

荒漠绿洲边界层结构的数值模拟^{*}

苗曼倩

季劲钧

(南京大学大气科学系, 南京 210008)

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100080)

提 要

陆-气相互作用和中小尺度天气系统的研究中, 水平不均匀边界层和水平不均匀地表的强迫作用都是重要的物理过程. 本文用已建立的陆面过程与大气边界层耦合模式(BLCM), 较详细地研究了草地周围为荒漠(半沙漠)的地表植被不均匀而造成的边界层结构特征和局地环流及其昼夜变化. 通过边界层顶影响自由大气不同尺度的运动. 模式结果揭示出最强的上升和下沉运动是发生在荒漠-草地间动力和热力不连续的界面附近, 且呈现出不对称性.

关键词: 不均匀植被, 边界层结构; 绿洲效应.

一、引 言

地表不均匀而形成局地环流的研究始于海(湖)陆风^[1-3]. 近年来, 人们逐渐对植被、土壤类型分布之不同或者人为(如大量砍伐林木、草原改农田等)改变了植被的状态等等而引起的气候问题产生兴趣. 海陆表面差异的观测研究和数值试验已取得很多结果, 证实了由于陆面和水面对太阳辐射的热力响应之明显区别会导致低层大气流场相应的环流特征. 然而, 至今对中小尺度地表植被不均匀而造成地-气间能量交换的差异和由此形成的局地环流的研究尚不多, 尤其缺乏观测资料. 目前往往采用数值试验的方法^[4-7]. 从已有的研究中清楚地看到不同尺度不均匀地表强迫作用和中小尺度不均匀边界层过程都是当今研究气候变化的重要物理过程.

本文运用所建立的陆面过程和二维大气边界过程相耦合模式, 研究荒漠中一片绿洲这种植被不均匀造成的地-气间能量交换的差异, 边界层结构特征及其日变化. 有关模式本身和所得到的地表水热平衡中各通量比率的差异及其造成的气候效应将在另文中详述. 这里着重于绿洲效应造成的边界层结构特征和日变化的分析.

二、模 式

模式的垂直方向分成3部分: 土壤层(包括表层、中层和深层)、植被层和大气边界层. 为了减少顶部反射的影响, 把模拟范围扩展到4km. 通常, 边界层平均厚度为1km(白天对流不稳定时可达1.6—1.8km, 而夜间只有200m左右)约占模拟范围的1/4—1/3. 所以认为下垫面植被不均匀(不考虑地形)引起的扰动在模式顶均已消失.

1992年3月7日收到, 5月22日收到修改稿.

^{*} 中国自然科学基金948809项目支持.

垂直方向采用对数加线性的非线性格距,共 25 层,水平模拟范围为 400km,用线性格距 2.5km. 草地置于中间,宽 50km. 假设大尺度天气背景为水平均匀,稳定的正压大气,地转风速取 6.0m/s. 在太阳辐射日变化给定条件下进行积分. 主要方程和参数化公式见附录. 大气边界层与陆面过程的连结采用通量耦合方式,即边界层产生湍流曳引力输入陆面过程模式;陆面过程预测的感热和潜热通量输入大气边界层模式. 考虑到陆面过程变化较边界层缓慢,故积分时步分别取 5min 和 30s.

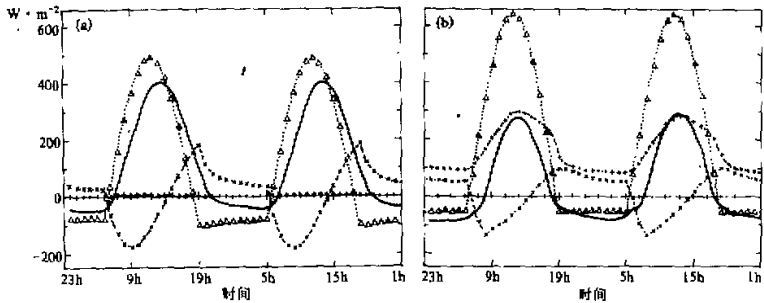
三、结果分析

草地周围是大部分裸露的荒漠. 土壤是沙壤土. 构成半沙漠中的绿洲. 采用的植被参数见表 1,有参数的选定和如何取加权来获得网格上的总阻抗和叶面的遮蔽效应详见文献 [9].

