

冬灌对越冬期土壤水分状况影响的数值模拟*

尚松浩 雷志栋 杨诗秀
(清华大学)

提 要 根据土壤水动力学、地表能量平衡、空气动力学理论建立了越冬期土壤冻融条件下土壤—大气连续体的水热传输模型,包括冻融条件下土壤水热迁移子模型、地气间水热交换子模型。在该模型的基础上,模拟了北京地区冬灌对越冬期土壤水分状况的影响,从理论上得到了冬灌具有贮水作用的结论,并分析了合理的冬灌定额。

关键词 冬灌 土壤冻融 土壤墒情 水热耦合迁移 土壤蒸发 数值模拟

Numerical Simulation on the Effect of Winter Irrigation on Soil Moisture Regime in Winter

Shang Song-hao Lei Zhi-dong Yang Shi-xiu
(Tsinghua University, Beijing)

Abstract Based on the theory of soil water dynamics, the principle of energy budget on soil surface, and the theory of aerodynamics, a model of coupled transfer of the moisture and heat in soil-atmosphere continuum during soil freezing and thawing is established. The model is composed of two submodels, i.e., the model of soil water and heat transfer and the model of water and heat exchange between soil and atmosphere interface. The model is used to simulate the effect of winter irrigation on soil water regime in winter. The result shows that winter irrigation is effective for water storage in soils. Moreover, the rational winter irrigation quota is analyzed.

Key words Winter irrigation Soil freezing and thawing Soil moisture regime Coupled transfer soil water and heat Soil evaporation Numerical simulation

1 引 言

我国季节性冻土区的面积约占国土面积的50%,冬季土壤冻融是北方季节性冻土区一种常见的自然现象。在土壤冻融过程中,土壤内部不断进行着热量传输、水分迁移,同时土壤与大气之间存在水分和能量的交换。因此土壤系统属于动态开放系统。

在华北冬小麦区,越冬期土壤水热状况对冬小麦的安全越冬和返青期的正长生长有很大影响。在冬小麦生产中,一般在越冬前进行灌溉(称为冬灌),以满足整个越冬期冬小麦需

收稿日期:1997-06-04

* 国家自然科学基金“八五”重大项目(49391604)及国家教委博士点基金项目(9400321)
尚松浩,讲师,北京市海淀区清华大学水利水电工程系,100084

水要求(主要为生态需水),保证小麦返青期的土壤墒情。冬灌后土壤处于冻结状态,研究灌后土壤水分的迁移与变化规律须考虑冻融过程中水热耦合迁移问题。

尚松浩等^[1]在田间土壤水分、温度动态监测资料的基础上分析了冬灌对越冬期土壤水热状况的影响。本文根据土壤水动力学、地表能量平衡、微气象学理论建立了越冬期土壤冻融条件下土壤—大气连续体的水热传输模型,包括冻融条件下土壤水热迁移子模型、地气间水热交换子模型。采用全隐式有限差分格式求解该模型,模拟了北京地区冬灌对越冬期土壤水分状况的影响,从理论上得到了冬灌具有贮水作用的结论,并分析了合理的冬灌定额。

2 数学模型及求解

冻融过程中土壤—大气连续体的水热传输模型包括土壤水热耦合迁移模型、地气间水热交换模型等。

2.1 冻融条件下土壤水热耦合迁移模型

考虑均质各向同性的垂直土柱的一维冻结问题,在忽略水汽迁移、热量对流作用的情况下,非饱和土壤水分方程^[2]为:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} (D \frac{\partial \theta}{\partial z} - K) - \frac{\rho_i}{\rho_w} \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad (1)$$

式中 θ_i 、 θ 分别为土壤水、冰的体积含量; t 、 z 分别为时间、空间坐标(垂直向下为正); D (θ)、 K (θ) 分别为非饱和土壤水分扩散率、导水率; ρ_i 、 ρ_w 分别为冰、水密度。

