

渍水麦田土壤水分动态模型研究*

胡继超 曹卫星 罗卫红

(农业部作物生长调控重点开放实验室,南京农业大学,南京 210095)

摘 要

根据土壤水分平衡原理,建立了一个反映土壤渍水、可与小麦生长模型耦合的土壤水分动态模型,尤其考虑了因地下水位较浅而引起的毛管上升水量和土壤导水率的变化对土壤含水量的影响。采用盆栽小麦水分试验资料验证了日蒸散量的模拟值,利用湖北荆州农业气象试验站和江苏金坛农业气象试验站的土壤水分历史资料对建立的模型进行了综合测试和验证,结果表明:蒸散量、地下水位和 0~50 cm 土壤含水量的模拟值与实测值具有较好的一致性,模型能可靠地预测多雨和渍水地区麦田土壤水分的变化动态。

关键词:渍水 土壤水分 模拟模型 小麦

引 言

渍水是多雨地区小麦生长的逆境之一。全球很多国家和地区如加拿大、英国、澳大利亚西南地区、美国密西西比下游地区等都有小麦遭受渍水的报道,在日本和东南亚麦类作物渍害相当严重。在我国南方冬麦区,特别是长江中下游稻麦两熟耕作区,由于地下水位过高或土壤排水不良,渍害经常发生。

虽然土壤水分动态模拟的研究已有许多^[1~8],但大部分作物生长模型中都采用土壤水分平衡法预测土壤水分变化,由于忽略毛管上升水量和对土壤水分运移的考虑过于简单,模型不能准确模拟出土壤渍水状况,如 CERES 系列模型、VSMB 模型。而能反映土壤渍水的模型(如 SWATRE、DRAINMOD 等^[9,10]),多用于土壤溶质的迁移、农业水分管理,因没有考虑土壤渍水与作物生长的强烈相互影响,不能直接和作物生长模型耦合。在现有的作物模型中,MACROS 模型^[11]的土壤水分运动子模块(SAWAH)能模拟土壤渍水状况,吕军^[4]对其在浙江省多雨地区进行了模拟应用。国内外有关渍水麦田土壤水分动态模型的研究仍较鲜见。本研究的目的是建立一个反映土壤渍水状态的、能与小麦生长模型耦合的麦田土壤水分动态模型,应用于作物生长模型,为渍害评估和渍水麦田的水分管理提供定量依据。

1 模型的描述

模型建立的基本思路借鉴了前人的工作,主要参考了已有作物模型的一般性水分平

* 本文受国家自然科学基金(30030090)项目资助。

2002-07-11 收到,2003-01-20 收到修改稿。

衡模块,包括 CERES- Wheat、MACROS、ORYZA2000 模型等^[8,11,12],对这些模型的有关部分进行了吸收和改进。为模拟土壤渍水状况,重点考虑了:(1)地下水水位较浅而引起的毛管上升水;(2)土壤导水率的变化。

1.1 土壤水分动态模型基本方程

模型为土壤水分平衡分层一维串型模型,土壤剖面各层水分动态由如下方程组描述:

$$\begin{cases} D_1 \frac{dW_1}{dt} = P - I_1 - R - E_a - Q_{1,2} - S_1 \\ D_i \frac{dW_i}{dt} = I_{i-1} - I_i + Q_{i-1,i} - Q_{i,i+1} - S_i \\ D_N \frac{dW_N}{dt} = I_{N-1} - I_N + Q_{N-1,N} - Q_N - S_N \end{cases}$$

式中: i 代表第 i 层土层, N 为土层总数; W_1 、 W_i 、 W_N 分别为第1层、第 i 层和第 N 层土壤的容积含水量(cm^3/cm^3), D_1 和 D_i 分别为第1层和第 i 层的土层厚度,模型模拟地下水位以上的土壤含水量的变化。 P 为日降水量或灌溉量, E_a 为土壤表层日蒸发量, I_i 为第 i 层向第 $i+1$ 层降水或灌溉的入渗量, R 有降水发生时的地表径流量, S_i 为第 i 层根系吸水速率, t 为时间(d)。 $Q_{i-1,i}$ 为层间单位时间内水流量。

