

地下水浅埋条件下冬小麦和大豆土壤水分 动态预报模型研究*

毛 飞 张佳华

(中国气象科学研究院,北京 100081)

卢志光

(中国农业大学,北京 100094)

金之庆

(江苏农业科学研究院,南京 210014)

摘 要

用统计方法和水量平衡法推导出江淮地区潜水蒸发经验计算模型。利用农田水分平衡原理分别在江淮地区建立了引入潜水蒸发量和没有引入潜水蒸发量的冬小麦和大豆土壤水分动态预报模型,并对这两种模型在地下水浅埋条件下的预报准确度进行比较。1980年的比较结果是:当预报时效为10天时,两种作物7个时段的土壤水分平均绝对误差前者为8.2 mm,后者为20.1 mm,平均相对误差分别为2.8%和6.8%。引入潜水蒸发量后,冬小麦和大豆土壤水分动态预报模型的预报准确度明显提高。

关键词:地下水浅埋条件 冬小麦 大豆 土壤水分预报模型

引 言

农田土壤水分是作物生产所必需的基本要素之一。自然降水、人工灌溉和地下水补给,都首先要转化成土壤水才能被作物吸收利用。在土壤水分动态模拟和预报方面国内外已做了一些工作^[1-8],以前的土壤水分预报模型中多数没有考虑潜水蒸发。但对地下水埋深浅,雨水充沛的江淮流域,潜水蒸发对作物根层的土壤水分动态变化具有不可忽视的影响。确定潜水蒸发量的方法有器测法、水量平衡法和经验公式^[9,10]。器测法通常用蒸渗仪^[11];水量平衡法的各项分量的确定比较复杂,通常采用简化的水量平衡方程式,即 $E_g = \mu_w \Delta h_g$ (式中 E_g 为潜水蒸发量, μ_w 当水位下降时为给水度,当水位上升时为饱和差, Δh_g 为地下水位变化量),用这个方程式可以计算过去某个时段内的潜水蒸发量,要预报未来某个时段内的潜水蒸发量,首先要建立地下水位变化量预报模式;常用的经验公式有怀特公式和阿维扬诺夫公式,也有一些通过试验建立的修正公式^[12],这些公式中的参

* 国家“十五”科技攻关计划“农林重大病虫害和农业气象灾害的预警及控制技术”之“农业气象灾害预警技术研究”(2001BA509B13)资助。

2003-04-06 收到,2003-05-30 收到修改稿。

数一般都不是常规观测资料,通用性不强。本文利用农业气象试验站常规观测资料,用统计方法和水量平衡法推导出江淮地区潜水蒸发经验计算模型;利用农田水分平衡原理^[13]、引用 FAO(联合国粮农组织)的一些结果^[14],分别在江淮地区建立了引入潜水蒸发量和没有引入潜水蒸发量的冬小麦和大豆土壤水分动态预报模型,并对这两种模型在地下水浅埋条件下进行预报准确度比较。本模型的特点在于:(1)可与其它气候模式连接,利用气候模式输出的气象要素预报值,进行实时冬小麦和大豆土壤水分预报;(2)可逐日预报冬小麦和大豆全生育期内的土壤水分。

1 资料来源及其处理

研究中所用资料多数是常规观测资料,其中逐日降水量、蒸发量、平均气温、最高气温、最低气温、日照、水汽压和风速来自气象站地面观测资料;土壤湿度、作物发育期和地下水位资料来自已有的土壤湿度数据库;土壤水文常数来自农业气象站的农业气象报表。作物系数引用参考文献^[14],可能蒸散量的计算采用 FAO Penman-Monteith 公式^[15,16]。

2 江淮地区潜水蒸发计算模型

潜水蒸发,指蒸发的水源直接来自潜水。潜水蒸发量的大小,反映在地下水位下降的幅度上。当土壤含水量减少时,通过土壤的非饱和渗透作用,潜水补充土壤水分,因此,潜水蒸发是影响作物根层土壤水分动态变化的一个因素。潜水蒸发主要受地下水埋深、气象、植物和土壤等因素的影响。