在冻土中,未冻水含量与负温保持动态平衡,这一关系表示了冻土中水、热运动间的相互联系:

$$\theta_i = \theta_i(T) \quad (2)$$

式中的 $\theta_i(T)$ 为相应土壤负温条件下可能的最大未冻水含量。

土壤温度的变化用冻土水热耦合方程^[3]来描述:

$$C_e \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} (\lambda_e \frac{\partial T}{\partial z}) - U_e \frac{\partial T}{\partial z} \quad (3)$$

式中 T 为土壤温度; C_e 、 λ_e 、 U_e 分别为冻结土壤的等效体积热容量、热导率、热对流速度,其值分别为:

$$C_e = C_v + Cl; \quad \lambda_e = \lambda + D(\theta_i) \cdot Cl; \quad U_e = Cl \cdot dK(\theta)/d\theta \quad (4)$$

式中 $Cl = L \rho_w \cdot d\theta_i/dT$; C_v 、 λ 分别为土壤体积热容量、热导率; L_f 为融化潜热。

水热耦合方程(3)全面考虑了土壤冻融过程中所发生的主要物理过程——水分迁移、热量传输、水分相变及相应的潜热的释放或吸收,同时方程还反映了土壤温度变化与冻融间的负反馈关系、水分分凝冻结所引起的潜热迁移。因此该方程反映了土壤冻融过程中水热耦合迁移的物理本质,该方程与水分方程(1)、联系方程(2)一起构成了土壤冻融过程中水热耦合迁移模型。在模型求解中克服了基本方程^[2]中由于相变项所引起的水热高度耦合的困难,使得求解变得相对容易。

2.2 地气间水热交换模型

土壤、大气间的水热交换计算采用地表能量平衡与空气动力学理论相结合的综合法。在地表,辐射的吸收和放射发生在具有一定厚度的活动层内,但由于活动层厚度很小,活动

层内由水分相变引起的热量收支, 由于温度变化所引起的焓变可以忽略不计。对于较均匀的下垫面来说, 水平热量交换亦可忽略不计。此时活动层可视为一个活动面, 其能量平衡方程可表示为^[4]:

$$R_n = LE + H + G \quad (5)$$

式中 R_n 、 LE 、 H 、 G 分别为地表净辐射、蒸发潜热通量、地表与大气间的显热通量、地表土壤热通量。

R_n 与太阳总辐射 R_g 、地表反射率 α 、大气逆辐射 R_l 、地面长波辐射有关, 可表示为^[5]:

$$R_n = (1 - \alpha)R_g + R_l - \epsilon\sigma(T_s + 273.15)^4 \quad (6)$$

式中 σ 为 Stefan-Boltzman 常数; ϵ 、 T_s 分别为地表的比辐射率和温度()。

地表的潜热、显热通量与地表的温湿状态、近地层的小气候特征有关, 一般用阻抗模式来描述:

$$LE = \frac{\rho C_p}{\gamma} \frac{e_0 - e_a}{r_a + r_s} \quad (7)$$

$$H = \rho C_p \frac{T_0 - T_a}{r_a} \quad (8)$$

式中 ρ 、 e_a 、 T_a 分别为参考高度 Z_r 处的空气密度、水汽压、温度; e_0 为地表水汽压, C_p 为空气定压比热容; γ 为湿度计常数; T_0 为地表温度; r_a 、 r_s 分别为空气动力学阻抗和地表蒸发阻抗。

