

高寒草甸地区陆面过程耦合模式与辐射研究

姚德良¹, 范平¹, 沈振西², 白玉湖¹

(1. 中国科学院力学研究所, 北京 100080; 2. 中国科学院西北高原生物研究所, 青海 西宁 810001)

摘要: 本文论述了陆气相互作用的研究意义与现状. 在原有研究工作基础上, 针对中国科学院高寒草甸站地区陆气水热传输过程, 提出了一个多层陆面过程耦合模式, 分别给出了导水率的计算模型和修正后的根系吸水模式, 对植物内部湍流交换的物理过程作了深入研究. 本文还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高寒草甸站地区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. 为了解植被在陆气相互作用的影响, 本文又进行了敏感性数值试验.

关键词: 高寒草甸; 陆气耦合模型; 数值模拟; 敏感性试验; 野外观测

中图分类号: S152 **文献标识码:** A **文章编号:** 1005-8036(2005)02-0101-07

1 引言

近 30 年来, 由于人类活动的干扰, 世界正面临着各种环境灾害的威胁^[1], 其中包括全球变化、土地荒漠化以及干旱洪涝等环境灾害问题. 我国的青藏高原海拔高、日光充足、辐射强、气温低、昼夜温差大和气压低等独特的自然环境, 以及生成的“青藏高压”迫使大气环流形成特殊的西风环流和南北分流形势, 不仅影响我国植被分布格局, 而且影响欧亚大陆的植被分布和空间模式. 青藏高原又是全球变化的敏感区, 是考察人类活动对环境变化作用的一个窗口. 海北高寒草甸站^[2]地处青藏高原东北部、祁连山山系北支、冷龙岭东段的南麓, 定位站的气候具有明显的高原大陆性气候特点, 牧草生长茂盛, 是较理想的放牧区, 但受到过度放牧, 低温以及风蚀的危害, 草地生态环境破坏严重. 所以研究该地区的陆面过程, 能够揭示青藏高原陆气交换规律, 促进当地农牧业经济发展.

20 世纪 70 年代以来, 对陆气相互作用和陆面过程参数化的研究取得了许多进展, 由采用规定的地表势温到利用守恒原理的桶式模型^[3]. 20 世纪 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-大气连续系统 (SPAC) 内的各种模式. 其中, 最有代表性的便是 1986 年 Dickinson 等人提出的生物圈与大气层传输系统模式^[4] (BATS) 和 Sellar 等人提出的简单的生物圈模式^[5] (SiB), 并且得到了更符合实际的模拟结果. 同时, 人们应用湍流模式新成果, 发展了陆气相互作用的耦合模式. 1990 年 Ten Berge 等人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拟方法模型^[6] (SALSA).

国内从 20 世纪 80 年代开始从事陆面过程模式研究, 在青藏高原有多人从事陆面过程野外试验研究, 如 1994 年胡隐樵等人在黑河地区进行地气相互作用野外观测实验研究^[7], 1999 年季国良在青藏高

收稿日期: 2004-11-25

基金项目: 国家自然科学基金 (40071007); 中国科学院知识创新重大项目 (KJ CX2-SW-L1); 国家自然科学基金重点基金 (10332050)

作者简介: 姚德良 (1943-), 男 (汉族), 浙江慈溪人, 中国科学院力学研究所, 研究员, 主要从事环境流体力学研究.

原进行能量收支观测实验研究^[8],但是在高寒草甸地区的陆面过程研究还较为少见,1996年姚德良等人在高寒草甸地区研究了牧草生长量模拟式^[9],讨论了土壤含水量和蒸散量对牧草生长量的影响过程,2002年姚德良等人研究了高寒草甸生态系统陆地生物圈模式^[10],说明了植被对土壤水热交换的影响.

