

禹城地区陆气相互作用耦合模式和观测研究

姚德良, 谢正桐, 李家春

(中国科学院力学研究所, 北京 100080)

摘要: 论述了陆气相互作用研究在人类生存环境与发展区域经济中的重要意义与研究现状。在原有研究工作基础上, 针对中国科学院禹城试验站地区麦田陆气水热传输过程, 提出了一个多层陆气耦合模式。对植被内部湍流交换的物理过程作了深入研究, 特别考虑了叶片气孔为非饱和和水汽条件下的交换情况, 并且给出了修正后的根系吸水模式。陆气耦合模式分别对大气、植被、土壤作多层划分, 以助于细致了解沿高度分布的各物理量。利用本模式对中国科学院禹城试验站地区小麦地陆气水热交换过程进行了数值模拟, 模拟结果与实测值吻合较好。证明该模式成功地模拟了陆气相互作用过程, 可为当地合理利用水热资源提供科学依据。

关键词: 麦田; 水热交换; 陆气耦合模型; 湍流输运; 数值模拟

Land-atmosphere interaction model and observation in Yucheng county

YAO De-Liang, XIE Zheng-Tong, LI Jia-Chun (Institute of Mechanics, CAS, Beijing 100080, China)

Abstract We have elucidated the importance of investigation on land surface-atmosphere interaction for human's living environment protection and local economic development as well as its present state of the art. Based on the previous work, a coupling micrometeorological model for SPAC system over wheat fields in the North China Plain is presented. The leaf stomata non-saturation condition is considered to calculate the evapotranspiration, and the root absorption model is revised as well. The canopy is divided into several layers, aiming at revealing the vertical profiles of mean quantities in it and providing scientific basis for parameterization of terrestrial processes. The model is shown capable of well simulating the microenvironment of wheat canopy in good agreement with measured mean temperature, specific humidity and latent heat fluxes, *et al*. And the sensitivity test is carried out as well to analyze canopy's influence.

Key words: wheat field; water and heat transfer; land-atmosphere dynamic model; turbulent transfer; numerical simulation

文章编号: 1000-0933(2000)06-1076-07 中图分类号: Q 147 文献标识码: A

陆气相互作用对于全球与区域环境有着重要影响, 为了使大气环流模式(GCM)能真实反映地球物理与生物化学过程, 需要研究典型下垫面上的陆气相互作用, 以便正确确定陆气界面的通量和参数化方案。近年来, 人们认识到陆气交界面上的水热传输过程与覆盖陆地的植被状况有着密切的关系, 并且植被覆盖程度和状态的改变对气候的影响已引起了大家的关注^[1,2]。因为它直接制约着近地面层动量、热量和水分等物质的交换和平衡, 是形成局地 and 区域乃至全球气候的重要因子。陆地表面与大气相互作用主要表现在以下 3 个方面: 一是表面与大气之间的辐射交换, 二是表面粗糙元对大气运动的摩擦拖曳, 三是表面与大气的感热和潜热交换。

70 年代以来, 对陆气相互作用和陆面过程参数化方案的研究取得了许多进展, 按其复杂程度模式可以分为简单和复杂两类: 简单模式一般都不考虑植被在水分循环中的作用, 表面的水分控制方程主要为

基金项目: 该项目研究得到国家自然科学基金重点基金(编号: 19832060, 40071007)、中国科学院禹城综合试验站基金资助

收稿日期: 1999-10-10; 修订日期: 200-03-01

作者简介: 姚德良(1943~), 男, 浙江慈溪人, 副研究员, 主要从事环境流体力学研究。

Budyko 等人^[3]所发展的“水桶模式”或水桶模式的修正, 表面能量控制方案为表面瞬时能量平衡方程, 不考虑表面与下面介质的能量传输。80 年代以来, 着重研究植被的生物物理与植物生理过程对于水热交换的影响, 提出了土壤-植被-大气连续体 (SPAC) 内的各种复杂模式。最有代表性的是 1986 年 Dickinson 等^[4]人提出的生物圈与大气层传输系统模式 (BA TS) 和 Seller 等人^[5]提出的生物圈模式 (SB), 并且得到了更符合实际的模拟结果。

