

郑辉, 刘树华. 沙漠陆面过程参数化与模拟. 地球物理学报, 2013, 56(7): 2207-2217, doi: 10. 6038/cjg20130708.

Zheng H, Liu S H. Land surface parameterization and modeling over desert. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2013, 56(7): 2207-2217, doi: 10. 6038/cjg20130708.

沙漠陆面过程参数化与模拟

郑 辉, 刘树华

北京大学大气与海洋科学系, 北京 100871

摘 要 沙漠地区植被稀疏、干旱少雨, 其陆面物理过程具有与全球其它地区显著不同的特点. 本文利用巴丹吉林沙漠观测资料, 分析和计算了地表反照率、比辐射率、粗糙度和土壤热容量、热传导系数等关键陆面过程参数, 建立了适合于沙漠地区的陆面过程模式 DLSSM (Desert Land Surface Model), 并与 NOAH 陆面过程模式的模拟结果和观测资料进行了比较. 结果表明: 巴丹吉林沙漠地表反照率为 0. 273, 比辐射率为 0. 950, 地表粗糙度为 $1. 55 \times 10^{-3}$ m, 土壤热容量和热扩散系数分别为 $1. 08 \times 10^6 \text{ J} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{K}^{-1}$ 和 $3. 34 \times 10^{-7} \text{ m}^2 \cdot \text{s}$. 辐射传输、感热输送和土壤热传导过程是影响沙漠地区地表能量平衡的主要物理过程. 通过对这三种过程的准确模拟检验, DLSSM 能够较准确地模拟巴丹吉林沙漠地气能量交换特征; 短波辐射、长波辐射和感热通量的模拟结果与观测值间的标准差分别为 7. 98, 6. 14, 33. 9 $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$, 与 NOAH 陆面过程模式的 7. 98, 7. 72, 46. 6 $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ 的结果接近. 地表反照率是沙漠地区最重要的陆面过程参数, 地表反照率增大 5%, 向上短波辐射通量随之增加 5%, 感热通量则减小 2. 8%. 本文研究结果对丰富陆面过程参数化方案, 改进全球陆面过程模式、气候模式具有参考意义.

关键词 沙漠, 干旱区, 陆面过程参数, 陆面过程模式, 地表能量平衡

doi: 10. 6038/cjg20130708

中图分类号 P421

收稿日期 2012-08-10, 2013-05-10 收修定稿

Land surface parameterization and modeling over desert

ZHENG Hui, LIU Shu-Hua*

Department of Atmospheric and Oceanic Science, Peking University, Beijing 100871, China

Abstract In desert, the climate is hot and dry, the vegetation is sparse, the land surface physical processes are significantly different from those in other regions. By using the data measured in Badanjilin desert, several key land surface parameters were revised. We established a Desert Land Surface Model (DLSSM). The model was compared with Noah land surface model and observation data. In this study, the Badanjilin desert surface albedo is 0. 273, the emissivity is 0. 950, surface roughness is $1. 55 \times 10^{-3}$ m, the soil heat capacity is $1. 08 \times 10^6 \text{ J} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{K}^{-1}$ and diffusivity is $3. 34 \times 10^{-7} \text{ m}^2 \cdot \text{s}$. Radiation transfer, sensible heat transfer and soil heat conduction are the key physical processes affecting land surface energy balance. With adequate parameterization of these three processes, the DLSSM reasonably simulates the land atmosphere interaction processes over Bandanjilin desert. The root mean square errors of modeled solar radiation flux, longwave radiation flux and sensible heat flux were 7. 98, 6. 14, 33. 9 $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ respectively, which were comparable with the results, 7. 98, 7. 72, 46. 6 $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$, from NOAH. Surface albedo is the most important land surface parameter in desert. By increasing 5% of the albedo, the reflected solar radiation increased by 5%, and the sensible heat flux decreased by

基金项目 国家重点基础研究发展计划(2009CB421402)资助.

作者简介 郑辉, 男, 1988 年生, 博士研究生, 从事大气边界层物理和区域气候变化研究. E-mail: zhenghui@pku. edu. cn

* **通讯作者** 刘树华, 教授, 博士生导师, 从事大气边界层物理和区域气候变化研究. E-mail: lshuhua@pku. edu. cn

2.83%. The results are beneficial to the study on land surface parameterization, modeling and climate simulation.

Keywords Desert, Arid region, Land surface parameter, Land surface model, Surface energy balance

1 引言

沙漠约占陆地表面面积的 14.2%, 是地球上面积最大的陆地系统^[1]. 沙漠地表反照率大, 土壤热容量小, 含水量低, 是地球系统中重要的感热源, 对全球和区域能量平衡及气候变化具有重要的作用^[2]. 改进沙漠地区陆面参数的获取方法, 完善陆面过程模式, 提高地气间物质和能量的模拟精度, 是提高地球系统模式模拟和预测能力的重要途径^[3-4].

沙漠下垫面地表以及地气能量交换特征与全球其它区域相比有着明显的差异^[5]. 由于降水量极低, 植被稀疏, 潜热通常可以忽略不计, 感热输送是沙漠地区地气间能量交换的主要形式之一^[6], 也是驱动局地大气环流的主要能量来源^[7]. 感热与地表反照率、比辐射率、地表粗糙度和土壤热力学性质关系密切. 地表反照率是陆面过程的一个重要参数, 其值的变化能引起地表能量平衡的显著改变, 进而影响地球气候系统. Garratt^[8] 利用大气环流模式模拟发现, 全球平均地表反照率增加 0.13, 地面日均降水减少 1 mm. 在植被稀少的干旱区, 地表反照率对降水的影响更为显著^[9], 区域地表反照率的突然增加可能是沙漠形成的主要原因^[10]. 粗糙度的大小直接决定了地气间能量物质交换的强弱^[8,11]. 对全球不同地区地气耦合的研究发现, 地表粗糙度的减小可使局地降水量明显减少^[12-14]. 此外, 土壤作为地球系统中重要的热量储库, 其热力学性质影响着地表对热量的存储和释放. Richard 等^[15] 研究发现, 土壤热传导系数和土壤热容量是决定土壤热通量和土壤温度变化特征的主要因素. Peters-Lidard 等^[16] 指出, 土壤热性质参数还会通过影响地表能量平衡进一步影响感热通量.

近年来, 我国在西北干旱半干旱区进行了若干大型野外观测试验^[5,17], 在获取地表参数、建立陆面过程模式的研究中取得了很多成果. 张强等^[18-19] 利用敦煌实验观测资料, 运用统计分析方法, 研究了获取戈壁下垫面陆面过程参数的方法. 张宏升等^[20] 使用一致的湍流数据采集和处理方法, 对比研究了戈壁、草原等多种下垫面的湍流统计特征. Yang 等^[21]

利用青藏高原西北荒漠区、黑河沙漠及戈壁区域的观测数据, 给出了一种计算裸土地表粗糙度的新方法. 刘和平等^[22] 在简单生物圈模式(Simple Biosphere Model, SiB)的基础上, 改进土壤水热计算方法, 提出了一个新的干旱区陆面过程模式. 在此基础上, 刘树华等^[23-25] 发展了一套植被-土壤-大气耦合模式, 较好地模拟了沙漠以及绿洲地表温度变化及能量交换特征, 准确把握和描述了“冷岛效应”和“湿岛效应”.