1.1.1 降水或灌溉的入渗

当上一层土壤水分含量大于田间持水量时,多余的水量逐层向下入渗^[5,8]。据此,当有降水或灌溉时,引起土层土壤水分含量改变的入渗量为:

$$I_i = \begin{cases} Dr_{i \rightarrow i+1} & W_i > W_F \\ 0 & W_i \leq W_F \end{cases}$$

$$Dr_{i \rightarrow i+1} = \min(K_{W_i}, I_{i-1} - (W_F - W'_i) D_i)$$

W'_i 为入渗前第 i 层的土壤含水量, W_F 为田间持水量。土壤导水不良,则有 $(I_{i-1} - (W_F - W'_i) D_i - K_{W_i})$ 的水量滞留在 $\leq i$ 层次的土壤中,造成土壤渍水,过多的水量逐层向上分配直到土壤完全饱和,并可能形成地面积水。若导水良好,则土壤水分可很快下渗,直到排出土壤底层,形成水分深层渗漏,引起地下水水位上升。

1.1.2 层间水分运移

当土壤水分含量小于田间持水量时,土壤不同层次间因局部水势梯度的存在,水分会向低水势土层运移。层间水分运移量由土壤的导水率和水势梯度决定。为减少厚土层的使用所带来的土壤含水量计算的不准确性,应用基质通量势^[11]计算相邻两土层间水流量 $Q_{i-1,i}$:

$$Q_{i-1,i} = \left(\frac{1}{h_i - h_{i-1}} - \frac{1}{0.5(D_i + D_{i-1})} \right) \int_{h_{i-1}}^{h_i} K(h) dh$$

类似地,用基质通量势的概念,可得到最底层通量 Q_N 为:

$$Q_N = \left(\frac{1}{h_N - h_B} - \frac{1}{0.5 D_N} \right) \int_{h_N}^{h_B} K(h) dh$$

当 Q_N 小于0时,表示毛管上升水通量,大于0时表示底层渗漏排水通量。 h_B 为第 N 层土层中心与地下水水位距离, h_N 为第 N 层土层的土壤吸力, D_N 为第 N 层土层厚度。

1.1.3 地下水位的计算

第 t 天地下水位的变化量为 $\Delta Z = 2(I_N + Q_N)/(W_S - W_N)$, 地下水深度 $Z_t = Z_{t-1} + \Delta Z$ 。

1.1.4 土壤水分特征值的估计

模型运行需要的土壤水分特征值或关系主要包括土壤饱和导水率 K_S 、土壤非饱和导水率函数、饱和含水量 W_S 、土壤水分特征曲线的参数等。一般不易得到, 为使模型更加实用, 可根据相对易于获得的土壤持水数据间接估算^[13-15], 即可通过土壤容重 B 、土壤质地(砂粒含量 $S\%$ 和粘粒含量 $C\%$, 按国际制土壤质地分类标准) 等来估计这些特征值。本模型中估计算法如下:

$$\begin{aligned} W_S &= 1.0 - B/2.65 \\ K_S &= 75.0((W_S - W_F)/W_F)^2 \\ K(h) &= K_{SAT}(h/h_e)^{-2+3/\beta} \\ h &= h_e(W/W_S)^\beta \\ h_e &= 1020(-0.108 + 0.341 W_S) \\ \beta &= -3.3816 - 8.8694 C \end{aligned}$$

上述所列式子中, $K(h)$ 为非饱和导水率, h 为基质吸力 (cm), h_e 为进气吸力 (cm)。

基本方程计算需要输入的基础数据有: 土壤资料(每层初始土壤含水量、土壤水分物理参数、地下水位), 气象资料(逐日最高气温、最低气温、降水量、日照时数), 作物资料(叶面积、根深、每层根长密度, 由作物生长模型输出得到)。

1.2 地表径流的算法

地表径流的多少与降水强度、土壤湿度、坡度、土壤性质等有关, 而降水强度资料极少, 因此要精确地模拟地表径流目前是较困难的。本模型采用 CERES-Wheat 中的 SCS 算法^[8]。

1.3 农田蒸散的算法

1.3.1 潜在作物蒸散量 ET_c 的计算: 用下式计算 ET_c ^[7]

$$ET_c = \begin{cases} ET_p & L \leq 1.5 \\ \frac{(K_c - 1)L + (5 - 1.5K_c)}{3.5} ET_p & 1.5 < L < 5 \\ K_c \cdot ET_p & L \geq 5 \end{cases}$$

