

CERES 小麦模式中土壤水分平衡的计算方法

张 宇

(国家气象局气科院农气中心)

CERES 系列模式, 包括玉米、小麦、水稻、花生等十余种作物, 是目前世界上比较完善的作物生长模拟模式, 在产量预测、风险分析和研究气候变化对农业生产的影响等方面, 已得到广泛应用。我国许多单位也陆续引入了此模式, 并开展了一些分析、验证和应用。整个模式主要包括三部分: 土壤水分平衡、养分(氮)平衡和作物生长发育过程。作者在查阅有关资料*和剖析原始计算程序的基础上, 得到了 CERES 小麦模式中土壤水分平衡计算的基本过程, 并将其独立化进行了运行和验证。

一、基本结构

土壤水分平衡的计算中, 包括了水分的收入(降水、融雪和灌溉)、支出(蒸发和蒸腾)、水分在各层间的分配(径流、入渗和渗漏)及重新分配四个主要过程。考虑了作物根系分布的影响, 分层计算水分动态, 时间步长为一天。计算所需的输入资料有:

耕作措施方面: 灌溉日期、灌溉量和灌溉效率。

土壤方面: 土壤容重、土壤饱和持水量、田间持水量、萎蔫系数、土壤径流曲线号码、土壤水分传导系数、土壤反射率、第一阶段累积蒸发上限和初始土壤水分含量。

气象方面: 逐日太阳辐射、逐日最高和最低气温以及逐日降水量。

作物方面: 叶面积指数、逐层根长密度、作物发育期(播种期、出苗期、灌浆期和成熟期)、水分充足时单位长度根的最大吸水量等。

由于水分平衡计算只是 CERES 小麦模

式中的一个子模式, 其中许多作物资料是通过其它子模式提供的。另外一些输入量, 辅助模式提供了一些估计方法, 以供没有实测资料时参考。输出结果有: 逐日逐层的土壤水分含量、蒸发和蒸腾, 以及根据小麦的需水量与供水量计算的作物水分胁迫。

二、计算过程

1. 水分收入的计算

进入土壤的水分由下式计算:

$$PINF = DEPIR + RAIN + SNOMLT - RUNOFF \quad (1)$$

其中, PINF 是土壤收入的水分(mm), DEPIR 是人工灌溉增加的水分, 由灌溉量和灌溉效率相乘得到。RAIN 是降水量, SNOMLT 是由于融雪增加的水分, 当日最高气温大于 1°C 时, 能融化的雪量数值上等于日最高气温, 但不超过当时的积雪量。当日最高气温小于等于 1°C 时, 降水以雪的形式, RAIN 和 SNOMLT 均为零。

RUNOFF 为径流量, 考虑到土壤状况、水分含量及降水的影响, 径流量表示为:

$$RUNOFF = \frac{(PRCIP - 0.2 R2)^2}{PRCIP + 0.8 R2} \quad (2)$$

式中, PRCIP 是不考虑径流时水分收入的总和, R2 是水分滞留系数, 当 $PRCIP - 0.2 R2$ 小于零时, RUNOFF 取零。R2 由下式计算:

$$R2 = 254 \times 100 / (CN - 1) \quad (3)$$

* 1. 江苏省农科院作物生长模拟模式培训班讲义, CERES-Wheat, 1988.10。

2. 农业气象产量预报业务技术研讨班, 玉米模拟模式, 1989.8。

CN 根据土壤水分状况决定:

$$CN = \begin{cases} CN2 + (CN3 - CN2) \cdot CNPW \\ CN1 + (CN2 - CN1) \cdot CNPD \end{cases} \quad \begin{matrix} (CNPD \geq 1) \\ (CNPD < 1) \end{matrix} \quad (4)$$

其中, CNPW 和 CNPD 分别表示较湿和较干时土壤湿度对径流的影响:

$$CNPW = \sum_{L=1}^{NLAYR} \frac{SW(L) - DUL(L)}{SAT(L) - DUL(L)} \cdot WF(L) \quad (b)$$

$$CNPD = \sum_{L=1}^{NLAYR} \frac{SW(L) - LL(L)}{DUL(L) - LL(L)} \quad (6)$$

式中, NLAYR 是总的土壤层数, SW(L)、SAT(L)、DUL(L)和 LL(L)分别为第 L 层土壤的水分含量、饱和持水量、田间持水量和萎蔫系数, WF(L)为径流权重系数:

$$WF(L) = WX(L) - WX(L-1) \quad (7)$$

式中

$$WX(L) = 1.016 \cdot \left\{ 1 - \exp \left[-4.16 \cdot \frac{CUMDEP(L)}{DEPMAX} \right] \right\} \quad (8)$$