表 1 地面覆盖的植被参数

	覆盖度 δ_c	粗糙度 z_0 (cm)	反射率 α_r	阻 抗 (sm^{-1})	叶面指数
半沙漠	0.1	0.5	0.26	250	2.0
草 地	0.7	5	0.13	250	2.0

由于绿洲和周围荒漠的地表粗糙度、反照率、植被覆盖度和土壤水文等因素存在着区别,通过蒸腾以及植物叶子对辐射遮蔽作用等过程控制着地表面能量各部分的比率. 图 1 给出了荒漠与草地上第 2—3 模式日内,感热,潜热,净辐射和向土壤的热通量随时间的变化. 可见,由于植被不同,表面能量平衡关系中各项的相对比值发生了显著的变化. 于是,地表对大气的动力和热力强迫作用产生了水平差异,反映出地—气间相互作用将出现水平不均一. 显然,会导致边界层结构的一系列改变.



▲ 图1 地表各通量的日变化

(a): 为在上风一侧荒漠中央格点取值, (b): 为在草地中央格点取值

(---Δ---)为净辐射; (—)为感热 (—×—)为向土壤的热通量; (·····)为潜热

1. 边界层温度和高度特征

一般而言,白天由于地表温度高,感热通量输送方向是从土壤到空气,即 $H_a > 0$; 夜间则相反. 由图 1 可见,荒漠上 $H_a \leq 0$ 的时段是 20:30—6:00, 区 10 个小时左右;

而草地上是 18:00 — 7:00 共 13.5 个小时。换言之, 草地上稳定层结持续时间长。这事实已为河西走廊张掖地区^[8]和 Cabanw^[10]观测证实(只是具体的植物不同)。而且稳定度强度也较荒漠强, 于是有利于抑制草地上水汽的湍流输送而引起水汽散失。白天, 草地可以吸收的净辐射增加。这样, 地表可利用的能量增加, 蒸发增多。

上述的地表特征必然影响边界层的风、温结构。图 2 给出了位温廓线。荒漠上白天贴近地面的层次内超绝热比草地上强, 而夜间逆温强度比草地上强。在傍晚, 层结由不稳定向稳定过渡的时段, 草地与荒漠上不同时, 所以温度垂直结构的水平差别很大。草地上位温廓线的昼夜变化情况与 Wangara 试验中草原上的位温廓线十分相似, 只是 9 时的廓线有不同。Wangara 的廓线在地面附近仍呈现逆温状, 说明层结还处在稳定状态。而本文的廓线中, 逆温已消失。这可能是因为 Wangara 试验在冬季进行(且草的高度较高), 层结从稳定向不稳定转换要迟一些。