式中 K_c 为最大作物系数, 通过比较作物在不同生育时期的作物系数, 求最大值得到。不同时期的作物系数与叶面积指数 L 有函数关系^[16]。

考虑气象资料的可用性, 潜在蒸散 ET_p 用 Priestley-Taylor 模型来计算, 算法^[8]如下:

$$ET_p = K_t R_s (0.00488 - 0.00437 T) (T + 29)$$

式中 R_s 为太阳总辐射量 ($\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$); K_t 为温度系数, 由下式给出:

$$K_t = \begin{cases} 0.01 \exp[0.18(T_M + 20)] & T_M < 5 \text{ }^\circ\text{C} \\ 1.1 & 5 \text{ }^\circ\text{C} \leq T_M \leq 24 \text{ }^\circ\text{C} \\ 0.05(T_M - 24) + 1.1 & T_M > 24 \text{ }^\circ\text{C} \end{cases}$$

日平均气温 \bar{T} 为: $\bar{T} = 0.6 T_M + 0.4 T_m$, T_M 、 T_m 分别为日最高气温和日最低气温。田间反射率计算式为:

$$r = \begin{cases} y_b & \text{出苗前} \\ 0.23 - (0.23 - y_b) \exp(-0.75 L) & \text{出苗 - 拔节} \\ 0.23 + (L - 4)^2 / 160 & \text{拔节 - 成熟} \end{cases}$$

式中 y_b 为农田裸土反射率,取值见参考文献[17]。

1.3.2 潜在土壤蒸发和潜在作物蒸腾的计算

潜在土壤蒸发 E_p 计算: $E_p = ET_p \exp(-\delta L)$, 潜在作物蒸腾 T_p 的计算: $T_p = ET_c - E_p$ 。 δ 为作物群体消光系数,变化于 0.45 ~ 0.65 之间^[7],根据文献[1],对冬小麦取值 0.5。

1.3.3 实际土壤蒸发 E_a 的计算

$$E_a = \begin{cases} E_p & W > W_F \\ E_p \frac{(W - 1/3 W_p)}{(W_F - 1/3 W_p)} & 1/3 W_p < W \leq W_F \\ 0 & W \leq 1/3 W_p \end{cases}$$

W_p 为萎蔫含水量, $1/3 W_p$ 为蒸发完全停止时的土壤含水量^[18]。

1.4 根系吸水量的算法

根系吸水速率 S_i 表示单位时间内根系从单位体积土壤中吸收的水量,算法如下:

$$S_i = F_i T_p \Gamma_i / \sum_{i=1}^N \Gamma_i$$

式中: T_p 为潜在作物蒸腾, Γ_i 为第 i 层土层的根长密度, F_i 为第 i 层土层的土壤水分蒸腾影响因子(取值在 0 ~ 1 之间,算法另文讨论)。如不计作物本身贮水,作物实际蒸腾量也就是根系实际吸水量,故实际蒸腾 T_a 为: $T_a = \sum_{i=1}^N S_i$ 。

2 资料来源及方法

验证蒸散量的资料来源于冬小麦盆栽渍水试验。试验于 2000 ~ 2001 年在南京农业大学网室内进行,试验用钵高 20 cm、直径 23.5 cm。取耕作层表土风干、过筛,每钵装土 7.650 kg,用水沉实待用。小麦品种选用江苏省主栽品种扬麦 10 号,于 11 月 18 日播种,三叶期间苗,留壮苗 5 株。盆钵土壤进行渍水(每天 17:30(北京时)加水到 11.000 kg,约 2 cm 水层)和对照(每天 17:30 加水到 8.900 kg,约为田间持水量的 77%)两种水分处理,设 4 次重复,处理时期为分蘖期(2001 年 1 月 12 日 ~ 1 月 20 日)、起身期(2001 年 2 月 10 日 ~ 2 月 20 日)、拔节期(2001 年 3 月 2 日 ~ 3 月 11 日)。处理期间,用感量为 5 g 电子秤每天 17:30 称量蒸散失水,换算成日蒸散量。试验所得数据列于表 1。分蘖期、返青期和拔节期测得叶面积指数平均值分别为 0.98、2.94、5.11。对应时段的气象资料(日照时数、日最高温度、日最低温度等)来源于邻近的江苏省农业科学院气象站的观测。

选取湖北省荆州地区农业气象试验站 1988 ~ 1990 年和江苏省金坛农业气象试验站

1990 ~ 1992 年冬小麦生长季的观测资料从播种开始运行模型, 进行逐日模拟。气象资料包括逐日日照时数、日最高气温、日最低气温、日降水量等, 其他资料包括两地冬小麦生长期间的逐旬土壤湿度、地下水位、对应的作物资料及当地土壤物理特征值等(表 2)。