CUMDEP (L) 是第 L 层以上的累积厚度, DEPMAX 是总的土层厚度。式(4)中, CN1 和 CN 3 根据径流曲线号码 CN 2 计算:

$$CN1 = -16.9 + 1.348 CN2 - 0.01379 (CN2)^2 + 0.0001172 (CN2)^3 \quad (9)$$

$$CN3 = CN2 [2.4175 - 0.0276 CN2 + 0.00014 (CN2)^2] \quad (10)$$

CN 2 根据土壤质地与坡度而定 (表 1), CN 2 介于 60—100 之间, 其值越大, 径流越大。

表 1 CN2与土壤质地和坡度的关系

土壤类型	坡度		
	0—5%	5—10%	大于10%
深沙土或渗水很快的黄土	64	68	71
沙性土	76	80	83
沙性粘土	84	88	91
粘土或有不渗水层	87	91	94

2. 水分入渗的计算

进入土壤的水分(PINF)逐层向下入渗, 第一层的入渗通量即为 PINF, 以下土层根据各层的水分状况计算。某层 L 可以再容纳的水分为:

$$HOLDW = [SAT(L) - SW(L)] \cdot DLAYR(L) \quad (11)$$

式中, HOLDW 是该土层可再容纳的水分量, DLAYR(L) 是第 L 层的厚度, 若土层已达到饱和, 则水分的饱和入渗通量为

$$DRAIN = SWCON \cdot [SAT(L) - DUL(L)] \cdot DLAYR(L) \quad (12)$$

式中, DRAIN 为饱和入渗通量, SWCON 为水分传导系数(1/日), 它与土壤的渗漏状况有关(见表 2)。

表 2 SWCON与土壤渗漏状况的关系

渗漏状况	很强	较强	偏强	中等	偏差	较差	很差
SWCON	0.8	0.7	0.6	0.4	0.2	0.05	0.005

根据入渗的水分与该层土壤还可容纳的水分量, 计算土壤水分和继续向下的入渗通量。若入渗的水分通量 FLUX(L) 小于该层可再容纳的水分 HOLDW, 则土层不会达到饱和, 入渗水分全部进入本土层, 以下也无饱和和渗漏, 此时该层的土壤湿度为

$$SW(L) = SW'(L) + FLUX(L) / DLAYR(L) \quad (13)$$

式中, SW'(L)为前一天第 L 层的土壤水分含量。若 SW(L) < DUL(L) + 0.003, 则向下的非饱和入渗亦为零, 否则, 非饱和入渗通量为

$$FLUX(L+1) = SWCON \cdot [SW(L) - DUL(L)] \cdot DLAYR(L) \quad (14)$$

FLUX(L+1)是由 L 层向下的入渗通量, 其它符号同前, 当然此时该层的土壤水分也应重新计算(即再减去非饱和渗漏)。若入渗的水分通量 FLUX(L) 大于该层可再容纳的水分量 HOLDW, 水分向下的入渗通量为

$$FLUX(L+1) = FLUX(L) - HOLDW + DRAIN \quad (15)$$

此时, 土壤水分含量为

$$SW(L) = SAT(L) - DRAIN / DLAYR(L) \quad (16)$$

3. 蒸发、蒸腾的计算

(1) 潜在蒸发和蒸腾

由气象条件决定的潜在蒸发和潜在蒸腾, 主要利用温度和辐射计算。昼间平均温度为:

$$TD = 0.6 \cdot TEMPMX + 0.4 \cdot TEMPMN \quad (17)$$

式中, TEMPMX 和 TEMPMN 分别为日最高和最低气温(°C), TD 为估计的昼间平均温度, 平衡蒸发速率 (the equilibrium evaporation rate) 为

$$EEQ = SOLRAD \cdot (4.88 \times 10^{-3} - 4.37 \times 10^{-3} \cdot ALBEDO) \cdot (TD + 29) \quad (18)$$

