

不均匀地表产生的中尺度通量的数值试验^{*}

张治坤 桑建国

(北京大学地球物理系, 北京 100871)

摘 要 采用北京大学三维的复杂地形中尺度模式, 结合陆面过程模式 (SiB), 模拟了草原和沙漠并存的下垫面的边界层大气运动。利用 SiB 模式计算了地表辐射、感热、潜热通量, 并且预报地表温度。中尺度模式则模拟了沙漠地区受热抬升, 形成的辐合运动, 垂直速度的分布, 不同高度上水平流场的变化以及中尺度动量和热量通量, 把中尺度通量跟湍流通量进行了比较, 以确定这种中尺度运动在 GCM 模式的参数化过程中的重要性。试验表明中尺度通量尤其是热量通量要比湍流通量大很多。

关键词: 参数化; 植被; 中尺度通量

1 引言

目前的全球气候模式的水平分辨率大都只有几百公里, 在这种尺度范围内, 地表类型的不均一性是很常见的。在海陆交界处、城乡过渡地带以及裸露土壤和植被并存的地区, 由于地表热力状态和机械特征的非均匀分布, 往往会引起大气边界层在水平方向上的变化, 甚至形成中尺度区域环流。这种局地环流对大气和地表生态的交换过程的影响是显而易见的。Avissar^[1]使用统计-动力地表参数化方案探讨了干旱地区的农业发展和热带雨林地区的森林砍伐, 着重强调了地-气相互作用在区域水文过程及气候中的重要作用。桑建国等^[2]对戈壁绿洲交界处边界层的数值研究模拟了温度场、湿度场和风场的特殊结构。模拟下垫面非均匀性的方法有很多, 各自的差别也很明显。因此选择一种合适的陆面过程模式来模拟下垫面的非均匀性是很重要的。

陆面与大气之间的辐射、动量、感热、潜热通量影响着大气的运动、温度、湿度和降水场。控制地气相互作用的三个陆面特征是反照率 (辐射传输)、表面粗糙度 (动量传输)、表面水文参数化 (感热和潜热传输)。最初的大气模式考虑地气之间的水汽能量交换时, 往往指定独立的地表反照率、土壤水汽饱和率和粗糙度, 实际上在某种植被条件下这些特征是相互紧密联系在一起。Sellers 和 Mintz^[3]建立了试图在生物物理意义上真实的陆面过程模式 SiB, 它对陆面过程的模拟很详细。Noilhan 和 Planton^[4]建立了一个主要适合中尺度模式的陆面模式, 即 NP89, 它的原则是在包含控制能量水分通量的主要过程和物理机制的基础上, 尽可能减少要确定的输入参数个数, 这个模式在中尺度模拟中用得比较多。

本文采用三维模式模拟了周围为草原、中心为沙漠的特殊地形上大气温度、湿度、

湍流能量的平流过程, 流场的分布, 不同地形之间的相互作用, 以及大气、土壤和植被间水分和能量的交换过程, 以确定非均匀下垫面在全球气候模式陆面参数化中的重要作用。

近地面层的参数化方法采用了 SiB 模式, 假定中尺度模式的网格都是由一种均匀的、充分混合的、能量平衡的地表覆盖着。SiB 模式所设计的计算植被覆盖面的辐射、热量、质量和能量通量方案的参数均能直接测量到。

2 陆面模式

在 SiB 模式中, 考虑植被作用的主要方法是模拟植被本身的生物物理交换过程, 让植被本身来确定它同大气和土壤之间的交换过程。它强调土壤-植被-大气相互作用复杂过程的模拟, 使得反照率、蒸散率、粗糙度等是互相联系的特征量。模式中的植被分成两层, 上层代表常年生树木或灌木, 下层代表每年生草和其他草本植物。土壤分为三层, 即表面层、根系层、深层, 表面层由植被类型决定, 假设有 10%~30% 的根系分布在这一层, 根系层由根系所达到的最大深度决定。

SiB 模式输入参数较多, 有大气边界层强迫参数, 植被和土壤的形态、生理和光学特征参数, 这些特性主要被用于确定以下过程^[5]:

- ①辐射传输: 表面反照率不仅与地表状况有关的表面物理特征有关外, 还与太阳高度角、太阳辐射的入射方式以及太阳辐射的光谱有密切的关系;
- ②叶面积水及其蒸发;
- ③雨水在土壤中的渗透、流泄和存储;
- ④土壤水势及光合有效辐射 (PAR) 对叶孔函数进而对植被叶根系统输送到大气中水分量的控制;
- ⑤大气边界层内参考层与植被和土壤间的水汽、感热、动量的空气动力学传输。

