

▪ 水土资源与环境 ▪

文章编号: 1672-3317(2022)11-0068-10

不同冻融阶段灌水对土壤蒸发影响的模拟研究

潘大全¹, 陈军锋^{1*}, 薛静¹, 崔莉红¹, 赵德星¹, 杜琦²

(1.太原理工大学, 太原 030024; 2.山西省水文水资源勘测总站太谷均衡实验站, 山西 太谷 030800)

摘要:【目的】研究不同冻融阶段灌水对土壤蒸发的影响。【方法】冻融期进行了未灌水裸地 L0 和 7 个不同时间灌水处理(即 L1(20041130)、L2(20041214)、L3(20041227)、L4(20050106)、L5(20050216)、L6(20050225)和 L7(20050315), 灌水 1 次, 灌水量 225 m³/hm²)的田间土壤水热监测, 运用水热耦合模型(SHAW)模拟计算了土壤蒸发。【结果】冻融期灌水处理的土壤累积蒸发量比未灌水处理增加 24.0%~150.0%, 不稳定冻结阶段灌水促进土壤蒸发, 与未灌水处理相比土壤累积蒸发量增加 22.4%~27.0%; 稳定冻结阶段灌水对土壤蒸发的影响较弱, L3 处理和 L4 处理土壤累积蒸发量最少, 较其他灌水处理低 3.8%~67.1%; 消融解冻阶段灌水处理 L6 处理的土壤蒸发量最高, 较其他处理高 55.3%~97.1%。【结论】不稳定冻结阶段和消融解冻阶段灌水后土壤蒸发能力较强, 不利于水分在土壤中蓄存; 稳定冻结阶段灌水后对 3 d 内的土壤蒸发影响较弱; 冻融期灌水后土壤累积蒸发量约为灌水量的 8.6%~9.3%。

关键词: 季节性冻融期; 灌水; SHAW; 土壤蒸发; 数值模拟

中图分类号: S152.7; S152.8; S274.1 文献标志码: A doi: 10.13522/j.cnki.ggps.2022061 OSID: 

潘大全, 陈军锋, 薛静, 等. 不同冻融阶段灌水对土壤蒸发影响的模拟研究[J]. 灌溉排水学报, 2022, 41(11): 68-77.

PAN Daquan, CHEN Junfeng, XUE Jing, et al. Change in Evaporation from Soil as Affected by Irrigation at Different Freeze-thaw Stages[J]. Journal of Irrigation and Drainage, 2022, 41(11): 68-77.

0 引言

【研究意义】季节性冻融土壤在全国分布广泛, 约占全国国土面积的 1/2^[1], 主要分布在干旱和半干旱地区。而以黄土高原地区为代表的干旱和半干旱地区地表无效蒸发严重, 高达降水量的 65%~75%^[2-4]。冻融期土壤蒸发作为冻土区水文循环的重要组成部分, 在农业用水效率和生态系统平衡中起到至关重要的作用^[5-7]。冬春灌溉作为储水保墒、提升农业用水效率和促进农作物生产的有效手段, 在内蒙古等农作物种植区广泛应用。在季节性冻土区, 春播前的土壤含水率很大程度上取决于冻融期土壤蒸发特征。由于冬春灌溉时间对土壤蒸发的影响和机理尚不清楚。因此, 研究不同冻融阶段灌水对土壤蒸发规律的影响, 对提高水资源的高效利用、促进农业可持续发展和为干旱和半干旱地区储水灌溉制度的制定提供依据。

【研究进展】多年来, 在冻融期蒸发研究的试验方法、影响因素及数值模拟计算等方面取得了重要进展。一般来说, 土壤性质^[8]、地下水位^[9-10]、灌溉方

式^[11-12]、地表覆盖物^[13-16]和气象条件^[17-18]均会影响土壤蒸发。在山西晋中盆地, 有关学者研究了不同秸秆覆盖量^[13-14]、覆砂厚度^[15]、覆砂粒径^[16]、夹砂层粒径和层位^[19]对冻融期土壤蒸发的影响。在土壤蒸发实测数据的基础上, 相关学者采用机器学习和神经网络等数据驱动模型对冻融期土壤蒸发进行了影响因素分析, 并建立了蒸发预报模型^[20]。基于土壤水热耦合迁移模型(SHAW), 李晓敏^[21]研究表明: 封冻前秋浇和冬春灌溉的方式可以有效减少冻融期蒸发, 免耕处理也能够一定程度上减少土壤蒸发损失, 冬灌水量与土壤累积蒸发量呈正相关; 陈军锋等^[14]研究了不同秸秆覆盖厚度对土壤蒸发的影响, 当秸秆覆盖厚度超过 10 cm 时, 增加秸秆覆盖厚度对每日土壤水分蒸发量的影响减弱。在内蒙古河套灌区, 有关学者通过设置野外土柱试验, 探究了盐分对季节性冻融土壤蒸发具有先促进后抑制的效应^[1], 土壤累积蒸发量随着初始溶质量的增加而增加, 随着初始地下水位的降低而下降^[10]; 通过设置大田试验并结合 SHAW 模型, 确定了秋浇对土壤蒸发的影响, 为土壤盐渍化的防治和地下水资源量的科学评价提供了依据^[22]。【切入点】然而, 传统试验耗费大量的人力物力, 田间试验易受不可控因素的影响, 不能长期对冻融期土壤蒸发进行定量测量。不同冻融阶段灌水影响土壤水热状况^[23], 但是对土壤蒸发规律的影响尚不清楚。【拟解决的关

收稿日期: 2022-01-28

基金项目: 国家自然科学基金面上项目(41572239); 国家自然科学基金青年科学基金项目(41502243, 51909183); 山西省自然科学基金面上基金项目(201901D111053); 国家级大学生创新创业项目(202110112055)

作者简介: 潘大全(1997-), 男, 硕士研究生, 主要从事水文与水资源方面的研究工作。E-mail: pandaquan2021@163.com

通信作者: 陈军锋(1980-), 男, 教授, 硕士生导师, 博士, 主要从事水资源与水环境方面的研究。E-mail: chenjunfeng@tyut.edu.cn

键问题】通过在山西省水文水资源勘测总站太谷均衡实验站进行的田间土壤水热监测，基于 SHAW 模型探究不同冻融阶段灌水对土壤蒸发生态的影响，分析土壤蒸发生态规律，以期对季节性冻土区水资源利用和土壤盐渍化防治提供科学依据。

1 材料与方法

1.1 试验区概况

田间试验于 2004 年 11 月—2005 年 3 月在山西省晋中盆地的山西省水文水资源勘测总站太谷均衡实验站进行，地理位置东经 112°30′32.58″，北纬 37°26′11.74″，海拔高度 775.0 m，地面坡度 0.3%。试验区属大陆性干旱半干旱气候，多年平均(1954—2020 年)气温 9.95 ℃；年降水量 415 mm，主要集中在 6—9 月；水面蒸发能力 1 642 mm，历史最大冻土深度为 92 cm，多年平均相对湿度 74%，多年平均风速 0.9 m/s，全年平均无霜期 200 d。冻融期土壤冻结深度、降水量、气温和太阳辐射的情况见图 1。