本文在以前研究工作的基础上^[11~14],针对中国科学院高寒草甸站地区陆气水热运输过程,提出了一个多层陆气相互作用耦合模式.特别给出了导水率计算模型和修正后的根系吸水模式,对植被内部湍流交换的物理过程作了进一步研究,利用本模式对中国科学院高寒草甸站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.同时进行了敏感性数值试验,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.

2 陆面过程耦合模式

本文的陆面过程耦合模式详细考虑了大气湍流和植被对陆气相互作用的影响,下面分别讨论大气边界层、植被层和土壤层的基本方程及其耦合过程.

2.1 大气湍流运动方程

大气边界层,由于是湍流流动,所以,所有的物理量都可以分解成平均量(用字母上边的 $\bar{\quad}$ 表示)和脉动量(用上标 \prime 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:

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} = f(\bar{v} - v_g) - \frac{\partial \overline{u'w'}}{\partial z} - C_d A(z) \bar{u} |\bar{u}| \quad (1)$$

$$\frac{\partial \bar{v}}{\partial t} = f(\bar{u} - u_g) - \frac{\partial \overline{v'w'}}{\partial z} - C_d A(z) \bar{v} |\bar{v}| \quad (2)$$

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

$$\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} = - \frac{\partial \overline{w'q'}}{\partial z} + 2A(z) (q_l - \bar{q}) / (r_s(z) + r_b(z)) \quad (4)$$

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 铅直方向坐标, u', v', w', T', q' 为对应的湍流脉动量.其他变量的说明请看文献[14].

大气湍流脉动能方程 ($TKE; e = 0.5(u'^2 + v'^2 + w'^2)$)

$$\frac{\partial \bar{e}}{\partial t} = \overline{uw'} - \frac{\partial \bar{u}e}{\partial z} + \overline{w'e} - \frac{\partial \bar{e}}{\partial z} + \frac{g}{T} \frac{\overline{Tw'}}{C_p} - \frac{\partial}{\partial z} (K_M \frac{\partial e}{\partial z}) - \frac{(Ce)^{3/2}}{l_M} + C_d A(z) (|\bar{u}|^3 + |\bar{v}|^3) \quad (5)$$

其中: ρ 是密度, C_p 是热容量, g 为重力加速度, K_M 为总体输运系数.由于平均过程出现了雷诺应力 $\overline{uw'}$, $\overline{w'e}$ 和感热 $\overline{C_p Tw'}$, 潜热 $\overline{q'w'}$, 本文采用 k 湍流模式封闭, 参见文献[13].

2.2 土壤水热运输方程

由质量守恒定律可以得到土壤水分运动方程:

$$\rho_w \frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} (K(\theta, T) \frac{\partial p(\theta, T)}{\partial z}) - \rho_w g \frac{\partial}{\partial z} K(\theta, T) - S(z, t) \quad (6)$$

式中, ρ_w 是水的密度, θ 为土壤体积含水量, p 为基质势, K 为导水率, g 为重力加速度.

根系吸水函数 $S(z, t)$ 有多种表达形式^[15], 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:

$$S(z, t) = \frac{E_c(t) L(z) f(\cdot)}{\int_0^{L_r} L(z) f(\cdot) dz} \quad (7)$$

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, $f(\cdot)$ 是与土壤对根系水阻力有关函数, $f(\cdot)$ 的计算公式参看文献[14].

由热传导方程可得出土壤温度方程:

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

式中: T 为土壤温度, C 为土壤热容量, λ 为土壤的传热率.

2.3 能量平衡方程

在植被内部每层上满足能量平衡:

$$R_n(n) + H_p(z) + E_p(z) = 0 \quad (9)$$

净辐射分布函数 $R_n(z)$ 的求取依据文献[16], 感热 $H_p(z)$ 和潜热 $E_p(z)$ 计算请看文献[13].

同时, 在土壤表面满足能量平衡方程:

$$R_n + H_s + E_s + G = 0 \quad (10)$$

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.

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.

2.4 数值方法

对方程(1)~(5), (6), (8)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170m的大气边界层划分为11层, 其中植冠划分2层, 深至70cm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(9), (10)的求解是利用牛顿迭代法.