本文利用中国西北干旱区陆气相互作用观测试验(NWC-ALIEX)巴丹吉林沙漠观测站的数据, 研究了沙漠下垫面陆面过程参数化方法, 建立了适合沙漠地区的陆面过程模式 DLISM. 该研究结果对提高沙漠地区地气交换物理过程特征的认识有一定的科学意义, 为发展更为全面的陆面过程模式奠定了基础.

2 巴丹吉林沙漠观测资料

巴丹吉林沙漠观测站位于巴丹吉林沙漠边缘, 102.37°E, 39.47°N. 观测站海拔高度 1418 m, 地面平坦均一, 表面为裸露沙土. 主要观测仪器为开路涡动协方差(OPEC)快速响应探测系统, 观测项目主要有风、温、湿度脉动, 四分量辐射通量, 多层土壤温度(见表1), 数据记录时间间隔为 1800 s. 2009年8

表 1 巴丹吉林沙漠观测站地气相互作用观测系统

Table 1 The measurement system at Badanjilin desert observation site

项目	垂直高度(m)	传感器	仪器精度
风、温、湿	3	Campbell CSAT3	<±2%*
湿度脉动	3	LI-COR LI7500	±2%
温度	3	VAISLA HMP45C	<±0.3 °C
大气压	1.5	Campbell CS105	±20 Pa
四分量辐射	1.5	Kipp & Zonen CNR1	±10%
土壤热通量	-0.05, -0.20	Hukseflux HFP01	-15%~+5%**
土壤温度	-0.05, -0.10, -0.20, -0.40	Campbell 109-L	±0.2 °C

注: * 垂直风向在±5°以内; ** 12小时内累积误差.

月 13 日至 16 日,无显著天气系统过站,观测资料完整、连续.本文选用该期间观测数据,作为沙漠地区夏季典型天气的代表.

3 沙漠下垫面陆面过程模式

陆面过程需要准确模拟影响地表能量平衡的诸物理过程,包括辐射传输、湍流输送和土壤热传导过程.在沙漠地区,植被稀疏,可以忽略植物生化过程.此外,由于观测期间无降水,土壤含水量极低,潜热通量远小于净辐射通量,因此水分循环过程也可以不予以考虑.

3.1 辐射传输过程

短波辐射过程是沙漠地区最重要的物理过程之一,地表辐射平衡的改变可能是沙漠区域气候变化的主要原因^[10].由反照率的定义可知,地表向上的短波辐射通量 $R_{s,u}$ ($W \cdot m^{-2}$) 等于地表短波反照率 α 与天空向下短波辐射通量 $R_{s,d}$ ($W \cdot m^{-2}$) 的乘积:

$$R_{s,u} = \alpha R_{s,d}, \quad (1)$$

给定地表比辐射率 σ , 地表长波反照率则为 $1 - \sigma$, 结合斯蒂芬-玻耳兹曼公式 (Stefan-Boltzmann Law), 可以计算地表向上的长波辐射通量 $R_{l,u}$:

$$R_{l,u} = (1 - \sigma)R_{l,d} + \sigma_0 T_{sfc}^4, \quad (2)$$

式中, $R_{l,d}$ 是天空向下的长波辐射通量 ($W \cdot m^{-2}$), T_{sfc} 为地表温度 (K), $\sigma_0 = 5.67 \times 10^{-8}$ ($W \cdot m^{-2} \cdot K^{-4}$) 为斯蒂芬-玻耳兹曼常数.

3.2 湍流输送过程

3.2.1 动量通量和感热通量

大部分地表吸收的净辐射通量经过湍流输送作用,以感热通量的形式加热大气.地表向上输送至高度为 z_{atm} (m) 的动量通量和感热通量分别为^[26]:

$$\tau_x = -\rho_{atm} u_*^2 \frac{u_{atm}}{\sqrt{u_{atm}^2 + v_{atm}^2}} = -\rho_{atm} \frac{u_{atm}}{r_{am}}, \quad (3)$$

$$\tau_y = -\rho_{atm} u_*^2 \frac{v_{atm}}{\sqrt{u_{atm}^2 + v_{atm}^2}} = -\rho_{atm} \frac{v_{atm}}{r_{am}}, \quad (4)$$

$$H_s = -\rho_{atm} C_p T_* u_* = -\rho_{atm} C_p \frac{T_{atm} - T_{sfc}}{r_{ah}}, \quad (5)$$

式中, τ_x 为径向动量通量 ($kg \cdot m^{-1} \cdot s^{-2}$), τ_y 为纬向动量通量 ($kg \cdot m^{-1} \cdot s^{-2}$), H_s 为地表向上感热通量 ($W \cdot m^{-2}$), u_* 和 T_* 分别为摩擦速度 ($m \cdot s^{-1}$) 与温度 (K); ρ_{atm} 为近地面大气密度 ($kg \cdot m^{-3}$), C_p 为空气定压热容 ($J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$); u_{atm} 、 v_{atm} 分别为 z_{atm} 高度径向与纬向风速 ($m \cdot s^{-1}$), T_{atm} 为 z_{atm} 高度大气温度 (K); r_{am} 、 r_{ah} 分别为大气动力阻抗和热

力阻抗 ($s \cdot m^{-1}$).

3.2.2 Monin-Obukhov 相似性理论

根据 Monin-Obukhov 相似性理论,摩擦速度可以用风速与大气温度的函数表示^[27]:

$$|\mathbf{u}|_{atm} = \frac{u_*}{\kappa} \left[\ln \left(\frac{z_{atm} - d}{z_{0m}} \right) - \psi_m \left(\frac{z_{atm} - d}{L} \right) + \psi_m \left(\frac{z_{0m}}{L} \right) \right], \quad (6)$$

$$T_{atm} - T_{sfc} = \frac{T_*}{\kappa} \left[\ln \left(\frac{z_{atm} - d}{z_{0h}} \right) - \psi_h \left(\frac{z_{atm} - d}{L} \right) + \psi_h \left(\frac{z_{0h}}{L} \right) \right]. \quad (7)$$

结合式(3)至式(7),可得到大气阻抗 r_{am} 、 r_{ah} 的表达式:

$$r_{am} = \frac{1}{\kappa^2 |\mathbf{u}|_{atm}} \left[\ln \left(\frac{z_{atm} - d}{z_{0m}} \right) - \psi_m \left(\frac{z_{atm} - d}{L} \right) + \psi_m \left(\frac{z_{0m}}{L} \right) \right] \times \left[\ln \left(\frac{z_{atm} - d}{z_{0m}} \right) - \psi_m \left(\frac{z_{atm} - d}{L} \right) + \psi_m \left(\frac{z_{0m}}{L} \right) \right],$$

$$r_{ah} = \frac{1}{\kappa^2 |\mathbf{u}|_{atm}} \left[\ln \left(\frac{z_{atm} - d}{z_{0m}} \right) - \psi_h \left(\frac{z_{atm} - d}{L} \right) + \psi_h \left(\frac{z_{0m}}{L} \right) \right] \times \left[\ln \left(\frac{z_{atm} - d}{z_{0h}} \right) - \psi_h \left(\frac{z_{atm} - d}{L} \right) + \psi_h \left(\frac{z_{0h}}{L} \right) \right], \quad (8)$$

