

不同土壤温度和容重下微咸水上升毛管水运动特性 HYDRUS 模拟及验证

陈琳¹, 费良军¹, 傅渝亮¹, 王子路², 钟韵¹

(1. 西安理工大学水利水电学院, 西安 710048; 2. 黄河水利科学研究院, 郑州 450003)

摘要: 为探索西北干旱地区不同质地土壤以及土壤温度和容重对微咸水上升毛管水运动特性的影响, 通过模拟和室内试验, 研究了土壤温度和容重对砂壤土和粉壤土上升毛管水运动特性的影响。分别建立了地下水补给量与土壤温度和容重之间的模型, 毛管水上升高度与土壤温度和容重之间的模型, 其中地下水补给量模型, 砂壤土的绝对系数均达到 0.96 以上, 计算值与模拟值最大相对偏差小于 10.9%, 粉壤土的绝对系数均达到 0.96 以上, 计算值与模拟值最大相对偏差小于 8.4%, 毛管水上升高度模型, 砂壤土的绝对系数均达到 0.996 以上, 计算值与模拟值最大相对偏差小于 8.37%, 粉壤土的绝对系数均达到 0.997 以上, 计算值与模拟值最大相对偏差小于 11.9%, 模型拟合程度较好, 所建立方程符合实际情况。砂壤土盐分主要聚集在距地表 1.70~2.20 m 处, 粉壤土盐分主要聚集在距地表 0.3~1.3 m 处, 砂壤土土壤盐分分布受土壤温度和容重的影响较显著, 而粉壤土土壤盐分分布受其影响并不显著。该研究结果可为盐碱化地区水盐管理提供科学依据。

关键词: 微咸水; 地下水; 土壤温度; 土壤容重; 毛管水上升高度; 地下水补给量

中图分类号: S275.3; S152.7

文献标识码: A

文章编号: 1009-2242(2018)06-0087-10

DOI: 10.13870/j.cnki.stbcbx.2018.06.014

Simulation and Verification of Movement Characteristics of Upward Capillary Water Flow of Saline Water in Soils with Different Soil Temperatures and Bulk Densities Using HYDRUS

CHEN Lin¹, FEI Liangjun¹, FU Yuliang¹, WANG Zilu², ZHONG Yun¹

(1. Institute of Water Resources and Hydro-electric Engineering, Xi'an University of Technology, Xi'an 710048; 2. Yellow River Institute of Hydraulic Research, Zhengzhou 450003)

Abstract: To explore the effects of soil texture, soil temperature and bulk density on movement characteristics of upward capillary water flow of saline water in soil of northwest arid region, a lab simulation experiment was conducted in sandy loam and clay loam by HYDRUS-1D. The models of ground water recharge of capillary water with soil temperature and bulk density of were built. For sandy loam, the absolute coefficient was above 0.96, RMSE was less than 0.95 cm, and the maximum relative deviation between the calculated and simulated values was less than 11.9%, while the corresponding values were 0.96, 4.3 cm and less than 8.4% respectively in clay loam. The models of rising height of capillary water with soil temperature and bulk density were also built. For sandy loam, the absolute coefficient was above 0.996, RMSE was less than 2.7 cm and the maximum relative deviation between the calculated and simulated values was less than 8.37%, and the corresponding values were 0.997, less than 3.8 cm and less than 11.9% respectively for clay loam. The fitting degree of the model was good, and the equation established was in line with the actual situation. The salt contents of sandy loam mainly gathered at 1.70~2.20 m from the surface, while 0.3~1.3 m for clay loam. The distribution of soil salinity in sandy loam soil was significantly affected by soil temperature and bulk density, but only soil bulk density worked in clay loam and temperature had little effect. To summarize, these

research results could provide scientific foundation for water and salt management in salinized area.