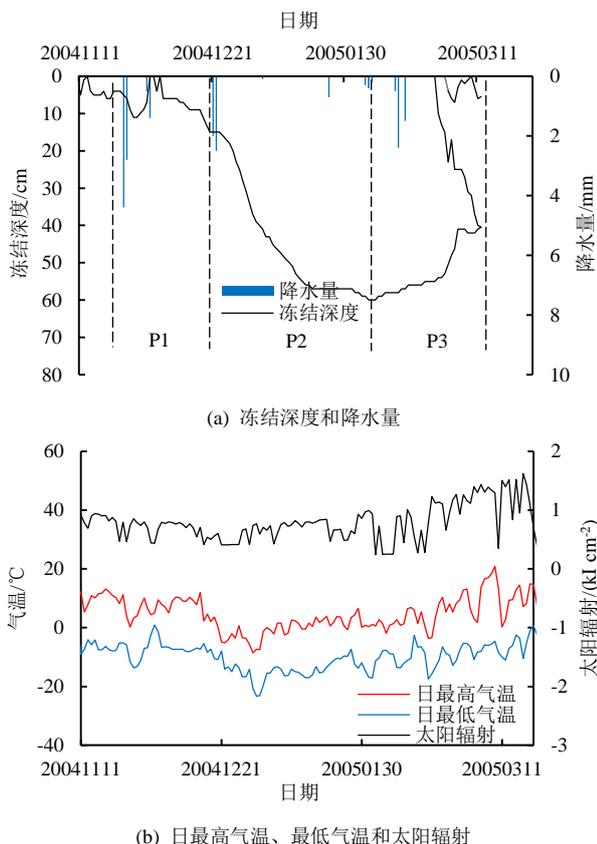


图 1 冻融期土壤冻结深度、降水量、气温和太阳辐射
Fig.1 Freezing depth, precipitation, air temperature and solar radiation during the freeze-thaw period

1.2 冻融阶段划分

据山西省水文水资源勘测总站太谷均衡实验站冻土器实测冻土深度，绘制的 2004—2005 年土壤冻融过程见图 1 (a)。根据土壤的冻融特征，整个冻融过程划分为 3 个阶段，即不稳定冻结阶段 (P1)、稳定冻

结阶段 (P2) 和消融解冻阶段 (P3)。11 月 11 日，土壤进入不稳定冻结阶段，此阶段土壤冻结速率波动较大，出现“昼融夜冻”的现象；12 月 25 日，土壤进入稳定冻结阶段，该阶段冻层逐渐向下稳定发展，冻结速率最大达 2.8 cm/d，1 月 21 日冻结锋面到达 57 cm 处；2 月 13 日，土壤进入消融解冻阶段，土壤冻结锋面逐渐上移，并出现“双冻层”现象^[23]，3 月 17 日冻层完全融通。

1.3 试验设计与监测方法

1.3.1 试验设计

在冻融期共设置 8 种处理，试验地块为 3 m×3 m，地块间隔 3 m。其中 L0 代表未灌水处理，L1 和 L2 为不稳定冻结阶段 (P1) 灌水处理，L3 和 L4 为稳定冻结阶段 (P2) 灌水处理，L5、L6 地块和 L7 地块为消融解冻阶段 (P3) 灌水处理。冻融期仅灌水 1 次，灌水量均为 225 m³/hm²，灌溉水源为试验区地下水，水温 6~8 ℃。试验地块灌水日期见表 1。

表 1 不同冻融试验设置情况

处理	灌水日期	冻融阶段
L0	-	-
L1	20041130	P1: 不稳定冻结阶段 (2004年11月11日—12月24日)
L2	20041214	
L3	20041227	P2: 稳定冻结阶段 (2004年12月25日—2005年2月12日)
L4	20050106	
L5	20050216	P3: 消融解冻阶段 (2005年2月13日—3月17日)
L6	20050225	
L7	20050315	

1.3.2 监测项目

试验田土壤类型为砂壤土，土壤主要参数见表 2。

表 2 土壤主要参数

土层 深度/cm	不同土壤粒径质量分数/%			干体积 质量/ (g cm ⁻³)
	黏粒 (<0.002 mm)	粉粒 (0.002~0.05 mm)	砂粒 (0.05~2 mm)	
0~20	1.20	15.57	83.24	1.55
20~60	1.18	20.32	78.50	1.52

试验站地面气象站的监测项目主要包含：气温、日照、降水、风向风速、太阳辐射、相对湿度、大气压、水汽压、土壤温度和冻土深等；土壤温度通过预埋热敏电阻探头监测；土壤含水率通过钻孔取土并用烘干称质量法测定，土壤温度和含水率同步监测，每次监测间隔为 5~7 d，监测深度均为 0、5、10、15、20、40、60 cm。

2 模型建立

2.1 SHAW 模型介绍

SHAW 模型是 Flerchinger 等^[24]基于质量和能量守恒理论建立起来研究融雪和土壤冻融最详细的冻

土水热耦合模型之一。其物理系统由植物冠层-雪盖-凋落物-土壤表面延伸到土壤中某一具体深度的一维垂直剖面构成。该模型已被证明可以准确地模拟各种土壤、气候和地表条件下的霜冻深度，能够模拟复杂的冬季现象，包括冻结对水分和溶质迁移的影响、溶质对霜冻形成的影响以及与冻土相关的径流；模型可以对水、热、溶质通量同步计算和对土壤冻融过程详细描述，其中热、液态水、水蒸气和溶质在土壤剖面层之间的相关传递使用迭代程序求解；并将系统划分为多个物理层，以大气层为上边界，以土壤一定深度为下边界，详细地描述了各物理层结构之间的辐射传输、湍流交换、水热传输和土壤冻融等物理过程。土壤剖面内的传递与地表能量和质量平衡同时求解，包括太阳和长波辐射交换、蒸发和潜热传递。系统的能量和水分通过上边界条件（气象）以及底部边界（土壤温度和含水率）决定。

2.2 SHAW 基本理论模型

通过 SHAW 模型对不同冻融阶段灌水试验进行模拟（图 2），模拟计算需应用以下几个方程。

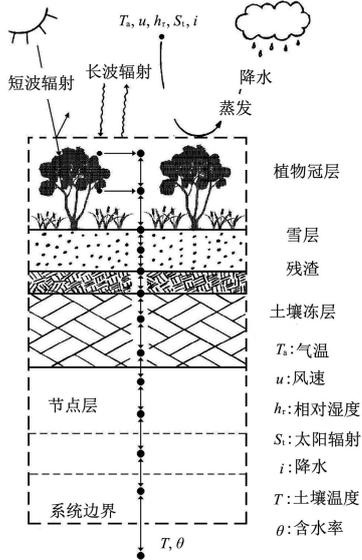


图 2 SHAW 模型物理系统描述

Fig.2 Description of the physical system of the SHAW model

2.2.1 能量通量方程

由气温、风速、相对湿度和太阳辐射等气象观测资料计算地表上边界的相关能量和水通量。地面能量平衡方程为：

$$R_n + H + L_v E + G = 0, \quad (1)$$

式中： R_n 为净太阳辐射 (W/m^2)； H 为感热通量 (W/m^2)； $L_v E$ 为潜热通量 (W/m^2)； G 为土壤或地面热通量 (W/m^2)； L_v 为蒸发潜热 (J/kg)； E 为土壤表面总蒸发 ($\text{kg}/(\text{m}^2 \text{s})$)。

2.2.2 热量传输方程

热量传输方程给出了冻结土壤中温度分布状态，

考虑冻结中土壤层的水汽热传输和液体的对流热交换，土壤的热量传输方程为：

$$\frac{\partial}{\partial z} \left[k_s \frac{\partial T}{\partial z} \right] - \rho_i c_1 \frac{\partial (q_1 T)}{\partial z} + S = C_s \frac{\partial T}{\partial t} - \rho_i L_f \frac{\partial \theta_i}{\partial t} + L_v \left(\frac{\partial q_v}{\partial z} + \frac{\partial \rho_v}{\partial t} \right), \quad (2)$$