式(8)中, $\kappa = 0.4$ 为 Karman 常数, d 为零平面位移 (m), z_{0m} 为地表动力粗糙度 (m), z_{0h} 为地表热力粗糙度 (m). L 为 Monin-Obukhov 长度 (m), 定义如下:

$$L = \frac{-u_*^3}{\kappa \left(\frac{g}{T_{atm}} \right) \left(\frac{H_s}{\rho_{atm} C_p} \right)}, \quad (9)$$

g 为重力加速度 ($m \cdot s^{-2}$). ψ_m 和 ψ_h 分别是相似性函数 ϕ_m 、 ϕ_h 的积分形式, 根据 Högström^[28] 的研究结果, 函数形式如下:

$$\psi_m(\zeta) = \int_{z_{0m}/L}^{\zeta} \frac{1 - \phi_m(x)}{x} dx = \begin{cases} \frac{-5.3(z_{atm} - z_{0m})}{L}, & L \geq 0 \\ 2\ln \left(\frac{1+x}{1+x_0} \right) + \ln \left(\frac{1+x^2}{1+x_0^2} \right) \\ -2\arctan x + 2\arctan x_0, & L < 0 \end{cases} \quad (10)$$

$$\psi_h(\zeta) = \int_{z_{0h}/L}^{\zeta} \frac{1 - \phi_h(x)}{x} dx = \begin{cases} \frac{-8.0(z_{atm} - z_{0h})}{L}, & L \geq 0 \\ 2\ln \left(\frac{1+y}{1+y_0} \right), & L < 0 \end{cases} \quad (11)$$

其中, $x = (1 - 19z_{atm}/L)^{1/4}$, $x_0 = (1 - 19z_{0m}/L)^{1/4}$, $y = (1 - 11.6z_{atm}/L)^{1/2}$, $y_0 = (1 - 11.6z_{0h}/L)^{1/2}$.

确定摩擦速度 u_* 是计算大气阻抗的关键.对于给定的一组风速、空气温度等大气强迫,模式首先根据前一时间步所得的摩擦速度,利用 Arya^[29] 的计算式确定整体理查森数 (Bulk Richardson Number):

$$Ri_B = \zeta \left[\ln \left(\frac{z_{\text{atm}} - d}{z_{0h}} \right) - \psi_h \left(\frac{z_{\text{atm}} - d}{L} \right) \right] \times \left[\ln \left(\frac{z_{\text{atm}} - d}{z_{0m}} \right) - \psi_m \left(\frac{z_{\text{atm}} - d}{L} \right) \right]^{-2}. \quad (12)$$

然后利用式(13),反算出 u_* ; 经过上述两步的若干次循环迭代,最终得到趋于稳定的摩擦速度值.

$$\zeta = \begin{cases} \frac{Ri_B \ln \left(\frac{z_{\text{atm}} - d}{z_{0m}} \right)}{1 - 5 \min(Ri_B, 0.19)}, Ri_B \geq 0 (L \geq 0) \\ Ri_B \ln \left(\frac{z_{\text{atm}} - d}{z_{0m}} \right), Ri_B < 0 (L < 0) \end{cases} \quad (13)$$

3.2.3 地表粗糙度

在贴地层,动量的输送受到粗糙表面附近压力波动的影响,而热量输送则与分子扩散运动有关,因此热力粗糙度与动力粗糙度并不一致.本文采用 Zeng^[30] 的热力粗糙度参数化方案:

$$z_{0h} = z_{0m} \times \exp \left[-\alpha \left(\frac{u_* z_{0m}}{\nu} \right)^{0.45} \right], \quad (14)$$

式中 $\alpha = 0.13$, $\nu = 1.5 \times 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ 为空气动力学黏度.

3.3 土壤热传导

3.3.1 热传导方程

土壤是陆面系统中重要的热量储库.白天太阳辐射加热地表,土壤吸收热量;夜晚,地表通过长波辐射向外释放热量.在陆面过程模式中考虑土壤中热量的再分布过程对准确模拟地表温度及地表能量平衡有重要的意义.

土壤中热量的存储和释放过程可以用热力学第一定律和梯度热传导方程描述:

$$C \frac{dT_s}{dt} = -\frac{\partial G}{\partial z}, \quad (15)$$

$$G = -k \frac{\partial T_s}{\partial z}, \quad (16)$$

式中, t 为时间(s), z 为土壤深度(m,地表向上为正), T_s 为土壤温度(K), G 为土壤热通量($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$,向上为正), C 为土壤体积热容($\text{J} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{K}^{-1}$), k 为土壤热传导系数($\text{W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$).

3.3.2 土壤格点设置及数值差分格式

模式采用完全离散化的差分方案数值积分热传导方程,土壤从上到下、由密到疏垂直分为若干层,以角标 i 表示土壤层数.模式中土壤格点设置如图1所示,虚线表示各层土壤中心,深度为 z_i ,土壤温度 $T_{s,i}$ 和土壤热性质参数 C_i, k_i 定义在该深度;实线为各层土壤边界,深度 $z'_i = (z_i + z_{i+1})/2$,土壤热通量 G_i 定义在各层界面上,界面处土壤温度以 $T'_{s,i}$ 表示.

在土壤层厚度较小的情况下,土壤热通量 G_i 近

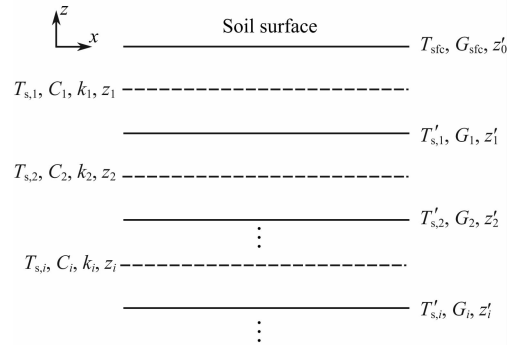


图1 土壤格点设置示意图

Fig. 1 Schematic diagram of soil grid

似等于从 z'_i 到 z_i 的热通量大小,也约等于 z_{i+1} 到 z'_i 间的土壤热通量,即

$$G_i = -k_i \frac{T_{s,i} - T'_{s,i}}{z_i - z'_i} = -k_{i+1} \frac{T'_{s,i} - T_{s,i+1}}{z'_i - z_{i+1}}, \quad (17)$$

消去土壤界面温度 T'_{i+1} ,可以得到土壤热通量的差分格式为:

$$G_i = -\frac{T_{s,i} - T_{s,i+1}}{\frac{z_i - z'_i}{k_i} + \frac{z'_i - z_{i+1}}{k_{i+1}}}. \quad (18)$$

根据式(17),采用 Crank-Nicolson 离散化方法^[31]得到土壤热传导方程的差分形式为:

$$C_i \frac{T_{s,i}^{n+1} - T_{s,i}^n}{\Delta t} = -\frac{1}{2(z'_{i-1} - z'_i)} (G_{i-1}^n - G_i^n + G_{i-1}^{n+1} - G_i^{n+1}), \quad (19)$$

积分式(19),即可模拟土壤温度的分布与变化情况.