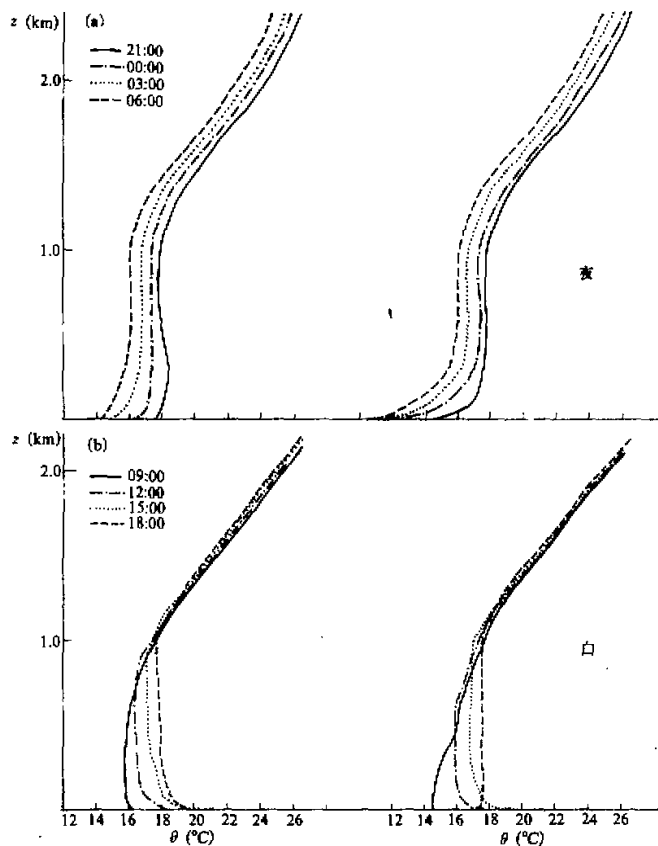


图 2 荒漠与草地上位温廓线

(a) 为夜间的廓线; (b) 为白天的廓线

左列为草地, 右列为荒漠取值所在的网格点同图 1

模式计算还得到了上述相应网格点上水平风速随高度和时间变化的剖面图。一般

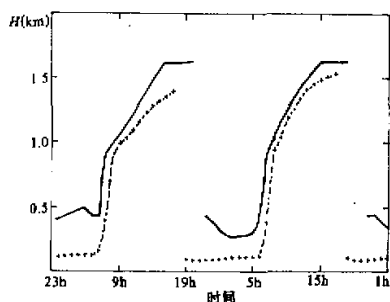


图3 边界层高度的日变化
实线为荒漠,虚线为草地
取值的所在格点同图1

观测到的夜间超地转现象在此剖面图上充分反映出来了。在200—600m范围内呈现出超地转。极值高度,草地上略低于荒漠,前者超地转强度大于后者。草地上约超出36.6%;而荒漠上约超出23.5%。这都和两种地表面上的层结稳定度的差别有关,越稳定,则超地转越大。

图3给出草地和荒漠上边界层顶高度随时间的变化。由图可知,昼夜内,草地上的边界层高度低于荒漠。同样是因为草地上整日内层结都比荒漠稳定些。当层结从不稳定向稳定转换时,边界层高度急剧下降。而清晨,层结由稳定向不稳定过渡时,边界层高度是渐变的,这已为一些观测事实^[13]所证实。全日内最大高

度出现在15时以后,荒漠上1600—1700m,草地上1400—1500m。而夜间则在200m左右。

2. 边界层温度和湿度的时空变化

草地与上游荒漠同高度上的温度差的分布如图4右列。昼夜间草地上方始终是负值,也就是说被周围冷的空气覆盖着,绿洲实际上是一个“冷岛”。空气比湿的分布型式与温度相似,但草地上方维持一个高湿区。由于夜间低层风速切变大,所以等温差线和等湿差线向下风向倾斜。冷湿气块的厚度一般在500m以下。夜间深厚些,白天由于对流发展,与周围的差异减弱了。

图4左列是4个时间水汽通量的水平变化($\Delta uq/\Delta x$)。其中 q 是空气比湿。草地上方有一个较强的正辐散中心。夜间下风侧有一负的水汽辐合中心。这表明由荒漠吹来较干的空气,同时又将绿洲上方的湿空气输向下游,白天湿度场水平差异小,水汽的辐散辐合也减弱。

3. 水平风速扰动和局地环流

上述地表和近地层大气的热力,动力对比将导致边界层局地环流的产生。产生的原因有二个方面。其一是粗糙度不同而产生的水平风速扰动;其二是荒漠与草地间温度的差异。

草地上的粗糙度比荒漠大,吸收了较多的大气动能而使运动减速。所以地面附近维持一个负的风速扰动区(见图5左列)。这里风速扰动是指各点上风速分量与背景场相应值之差,记作 u' 。近地面的动量汇通过湍流向上传送,白天垂直交换强,负扰动区向上伸展到1km左右;夜间相反,仅局限于地面附近的薄层内,大致与边界层高度相当。同时夜间在200—600m的高度上有一个正 u' 区。这是因为前面已经说过的原因,即草地上夜间层结更稳定。气流的超地转风更显著。在正扰动区之上,还出现一个负值区,可能是由于动量下传而产生的。

