

一维地气耦合模式及其在内蒙古草原的应用*

潘林林 陈家宜 张宏升 张霄琛

(北京大学地球物理系, 北京 100871)

摘 要 本文以内蒙古草原大气边界层观测资料为基础, 利用一个一维土壤—植被—大气模式对大气和地表进行耦合模拟。其中, 地面过程采用 NP89 模式进行模拟, 大气湍流参数化采用二阶闭合。运用观测与前人的研究成果对模拟结果的合理性进行验证, 对比表明模式较好地解决了地表与大气的耦合, 成功地对地表平坦的草原下垫面大气边界层进行模拟。分析表明, 在半干旱内蒙古草原的生长季后期雨季 8 月, 潜热通量占主导地位, 最大可超过感热 250 W/m^2 ; 在内蒙古高原云的作用比较明显, 影响不可忽略, 模式对云的作用比较敏感。

关键词 草原地气耦合 观测比较 模拟分析

1 引言

地面和大气进行着动量、热量和水汽的交换, 地面过程直接影响和决定着大气边界层的形成和发展, 同时对各种尺度大气过程产生影响。因此, 深入认识大气同地表相互作用, 有利于进一步加深对气候和大气环流的认识、改进气候和大气环流模式。国际上, 有关土壤—植被—大气之间水份、热量输送以及大气边界层—植被之间的耦合反馈机理的研究已进行了大量的工作, 如法国的 HAPEX 实验^[1]、美国的 FIFE^[2]以及中日合作的 HEIFE^[3], 它们分别是在湿润地区、半湿润地区以及干旱地区进行的。然而对半干旱气候区草原下垫面大气边界层的研究则不多见。内蒙古草原属半干旱气候区、生态系统脆弱地带, 该地地表与大气的相互作用有自己的特点。

本文所讨论的草原比较平坦, 大气部分采用一维模式, 湍流参数化采用二阶闭合。采用二阶闭合的优点在于: 能作通量和协方差的预报, 并且能够处理平均变量梯度为零的混合层。对于地表过程, 本文采用 NP89 模式^[4]进行参数化。该模式是在法国 HAPEX-MOBILHY 实验基础上发展起来的。它用较少的参数表达了土壤表面的蒸发、叶面的蒸腾、地表的感热通量和潜热通量以及土壤中热传导过程。该模式的优点是参数少, 比较简单。本文的做法是: 首先对大气模式进行检验, 然后对地表模式进行检验, 在地表和大气模式调整好以后, 通过边条件将两者进行耦合模拟。

2 模式

模式包括大气模式和地表模式两部分, 大气模式为地表模式提供大气背景, 地表模式为大气模式提供地表温度、湿度与通量等物理量。

1995-03-15 收到, 1995-06-15 收到修改稿

* 本文为国家自然科学基金委员会资助项目成果

2.1 大气模式

大气部分湍流参数化运用二阶闭合。有关二阶闭合的研究有很多, 本文以 Donaldson^[5]参数化方法为基础, 结合 Yamada 和 Mellor^[6]采用的特征尺度 l 与长度尺度、形成一维大气模式。考虑水平平均一情况, 可以得到平均方程为

$$\frac{\partial \bar{u}_i}{\partial t} = -\frac{\partial \overline{u'_i w'}}{\partial z} - f_i \varepsilon_{ij3} (\bar{u}_{sj} - \bar{u}_j) + v_{u_i} \frac{\partial^2 \bar{u}_i}{\partial z^2}, \quad (i \neq 3) \quad (1)$$

$$\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} = -\frac{\partial \overline{q' w'}}{\partial z} + v_q \frac{\partial^2 \bar{q}}{\partial z^2} + S_q, \quad (2)$$

$$\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} = -\frac{\partial \overline{\theta' w'}}{\partial z} + v_\theta \frac{\partial^2 \bar{\theta}}{\partial z^2} + S_\theta + S_R, \quad (3)$$