表 1 小麦盆栽试验不同水分处理的日蒸散量

日期(日/月)	13/1	14/1	15/1	16/1	17/1	18/1	19/1	20/1		
渍水 ET(mm)	1.5	1.6	1.5	1.4	1.7	0.8	1.2	0.7		
对照 ET(mm)	1.3	1.3	1.2	1.4	1.8	0.9	0.7	0.8		
日期(日/月)	11/2	12/2	13/2	14/2	15/2	16/2	17/2	18/2	19/2	20/2
渍水 ET(mm)	1.7	1.0	1.1	2.4	2.5	3.2	2.0	2.7	3.4	0.9
对照 ET(mm)	1.6	0.9	1.2	2.7	2.9	3.6	2.3	3.1	4.1	1.0
日期(日/月)	2/3	3/3	4/3	5/3	6/3	7/3	8/3	9/3	10/3	11/3
渍水 ET(mm)	3.7	4.1	4.9	2.6	3.3	4.4	3.6	3.8	4.2	2.8
对照 ET(mm)	3.3	3.9	4.8	2.7	3.3	4.1	3.3	3.7	4.3	2.4

表 2 荆州和金坛两站土壤水分物理特征值

地点	土层厚度 (cm)	容重 (g/cm ³)	粘粒含量(%) (< 0.002 mm)	田间持水量 (%)	萎蔫含水量 (%)
荆州	0 ~ 10	1.38	47.8	27.2	8.1
	10 ~ 20	1.42	43.7	26.8	7.0
	20 ~ 30	1.48	38.5	25.2	6.2
	30 ~ 40	1.48	63.2	26.3	6.4
	40 ~ 50	1.5	63.2	26.0	6.4
金坛	0 ~ 10	1.25	29.2	35.9	9.6
	10 ~ 20	1.41	30.0	29.7	8.6
	20 ~ 30	1.44	30.8	26.3	6.8
	30 ~ 40	1.45	30.8	26.6	6.9
	40 ~ 50	1.44	30.8	26.6	6.9
	50 ~ 60	1.39	30.8	30.4	9.4

用均方根误差(Root Mean Square Error)对模拟值和实测值之间的一致性进行统计分析^[17]。均方根误差 = $\sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Y_i - X_i)^2}$, 式中 Y_i 为观测值, X_i 为模拟值, n 为样本容量。均方根误差越小, 表明模拟和实测值之间的一致性越好, 模拟效果越好。

3 结果及分析

3.1 麦田蒸散量的模拟

蒸散量作为土壤水分平衡方程的水分重要支出项, 其模拟结果的好坏将影响土壤水分变化。小麦盆栽试验资料(表 1)表明, 渍水和对照水分处理的蒸散量相差不大, 因此, 选用渍水处理的蒸散量作为实测值验证蒸散量的算法。计算中, K_c 取值 1.63^[19,20]。图 1 显示, 冬小麦日蒸散量的模拟值和实测值有很好的一致性, 均方根误差为 0.496, $R^2 = 0.862^{**}$, $n = 28$, 表明模型对蒸散量的模拟是可靠的。

3.2 地下水位的模拟

比较荆州和金坛冬小麦生长季地下水位模拟值和实测值,两者变化趋势一致(图2)。模拟值和实测值的相关分析表明,荆州 $r = 0.8898^{**}$, $n = 20$ (1988~1989年), $r = 0.9012^{**}$, $n = 22$ (1989~1990年);金坛 $r = 0.7566^{**}$, $n = 25$ (1990~1991年), $r = 0.8344^{**}$, $n = 23$ (1991~1992年)。相关关系均达到极显著,说明模拟值和实测值具有很好的吻合度。