为了简化计算手续,本文采用在无降水补给或日降水量小于 2 mm、无灌溉水下渗、无开采和无侧向水分输入情况下建立的简化的潜水蒸发量计算公式,即简化水量平衡方程^[17]:

$$E_g = \mu_w \Delta h_g \quad (1)$$

式(1)中 E_g 为潜水蒸发量, μ_w 为给水度(因为只考虑水位下降时段), Δh_g 为地下水消退深度。

地下水消退深度主要受气象条件和地下水埋藏条件的影响,前者可以用水面蒸发强度(E)代表,后者可用地下水位(h_g)代表。因此可以建立 $\frac{\Delta h_g}{E}$ 与 h_g 的线性相关关系^[9]:

$$\frac{\Delta h_g}{E} = a + b \times h_g \quad (2)$$

用最小二乘法可以求得当地的 a, b 值。由公式(2)得到地下水消退深度计算式:

$$\Delta h_g = E(a + b \times h_g) \quad (3)$$

把公式(3)代入公式(1)得到下式:

$$E_g = \mu_w E(a + b \times h_g) \quad (4)$$

公式(4)即是潜水蒸发量计算模型。根据宿县农业气象站 1961~1992 年常规逐日气象资料和逐旬地下水位资料,从中选出 68 个无降水补给或日降水量小于 2 mm、无灌溉水下

渗 无开采和地下水位呈消退趋势的时段作为样本,用最小二乘法求得当地的 a, b 值分别为 18.4710 和 -0.06418,相关系数为 -0.638。根据相关分析法,一个地区的给水度 (μ_w) 可用式(2)中的 a 值计算得到,即 $\mu_w = 1/a$ (此式的具体推导见参考文献[9,17]),因此得到宿县地区的给水度为 0.054,并建立潜水蒸发量计算模型:

$$E_g = \mu_w E (18.4710 - 0.06418 h_g) \quad (5)$$

用同样的方法求得阜阳(资料年代为 1980~1992 年)的 a, b 值分别为 13.5849 和 -0.05956,样本量 53,相关系数 -0.6659,给水度为 0.074,潜水蒸发量计算模型为:

$$E_g = \mu_w E (13.5849 - 0.05956 h_g) \quad (6)$$

式(5)和式(6)中符号的物理意义同上, h_g 的单位为 cm, E_g 和 E 为 mm, μ_w 为无量纲。

本文由于资料有限,只建立了宿县和阜阳两个站的潜水蒸发量计算模型。其它地区可以根据本文提供的思路和方法,用当地常规气象和地下水位观测资料建立自己的潜水蒸发量计算模型。

3 冬小麦和大豆土壤水分动态预报模型的构建和比较

影响农田土壤水分收支平衡的因素主要有降水、实际蒸散、灌溉、截留、径流、渗漏和潜水蒸发等。这些因素在自然界中或在人为干预下不断的进行着变化,因此农田土壤水分在时间和空间上始终处于动态变化之中。虽然这种变化是极其复杂的,但通过研究可以发现一些能为人们所掌握,并服务于农业生产的有规律性的变化机制。这也是本研究的目的。

3.1 土壤水分动态预报模型

为了简化土壤水分动态预报模型,认为作物截留量与其它土壤水分收支量比起来可以忽略不计。如果某一天的初始土壤湿度加上当天的降水量超过田间持水量,就把超过部分当作径流量或渗漏量去除,不参加下一步计算。

经过上述简化后,根据农田水分平衡原理建立江淮地区 0~100 cm 土层土壤水分动态预报模型如下:

$$\frac{dW}{dt} = -E_t(u, v, E_a, T, K_c, W_0) + E_g(E, h_g) + P + I \quad (7)$$

$$W_{(i)} = W_{(i-1)} - E_{t(i)} \Delta t + E_{g(i)} \Delta t + P_{(i)} \Delta t + I_{(i)} \Delta t \quad (8)$$

式(7)和式(8)中, W 为土壤含水量(mm), E_t 为日实际蒸散量(mm), E_g 为日潜水蒸发量(mm), P 为日降水量(mm), I 为日灌溉量(mm), i 为预报时段(n 天)中的某一天, Δt 为时间步长(这里取 $\Delta t = 1$ 天)。

