{th} + r_a)(\theta_g - \theta_a) - r_a(\theta_f - \theta_a)}{D_h}$$

$$H_f = c_p \rho \frac{(r_{fh} + r_a)(\theta_f - \theta_a) - r_a(\theta_g - \theta_a)}{D_h}$$

$$E_g = \rho \frac{(r_{fw} + r_a)(q_{sat}(\theta_g) - q_a) - r_a(q_{sat}(\theta_f) - q_a)}{D_w}$$

$$E_f = \rho \frac{(r_{gw} + r_a)(q_{sat}(\theta_f) - q_a) - r_a(q_{sat}(\theta_g) - q_a)}{D_w}$$

$$H_a = -c_p \rho u^* \theta^*$$

$$E_a = -\rho u^* q^*$$

$$D_h = r_{gh}r_{th} + r_{fh}r_a + r_a r_{gh}$$

$$D_w = r_{gw}r_{fw} + r_{fw}r_a + r_a r_{gw}$$

这里所涉及到的植被阻尼 r_{th} 和 r_{fh} , 土壤阻尼 r_{gh} 和 r_{gw} , 近地层大气阻尼 r_a , 以及近地层湍流特征参数 u^* 、 θ^* 和 q^* 等参数的均有文献给出^[7]。

2 绿洲与荒漠的相互影响

2.1 大气边界层厚度特征

图 1 给出了模拟的夜间(00 时)绿洲和其上、下游荒漠的边界层厚度(a)与 buFex 实验观测得到的非均匀下垫面的边界层厚度(b)(引自文献 [8])日变化特征的比较。从模拟结果看, 白天边界层在植被稀少的荒漠地区明显比植被良好的绿洲地区发展得充分, 这一特点在定性上与 buFex 的观测是一致的。一般而言, 边界层的发展主要由地表的热力状态和动力特征控制, 其中对热力状态可能更敏感一些, 地表增温越快边界层发展越迅速。绿洲和荒漠地表对太阳辐射的响应程度是不同的, 荒漠的地表加热要比绿洲的剧烈得多。不过模拟的绿洲与荒漠边界层厚度差别不如 buFex 实验的明显, 这大概是因为绿洲区比荒漠地区更大的粗糙度的作用部分弥补了其地表加热过慢的影响^[9]。

2.2 动力特征

图 2 给出了模拟的夜间(0 时)绿洲和其上、下游荒漠的风螺线特征。定性而言, 图 2 中风螺线与文献 [10]中的一样对粗糙度均比较敏感, 下垫面粗糙度越大风螺线越靠外。但定量看, 图 2 中模拟的风螺线对粗糙度不如文献 [10]中用试射法求解的敏感。这是因为试射法求解的风螺线是一种理想情况, 不受大气稳定度影响。而模拟的风螺线则不然, 夜间稳定的大气边界层结构抑制了地表粗糙度对大气的影响。当然也与试射法求解的两种粗糙度差别更大有关。图 2 与文献 [10]中的风螺线相比较还有一个明显差别是试射法求解的大粗糙度时的风螺线总在小粗糙度的外围, 而模拟得到的风螺线在较高层会反过来。很明显, 前者是在两种粗糙度下分别独立求解的结果; 而后者则是存在相互影响的两种粗糙度区域的风螺线, 会有内边界层产生。