如果按其作物冠层的处理, 大致可分为 3 类: 即单层模型^[6]、双层模型^[7]和多层模型^[8]。单层模型能够反映大气和植被下垫面间总的能量、动量和物质交换过程, 并因其计算简单而被广泛应用, 但这类模型忽略植被冠层与土壤之间的水热特性差异。双层模型将冠层与土壤分开, 分别考虑两者的动量吸收、能量和物质转化传输过程, 以及两者的相互作用, 具有较清晰的物理含义。多层模型将冠层分成若干层, 细致描述冠层小气候、幅射分布、以及叶气界面交换过程。这些模型一般包括 5 个方面的物理和生理过程: (1) 冠层辐射的传输过程; (2) 土壤水热传输过程; (3) 冠层降水截流过程; (4) 与物质传输有关的作物生理过程; (5) 物质能量的湍流输送过程。

同时, 大气湍流运输对界面上的动量、质量和能量交换起决定性的作用。1989 年 Naot 等人^[9]应用湍流模式研究新成果, 发展陆气相互作用的耦合模式。1990 年 Berge 等人^[10]应用湍流理论建立了裸土与下层大气的水热交换的土壤大气耦合模型 (SALSA)。近年来, 对于陆气交换过程的研究愈来愈受到国际学术界的重视, 发达国家投入大量经费进行大规模合作研究, 如国际地圈-生物圈计划 (IGBP)、联合国环境计划 (UNEP)、全球水量与能量平衡计划 (GEWEX) 等, 陆气相互作用是重点研究内容之一。

本文在原有研究工作^[11-13]的基础上, 针对中国科学院禹城试验站地区麦田陆气水热传输过程, 提出了一个多层陆气耦合模式。对植被内部湍流交换的物理过程作了深入研究。针对文献^[13]中所出现的不足, 例如叶片气孔饱和水汽的假定使得叶面温度计算值低于实测值, 因此特别考虑了叶片气孔为非饱和水汽的交换条件下。本文还对文献^[13]根系吸水模式, 即根系被动吸水模式作合理修正, 考虑凋萎含水量和田间持水量的影响。同时介绍了当地的气候概况和野外观测情况, 利用本模式对中国科学院禹城试验站地区小麦地陆气水热交换过程进行了数值模拟, 模拟结果与实测值吻合较好。证明该模式成功地模拟了陆气相互作用过程, 可为当地合理利用水热资源提供科学依据。

1 陆气耦合模式

本文的陆气耦合模式是以前优秀模式^[9, 10, 13]的改进与完善, 特别考虑了植被对陆气相互作用的影响, 对植被层作多层划分。下面分别讨论大气边界层、植被层和土壤层中的基本方程及其耦合过程。

1.1 近地层大气湍流运动 大气边界层一般可以分为 2 层: 近地层和上面的 Ekman 层。近地层是边界层的最低层, 近地层和 Ekman 层都是以大气湍流运动为特征, 但它们的动力学性质并不相同, 在 Ekman 层, 湍流粘性力和柯氏力以及气压梯度力同样重要, 在近地层, 大气受地球表面的动力和热力的强烈影响, 气象要素随高度激烈变化, 运动尺度小, 柯氏力可以略去不计。

在大气边界层, 由于是湍流流动, 所以, 所有的物理量: 水平速度分量 u, v , 压力 p , 势温 T , 湿度 q 都可以分解成平均量 (用字母上边的-表示) 和脉动量 (用上标·表示) 之和。在边界层中, 沿垂直方向压力不变, 其水平梯度又可以用地转风 u_g, v_g 来表达, 在均匀下垫面上的一维湍流大气边界层方程组为:

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} = f(\bar{v} - v_g) - \frac{\partial \overline{u'w'}}{\partial z} - CdA(z) \bar{u} | \bar{u} | \quad (1)$$

$$\frac{\partial \bar{v}}{\partial z} = -f(\bar{u} - u_g) - \frac{\partial \overline{v'w'}}{\partial z} - CdA(z) \bar{v} | \bar{v} | \quad (2)$$

$$\frac{\partial \bar{T}}{\partial z} = -\frac{\partial \overline{w'T'}}{\partial z} + 2A(z)(T_l - \bar{T})/r_b(z) \quad (3)$$

$$\frac{\partial \bar{q}}{\partial z} = -\frac{\partial \overline{w'q'}}{\partial z} + 2A(z)(q_l - \bar{q})/(r_s(z) + r_b(z)) \quad (4)$$