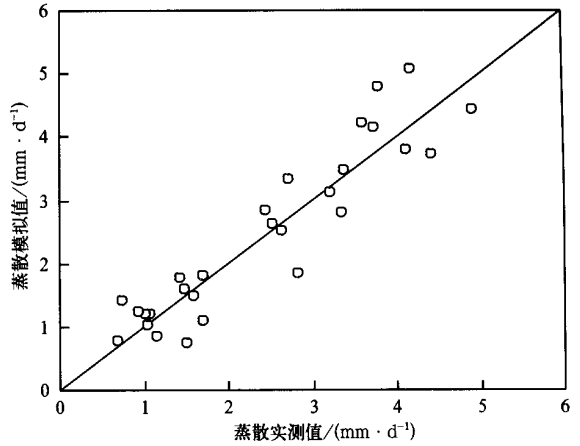


图1 冬小麦日蒸散量的模拟值与实测值比较

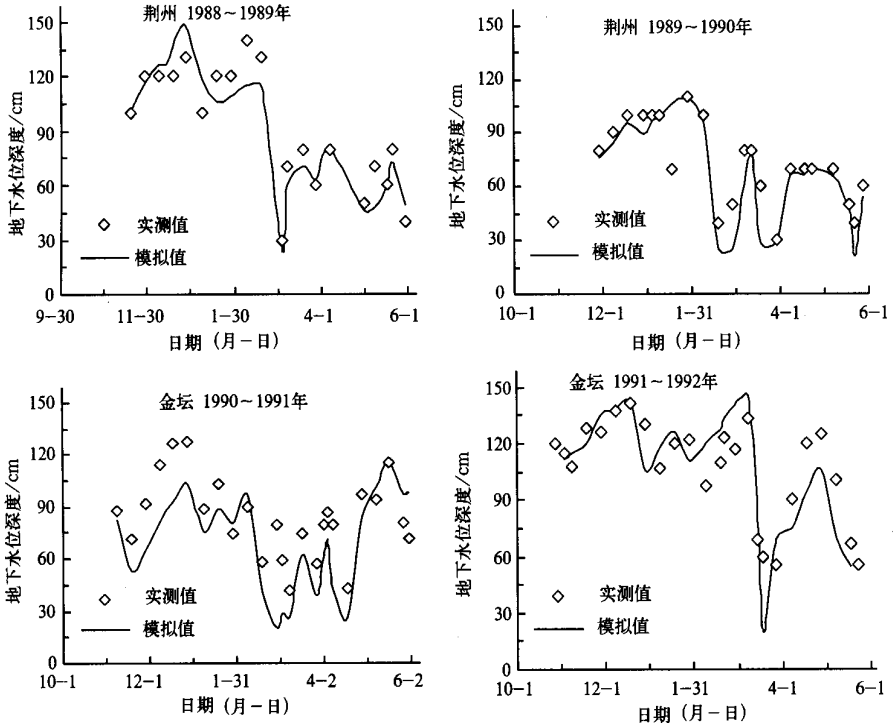


图2 冬小麦生长季地下水位模拟值和实测值变化比较

比较地下水位的上升和对应时段的日降水量分布(图3),可以看出,地下水位的上升发生在过程降水量超过 30 mm 的时段,两者有很好的对应关系。分析表 3,荆州点 1989、1990 年分别在 2 月中下旬、4 月下旬及 5 月降水偏多。金坛点 1991 年在 2 月中旬、3 月下旬、4 月中旬降水偏多,1992 年在 3 月中下旬降水偏多。冬小麦生长中后期降水量的异常偏多,地下水位升到 60 cm 以上,导致渍害。

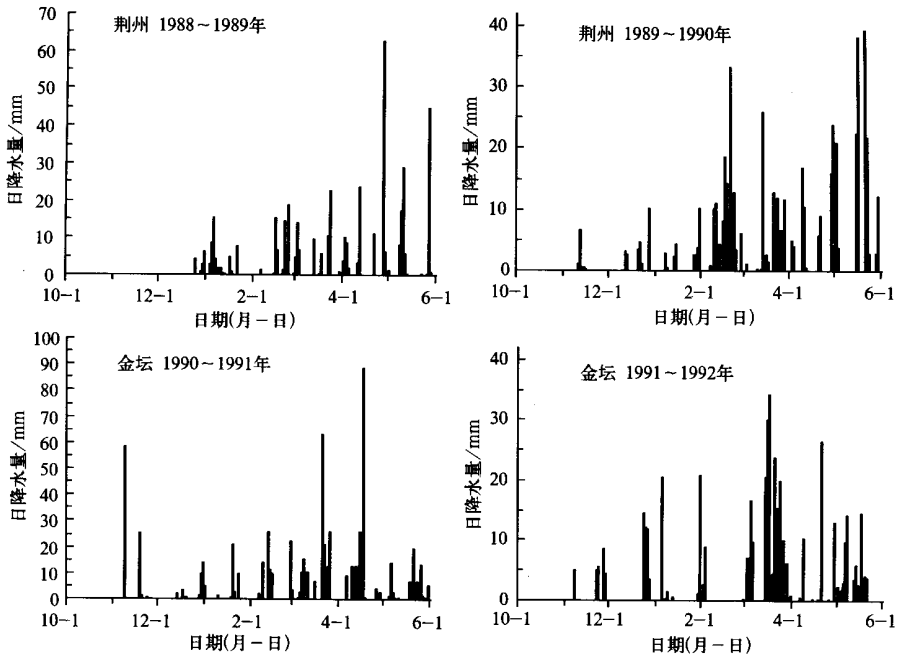


图3 冬小麦生长季日降水量的变化

表3 荆州和金坛两站冬小麦生长中后期逐旬降水量 (mm)