表 1 SiB 模式预报 7 个物理状态变量

变 量	说 明	单 位
T_c, T_{gs}	植被冠层温度和表面层土壤温度	K
M_c, M_g	冠层和地表面降水截留储存量	m
W_1, W_2, W_3	三层土壤湿度储存	

陆面温度控制方程为

冠层: $C_c \frac{\partial T_c}{\partial t} = R_{nc} - H_c - \lambda E_c,$ (1)

地表: $C_{gs} \frac{\partial T_{gs}}{\partial t} = R_{ngs} - H_{gs} - \lambda E_{gs},$ (2)

式中: R_{nc} 和 R_{ngs} 为吸收的净辐射 (单位: $W\ m^{-2}$), H_c 和 H_{gs} 为感热通量 (单位: $W\ m^{-2}$), E_c 和 E_{gs} 为蒸发率 (单位: $kg\ m^{-2}\ s^{-1}$), C_c 和 C_{gs} 为热容量 (单位: $J\ m^{-2}\ K^{-1}$), T_c 和 T_{gs} 为深层土壤温度 (单位: K), λ 为蒸发潜热 (单位: $J\ kg^{-1}$); 下标 c 代表植被, gs 代表地表覆盖物和土壤。

三层土壤的水分控制方程为

$$\frac{\partial W_1}{\partial t} = \frac{1}{\theta_s D_1} \left[P_1 - Q_{1,2} - \frac{1}{\rho_w} (E_s - E_{dc,1} + E_{dg,1}) \right], \quad (3)$$

$$\frac{\partial W_2}{\partial t} = \frac{1}{\theta_s D_2} \left[Q_{1,2} - Q_{2,3} - \frac{1}{\rho_w} (E_{dc,2} + E_{dg,2}) \right], \quad (4)$$

$$\frac{\partial W_3}{\partial t} = \frac{1}{\theta_s D_3} [Q_{2,3} - Q_3], \quad (5)$$

其中, θ_i : 第 i 层土壤含水体积比 (单位: $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$), θ_s : 饱和状态的 θ_i 值 (单位: $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$), D_i : 第 i 层土壤厚度 (单位: m), $Q_{i,i+1}$: 从 i 到 $i+1$ 层的流量 (单位: m s^{-1}), Q_3 : 深层土壤重力径流 (单位: m s^{-1}), $E_{dc,i}$, $E_{dg,i}$: 冠层或地面覆盖物从第 i 层土壤蒸腾抽吸所导致的水分损失 (单位: $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$), P_1 : 降水后在第一层土壤中储存的部分 (单位: m s^{-1}), $P_i = \min(P, k_s)$, k_s : 饱和土壤的水力扩散系数 (单位: m s^{-1}), P_0 : 到达地面的有效降水率, $P_0 = P - (P_c + P_g) + (D_c + D_g)$ (单位: m s^{-1}), P : 冠层上的降水率 (单位: m s^{-1}); P_c , P_g : 冠层和地表降水截留率 (单位: m s^{-1}), D_c , D_g : 排水率 (单位: m s^{-1}).

3 动力模式

三维准静力动力热力方程组为

$$\frac{du}{dt} = -\theta \frac{\partial \pi}{\partial x} + fv + F_u, \quad (6)$$

$$\frac{dv}{dt} = -\theta \frac{\partial \pi}{\partial y} - fu + F_v, \quad (7)$$

$$\frac{d\theta}{dt} = F_\theta, \quad (8)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0, \quad (9)$$

$$\frac{\partial \pi}{\partial z} = -\frac{g}{\theta}, \quad (10)$$

$$\frac{dq}{dt} = F_q, \quad (11)$$

$$\frac{de}{dt} = F_e + K_m \left[\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right] + K_\theta \frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} - \frac{B_l e^{3/2}}{l}, \quad (12)$$

其中, $\pi = c_p (P/P_0)^{R/c_p}$ 为 Exner 函数, $P_0 = 1000 \text{ hPa}$, q 为比湿 (单位: kg/kg), $e = \frac{1}{2} (\overline{u'^2} + \overline{v'^2} + \overline{w'^2})$ 为湍流动能, 全微分 $\frac{d}{dt}$ 可表示为 $\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} + w \frac{\partial}{\partial z}$, 湍流项可表示为

$$F_{\varphi} = K_H \left(\frac{\partial^2 \varphi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \varphi}{\partial y^2} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial \varphi}{\partial z} \right),$$

