

基于SHAW模型的黄土高原半干旱区农田土壤水分动态模拟

成向荣^{1,2}, 黄明斌^{1*}, 邵明安¹

(1. 中国科学院水利部西北农林科技大学水土保持研究所 黄土高原土壤侵蚀与旱地农业国家重点实验室, 杨凌 712100;
2. 中国科学院研究生院, 北京 100039)

摘要: 黄土高原半干旱区土壤蒸发强烈, 准确地掌握土壤水分动态对于旱地农业水分管理至关重要。应用基于物理基础的一维水热耦合SHAW(The Simultaneous Heat and Water)模型, 模拟了陕西子洲岔巴沟流域1964~1967年土壤水分和土壤蒸发的动态特征, 以及神木六道沟流域2006年坡地和梯田土壤水分变化。结果表明, 除表层土壤水分模拟结果偏差较大, 其他土层模拟值与实测值基本吻合, 模拟期土壤水分模拟的相对平均绝对误差(Relatively Mean Absolutely Error, RMAE)为5.2%~11.4%。1964~1967年土壤累积蒸发量模拟值与实测值平均相对偏差为0.8%~6.1%, 土壤蒸发的模拟值与实测值较为一致。因此, SHAW模型可以用于黄土高原半干旱区农田土壤水分动态规律研究。

关键词: 黄土高原; 土壤水分; 土壤蒸发; SHAW模型

中图分类号: S152.7

文献标识码: A

文章编号: 1002-6819(2007)11-0001-07

成向荣, 黄明斌, 邵明安. 基于SHAW模型的黄土高原半干旱区农田土壤水分动态模拟[J]. 农业工程学报, 2007, 23(11): 1-7.

Cheng Xiangrong, Huang Mingbin, Shao Ming'an. Simulation of soil moisture dynamics in croplands using SHAW model in the semi-arid region of the Loess Plateau[J]. Transactions of the CSAE, 2007, 23(11): 1-7. (in Chinese with English abstract)

0 引言

黄土高原半干旱区降水稀少, 且地表水资源和地下水资源十分贫乏。水分已成为这一地区旱作农业发展的主要限制因素, 土壤水分状况在很大程度上影响着作物的生长和产量^[1-5]。过去几十年间, 针对黄土高原农田土壤水分动态变化规律及其与作物生长的相互关系开展了广泛研究。黄土高原半干旱区土壤水分循环过程中土壤的无效蒸发非常严重, 休闲地蒸发量占同期降水量的60%~90%^[6,7]。甘肃农科院在典型半干旱地区定西的研究表明, 0~200 cm土壤中全年休闲地块只比豌豆地块多储水7.7 mm^[8]。在作物生长季节, 裸地和农地年耗水量基本相同^[7]。而通过数学模型模拟土壤水分动态变化, 有助于进一步认识SPAC系统水分运移规律和水分迁移的定量关系, 正确认识作物对水分响应机理, 对

于旱地农业水分调控具有重要意义。

在众多模拟土壤水分运动和平衡的模型中, Flerchinger等(1991)根据植被冠层结构和分布特点, 建立的土壤、植被冠层可任意划分层次的SHAW(The Simultaneous Heat and Water)模型具有一定的代表性。它以植被冠层以上的大气为上边界, 以地表下土层为下边界, 模拟计算土壤、积雪层、地表枯落物层、植被冠层和大气层之间的能量物质交换过程^[9-15]。该模型对系统各层结构之间物质能量传输的物理过程有清晰的数学表述, 模型需要输入的边界层要素可从常规气象站获取, 输入的土壤植被特征参数较容易确定, 而且模型层次结构较易根据具体的土壤植被结构进行调整, 适应性强。本研究的目的是检验SHAW模型对黄土高原半干旱区农田土壤水分动态和土壤蒸发的模拟效果。

1 材料与方法

1.1 研究区概况

研究区选择气候和土壤条件相近的陕西省子洲县岔巴沟流域和神木六道沟流域。子洲径流站位于子洲县内大理河的一级支流岔巴沟(东经109°47', 北纬37°31'), 是典型的黄土丘陵沟壑区。本区属暖温带半干旱大陆性季风气候, 多年平均降水量为485 mm。降水季节分配不均, 62%集中在6~9月, 且多为暴雨。年平均温度约8℃, 最高气温38℃, 最低气温-27℃。平均海拔

收稿日期: 2007-01-25 修订日期: 2007-10-16

基金项目: 国家自然科学基金(40471062); 西北农林科技大学创新团队项目

作者简介: 成向荣(1979-), 男, 甘肃天水人, 博士生, 从事土壤物理与生态水文研究。杨凌 中国科学院水利部西北农林科技大学水土保持研究所, 712100。E-mail: cxr@nwsuaf.edu.cn