如果忽略不计潜水蒸发量,土壤水分动态预报模型为:

$$W_{(i)} = W_{(i-1)} - E_{t(i)} \Delta t + P_{(i)} \Delta t + I_{(i)} \Delta t \quad (9)$$

式(9)中各符号的物理意义和量纲同式(8)。式(8)和式(9)分别是引入潜水蒸发量和没有引入潜水蒸发量的土壤水分动态预报模型。

3.2 可能蒸散子模型

可能蒸散量的计算采用 FAO Penmar Monteith 公式^[14,15]:

$$E_0 = \frac{0.408 \Delta (R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} U_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma (1 + 0.34 U_2)} \quad (10)$$

式中, E_0 :参考作物蒸散量 ($\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$), R_n :地表净辐射 ($\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$), G :土壤热通量 ($\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$,在逐日计算公式中, $G \approx 0$), T :2 m 高度处平均气温 ($^{\circ}\text{C}$), U_2 :2 m 高度处风速 ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), e_s :饱和水汽压 (kPa), e_a :实际水汽压 (kPa), Δ :饱和水汽压曲线斜率 ($\text{kPa} \cdot ^{\circ}\text{C}^{-1}$), γ :干湿表常数 ($\text{kPa} \cdot ^{\circ}\text{C}^{-1}$)。

3.3 实际蒸散子模型

实际蒸散量是本模型水分平衡公式中的主要支出项。计算分土壤充分供水和土壤供水不足两种情况:

$$E_{l(i)} = E_{0(i)} K_{c(i)} \quad \text{当 } W_{(i)} \geq W_{k(i)} \quad (i = 1, \dots, n) \quad (11)$$

$$E_{l(i)} = (W_{(i)} - W_{p(i)}) [1 - \exp(-\frac{E_{0(i)} K_{c(i)}}{W_{k(i)} - W_{p(i)}})] \quad \text{当 } W_{(i)} < W_{k(i)} \quad (12)$$

式(11)和式(12)中, W_k 为临界土壤湿度 (mm), K_c 为作物系数, W_p 为凋萎湿度 (mm),其它符号同上。作物系数和临界土壤含水量的确定方法见参考文献[14]。

3.4 潜水蒸发子模型

公式(4)是潜水蒸发量计算模型,用公式(4)计算得到的潜水蒸发量补充给地下水水面以上的整层土壤,而且还有一部分通过土壤表面进入大气层^[10],0~100 cm 土层接受到的只是潜水蒸发量的一部分。为了定量表示潜水蒸发量对0~100 cm 土层的补充量,本文假定20%的潜水蒸发量直接进入大气。另外,假定潜水蒸发量在地下水水面以上的整层土壤的分配是均匀的,由此建立0~100 cm 土层潜水蒸发模型:

$$E_g = 0.8 \times \frac{100}{h_g} \times \mu_w E (a + b \times h_g) \quad (13)$$

式(13)中 a 、 b 为待定参数,本文只给出了宿县和阜阳两个地区的 a 、 b 值,其它地区可用本文提供的方法求得,其它各符号的物理意义和量纲同式(5)。

3.5 2种模型准确度比较

用公式(8)和公式(9)分别建立宿县单站引入潜水蒸发量和没有引入潜水蒸发量的冬小麦和大豆土壤水分动态预报模型。为了检验2种模型的预测准确度,选了安徽省宿县地区1980年的土壤湿度资料作为实测值。在冬小麦主要生长季选了3个时段,大豆生长季选了4个时段,每个时段10天,即预报时效为10天,地下水位呈下降趋势,时段内逐日实际地下水位和0~100 cm 土壤湿度用时段初和时段末的实测值内插得到。引入潜水蒸发量预报模型输出的结果为预报值1,没有引入潜水蒸发量预报模型输出的结果为预报值2,对比结果见图1、图2和表1。

由表1可知,冬小麦和大豆土壤水分动态预报模型,在不同发育期,引入潜水蒸发项后预报的绝对误差和相对误差都要小于没有引入潜水蒸发项的预报模型。2种作物7个时段土壤水分的平均绝对误差预报值1为8.2 mm,预报值2为20.1 mm,平均相对误差分别为2.8%和6.8%。