其中， φ 可能为 u 、 θ 、 q 或 e ， K_H 和 K_z 分别为水平和垂直湍流扩散系数。

4 非均匀地表数值实验

计算范围在水平方向上包含 31×31 个格点，格距 10 km。地表特征是区域中心是直径 100 km 的圆形沙漠，周围是草原围绕。各自的土壤植被参数如表 2^[6]。

表 2 土壤及植被物理特征参数

参数	草原值	沙漠值	说 明
V_c, N_c	0.95, 0.9	0.05, 0.50	植被覆盖率, 绿叶率
X_l	-0.3	0.1	叶角分布因子
z_2, z_1	0.2, 0.0	0.2, 0.0	冠层顶部和底部高度 (m)
N_f	1.8	0.1	冠层叶面指数
Z_d	1.0	1.0	植被根部深度 (m)
$\alpha_{(v, L)}, \alpha_{(n, L)}$	0.1, 0.3	0.1, 0.3	绿叶对可见近红外反射率
$\alpha_{(v, D)}, \alpha_{(n, D)}$	0.36, 0.5775	0.36, 0.51	死叶对可见近红外反射率
$\tau_{(v, L)}, \tau_{(n, L)}$	0.07, 0.2475	0.05, 0.26	绿叶对可见近红外透过率
$\tau_{(v, D)}, \tau_{(n, D)}$	0.22, 0.375	0.22, 0.37	死叶对可见近红外透过率
θ_s	0.468	0.395	土壤孔隙度
$\alpha_{s(v)}, \alpha_{s(n)}$	0.1, 0.2	0.25, 0.30	土壤对可见近红外反照率
Z_{gs}	0.02	0.02	地面粗糙度长度 (m)
W_1, W_2, W_3	0.045, 0.065, 0.067	0.01, 0.02, 0.03	三层土壤含水量 ($m^3 m^{-3}$)

在垂直方向上包含 12 个格点，高度分别为 0、10、50、100、300、500、750、1 000、1 500、2 000、3 000、4 000 m。

初始风场设为： $u = 2.0 \times (z / 10)^{0.14}$ 。初始湿度场为：沙漠地区相对湿度 $r = 0.1$ ，草原地区 $r = 0.4$ 。温度初始场设为是水平均匀的：

$$\theta = \begin{cases} 299, & z \leq 1000m \\ 299 + 0.0035 \times (z - 1000), & z > 1000m \end{cases}$$

辐射输入参照桑建国等^[2]对短波和长波辐射的计算，太阳短波辐射计算日期为 7 月 1 日。

5 模拟结果及分析

实验从 6:00（地方时）开始模拟，到下午 2:00 结束。从图 1~图 4 可以看出草原和沙漠能量平衡关系中差别最大的是潜热通量，草原上潜热通量最大值可达 $400 W m^{-2}$ ，而沙漠上一直小于 $50 W m^{-2}$ ，草原上由于潜热通量失去能量较多，表面升温较慢，沙漠地区地表总的能量收入较多，升温很快。图 1 给出了草原 ($I = 8, J = 8$) 和沙漠 ($I = 16, J = 16$) 地表温度的日变化，可以看出沙漠和草原地区表面温度差别可达