*通讯作者: 黄明斌(1968-), 男, 湖北钟祥人, 研究员, 博士生导师, 从事土壤物理与生态水文研究。杨凌 中国科学院水利部西北农林科技大学水土保持研究所, 712100。E-mail: hmbd@nwsuaf.edu.cn

1570 m, 无霜期约200 d。六道沟流域地处神木县以西14 km处(东经110°21′~110°23′, 北纬38°46′~38°51′), 海拔1094.0~1273.9 m, 流域面积6.89 km²。该区年均降水量437.4 mm, 年内年际变率大, 50%以上集中在7~8月。年均气温8.4℃, 属中温带半干旱气候。

1.2 数据收集

本文所用裸间土壤蒸发量和部分土壤含水率数据来自黄河水利委员会刊布的子洲径流站1964~1967年水文实验资料。1964年在卯顶平地种植谷子(*Setaria italica*), 地表盖度为0~0.2; 1965~1967年16°的阴坡上全都种植糜子(*Panicum miliaceum*), 地表盖度0~0.3。1964年降水总量为684.9 mm, 比多年平均降水量多41%, 可以看作是丰水年; 1965年降水量为240.8 mm, 仅为多年平均降水量的50%, 是典型的干旱年; 1966年和1967年的降水量分别为557.3和545.1 mm, 与多年均值接近, 作为平水年。基本气象资料采用流域内三川口气象站日观测数据, 其中1964年和1965年部分太阳辐射为实测值, 其他时间太阳辐射根据测定日照时数采用下式计算^[16]:

$$R_s = R_A(a + bn/N) \quad (1)$$

式中 R_s ——实际太阳辐射, W/m²; R_A ——理论太阳辐射, W/m²; a, b ——根据日照时数估算的太阳总辐射系数; n ——实际日照时数, h ; N ——最大可能日照时数, h 。

土壤为粉沙壤土(FAO-UNESCO), 剖面质地较为均一, 砂粒含量为30.1%, 粉粒为61.9%, 黏粒为8.0%, 有机质含量0.45%, 田间持水率和萎蔫含水率分别为0.212 m³/m³和0.058 m³/m³^[17]。其他土壤和作物参数主要采用子洲径流站观测资料和部分文献^[18,19]。

尽管岔巴沟流域的数据相对陈旧, 对研究区邻近的绥德县(东经110°13′, 北纬37°30′)1961~2000年主要气象参数分析表明, 过去40年间, 年均气温、年日照时数和降水量没有显著变化, 基本在均值附近波动(图1)。此外, 这一地区坡耕地在总耕地中仍然占有相当比重, 况且几十年来, 作物种植方式也没有大的变化。因此, 应用这些数据对该地区农田土壤水分模拟研究仍具有一定的参考价值。

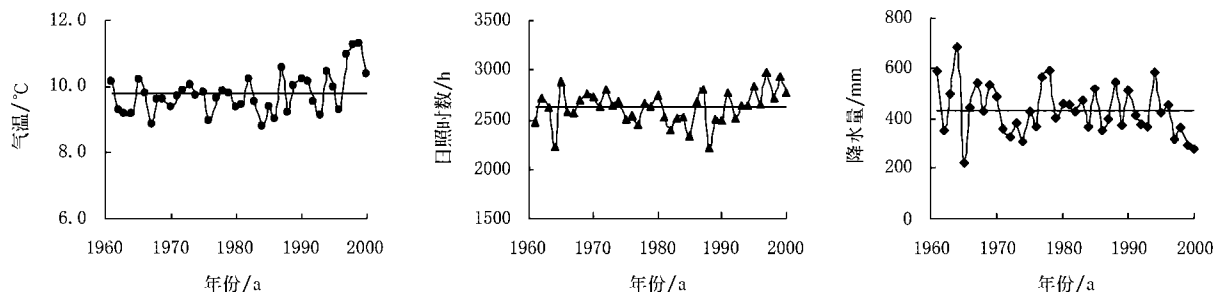


图1 绥德县1961~2000年平均气温、日照时数和降水量的变化

Fig. 1 Changes of average air temperature, sunshine hours and precipitation in 1961~2000

在六道沟小流域现有农地的基础上建立3个4 m × 15 m的坡地小区(西北向, 13°~15°)和1个4 m × 15 m的梯田小区(没有坡度, 作为平地), 4个小区均位于同一山坡的下部。小区下方安装径流桶, 分为两级, 收集小区的产流, 降雨后测定径流量。每个小区在坡的上、中和下部各安装1根3 m中子管, 用中子水分仪(CNC503DR)监测土壤水分变化。0~1 m土层每10 cm读取1组数据, 1 m以下每20 cm读数。上中下3点平均值为该小区测定值。表层土壤水分用烘干法测定。作物裸间蒸发未测定。