Keywords: saline water; ground water; soil temperature; soil bulk density; rising height of capillary water; ground water recharge

地下水的矿化度是影响土壤盐分运移和积累的主要因素。地下水浅埋和地表蒸发导致土壤含水率和矿化度产生波动性影响^[1-3],并改变作物耕作层土壤含水率和盐分分布情况;另外,作物各器官盐分含量的吸收和分布会影响作物对氮素的吸收和利用^[1,4-8]。在我国西北半干旱地区,土壤含水量和含盐量与导致作物根区出现盐渍化的临界地下水埋深密切相关^[9-10],Shouse 等^[11]和 Ruan 等^[12]在研究土壤剖面盐分含量和水分分布特征影响时认为,地下水矿化度和地下水埋深为其主要影响因素;Douaik 等^[13]在研究土壤盐渍化程度对作物生长过程影响发现,作物耕作层盐分变化与地下水埋深相关性较高;Gong 等^[14]在对影响土壤—植物—大气连续体 (SPAC) 以及地表水分和盐分运移规律的分析中得到,地下水埋深较浅时,地下水可通过毛管力影响土壤饱和区的土壤水分变化并且在浅层土壤物质和能量的迁移中起关键作用。当地下水埋深较深时,地下水补给作用对作物影响较小^[15]。

土壤温度是重要的土壤物理性质,其对土壤水分运动、溶质运移及土壤中碳氮等物质的化学生物过程均有影响,从而影响作物的生长、种子萌发及农作物产量^[16]。尤其在我国西北半干旱地区,夏季白天光照辐射强,同时晚上从地面向空中释放辐射热量,导致昼夜土壤温差变化频繁。另外,土壤水分传导率的改变与土温有一定的相关关系,主要归因于水的黏度随温度的升高而降低^[17],其次,土壤温度对土壤黏滞力和表面张力影响也是导致水分扩散率变化的主要原因^[18]。目前,国内外学者在土壤温度对土壤水分入渗机制的影响以及土壤水热模型研究较多^[19-21],但是土壤温度对地下水潜埋条件下上升毛管水运动特性及盐分分布的影响鲜有报道,因此根据宁夏回族自治区以北土壤盐渍化严重作为威胁当地农业生态环境和地下水可持续利用等现状,结合大田种植土壤容重等实际情况,研究了不同质地条件下地下水矿化度较大且埋深较浅时不同容重土壤盐渍化分布特征及动力学分析方法,在综合治理土壤盐渍化方面具有一定理论依据和实际意义。

1 材料与方法

1.1 试验方案

针对砂壤土和粉壤土微咸水上升毛管水运动特性分析,本次模拟根据旱作农田耕作层土壤容重变化范围^[22]和中国主要耕种时段(每年 3—10 月)土壤温

度变化范围^[16]设置 3 种土壤容重(1.30,1.35,1.40 g/cm³)和 3 种土壤温度(15,25,35 ℃)共 18 组模拟处理,砂壤土初始含盐量为 2.12 g/kg,粉壤土初始含盐量为 1.85 g/kg,供试水取自宁夏回族自治区银川市贺兰县欣荣村地下水(井水),电导率为 5.16 mS/cm。利用 HYDRUS-1D 软件对其进行数值模拟,第 19 组、第 20 组试验作为验证组,每组重复 3 次,试验设计见表 1。试验结束后从土柱下部每 10 cm 为一层至湿润锋处取 40 g 土样,取 20 g 土样放入烘箱 105 ℃烘干 8 h 测量含水率,取 20 g 采用水土比 5:1 的浸提液测量电导率和含盐量,并计算得出土壤含盐量(SC)与电导率(EC)的关系即, $SC = 0.0036EC + 1.054, R^2 = 0.98$ 。

表 1 试验设计

处理	土壤质地	土壤容重/(g·cm ⁻³)	土壤温度/℃	地下水埋深/m
1	砂壤土	1.30	15	2.50
2		1.35	15	2.50
3		1.40	15	2.50
4		1.30	25	2.50
5		1.35	25	2.50
6		1.40	25	2.50
7		1.30	35	2.50
8		1.35	35	2.50
9		1.40	35	2.50
10	粉壤土	1.30	15	2.50
11		1.35	15	2.50
12		1.40	15	2.50
13		1.30	25	2.50
14		1.35	25	2.50
15		1.40	25	2.50
16		1.30	35	2.50
17		1.35	35	2.50
18		1.40	35	2.50
19(验证)	砂壤土	1.38	30	2.00
20(验证)	粉壤土	1.38	30	2.00

1.2 室内试验

试验于 2017 年 10 月在西安理工大学水利水电学院农业水土工程实验基地进行。试验装置由地下水位控制系统、土柱两部分组成。试验所用透明有机玻璃柱高 2.5 m,内径 21.4 cm。模拟地下水埋深为 2.0 m 的非饱和土壤层,其底部为 3.0~7.0 mm 砂砾石组成的、深度为 20.0 cm 的地下饱和含水层,土砂交界处中间隔有滤纸以免上层土壤进入砂砾层。土柱沿垂向布设取土孔 4 排,孔径为 1.5 cm,孔中心