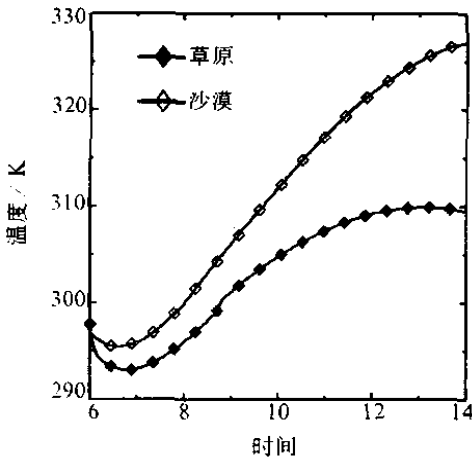


图 1 草原和沙漠地表温度日变化

场, 沙漠地区有比较明显的辐合, 在沙漠的出流边界区域甚至有反向气流产生。随着高度的增加, 这种辐合逐渐减弱, 到 1 000 m 高度时辐合就不明显了。

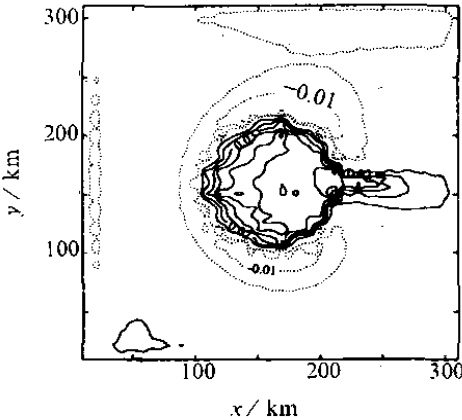


图 2 $z=500$ m 高度垂直速度等值线分布

10 ℃。沙漠地区地表大气受热抬升, 有较大的向上的垂直速度, 地表草原地区大气往沙漠地区补充, 形成较强的地表辐合, 高空(模式上层)辐散, 在沙漠周围大面积的草原区域有较弱的向下垂直速度, 局地环流因此形成。

图 2 是 14:00 时刻 $z=500$ m 高度的垂直速度等值线分布, 在沙漠地区垂直速度为正(实线), 受平流作用的影响, 最大值集中在沙漠下沿(最大值约 7 cm/s)。沙漠两侧周围有负的垂直速度(虚线), 形成局地的中尺度环流。

图 3 为 14:00 时刻 $z=100$ m 高度水平风

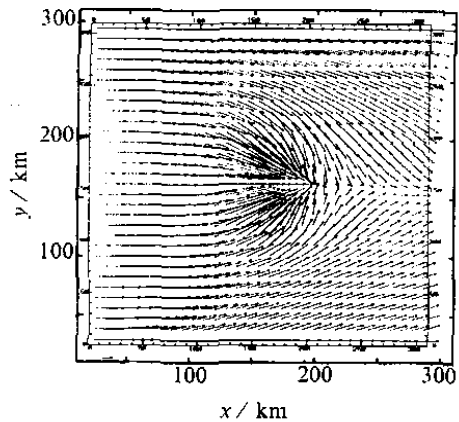


图 3 $z=100$ m 高度水平流场

图 4 是 14:00 时刻 $z=100$ m 高度的湍流动能的水平分布。湍流能量的最大值也出现在沙漠下沿的上空(最大值约为 $1.4 \text{ m}^2/\text{s}^2$), 这表明此刻湍流的能量主要是浮力生成项。

图 5 为 14:00 时刻 $z=100$ m 高度水汽压的等值线分布, 由于平流作用, 沙漠入流边界有较湿的空气进入, 而在出流边界, 干空气由沙漠上空进入草原上空。

图 6 为 14:00 时刻的地表感热通量分布, 沙漠地区约为 110 W m^{-2} , 草原地区约为 40 W m^{-2} , 最大值分布在沙漠前沿(130 W m^{-2}), 主要是因为沙漠前沿上空有来自草原的温度较低的空气, 地表与大气的温差较大, 从而形成较大的感热通量(阴影区)。

图 7 为 14:00 时刻的地表潜热通量分布, 沙漠地区约为 50 W m^{-2} , 草原地区约为 400 W m^{-2} , 最大值分布在沙漠两侧的草原上(420 W m^{-2}), 因为由于沙漠地区的辐合运动, 两侧的水平风速比较大。而在沙漠下沿的草原区域, 潜热通量相对较小, 约为 380 W m^{-2} , 主要原因是该地区风速较小, 虽然受平流作用的影响, 有来自沙漠的较干的空气进入(如图 5), 但这种影响不足以抵消风速较小带来的影响。由此可见, 潜热