式中： $\frac{\partial}{\partial z} [k_s \frac{\partial T}{\partial z}]$ 为土层的热传导 (W/m^3)； $\rho_i c_1 \frac{\partial (q_1 T)}{\partial z}$ 为水分通量所引起热对流 (W/m^3)； S 为源汇项 (W/m^3)； $C_s \frac{\partial T}{\partial t}$ 为土壤温度增加而储存的能量 (W/m^3)； $\rho_i L_f \frac{\partial \theta_i}{\partial t}$ 为水分冻结所消耗的潜热 (W/m^3)； $L_v (\frac{\partial q_v}{\partial z} + \frac{\partial \rho_v}{\partial t})$ 为蒸发潜热； k_s 为土壤热导率 ($\text{W}/(\text{m} \cdot ^\circ\text{C})$)； z 为从地表计算的土壤厚度 (m)； C_s 和 T 为体积热容 ($\text{J}/(\text{kg} \cdot ^\circ\text{C})$)和土壤的温度 ($^\circ\text{C}$)； ρ_i 为冰的密度 (kg/m^3)； θ_i 为体积冰量 (m^3/m^3)； ρ_l 为水的密度 (kg/m^3)； c_1 为水的比热容 ($\text{J}/(\text{kg} \cdot ^\circ\text{C})$)； q_1 为液态水通量 (m/s)； q_v 为水汽通量 ($\text{kg}/(\text{m}^2 \text{s})$)； ρ_v 为水汽密度 (kg/m^3)； L_f 为融化潜热 (kJ/kg)； L_v 为蒸发潜热 (kJ/kg)。

2.2.3 水通量方程

在冰为刚性体的假定下，冻融土壤中的水分运动主要以液态和汽态方式为主。冻融土壤中水分垂向运动的平衡方程见式 (3)，从左至右每一项分别为：液态体积含水率的变化；体积冰量的变化；进入土层的净液体的通量；进入土层的净水汽通量的源汇项。根据非饱和达西定律可知，进入土壤的水通量等于土水势梯度和非饱和导水率的乘积，而因冻土基质势测定困难，故基质势由土壤含水率进行计算，见式 (4)。非饱和土壤导水率曲线是土壤含水率和导水率的曲线，非饱和土壤导水率是土壤水分动态特征参数，见式 (5)。若假定冻土中水流运动类似非饱和非冻土，则非饱和和非冻土系统的基质势与非饱和土壤导水率的关系可在冻土系统中应用。当土壤含水率接近饱和时，由于冰的存在，冻土非饱和导水率为 0^[23]。冻融土壤中水汽迁移通量是依据 Fick 定律由水汽密度梯度进行计算的，汽态水通量方程见式 (6)。

$$\frac{\partial \theta_l}{\partial t} + \frac{\rho_i}{\rho_l} \frac{\partial \theta_i}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial t} \left[K \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right) \right] + \frac{1}{\rho_l} \frac{\partial q_v}{\partial z} + U, \quad (3)$$

$$\psi = \psi_c \left(\frac{\theta_l}{\theta_s} \right)^{-b}, \quad (4)$$

$$K = K_s \left(\frac{\psi_c}{\psi} \right)^{(2+3/b)}, \quad (5)$$

$$q_v = -D_v \frac{d\rho_v}{dz} \approx -\frac{d(h_r \rho_v^t)}{dz}, \quad (6)$$

式中： K 为非饱和导水率 (m/s)； K_s 为饱和导水率 (m/s)；

U 为源汇项 ($\text{m}^3/(\text{m}^3 \text{ s})$); ψ 为土壤基质势 (m); t 为时间 (s); θ_i 为体积含冰率 (m^3/m^3); ψ_e 为空气进入势 (m); θ_s 为土壤饱和含水率 (m^3/m^3); b 为孔隙大小分布指数; h_r 为土壤相对湿度; D_v 为土壤中的水汽扩散率 (m^2/s)。

2.3 模型的输入和率定

SHAW 模型的输入包含初始和末尾时间的土壤剖面含水率和温度信息; 日气象信息, 包括日最高气温、日最低气温、露点温度、风速和太阳辐射; 试验场地基本参数, 包括坡度、海拔、维度以及坡向数据; 土壤物理参数包括干土反射率、湿土反射率、饱和导水率和体积质量信息。模拟点的基本参数见表 3。

表 3 模拟点参数

Table 3 Simulation point parameters

纬度	坡度/%	坡向/ (°)	高程/m	干土 反射率	湿土 反射率	地表粗 糙度/cm	最大积水 深度/cm
37°N	0.3	180	775	0.25	0.35	1	3

本文中土壤水分特征曲线选用 Campbell 模型, 模型中的土壤参数包含: 空气进入势 ψ_e 、饱和导水率 K_s 、孔隙大小分布指数 b 、土壤干体积质量、饱和体积含水率、砂粒量、粉粒量和黏粒量。土壤的颗粒组成和体积质量可以通过试验具体测量。 ψ_e 、 K_s 和 b

则需要手动调整。率定后的土壤参数见表 4。

表 4 率定的土壤参数

Table 4 The calibrated soil parameters

模拟深度/cm	饱和体积 含水率/ $(\text{m}^3 \text{ m}^{-3})$	饱和导水率/ (cm h^{-1})	空气 进入势/m	孔隙大小 分布指数	土壤干体积 质量/ (g cm^{-3})
0	0.49	0.24	-0.04	8.32	1.55
5	0.49	0.24	-0.04	8.32	1.55
10	0.49	0.24	-0.04	8.32	1.55
15	0.49	0.24	-0.04	8.32	1.55
20	0.49	0.24	-0.04	8.32	1.55
40	0.46	0.25	-0.04	6.54	1.52
60	0.46	0.25	-0.04	6.54	1.52

2.4 模型验证

2004—2005 年冻融期实测的土壤剖面温度和含水率与 SHAW 模型模拟的结果进行对比, 以验证 SHAW 模型, 模拟值与实测值的吻合程度根据均方根误差 $RMSE$ 来进行定量分析, 即:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (y_i - \hat{y}_i)^2}, \quad (5)$$