土壤为粉沙壤土(FAO-UNESCO), 剖面质地较为均一, 砂粒含量为39%, 粉粒为54%, 黏粒为7.0%, 有机质含量0.43%, 平均容重1.3 kg/m³, 饱和导水率49.7 cm/d, 饱和含水率0.48 m³/m³。土壤进气势7 e、

土壤孔隙分布指数 b 等, 采用土壤水分特征曲线来确定。

2006年4个小区全部种植绿豆, 3~10月降水338.5 mm, 比多年同期少50 mm。坡面的小气象站记录太阳辐射、气温、湿度、露点温度和风速等基本气象参数。

2 SHAW模型与数据分析

2.1 模型描述

SHAW模型描述垂直方向一维的冠层、雪被、枯落物、地表到土壤一定深度的水热传输过程。驱动模型运行的基本气象资料包括日降水量、最高和最低气温、太阳辐射以及风速。土壤-植物-大气传输体中水分运动的计算主要包含以下方程。

1) 植物冠层空气中水量通量的变化为

$$\frac{\partial Q}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[k_e \frac{\partial Q}{\partial z} \right] + E_i \quad (2)$$

式(2)各项分别为冠层内的净水汽变化,进入冠层的净水汽通量,冠层叶片的蒸腾和蒸发量。式中, z ——从冠层顶垂直向下的距离,m; k_e ——冠层内的传输系数, m^2/s ; Q ——水汽密度, kg/m^3 ; E_i ——冠层内叶面蒸腾量, $kg/(s \cdot m^2)$; t ——时间,s。

2) 地表枯落物层中水量通量的传输过程为

$$\frac{\partial Q}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[k_v \frac{\partial Q}{\partial z} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[\frac{h_{\pi} \partial Q - Q}{r_{vr}} \right] \quad (3)$$

式(3)各项分别为枯落物层水汽密度的变化,进入枯落物层的净水汽通量,枯落物层的蒸发速率。式中, k_v ——枯落物层中水汽对流传输系数, m^2/s ; h_{π} ——枯落物层组成物的相对湿度; Q 、 Q' ——枯落物层的水汽密度与饱和水汽密度, kg/m^3 ; r_{vr} ——枯落物层中组成物与空气之间的水汽传输阻力, s/m ; z ——距离,m。

3) 土壤中水量通量的传输过程表示为

$$\frac{\partial H}{\partial t} + \frac{Q}{Q} \frac{\partial H}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K \left(\frac{\partial H}{\partial z} + 1 \right) \right] + \frac{1}{Q} \frac{\partial q_v}{\partial z} + U \quad (4)$$

式(4)各项分别为体积含水率的变化,体积含水率的变化,进入土壤层的净液态水通量,进入土壤层的净水汽通量,根系吸水项。式中, H ——土壤体积含水率, m^3/m^3 ; K ——土壤非饱和导水率, m/s ; γ ——土壤基质势,m; Q ——冰的密度, kg/m^3 ; H ——体积含冰率, m^3/m^3 ; Q ——水的密度, kg/m^3 ; q_v ——水汽通量, $kg/(m^2 \cdot s)$; z ——土层深度,m; U ——水通量的源汇项, $m^3/(m^3 \cdot s)$ 。

式(4)中 γ 采用下式计算(土壤水分特征曲线, Brooks and Corey, 1966)

$$\gamma(H) = \gamma_e \left(\frac{H}{H_s} \right)^{-b} \quad (5)$$

式中 H ——土壤容积含水率, m^3/m^3 ; H_s ——土壤饱和含水率, m^3/m^3 ; γ_e ——进气势,m; b ——土壤孔隙分布指数。

式(4)中土壤非饱和导水率 K 由下式计算(Campbell, 1974)

$$K(H) = K_s \left(\frac{H}{H_s} \right)^{(2b+3)} \quad (6)$$

式中 K_s ——土壤饱和导水率, m/s 。

式(4)中土壤水汽通量(q_v)为水势梯度(q_{vp})和温度梯度(q_{vT})导致的水汽密度变化总量

$$q_v = q_{vp} + q_{vT} = -D_v \frac{dh_r}{dz} - FD_v h_r s \frac{dT}{dz} \quad (7)$$

式中 D_v ——土壤中水汽扩散率, m^2/s ; h_r ——土壤

相对湿度; s_v ——饱和水汽压曲线的斜率, $kg/(m^3 \cdot ^\circ C)$; F ——增量因子; T ——土壤温度, $^\circ C$ 。