表 1 宿县 2 种土壤水分预报模型准确度比较(预报时效:10 天)

作物	发育期	预报 1	预报 2	实测值	绝对误差 (mm)		相对误差 (%)	
					预报 1	预报 2	预报 1	预报 2
冬小麦	返青	333.6	329.6	340.6	7.0	11.0	2.1	3.2
	拔节	348.2	326.2	340.0	8.2	13.8	2.4	4.1
	开花	256.9	244.0	266.5	9.7	22.6	3.6	8.5
大豆	三叶	322.2	293.8	308.7	13.5	14.9	4.4	4.8
	旁枝形成	283.9	252.4	269.5	14.4	17.1	5.3	6.4
	开花	311.4	280.2	312.2	0.8	32.0	0.3	10.3
结荚	294.6	261.6	291.1	3.5	29.5	1.2	10.1	
平均					8.2	20.1	2.8	6.8

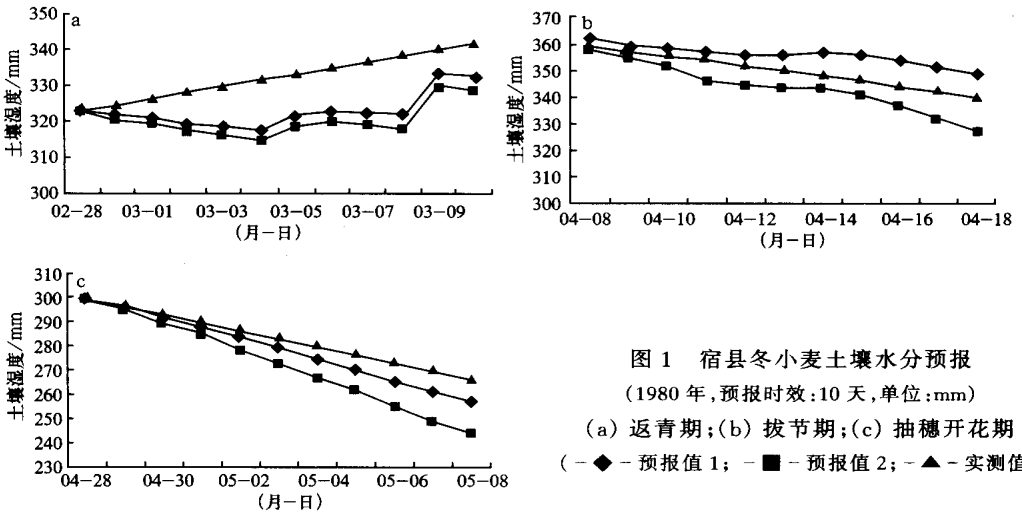


图 1 宿县冬小麦土壤水分预报

(1980 年, 预报时效:10 天, 单位:mm)

(a) 返青期; (b) 拔节期; (c) 抽穗开花期
(-◆- 预报值 1; -■- 预报值 2; -▲- 实测值)