式中: y_i 为观测值; \hat{y}_i 为模拟值; n 为观测样本数。

1) 土壤温度检验

图 3 为冻融期各处理不同土层土壤温度的模拟值和实测值的对比结果。

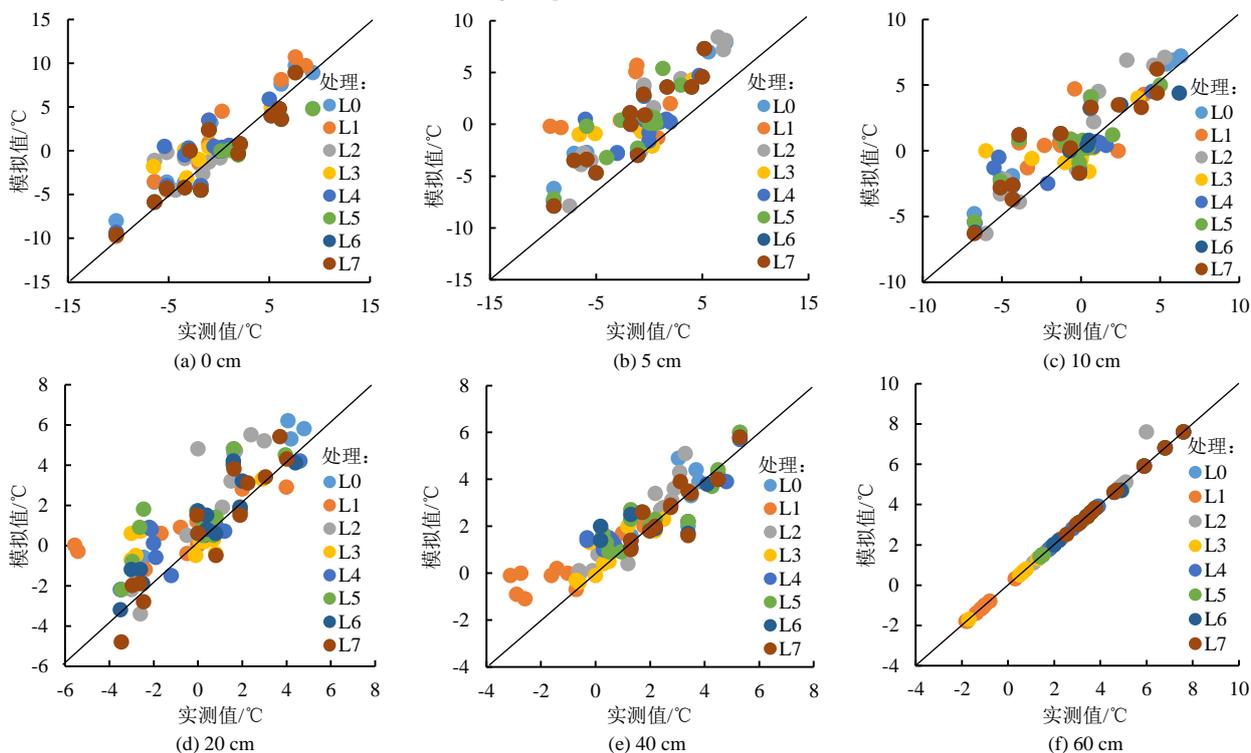


图 3 土壤温度实测值与模拟值对比

Fig.3 Contrast between measured values and simulated values of soil temperature

从图 3 中可以直观看出模拟值和实测值均位于 45°直线的两侧, 说明模拟土壤温度与实测土壤温度比较吻合。由于地表容易受到太阳辐射等外界环境变化和地气之间的水热交换的影响, 土壤剖面 0~5 cm 模拟效果较差。随着土层深度的增加模拟的效果较好,

各层土壤温度的模拟值和实测值的均方根误差 $RMSE$ 为 0.05~2.77 °C (见表 5), 模拟的精度较高。所以, SHAW 模型可以较好地模拟不同冻融阶段灌水处理土壤剖面温度变化。

2) 土壤含水率检验

图 4 为冻融期各处理不同土壤深度含水率的模拟值和实测值的对比结果。

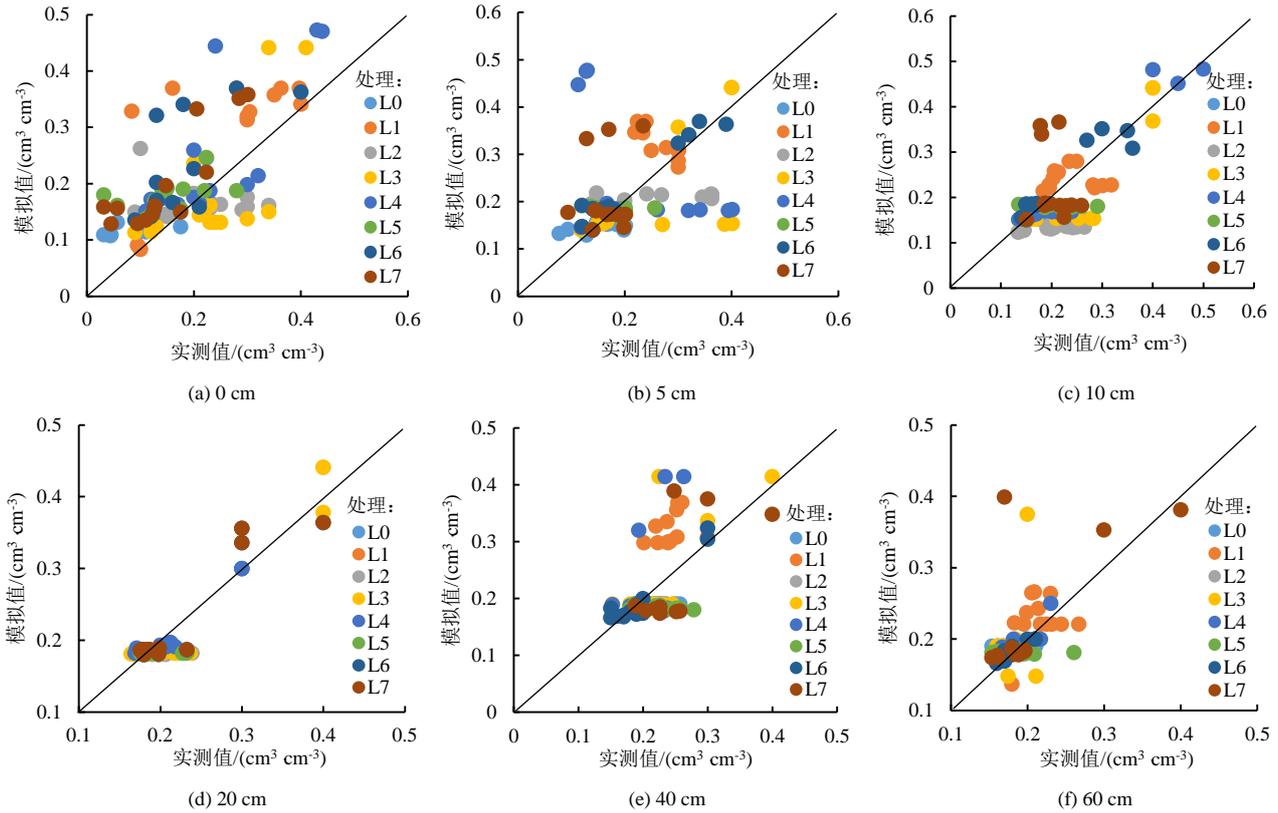


图 4 土壤含水率模拟值与实测值对比

Fig.4 Contrast between measured values and simulated values of soil moisture content

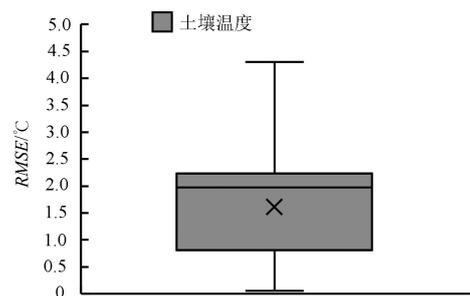
由图 4 可知，模拟值和实测值均位于 45° 直线的两侧，说明土壤含水率模拟值与实测值比较吻合。其均方根误差 $RMSE$ 为 $0.01\sim 0.19\text{ cm}^3/\text{cm}^3$ ，见表 5。这表明模拟值和实测值的拟合程度很好，模型参数合理，率定后的 SHAW 模型可以用来模拟冻融期不同冻融阶段灌水下土壤水热迁移。

表 5 不同剖面深度土壤温度和含水率模拟值与实测值的均方误差 $RMSE$

Table 5 Mean square error $RMSE$ between measured values and simulated values of soil temperature and soil moisture content at different profile depths

均方误差	土壤深度/cm	L0 处理	L1 处理	L2 处理	L3 处理	L4 处理	L5 处理	L6 处理	L7 处理
$RMSE/^\circ\text{C}$	0	2.15	2.77	2.24	2.45	2.20	2.44	2.22	1.91
	5	2.43	2.50	1.99	2.35	2.24	2.38	1.73	2.10
	10	2.40	2.28	2.15	2.12	1.98	2.03	2.08	2.07
	20	1.69	2.26	2.15	1.79	1.54	1.96	1.20	1.13
	40	0.79	1.48	0.82	0.56	0.93	0.80	0.90	0.64
	60	0.07	0.07	0.41	0.05	0.05	0.06	0.06	0.07
$RMSE/(\text{cm}^3\text{ cm}^{-3})$	0	0.05	0.09	0.09	0.09	0.08	0.06	0.08	0.07
	5	0.04	0.07	0.08	0.10	0.19	0.04	0.03	0.04
	10	0.06	0.05	0.08	0.06	0.04	0.05	0.03	0.09
	20	0.02	0.09	0.02	0.03	0.02	0.02	0.07	0.03
	40	0.04	0.08	0.03	0.06	0.08	0.05	0.08	0.05
	60	0.02	0.04	0.01	0.05	0.08	0.03	0.07	0.03

土壤温度和含水率实测值和模拟值的 $RMSE$ 箱型图见图 5。土壤剖面温度和含水率实测值和模拟值 75% 的 $RMSE$ 分别为 $0.7\sim 2.3\text{ }^\circ\text{C}$ 和 $0.025\sim 0.07\text{ cm}^3/\text{cm}^3$ ，模拟精度符合要求^[25]，由于土壤表层土壤含水率波动较大，土壤含水率的预测精度随着土壤深度的增加而提高。综上，SHAW 模型能较好地模拟不同冻融阶段灌水的土壤水热迁移规律。