通过计算系统中各层水量通量的传输来确定土壤水分的动态变化,而土壤蒸发来自枯落物层和土壤层的水汽散失,主要取决于冠层空气中水汽密度与枯落物层和土壤层水汽密度的变化。Flerchinger 等^[9,10]对土壤-枯落物层-冠层-大气系统中水分的传输过程有更详细描述。

2.2 数据分析

为评价模型的模拟效果,分别用均方根差(Root Mean Square Error, RMSE),平均误差(Mean Bias Error, MBE)和相对平均绝对误差(Relatively Mean Absolutely Error, RMAE)来评价模型估计的精度。

$$RMSE = \left[\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (E_i - M_i)^2 \right]^{1/2} \quad (8)$$

$$MBE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (M_i - E_i) \quad (9)$$

$$RMAE = \frac{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \hat{u} M_i - E_i \hat{u}}{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N M_i} \times 100\% \quad (10)$$

式中 M_i 和 E_i ——分别为第 i 次测定值与模型模拟值; N ——观测的次数。

数据的分析采用Excel 2003和OriginPro 7.5统计软件。

2.3 参数敏感性分析

土壤水力参数往往决定着土壤水分的运移过程,通过参数敏感性分析,确定最佳参数是准确模拟的基础。由于子洲试验数据缺乏土壤参数 H_e 、 b 和 K_s ,采用研究区附近绥德县(东经 $110^\circ 13'$,北纬 $37^\circ 30'$)近似质地(砂粒34%、粉粒60%、黏粒6%)土壤参数作为模型的初始参数。初始参数通过水分特征曲线来确定(表1)。

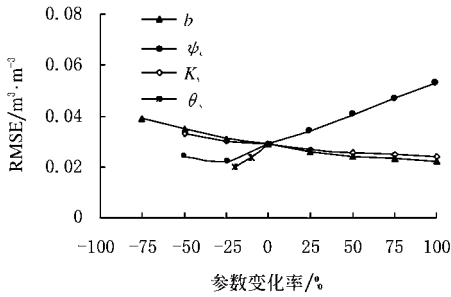
表1 初始和校正后的土壤水力参数

Table 1 Initial and calibrated values of the soil hydraulic parameters

	$H/m^3 \cdot m^{-3}$	γ_e/m	b	$K_s/m \cdot h^{-1}$
初始参数	0.45	-0.521	2.616	0.016
校正参数	0.43	-0.591	2.287	0.019

分别使初始参数 H 、 b 、 γ_e 和 K_s 的值增加或降低来检验其对土壤水分模拟的敏感性(图2)。对1964年153~326 d不同初始参数变率下土壤水分的模拟结果表明, H 和 b 对土壤水分模拟最为敏感, γ_e 和 K_s 的敏感性相对较弱。由式(6)可知,对于一定含水率下的非饱和导水率,当 b 或 H 增大,都会导致 $K(H)$ 显著减小,故适

当减小初始值 b 与 H , 才能使模拟更准确。 θ_e 和 K_s 的变化对土壤水分的模拟结果影响大致相同。而 Flerchinger 和 Hardegree 的研究表明, θ_e 的变化对土壤水势的模拟结果影响要比 K_s 大的多^[13]。



注: b —与土壤孔隙分布有关的参数; θ_e —进气势; H —饱和含水率; K_s —饱和导水率

图2 土壤水力参数的变化对0~2 m 土层土壤含水率模拟值与测定值间 RMSE 的影响

Fig.2 Effects of soil hydraulic parameters on the RMSE between simulated and measured soil water-content for the 0~2 m soil depth

参数校正后(表 1), 土壤水分实测值与模拟值间的 RMSE 从 $0.038 \text{ m}^3/\text{m}^3$ 减小至 $0.020 \text{ m}^3/\text{m}^3$, MBE 也从 $0.033 \text{ m}^3/\text{m}^3$ 降到 $0.011 \text{ m}^3/\text{m}^3$ (图 3)。