其中 \bar{u}, \bar{v} 分别为 x 方向平均速度, y 方向平均速度, $\bar{T}, \bar{q}, T_l, q_l$ 分别为势温和比湿, 叶面温度和叶面湿度, t 是时间, z 是铅直方向坐标, $f = 2\Omega \sin \phi$ 为柯氏参数, $\Omega = 7.27 \times 10^{-5} /s$, ϕ 为当地纬度, u, v, t, q 为对应的

湍流脉动量。 $A(z)$ 为植被叶分布密度, 当 $A(z)$ 取为 0 值时, 方程(1)~(4) 为植冠以上大气湍流运输方程, 当 $A(z)$ 取为大于 0 值时, 方程(1)~(4) 为植被内湍流运输方程, Cd 是植被的空气动力阻力系数, 即认为植冠叶片在大气湍流运动的过程中, 起到一个动量汇的作用。 方程(3)和(4)的最后一项分别称为热量源汇(指感热流从叶片流入或流出)、水汽源汇(指产生在叶片上的水分蒸腾或凝结)。 本文基于单层植被模式的启示, 认为在每层的植冠中同样存在一种阻抗阻碍感热流从叶片流入或流出, 阻碍叶片上的水分蒸腾或凝结。 r_b, r_s 分别为叶边界层阻抗和对水汽扩散的叶气孔阻抗。

湍流脉动能方程(TKE; $e=0.5(u^2+v^2+w^2)$)

$$\frac{\partial e}{\partial t} = \frac{uw}{\rho} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} + \frac{vw}{\rho} \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} + \frac{g}{T} \frac{T_w}{\rho C_p} + \frac{\partial}{\partial z} (K_M \frac{\partial e}{\partial z}) - \frac{(C_e)^{3/2}}{b} + CdA(z) (|\bar{u}|^3 + |\bar{v}|^3) \quad (5)$$

其中, ρ 为密度, C_p 热容量, g 为重力加速度, K_M 为总体运输系数。 方程右边第一、第二和第三项分别表示剪切与热力产生的湍流能, 而右边第四和第五项为动能辐射与耗散项, 最后一项为植冠影响项, 若 $A(z)$ 取为 0, 则为植冠以上大气部分湍流脉动能方程。 由于平均过程出现了雷诺应力 uw, vw 和感热 T_w , 潜热 qw , 本文采用 k 湍流模式封闭, 参见文献[13]。

上述方程组的上边界条件是:

$$\overline{uw} = \overline{vw} = \overline{wT} = \overline{wq} = 0 \quad (6)$$

$$\frac{\partial e}{\partial z} = 0 \quad (7)$$

1.2 土壤水热运移

由热传导方程可得出土壤温度方程:

$$\frac{\partial (cT)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right) \quad (8)$$

式中, T 为土壤温度, c 为土壤热容量, 它依赖于组成土壤的各种成分, λ 为土壤的传热率。

由质量守恒定律可以得到土壤水分运动方程:

$$\rho_1 \frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K(\theta, T) \frac{\partial (\theta, T)}{\partial z} \right) - \rho_1 g \frac{\partial}{\partial z} K(\theta, T) - S(z, t) \quad (9)$$

其中, ρ_1 是水的密度, θ 为土壤湿度, K 为导水率, p 为基质势, g 为重力加速度。

根系吸水函数 $S(z, t)$ 有多种表达形式^[14], 它不但与根分布函数有关, 还与土壤含水量或水势有关, 本文取:

$$S(z, t) = \frac{E_c(t)L(z)f(\theta)}{L_r} \quad (10)$$

$$f(\theta) = \begin{cases} 0 & \theta < \theta_0 \\ \frac{\theta(\theta - \theta_0)}{\theta_0(\theta_0 - \theta_0)} & \theta_0 < \theta < \theta_1 \\ 1 & \theta > \theta_1 \end{cases} \quad (11)$$

式中 $E_c(t)$ 为植物通过叶面的蒸腾量, $L(z)$ 为根系分布函数, $f(\theta)$ 是与土壤对根系吸水阻力有关的函数, θ_0 和 θ_1 分别表示凋萎含水量和田间持水量, L_r 为根系达到的最大深度, 本文中分别取 $\theta_0 = 0.06, \theta_1 = 0.35, L(z) = \exp(3.30 - 3.60z)$ 。