初始条件为: 给定初始平均风速, 平均比温, 平均气温, 土壤温度, 土壤含水量以及湍流脉动量. 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.

3 野外测量

3.1 野外测量场地

2002年6月至8月我们对中国科学院海北高寒草甸生态试验站矮蒿草草甸地区的气象要素进行了测量. 野外测量场地选在矮蒿草草甸区微气象观测站一带, 高寒草甸站^[2]位于东经101°19', 北纬37°37', 地处青藏高原东北部祁连山山系北支冷龙岭东段的南麓, 海拔高度3200m, 定位站的气候具有明显的高原大陆性气候特点, 无四季之分, 仅有冷暖二季之别, 冷季漫长而寒冷, 暖季短暂而气温稍高. 年平均温度0.5℃, 气温日较差大(14.1℃), 年较差小(24.2℃), 1月平均气温-13.0℃, 7月平均气温12.3℃. 温度条件对牧草植物生长影响很大, 直接决定了牧草植物的生长发育, 5月上旬气温稳定通过5.0℃时, 牧草开始返青生长, 气温稳定下降到5.0℃以下时, 牧草开始停止生长, 终期在9月底, 牧草生长期, 130~140天, 当暖季气温升高和降水较多时, 牧草生长旺盛. 日照时间长, 全年日照2672.6h, 太阳辐射强烈, 全年总辐射量140~160kcal/cm², 平均降水量498mm, 季节分配不均匀, 88%的降水量集中于暖半年. 全年多风(年平均风速2.6m/s). 土壤以高山草甸土分布最广. 植被是高寒草甸和高寒灌丛, 由适应高寒气候的耐寒中生多年生草本植物和灌木组成.

3.2 野外测量方法

测量项目有: 大气温度、湿度、风速和风向、地表温度、土壤温度、土壤热通量、净辐射通量、总辐射通

量、降雨量、蒸散量和土壤含水量等。

测量方法采用 MAOS-1 小气候自动观测系统,它主要由各种气象辐射传感器、采集器主机箱、电源单元机箱、笔记本电脑、传感器支架等几个部分组成。大气温湿度梯度测量是采用 HTF-2 型通风干湿表传感器来完成,他们的测量高度分别为 0.5、1、2、4m。应用了起动风速很小的磁轴承微风传感器 VF-1,它能够测到 0.2m/s 的小风,系统中配置了 4 个此种传感器分别测量 4 个不同高度上的风速,他们的测量高度和大气温度相同。采用 EC9-1b 型高动态性能风向传感器,以减小由于普通测风传感器动态性能较差而造成的动态误差,风向传感器安装在系统的顶部。考虑到地温测量的代表性较差,在本系统中配置了 3 支 HBW-2A 型地表温度传感器,把它安装在 3 个不同的点上,它们测得的温度的平均值取作地表温度,以此来改善地表温度的测量精度。采用 HBW-2B 铂电阻土壤温度传感器,测量 7 层不同深度上的土壤温度,测量深度分别为 5、10、15、20、40、60、70cm。土壤热通量采用 HF-1 型土壤热通量传感器测量,净辐射通量采用 TBB-1 型净辐射传感器测量。另外,土壤含水量采用取土烘干称重法测量,测量深度分别为 10、20、30、40、50、60、70cm,每次测量 3 个点,再取它们的平均值。

4 计算与测量结果讨论

我们应用以上方法,对 2002 年 7 月 1 日至 7 月 8 日海北草甸生态试验站矮蒿草草甸区的气象要素进行了数值模拟。图 1 至图 6 给出了模拟结果与观测值的比较图形,表示实测值,曲线表示相应的模拟结果。