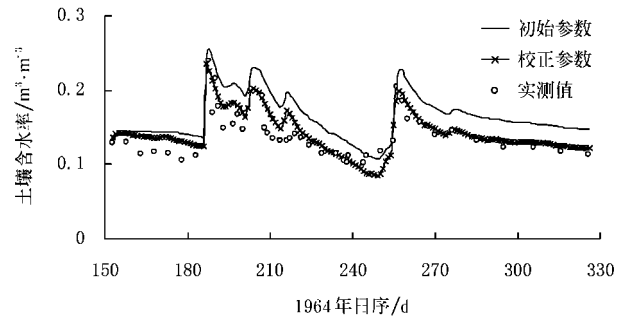


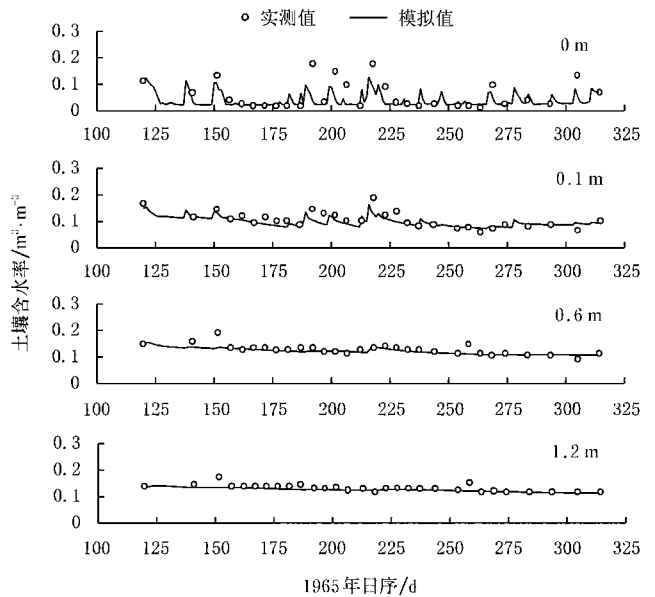
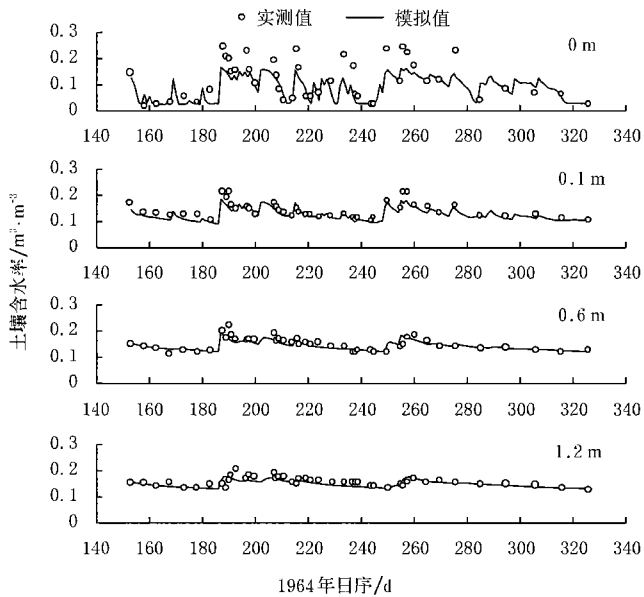
图3 40 cm 土层实测值以及用初始参数和校正参数模拟的土壤含水率

Fig.3 Measured 40 cm soil moisture content and simulation results using the initial parameters and calibrated parameters

3 结果与分析

3.1 土壤水分的模拟

SHAW 模型对 1964、1965 和 2006 年不同时段不同深度土壤含水率模拟值与实测值的比较见图 4(1966 和 1967 年未列出)。从图 4 可以看出, 3 年模拟期表层土壤水分模拟结果偏差较大, 总体上被过低估计; 1964 和 1965 年 0.1、0.6 和 1.2 m 深度模拟值与实测值吻合的很好, 2006 年坡地和梯田 0.1m 土层土壤水分明显估计偏高, 可能与中子水分仪测定的浅层(0~0.2 m) 土壤水分偏低有关。