3.4 地表能量平衡及模式计算流程

地表向上的净能量通量 F_{sfc} 及其对地表温度 T_{sfc} 的偏导数分别为:

$$F_{\text{sfc}} = (R_{s,u} - R_{s,d}) + (R_{l,u} - R_{l,d}) + H_s + G_{\text{sfc}}, \quad (20)$$

$$\frac{\partial F_{\text{sfc}}}{\partial T_{\text{sfc}}} = 4\sigma_0 T_{\text{sfc}}^3 + \frac{\rho_{\text{atm}} C_p}{r_{\text{ah}}} - \frac{2k_{s,1}}{\Delta z_1}. \quad (21)$$

由能量守恒定律有:

$$F_{\text{sfc}} = 0. \quad (22)$$

自此,式(1)至式(22)构成完整的闭合方程组.对于每一时刻的大气强迫,利用能量平衡式(22)和式(21)采用牛顿迭代方法计算出地表温度 T_{sfc} ,进而得到该时刻地表向上的辐射、感热通量和地表热通量.模式整体的计算流程如图2所示.

4 陆面过程参数化

陆面过程参数反映了不同下垫面的物理属性,

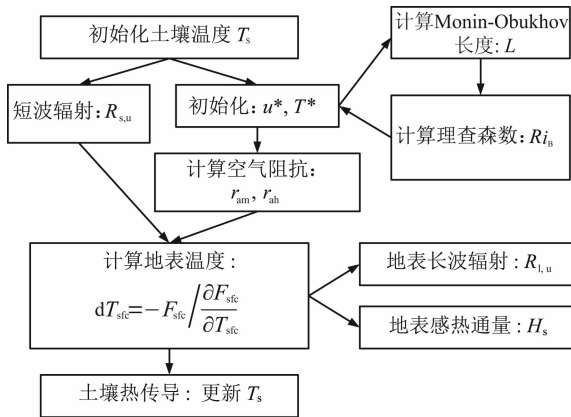


图 2 沙漠陆面过程模式计算流程图

Fig. 2 Sequence of calculations used by desert land surface model

是准确模拟陆面物理过程的先决条件. 利用现有的陆面过程观测资料, 可以获取地表反照率、长波发射率、地表粗糙度、土壤热容量及土壤热扩散系数, 作为陆面过程模式的输入参量.

4.1 地表反照率

地表反照率一般由表层土壤颜色、湿度决定^[18]. 由于沙漠地区极端干燥且观测时段无降水过程, 可以不考虑土壤湿度对地表反照率的影响. 图 3 为 2009 年 8 月 13 日至 16 日地表反照率的日变化情况. 采用加权平均方法^[18]获取地表反照率:

$$\alpha = \frac{\sum R_{s,d,i} \alpha_i}{\sum R_{s,d,i}}, \quad (23)$$

式中 $R_{s,d,i}$ 为向下短波辐射的观测时间序列, α_i 为地表反照率的观测时间序列. 计算得到巴丹吉林沙漠加权平均地表反照率为 0.273, 高于黑河实验在沙

漠中确定的地表反照率 0.246^[32], 接近于敦煌戈壁地区的 0.255^[18].

4.2 地表比辐射率

干旱地区地表比辐射率并没有一个公认大小, 不同作者或模式取值均有不同. Stewart 等^[33]假设土壤比辐射率 $\sigma=1$, 然而 Verhoef 等^[34]认为 σ 的取值范围是 0.91~0.94, 在 NOAH 陆面过程模式中, 沙漠地区该值设为 0.88^[35].

利用式(2)建立向上长波辐射通量与地表比辐射率的线性关系如下:

$$R_{l,u} - R_{l,d} = \sigma(\sigma_0 T_{sfc}^4 - R_{l,d}). \quad (24)$$

本文使用 5 cm、10 cm 两层土壤温度 T_{d5} 、 T_{d10} 计算地表温度 T_{sfc} . 结合式(15)和式(16), 有土壤温度扩散方程及其差分形式:

$$C \frac{\partial T}{\partial t} = k \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}, \quad (25)$$

$$C \frac{T_{d5}^{n+1} - T_{d5}^n}{\Delta t} = \frac{k}{\Delta z^2} (T_{sfc}^n + T_{d10}^n - 2T_{d5}^n), \quad (26)$$

式中变量上标表示时间步, Δt 为时间步长(s), $\Delta z=5$ cm 为土壤层厚度, 经过等式变换, 得到地表温度 T_{sfc} 的计算式如下:

$$T_{sfc}^n = 2T_{d5}^n - T_{d10}^n + \frac{C}{k} \frac{\Delta z^2}{\Delta t} (T_{d5}^{n+1} - T_{d5}^n). \quad (27)$$

在干旱半干旱区, 向下长波辐射的测量误差较大^[36], 且 CNR1 型辐射计的测量值受到云量的影响^[37]. 为了保证计算准确, 本文舍弃白天多云时的资料, 也不考虑可能出现边界层云的夜间.

综合式(24)至式(27), 做出净长波辐射通量 $R_{l,u} - R_{l,d}$ 与 $\sigma_0 T_{sfc}^4 - R_{l,d}$ 的散点关系图 4. 使用最小

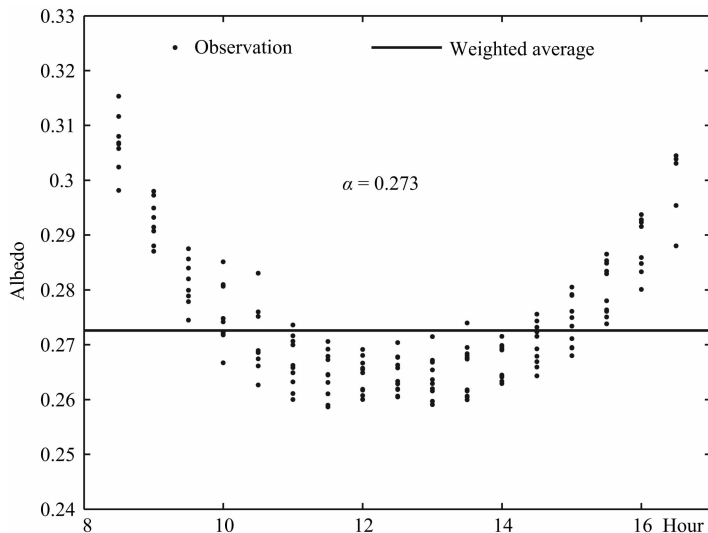
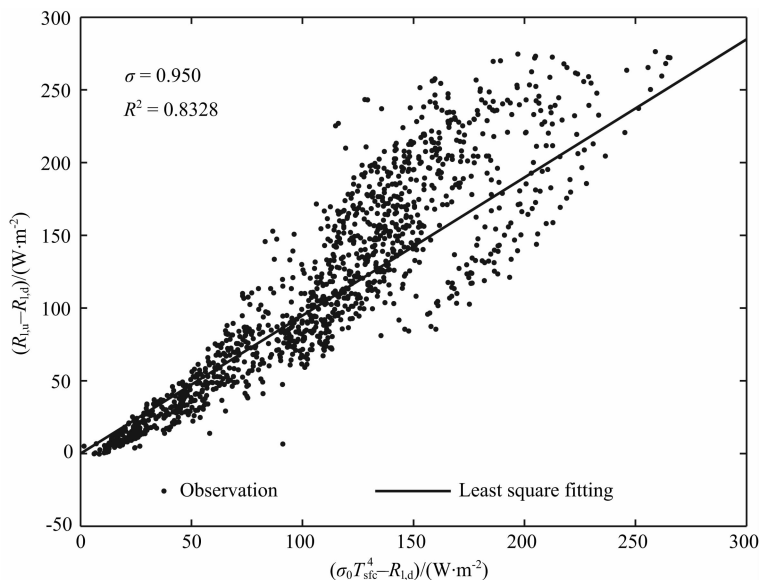