根系吸水模式说明: 植物根系的吸水速率与蒸腾速率, 根系分布函数和与土壤对根系吸水阻力有关的函数之积成正比, 同时与田间持水量和凋萎含水量有关。

在土壤深处的下边界条件为:

$$\frac{\partial T}{\partial z} = \frac{\partial \theta}{\partial z} = 0 \quad (12)$$

1.3 能量平衡

首先, 在植被内部每层上, 满足能量平衡:

$$R_n(z) + H_p(z) + E_p(z) = 0 \quad (13)$$

净辐射分布函数 $R_n(z)$ 的求解依据文献^[15]。感热($H_p(z)$)和潜热($E_p(z)$)计算如下:

$$H_p(z) = -2\rho_a C_p A(z) (\bar{T}_a(z) - T_i(z)) / r_b(z) \quad (14)$$

$$r_b(z) = C_b (D/\bar{u}(z))^{0.5} \quad (15)$$

$$E_p(z) = -2\rho_a LA(z) (\bar{q}(z) - \bar{q}_i(z)) / (r_b(z) + r_s(z)) \quad (16)$$

本文采用Noihan等^[16]提出的冠层阻力 $r_s(z)$ 参数化模型, 其中气孔开启的水分调节因子为根层土壤的平均含水量, 并且考虑了太阳短波辐射, 田间持水量, 凋萎含水量的影响, 模型由下式表示:

$$r_s(z) = (r_{min}/LA I) \times (F_1 \times F_2 \times F_3 \times F_4)^{-1} \quad (17)$$

其中

$$F_1 = ((r_{min}/r_{max}) + f) / (1 + f) \quad (18)$$

而

$$f = 0.55(Q_i/Q_{crit}) \times (2/LA I) \quad (19)$$

$$F_2 = (\theta - \theta_c) / (\theta - \theta_c) \quad (20)$$

$$F_3 = 1 - \beta(e_{sat}(T_a) - e_a) \quad (21)$$

$$F_4 = 1 - 1.6(T_o - T_a)^2 / 10^3 \quad (22)$$

其中, $\bar{T}_a(z)$, $T_i(z)$, $q_i(z)$ 分别为空气的平均温度(环境温度), 叶面的平均温度和叶面的平均湿度, C_b 取 $200(s^{1/2}/m)$, 为叶平均直径, r_{min} 和 r_{max} 分别为最小和最大气孔阻力, 对小麦分别取 $85s/m$ 和 $1700s/m$, β 为系数, 取 0.06 , $LA I$ 为整个冠层叶面积指数, T_o 为叶面温度参考值, 取 $298K$, T_a 为空气温度, Q_i 为到达冠层顶的太阳短波辐射, Q_{crit} 为辐射临界值, 取 $100W/m^2$ 。

同时, 在土壤表面满足能量平衡方程,

$$R_n(0) - H_s - E_s - G = 0 \quad (23)$$

其中, R_n , H_s , E_s , G 分别为地面净辐射, 地面感热, 地面潜热, 土壤热通量, 该方程表明地表不储存热量。

植物冠层中的辐射输送与冠层的光学特性、冠层结构密切相关。直接辐射、散射辐射在植物冠层中的辐射状况的表述涉及许多复杂的公式。本文仅讨论与 $SPAC$ 系统水热运输密切相关的净辐射状况, 而且需要对冠层结构作近似假定, 下面的公式是对净辐射在冠层中的衰减过程的描述:

$$R_{np}(z) = R_n e^{-kLA I(z)} \quad (24)$$

R_n , 总的净辐射, $LA I(z)$, 在某一深度 z 之上的冠树叶面积指数。 k 为消光系数, 对于小麦 $k = 0.4$ 左右, 有较明显的日变化。于是, 透过整个冠层到达土壤表层的净辐射 R_{ns} 为:

$$R_{ns} = R_n e^{-kLA I} \quad (25)$$

经资料分析, 指数衰减模型对于低矮密集植物是适用的。

此外, 要求土壤上边界层空气速度为零, 温度相等, 使大气边界层与土壤植被层相耦合。

1.4 数值方法

对方程(1)~(5), (8), (9)的时间离散采用向前差分的显式格式, 空间离散采用交错网格的控制容积法, 将高至 $1000m$ 的大气边界层划分为 11 层, 其中植冠划分 4 层, 深至 $1m$ 的土壤划分为 12 层, 空间离散采用非均匀网格, 对非线性方程(13), (23)的求解是利用牛顿迭代法。