其中, u_i 、 u_j 分别为 i 、 j 方向的风速 (m/s), u_{sj} 为地转风在 j 方向的分量 (m/s), q 为比湿 (kg/kg), θ 为位温 (K), 头上带一横的为平均量, 带撇的为脉动量。 v_{u_i} 、 v_q 、 v_θ 分别为粘滞系数。 S_R 为辐射项, 在白天大气长波辐射降温对大气温度的变化不是主要因子, 因而可以忽略红外辐射项; S_θ 、 S_q 为源 (或汇) 项, 在无水汽相变的情况下可考虑为零。二阶量的预报方程是:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \overline{u'_i u'_k}}{\partial t} = & -\overline{u'_i w'} \frac{\partial \bar{u}_k}{\partial z} - \overline{u'_k w'} \frac{\partial \bar{u}_i}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial z} \left[\Lambda_2 e \left(\frac{\partial \overline{u'_k w'}}{\partial x_i} + \frac{\partial \overline{u'_i w'}}{\partial x_k} + \frac{\partial \overline{u'_k u'_i}}{\partial z} \right) \right] \\ & + \frac{\partial}{\partial x_i} \left(\Lambda_3 e \frac{\partial \overline{u'_k w'}}{\partial z} \right) + \frac{\partial}{\partial x_k} \left(\Lambda_3 e \frac{\partial \overline{u'_i w'}}{\partial z} \right) + \frac{g}{\theta} (\delta_{i3} \overline{u'_k \theta'} + \delta_{k3} \overline{u'_i \theta'}) \\ & + \frac{e}{\Lambda_1} (\overline{u'_i u'_k} - \frac{\delta_{ik}}{3} \bar{e}^2) + 2v_{u_i u_k} \frac{\partial^2 \overline{u'_i u'_k}}{\partial x_j^2} - 2v_{u_i u_k} \frac{\overline{u'_i u'_k}}{\Lambda_4^2}, \end{aligned} \quad (4)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \overline{u'_i \theta'}}{\partial t} = & -\overline{u'_i w'} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} - \overline{w' \theta'} \frac{\partial \bar{u}_i}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial z} \left[\Lambda_2 e \left(\frac{\partial \overline{w' \theta'}}{\partial x_i} + \frac{\partial \overline{u'_i \theta'}}{\partial z} \right) \right] + \frac{\partial}{\partial x_i} \left(\Lambda_3 e \frac{\partial \overline{w' \theta'}}{\partial z} \right) \\ & + \frac{g}{\theta_v} \overline{\theta' \theta'} + \frac{e}{\Lambda_1} \overline{u'_i \theta'} + 2v_{\theta \theta} \frac{\partial^2 \overline{u'_i \theta'}}{\partial z^2} - 2v_{\theta \theta} \frac{\overline{u'_i \theta'}}{\Lambda_4^2}, \end{aligned} \quad (5)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \overline{u'_i q'}}{\partial t} = & -\overline{u'_i w'} \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} - \overline{w' q'} \frac{\partial \bar{u}_i}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial z} \left[\Lambda_2 e \left(\frac{\partial \overline{w' q'}}{\partial x_i} + \frac{\partial \overline{u'_i q'}}{\partial z} \right) \right] \\ & + \frac{\partial}{\partial x_i} \left(\Lambda_3 e \frac{\partial \overline{w' q'}}{\partial z} \right) + \frac{g}{\theta_v} \overline{q' \theta'} + \frac{e}{\Lambda_1} \overline{u'_i q'} \\ & + 2v_{qq} \frac{\partial^2 \overline{u'_i q'}}{\partial z^2} - 2v_{qq} \frac{\overline{u'_i q'}}{\Lambda_4^2}, \end{aligned} \quad (6)$$

其中, 二阶量在水平方向梯度为零; $e = (\overline{u'_m u'_m})^{0.5}$, Λ_1 、 Λ_2 、 Λ_3 、 Λ_4 为长度尺度, 取 $\Lambda_1 = C_1 L$, $\Lambda_2 = C_2 L$, $\Lambda_3 = C_3 L$, $\Lambda_4 = C_4 L$; C_1 、 C_2 、 C_3 、 C_4 为系数, 本文取 $C_1 = 0.78$, $C_2 = 0.23$, $C_3 = 0.23$, C_4 对 θ 、 q 为 8, 对 u 为 15; L 为特征尺度, 采用 Blackadar 给出的公式, 得

$$L = \frac{kz}{1 + kz/l_\infty}, \quad l_\infty = \alpha \int_0^\infty ez dz / \int_0^\infty e dz, \quad (7)$$

其中, k 为卡曼常数, 取 0.39, α 为系数, 取 0.1。

2.2 边条件

下边界的 $\overline{u'_i w'_i}$ 根据地表的 U , 来确定, $\overline{w'q'}$ 与 $\overline{w'\theta'}$ 根据地表潜热通量 E_{lat} 和地表感热通量 H 决定, 而地表 H 、 E_{lat} 由地面过程模式确定, U 由近地面层通量廓线关系来求得。地表模式与大气模式的耦合就是通过这些量来实现的。其他的二阶量可由 U 、 H 、 E_{lat} 得到^[6-7]。下边界的位温与水汽亦由地表模式提供, 风速在地表取为零。