4.1 高原地区的辐射量

图 1 给出了总辐射(E_g)观测值和净辐射(R_n)模拟值随时间的变化规律,从图中可以看出总辐射量和净辐射量都很大,这和海拔高度较高有关。海北高寒草甸地处青藏高原东北部,平均海拔高度在 3200m 以上,由于所处的海拔高度高,其上面的大气层变薄,空气密度变小,空气中的水汽含量、尘埃等杂质也减少,使大气透明度增加,所以,获得的太阳辐射量极其丰富。

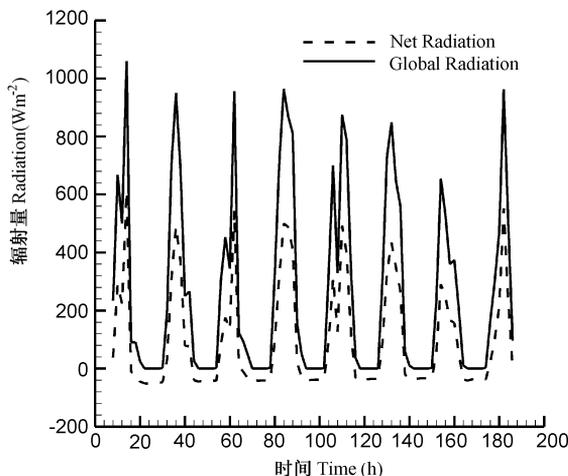


图 1 总辐射(E_g)和净辐射(R_n)的日变化规律

Fig. 1 Diurnal variation of global and net radiation

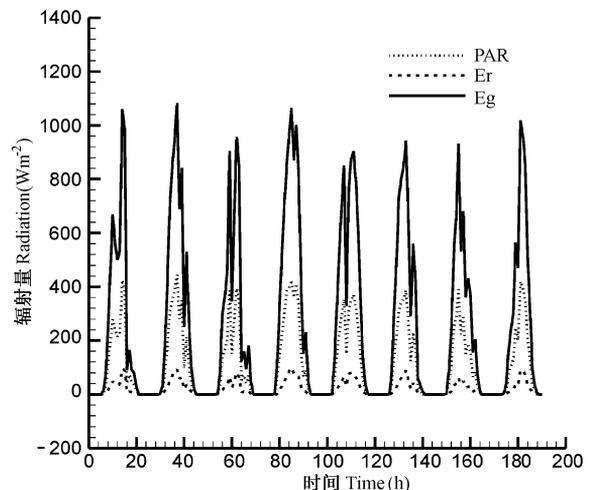


图 2 总辐射(E_g),反射辐射(Er)和光合有效辐射

(PAR)和日变化规律

Fig. 2 Diurnal variation of global, reflex and effective radiation

图 2 给出了矮蒿草草甸区的总辐射(E_g),反射辐射(Er)和光合有效辐射(PAR)等项观测值的日变化规律。高原地区与平原地区相比,太阳辐射收支量发生了变化:在收入方面,散射辐射是随着海拔高度的增加而减少,但直接辐射和总辐射量则随着海拔高度的增加而增加。在支出方面,由于青藏高原冰雪较多,所以反射辐射大于平原地区,并且有效辐射随高度增加而增大。