(a) 土壤温度

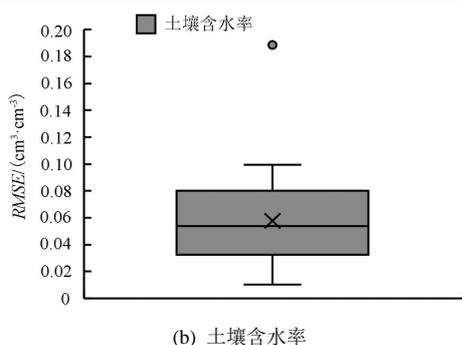


图5 冻融期土壤温度和土壤含水率的实测值与模拟值的 *RMSE* 的箱型图

Fig.5 The box diagram of *RMSE* between the measured value and the simulated value of soil temperature and soil moisture content during freeze-thaw period

3 模拟结果

3.1 土壤蒸发速率

所有处理土壤剖面初始含水率相近, 地表土壤含水率约为 9.0%, 耕作层 0~20 cm 土壤平均含水率约为 15.0%^[23]。土壤含水率是影响土壤蒸发和土壤热导率的重要因素, 由于冻融期灌水增加了土壤剖面含水率, 加剧了土壤与外界大气之间的能量交换, 进而促进了土壤水分蒸发。冻融期土壤蒸发规律与土壤冻融特征有关, 土壤蒸发速率随着土壤冻结而降低。不同冻融阶段灌水处理土壤蒸发速率见图 6。稳定冻结阶段土壤蒸发速率达到最低, 之后随着冻层融化呈上升趋势^[26]。

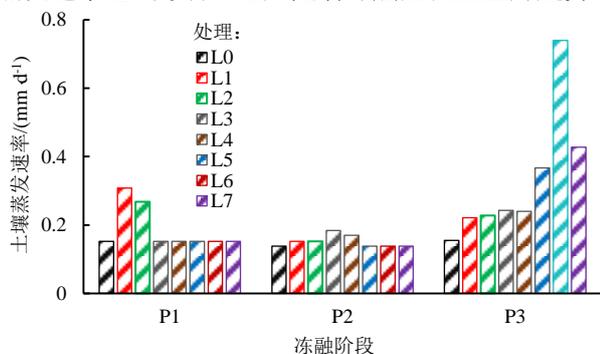


图6 不同冻融阶段灌水处理的土壤蒸发速率

Fig.6 Soil evaporation rates of irrigated treatment at different times during the freeze-thaw periods

不稳定冻结阶段 (P1) 冻层较浅, “昼融夜冻”交替出现, 最大冻结深度小于 10 cm。11 月 30 日灌水使“颗粒状”的冻层融化, 此时地块入渗能力强^[27], 未冻水在温度梯度的作用下发生相变和重分布。由于 L1 处理和 L2 处理灌水后地表的含水率为 35.0%~40.0%, 较未灌水处理高 70.0%。因此灌水增加了土壤含水率, 在风速、太阳辐射、空气湿度和外界气温的影响下, 加剧了 0~20 cm 土壤与大气之间的水热交换, 增加了土壤蒸发速率^[21], 高达 0.308 mm/d。所以 L1 处理较未灌水处理土壤蒸发速率增加了

102.6%。在 P1 阶段的后期 L2 处理进行灌水, 冻层融化, 土壤含水率升高, 但此时气温和太阳辐射较 L1 处理灌水时低, 土壤蒸发速率较 L1 处理低, 较未灌水处理土壤蒸发速率增大 76.3%。

稳定冻结阶段 (P2), 冻层稳定快速向下发展, 最大冻结速率为 3 cm/d^[27], 气温逐渐降低, 日平均气温为全年最低, 在温度梯度的作用下, 水分沿冻结锋面向上迁移^[21], 冻层逐渐增厚, 形成稳定密实的冻层, 液态水量降低。密实的冻层使导水率减少, 并阻碍了土壤水分与外界大气之间的水热交换, 使水分以水蒸气的形式蒸发。因此, 在 P2 阶段土壤蒸发速率随着太阳辐射的减少而急剧减少, 较 P1 阶段处理土壤蒸发速率减少 9.2%~64.2%。L1 处理 0~20 cm 土壤平均含水率为 25.3%, 较早的灌水使 L1 处理土壤剖面温度整体较其他处理低 2~4 °C, 形成稳定密实的冻层, 从而阻碍深层土壤水向地表迁移, 因此 L1 处理在此阶段蒸发量显著减少, 约为 7.6 mm, 土壤的蒸发速率较 P1 阶段降低 21.0%。L3 处理和 L4 处理灌水后, 致密稳定的冻层使地块下渗能力较低, 0~20 cm 处形成“聚墒区”^[24], 未冻含水量按幂指数规律减小^[27]。同时, 灌水增加了土壤的热容量, 延缓了土壤温度的下降, 致密稳定的冻层阻碍了土壤水与大气进行水热交换^[21], 但是由于灌水后较短时间内会加速土壤蒸发, 所以 P2 阶段灌水处理土壤蒸发速率较 L0 处理仅增加 23.1%~33.3%, 较 L1 处理和 L2 处理灌水后土壤蒸发速率降低。

消融解冻阶段 (P3), 地表经历昼融夜冻, 冻层开始从地表向下解冻, 从底部向上解冻, 解冻时间短于冻结时间。P3 阶段的气温和太阳辐射逐渐增强, 地表冻层融化, 出现“返浆”现象, 干土层含水率增加。同时, P3 阶段灌水会加速地表冻层的融化, 由于液态含水率与土壤蒸发有着紧密联系, 土壤蒸发能力随着液态水量的增大而增大, 因此土壤蒸发速率最高 (见图 6)。因为 L1—L4 处理经历了冻结阶段, 0~20 cm 的土壤平均含水率较 L0 处理高 10.5%~44.2%, 蒸发速率较 L0 处理高 86.0%~160.0%。P3 阶段灌水后, L5—L7 处理液态水量增加, 由于此时地表温度在 0 °C 以上, 冻结深度逐渐减小, 冻层消融, 水分下渗或者吸收外界热量而以水蒸气的形式向大气扩散。L5 处理在 2 月 16 日灌水, 此时“昼融夜冻”, 太阳辐射和外界气温仍较低, 土壤冻结深度为 10 cm, 并出现“双冻层”的现象^[27], 土壤蒸发速率为 0.366 mm/d, 较 L0 处理增加 1.37 倍。L6 处理灌水时太阳辐射和气温继续增大, 冻层完全融化, 地表与外界大气环境水热交换剧烈。L6 处理灌水后, 土壤液态水量增加, 土壤热容量增加, 使得土壤升温需要吸收更多的热量。

3月1日, L0处理地表温度达6℃, 而L6处理要推迟3~4 d才能达到相同的温度^[23]。L6处理土壤蒸发速率逐渐增大, 较L0处理高1.10~3.54倍。L7处理在P3阶段末期灌水, 灌水后的土壤蒸发速率增加, 平均蒸发速率为0.42 mm/d, 较L5处理的土壤蒸发速率高14.18%, 较L6处理土壤蒸发速率低42.20%。

3.2 灌水后3 d内土壤蒸发速率

冻融期地表冻层和外界环境的差异导致灌水后改变了地表的土壤水分分布和地表温度, 从而影响了土壤蒸发速率。灌水后3 d内地表土壤平均蒸发速率(ET_3)见图7。

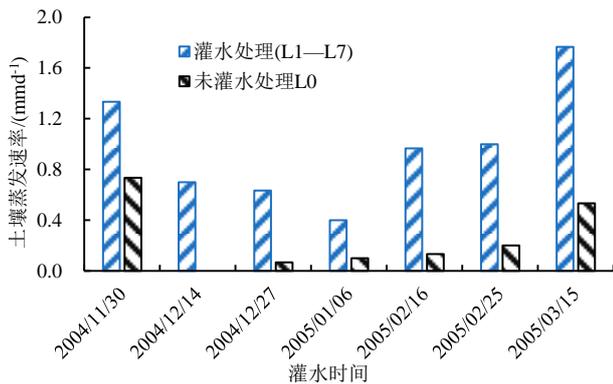


图7 灌水后3 d内的土壤平均蒸发速率(ET_3)