式中, EEQ 为平衡蒸发速率, SOLRAD 为太阳辐射量(MJ/m²/日), ALBEDO 为反射率, 根据小麦发育期和叶面积指数估计:

$$ALBEDO = \begin{cases} SALB & \text{(出苗前或收获后)} \\ 0.23 - (0.23 - SALB) \cdot \exp(-0.75 \cdot LAI) & \text{(出苗—灌浆)} \\ 0.23 + (LAI - 4)^2 / 160 & \text{(灌浆—收获)} \end{cases} \quad (19)$$

其中 SALB 为裸地的反射率, 可根据土壤的颜色估计(见表 3)。

表 3 土壤颜色与其反射率的关系

土壤颜色	棕色	红色	黑色	灰色	黄色
反射率	0.13	0.14	0.09	0.13	0.17

潜在蒸散和潜在蒸发为

$$EO = \begin{cases} EEQ[(TEMPMX - 24) \cdot 0.05 + 1.1] & (TEMPMX > 24) \\ EEQ \cdot 0.01 \cdot \exp[0.18 \cdot (TEMPMX + 20)] & (TEMPMX < 5) \\ 1.1 \cdot EEQ & (5 \leq TEMPMX \leq 24) \end{cases} \quad (20)$$

$$EOS = \begin{cases} EO \cdot (1 - 0.43 LAI) & (LAI \leq 1) \\ EO \cdot \exp(-0.4 LAI) / 1.1 & (LAI > 1) \end{cases} \quad (21)$$

式中 EO 为潜在蒸散, EOS 为潜在蒸发, 单位均为 mm/日。

(2) 土壤实际蒸发

土壤的蒸发不仅取决于气象条件, 而且也决定于土壤的水分状况, 特别是表层土壤的水分状况 (EOS 已考虑了植物遮蔽的影响)。

土壤蒸发过程可分为两个阶段, 第一阶段土壤水分供应充足, 蒸发只与气象条件和植物遮蔽有关, 第二阶段则受到土壤水分供应的限制。模拟计算的初日, 先根据土壤水分状况确定所处的蒸发阶段。

$$SWR = [SW(1) - LL(1)] / [DUL(1) - LL(1)] \quad (22)$$

SWR 为一中间变量, 它反映了表层土壤水分的饱和程度, 当 SWR 大于等于 0.9 时, 蒸发处于第一阶段:

$$SUMES1 = 100 - SWR \cdot 100 \quad (23)$$

式中, SUMES1 为第一阶段的累积蒸发量, 此时土壤的实际蒸发等于潜在蒸发。若 SWR 小于 0.9, 则认为蒸发处于第二阶段:

$$SUMES2 = 25 - 27.8 \cdot SWR \quad (24)$$

$$T = (SUMES2 / 3.5)^2 \quad (25)$$

其中 SUMES2 为第二阶段的累积蒸发量, T 为第二阶段蒸发开始后的日数, 此时土壤实际蒸发为相邻两日累积蒸发之差。每过一天, T 加 1。

$$ES = 3.5 \sqrt{T} - SUMES2 \quad (26)$$

SUMES2 为计算日前一天第二阶段的累积蒸发量, ES 为计算日的实际蒸发。

第一阶段的累积蒸发上限 U 与土壤质地有关(见表 4)。

当 SUMES1 大于 U 的当日, 蒸发开始进入第二阶段, 此时 SUMES2 和 ES 为:

$$SUMES2 = 0.6(SUMES1 - U) \quad (27)$$

表 4 U 与土壤质地的关系

土壤类型	沙性土	壤性土	中性偏粘土	粘性土
$U(\text{mm})$	5-8	8-11	10-12	7.5

$$ES = EOS - 0.4(\text{SUMES} - U) \quad (28)$$

(3) 根系对水分的吸收和作物蒸腾

作物蒸腾不仅与气象条件有关,与土壤水分状况和根系吸收能力也有关系。某土层 L 单位根长密度能吸收的水分为

$$RWU_1(L) = \begin{cases} \frac{2.67 \times 10^{-3} \cdot \exp\{62 / 6.68 - [\text{SW}(L) - \text{LL}(L)]\}}{\log_{10} \text{RLV}(L)} & \left(\begin{array}{l} \text{SW}(L) > \text{LL}(L) \\ \text{RLV}(L) > 0 \end{array} \right) \\ 0 & (\text{SW}(L) \leq \text{LL}(L) \text{ 或 } \text{RLV}(L) = 0) \end{cases} \quad (29)$$