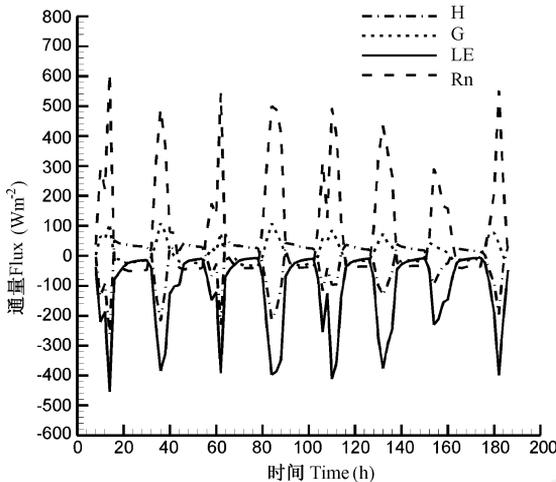


图3 净辐射(R_n),潜热(E),感热(H)和土壤热通量(G)的日变化规律

Fig. 3 Dirurnal variation of net radiation, latent, sensible and heat flux

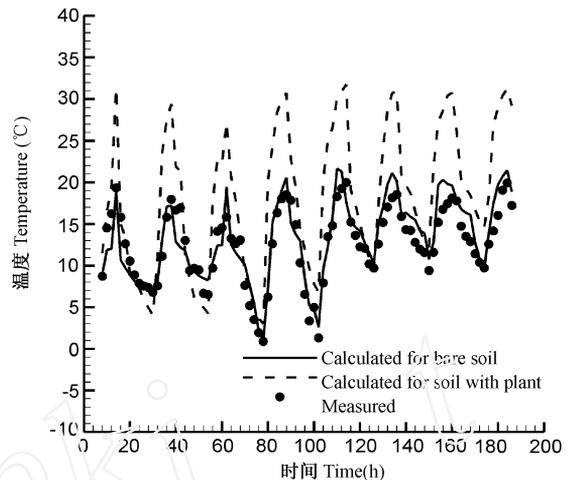


图4 1m处高度的大气温度模拟值和观测值的日变化规律

Fig. 4 Dirurnal variation of air temperature

4.2 能量平衡

图3给出了矮蒿草甸区的净辐射(R_n),潜热(E),感热(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、感热和土壤热通量的能源,影响净辐射的主要因子为太阳高度角、大气透明度、云量、云状、地表反射率以及地面温度、大气温度、大气湿度等.从图中可以看出,晴天时,净辐射具有明显的日变化,一般白天为正值,夜里为负值,最大值在中午前后出现,最小值在日落以后出现,如7月1日净辐射的最大值是 $611\text{W}/\text{m}^2$ (14:00),最小值是 $-50\text{W}/\text{m}^2$ (22:00-24:00).潜热交换主要决定于下垫面与大气间的水分交换过程,感热交换主要是指近地层的湍流热交换,而土壤热通量是指地面与土中的热交换,与土壤中的分子热传导有关.从图中可以看出潜热是主要的,感热次之,土壤热通量最小.

4.3 大气温度

图4给出了在1m高度处有植被情况(实线)的大气温度模拟结果变化情况,并且与实测值(·)进行了比较,同时,对于裸土情况(虚线)进行了敏感性数值试验,由图中看到,在裸土情况下,与有植被的情况比较,大气温度变化显著,特别是最高温度幅度更大.大气温度与土壤表面温度相似,具有日周期性的变化.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,土壤的性质和植被状况对于大气温度的日变化也有很大的影响,消耗于下垫面上水分蒸发的热量同样也将影响大气温度的日变化也有很大的影响,消耗于下垫面上水分蒸发的热量同样也将影响大气温度的日变化.如7月2日的大气温度测量值的最高温度是 18.0 (14:00),最低温度是 6.8 (6:00),日变化振幅较大.

4.4 大气湿度

图5给出了7月6日矮蒿草甸地区不同高度不同时间的大气比湿模拟值,比湿是大气湿度的一种表示形式,大气湿度状况是决定云、雾、降水等天气现象的重要因素,也是影响水分和土壤蒸发以及植物蒸腾的主要因子.从图中可以看出,一天当中,靠近地面处,早晨(8:00)较小,然后慢慢变大,到下午14:00左右比湿最大,然后又慢慢变小,到晚上(20:00)较小.