上边界的脉动量设为零, 风速为地转风速, 位温梯度取为常数, 比湿取为常数。

2.3 地面过程模式

本文采用 NP89 模式对地面过程进行参数化, 该模式是建立在 Deardorff^[8]“强迫-恢复”方法基础上发展起来的。它包括二层土壤和一层植被, 二层土壤的厚度分别为 d_1 和 d_2 。 d_1 取 10 cm, 这一层内土壤水份和温度受地表影响明显, 它的取值与植物根系所达到的深度有关, 在草原上, 本文所用资料观测点植被根系一般不超过 10 cm, 所以取它作为 d_1 的值。 d_2 是与土壤平均体含水量有关的厚度, 本文取 1 m, 认为 1 m 以下温度、水份处于准稳态。如前所述, NP89 模式用较少的参数表达了地面过程, 其所用的参数包括土壤湿度、土壤的组成、植被覆盖特性及地表粗糙度等。其参数化方法如下, NP89 模式所要预报的变量有 5 个: 地表温度 T_s 、地表日平均温度 T_2 、土壤表面体含水量 W_g 、土壤日平均体含水量 W_2 、叶面截留水量 W_r 。它们的预报方程为

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = C_T(R_n - H - E_{\text{lat}}) - \frac{2\pi}{\tau}(T_s - T_2), \quad (8)$$

$$\frac{\partial T_2}{\partial t} = \frac{1}{\tau}(T_s - T_2), \quad (9)$$

$$\frac{\partial W_g}{\partial t} = \frac{C_1}{\rho_w d_1}(P_g - E_g) - \frac{C_2}{\tau}(W_g - W_{\text{geq}}), \quad (10)$$

$$\frac{\partial W_2}{\partial t} = \frac{1}{\rho_w d_2}(P_g - E_g - E_{\text{tr}}), \quad (11)$$

方程(8)、(9)中的 τ 为时间, C_T 为地表热系数是土壤类型、土壤水份与植被覆盖率的函数, R_n 为净辐射, 由短波净辐射与长波净辐射组成。

方程(10)表示在土壤表面水份的收支引起的土壤水份的变化, 其中 P_g 是到达土壤表面液态水含量, 它包括降水、结露等。 W_{geq} 为当重力作用与毛细管张力平衡时土壤的表面体含水量, 它与土壤温度及类型有关。取

$$C_1 = C_{\text{lsat}}(W_{\text{sat}}/W_g)^{b/2+1},$$

$$C_2 = C_{2\text{ref}}[W_2/(W_{\text{sat}} - W_2 + W_{\text{fc}})]^{b/2+1},$$

W_{sat} 为土壤饱和体含水量和 C_{lsat} 、 $C_{2\text{ref}}$ 、 b 等均是土壤类型的参数。

短波净辐射可表示为

$$Q_R = (1 - a_{q3})(1 - A_R)S_0 \cos z, \quad (12)$$

S_0 为太阳常数, A_R 为地表短波反射率, 它与地表植被、土壤类型有关, 并且有日变化, 实际观测该地 A_R 为 0.15~0.25, 本文取 0.2。

$$\cos z = \sin \varphi \sin \delta + \cos \delta \cos \varphi \cos h_r, \quad (13)$$

φ 为地理纬度, δ 是太阳赤纬, h_r 为时角 (0 度对应正午)。

t 是 Kondratyev 提出的经验参数 (考虑天空散射):

$$t = 1.03 - 0.08[(9.49 \times 10^{-4} p + 0.051) / \cos z]^{0.5}. \quad (14)$$

a_{q3} 是大气对整个太阳光谱的吸收系数, Mccumber 根据 McDonald 研究成果, 导出下面的经验公式:

$$a_{q3} = 0.077(d_{\text{opt}} / \cos z)^{0.3}, \quad (15)$$

其中 d_{opt} 为大气光学厚度。

长波净辐射为^[9]

$$Q_L = \varepsilon_a \sigma T_a^4 - \varepsilon \sigma T_s^4, \quad (16)$$

σ 为 Stefan-Boltzman 常数, ε 是地表长波辐射系数, 一般接近于 1.0。本文根据 Pielke 对草地的推荐值, 取 0.96。

$$\varepsilon_a = k e_a^{1/7}, \quad (17)$$

e_a 是水汽压 (hPa), k 是经验常数, 这里取 0.4。 T_s 、 T_a 分别代表地表温度及参考层空气温度, 本模式取 10 m 高度处温度为参考层温度。