要求给定初始平均风速, 平均大气湿度和温度, 土壤温度和含水量。认为初始时方程式(5)的产生项和耗散项平衡, 则可以得到初始湍流脉动能。

2 野外观测

1998年5月对中国科学院禹城试验站地区小麦生长过程中有关的大气、土壤、植被的水热参数进行了测量, 对各种数值计算模型提供科学依据。禹城试验站位于北纬 $36^{\circ}57'$, 东经 $116^{\circ}38'$, 海拔 $23.16m$, 属于黄淮海平原的中部地区, 气候条件具有暖温带半湿润季风气候的特点, 年平均气温 $13.1^{\circ}C$, 年平均降水量为 $600mm$, 蒸发量为 $927mm$, 年太阳辐射总量 $506.6kJ/cm^2$, 四季分明, 春秋旱多风, 蒸发强烈, 夏季湿润

多雨,集中了年降水量的70%以上。土壤质地为轻壤土和粉砂土,植被种类为小麦和玉米。但由于水资源的不足,年降雨量在时空分配上的不均匀,对粮食产量的提高带来一定的困难。为了充分合理利用水资源,所以需要进行陆气水热交换研究工作。

野外观测场地选在小麦地里的微气象观测站,植被冠层平均高为1.1m,叶面积指数为2.04,利用MAOS-I小气候自动观测系统,分别测量第一层至第四层的干湿球温度、湿度、风速等数据,以及测量深度分别为0,5,10,15,20,40,60,100cm等的土壤温度,每小时测量1次,微机自动记录。除了常规气象观测外,同时增加了一些特定的测试项目。利用LI-3000便携叶面积仪测量植物的叶面积。使用MK-3型自动气孔测定植物叶片的气孔阻力。使用ZLZ-4型植物水分状况测定仪,可以准确测定植物茎、叶的水势。采用COMPAQ3红外测温仪测植被叶面冠层温度。采用CNC503DR智能中子水分仪测量土壤水分。利用大型精密称重式土壤蒸散渗漏仪(Lysimeter)测量蒸散量。利用AMRS-I气象辐射自动观测系统分别测量净辐射量、总辐射量、土壤热通量。

3 结果讨论

应用以上的方法,对1998年5月22日至5月28日禹城试验站地区有关的气象、土壤、植被的水热参数进行了数值模拟。图1至图5给出了模拟结果与测量值的比较图形,“·”表示实测值,曲线表示相应的模拟结果。

图1,麦田的净辐射(R_n),潜热(E),显热(H)和土壤热通量(G)等项模拟值的日变化规律。净辐射是潜热,显热和土壤热通量的能源,潜热交换主要决定于下垫面与大气间的水分交换过程,即蒸发耗热或凝结释热,显热交换主要是指近地面的湍流热交换,土壤热通量是与土壤中的分子热传导有关。其中5月23日是阴天,太阳辐射较小,净辐射,潜热,显热和土壤热通量都较小,从图中可以看出潜热是主要的,次之是显热,土壤热通量最小。

图2,麦田的叶面冠层平均温度的模拟值随时间的变化规律,并同实测值作了比较。由于考虑了叶片气孔为非饱和水汽条件下的交换条件,并且计及太阳短波辐射,凋萎含水量和田间持水量等影响,以及对根系被动吸水模式的合理修正。比较文献[13]的图3有较大的改善,文献[13]由于考虑叶片气孔为饱和水汽的假定,致使叶面冠层温度的计算值低于实测值,有时甚至有较大的偏差。数值模拟结果和实测值都在下午14:00左右达到最大值,模拟结果和实测值较为吻合。