4.5 大气湍流

图6给出了7月6日湍动能TKE模拟值随高度的变化规律,从图中可以看到在植被冠层顶部附近湍流动能较大,由于植被的影响,在靠近地表处的湍流脉动受到较大的抑制.在植被冠层顶部附近的湍流强度在白天逐渐增大,到中午12:00至下午14:00达到最大值,以后又渐渐减少.图中看到中午12:00

的湍动能 TKE 模拟值最大,下午 16 00 次之,上午 8 00 和晚上 20 00 较小。

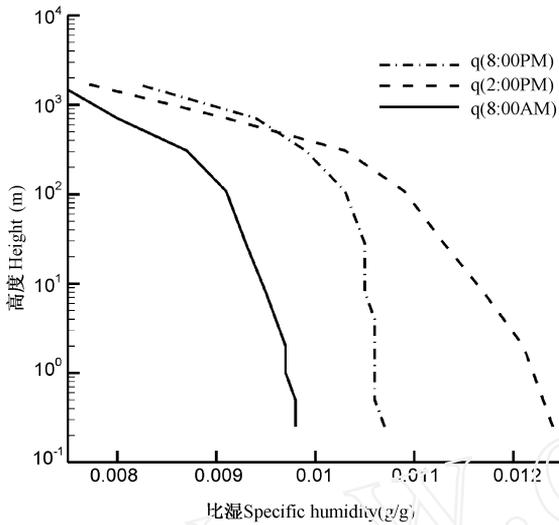


图 5 大气比湿模拟值随高度的变化

Fig. 5 Variation of specific humidity with height

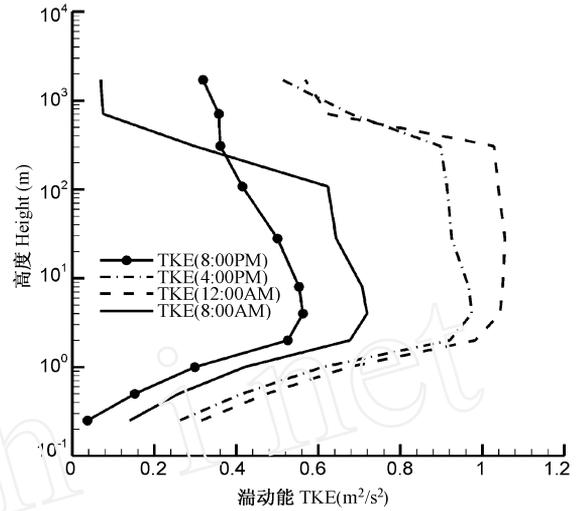


图 6 湍动能 (TKE) 模拟值随高度的变化规律

Fig. 6 Variation of TKE with height

5 结 论

(1) 本文针对中国科学院高寒草甸试验站地区矮蒿草草甸陆气水热输运过程,提出了一个多层陆面过程耦合模式.通过与实测资料对比,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.

(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,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式具有较高的预报能力.

(3) 高寒草甸地处青藏高原东部,平均海拔高度在 3200m 以上,由于所处的海拔高度高,空气稀薄,能见度大,晴天多,日照时间长.所以,获得的太阳辐射量极其丰富.

(4) 对考虑植被情况和裸土情况的敏感性数值试验结果说明,植被的存在改善了当地的生态环境和气象要素,如果过度放牧,降低草甸覆盖度,将对当地的生态环境产生不利影响.

参考文献:

- [1] 叶林正. 中国的全球变化预研究[M]. 北京:气象出版社,1992.
- [2] 夏武平. 高寒草甸生态系统[M]. 兰州:甘肃人民出版社,1981.
- [3] DEARDORFF I W. Efficient of ground surface temperature and moisture with inclusion of a layer vegetation[J]. J. Geophys. Res.,1978,83:1889-1903.
- [4] DICKINSON R W, et al. Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme(BATS) for NCAR Community Model[A]. NCAR[C]. Boulder Co., TN-275 + STR,1986.
- [5] SELLER P J, MINTZ Y. A simple Biosphere Model(SIB)for Use Within General Circulation Models[J]. J. Atmos. Sci.,1986,43:505-531.
- [6] BERGE H F M. Heat and Water Transfer in Bare Topsoil and the Lower Atmosphere[M]. Netherlands,1990.
- [7] 胡隐樵,高由禧,王介民,等. 黑河实验的一些研究结果[J]. 高原气象,1994,13(3):225-236.
- [8] 季国良. 青藏高原能量收支观测实验的新进展[J]. 高原气象,1999,18(3):333-340.
- [9] 姚德良,沈卫明,谢正桐,等. 高寒草甸地区牧草生长量模拟式研究[J]. 草地学报,1996,4(4):274-280.
- [10] 姚德良,沈卫明,张强,等. 高寒草甸生态系统陆地生物圈模式研究及应用[J]. 高原气象,2002,21(4):389-394.
- [11] 谢正桐,李家春,姚德良. 考虑植被影响的陆气耦合模式[J]. 力学学报,1998,30(3):267-276.