空气动力学阻力可表示为^[6]:

$$r_a = \frac{[\ln(Z_r/Z_0) - P_1][\ln(Z_r/Z_0) - P_2]}{K^2 U_a} \quad (9)$$

式中 K 为 Kaman 常数(取为 0.4); Z_0 为地表粗糙高度; U_a 为参考高度处风速; P_1 、 P_2 为大气稳定度修正因子。

地表蒸发阻抗采用经验公式^[6]:

$$r_s = -805 + 4140(\theta - \theta_0) \quad (10)$$

式中 θ 、 θ_0 分别为土壤饱和含水率、地表含水率。

2.3 土壤水热运动的边界条件

根据地表能量平衡方程(5)、地气间显热交换计算模式(8)可以得到热方程的上边界条件:

$$\frac{\rho C_p}{r_a} T_0 + G = R_n - LE + \frac{\rho C_p}{r_a} T_a \quad (11)$$

该条件为地表温度、热通量组合的第三类边界条件。通过计算表明, 采用这种边界处理方法与一般的第一类边界(已知边界温度)、第二类边界(已知边界热通量)相比, 可以加速求解过程中的迭代收敛速度。

对于水分方程, 在不灌水条件下, 其上边界土壤蒸发率 e 可由地表潜热通量 LE 求得:

$$e = LE / L \rho_w \quad (12)$$

在灌水(畦灌)过程中, 地表含水量接近饱和含水量 θ , 本文在计算中取为 0.95 θ 。

下边界取在土壤 2 m 深度处, 其水分通量近似为 0, 而其温度变化过程根据试验资料进行回归得到。

2.4 模型求解

由于土壤冻结过程中水热耦合运动方程的非线性及初始条件、边界条件的复杂性,用解析法或半解析法求解是很困难的,目前常用的是数值计算方法,本文采用全隐式有限差线性化迭代方法^[3]。在计算过程中采用变化的时间步长。

求解步骤为:

- 1) 将时段初的土壤含水量、温度作为时段末的预测值,根据(4)计算冻土水热耦合方程(3)中各项系数,结合地气间热量交换方程(11),求得时段末的土壤温度分布。
- 2) 在灌水条件下,地表含水量已知;否则根据地表潜热通量利用(12)得到土壤蒸发率,将其作为水分运动的上边界。求解水流方程(1),得到土壤含水量分布。
- 3) 将求得的结果作为新的预测值,重复上述步骤1~3进行迭代,直至前后两次计算结果之差小于给定的误差限,即完成一个时段内的计算。
- 4) 根据联系方程(2)进行冻结区土壤含水量、含冰量的修正。
- 5) 重复上述步骤,得到整个越冬期土壤水分、温度的变化规律。

3 结果与分析

3.1 模型验证

作为上述模型的应用,本文研究了冬灌对越冬期土壤水分状况的影响。田间试验于1995年冬季在北京水科所永乐店试验站冬小麦试区进行,试验土壤为砂壤土。在试验过程中,用中子仪测量土壤含水量,用温度传感器测量土壤温度。

图1表示1995~1996年田间试验中一个冬灌处理(19)越冬期土壤一米贮水量的变化过程,该试验小区于1995年12月2日灌水约55 mm。从图中来看,贮水量的计算值和实测值基本相符。据分析,其差别是由于越冬期土壤贮水量变化较小,同时中子仪测量有一定误差等原因所造成的。在灌水后土壤1 m贮水量很快减少,并趋于稳定;然后在冻结作用下,下层水分向上迁移,致使贮水量又有所增加;在土壤消融阶段,由于蒸发强度的加大而使贮水量逐渐减小。

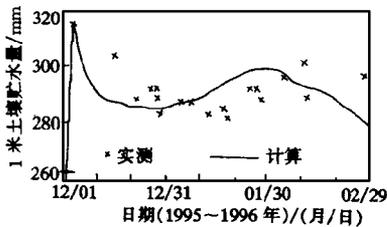


图1 冬灌试坑1 m 土层贮水量的变化

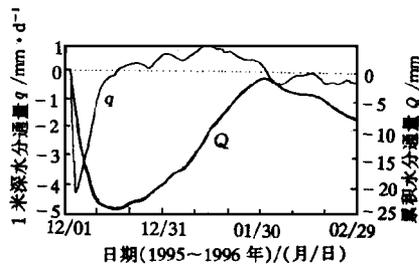


图2 冬灌情况下1 m 土壤水分通量变化过程(向上为正)