图 3 巴丹吉林沙漠地表反照率的日变化

Fig. 3 Diurnal variation of surface albedo over Badanjilin desert

图 4 向上净长波辐射通量与 $\sigma_0 T_{sfc}^4 - R_{l,d}$ 的散点图Fig. 4 Scatter plot of net upwelling longwave radiation versus $\sigma_0 T_{sfc}^4 - R_{l,d}$

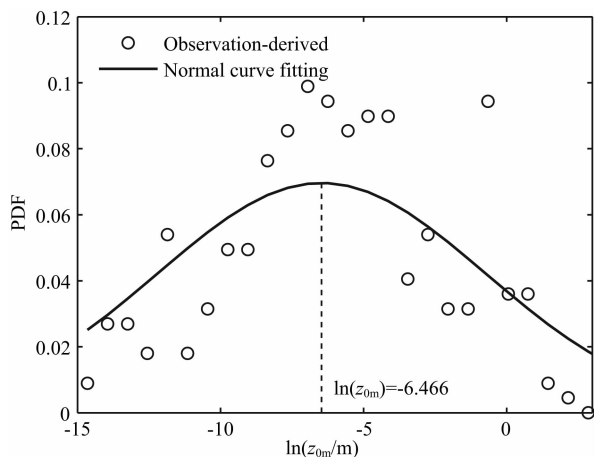
二乘法拟合,可以得到二者比值即地表比辐射率为 0.950.

4.3 地表粗糙度

由式(6)可以得到动力粗糙度的计算式^[21]:

$$\ln(z_{0m}) = \ln(z_{atm} - d) - \psi_m \left(\frac{z_{atm} - d}{L} \right) + \psi_m \left(\frac{z_{0m}}{L} \right) - \frac{\kappa |u|_{atm}}{u_*}. \quad (28)$$

利用快速响应涡动相关系统观测资料,计算 z_{0m} ,并获得其概率密度分布函数(PDF, Possibility Distribution Function)见图 5. 结果符合正态分布,使用最小二乘法拟合,得到 $\ln(z_{0m})$ 的最佳估计值为 -6.47 ,即 $z_{0m} = 1.55 \times 10^{-3}$ m. 结果接近敦煌戈壁地区的 1.9×10^{-3} m^[18],低于黑河实验沙漠地区测

图 5 $\ln(z_{0m})$ 的概率分布函数及其正态拟合曲线Fig. 5 PDF of $\ln(z_{0m})$ and its normal distribution curve fitting

得值 2.67×10^{-3} m^[38].

4.4 土壤热容量

土壤体积热容量与热传导率由土壤成分、土壤密度、土壤孔隙度和土壤含水量等性质决定,在沙漠地区,可忽略土壤水分的影响. 根据热力学第一定律,有如下恒等关系:

$$\Delta G \cdot \Delta t = C \cdot \Delta z \cdot \Delta T_s, \quad (29)$$

式中, Δz 为土壤层厚度(m), ΔT_s 为土壤层温度变化(K), ΔG 为上下两界面土壤热通量之差($W \cdot m^{-2}$), Δt 为时间间隔(s). 利用 5 cm 与 20 cm 土壤热通量观测资料,做出方程(25)两边的散点关系图 6 及其最小二乘拟合线,可得到巴丹吉林沙漠土壤体积热容量为 $1.08 \times 10^6 J \cdot m^{-3} \cdot K^{-1}$,该结果接近敦煌实验^[18]获得的戈壁地区土壤体积热容量值 $1.12 \times 10^6 J \cdot m^{-3} \cdot K^{-1}$.

4.5 土壤热扩散系数

土壤热扩散系数 λ ($m^2 \cdot s$) 定义为^[39]:

$$\lambda = \frac{k}{C}. \quad (30)$$

如图 7 所示,采用正弦曲线拟合 5 cm 和 10 cm 土壤温度观测资料,得到两层土壤温度变化振幅分别为 6.18 °C 和 3.60 °C. 由振幅法^[40]:

$$\lambda = \frac{P}{4\pi} \left(\frac{z_2 - z_1}{\ln(A_1/A_2)} \right)^2. \quad (31)$$

计算出巴丹吉林沙漠土壤热扩散系数为 $3.342 \times 10^{-7} m^2 \cdot s$. 其中, P 为基波周期(s), z_1 , z_2 和 A_1 , A_2 分别为两层土壤深度(m)和温度振幅(K). 该值高于敦煌地区^[18]的 $2.52 \times 10^{-7} m^2 \cdot s$.

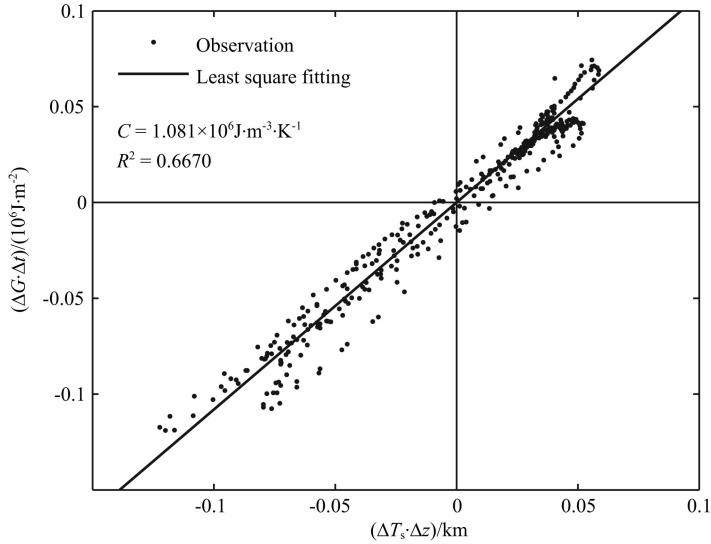


图 6 土壤体积热容量散点图

Fig. 6 Scatter plot for calculating soil volumetric heat capacity

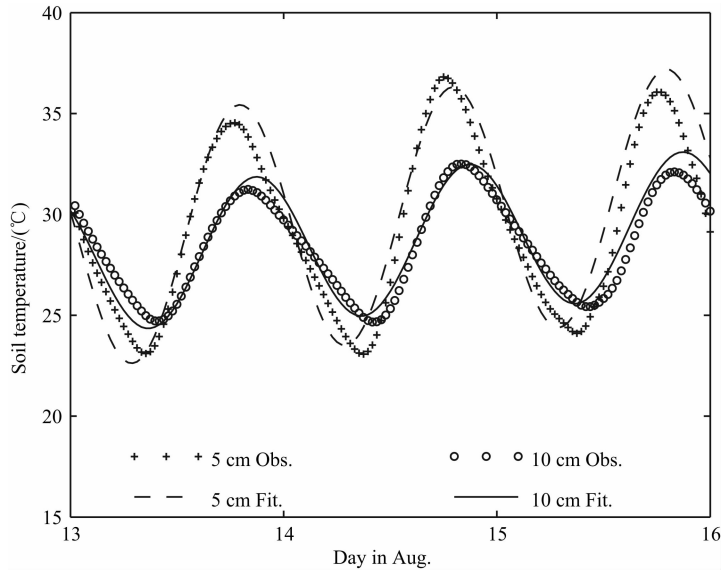


图 7 两层土壤温度变化及其正弦拟合曲线

Fig. 7 Diurnal temperature variation of two soil layers and their sine curve fitting