Fig.7 The average soil evaporation rate in three days after irrigation(ET_3)

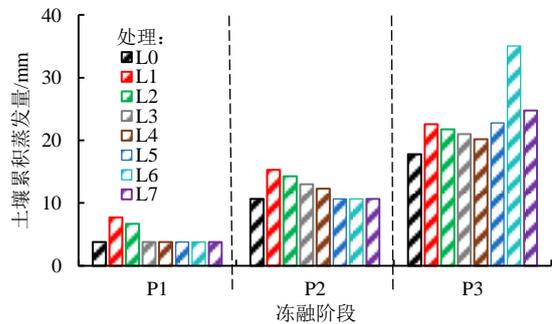
L1—L7灌水处理和未灌水处理L0的 ET_3 均呈现先减小后增大的趋势, 灌水处理 ET_3 均较未灌水处理高, 较低的气温和密实的冻层使P2阶段灌水后土壤蒸发速率较小。12月14日—2月25日期间, 地块处于冻结阶段, 由于地表负积温、较弱的太阳辐射和干土层以下形成的致密稳定的冻层使得土壤中未冻水含量较少, 从而使得灌水处理和L0处理的 ET_3 值均较低, L0处理土壤的 ET_3 均在0.2 mm/d以下。在2月下旬之后, 太阳辐射增强, 气温回升, 灌水加速了冻层的融化, 增加了地表液态水量, 冻层对土壤蒸发的控制减弱, 使得此阶段的灌水处理和L0处理的 ET_3 增加。因此, P2阶段灌水后3 d内对土壤蒸发速率影响较弱, P1阶段和P3阶段灌水后3 d内对土壤蒸发速率影响剧烈。

3.3 土壤累积蒸发量

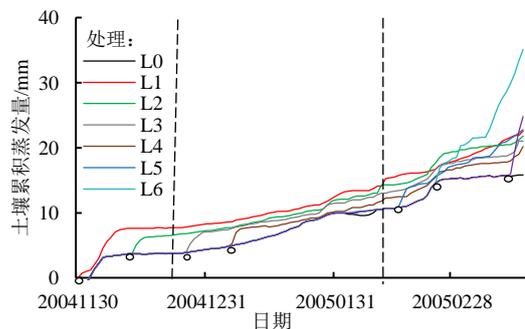
土壤累积蒸发量反映了土壤在降水、人工灌溉补给、太阳辐射、风速和外界气温等影响下冻融期累积损失的水量。降水和人工灌溉会补给土壤水分, 太阳辐射、风速和外界气温等会影响土壤水分的散失。

由图8可见, P1阶段L1处理和L2处理灌水后, 土壤蒸发剧烈。由于L1处理灌水时间较L2处理早, 太阳辐射和气温较高, 土壤受外界影响剧烈, 此阶段L1处理的累积蒸发量较L2处理和L0处理多; P2阶

段气温全年最低, L3处理和L4处理灌水后, 较低的气温使水未完全下渗便凝结成冰, 水分下渗缓慢, 相变剧烈, 以冰晶的形式储存在冻层之中, 在0~20 cm形成聚墒区, 含水率达20%~45%^[23]。L3处理和L4处理在此阶段土壤蒸发能力较弱, 土壤累积蒸发量为5.5~6.5 mm, 但较高的含水率使得土壤累积蒸发量较未灌水处理高, 较L1处理和L2处理低, 占其冻融期土壤累积蒸发量的24.8%~27.0%; P3阶段土壤温度回升速度滞后于空气温度升高的速度, 土壤温度升高, 土壤内部与大气之间所形成的温度差和湿度差逐渐减小, 土壤冻结的水分逐渐开始融化, 为土壤蒸发的继续提供水分来源, 土壤蒸发速率逐渐增大。L5—L7处理在P3阶段的累积蒸发量为9.1~10.5 mm, 较其他处理高0.9%~52.0%。L5处理在P3的早期灌水, 此时“昼融夜冻”, 土壤蒸发量分别较L6处理和L7处理低59.7%和13.3%; L6处理灌水时太阳辐射和气温较大, 土壤与外界环境水热交换剧烈, 促进了土壤蒸发^[23], 在P3时期土壤累积蒸发量为22.6 mm, 占其冻融期土壤累积蒸发量的35.6%; L7处理在P3阶段的末期灌水, 灌水后土壤蒸发剧烈, 但在P3阶段持续时间较短, 土壤累积蒸发量较L6处理少。可见, P3阶段灌水不利于土壤水分的蓄存。



(a) 土壤各阶段累积蒸发量



(b) 土壤累积蒸发量

图8 不同冻融阶段灌水处理的土壤累积蒸发量

Fig.8 Soil cumulative evaporation of irrigated treatment at different times during the freeze-thaw period

冻融期结束后, 灌水处理均较未灌水处理土壤累积蒸发量增加了24.0%~150.0%。L3处理和L4处理的土壤累积蒸发量分别为21.00 mm和20.02 mm, 在

灌水处理中最低, 较其他灌水处理低 3.8%~67.1%; L6 处理的土壤累积蒸发量为 35.1 mm, 在所有处理中土壤累积蒸发量最高。冻融期灌水后土壤累积蒸发量约为灌水量的 8.6%~9.3%, 灌水量的 90.7%~91.4% 储存在土壤中。

4 讨论

土壤蒸发作为地表能量和水量平衡重要组成部分, 水文循环的重要过程, 对干旱、半干旱季节性冻土区土壤盐渍化的防治、干旱和半干旱气候变化和水资源研究、农业生产和水资源的高效利用有重要的现实意义。冬春灌溉对于改善土壤水热状况、减少病虫害、提升作物产量, 缓解“春旱”和促进农作物生长发育具有积极的影响^[21]。

4.1 土壤蒸发的影响因素

影响土壤蒸发的主要因素有太阳辐射、地表土壤温度、日平均气温、地表土壤含水率、风速、气压、相对湿度、降水量、水面蒸发量和人工灌溉补给等。冻融期土壤蒸发量的大小受土壤冻融特征的影响, 在 P1 阶段和 P3 阶段土壤的蒸发量较大, 在 P2 阶段土壤蒸发量较小。冻结阶段灌水后, 稳定密实的冻层使冻结阶段的土壤蒸发速率显著降低。

在 P1 阶段, 由于太阳辐射的影响, 土壤尚未形成致密稳定的冻层, 地表含水率较高, 0~20 cm 的土壤平均含水率为 15.0%^[23]。因此太阳辐射、地表含水率和灌水对 P1 阶段的土壤蒸发影响较大; 在 P2 阶段, 稳定密实的冻层使地表蒸发速率降低^[26], 隔绝了下部土壤与外界大气的水汽交换, L3 处理和 L4 处理灌水后, 土壤含水率升高, 水分相变剧烈。由于水热容量较大, 在凝结过程中会释放更多的凝结潜热, 土壤温度下降较慢, 较未灌水处理 0~20 cm 土壤温度升高 1~2 °C^[23], 使土壤蒸发速率升高。因此, 土壤含水率、降水和灌水补给对土壤蒸发影响较大; 在 P3 阶段, 由于太阳辐射增强, 气温升高, 近地表冻层开始融化, 地表“干土层”含水率升高。因此, 地表土壤温度和灌水是影响 P3 阶段土壤蒸发的主要因素。