感热通量 H 通过空气动力学方法得到:

$$H = \rho_a c_p (T_s - T_a) / R_a, \quad (18)$$

c_p 为定压比热, ρ_a 为空气密度, R_a 为空气动力学阻抗。

潜热通量计算包括土壤蒸发 E_g 、植被的蒸散 E_v (包括植被的蒸发 E 和植被的生理蒸腾 E_{tr}):

$$E_g = (1 - f_{\text{veg}}) \rho_a (h_u q_{\text{sat}}(T_s) - q_a) / R_a, \quad (19)$$

$$E_v = f_{\text{veg}} \rho_a [h_v (q_{\text{sat}}(T_s) - q_a)] / R_c, \quad (20)$$

f_{veg} 为植被覆盖面积占总面积比例, 称为覆盖率, h_u 是相对湿度:

$$h_u = \begin{cases} 0.5 \times [1 - \cos(\pi W_g / W_{fc})] & W_g < W_{fc} \\ 1 & W_g \geq W_{fc} \end{cases} \quad (21)$$

系数

$$h_v = [(1 - \delta) R_a / (R_a + R_s)] + \delta,$$

$$\delta = (W_r / W_{r\text{max}})^{2/3}, \quad W_{r\text{max}} = 0.2 f_{\text{veg}} I_{\text{LA}} \quad (\text{mm}).$$

I_{LA} 为叶面面积指数, R_s 是气孔阻抗, 它与气孔的开放度、太阳短波辐射量、土壤温度、空气中水汽含量、环境温度有关。 W_{fc} 为田间持水量, 与土壤特性有关。

以上介绍了净辐射、感热与潜热的计算方法。

综上所述, 把求地表的温度、水汽、感热和潜热归结为确定土壤和植被的一些参数, 即土壤结构和水力性质与植被类型、覆盖率、叶面积指数、气孔阻抗、根系深度、地表反射率等参数。通过敏感性试验, 表明地表特性的变化, 如反射率、植被覆盖率和

土壤、水文以及热力性质，在很大程度上决定了地表辐射平衡特征及净辐射在潜热、感热之间的分配^[10]。

3 模式检验和模拟

3.1 资料来源

本文资料是来自 1993 年内蒙古草原草生长季后期的一次观测。该实验的目的是研究草原地面与大气间水份和热量的输送。观测地点在中国科学院内蒙古草原生态系统定位站（见图 1），它位于内蒙古自治区锡林郭勒盟阿巴哈纳尔旗白音锡勒牧场（43°38'N，116°42'E）。该地区地势由东南（海拔 1400~1500 m）向西北逐渐降低（1000~1100 m）。锡林河从东南流向西北。河流右岸有宽 10 多公里，长 40 余公里的一条固定沙带。观测地点周围为平坦的草地。该地气候属于半干旱草原气候。6~9 月是该地雨季。观测期为 8 月 13~19 日。观测地点所处地区地带性土壤为栗钙土，含有典型栗钙土与暗栗钙土两个亚类。本区栗钙土多砂壤质地，砂性较重。植被为草地，其中以大针茅、克氏针茅和蒿类为主的群落和以羊草、小禾草为主体的群落，是典型的草原主体。观测期间，降水与植被生长状况与往年相同，因而，土壤和植被方面的资料（见表 1）主要采用多年来草原生态系统定位站的研究成果^[11,12]。

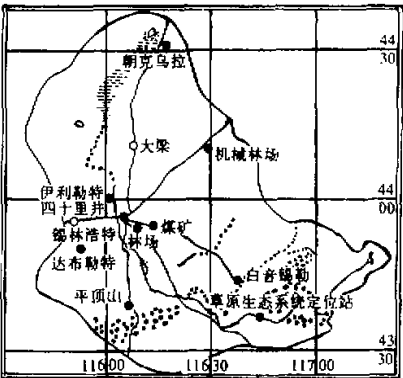


图 1 观测场地

表 1 土壤和植被参数

$W_s / [m^3 / m^3]$	$W_g / [m^3 / m^3]$	$W_{fc} / [m^3 / m^3]$	$W_{wil} / [m^3 / m^3]$	C_{gsat}	$W_{sat} / [m^3 / m^3]$	
0.30	0.24	0.20	0.075	3.057	0.410	
C_{sat}	C_{2ref}	f_{veg}	I_{LA}	b	a	p
0.098	3.7	0.4	2.4	4.38	0.404	4