白天(12 时)模拟的风螺线(图略)并不明显具有图 2 的特征, 风螺线对粗糙度不如夜间敏

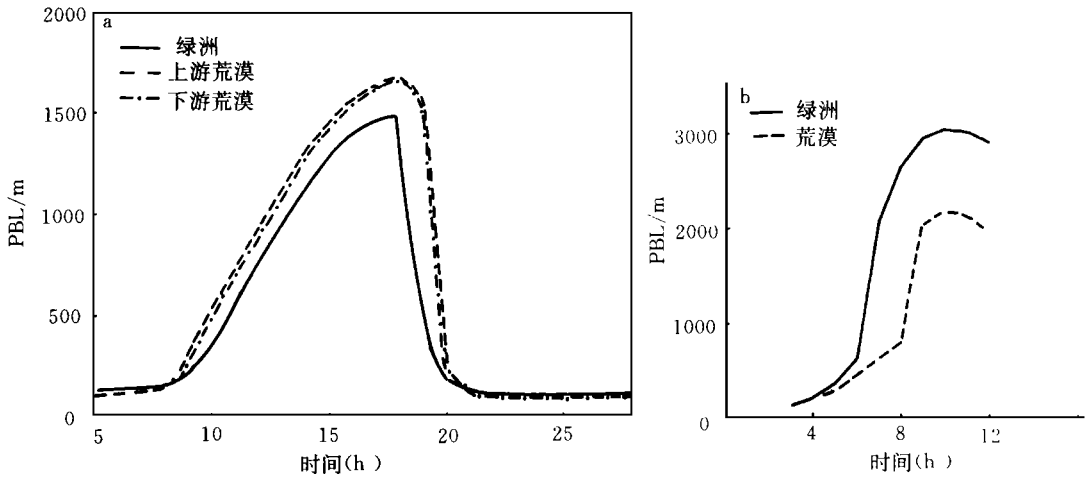


图1 模拟的夜间(0时)绿洲和其上、下游荒漠(距绿洲7.0 km)的边界层厚度(a)与 buFex 实验得到的边界层厚度(b)(引自文献 [8]) 日变化特征的比较

Fig. 1 Comparison of nighttime (0000BST) simulation of the depth of the boundary layer over the oasis and desert areas 7.0 km up- and downstream (a) to that of the buFex (Bunny Fence) experiment (from Ref. 8) in (b)

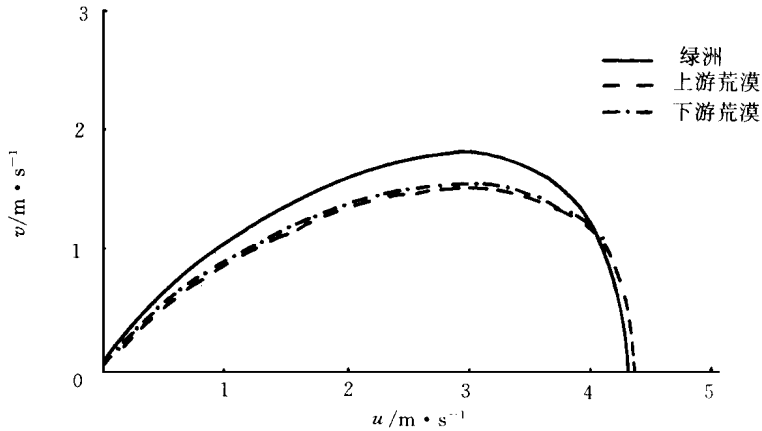


图2 模拟的夜间(0时)绿洲和其上、下游荒漠(距绿洲7.0 km)的风螺旋特征

Fig. 2 Comparison of nighttime (0000BST) simulation of the wind spiral of the boundary layer over the oasis and desert areas 7.0 km up- and downstream (a) to that of the buFex (Bunny Fence) experiment (from Ref. 8) in (b)

感。这可能是因为白天荒漠大气处于超绝热状态^[9], 这种不稳定大气层结使大气对地表粗糙度的影响能够较充分地响应, 与中性层结相比助长了粗糙度的动力作用; 在绿洲, 大气存在逆温层^[9], 这种稳定的层结结构约束了垫面粗糙度的动力作用向上传输, 抑制了地表粗糙度对大气的影响。从而致使绿洲与其上、下游荒漠的风螺旋线差别并不十分明显。

图3给出了模拟(a)和 HEIFE 实验观测(b)的白天(12时)绿洲与其上、下游荒漠的水平风速。不难看出绿洲低层水平风速比其上、下游荒漠同高度的小, 这是绿洲的屏障效应或风廓线折断^[9]的具体体现。但在大约100 m至200 m高度以上会反过来, 这是因为绿洲白天的逆温