4.2 不同时间灌水对土壤蒸发的影响

季节性土壤冻融循环是地气系统水循环的重要环节, 地表活动层能量平衡与之密切相关。灌水会增加土壤含水率, 不同冻融阶段灌水会因灌水前土壤水热情况、土壤质地结构和外界气候条件的不同, 使灌水后土壤水分发生相变和迁移, 土壤温度和土壤结构产生差异, 从而导致不同冻融阶段的土壤蒸发速率和土壤累积蒸发量不同。未灌水的 L0 处理地表土壤含水率较灌水处理低, 表层土壤水分不断蒸发, 含水率逐渐降低, 水分迁移能力较弱, 冻融期不同阶段的土

壤蒸发速率和累积土壤蒸发量较灌水处理低。

P1 阶段, 土壤昼融夜冻, 太阳辐射和温度逐渐降低, 较早灌水的 L1 处理土壤蒸发速率和 ET_3 较 L2 处理高 14.92% 和 90.40%。

P2 阶段, 气温逐渐降低, 密实的冻层、地表负积温、气温和太阳辐射使灌水处理 (L3、L4) 后的水分相变剧烈, 在 0~20 cm 形成“聚墒区”。此阶段灌水处理 (L3、L4) 的土壤蒸发能力较低, 土壤蒸发速率和 ET_3 较灌水处理 (L1、L2) 低 43.2%~50.6% 和 9.5%~52.5%。

P3 阶段, 由于地表土壤经历冻融循环后, 地表土壤较为疏松, 同时随着太阳辐射增强和气温升高, 冻层融化使“干土层”出现“返浆现象”^[22]。灌水后 0~20 cm 的土壤平均含水率约为 22.4%~25.8%, 较 L0 处理高 14.8%~105.6%, 较高的温度和含水率使灌水处理表层土壤与大气的水热交换剧烈, 此时 L6 处理土壤的蒸发速率最大。可见, 稳定冻结阶段灌水有利于储水保墒, 土壤水分散失较少。

5 结论

1) SHAW 模型对冻融土壤含水率和土壤温度模拟的 RMSE 为 0.01~0.19 cm³/cm³ 和 0.05~2.77 °C, 模拟精度较好。

2) 冻融期灌水处理的土壤累积蒸发量比未灌水处理增加了 24.0%~150.0%, 冻融期灌水后土壤累积蒸发量约为灌水量的 8.6%~9.3%, 灌水量大部分储存在土壤中, 消融解冻阶段灌水不利于水分在土壤中蓄存。

3) 不稳定冻结阶段灌水促进土壤蒸发, 与未灌水处理相比土壤累积蒸发量增加了 22.4%~27.0%; 稳定冻结阶段灌水对土壤蒸发的影响较弱, L3 处理和 L4 处理土壤累积蒸发量最少, 较其他灌水处理低 3.8%~67.1%; 消融解冻阶段 L6 处理的土壤累积蒸发量最高, 较其他处理高 55.3%~97.1%。

4) 稳定冻结阶段灌水后 3 d 内对土壤蒸发影响较弱, 不稳定冻结阶段和消融解冻阶段灌水后 3 d 内对土壤蒸发速率影响较强。

参考文献:

- [1] 毛俊, 伍靖伟, 刘雅文, 等. 盐分对季节性冻融土壤蒸发的影响试验及数值模拟研究[J]. 灌溉排水学报, 2021, 40(2): 62-69.
MAO Jun, WU Jingwei, LIU Yawen, et al. Effects of salt content on evaporation from seasonally frozen soil: Experimental measurement and numerical simulations[J]. Journal of Irrigation and Drainage, 2021, 40(2): 62-69.
- [2] 张信宝, 安芷生. 减少地面蒸发, 充分利用降水资源—黄土高原旱坡地生态农业的思考[J]. 水土保持通报, 1997, 17(1): 60-65.
ZHANG Xinbao, AN Zhisheng. Reducing the ground evaporation and using the precipitation resource fully: A reflection on eco agriculture of dry slopeland in loess plateau region[J]. Bulletin of Soil and Water

- Conservation, 1997, 17(1): 60-65.
- [3] 王晓燕, 高焕文, 李洪文. 旱地保护性耕作地表径流和土壤水分平衡模型[J]. 干旱地区农业研究, 2003, 21(3): 97-103.
WANG Xiaoyan, GAO Huanwen, LI Hongwen. A model of runoff and soil water balance under mechanized conservation tillage[J]. Agricultural Research in the Arid Areas, 2003, 21(3): 97-103.
- [4] 徐学祖, 邓友生. 冻土中水分迁移的实验研究[M]. 北京: 科学出版社, 1991.
XU Xuezu, DENG Yousheng. Experimental study on water migration in frozen soil [M]. Beijing: Science Press, 1991.
- [5] OKI Taikan, KANAE Shinjiro. Global hydrological cycles and world water resources[J]. Science, 2006, 313(5 790): 1 068-1 072.
- [6] TRENBERTH Kevine, FASULLO Johnt, KIEHL Jeffrey. Earth's global energy budget[J]. Bulletin of the American Meteorological Society, 2009, 90(3): 311-324.
- [7] HANSSON Klas, ŠIMŮNEK Jirka, MIZOGUCHI Masaru, et al. Water flow and heat transport in frozen soil: Numerical solution and freeze-thaw applications[J]. Vadose Zone Journal, 2004, 3(2): 693-704.
- [8] AN Ni, TANG Chaosheng, XU Shikang, et al. Effects of soil characteristics on moisture evaporation[J]. Engineering Geology, 2018, 239: 126-135.
- [9] 陈军锋, 郑秀清, 张永波, 等. 季节性冻融期不同潜水位埋深下土壤蒸发规律模拟研究[J]. 农业机械学报, 2015, 46(5): 131-140.
CHEN Junfeng, ZHENG Xiuqing, ZHANG Yongbo, et al. Simulation of soil moisture evaporation under different groundwater level depths during seasonal freeze-thaw period[J]. Transactions of the Chinese Society for Agricultural Machinery, 2015, 46(5): 131-140.
- [10] WU Mousong, HUANG Jiesheng, WU Jingwei, et al. Experimental study on evaporation from seasonally frozen soils under various water, solute and groundwater conditions in Inner Mongolia, China[J]. Journal of Hydrology, 2016, 535: 46-53.
- [11] ROUSSEAU Mcecilia, FIGUEROLA Patricai, CORREA-TEDESCO Guilero, et al. Seasonal variations in sap flow and soil evaporation in an olive (*Olea europaea* L.) grove under two irrigation regimes in an arid region of Argentina[J]. Agricultural Water Management, 2009, 96(6): 1 037-1 044.
- [12] TARJUELO Josemaria, ORTEGA Josefernando, MONTERO Jesus, et al. Modelling evaporation and drift losses in irrigation with medium size impact sprinklers under semi-arid conditions[J]. Agricultural Water Management, 2000, 43(3): 263-284.
- [13] CHEN Junfeng, XIE Xue, ZHENG Xiuqing, et al. Effect of straw mulch on soil evaporation during freeze-thaw periods[J]. Water, 2019, 11(8): 1 689-1 704.
- [14] CHEN Junfeng, WEI Yizhao, ZHAO Xiping, et al. Simulation of soil water evaporation during freeze-thaw periods under different straw mulch thickness conditions[J]. Water, 2020, 12(7): 2 003-2 018.
- [15] CHEN Junfeng, XIE Xue, ZHENG Xiuqing, et al. Effects of sand-mulch thickness on soil evaporation during the freeze-thaw period[J]. Hydrological Processes, 2020, 34(13): 2 830-2 842.
- [16] FENG Huijun, CHEN Junfeng, ZHENG Xiuqing, et al. Effect of sand mulches of different particle sizes on soil evaporation during the freeze-thaw period[J]. Water, 2018, 10(5): 536-551.
- [17] LI Fawen, ZHAO Yong. Estimation of open water evaporation using land-based meteorological data[J]. Theoretical and Applied Climatology, 2018, 134(1/2): 397-409.
- [18] MCMAHON Thomasam, PEEL Murruc, LOWE Lisad, et al. Estimating actual, potential, reference crop and pan evaporation using standard meteorological data: A pragmatic synthesis[J]. Hydrology and Earth System Sciences, 2013, 17(4): 1 331-1 363.
- [19] XUE Jing, FENG Hunjun, CHEN Junfeng, et al. The effect of a sand interlayer on soil evaporation during the seasonal freeze-thaw period in the middle reaches of the Yellow River[J]. Water, 2020, 12(8): 2 092-2 110.
- [20] 杜鑫钰, 陈军锋, 薛静, 等. 基于 PCA-PSO-GRNN 模型的冻融期土壤蒸发预报[J]. 节水灌溉, 2021(1): 14-19.
DU Xinyu, CHEN Junfeng, XUE Jing, et al. Prediction of soil evaporation during freeze-thaw period based on PCA-PSO-GRNN model[J]. Water Saving Irrigation, 2021(1): 14-19.
- [21] 李晓敏. 冻融期不同灌水条件下土壤水热耦合迁移的数值模拟研究[D]. 太原: 太原理工大学, 2020.
LI Xiaomin. Numerical simulation of coupled moisture and heat transfer in soil under different irrigation conditions during freezing and thawing period[D]. Taiyuan: Taiyuan University of Technology, 2020.
- [22] 李瑞平. 冻融期土壤水热盐运移规律及其 SHAW 模型模拟研究[D]. 呼和浩特: 内蒙古农业大学, 2007.
LI Ruiping. Study on soil water-heat-salt transfer during freezing-thawing and its simulation by SHAW model[D]. Hohhot: Inner Mongolia Agricultural University, 2007.
- [23] 潘大全, 陈军锋, 薛静, 等. 冻融期不同时间灌水对土壤水热影响的试验研究[J]. 节水灌溉, 2022(1): 1-6.
PAN Daquan, CHEN Junfeng, XUE Jing, et al. Experimental study on the influence of irrigation at different time on soil moisture and heat during freeze-thaw period[J]. Water Saving Irrigation, 2022(1): 1-6.
- [24] FLERCHINGER Gerald, CALDWELL Todd, CHO Jaepil, et al. Simultaneous heat and water (SHAW) model: Model use, calibration, and validation[J]. Transactions of the ASABE, 2012, 55(4): 1 395-1 411.
- [25] 孙宏勇, 刘昌明, 张永强, 等. 微型蒸发器测定土面蒸发的试验研究[J]. 水利学报, 2004, 35(8): 114-118.
SUN Hongyong, LIU Changming, ZHANG Yongqiang, et al. Study on soil evaporation by using micro-lysimeter[J]. Journal of Hydraulic Engineering, 2004, 35(8): 114-118.
- [26] 冯慧君. 季节性冻融期不同覆砂条件下土壤蒸发规律的试验与数值模拟研究[D]. 太原: 太原理工大学, 2020.
FENG Huijun. Experiment and numerical simulation of soil evaporation under sand mulch during the seasonal freeze-thaw period[D]. Taiyuan: Taiyuan University of Technology, 2020.
- [27] 陈军锋. 不同地表条件下季节性冻融土壤入渗特性的试验研究[D]. 太原: 太原理工大学, 2006.
CHEN Junfeng. Experimental study on characteristics of water infiltration into seasonal freeze-thaw soil under different surface treatment[D]. Taiyuan: Taiyuan University of Technology, 2006.