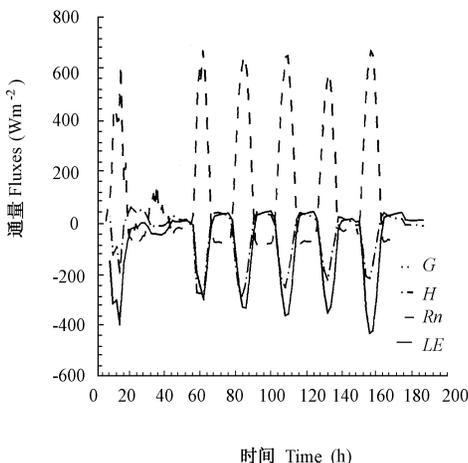


图1 净辐射(R_n)、潜热(E)、显热(H)和土壤热通量(G)的日变化规律

Fig. 1 Diurnal variation of net radiation, latent and heat fluxes

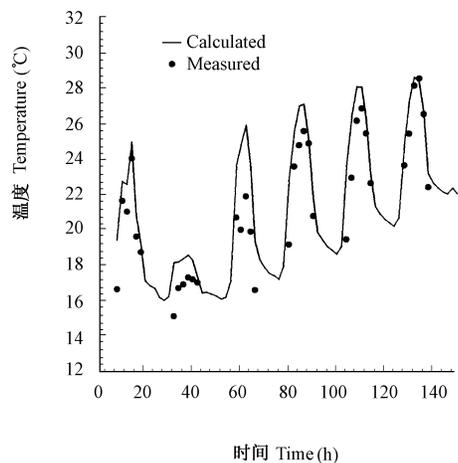


图2 叶面冠层平均温度的模拟值和观测值的日变化规律

Fig. 2 Diurnal variation of temperature of leaf surface

图 3, 给出了土壤表面温度模拟结果与实测值的比较, 土壤表面温度具有日周期性变化, 主要是由于到达地表的太阳辐射和地面有效辐射的日变化引起的, 白天土壤表面增热最强烈, 夜晚土壤表面冷却最激烈, 所以土壤表面日变化振幅最大, 在日变化中有一个最大值(在 14: 00 左右)和一个最小值(在日出以前)。

图 4, 给出了气温的模拟结果与实测值的比较, 气温与土壤表面温度相似, 具有日周期性变化, 大气温度的日变化最根本的原因是太阳辐射的日变化, 除了空气中热量的湍流输送影响日变化外, 土壤的性质对温度日变化也有很大影响, 消耗于下垫面上水分蒸发的热量同样也将影响气温的日变化, 5 月 23 日是阴天, 太阳辐射较小, 所以气温较低, 模拟结果和实测值在一星期里面的变化趋势相似。

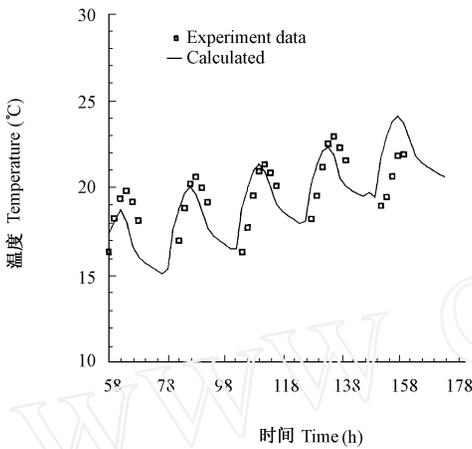


图 3 地表温度模拟值和观测值的日变化规律

Fig 3 Diurnal variation of temperature of soil surface

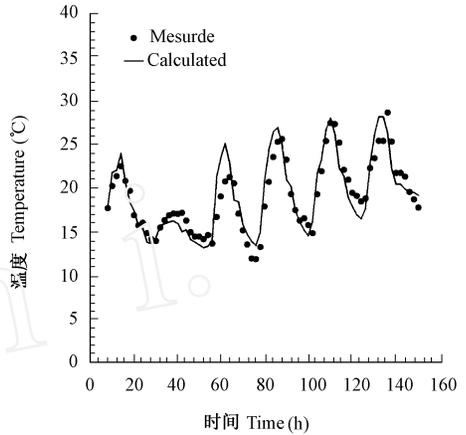


图 4 气温的模拟值和观测值的日变化规律

Fig 4 Diurnal variation of temperature

图 5, 给出了麦田的土壤体积含水量剖面图, 从图中可以看到土壤含水量随深度而增加, 由于深层植被根系稀少, 同时还不断得到地下水的补充, 而浅层植被根系较密, 根系吸水量较多, 蒸散量较大, 所以形成土壤含水量随深度而增加, 同时由于 5 月 21 日下午至 5 月 22 日夜里降雨量为 99.3mm, 所以 5 月 23 日土壤地表含水量比 5 月 21 日的大, 符合实际情况。

4 结论

4.1 本文针对中国科学院禹城试验站地区麦田陆气水热传输过程, 提出了一个多层陆气耦合模式。模式对土壤、植被、大气作多层划分, 细致地研究了植被内各物理量, 模型再现了部分观测事实, 通过与实测资料对比, 证明该模型成功地模拟了陆气相互作用过程, 可为当地合理利用水热资源提供科学依据。