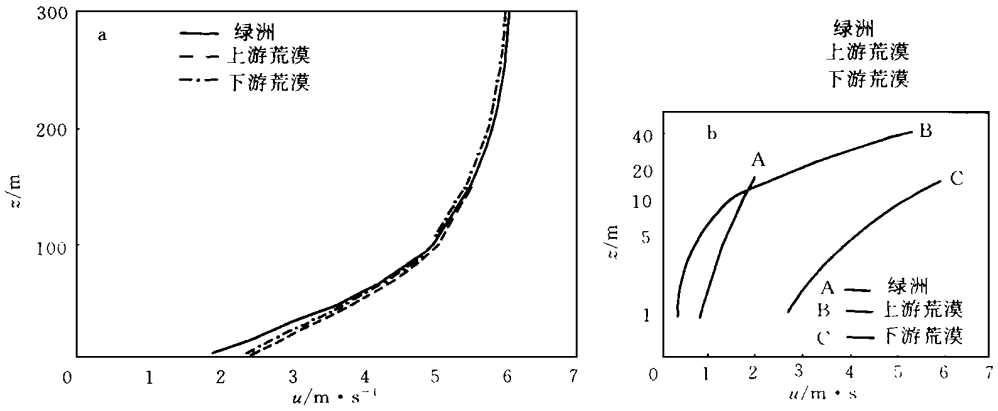


图3 模拟(a)和 HEIFE 1990年8月18日观测(b)的白天(12时)绿洲与其上、下游荒漠(距绿洲7.0 km)的水平风速

Fig. 3 Horizontal wind over the oasis and desert areas 7 km up- and downstream simulated at 1200 h (a) and taken from HEIFE observation of August 18, 1990 (b)

层抑制了高层动量的向下传输。同时还可看出下游荒漠的水平风速也比上游荒漠的小一些,这说明大气流过绿洲时会有一定的动量损失。图3b 给出的 HEIFE 实验的观测结果也证实了绿洲的这些动力效应,但由于观测场地的地形影响,它们与模拟结果在量上有一定差异,靠近祁连山的C站风速大的多。

2.3 大气温度特征

图4给出了模拟(a)和 HEIFE 观测(b)的白天(12时)绿洲与其上、下游荒漠位温廓线的比较。荒漠的温度廓线白天为超绝热递减,于一般的下垫面并没有质的区别。而绿洲虽在较低

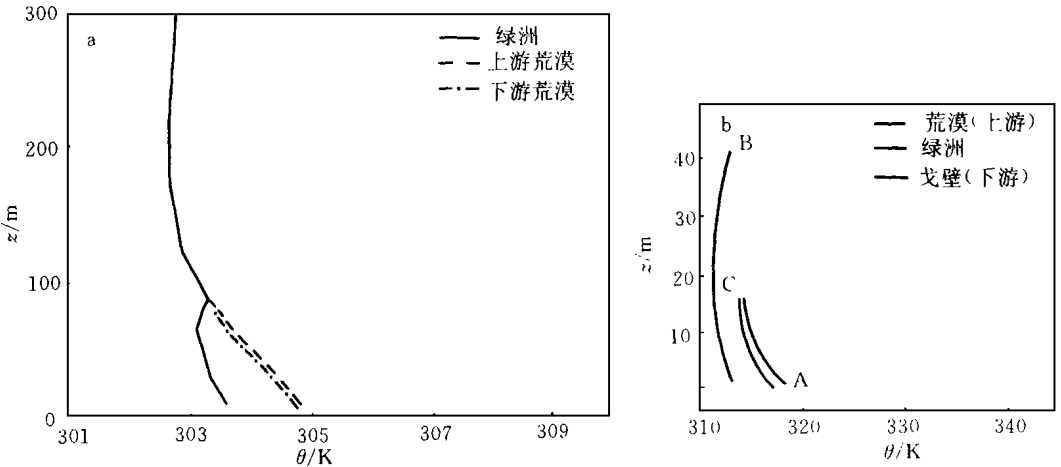


图4 模拟(a)和 HEIFE 1990年8月18日观测(b)的白天(12时)绿洲与其上、下游荒漠(距绿洲7.0 km)位温廓线

Fig. 4 The profile of potential temperature over the oasis and desert areas 7 km up- and downstream simulated at 1200 h (a) and taken from HEIFE observation of August 18, 1990 (b)