取得的观测资料包括系留气球测得的风、温度和水汽随高度的分布，2 个高度的温度和湿度，5 个高度的风速，超声风速仪、铂丝温度仪以及 Lyman- α 湿度脉动仪观测所得的 1 个高度（3.37 m）的 $\overline{u'w'}$ 、 $\overline{v'w'}$ 、 $\overline{w'\theta'}$ 、 $\overline{w'q'}$ ，辐射表测得的地表净辐射，土壤热通量板测得的土壤热通量与热敏电阻测得的 5 个深度的土壤温度。其中 Lyman- α 湿度脉动仪没有正常工作，2 个高度的温度与湿度数据由于露水引起短路而无法使用，潜热通量由感热通量、净辐射以及土壤热通量推算得到。感热通量有超声风速仪、铂丝温度仪两套观测系统，结果一致，因而感热通量观测结果正确。净辐射根据探空曲线与地表反射率推算说明是合理的，土壤热通量根据土壤温度推算说明亦是合理的。根据近中

性风观测资料确定 Z_0 。分析表明该地区的 Z_0 为1.7 cm, 零平面位移 d 为6.8 cm。

3.2 大气模式的检验

为检验大气模式的可靠性, 先假设地表的条件已知(采用地表观测结果), 即已知地表的温度、水汽、水汽通量、热通量以及动量通量随时间的变化, 对大气部分进行模拟, 将其模拟结果与系留气球观测所得的廓线进行比较, 以验证模式的合理性。模式从地面向上分成20层, 其高度分别为0、10、20、40、70、100、150、200、250、300、400、500、750、1000、1250、1500、2000、2500、3000、4000 m。

将8月15日位温廓线、湿度廓线和风速廓线模拟结果与观测结果进行比较, 总的来说两者具有较好的一致性。进一步比较分析将在下面给出。

因二阶量(湍流能量、动量、热量与水汽通量)在垂直方向没有观测, 其模拟结果无法验证。但模拟所得的每个二阶量在边界层中分布, 与前人的研究结果一致^[13]。

3.3 地面过程模式的检验

在已知大气参考层(其高度在这里为实际观测高度, 本文为3.37 m)的风速、位温与水汽含量的前提下对地表模式进行检验与分析。地表模式为大气模式提供地表的温度、水汽含量、感热通量和潜热通量, 所以对地表模式检验主要是从这些量着手。在地表有净辐射、感热、潜热以及温度的观测。下面, 我们选取8月18日与19日为例将模拟结果与观测结果进行比较。

图2为地表温度模拟结果与观测结果的比较, 总的来说还比较一致, 只是在18日午后、19日中午模拟所得的地表温度明显偏高, 这是由于模式中没有考虑云的作用。

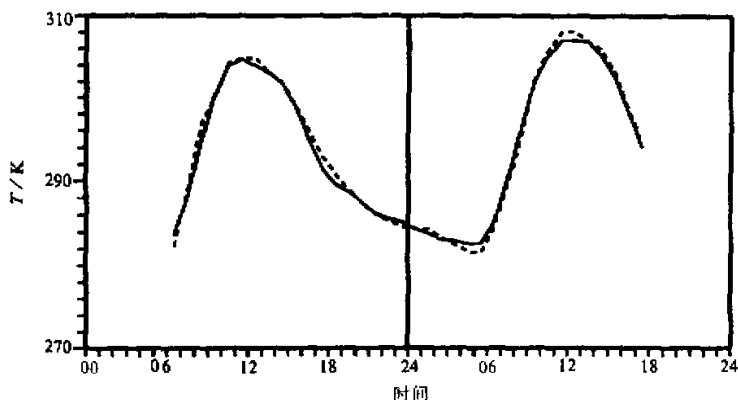


图2 18、19日地表温度观测结果与模拟结果

虚线: 模拟结果, 实线: 观测结果

将净辐射、感热通量与潜热通量模拟结果与观测结果进行比较, 亦有类似的结果, 在下面将进一步讨论。

3.4 大气模式与地面过程模式的耦合

将大气与地表进行耦合, 即将地面过程模式算得的地面温度、水汽含量、感热通量、潜热通量等物理量作为大气模式的边条件, 计算大气中平均量与二阶量的变化; 再

以大气模式的计算结果, 作为地面过程模式的大气背景 (参考层高度取 10 m), 推算地面的物理量, 如此反复, 相互作用, 模拟地气系统的变化。

图 3 为 8 月 15 日位温廓线的模拟结果与观测结果, 两者比较一致。从模拟与观测都可以看出白天混合层的演变。午后最终可达 1000 m 左右。从观测廓线来看, 有时 (如 11 时) 边界层上部的位温增长比中部要快, 模拟结果则没有这一现象, 这是由于水平平流所致, 这在下面将进一步论述。另外, 在日落以后, 模拟所得的位温廓线中上部没有降温, 造成这一现象的原因, 在于模式中没有考虑大气长波辐射。

图 4 为湿度廓线的模拟结果与观测结果, 从整个廓线趋势来看, 观测结果与模拟结果还比较一致, 不过就某一时刻而言, 模拟结果与实测值有一定的偏差, 但总的来说误