通量对水平风速要比对大气湿度敏感。

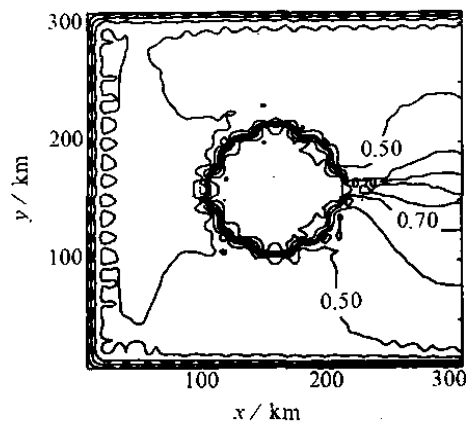


图 4 $z=100\text{ m}$ 高度湍流动能等值线分布

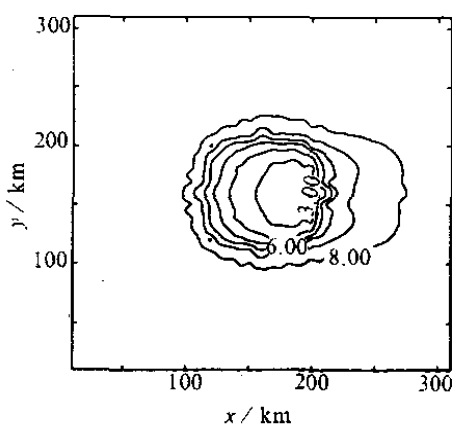


图 5 $z=100\text{ m}$ 高度水汽压等值线分布

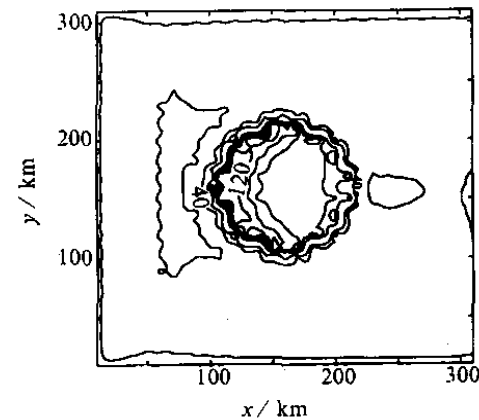


图 6 14:00 时刻地表感热通量分布

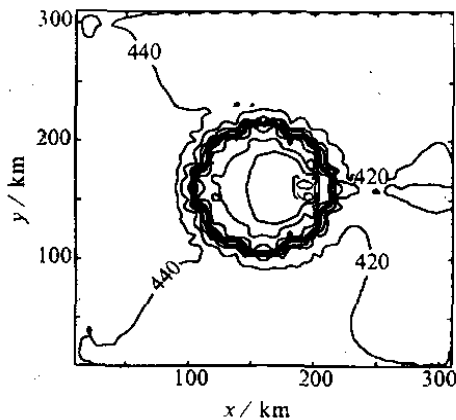


图 7 14:00 时刻地表潜热通量分布

图 8 为沙漠 ($I=11, J=16$) 地面通量随时间的变化; 图 9 为草原 ($I=25, J=15$) 地面通量随时间的变化。可以看出, 净辐射通量在中午 12:00 左右达到最大, 而潜热和感热通量在 14:00 才达到最大值。这跟实际情况比较符合。

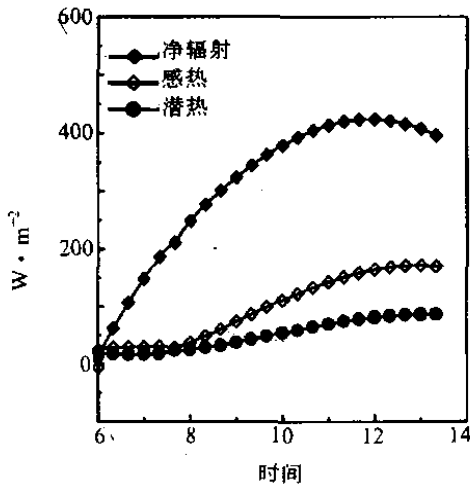


图 8 沙漠地面通量随时间变化

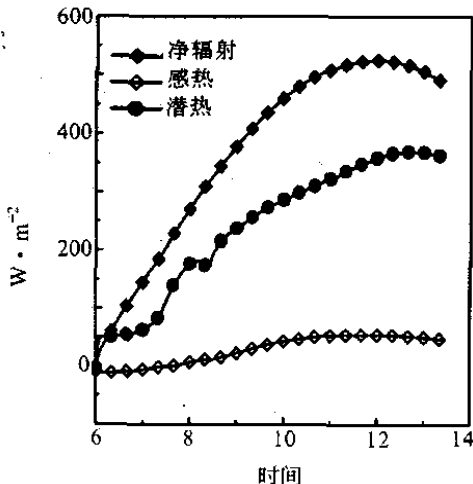


图 9 草原地面通量随时间变化

6 中尺度通量与湍流通量

中尺度环流形成的整个模拟区域各高度上的中尺度动量、热量通量:

$$E_{u,k} = -\frac{1}{L \times M} \sum_{i=1}^L \sum_{j=1}^M \rho_{i,j,k} u_{i,j,k} w_{i,j,k}, \quad (13)$$

$$E_{v,k} = -\frac{1}{L \times M} \sum_{i=1}^L \sum_{j=1}^M \rho_{i,j,k} v_{i,j,k} w_{i,j,k}, \quad (14)$$

$$E_{T,k} = \frac{1}{L \times M} \sum_{i=1}^L \sum_{j=1}^M \rho_{i,j,k} c_p \theta_{i,j,k} w_{i,j,k}. \quad (15)$$