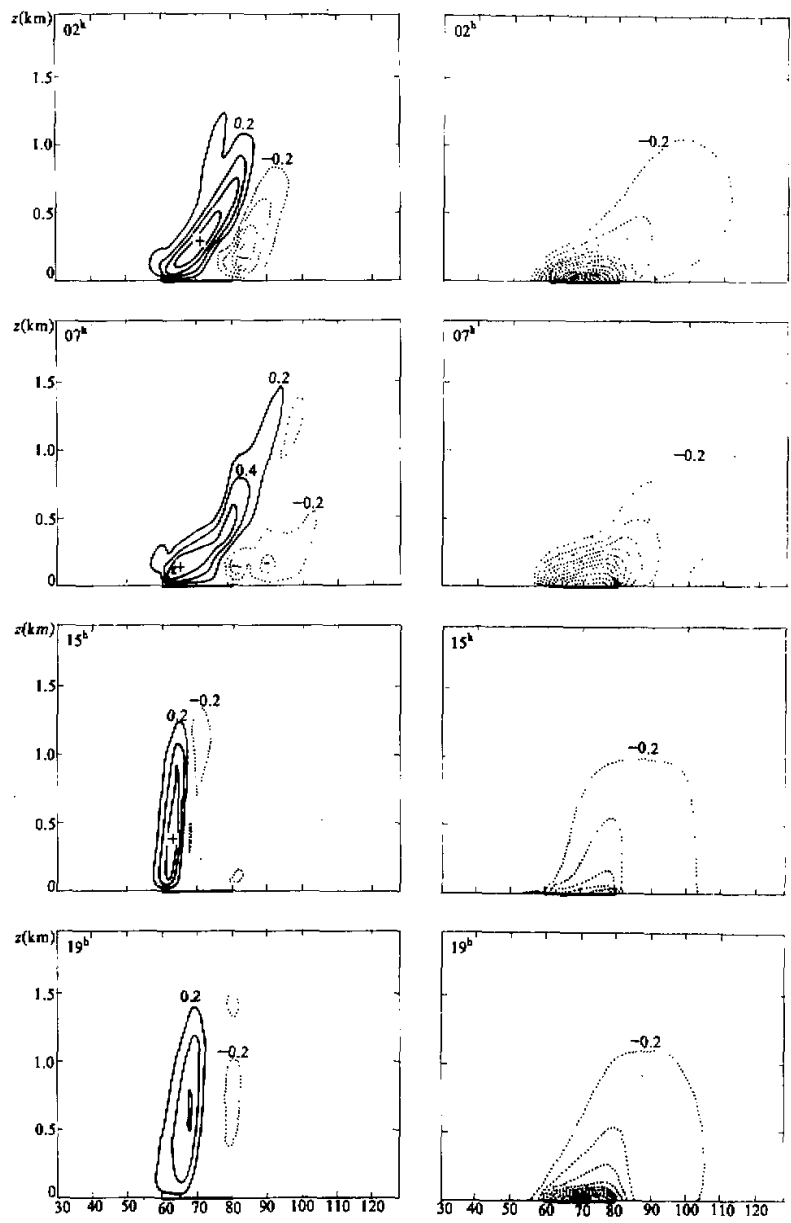


图4 不同时刻的草地与荒漠间温差(右列)和比湿通量水平变化(左列)的垂直剖面
温差等值线间隔为 0.2°C ，通量为 $2 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ，实线为正，虚线为负，底边
加粗部分为草地(以下同)