层也为超绝热递减,但在 100 m 左右出现一逆温层,这就是绿洲“冷岛效应”,它是绿洲与荒漠相互作用的直接结果^[11]。图 4 另外还表明,绿洲低层大气的温度较荒漠的要低得多,下游荒漠较上游荒漠也低一些。图 4 中对位温的模拟在定性上与 HEIFE 观测基本一致,在定量上的差别主要是由模拟和观测的时间不一致引起。绿洲和荒漠大气温度的这些差别在夜间并不明显(图略)。

图 5 是模拟的白天(12 时)绿洲上游(a)和下游(b)荒漠不同格点上的位温廓线。很清楚绿洲对其上游荒漠大气温度的影响不明显,无论白天还是夜间上游的位温廓线并不随其距绿洲的距离不同而有明显变化。绿洲对其下游荒漠的影响较大。下游荒漠大气随着距绿洲的距离

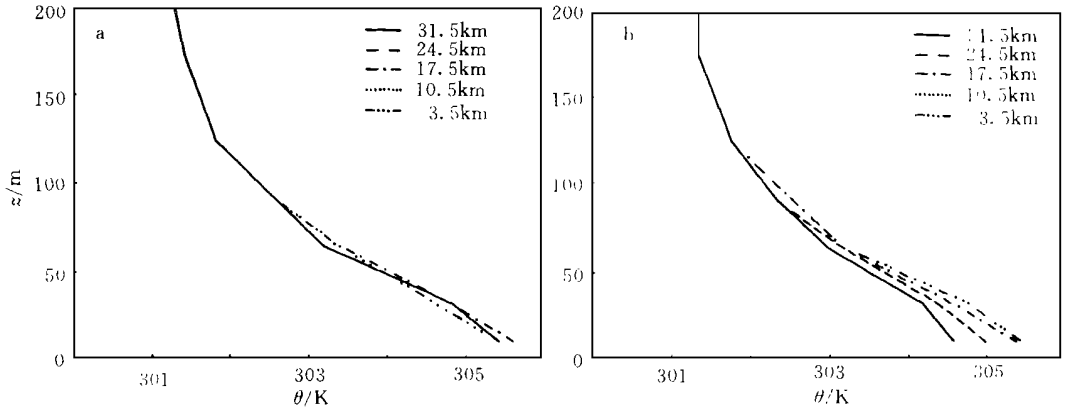


图 5 模拟的白天(12 时)绿洲上游荒漠(a)和下游荒漠(b)不同格点上的位温廓线

Fig. 5 1200 h simulated potential temperature profile at a range of gridpoints over the desert areas up-(a) and downstream (b) of the oasis

越远位温越来越高,且相邻两格点间的温差也越来越小。这说明绿洲对下游荒漠大气温度的影响随距离增加不断变小。

2.4 大气湿度特征

图 6 给出了模拟的白天(12 时)(a)和夜间(0 时)(b)绿洲与其上、下游荒漠大气比湿廓线。绿洲大气在白天和夜间湿度廓线都是向上递减的。荒漠大气的湿度廓线则比较复杂,且变化多端。白天,无论绿洲的上游还是下游荒漠比湿廓线都在约 30 m ~ 70 m 高处出现一逆湿层,逆湿层以下或以上仍为湿度递减状态。夜间,绿洲上游荒漠的湿度廓线为向上递减,而绿洲下游荒漠的湿度廓线则从地表至大约 70 m 的厚度内均向上递增即逆湿。夜间下游逆湿和白天上、下游逆湿的不同之处主要有两点,一方面夜间下游逆湿明显要强得多;另一方面夜间下游逆湿从地表就开始,而白天上、下游逆湿却仅在距地表一定高度以上出现。前一种差别是由于白天荒漠大气很强的湍流混合^[11]具有破坏逆湿的倾向,而夜间的稳定层结则有利于逆湿的维持。后一种差别是白天地表蒸发的结果。图 7 还表明,荒漠低层大气较绿洲的要干得多,上游荒漠比下游荒漠更干燥。在大约 150 m 以上的高度绿洲大气比其下游荒漠甚至上游荒漠大气还干,这说明白天绿洲地表蒸发的水汽由于受逆温层的抑制并不主要向高层传输,而是首先向周围荒漠平流输送,然后在荒漠上空再向高层大气混合。