地点	年份	2月			3月			4月			5月			1~5月 累计值
		上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	
荆州	1989	1.5	35.0	41.6	25.3	20.8	38.9	27.9	36.8	82.1	56.4	6.9	47.1	474.7
	1990	22.4	78.7	33.6	1.5	37.0	53.3	36.5	6.4	65.2	28.6	60.7	79.3	532.6
	多年平均	11.6	17.8	13.4	18.6	25.1	30.0	27.7	39.7	42.6	45.1	48.5	47.5	392.6
金坛	1991	17.2	53.2	33.3	38.1	23.6	60.7	22.1	131.6	6.8	18.7	11.7	49.6	530.0
	1992	11.6	0.0	0.3	35	117.5	63.5	11.2	0.6	39.8	31.4	31.7	3.9	391.6
	多年平均	14.9	18.3	21.2	23.8	23.0	23.1	28.8	30.7	36.3	38.8	35.0	25.9	353.1

注: 两站逐旬降水量多年平均值统计时段为 1961~1990 年。

3.3 土壤含水量的模拟

土壤含水量在土壤表层 0~10 cm、10~20 cm 变化幅度较大, 而 30 cm 以下土层变化较平稳。限于篇幅, 仅给出了荆州 1989~1990 年、金坛 1991~1992 年土壤含水量模拟结果。图 4 表明, 两地 0~10 cm、10~20 cm、20~30 cm、30~40 cm、40~50 cm 土壤含水量的模拟值和实测值随时间的变化能很好地一致。

两地 0~50 cm 土层土壤含水量模拟值和实测值间的 1:1 关系见图 5。荆州 0~10 cm、10~20 cm、20~30 cm、30~40 cm、40~50 cm 的均方根误差分别为 2.240、1.732、1.656、1.055、0.561; 金坛 0~10 cm、10~20 cm、20~30 cm、30~40 cm、40~50 cm 的均方根误差分别为 3.464、2.654、1.998、1.710、1.792。金坛站土壤含水量的模拟效果稍差, 这可能与该地土壤水分物理特征值在田间分布的变异性和表层土壤含水量变幅较大有关。模拟结果总的来说还是令人满意的。