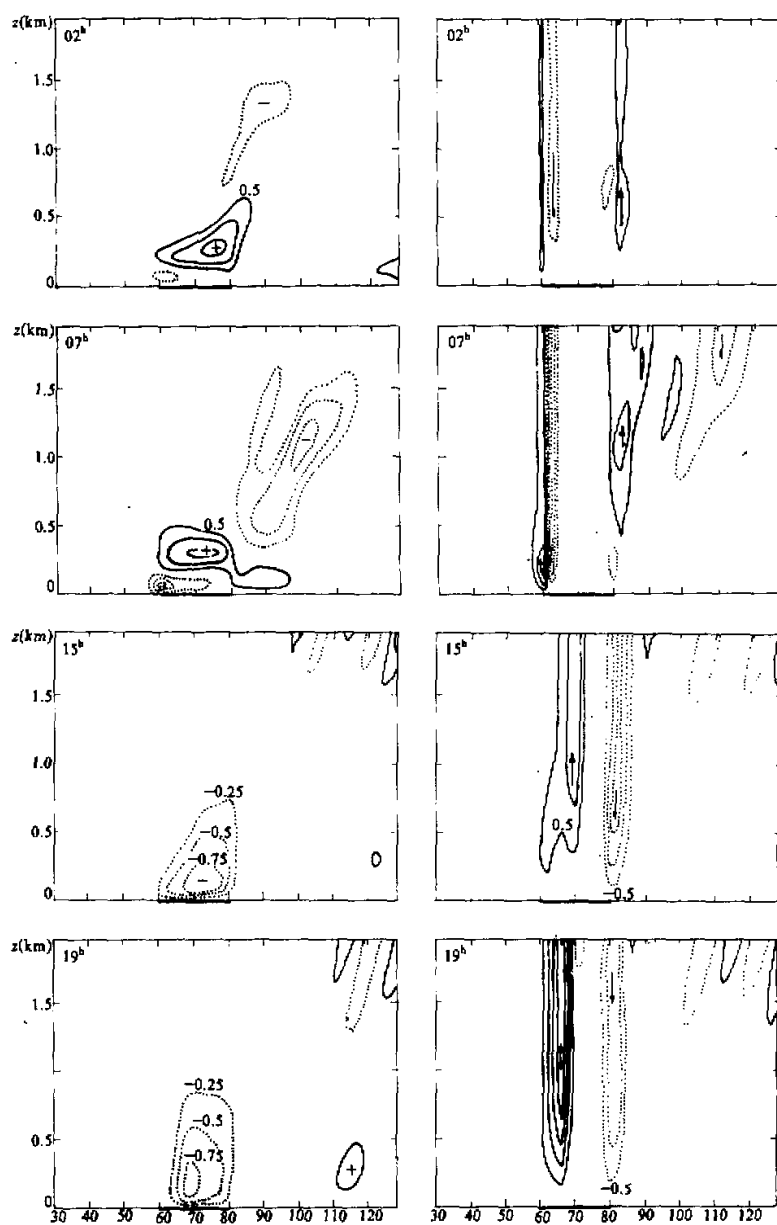


图5 水平扰动风速 u' (ms^{-1}) (左例) 和垂直速度 w (cms^{-1}) (右例)
 间隔分别为 0.25m s^{-1} 和 0.5cm s^{-1} 实线为正, 点线为负.

图 5 右列给出了不同时刻垂直速度的分布。夜间(02:00)在草地上方是微弱的下沉区, 两侧有弱的上升流, 日出后(07:00)增强, 随着大气层结的变化, 环流也相应转变。15:00 在草地上方上风侧出现较强的上升区, 下风侧是下沉区, 这种分布型式一直维持到日落前后(19:00)。这一演变过程与不平温度场和风场是联系在一起的。草地与荒漠之间温度分布不连续形成了热成风。上风侧左热右冷, 产生了负的 v (向面而来); 下风侧相反, 在地转偏向力作用下发生偏转, 使上风侧的风速减小, 下风侧风速增大。所以形成了上风侧草地上方辐合区和相应的上升气流; 下风侧的辐散区和下沉气流。分布对绿洲而言是不对称的。

绿洲周围流场的变化是草地荒漠上动力、热力性质差异产生的各种作用的综合结果。各种作用的相对重要性随时间而变, 于是造成了局地环流的昼夜变化。在本模式参数下, 最大垂直速度达 $3 - 4 \text{ cm s}^{-1}$, 不同的植被类型, 水平尺度, 背景风场, 其量级将有所不同。对边界层上自由大气的运动将产生一定的影响。

现以 19:00 的局地环流为例(此时草地和荒漠基本上处于近中性), 给出水平风速扰动和垂直速度的矢量图(见图 6)。空气在草地下风侧下沉经由草地上向上风侧边界附近辐合上升。在离地面 $200 - 300 \text{ m}$ 流速最大。