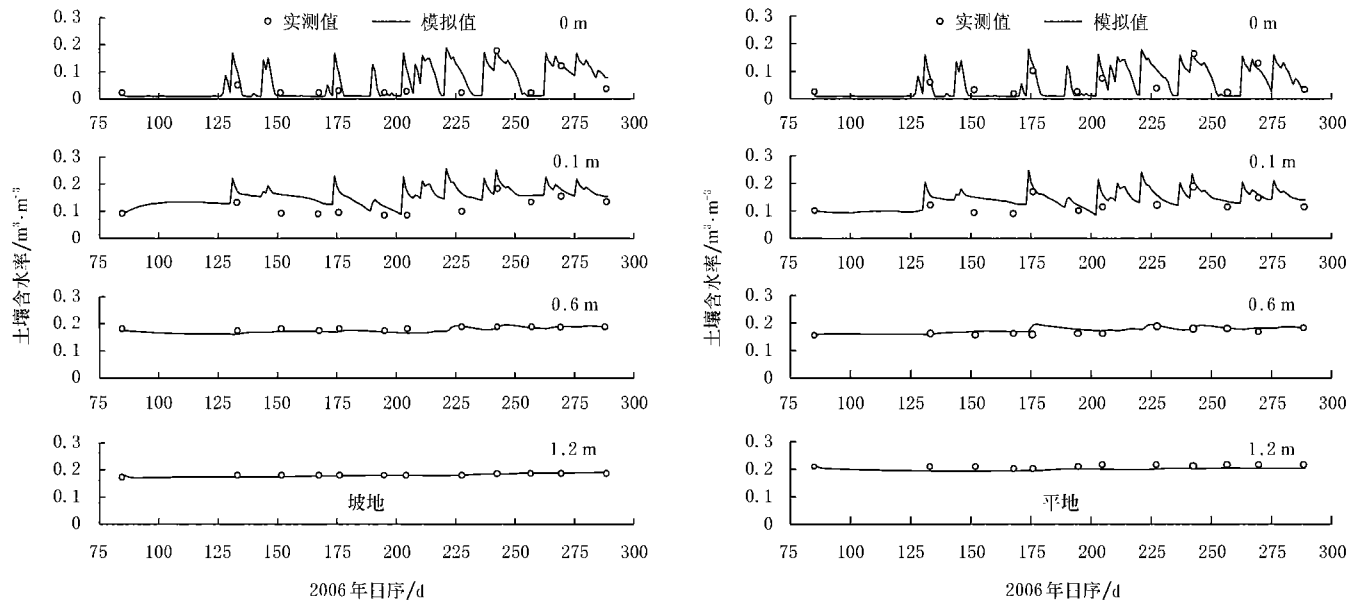


图4 1964、1965和2006年不同时段0、0.1、0.6和1.2 m土壤水分模拟值和实测值的比较

Fig. 4 Simulated and measured daily soil moisture contents at the 0, 0.1, 0.6 and 1.2 m soil depths for 1964, 1965 and 2006

1964~1967年,表层土壤水分模拟的均方根差(RMSE)为 $0.015\sim 0.052\text{ m}^3/\text{m}^3$,平均误差(MBE)为 $0.004\sim 0.028\text{ m}^3/\text{m}^3$,相对平均绝对误差(RMAE)在31.5%~66.8%。0.1 m土层水分的RMSE为 $0.016\sim 0.025\text{ m}^3/\text{m}^3$,MBE为 $0.003\sim 0.011\text{ m}^3/\text{m}^3$,RMAE在9.7%~18.3%之间。0.6 m土层水分的RMSE为 $0.011\sim 0.016\text{ m}^3/\text{m}^3$,MBE为 $0.001\sim 0.003\text{ m}^3/\text{m}^3$,RMAE在6.7%~11.7%之间。1.2 m土层水分的RMSE为 $0.007\sim 0.015\text{ m}^3/\text{m}^3$,MBE为 $0.002\sim 0.003\text{ m}^3/\text{m}^3$,RMAE在5.1%~10.1%之间。2006年坡地这4个土层的RMSE为 $0.006\sim 0.056\text{ m}^3/\text{m}^3$,MBE为 $0.004\sim 0.050\text{ m}^3/\text{m}^3$,RMAE在2.7%~71.2%。梯田相应土层的RMSE为 $0.003\sim 0.037\text{ m}^3/\text{m}^3$,MBE为 $0.009\sim 0.025\text{ m}^3/\text{m}^3$,RMAE在7.3%~49.3%。大体上随土壤深度的增加模拟效果越好。

对1964~1967年0~2 m剖面 and 2006年0~2.8 m剖面模拟期土壤水分模拟结果整体平均统计分析表明(表2),模拟的均方根差(RMSE)为 $0.019\sim 0.029\text{ m}^3/\text{m}^3$,平均误差(MBE)为 $0.005\sim 0.009\text{ m}^3/\text{m}^3$,相对平均绝对误差(RMAE)为5.2%~11.4%。由此可见,无论在丰水年、平水年和干旱年,该模型对黄土高原半干旱区农田土壤水分总体模拟效果较好。

3.2 土壤蒸发的模拟

1964~1967年不同时段实测累积土壤蒸发总量为

292、166.5、275.4和284.8 mm,分别占同期有效降水量的63.3%、90.9%、62.5%和63.7%,土壤水分的无效损耗比例较大。SHAW模型对1964~1967年不同时段土壤累积蒸发量模拟值和实测值的比较见图5。从图5可以看出,1964年153~190 d土壤蒸发量被过高估计,191~325 d的土壤蒸发量估计偏低;1965年240 d以前土壤蒸发被过高估计,其后则被过低估计了;1966年模拟的土壤蒸发量比实测值略微偏低,1967年模拟期土壤蒸发被稍过高估计。4年模拟期累积土壤蒸发总量分别为286、156.4、273.3和288.8 mm,模拟值对实测值的平均相对偏差为2.1%、6.1%、0.8%和1.4%,模型总体估计精度较高。

表2 1964~1967,2006年不同时段土壤水分模拟结果统计分析

Table 2 Statistical analysis of simulated soil moisture contents for 1964~1967 and 2006