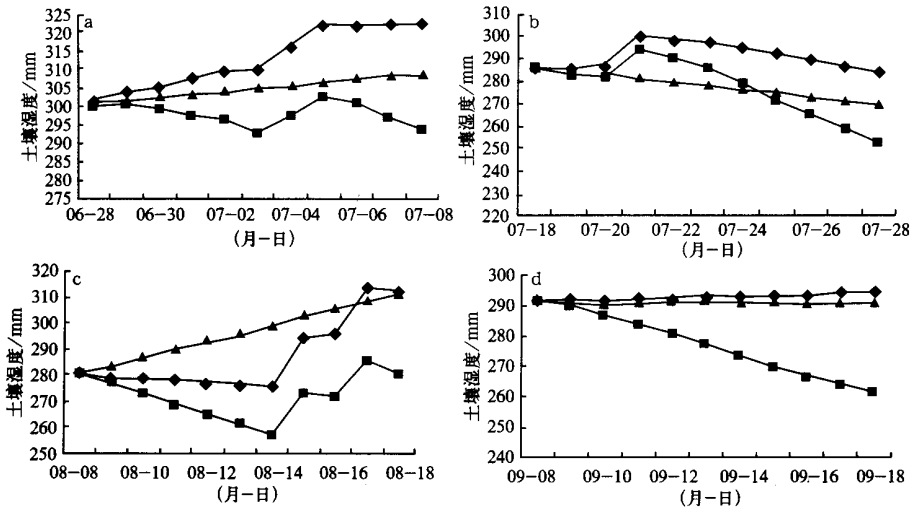


图 2 宿县大豆土壤水分预报(1980 年, 预报时效:10 天, 单位:mm)

(a) 三叶期; (b) 旁枝形成期; (c), (d) 结荚期

(-◆- 预报值 1; -■- 预报值 2; -▲- 实测值)

由图1可知,在冬小麦返青期,2种模式预报值都小于实测值,预报值1比预报值2更接近实测值。拔节期,预报值1大于实测值,预报值2小于实测值,但绝对误差预报值1小于预报值2。开花期与返青期类似,2种模式预报值都小于实测值,预报值1比预报值2更接近实测值。由图2可知,在大豆不同发育期,大多数是预报值1大于实测值,预报值2小于实测值,但绝对误差预报值1小于预报值2。由此可知,对地下水埋深浅的地区,如果土壤水分预报模型中不引入潜水蒸发项,预报值一般要小于实测值。模式中引入潜水蒸发项后,有时预报值小于实测值,有时预报值大于实测值,但绝对误差要小于没有引入潜水蒸发项的预报模型。

4 小结与讨论

(1) 用统计方法和水量平衡法推导出江淮地区潜水蒸发经验计算模型。模型中参数可用常规观测资料经统计分析后得到。本文给出了宿县和阜阳两个地区潜水蒸发经验计算模型中的 a 和 b 值,分别为18.4710和-0.06418,13.5849和-0.05956。

(2) 根据农田水分平衡原理分别建立了宿县单站引入潜水蒸发量和没有引入潜水蒸发量的冬小麦和大豆土壤水分动态预报模型。当潜水蒸发经验计算模型用于0~100 cm土壤水分动态预报模型时,本文对部分潜水蒸发进入大气以及所研究的土层厚度进行了定量化,在前人研究基础上进了一步。

(3) 对引入潜水蒸发量和没有引入潜水蒸发量的冬小麦和大豆土壤水分动态预报模型用历史资料回代进行预报准确度比较。结果是:对地下水埋深浅的地区,如果土壤水分预报模型中不引入潜水蒸发项,预报值一般要小于实测值。模式中引入潜水蒸发项后,有时预报值小于实测值,有时预报值大于实测值,但绝对误差要小于没有引入潜水蒸发项的预报模型。在冬小麦和大豆不同发育期,引入潜水蒸发项后预报的绝对误差和相对误差都要小于没有引入潜水蒸发项的预报模型。2种作物7个时段的平均绝对误差预报值1为8.2 mm,预报值2为20.1 mm,平均相对误差分别为2.8%和6.8%。

在把潜水蒸发量引入土壤水分动态预报模型过程中假定20%的潜水蒸发量直接进入大气,还假定潜水蒸发量在地下水水面以上的整层土壤的分配是均匀的,这些假定还没有经过试验验证,不一定合理,有待进一步研究。潜水蒸发经验计算模型需要输入地下水位变化量,当地下水位下降时,表明地下水通过潜水蒸发向上层土层输送水分,此时要考虑潜水蒸发补给量,当地下水位上升时,表明上层土层含水量达到过饱和,并向下层土壤和地下水层输送水分,此时的潜水蒸发可以忽略不计。因此,如果要考虑把冬小麦和大豆0~100 cm土层的土壤水分动态预报模型正式用于业务预报,需要建立相应的地下水位变化量预报模型。同时,还需要有逐日的气象因子预报值。气象因子预报值可以通过各种气候模式,当地的中长期天气预报或当地的多年平均得到。