间距为 5.0 cm,相邻两排取土孔以垂直孔距 2.5 cm 交叉布置。供试土样为砂壤土和粉壤土(国际制),分别取自宁夏银川市贺兰县和陕西省西安市灞桥区农田表层 0—20 cm,经风干、碾压、均匀混合后过 2 mm 筛,制成室内试验所需的土样,利用丹东百特仪器有限公司生产的 Bettersize 2000 激光粒度分析仪测定其颗粒组成,砂壤土中黏粒(<0.002 mm)、粉粒(0.002~0.02 mm)和砂粒(0.02~2 mm)体积分数分别为 1.71%,24.88%和 73.41%;粉壤土中黏粒(<0.002 mm)、粉粒(0.002~0.02 mm)和砂粒(0.02~2.0mm)体积分数分别为 13.58%,71.55%和 14.87%;砂壤土土壤初始含水率及饱和含水率采用烘干法测定,质量含水率分别为 10.00%和 38.86%;粉壤土相应质量含水率分别为 9.00%和 41.68%;砂壤土和粉壤土土壤饱和和导水率采用定水头法测定,分别为 0.09 cm/min 和 0.02 cm/min;其余土壤水力学参数利用 RETC 软件对土壤水分特征曲线拟合获得,土壤水分特征曲线用日本 Kokusan 公司生产的 H-1400pF 土壤水分特征曲线测量系统测定。砂壤土和粉壤土土样按容重均为 1.38 g/cm³ 分层(5 cm)装填土柱到设计高度 2.0 m。温度是在恒温恒湿室用空调实现,土壤初始温度为 30 ℃,试验的温度变动幅度为±0.5 ℃,土柱上层加盖 PE 塑料薄膜,室内环温和土壤温度保持基本一致,故忽略土面蒸发。地下水供水系统利用马氏瓶进行自动供水,通过调整马氏瓶进气孔高度实现对地下水水位的控制。马氏瓶供水至地下含水层饱和后,按照先密后疏的时间间隔开始观测并记录不同时间马氏瓶的水量变化及湿润锋位置,将通过马氏瓶读取的累积入渗量除以土柱底面积即得单位面积上升毛管水补给量(文中所涉及的上升毛管水补给量均为单位面积上升毛管水补给量)数值模拟。

1.2.1 水分运动基本方程与初始条件及边界条件 土壤上升毛管水控制方程及初、边界条件满足方程(1),以 $z(\theta,t)$ 作为未知函数的非饱和土壤水分运动方程。

控制方程:
$$\frac{\partial z(\theta,t)}{\partial t}=-\frac{\partial}{\partial z}\left[D(\theta)\frac{\partial z}{\partial \theta}\right]-\frac{\partial k(\theta)}{\partial \theta}$$

(1)

初始条件: $\theta=\theta_i \quad t=0 \quad L>Z\geq 0$

(2)

上边界条件: $\theta=\theta_i \quad t=0 \quad z=L$

(3)

下边界条件: $\theta=\theta_s \quad t=0 \quad z=0$

(4)

式中: Z 为垂直坐标,向上为正(cm); θ 为体积含水率(cm^3/cm^3); $K(\theta)$ 为非饱和导水率; $D(\theta)$ 为非饱和土壤水扩散率(cm^2/min); t 为时间(min); θ_i 为初始含水率(cm^3/cm^3); θ_s 为饱和含水率(cm^3/cm^3); L 为土柱高度(cm)。

土壤水力函数采用 Van Genuchten-Mualem 公

式^[23],其表达形式为:

$$K(\theta)=K_s\theta_e^L\left[1-\left(1-\theta_e^{\frac{1}{m}}\right)^m\right]^2$$

(5)

$$\theta_e=\frac{\theta(h)-\theta_r}{\theta_s-\theta_r}=(1+|\alpha h|^n)^{-m}$$

(6)

$$m=1-1/n,n>1$$

(7)