年份	时段/d	样本数	RMSE / $\text{m}^3\ \bar{\sigma}\ \text{m}^{-3}$	MBE / $\text{m}^3\ \bar{\sigma}\ \text{m}^{-3}$	RMAE /%
1964	153~325	540	0.021	0.005	9.2
1965	120~315	348	0.020	0.007	9.6
1966	91~305	408	0.022	0.005	11.4
1967	91~274	84	0.029	0.009	11.3
2006	85~289 ^a	240	0.019	0.005	7.1
2006	85~289 ^b	240	0.019	0.006	5.2

注:a—平地,b—坡地。

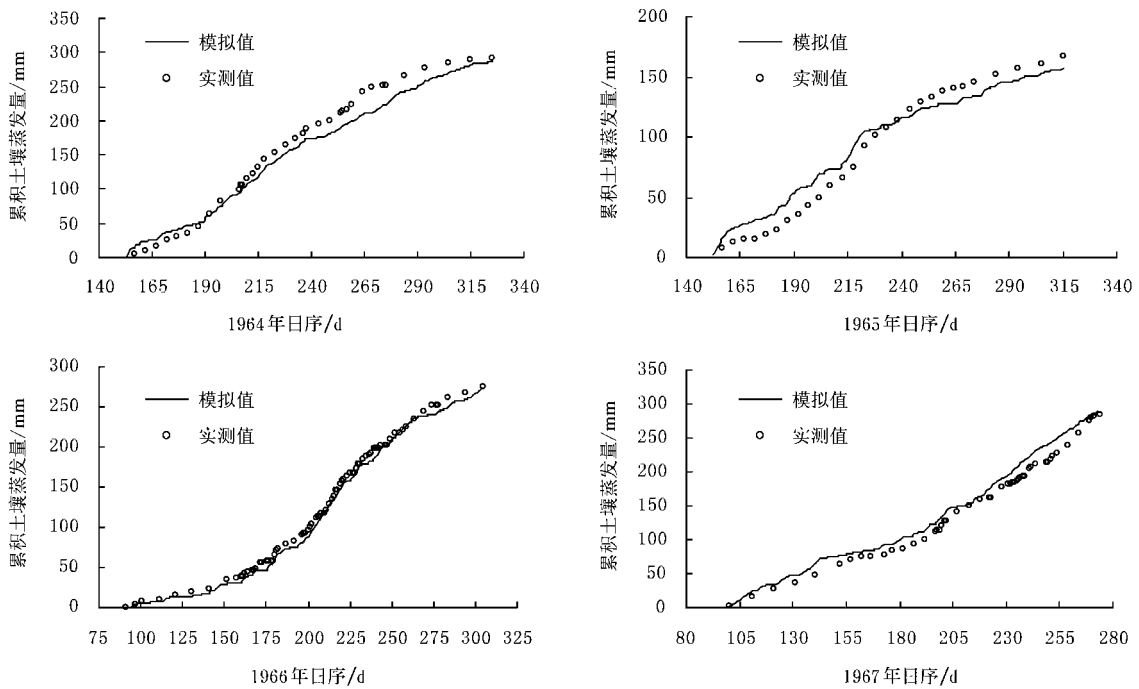


图5 1964~1967年不同时段土壤累积蒸发量模拟值和实测值的比较

Fig. 5 Comparison between simulated and measured cumulative soil evaporation for 1964~1967

4 结论

水热耦合 SHAW 模型对黄土高原半干旱区不同类型水文年土壤水分和土壤蒸发模拟表明, 表层土壤水分模拟与实测值偏差较大, 0.1、0.6 和 1.2 m 土层模拟值与实测值较为一致(2006年 0.1 m 土层估计偏大); 1964~1967 年和 2006 年模拟期整个剖面相对平均绝对误差 (RMAE) 为 5.2%~11.4%, 模型总体估计偏差较小。1964~1967 年整个模拟期累积土壤蒸发总量与实测值的平均相对偏差分别为 2.1%、6.1%、0.8% 和 1.4%, 土壤蒸发的模拟结果与实测结果较为吻合。土壤水力参数的敏感性分析表明, 饱和含水率和土壤孔隙分布指数对土壤水分模拟最为敏感, 土壤进气势和饱和导水率的敏感性较弱。由此可见, SHAW 模型可以准确地估计黄土高原半干旱区农田土壤水分和土壤蒸发的动态变化。

[参考文献]

- [1] 邵明安, 杨文治, 李玉山. 黄土区土壤水分有效性研究[J]. 水利学报, 1987, (8): 22- 25.
- [2] 杨文治, 邵明安. 黄土高原土壤水分研究[M]. 北京: 科学出版社, 2000.
- [3] 黄明斌, 党廷辉, 李玉山. 黄土区旱塬农田生产力提高对土壤水分循环的影响[J]. 农业工程学报, 2002, 18(6): 50- 54.
- [4] 李军, 邵明安, 张兴昌. 黄土高原旱塬地冬小麦水分生

潜力与土壤水分动态的模拟研究[J]. 自然资源学报, 2004, (6): 52- 55.