图2表示上述冬灌处理试坑1 m 深度处土壤水分通量在整个越冬期的变化过程(向上为正)。在灌水后水分很快向下渗漏,一米深度日渗漏量可达4~5 mm,累积渗漏量最大达到24 mm,这是灌水后土壤水分很快消退的主要原因。而后,在冻结作用下水分向上迁移;在土壤融化阶段,由于土壤上层含水量较大,水分迁移方向又变为向下。

3.2 不同冬灌定额对土壤水分状况的影响

在此基础上, 进一步模拟了不同灌水定额情况下土壤水分的变化, 所采用的灌溉定额分别为 0(不灌)、20 mm、40 mm、60 mm、80 mm。

图 3 表示不同灌溉定额下土壤蒸发量的累积过程。越冬期土壤蒸发强度不大, 平均约为 0.3 mm/d。在越冬期, 不同灌溉定额下土壤蒸发量相差不大, 从 12 月初到次年 3 月 10 日 100 天时间内, 累积蒸发量最大差值仅为 5 mm。因此冬灌对土壤蒸发量的影响较小。

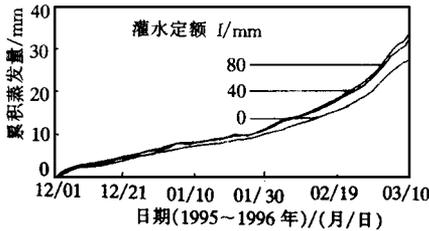


图 3 不同灌溉定额条件下土壤累积蒸发量过程

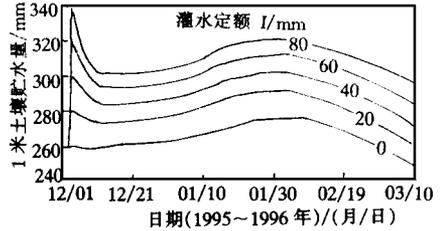


图 4 不同灌溉定额条件下土壤 1 m 贮水量变化过程

图 4 表示不同灌溉定额下土壤一米贮水量的变化过程。从其变化规律来看, 冬灌的影响主要表现在灌水后的土壤消退过程的几天时间内, 过了这段时间, 贮水量的变化规律基本一致, 即在冻结阶段增大, 在消融阶段减少。

3.3 冬灌的贮水作用及灌溉定额的确定

表 1 表示不同灌溉定额下灌水量的分配比例。与不灌水处理相比, 冬灌后地表总蒸发量有所增加, 但其增加量占灌水量的比例不大, 一般为 10% 左右; 在越冬期末 0~1 m 土层比不灌地所增加的水量占灌水量的比例最大, 约为 50%; 另外一部分则增加了 1 m 以下土层的贮水量。也就是说, 冬灌的水量只有很小一部分消耗于土壤蒸发, 而大部分则贮存于土壤之中, 增加了土壤墒情, 使得冬小麦在越冬期末、返青期初有较为充足的水分供应。因此冬灌具有贮水作用。

表 1 越冬期灌溉水量的分配

灌水定额 /mm	灌溉水量分配比例 / %			
	地表蒸发	0~1 m 贮存	1~2 m 贮存	总计
20	14.71	50.94	34.35	100
40	11.39	47.40	41.21	100
60	10.15	52.98	36.87	100
80	8.14	54.77	37.10	100

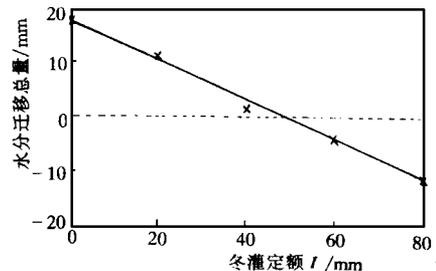


图 5 不同灌溉定额条件下越冬期 1 m 深度水分迁移总量(向上为正)