以上各式中包含了平均量, 实际计算时要消去平均量^[7], 但在本次数值试验中, 中尺度扰动分布在中心的沙漠区域, 求平均的模拟区域基本包括了整个中尺度环流, 整个区域的平均垂直速度 $\bar{w} = 0$, 因此在以上通量的计算中实际上只有中尺度通量。

模拟区域内各高度上的平均湍流通量:

$$E'_{u,k} = \frac{1}{L \times M} \sum_{i=1}^L \sum_{j=1}^M \rho_{i,j,k} K_{mi,j,k} \frac{\partial u}{\partial z}, \quad (16)$$

$$E'_{v,k} = \frac{1}{L \times M} \sum_{i=1}^L \sum_{j=1}^M \rho_{i,j,k} K_{mi,j,k} \frac{\partial v}{\partial z}, \quad (17)$$

$$E'_{T,k} = -\frac{1}{L \times M} \sum_{i=1}^L \sum_{j=1}^M \rho_{i,j,k} c_p K_{Ti,j,k} \frac{\partial \theta}{\partial z}. \quad (18)$$

动量通量向下为正, 热量通量向上为正。其中 L 、 M 分别为 X 、 Y 方向上的格点数 ($L = M = 31$); $\rho_{i,j} = P_{i,j} / R_d T_{i,j}$, $P_{i,j}$ 和 $T_{i,j}$ 分别为网格点 (i, j) 的气压和温度, $R_d = 287.05 \text{ J}/(\text{kg K})$ 为比气体常数; c_p 为空气的定压比热。

中尺度通量和湍流通量结果对比如下。

图 10、11 分别为 $z = 50 \text{ m}$ 、 1000 m 高度中尺度热通量和湍流热通量的日变化; 在低层 ($z = 50 \text{ m}$) 大气垂直速度比较小, 而湍流运动比较强烈, 湍流热通量大于中尺度

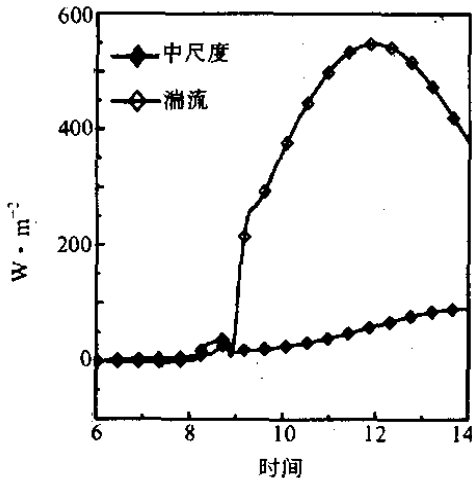


图 10 $z = 50 \text{ m}$ 高度中尺度和湍流热量通量

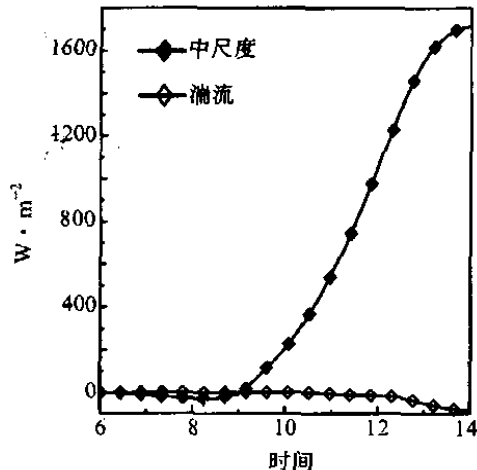


图 11 $z = 1000 \text{ m}$ 高度中尺度和湍流热量通量

通量, 湍流通量在中午 12:00 时达到最大, 然后逐渐减小, 中尺度通量则随着环流运动的加强而增大。在混合层顶部 ($z=1\ 000\text{ m}$), 中尺度热通量远大于湍流热通量, 因为在这个高度垂直运动最强, 上升区域主要在温度较高的沙漠地区, 下沉区域则在温度较低的草原, 因此形成较大的向自由大气的热量输送。