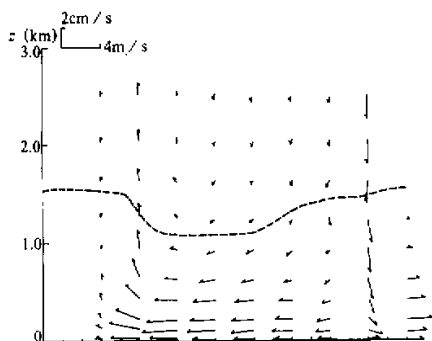


图 6 近中性层结(19:00)下草地周围
边界层局地环流

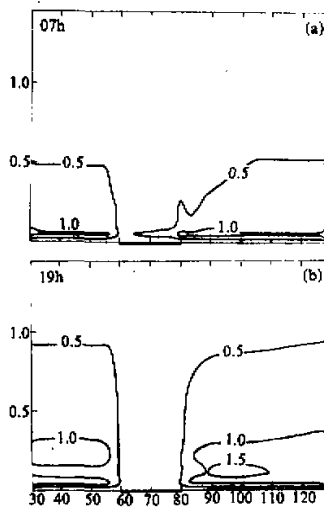


图 7 两个时刻的湍流动能的垂直剖面
等值线间隔为 $0.5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$

4. 边界层内湍流脉动平均动能和湍流交换系数

由于模式采用湍流动能量收支方程的闭合方式, 很清楚地显示了边界层中湍流动能的分布和变化。同时也得到了湍流交换系数的变化。

图 7 是昼夜二个转换时刻的湍流动能的分布。清晨荒漠上湍流动能先增大, 随后草地上方也增大, 傍晚草地上首先减弱。整个白天草地上湍流动能都明显低于荒漠之上。

这是因为草地上方风速和切变都小,植物冠层的蒸腾使近地面温度低,层结较稳定,一定程度上抑制了湍流动能的增长.午夜,湍流动能值很小,即使荒漠地上也在 $0.5\text{m}^2\text{s}^{-2}$ 以下.

湍流交换系数 $K^{(m)}$ 与湍流动能联系在一起.模式结果表明: $K^{(m)}$ 的日变化十分显著.草地上最大值约 $32\text{m}^2\text{s}^{-1}$ 出现在 15:00, 500m 高度上;而荒漠上最大值也出现在 15:00, 约 600m 高度上,数值为 $43\text{m}^2\text{s}^{-1}$.极值出现的高度与层结稳定性和边界层厚度有关,正如不少观测研究表明, $K^{(m)}$ 极值出现在边界层高度的 $1/3 - 1/4$ 范围内.从图 3 中已知, 15:00 边界层高度在荒漠上为 1600 — 1700m, 草地上为 1400 — 1500m, 可见本模式得到的极值也落在这一范围.其它时刻是类似的.

四、结 语

边界层和陆面过程耦合模式(BLCM)不仅综合地考虑了裸露的沙壤土环境中绿洲存在而改变了反照率、粗糙度、覆盖率和土壤水分等因子.而且采用 TKE 闭合,解决了层结由稳定到不稳定和不稳定到稳定的连续过渡.有利于较详细地研究发生在地-气间相互作用.植被的影响及其日变化.可清楚看到上述因子引起草地上地表吸收的净辐射增加,换言之增加了地表可利用的能量,将导致蒸发的增多,水汽循环起了变化等等.这一系列地表动力和热力不均匀又通过湍流运动向上传输,造成边界层内风、温、湿和湍流特征的演变和水平差异.形成了绿洲上方的冷岛、湿岛效应和湍流动能的低谷.由此产生了局地环流.通过垂直运动将把发生在低层的水平不均匀的热量水汽和动量在边界层顶传递给自由大气.以上这些分析与一些观测事实是一致的.当然,植被的影响是十分复杂的,地表和边界层的不均匀性取决于植物种类、覆盖度、绿洲的面积等等.这将是今后工作的内容.当然,更需要有土壤、植被和大气的同步观测资料.

通过本工作清楚看到大气和陆面间相互作用表现在 3 个方面: (1) 两者间的辐射交换,这主要取决于反照率和覆盖度; (2) 粗糙度引起大气低层的曳引力变化,从而影响着地-气间通量的湍流交换率; (3) 通过蒸腾及植物叶子对辐射的遮蔽作用,控制着地表能量各部分的比率以及调整着边界层结构.