图 5 表示越冬期 1 m 深度处水分迁移总量 Q (向上为正) 随同灌水定额 I 的变化, Q 基本上随着灌水定额 I 的增加而线性减小。在灌水量较小时, Q 为正, 表明水分向上迁移。随着灌水定额的增大, Q 逐渐变小, 并由正变负, 由向上迁移变为向下渗漏。为防止灌水向深层的渗漏, 冬灌定额不能太大。1 m 深度处水分由上补变为下渗 (Q 由正变负) 时对应的灌水定额

I 约为 50 mm。如果从减少深层渗漏的角度来考虑,采用 50 mm 的冬灌定额是比较适宜的。

4 结 论

- 1) 越冬期土壤蒸发强度不大,平均为 0.3 mm/d。冬灌对越冬期土壤蒸发量影响不大。
- 2) 冬灌水量只有很小一部分消耗于土壤蒸发,而大部分则贮存于土壤之中,增加了土壤墒情,因此冬灌具有贮水作用。
- 3) 从减少土壤深层渗漏的角度来考虑,对所研究的砂壤土适宜的冬灌定额为 50 mm。

参 考 文 献

- 1 尚松浩,雷志栋,杨诗秀 越冬期田间水热状况的试验研究 见:石元春,刘昌明,龚元石编 节水农业应用基础研究进展 北京:中国农业出版社,1995 164~ 171
- 2 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 313~ 320
- 3 尚松浩,雷志栋,杨诗秀 冻结条件下土壤水热耦合迁移数值模拟的改进 清华大学学报,1997,37(8): 64~ 67
- 4 潘守文 小气候考察的理论基础及其应用 北京:气象出版社,1989 25~ 66
- 5 Van Bavel C H M, Hillel D I Calculating potential and actual evaporation from a bare soil surface by simulation of concurrent flow of water and heat Agric Meteorol, 1976, 17: 453~ 476
- 6 Camillo P J, Gurney R J. A Resistance parameter for bare soil evaporation models Soil Sci, 1986, 141(2): 95~ 105

欢迎订阅 1998 年农业科技期刊

《中国兽医科技》

《中国兽医科技》是经国家科委批准,由中国农业科学院兰州兽医研究所编辑、出版、公开发行的技术类期刊,创刊已 27 年。自 1989 年以来曾多次获省、部级优秀科技期刊称号,1992 年获全国优秀科技期刊二等奖,1996 年又获第二届全国优秀科技期刊一等奖。辟有中西兽医科学研究报告、调查报告、综述专论、新技术、实验技术、临床诊疗、医案分析、动物检疫、学术讨论、知识讲座、科技动态、比较医学、资料、疫情消息、简讯、来稿摘登、新书评介、信息服务等栏目,内容丰富,选材严谨,图文并茂,实用性强;适合一切从事兽医工作的同志,农业院校畜牧兽医专业师生,有关兽医部门管理人员,以及城乡养畜、养禽专业户阅读。

本刊为月刊,大 16 开本,48 页,铜版纸封面彩印,每期定价 2.00 元,全年 24 元。刊号:CN 62- 1074,邮发代号:54- 33,国外代号 M 4191,全国各地邮局(所)均可订阅。如未能在当地邮局(所)订到或错过征订时间者,可直接汇款到甘肃省兰州市盐场堡兰州兽医研究所《中国兽医科技》编辑部订购,不需另加邮费。邮编:730046 电话:(0931)8882091。

《中国兽医杂志》

《中国兽医杂志》为中国畜牧兽医学会主办,公开发行的兽医专业综合性期刊。

月刊,单价:3.50 元,全国各地邮局均可订阅,邮发代号:2- 137,编辑部地址:中国农业大学动物医学院,邮政编码:100094