- [5] 张洪芬, 王劲松, 郭江勇. 西峰麦田土壤水分动态分布特征[J]. 干旱地区农业研究, 2006, 24(6): 151- 154.
- [6] 李开元, 李玉山. 黄土高原旱地土壤水分的利用和管理[J]. 陕西农业科学, 1991, (5): 45- 47.
- [7] 山仑, 陈国良. 黄土高原旱地农业的理论与实践[M]. 北京: 科学出版社, 1993.
- [8] 赵松岭. 集水农业引论[M]. 西安: 陕西科学技术出版社, 1996.
- [9] Flerchinger G N, Pierson F B. Modeling plant canopy effects on variability of soil temperature and water [J]. Agricultural and Forest Meteorology, 1991, 56: 227- 246.
- [10] Flerchinger G N, Hanson C L, Wight J R. Modeling evapotranspiration and surface energy budgets across a watershed [J]. Water Resource Research, 1996, 32(8): 2539- 2548.
- [11] Flerchinger G N, Pierson F B. Modeling plant canopy effects on variability of soil temperature and water: Model calibration and validation [J]. Journal of Arid Environments, 1997, 35: 641- 653.
- [12] Flerchinger G N, Kustas W P, Wertz M A. Simulating surface energy and radiometric surface temperatures for two arid vegetation communities using the SHAW model [J]. Journal of Applied Meteorology, 1998, 37(5): 449- 460.
- [13] Flerchinger G N, Harddegree S P. Modelling near-surface

soil temperature and moisture for germination response predictions of post-wildfire seedbeds[J]. *Journal of Arid Environments*, 2004, 59: 369- 385.

- [14] 肖 薇, 郑有飞, 于 强. 基于SHAW模型对农田小气候要素的模拟[J]. *生态学报*, 2005, 25(7): 1626- 1634.
- [15] Huang Mingbin, Jacques Gallichand. Use of the SHAW model to assess soil water recovery after apple trees in the gully region of the Loess Plateau, China[J]. *Agricultural Water Management*, 2006, 85: 67- 76.
- [16] 康绍忠, 邵明安. 作物蒸发蒸腾量的计算方法研究[J]. 中

国科学院水利部西北水土保持研究所集刊, 1991, 13: 66- 74.

- [17] Huang Mingbin, Jacques Gallichand, Dong Cuiyun, et al. Use of soil moisture data and curve number method for estimating runoff in the Loess Plateau of China [J]. *Hydrological Processes*, 2006, 20, 579- 589.
- [18] 林汝法, 柴 岩, 廖 琴, 等. 中国小杂粮[M]. 北京: 中国农业科学技术出版社, 2002: 69- 97.
- [19] 山西省农科院主编. 中国谷子栽培学[M]. 北京: 农业出版社, 1987: 46- 52.

Simulation of soil moisture dynamics in croplands using SHAW model in the semi-arid region of the Loess Plateau

Cheng Xiangrong^{1,2}, Huang Mingbin^{1*}, Shao Ming'an¹

- (1. Institute of Soil and Water Conservation, Ministry of Water Resources, Chinese Academy of Sciences, Northwest Agriculture and Forestry University, State Key Laboratory of Soil Erosion and Dryland Farming of the Loess Plateau, Yangling 712100, China;
2. Graduate School of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100039, China)

Abstract: In the semiarid region of the Loess Plateau, soil evaporation strongly depletes soil water. It is crucial for soil water management in dryland farming to know the dynamics of soil moisture and soil evaporation. In this study, the Simultaneous Heat and Water (SHAW) model, a one-dimensional canopy-residue-soil system with physical processes, was applied to simulate dynamics of soil moisture and soil evaporation in Chabagou basin of Zizhou County and Liudaogou basin of Shenmu County, Shaanxi province. The differences between simulated and measured values for surface soil moisture were larger than deep soil during 1964~1967 and 2006. For soil moisture simulation, the RMAE(Relatively mean absolutely error) was ranged from 5.2% to 11.4% during the same period. Average relative error between measured and simulated soil evaporation for approximately 200 days in 1964~1967 was ranged from 0.8% to 6.1%. The above results showed that SHAW model could accurately estimate the dynamics of soil moisture in cropland in semiarid region of the Loess Plateau.

Key words: Loess Plateau; soil moisture; soil evaporation; SHAW model