表 2 土壤格点设置方案

Table 2 Soil grid scheme

层编号	中心深度 (m)	界面深度 (m)	层编号	中心深度 (m)	界面深度 (m)
1	-0.025	-0.0375	7	-0.30	-0.35
2	-0.050	-0.0625	8	-0.40	-0.50
3	-0.075	-0.0875	9	-0.60	-0.70
4	-0.10	-0.125	10	-0.80	-1.00
5	-0.15	-0.175	11	-1.20	-1.40
6	-0.20	-0.25	12	-1.60	-2.00

5 模拟结果与分析

5.1 模拟方案

模式使用平均风速、平均气温、大气压以及向下的长短波辐射作为输入量,以半小时为时间步长向前积分.模拟期间,地表参数保持不变.各层土壤及其界面深度如表 2 所示.使用观测资料循环反复驱动模式 50 次,以最后模式中各变量的值作为初始状态.

同时使用相同的大气强迫资料及陆面过程参数驱动 NOAH 陆面过程模式^[34,38],并采用相同的初

始化方法. 输出结果与 DLSM 模拟结果及观测数据进行比对.

分别使用标准差(RMSE, Root Mean Square Error)和判定系数(R^2 , Coefficient of Determination)分析模拟误差、判定模拟质量, 定义如下^[39]:

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N [X_{\text{sim}}(i) - X_{\text{obs}}(i)]^2}, \quad (32)$$

$$R^2 = 1 - \frac{\text{Var}(X_{\text{sim}} - X_{\text{obs}})}{\text{Var}(X_{\text{sim}})}, \quad (33)$$

式中, X_{obs} 表示观测值, X_{sim} 表示模拟值, Var 为方差.

5.2 模拟结果分析

图 8 比较了巴丹吉林沙漠地表能量通量的观测值与两个模式的模拟值, 表 3 为模拟值与观测值的回归分析结果. 可以看到, DLSM 和 NOAH 模拟结果接近, 均能较好地模拟出沙漠地区地表能量通量的日变化特征, 其中 DLSM 略好于 NOAH. 由于两个模式使用相同的地表反照率, 因此短波辐射的模拟结果完全一致, 模拟值与观测值之间的判定系数为 0.99, 标准差为 $7.98 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$. 长波辐射模拟结果接近, 两个模式结果与观测值之间的判定系数分别为 0.99 和 0.98, 标准差分别为 $6.14, 7.72 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$. 感热通量的模拟结果略差, 其判定系数分别为 0.92 和 0.89, 标准差分别为 $33.9, 46.6 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, 模拟精度还有待进一步改进.

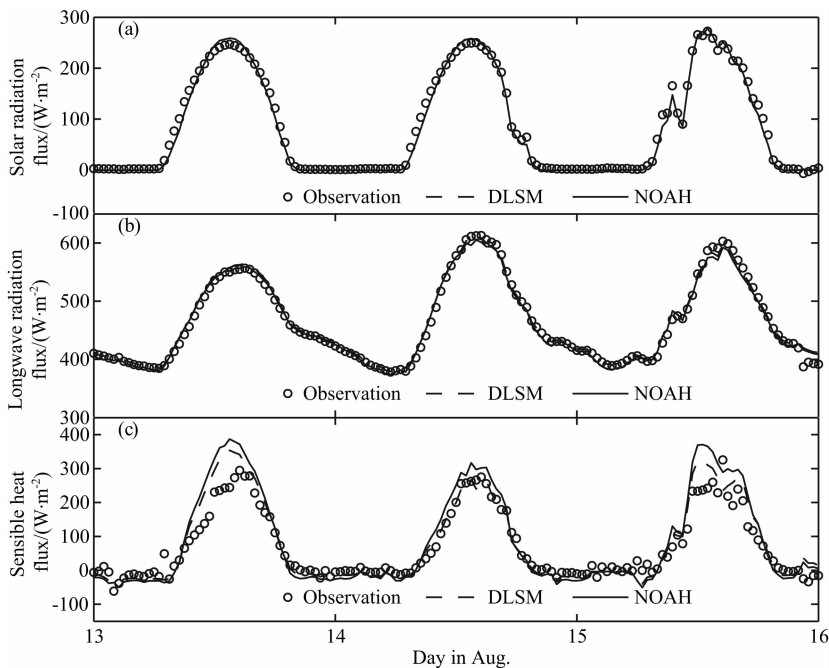


图 8 巴丹吉林沙漠短波辐射通量(a)、长波辐射通量(b)和感热通量(c)的模拟与观测值

Fig. 8 Simulated and measured half-hourly fluxes of (a) solar radiation, (b) longwave radiation and (c) sensible heat flux over Badanjilin desert

图 9 为 5 cm 和 10 cm 两层土壤温度的测量与模拟值时间序列. 两模式的模拟结果接近, 随着土壤深度的增加, 均模拟出了温度振幅衰减、相位滞后的特征, 表明模式对土壤温度的模拟是合理的; 但在 5 cm 深度, 两个模式均低估了最低温度, 有待进一步改进. 通过对 5 cm 深度的土壤温度的回归分析, 两个模式的模拟结果与观测值之间的判定系数分别为 0.838 和 0.881, 相应的标准误差分别为 1.93, 1.60 K; 对 10 cm 深度土壤温度, 两模式的判定系数分别为 0.943 和 0.821, 标准误差分别为 0.48, 0.79 K. DLSM 的模拟精度略高于 NOAH.

5.3 敏感性试验

定义归一化标准差 NSEE(Normalized Standard Error of Estimate)为^[43]:

$$\text{NSEE} = \sqrt{\frac{(X_{\text{adjusted}} - X_{\text{original}})^2}{X_{\text{original}}^2}}, \quad (34)$$

衡量从 X_{original} 调整至 X_{adjusted} , 时间序列 X 的相对变化大小.

为了确定地表参数变化对能量通量模拟结果的影响程度, 将参数分别调增 5% 和调减 5% 输入 DLSM 进行模拟, 将结果与原始结果进行比较(见表 4). 我们定义参数调整后, NSEE 大于 2.5% 为影响显著, 大于 1% 认为是有明显影响.