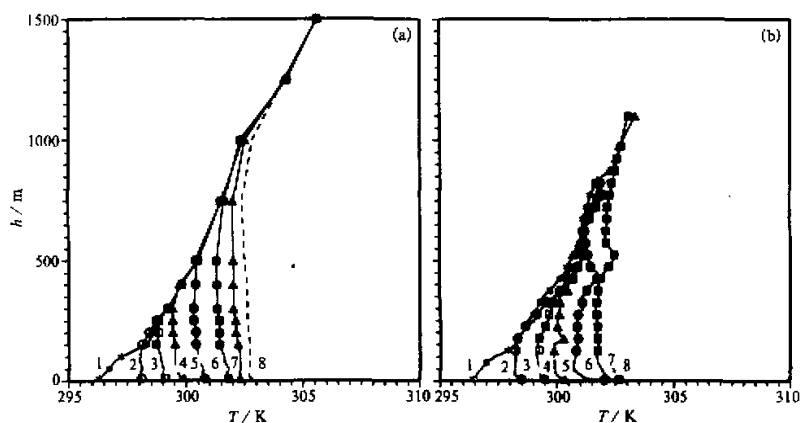


图 3 15 日位温廓线模拟结果 (a) 与观测结果 (b)

(1) 7:00, (2) 7:50, (3) 8:30, (4) 9:10, (5) 10:00, (6) 11:00, (7) 12:00, (8) 13:00

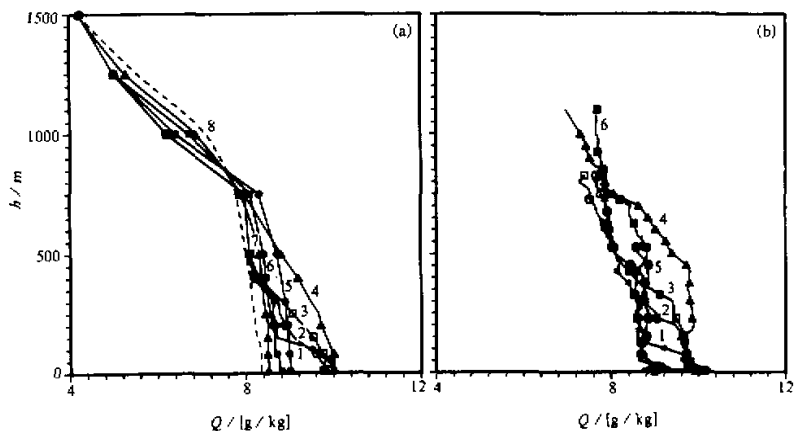


图 4 15 日湿度廓线模拟结果 (a) 与观测结果 (b)

符号同图 3

差不超过 15%，造成这种误差的原因，一方面是湿度模拟本身所固有的复杂性，另一方面也有平流的影响。地表湿度变化趋势是，日出后随着地面露水的蒸发而增大，在 9 时左右达最大，然后随着水汽向上输送增大与露水的消失而减小。从水汽廓线来看，难于以此确定大气边界层的顶部，这与干旱地区（戈壁）有所不同。造成这一现象的原因是干旱地区地面感热远大于草原地区，因而对流发展旺盛，导致混合层内很强的混合，水汽梯度小，而顶部梯度就显得大。

风速廓线模拟结果与观测结果就整个分布来说亦比较相符。二阶量在垂直方向无观测结果，因而只能从廓线的形状，以及与前人的研究结果比较来分析其模拟结果合理性。由于 x 轴取向与地面风向相一致，在地面 $\overline{v'w'}$ 为零。 v 在边界层内为负值，所以 $\overline{v'w'}$ 为正值。可以看出，在地面，动量通量随边界层发展而增大，这是由于随着湍流加强，地表引起涡漩破碎的高度加大所致。热量通量随地面向上逐渐减小，在边界层顶因夹卷而产生负值。模拟所得的热量通量在地面最大值出现在午后，而观测结果最大值出现在 11 时，造成不同的原因是模式没有考虑云的影响，这个问题在下面将进一步论述。午后水汽通量随高度加大而增加，在边界层上部达最大。这与前人的模拟结果相一致^[12]，水汽通量在边界层上部较大的原因在于水汽是被动输送量，它在边界层上部分布的梯度较大。

图 5 给出了 18~19 日地气耦合模拟所得地表能量收支情况与观测值的比较。总的说来，观测结果与模拟结果还比较一致，在中午，模拟值有时偏大（如 18 日中午），这也是由于云的影响造成的。从观测与模拟可以看出，该地潜热通量大于感热通量，潜热最大可超过感热 250 W/m^2 ，潜热占主导地位。