可见绿洲不仅对其下游荒漠大气湿度有明显影响,而且对其上游荒漠大气湿度的影响也是不可忽视的。

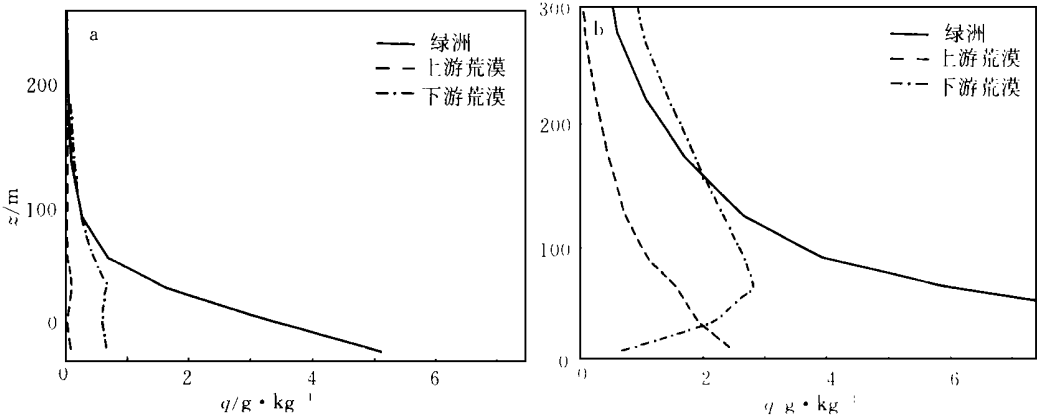


图 6 模拟的白天(12时)(a)和夜间(0时)(b)绿洲与其上、下游荒漠(距绿洲 7.0 km)大气比湿廓线
 Fig. 6 Atmospheric specific humidity profile over the oasis and deserts 7.0 km up- and downstream simulated at 1200 h (a) and 0000 h (b)

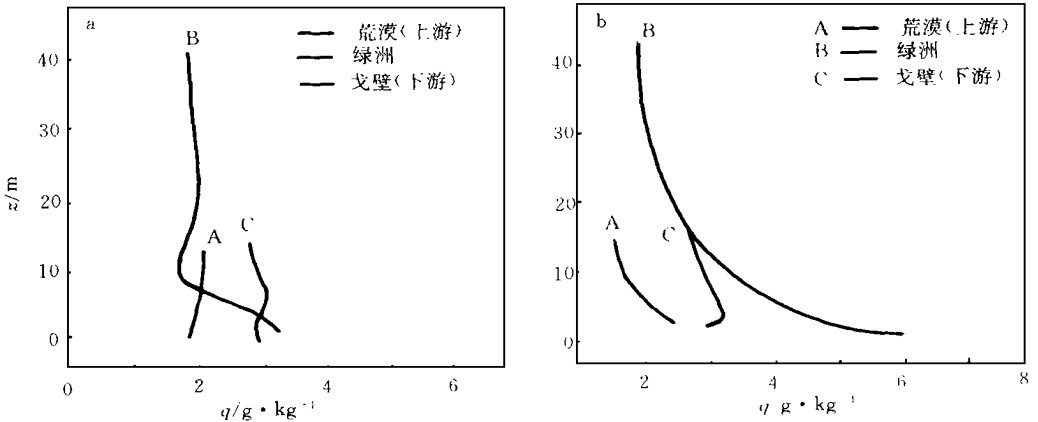


图 7 1990年8月18日 HEIFE 观测的白天(12时)(a)和夜间(0时)(b)绿洲与其上、下游荒漠比湿廓线
 Fig. 7 Specific humidity profile over the oasis and deserts up- and downstream simulated at 1200 h (a) and 0000 h (b), from HEIFE experiment conducted on 18, August 1990