低层中尺度动量通量相对于湍流动量通量比较小, 动量通过湍流运动由大气向地面输送。混合层顶中尺度动量通量 $E_{u,k}$ 稍大于湍流动量通量 $E'_{u,k}$, 如图 12, 中尺度运动向自由大气输送动量, 湍流运动则向混合层输送。

从以上结果可以看出, 由于非均匀地表产生的中尺度通量对整个大气的影响是不能忽视的, 在 GCM 模式中对地表进行参数化时必须准确考虑这种非均匀性。

7 小结

本文模拟了不均匀下垫面上大气、土壤、植被之间复杂的物理、生物过程。在草原环绕沙漠的特殊地形下, 由于热力作用形成的局地中尺度环流。三维的准静力模式能比较准确地反映流场的变化、温度湿度的平流过程、湍流动能的空间分布等。SiB 模式则预报了地表温度、地表通量随时间的变化, 并且表现了不同下垫面的差异。由以上结果也可以看出 SiB 模式不仅适用于植被覆盖率比较高的草原地区, 而且对植被稀少的沙漠地区也有很好的结果。中尺度环流形成的通量尤其是热量通量相对于湍流通量是很重要的, 在气候模式中必须加以准确考虑。

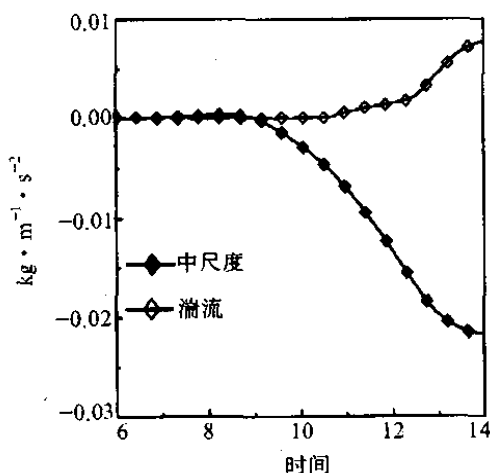


图 12 $z=1\ 000\text{ m}$ 高度中尺度和湍流动量通量 (u 分量)

参 考 文 献

- 1 Avissar, R., A statistical-dynamical approach to parameterize subgrid-scale land-surface heterogeneity in climate models, *Surveys in Geophysics*, 1991, 12, 155~178.
- 2 桑建国, 吴熠丹等, 非均匀下垫面大气边界层的数值模拟, *高原气象*, 1992, 11(4), 400~409.
- 3 Sellers, P. J. and Y. Mintz, A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models, *J. Atmos. Sci.*, 1986, 43(6), 505~531.
- 4 刘和平, 不同下垫面能量与水份传输模式, 1997, 北京大学博士研究生学位论文.
- 5 殷达中, 内蒙古草原陆面水份能量循环模拟研究, 1998, 北京大学博士研究生学位论文.
- 6 Noilhan, J. and Planton, S., A simple parameterization of land surface process for meteorology models, *Mon. Wea. Rev.*, 1989, 117, 536~549.
- 7 牛国跃, 洪钟祥等, 沙漠绿洲非均匀分布引起的中尺度通量的数值模拟, *大气科学*, 1997, 21(4), 385~395.

A Numerical Simulation of Meso-Scale Flux over an Inhomogeneous Underlying Surface

Zhang Zhikun and Sang Jianguo

(*Department of Geophysics, Peking University, Beijing 100871*)

Abstract A three-dimensional mesoscale numerical model combined with SiB is used to simulate the atmospheric boundary layer over a surface of desert-grassland area. In the SiB model, we calculated the radiation, sensible heat, latent heat flux and the daily variation of temperature at the surface. From the mesoscale model, we can obtain the results such as the convergent motion in the lower boundary layer, the distribution of vertical velocity, the variation of horizontal flow field at different levels, as well as mesoscale momentum and heat fluxes. We also compared the mesoscale flux with the turbulent flux in order to confirm the importance of the mesoscale movement which is usually ignored in the surface parameterization scheme in GCM models. The results of our numerical experiments indicate that the mesoscale flux, especially the heat flux should not be ignored over the inhomogeneous underlying surface.

Key words: parameterization; vegetation; mesoscale flux