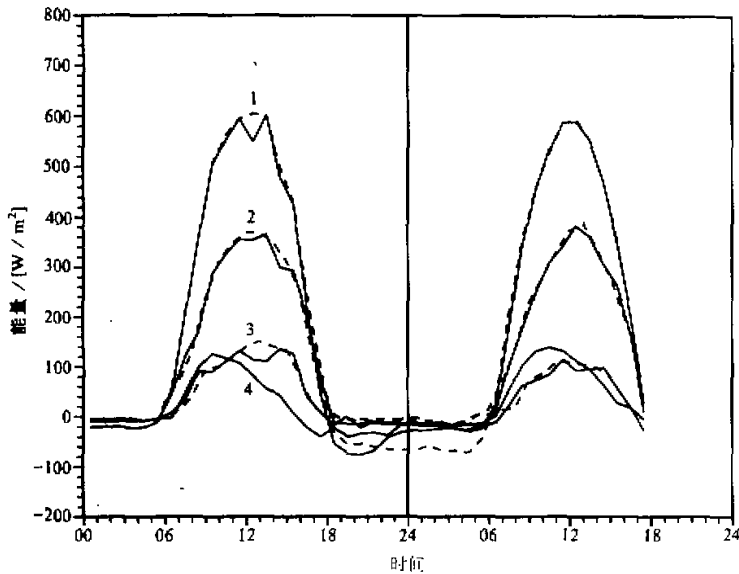


图 5 18, 19 日地表能量的收支

虚线：模拟结果，实线：观测结果

1: 净辐射, 2: 潜热通量, 3: 感热通量, 4: 土壤热通量

4 分析与讨论

4.1 云的影响

由于 8 月份是内蒙草原雨季, 所以云的影响不可忽略, 根据观测期间云的资料来看, 每天天空总云量平均为 5 成左右, 8 月 15 日天空云量较大, 低云主要为浓积云、淡积云、碎积云, 中午最大云量可达 9 成。白天由于云的影响, 对地面最直接的作用是地表净辐射的变化, 不考虑云高和云形状变化且云的高度在边界层以上, 对其影响进行参数化, 通过净辐射的改变体现云的作用。本模式对云的作用敏感。考虑云量影响, 在 11 时以后, 模式中加入一定常的云的影响, 对 15 日进行重新模拟。图 6 为感热通量的模拟结果, 可以看出考虑云的影响后, 最大值出现的时间与观测结果 (11 时) 相一致, 避免了上面地气耦合部分所出现的不足。

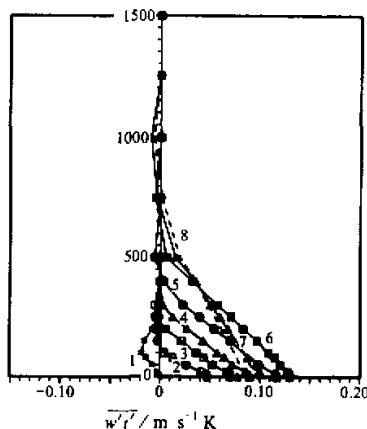


图 6 考虑云的影响 15 日
感热通量模拟结果
符号同图 3

4.2 平流的作用

观测点东北面为沙带, 距观测点为 1000 m 左右, 当风向来自那个方向时, 由于下垫面的非均匀性, 平流对大气中的温度、湿度分布有些影响。通过分析前面图 3 个例所对应的时刻风向随高度的分布, 发现观测得到的上部位温增长较快的高度对应的风来自东北方向, 而近地面层不是, 平流影响了那个高度。如在大气方程中人为加入一个平流项, 可模拟出图 3 中的上部位温增长较快的现象。

4.3 模式的不足与改进

要想使模式及其模拟结果具有更广泛的一般性, 模式还需作如下改进: 考虑到大气过程的复杂性, 应采用三维模式, 从而可以对平流等过程进行模拟。模式中没有考虑大气长波辐射。在白天, 这一简化不会造成太大的误差, 而在夜晚则不可忽略, 因而要想使模式适用于夜间大气边界层的模拟, 除湍流热通量外, 还需考虑大气长波辐射等其他大气边界层的热输送过程。模式可以解决定常云的影响, 然而对于非定常云的随机影响应如何解决还需要进一步研究。

5 结论

(1) 本文采用地气耦合模式较好地模拟了草原下垫面大气边界层的发展过程, 模式再现了部分观测事实。通过与实测资料对比, 说明该模式可以用于水平均一下垫面的地气耦合模拟, 利用调试好的模式可对资料的合理性进行诊断。同时, 二阶闭合算得的通