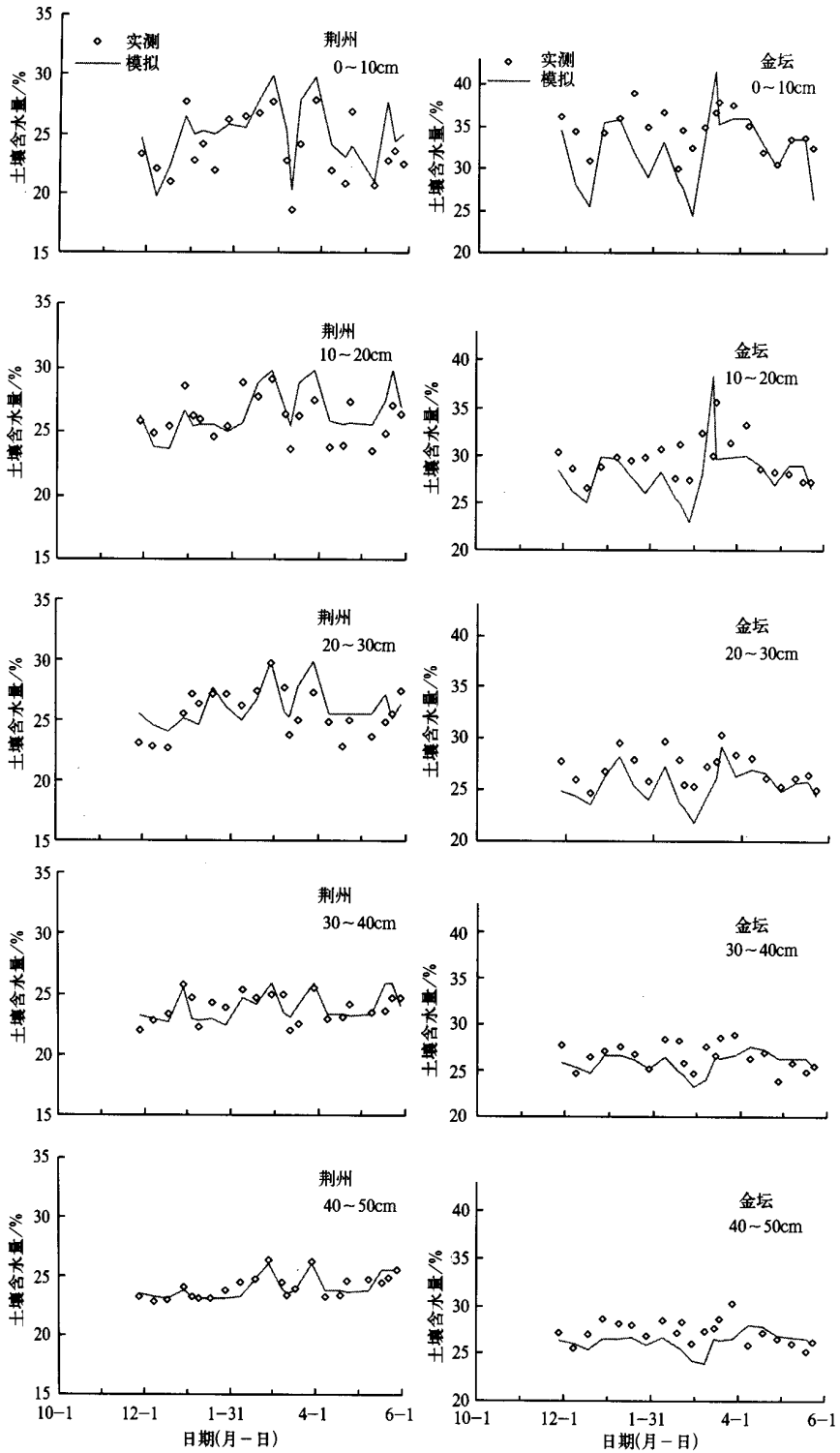


图 4 荆州和金坛不同土层土壤含水量的模拟值和实测值比较

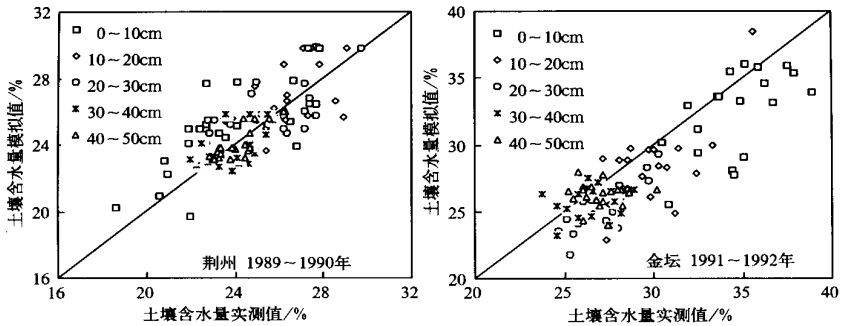


图5 冬小麦生长季土壤含水量模拟值和实测值 $1 \diamond 1$ 关系图

4 结 语

本文根据土壤水分收支平衡原理,建立了冬小麦生长季渍水土壤水分动态模拟模型;模型要求输入的土壤资料、气象资料相对较少。历史观测资料验证表明,模型能较好地模拟蒸散量、地下水位的变化及土壤水分的动态。

与 MACROS 模型^[1]的土壤水分运动子模块比较,本模型在土壤非饱和导水率函数、土壤水分特征曲线、蒸散的算法上进行了改进,为增强模型的灵活性加入了地下水位变化的模拟,这些改进是在避免模型过于复杂和考虑用户的资料是否可用的原则下进行的,目的在于使模型更加实用。

与基于 Richards 方程的土壤水分模型(如 SWATRE^[9])比较,本模型避免了复杂的积分和边界条件的确定,为与作物模型耦合提供了方便。

地下水位和土壤含水量的模拟值对土壤物理参数(如导水率、田间持水量)反应敏感。本文采用的非饱和率函数算法参数易得,简单实用,但精度还需进一步提高,在资料许可的条件下,可用 van Genuchten 模型^[21]替换。本文建立的土壤水分平衡模型尚未考虑田间侧向的水分运动,这有待于进一步完善。