可以看到, 地表辐射特征参数, 包括地表反照率、地表比辐射率, 是影响沙漠地区陆面过程的主要

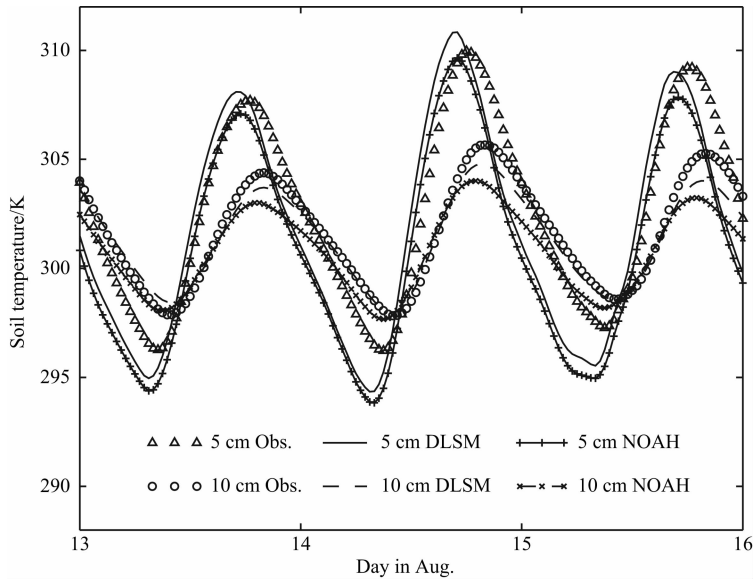


图 9 5 cm 和 10 cm 两层土壤温度的模拟值与观测值

Fig. 9 Simulated and measured soil temperature in model layers at 5 cm and 10 cm depths

表 3 DLSM、NOAH 能量通量模拟结果与观测值的回归分析表

Table 3 Regression results between observed and modeled energy flux by DLSM and NOAH

Day	DLSM						NOAH					
	R^2			RMSE($W \cdot m^{-2}$)			R^2			RMSE($W \cdot m^{-2}$)		
	$R_{s,u}$	$R_{l,u}$	H_s	$R_{s,u}$	$R_{l,u}$	H_s	$R_{s,u}$	$R_{l,u}$	H_s	$R_{s,u}$	$R_{l,u}$	H_s
13 th	0.99	0.99	0.92	9.29	3.42	40.4	0.99	0.99	0.87	9.29	4.53	55.4
14 th	0.99	0.99	0.98	7.31	4.52	13.2	0.99	0.99	0.95	7.31	6.68	28.3
15 th	0.99	0.99	0.90	7.40	8.33	38.0	0.99	0.99	0.87	7.40	9.90	51.0
All	0.99	0.99	0.92	7.98	6.14	33.9	0.99	0.99	0.89	7.98	7.72	46.6

表 4 不同陆面参数调整时能量通量相对变化的大小

Table 4 Relative change of energy flux with different land surface parameters

	α		σ		z_{0m}		k		C	
	+5%	-5%	+5%	-5%	+5%	-5%	+5%	-5%	+5%	-5%
NSEE($R_{s,u}$)(%)	5.00	-5.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NSEE($R_{l,u}$)(%)	-0.35	0.35	1.22	-1.26	-0.069	0.073	0.122	-0.13	0.097	-0.101
NSEE(H_s)(%)	-2.83	2.83	-3.59	3.70	0.37	-0.39	-0.72	0.75	-0.54	0.56

参数. 增加地表反照率, 地面反射的太阳辐射显著增加, 净辐射通量随之减小, 而感热通量减小明显. 增大地表比辐射率, 向上长波辐射明显增加, 导致地表温度降低, 地气温差减小, 感热通量显著减小. 另外, 由于贴地层动量与感热通过不同的机制输送, 所以地表动力学粗糙度对地表能量平衡没有明显影响. 在所有敏感性试验中, 地表反照率变化所引起的能量平衡的改变最为显著, 这是影响沙漠地区地表能量平衡最重要的参数.

6 结 论

本文根据沙漠地区气候环境特点, 分析和确定了地表反照率等关键参数的参数化方案; 基于地表能量平衡方程, 建立陆面过程模式; 最后, 利用巴丹吉林沙漠观测资料, 模拟了该地区地表能量平衡的日变化过程. 主要结论如下:

(1) 辐射传输过程、感热输送过程和土壤热传导

过程是影响沙漠地区地表能量平衡的主要物理过程,通过对这三种过程的合理参数化与准确模拟,可以得到与国际知名的陆面过程模式相当的模拟结果。

(2)地表反照率是沙漠地区最重要的陆面过程参数,其变化显著改变了地表能量平衡,地表比辐射率对地表能量平衡也有明显的影响。

(3)巴丹吉林沙漠地表反照率为 0.273,比辐射率为 0.950,地表粗糙度为 1.55×10^{-3} m,土壤热容量和热扩散系数分别为 $1.08 \times 10^6 \text{ J} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{K}^{-1}$ 和 $3.34 \times 10^{-7} \text{ m}^2 \cdot \text{s}$,地表参数接近于敦煌等干旱地区地表参数值。

致谢 巴丹吉林沙漠观测资料为中国科学院寒区旱区环境与工程研究所大气研究室候旭宏高级工程师提供,深表感谢。

参考文献(References)

- [1] Pee M C, Finlayson B L, McMahon T A. Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2007, 11(5): 1633-1644.
- [2] Yang T, Wang X Y, Zhao C Y, et al. Changes of climate extremes in a typical arid zone: Observations and multimodel ensemble projections. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 2011, 116 (D19): 106-124, doi: 10. 1029/2010JD015192.
- [3] Rodwell M J, Hoskins B J. Monsoons and the dynamics of deserts. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 1996, 122(534): 1385-1404.
- [4] Sellers P J, Dickinson R E, Randall D A, et al. Modeling the exchanges of energy, water, and carbon between continents and the atmosphere. *Science*, 1997, 275(5299): 502-509.
- [5] 张强, 黄荣辉, 王胜等. 西北干旱区陆-气相互作用试验(NWC-ALIEX)及其研究进展. *地球科学进展*, 2005, 20(4): 427-441.
Zhang Q, Huang R H, Wang S, et al. NWC-ALIEX and its research advances. *Advances in Earth Science* (in Chinese), 2005, 20(4): 427-441.
- [6] Oliphant A, Zawar-Reza P, Azizi G, et al. Surface energy and water vapor fluxes observed in a desert plantation in central Iran. *Journal of Arid Environments*, 2011, 75(10): 926-935.
- [7] Pleim J E, Xiu A. Development and testing of a surface flux and planetary boundary-layer model for application in mesoscale models. *Journal of Applied Meteorology*, 1995, 34(1): 16-32.
- [8] Garratt J R. Sensitivity of climate simulation to land-surface and atmospheric boundary-layer treatments-a review. *Journal of Climate*, 1993, 6(3): 419-449.
- [9] Hales K, Neelin J D, Zeng N. Sensitivity of tropical land climate to leaf area index: Role of surface conductance versus albedo. *Journal of Climate*, 2004, 17(7): 1459-1473.
- [10] Charney J G. Dynamics of deserts and drought in the Sahel. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, 1975, 101(428): 193-202.
- [11] Pitman A J. The evolution of, and revolution in, land surface schemes designed for climate models. *International Journal of Climatology*, 2003, 23(5): 479-510.
- [12] Oyama M D, Nobre C A. Climatic consequences of a large-scale desertification in northeast Brazil: A GCM simulation study. *Journal of Climate*, 2004, 17(16): 3203-3213.
- [13] Li D Y, Komiyama H. Large-scale desert afforestation and its effect of precipitation increase in Australia. *Kagaku Kogaku Ronbunshu*, 2002, 28(4): 456-460.
- [14] Sud Y C, Smith W E. Influence of local land-surface processes on the Indian monsoon: A numerical study. *Journal of Applied Meteorology*, 1985, 24(10): 1015-1036.
- [15] Richard G, Cellier P. Effect of tillage on bare soil energy balance and thermal regime: an experimental study. *Agronomie*, 1998, 18(3): 163-180.
- [16] Peters-Lidard C D, Blackburn E, Liang X, et al. The effect of soil thermal conductivity parameterization on surface energy fluxes and temperatures. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1998, 55(7): 1209-1224.
- [17] 胡隐樵, 高由禧, 王介民等. 黑河实验(HEIFE)的一些研究成果. *高原气象*, 1994, 13(3): 225-236.
Hu Y Q, Gao Y X, Wang J M, et al. Some achievements in scientific research during HEIFE. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 1994, 13(3): 225-236.
- [18] Zhang Q, Cao X Y, Wei G A, et al. Observation and study of land surface parameters over Gobi in typical arid region. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2002, 19(1): 121-135.
- [19] 张强, 王胜, 卫国安. 西北地区戈壁局地陆面物理参数的研究. *地球物理学报*, 2003, 46(5): 616-623.
Zhang Q, Wang S, Wei G A. A study on parameterization of local land-surface physical processes on the Gobi of Northwest China. *Chinese Journal of Geophysics* (in Chinese), 2003, 46(5): 616-623.
- [20] 张宏升, 李富余, 陈家宜. 不同下垫面湍流统计特征研究. *高原气象*, 2004, 23(5): 598-604.
Zhang H S, Li F Y, Chen J Y. Statistical characteristics of atmospheric turbulence in difference underlying surface conditions. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 2004, 23(5): 598-604.
- [21] Yang K, Koike T, Ishikawa H, et al. Turbulent flux transfer over bare-soil surfaces: Characteristics and parameterization. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 2008, 47(1): 276-290.
- [22] 刘和平, 刘树华, 桑建国. 不同下垫面水分与能量传输模式. *大气科学*, 1999, 23(4): 449-460.
Liu H P, Liu S H, Sang J G. A modified SiB to simulate momentum, heat and water transfer over various underlying surfaces. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 1999, 23(4): 449-460.
- [23] 刘树华, 胡予, 胡非等. 沙漠-绿洲陆-气相互作用和绿洲效应的数值模拟. *地球物理学报*, 2005, 48(5): 1019-1027.
Liu S H, Hu Y, Hu F, et al. Numerical simulation of land-