- [12] LI JIACHUN, YAO DELIANG, SHEN WEIMING, et al. A Coupling Model for Terrestrial Processes in Arid Areas and Its application[J]. Applied Mathematics and Mechanics, 1999, 20(1): 1-11.
- [13] 姚德良, 等. 红壤地区陆气耦合模式研究及其应用[J]. 中央民族大学学报(自然科学版), 2003, 12(2): 101-110.
- [14] YAO DELIANG, ZHANG QIANG, LI JIACHUN, et al. Observation and Modeling for Terrestrial Processes in Alpine Meadow[J]. Applied Mathematics and Mechanics, 2004, 25(5): 488-498.
- [15] MOLZ F J. Models of Water Transport in the Soil-Plant System: A Review[J]. Water Resource, 1981, 17(5): 1245-1260.
- [16] 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[M]. 北京: 水利电力出版社, 1994.

A Land-Surface Processes Coupling Model and Radiation in High Cold Meadow

YAO De-liang¹, FAN Ping¹, SHEN Zhen-xi², BAI Yu-hu¹

(1. Institute of Mechanics, CAS, Beijing 100080, China;

2. Northwest Plateau Institute of Biology, CAS, Xining 810001, China)

Abstract: In this paper, the importance of investigation on land-atmosphere interaction as well as its present state of the art are elucidated. Based on the previous work and focusing on the land-atmosphere water heat transfer process in Haibei High-Cold Meadow Ecosystem Station CAS, a multi-level land-atmosphere interaction coupling model is raised in this paper. With special attention paid to the moisture transfer in leaf stomatal under non-saturated condition, a profound investigation is made on the physical process of the turbulent transfer inside the vegetation. A revised water-absorption model for root system is presented. The influence of the wilting moisture and the field moisture capacity is included. Meanwhile, we introduced the condition of the climate and the field observation. Numerical simulation is conducted according to the transfer process of *Kobresia humilis* meadow in the area of Haibei High-Cold Meadow Ecosystem Station, CAS. The results agree well with the experimental data. The model is proved to successfully simulate the land-atmosphere interaction process and can provide scientific foundation for the optimizing use of local water-heat resources. There are some conclusions:

Key words: High-cold meadow; land-atmosphere coupling model; numerical simulation; sensitivity test; field observation

[责任编辑:杨 玉]

约 稿

本刊欲开辟“博士论文”和“民族医药”两个新栏目。“博士论文”栏目致力于发表在读博士及博士毕业生的优秀论文,充分展示博士生在各自的研究领域取得的成果和经验。“民族医药”栏目旨在宣传介绍我国少数民族医学和药学的悠久历史和宝贵的医药文化,弘扬民族医药的精髓,促进民族医药的发展。欢迎各界师生、专家、学者积极投稿,通过本刊发表您在学术前沿的新理论、新观点、新方法及新材料等自然科学学科稿件。

请在稿件上写明真实姓名、作者简介、通讯地址、电话、邮编、电子信箱,以便联络。要求所有来稿均附有中英文标题、作者、单位、摘要、关键词,参考文献须完整规范。欢迎用软盘或电子信箱投稿。

投稿信箱: ZYMZ2005@yahoo.com.cn