参 考 文 献

- 1 赵艳霞,王馥棠. 土壤-作物-大气连续体水分循环与作物生产关系的模拟模式研究. 应用气象学报, 1997, 8(4): 428 ~ 436.
- 2 申双和,李胜利. 一种改进的土壤水分平衡模式. 气象, 1998, 24(6): 17 ~ 21.
- 3 王桂玲,高亮之. 冬小麦田间土壤水分平衡动态模拟模型的研究. 江苏农业学报, 1998, 14(1): 36 ~ 41.
- 4 吕军. 作物生长田间水分平衡的系统模拟. 水利学报, 1998, (1): 45 ~ 50.
- 5 王西平,姚树然. VS MB 多层次土壤水分平衡动态模型及其初步应用. 中国农业气象, 1998, 19(6): 27 ~ 31.
- 6 李保国,龚元石,左强,等著. 农田土壤水动态模型及应用. 北京:科学出版社, 2000. 40 ~ 46.
- 7 Brisson N, Seguin B, Bertuzzi P. Agrometeorological soil water balance for crop simulation models. *Agri and For Meteorol.*, 1992, 59: 267 ~ 287.
- 8 Ritchie J T, Otter S. Discription and performance of CERES-wheat: auser-oriented wheat yield model. *USDA-ARS*,

- 1985, **38**: 159 ~ 170 .
- 9 Belmans C, Wesseling J G, Feddes R A. Simulation model of the water balance of a cropped soil: SWATRE. *J Hydrology*, 1983, **63**: 271 ~ 286 .
- 10 Cox J W, McFarlane D J, Skaggs R W. Field evaluation of DRAINMOD for predicting waterlogging intensity and drain performance in south western Australia. *Australian J of Soil Research*, 1994, **32**(4): 653 ~ 671 .
- 11 彭宁德弗里斯著. 几种一年生作物的生态生理过程. 朱德峰, 程式华等译. 北京: 中国农业科技出版社, 1991. 161 ~ 200 .
- 12 Bouman B A M, Kropff M J, Tuong T P, et al. ORYZA2000: modeling lowland rice. IRRI. 2001. 115 ~ 147 .
- 13 Campbell G S. A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data. *Soil Sci.*, 1974, **117**: 311 ~ 314 .
- 14 Kern J S. Evaluation of soil water retention models based on basic physical properties. *Soil Sci Am J.*, 1995, **59**: 1134 ~ 1141 .
- 15 Ritchie J T, Gerakis A, Suleiman A. Simple model to estimate field-measured soil water limits. *Trans of the ASAE*, 1999, **42**(6): 1609 ~ 1614 .
- 16 康绍忠, 熊运章. 干旱缺水条件下麦田蒸散量计算方法的研究. *地理学报*, 1990, (4): 475 ~ 483 .
- 17 曹卫星, 罗卫红. 作物系统模拟及智能管理. 北京: 华文出版社, 2000 .
- 18 王石立. 冬小麦生长模式及其在干旱影响评估中的应用. *应用气象学报*, 1998, **9**(1): 15 ~ 22 .
- 19 聂杰. 苏南冬小麦水分动态分析与渍涝监测. *农田水利与小水电*, 1995, (12): 5 ~ 6 .
- 20 李远华. 节水灌溉理论与技术. 武汉: 武汉水利电力大学出版社, 1998. 52 ~ 53 .
- 21 van Genuchten M Th. A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci Soc Am J.*, 1980, **44**: 892 ~ 898 .

A SOIL-WATER BALANCE MODEL UNDER WATERLOGGING CONDITION IN WINTER WHEAT

Hu Jichao Cao Weixing Luo Weihong

(MOA Key Laboratory of Crop Growth Regulation, Nanjing Agricultural University, Nanjing 210095)

Abstract

Based on soil moisture budget method, a soil water balance model for waterlogged winter wheat field was developed, which can be coupled with crop growth model. In order to simulate the soil waterlogging status, the calculation of capillary rise from the water table and the functions of hydraulic conductivity characteristics were incorporated. The simulated values of daily evapotranspiration were verified by the dataset from the pot experiments. The model was validated for water table and soil water contents for 0 ~ 10 cm, 10 ~ 20 cm, 20 ~ 30 cm, 30 ~ 40 cm and 40 ~ 50 cm soil layers using the observed data in Jingzhou and Jintan sites. Statistical analysis shows a good agreement between the simulated and observed data.

Key words: Waterlogging Soil moisture Simulation model Winter wheat