- atmosphere interaction and oasis effect over oasis-desert. *Chinese Journal of Geophysics* (in Chinese), 2005, 48(5): 1019-1027.
- [24] Liu S H, Yue X, Hu F, et al. Using a Modified Soil-Plant-Atmosphere Scheme (MSPAS) to simulate the interaction between land surface processes and atmospheric boundary layer in semi-arid regions. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2004, 21(2): 245-259.
- [25] Liu S H, Yue X, Liu H Z, et al. Using a Modified Soil-Plant-Atmosphere Scheme (MSPAS) to study the sensitivity of land surface and boundary layer processes to soil and vegetation conditions. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2004, 21(5): 717-729.
- [26] Stull R B. *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Norwell, MA: Kluwer Academic Publishers, 2003.
- [27] Zeng X B, Zhao M, Dickinson R E. Intercomparison of bulk aerodynamic algorithms for the computation of sea surface fluxes using TOGA COARE and TAO data. *Journal of Climate*, 1998, 11(10): 2628-2644.
- [28] Högström U. Review of some basic characteristics of the atmospheric surface layer. *Boundary-Layer Meteorology*, 1996, 78(3-4): 215-246, doi:10.1007/BF00120937.
- [29] Arya S P. *Introduction to Meteorology*. San Diego, CA: Academic Press, 2001.
- [30] Zeng X B, Dickinson R E. Effect of surface sublayer on surface skin temperature and fluxes. *Journal of Climate*, 1998, 11(4): 537-550.
- [31] Heath M T. *Scientific Computing: An Introductory Survey*. New York: McGraw Hill, 2002.
- [32] 邹基玲, 侯旭宏, 季国良. 黑河地区夏末太阳辐射特征的初步分析. *高原气象*, 1992, 11(4): 381-388.
Zou J L, Hou X H, Ji G L. Preliminary study of surface solar radiation properties in "HEIFE" area in late summer. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 1992, 11(4): 381-388.
- [33] Stewart J B, Kustas W P, Humes K S, et al. Sensible heat-flux radiometric surface-temperature relationship for eight semiarid areas. *Journal of Applied Meteorology*, 1994, 33(9): 1110-1117.
- [34] Verhoef A, DeBruin H A R, van den Hurk B J J M. Some practical notes on the parameter kB^{-1} for sparse vegetation. *Journal of Applied Meteorology*, 1997, 36(5): 560-572.
- [35] Ek M B, Mitchell K E, Lin Y, et al. Implementation of Noah land surface model advances in the National Centers for Environmental Prediction operational mesoscale Eta model. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 2003, 108(D22), 8851, doi:10.1029/2002JD00329.
- [36] 刘树华, 潘英, 胡非等. 沙漠绿洲地区夏季地表能量收支的数值模拟. *地球物理学报*, 2009, 52(5): 1197-1207.
Liu S H, Pan Y, Hu F, et al. Numerical simulation of summer land surface energy budget in desert and oasis regions. *Chinese Journal of Geophysics* (in Chinese), 2009, 52(5): 1197-1207.
- [37] 韦志刚, 文军, 吕世华等. 黄土高原陆-气相互作用预试验及其晴天地表能量特征分析. *高原气象*, 2005, 24(4): 545-555.
Wei Z G, Wen J, Lü S H, et al. A primary field experiment of land-atmosphere interaction over the Loess Plateau and its ground surface energy in clear day. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 2005, 24(4): 545-555.
- [38] 贾立, 王介民. 绿洲-沙漠复合地表条件下的局地有效粗糙度. *气象学报*, 1999, 57(3): 346-357.
Jia L, Wang J M. The local and effective aerodynamic roughness length of a complex landscape of oasis and desert. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 1999, 57(3): 346-357.
- [39] 刘树华. *环境物理学*. 北京: 化学工业出版社, 2004.
Liu S H. *Environmental Physics* (in Chinese). Beijing: Chemical Industry Press, 2004.
- [40] 刘树华, 崔艳, 刘和平. 土壤热扩散系数的确定及其应用. *应用气象学报*, 1991, 2(4): 337-345.
Liu S H, Cui Y, Liu H P. Determination of thermal diffusivity of soil land and its application. *Quarterly Journal of Applied Meteorology* (in Chinese), 1991, 2(4): 337-345.
- [41] Niu G Y, Yang Z L, Mitchell K E, et al. The community Noah land surface model with multiparameterization options (Noah-MP): 1. Model description and evaluation with local-scale measurements. *Journal of Geophysical Research*, 2011, 116(D12), D12109, doi:10.1029/2010JD015139.
- [42] Chen B Z, Chen J M, Ju W M. Remote sensing-based ecosystem-atmosphere simulation scheme (EASS)-Model formulation and test with multiple-year data. *Ecological Modeling*, 2007, 209(2-4): 277-300, doi:10.1016/j.ecolmodel.2007.06.032.
- [43] Colello G D, Grivet C, Sellers P J, et al. Modeling of energy, water, and CO₂ flux in a temperate grassland ecosystem with SiB2-May-October 1987. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1998, 55(7): 1141-1169.