附录 模式方程和参数化公式

控制冠层、两层土壤温度和湿度变化的 6 个方程如下^[9].

$$C_0 \frac{\partial T}{\partial t} = \sigma_0 \cdot R_{N0} - H_0 - \lambda E_0, \quad (1)$$

$$\frac{\partial T_1}{\partial t} = \frac{\Sigma F}{\rho_s d_1} + \frac{2K_s(T_2 - T_1)}{d_1(d_1 + d_2)}, \quad (2)$$

$$\frac{\partial T_1}{\partial t} = \frac{2K_s(T_2 - T_1)}{d_2(d_1 + d_2)} + \frac{K_s(T_3 - T_2)}{d_2 d_3}, \quad (3)$$

$$\frac{\partial W_1}{\partial t} = \frac{1}{\theta_s d_1} \left[P_s - \frac{1}{\rho_w} (E_s + E_{tr1}) + \frac{2D(W_2 - W_1)}{d_1(d_1 + d_2)} \right], \quad (4)$$

$$\frac{\partial w_2}{\partial t} = \frac{-E_{tr2}}{\theta_s d_2 \rho_w} - \frac{2D(w_2 - w_1)}{d_2(d_1 + d_2)} + \frac{D(w_3 - w_2)}{d_2 d_3}, \quad (5)$$

$$\frac{\partial M_0}{\partial t} = \begin{cases} 0 & (M_r > M_{0m}) \\ P_0 - D_0 - E_w / \rho_w & (M_0 \leq M_{0m}) \end{cases}, \quad (6)$$

其中 $\Sigma F = S_g(1 - \alpha_g) + R_g - \sigma T^4 - \lambda E_g - H_g$

边界层过程为二维雷诺平均方程组,

$$\frac{du}{dt} = -\theta \frac{\partial \pi'}{\partial x} + f(v - v_g) + \frac{\partial}{\partial x} \left[k_x^{(m)} \frac{\partial u}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[K_z^{(m)} \frac{\partial u}{\partial z} \right], \quad (7)$$

$$\frac{dv}{dt} = -f(u - u_g) + \frac{\partial}{\partial x} \left[K_x^{(m)} \frac{\partial v}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[k_z^{(m)} \frac{\partial v}{\partial z} \right], \quad (8)$$

$$\frac{d\theta}{dt} = \frac{\partial}{\partial x} \left[k_x^{(\theta)} \frac{\partial \theta}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[K_z^{(\theta)} \frac{\partial \theta}{\partial z} \right] - R, \quad (9)$$

$$\frac{dq}{dt} = \frac{\partial}{\partial x} \left[k_x^{(q)} \frac{\partial q}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[K_z^{(q)} \frac{\partial q}{\partial z} \right], \quad (10)$$

$$\frac{\partial w}{\partial y} = -\frac{\partial u}{\partial x}, \quad (11)$$

$$\frac{\partial \pi'}{\partial z} = \frac{g(\theta - \theta_0)}{\theta_0^2}, \quad (12)$$

$$\pi = c_p \left(\frac{P}{P_0} \right)^{R/c_p},$$

$$\pi(x, z, t) = \pi_0(z) + \pi'(x, z, t),$$

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + w \frac{\partial}{\partial z},$$

以上公式中用的符号均为气象学上一般采用的, 不一一说明了, 下标, 代表背景场并考虑了日变化, 下标 g 代表地表面取值, 下标 s 代表土壤参数.

本模式用 TKE 闭合, 其方程为,

$$\frac{de}{dt} = k_z^{(m)} \left[\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 - \partial_H \frac{g}{\theta} \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} - z_{cg} \right) \right] + \alpha_1 \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z^{(m)} \frac{\partial e}{\partial z} \right) - \varepsilon,$$

$$\varepsilon = (\alpha_3 e)^{3/2} / l_e,$$

$$K_z^{(m)} = 0.46 e^{3/2} / l_k,$$

$$r_{0g} = \begin{cases} -C_r \cdot u_* \cdot \theta^* / (w_* \cdot h), & \theta^* < 0, \\ 0 & \theta^* \geq 0 \end{cases}$$

$$w_* = \begin{cases} \left(-\frac{g}{\theta} u_* \theta_* h \right)^{1/3}, & \theta_* < 0 \\ 0 & \theta_* \geq 0 \end{cases}$$