Change in Evaporation from Soil as Affected by Irrigation at Different Freeze-thaw Stages

PAN Daquan¹, CHEN Junfeng^{1*}, XUE Jing¹, CUI Lihong¹, ZHAO Dexing¹, DU Qi²

(1. Taiyuan University of Technology, Taiyuan 030024, China; 2. Taigu Water Balance Experimental Field, Hydrology and Water Resources Survey Station of Shanxi Province, Taigu 030800, China)

Abstract: 【Background and Objective】 Seasonal permafrost is widely distributed in north China and water evaporation from such soils depends on both soil water content and freeze-thawing process. In this paper, we experimentally studied the change in evaporation with irrigation at different stages of the freeze-thawing process.

【Method】 The experiment was conducted in a field; a bare plot without irrigation was taken as the control (CK). The treatments were to irrigate the 225 m³ per hm² of water at different freeze-thaw stages, which were represented by L1—L7. Evaporation from the soil in all treatments was simulated using the heat-water model (SHAW). **【Result】** Irrigation during the freeze-thaw period increased the cumulative soil evaporation by 24.0%~150.0%, compared with the CK. Irrigation during the unstable freezing stage enhanced evaporation, and compared with CK, it increased the cumulative evaporation by 22.4%~27.0%. Irrigation during the stable freezing stage affected evaporation the least, especially L3 and L4 treatments, where the evaporation was 3.8%~67.1% lower than that in other treatments. Irrigation during the thawing period led to the highest cumulative evaporation, increasing by 55.3%~97.1%, compared with other treatments. **【Conclusion】** Irrigation during the unstable freezing and thawing stages increased evaporation greatly and should be avoided. In contrast, irrigation during the stable freezing stage affected evaporation the least in the first 3 days after the irrigation. Irrigation during the freeze-thaw period could result in 8.6%~9.3% of the irrigating water lost via evaporation.

Key words: seasonal freeze-thaw period; irrigation; SHAW; soil evaporation; numerical simulation

责任编辑: 赵宇龙

(上接第 49 页)

Efficacy of Nitrogen-fixing Bacteria Combined with Different Nitrogen Fertilizers in Improving Enzymatic Activity and Nitrogen in Reclaimed Soil

WANG Shuaibing, MENG Huisheng*, WU Xin, ZHANG Jie, HAO Xianjun, HONG Jianping, JIAO Jincheng
(College of Resources and Environment, Shanxi Agricultural University, Taigu 030801, China)

Abstract: **【Objective】** Reclaimed soils are usually poor in nutrients and the aim of this paper is to investigate the efficacy of nitrogen-fixing bacteria combined with different nitrogen fertilizations in improving fertility of reclaimed soils. **【Method】** The experiments were conducted in pots filled with soil collected from a subsidized coal mining. The soil was incubated with nitrogen-fixing bacteria combined with different nitrogen fertilizers. In each treatment, we measured carbon and nitrogen in microbial biomass, enzymatic activity, total nitrogen, and ammonium and nitrate nitrogen in the soil. **【Result】** Combining nitrogen-fixing bacteria with ammonium or nitrate nitrogen fertilizer increases carbon and nitrogen in microbial biomass, total dissolved nitrogen, ammonium nitrogen in the soil. Compared with treatment with nitrate and ammonium nitrogen fertilization only, their combination with nitrogen-fixing bacteria increases the activity of catalase, sucrase, protease and urease by 4.96%, 17.85%, 12.53% and 6.12% respectively. Correlation analysis shows a close relationship between soil nutrients, enzymatic activity and carbon and nitrogen in microbial biomass; the activity of sucrase, protease and urease is positively correlated with total nitrogen, total dissolved nitrogen and ammonium nitrogen in the soil ($P<0.01$); the enzymatic activity is positively correlated with nitrate nitrogen ($P<0.05$); a positive correlation exists between carbon and nitrogen in microbial biomass and total dissolved nitrogen in the soil ($P<0.05$). Principal component analysis shows that ammonium nitrogen fertilization combined with nitrogen-fixing bacteria gives the best soil quality. **【Conclusion】** Combining nitrate and ammonium nitrogen fertilization with nitrogen-fixing bacteria can significantly increase soil microbial biomass and nitrogen content, and it can be used as an improved agricultural practice to improve quality of reclaimed soil from coal mining.

Key words: nitrogen fertilizer forms; nitrogen-fixing bacteria; dissolved total nitrogen; reclaimed soil; soil enzyme activity

责任编辑: 韩洋