由于地理、地质等方面的原因,有些农气站的地下水位资料与本区域的平均状况不一定相符。对这样的站用多年连续的包括大气、作物、土壤和地下水位等资料计算当地的给水度,建立潜水蒸发和农田土壤水分预报模型是可行的。当预报模型用于实际预报时,地下水位初始值的确定要考虑当地的平均状况。

在有降水的条件下,用水量平衡法建立计算潜水蒸发公式,虽然难度比较大,但可以作为今后工作的一个方面。

参 考 文 献

- 1 龚元石.冬小麦和夏玉米农田土壤分层水分平衡模型.北京农业大学学报,1995,21(1):61~67.
- 2 康绍忠.土壤水分动态的随机模拟研究.土壤学报,1990,27(1):17~24.
- 3 Aboitiz M, Labadie J W and Heermann D F. Stochastic soil moisture estimation and forecasting for irrigated fields. *Water Resources Research*, 1986,22(2):180~190.
- 4 卢玉帮.土壤水分预报模型的研究.土壤学报,1989,26(1):51~56.
- 5 姚建文.作物生长条件下土壤含水量预测的数学模型.水利学报,1991,(9):32~38.
- 6 裴步祥,毛飞,吕厚荃.我国北方春季土壤水分动态模拟预报模式的实验研究.北京农业大学学报,1990,16(增刊):116~122.
- 7 张光智,徐祥德,毛飞等.气候模式—农业气象模式集成系统的小麦灌溉管理新途径.应用气象学报,2001,12(3):307~316.
- 8 毛飞,张光智,周丽.冬小麦土壤水分预报和灌溉决策系统的业务应用.气象,2001,27(6):36~39.
- 9 施成熙,粟宗嵩主编.农业水文学.北京:农业出版社,1984.
- 10 雷志栋,杨诗秀,谢森传.土壤水动力学.北京:清华大学出版社,1988.
- 11 杨建锋,刘士平,张道宽,等.地下水浅埋条件下土壤水动态变化规律研究.灌溉排水,2001,20(3):25~28.
- 12 杨少军,任书林,陈雷,等.地下水多时段调节计算方法的研究.灌溉排水,2000,19(2):55~57.
- 13 裴步祥.蒸发和蒸散的测定与计算.北京:气象出版社,1989.
- 14 J.杜林博斯,A.H.卡萨姆,等.产量与水的关系.罗马,联合国粮食及农业组织,1979.
- 15 Allen R G, Pereira L S, Raes D, et al. Crop evapotranspiration. FAO Irrigation and drainage paper 56, Rome, 1998.
- 16 毛飞,张光智,徐祥德.参考作物蒸散量的多种计算方法及其结果的比较.应用气象学报,2000,11(增刊):128~136.
- 17 张佳华,毛飞,金之庆.江淮流域地下水位变化规律和预报模型以及耕作层排渍模型研究.中国生态农业学报,2003,(即刊).

DYNAMIC FORECASTING MODELS OF SOIL MOISTURE IN WINTER WHEAT AND SOYBEAN FIELDS IN SHALLOW GROUNDWATER LEVEL

Mao Fei Zhang Jiahua

(*Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081*)

Lu Zhiguang

(*Chinese Agricultural University, Beijing 100094*)

Jin Zhiqing

(*Jiangsu Academy of Agricultural Sciences, Nanjing 210014*)

Abstract

The calculating model of phreatic water evaporation in the Jianghuai region is given by means of statistic and water balance methods. According to the water balance principles of crop fields, the dynamic forecasting models of soil moisture in winter wheat and soybean fields with phreatic water evaporation and without phreatic water evaporation are built. The forecasting accuracy of the two models in a condition of shallow groundwater level is compared. The results in 1980 show that the mean absolute errors and mean relative errors of the former for seven periods of two crops are 8.2 mm and 2.8% and the mean absolute errors and mean relative errors of the latter for seven periods of two crops are 20.1 mm and 6.8%. The forecasting accuracy of the dynamic forecasting models of soil moisture in winter wheat and soybean fields including phreatic water evaporation is improved notably.

Key words: Shallow groundwater level Winter wheat Soybean Forecasting models of soil moisture