式中, $\text{RLV}(L)$ 为第 L 层的根长密度 (单位体积土壤中根系的总长度, 单位为 cm/cm^3) $RWU_1(L)$ 为单位根长密度能吸收的水分, 规定 $RWU_1(L)$ 不大于最大水分吸收能力 $RWUMX$ (一般取 0.03)。第 L 层根系吸收的水分为

$$RWU_2(L) = RWU_1(L) \cdot \text{DLAYR}(L) \cdot \text{RLV}(L) \cdot \{0.18 + 0.00272 \cdot [\text{RLV}(L) - 18]^2\} \quad (30)$$

$RWU_2(L)$ 为一中间变量, 当叶龄小于 4 或叶面积指数小于 1 时:

$$RWU(L) = RWU_2(L) \cdot (3 - 2 \cdot \text{LAI}) \quad (31)$$

其余则取 $RWU(L) = RWU_2(L)$ 。其中 $RWU(L)$ 为第 L 层根系吸收水分的能力。将逐层的 $RWU(L)$ 累加得到整个根系的水分吸收能力, 它与由天气条件决定的潜在蒸腾共同决定实际蒸腾量 (实际蒸腾取这两数

中较小的一个)。同时根据这两者的相对大小 (分别表示了水分的供给量和需求量), 也可以估计作物水分胁迫的程度。

土壤各层的水分含量应减去蒸发和蒸腾的水分支出。

4. 土壤水分的再分配

由于土壤各层的水分收支很不均匀, 各土层的湿度也有一定差异, 从而在相邻两层间形成湿度梯度, 水分必将通过扩散进行重新分配。

$$\text{FLOW}(L) = \text{DBAR} \cdot$$

$$\frac{\text{THET}2 - \text{THET}1}{0.5[\text{DLAYR}(L) + \text{DLAYR}(L+1)]} \quad (32)$$

式中, $\text{FLOW}(L)$ 为从 $L+1$ 层向 L 层扩散的水分通量 ($\text{FLOW}(L)$ 为正表示水分向上扩散, 为负表示向下扩散)。 DBAR 为水分扩散率, 它与水分状况有关:

$$\text{DBAR} = 0.88 \cdot \exp[35.4 \cdot (\text{THET}1 + \text{THET}2) / 2] \quad (33)$$

$\text{THET}1$ 和 $\text{THET}2$ 分别表示 L 和 $L+1$ 层的有效水分:

$$\text{THET}1 = \text{SW}(L) - \text{LL}(L) \quad (34)$$

$$\text{THET}2 = \text{SW}(L+1) - \text{LL}(L+1) \quad (35)$$

并规定 $\text{THET}1$ 和 $\text{THET}2$ 不小于零, DBAR 不大于 100。在计算层间水分扩散的基础上, 重新计算各层的水分含量。

三、结 束 语

上述土壤水分平衡计算方法在其它作物的 CERES 模式中也类似, 适用于地下水位较深, 没有人工排水的土壤。计算结果比较准确, 同时也能很好地与作物生长模拟的其它子模式 (如估计发芽、水分胁迫和根系伸长等) 相配合, 与我国目前常用的水分模式相比, 有如下几个特点:

1. 对土壤水分平衡各过程及其物理机制的考虑比较完整, 考虑了水分的收入、分配、支出和再分配等过程及供求制约关系。在

尽量考虑物理机制的前提下，利用经验统计方法对各子过程进行估计，使之尽可能准确、可靠、简化。

2. 潜在蒸发、蒸腾的计算 仅用温度和太阳辐射，所需资料比彭曼公式少，若确能广泛应用，是非常方便的。

3. 水分计算模式中各个过程和物理机制比较清晰，我们在学习、借鉴的过程中，

可以对某些子过程进行验证、改进和完善。

由于目前关于 CERES 模式较系统的资料比较少，且 CERES 模式本身也比较庞大（2.10 版小麦模式的 FORTRAN 原程序，包括说明语句，有 4900 多行），各子模式及其关系也比较复杂。本文虽然描述了其计算的基本过程，但它们的计算原理、机制考虑及模式的适用性等，仍需作更深入的探讨。