图 7 给出了黑河实验观测的白天(12时)(a)和夜间(0时)(b)绿洲与其上、下游荒漠比湿廓线。从湿度廓线形态讲,除白天绿洲的湿度廓线与模拟结果有所差异外,荒漠大气的湿度廓线与模拟结果几乎完全一样。但从所处的高度来看模拟的逆湿层要高一些,这应归因于模式的垂直网格分辨率太粗。白天观测的绿洲湿度廓线之所以比模拟的更曲折一些,这是由于实际的绿洲植被分布情况要远比模式中给定的复杂,在实际的绿洲内还有次尺度下垫面分布不均匀引起的大气变性^[1]。

在我们模拟得到的荒漠大气的所有比湿廓线中总共发现三类湿度廓线形式。图 8 中给出了这些湿度廓线的代表形式(第 A 类、第 B 类和第 C 类)。巧合的是已有研究从 HEIFE 观测资料中也曾归纳出三类典型的湿度廓线形式^[2],并且它们与模拟廓线之间有很好的对应。模拟廓线在形式上表现出与观测的某些差别主要是观测高度不足够高造成,如果将图 8 从虚线以

上截去,很快便会发现它下面的部分与观测的更加一致。

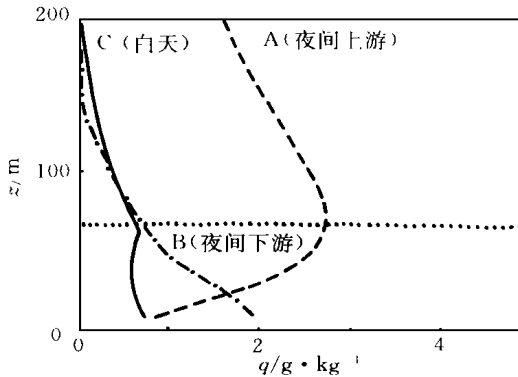


图 8 模拟的荒漠大气比湿廓线的三类典型形式

Fig. 8 Three simulated typical forms of atmospheric specific humidity profile over the deserts

绿洲上、下游荒漠大气逆湿是绿洲与荒漠相互作用的又一直接结果^[1]。荒漠大气逆湿形成的过程和机制相当复杂,我们将另有文章专门进行讨论。

3 结论与讨论

模拟实验表明,由于该模式耦合了一个对土壤和植被过程描述得较好的陆面过程模式,所以它能较合理地反映陆面的物质和能量输送对大气运动的强迫作用。因此,用它来研究下垫面不均匀引起的中尺度大气问题,尤其是小面积绿洲与周围大面积荒漠之间的相互作用问题是较适合的。

本模式的模拟结果表明:由于绿洲和荒漠之间地表的动力和热力差别,它们之间的边界层高度和风螺线都有较明显不同。相比较而言,边界层高度对地表热力状态较敏感,而风螺线对粗糙度较敏感。但由于动力和热力贡献的不一致,使部分效应被抵消。绿洲的屏障效应也较明显,不仅绿洲本身的风速比荒漠小,而且绿洲下游荒漠的风速也比其上游荒漠的小,绿洲消耗了大气中的部分平流动量。

绿洲的大气温度比周围荒漠的低,比湿比周围荒漠的高。绿洲的上游荒漠大气也要比下游的凉湿一些。由于荒漠对绿洲的影响,绿洲大气白天在大约 100 m 高处出现逆温层。在该逆温层的抑制下,绿洲的地表蒸发并不主要直接向较高层传输,而是选通过平流作用输送到周围荒漠,然后再向高层混合。所以在较高层绿洲大气比周围荒漠的还干。绿洲对其上游荒漠大气温度影响不大,不同格点间廓线差别较小;但对其下游荒漠大气的温度影响却较显著。绿洲对荒漠大气湿度的影响在其上、下游却都很重要。不过对下游影响更大一些,大气逆温也更强一些。