4.2 为使模型具有更大的适用性, 对模型作了进一步的改进和完善, 对植被内部湍流交换的物理过程作了深入研究, 特别考虑了叶片气孔为非饱和水汽条件下的交换情况, 并且给出了修正后的根系吸水模式, 使陆气相互作用耦合模型具有较高的预报能力。

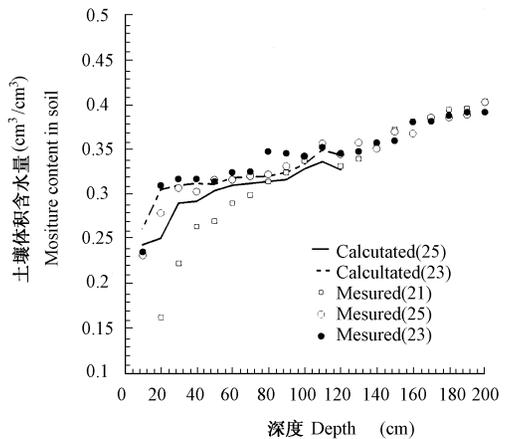


图 5 土壤体积含水量模拟值和观测值随深度的变化规律

Fig 5 Diurnal variation of moisture content in soil

参考文献

- [1] Wilson M F, *et al* Investigation of the Sensitivity of the Land Surface Parameterization of the NCAR Community Climate Model in Regions of Tundra Vegetation. *J. of Climatology*, 1987, **7**: 319~ 343.
- [2] Xinmei H and Lyons T J. Estimation of Surface energy Balance From Radiant Surface Temperature and NOAA AVHRR Sensor Reflectances Over Agricultural and Native Vegetation. *J. Appl Meteorol*, 1993, **32**: 1441~ 1449.
- [3] Budyko M I The Heat Balance of the Earth's Surface Office of Climatology. U. S Weather Bureau, 1958, 259
- [4] Dickinson R W, *et al* Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BA TS) for NCAR Community Model NCAR, Boulder Co., TN-275+ STR, 1986.
- [5] Sellar P J and Mintz Y. A simple Biosphere Model (SB) for Use Within General Circulation Models. *J. Atmos Sci*, 1986, **43**: 505~ 531.
- [6] Noilhan J and Planton S A. Simple Parameterization of Land Surface Processes for Meteorological Models. *Mon Wea. Rev.*, 1989, **117**: 536~ 549.
- [7] Ace E Mihailovic D T. A Coupled Soil Moisture and Surface Temperature Prediction Model. *J. Appl Meteorol*, 1991, **30**: 812~ 822.
- [8] Yamazaki T, Kondo J. A Heat Balance Model with a Canopy of One or Two Layers and its Application to Field Experiments. *J. Appl Meteorol*, 1992, **31**: 86~ 103.
- [9] Naot O and Mahr Y. Modelling Microclimate Environments: A Verification Study. *Boundary Layer Meteorology*, 1989, **46**: 333~ 354.
- [10] Ten Berge H F M. *Heat and Water Transfer in Bare Topsoil and the Lower Atmosphere* Pudoc Wageningen, Netherlands, 1990
- [11] 姚德良, 沈卫明, 李家春. 塔里木盆地陆面水文模式研究. *生态学报*, 1995, **15**(2): 169~ 177.
- [12] Li Jiachun, Yao Deliang, Shen Weiming, *et al* A Coupling Model for Terrestrial Processes in Arid Areas and Its Application. *Applied Mathematics and Mechanics*, 1999, **20**(1): 1~ 11.
- [13] 谢正桐, 李家春, 姚德良. 考虑植被影响的陆气耦合模式. *力学学报*, 1998, **30**(3): 267~ 276.
- [14] Molz F J. Models of Water Transport in the Soil-Plant System: A Review. *Water Resour. Res.*, 1981, **17**(5): 1245~ 1260.
- [15] 康绍忠, 刘晓明, 熊运章. 土壤-植被-大气系统连续体水分传输理论及其应用. 北京: 水利电力出版社, 1994.
- [16] Sun S F. Moisture and Heat Transport in a Soil Layer Forced by Atmospheric Conditions. M.S. thesis, Dept. of Civil Engineering University of Connecticut, 1982, 72