量、湍流能量随高度的分布也是令人鼓舞的,它可用于对该地的进一步研究。

(2) 内蒙草原 8 月的大气边界层,白天混合层 8 时左右开始形成清晰的垂直结构,午后发展成熟,最大高度达 1000 m 左右。在雨季每日均有露水出现,日出后,地表水汽含量随着地面蒸发而逐渐增大,在上午 9 时达到最大,然后随着露水消失对流混合的加强,地面向上输送的加大,而逐渐减小。

(3) 半干旱内蒙草原地区在草的生长季后期雨季 8 月,潜热通量大于感热通量,两者差值最大可达 250 W/m^2 ,潜热通量占主导地位。

(4) 在内蒙高原云的影响不可忽略,它直接影响地表的辐射收支与能量平衡,从而影响边界层的发展,模式模拟过程中云的作用不可忽略。本模式作了定常云影响的模拟,模式对云量比较敏感。然而,对于云的随机影响,如何在模式中考虑,尚待进一步研究。

(5) 为使模式具有更大的广泛性,模式需作一些改进。如采用三维模式,考虑大气长波辐射。

致谢:感谢桑建国教授在本论文完成过程中的指导!

参 考 文 献

- 1 Andre J. C., Goutorbe and A. Peirrier, 1986, HAPEX-MOBILHY: A hydrological atmospheric experiment for the study of water budget and evaporation flux at the climate scale, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **67**, 138~144.
- 2 Bolle H. L. and S. I. Rasool, Eds., 1985, Development of the implementation plan for the international satellite land surface climatology project (ISLSCP), Phase I, Geneva, Switzerland, 55.
- 3 高由禧, 1990, 国家自然科学基金重大项目“HEIFE”专刊 (1), 前言, 高原气象, **9**(2), 111~112.
- 4 Noihan J. and Planton S., 1989, A simple parameterization of land surface process for meteorology models, *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 536~549.
- 5 Donaldson, C. Dup, 1973, Construction of a dynamic model of the dispersal of atmospheric pollutants, Workshop on Micrometeorology, Edited by D. A. Haugen, Amer. Meteor. Soc., Boston, 313~392.
- 6 Mellor G. L. and Yamada, 1974, A hierarchy of turbulence closure models for the planetary boundary layer, *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1791~1806.
- 7 Yamada T. and Mellor G. L., 1975, A simulation of the wagara atmospheric boundary layer data, *J. Atmos. Sci.*, **32**, 2309~2329.
- 8 Deardorff J. W., 1977, A parameterization of ground-surface moisture content for use in atmospheric prediction models, *J. Appl. Meteor.*, **16**, 1182~1185.
- 9 桑建国, 吴增丹, 刘辉志, 潘乃先, 陈家宜, 张雷琛, 1992, 非均匀下垫面的数值模拟, 高原气象, **11**(4), 400~409.
- 10 Jacquemin B. and Noihan J., 1990, Sensitivity study and validation of a land surface parameterization using the HAPEX-MOBILHY dataset, *Boundary Layer Meteor.*, **52**, 93~134.
- 11 李绍良, 1985, 草原土壤水分状况与植物生物量关系的初步研究, 草原生态系统研究 (第一集), 科学出版社, 195~201.
- 12 李绍良, 1988, 栗钙土的水分状况与牧草生长, 草原生态系统研究 (第二集), 科学出版社, 10~19.
- 13 Andre J. C., F. Demoor, Pl. Lacerure, G. Therry and R. Vacchat, 1978, Modeling the 24-hour evolution of the mean and turbulent structures of the planetary boundary layer, *J. Atmos. Sci.*, **35**, 1816~1883.

A One-Dimensional Model of the Coupling between Land Surface and Atmosphere and Its Application to Study of the Land-Atmosphere Interaction in Inner Mongolia Grassland

Pan Linlin, Chen Jiayi, Zhang Hongsheng and Zhang Aichen

(Department of Geophysics, Peking University, Beijing 100871)

Abstract In this paper, a one-dimensional model of soil, vegetation and atmosphere is formed, which is based on the observations of PBL over the Inner Mongolia Grassland. It uses model NP89 to simulate the grassland surface processes and second-order closure technique to deal with the turbulence of the atmosphere. The land and atmospheric processes are coupled to simulate the temperature, wind and humidity in the atmospheric boundary layer and their vertical property and transport characteristics. The results of the simulation agree with observations. The research shows that sensible heat is smaller than latent heat in the semi-arid Inner Mongolia Grassland. Clouds should not be neglected in the plateau. The model is sensitive to clouds.

Key words coupling of grassland and atmospheric processes comparison with observations simulation and analysis