其中 $\alpha_2 = 1.2$; $\alpha_3 = 0.25$; $\alpha_H = K^{(\theta)} / K^{(m)}$; $K^{(q)} = K^{(\theta)} \theta_* u_*$ 和 L 是用 Monin-Obukhov 相似理论计算, l_e 和 l_k 值分别为湍能耗散和湍流交换混合长; 引用 Therry 等人的公式^[11], h 是边界层顶的高度, 白天应用 Deardoff^[12] 的公式, 中性和夜间均应用 Zilitinkevich^[13] 建议的公式, 公式转换时采用时间平滑.

参 考 文 献

- [1] Pielke, R. A. 1974, A three-dimensional numerical model of the sea breezes over south Florida, *Mon.*

- Wea. Rev.*, 102, 343 — 360.
- [2] Papageorgiou, J. G. 1988. A 3-D sea breeze model of the PBL including pollutant disperstion. *Boundary Layer Meteorol.*, 45, 9 — 29.
 - [3] Hsu, S. A., 1970, Coastal air circulation system: observation and empirical model. *Mon. Wea. Rev.*, 98, 487 — 509.
 - [4] Mahfouf et al., 1987, The influence of soil and vegetation on development of mesoscale circulation. *J. climate and Appl. meteor.*, 26, 1483 — 1495.
 - [5] Makren, M. c. & R. A. Pielke., 1981, Simulation of the effects of surface fluxes of heat and moisture in a mesoscale model, Part 1: Soil layer., *J. Geophys. Res.*, 86, 9929 — 9938.
 - [6] Wilson, M. F., et al., 1987, Investigation of the sensitivity of the land surface parametrization of the NCAK community climate model in region of tundra vegetation. *J. of Climatology*, 7, 319 — 343.
 - [7] Gerrett, A. J., 1982, A parameter study of interaction between convective clouds, the convective boundary layer and a forested surface. *Mon. Wea. Rev.*, 110, 1041 — 1059.
 - [8] 苏从先, 胡德懋等, 1987, 河西地区热量平衡和蒸散的初步观测研究, *高原气象*, 6, No.3, 215 — 223.
 - [9] 季幼钧, 胡玉春, 1989, 陆面过程模式的敏感性的试验, *大气科学*, 13, No.3, 265 — 272.
 - [10] De Bruin, H. A. R. and Holtslag, A. A. M., 1982, A simple parameterization of the surface fluxes of sensible and latent heat during daytime compared with the penmanmonteith concept. *J. Appl. Meteor.*, 21, 1610 — 1621.
 - [11] Therrey G. and Lacarrere D., 1983, Improving the eddy kinetic energy model for planetary boundary layer description. *Boundary Layer Meteorol.*, 25, 63 — 68.
 - [12] Deardorff, J. W., 1974, Three-dimensional numerical study of the turbulent kinetic energy budget in unstable planetary boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, 31, 465 — 474.
 - [13] Zilitinkevich S. S., 1972, On the determination of the height of the Ekman boundary layer. *Boundary Layer Meteorol.*, 3, 141 — 145.

Numerical Simulation of the Atmospheric Boundary Layer Structure Around Oasis

Miao Manqian

(Dept. of Atmospheric Science, Nanjing University, Nanjing 210008)

Ji Jinjun

(Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100080)

Abstract

The horizontal heterogeneity of surface forcing and the structure in the planetary boundary layer is of importance for the studies of air-land interactions and small and mesoscale atmospheric processes. In this paper, a two-dimensional model in which atmospheric boundary layer is coupled with a land surface process model (LPM) has been developed. It is indicated from the simulation of the model that non-homogeneous vegetational distribution, a patch of grassland is embedded in semi-desert, results in the local thermal and dynamical structure of the PBL and corresponding circulation. These characteristics influence on different scale motions of upper atmosphere through the transports of water vapor, heat and momentum at the top of PBL. Modeling results also show that the maximum updraft and downdraft occur around the grass-desert marginal areas where the dynamical and thermodynamical properties of PBL are uncontinuous.

Key words: Heterogeneous vegetation; Boundary layer structure, Oasis effect.