绿洲与周围荒漠是两种相互作用的下垫面,其大气特征的比较结果明显有别于两种独立的干、湿下垫面大气特征的比较,它们在较高层(大约 150 m 以上)往往会出现与低层相反的特征。

在许多主要特征上模拟与观测有相当好的一致性。模拟与观测在定量上存在一定差别,这一方面是由于本模式的初始场不是实测场,同时也由于模拟与观测的日期不十分吻合有关(仅季节相同)。模拟的荒漠大气逆湿层要比观测的要高一些,这很明显是由于模式的垂直分辨率太粗和模式中的绿洲尺度过大所造成。

参 考 文 献

- 1 Oke T R. The energetic buris of the urban heal island. *Qurt J Roy Meter Soc*, 1983, 108(1): 1~24
- 2 苏从先, 胡隐樵. 绿洲冷岛的行星边界层结构. *气象学报*, 1987, 45(3): 322~328
- 3 苗曼倩, 季劲钧. 荒漠绿洲边界层结构的模拟. *大气科学*, 1993, 17(1): 77~86
- 4 桑建国, 吴熠丹, 刘辉志, 等. 非均匀下垫面大气边界层的数值模拟. *高原气象*, 1992, 11(4): 389~409
- 5 张 强. 一个二维中尺度土壤-植被-大气连续体数值模式及其对绿洲与沙漠相互作用的模拟[学位论文]. 南京: 南京大学大气科学系, 1996
- 6 Pielke R A. A three dem ensional numerical model of the sea breeze over South Florida. Ph D dissertation, the Pennsylvania State U niversity, 1973
- 7 赵 鸣, 江 静. 一个引入近地层的土壤-植被-大气相互作用模式. *大气科学*, 1995, 19(4): 405~414
- 8 Lyone T J, P Schwerdtfedger. Land-atmosphere interaction in a semiarid region, the Bunny Fence Experiment. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1993, 74(7): 1327~1334
- 9 张 强, 胡隐樵. 河西地区非均匀下垫面边界层大气的变性过程. *高原气象*, 1996, 15(3): 282~292
- 10 Estoque M A. 行星边界层的数值模拟. 李兴生译. *微气象学*, 北京: 科学出版社, 1984. 223~272
- 11 张 强. 西部干旱环境与绿洲的相互作用及与大气环流的关系. 见: 刘晓东编. *中国西部区域气候变化及其相关问题研究*. 兰州: 兰州大学出版社, 1995. 50~56
- 12 胡隐樵, 王俊勤. 临近绿洲的沙漠上近地层内水汽输送特征. *高原气象*, 1993, 12(2): 125~132

PBL CHARACTERISTIC SIMULATION UNDER DESERT-OASIS INTERACTION

Zhang Qiang

(Lanzhou Institute of Plateau Atmospheric Physics, Academia Sinca, Lanzhou 730000)

Hu Yinqiao

(Research Center of Northwest Arid Climate and Environment, Lanzhou 730000)

Zhao Ming

(Department of Atmospheric Sciences, Nanjing U niversity, Nanjing 210093)

Abstract An developed mesoscale numerical model of soil-plant-atmosphere continuum is used to simulate the characteristics of the planetary boundary layer (PBL) under desert-oasis interaction. Differences are found between them in the PBL depth, wind spiral, profiles of wind, potential temperature and specific humidity, and those in the oasis effect on the air over the desert up- and down-stream are examined, reproducing roughly daytime temperature conversion over oasis and atmospheric humidity conversion over desert next to it. The simulation presents close similarity to observation, leading to further understanding of the PBL structure over a complicated underlying surface.

Keywords mesoscale numerical model, oasis-desert interaction, planetary boundary layer (PBL)