式中: θ_r 为土壤残余含水率(cm^3/cm^3); K_s 为土壤饱和和导水率(cm/min); θ_e 为有效含水率(饱和度)(cm^3/cm^3); n 和 α 是决定土壤水分特征曲线的性状参数经验参数; l 为孔隙关联度参数,一般取值为 0.5。

土壤水力参数应用 HYDRUS-1D 中内置的 Rosetta 模块进行预测,分别输入砂壤土和粉壤土的黏粒、粉粒、砂粒体积百分比和初始容重预测土壤水分特征曲线,见表 2。

表 2 土壤水力参数

处理	残余含水率/ ($\text{cm}^3\cdot\text{cm}^{-3}$)	饱和含水率/ ($\text{cm}^3\cdot\text{cm}^{-3}$)	进气值 倒数/ cm^{-1}	经验 参数 n	饱和和导水率/ ($\text{cm}\cdot\text{min}^{-1}$)
1	0.033	0.412	0.0418	1.52	0.1146
2	0.033	0.401	0.0428	1.54	0.0993
3	0.033	0.389	0.0440	1.56	0.0861
4	0.033	0.412	0.0418	1.52	0.1146
5	0.033	0.401	0.0428	1.54	0.0993
6	0.033	0.389	0.0440	1.56	0.0861
7	0.033	0.412	0.0418	1.52	0.1146
8	0.033	0.401	0.0428	1.54	0.0993
9	0.033	0.389	0.0440	1.56	0.0861
10	0.064	0.435	0.0046	1.71	0.0293
11	0.062	0.424	0.0048	1.70	0.0236
12	0.061	0.412	0.0050	1.68	0.0191
13	0.064	0.435	0.0046	1.71	0.0293
14	0.062	0.424	0.0048	1.70	0.0236
15	0.061	0.412	0.0050	1.68	0.0191
16	0.064	0.435	0.0046	1.71	0.0293
17	0.062	0.424	0.0048	1.70	0.0236
18	0.061	0.412	0.0050	1.68	0.0191

1.2.2 土壤溶质运动基本方程与初始条件及边界条件 以土壤可溶盐为研究对象,水流方程为基础,以土壤水电导率为主要指标,根据多孔介质溶质运移理论,若不考虑土壤盐分的溶解和被吸附的浓度 S ,建立饱和一非饱和土壤溶质运移对流和水动力弥散(分子扩散与机械弥散)数学模型:

$$\theta\frac{\partial c}{\partial t}=\frac{\partial}{\partial z}\left[\theta D\frac{\partial c}{\partial z}-qc\right]$$

(8)

初始条件: $c=c_i \quad t=0 \quad L>z\geq 0$

(9)

上边界条件: $-\theta D\frac{\partial c}{\partial z}+qc=0 \quad t=0 \quad z=L$

(10)

下边界条件: $c=c_b \quad t=0 \quad z=0$

(11)

式中: c 为溶液质量浓度(g/cm^3); c_b 为地下水电导率(mS/cm); c_i 为剖面初始土壤电导率(mS/cm); θ 为体积含水率(cm^3/cm^3); D 为水动力弥散系数(cm^2/d); q 为渗透流量(cm/d)。

水动力弥散系数等于多孔介质中分子扩散系数(D_s)与机械弥散系数(D_h)之和。一般将溶质在土壤中的分子扩散系数(D_s)表示为土壤含水率的函数,即:

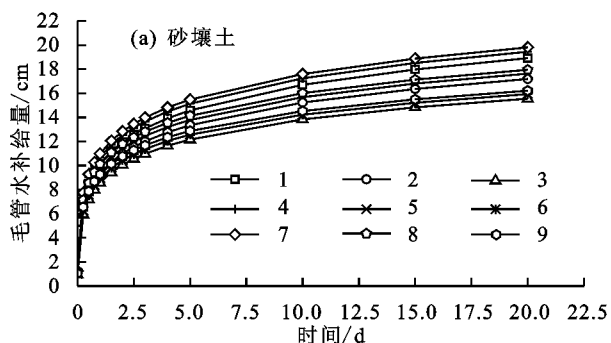
$$D_s(\theta) = D_0 \alpha e^{b\theta} \quad (12)$$

式中: D_0 为溶质在自由水体中的扩散系数(cm^2/d); b 为经验常数。本文参照 Bresler^[24]所用的模拟参数,即 $D_0 = 0.04 \text{ cm}^2/\text{d}$ 。

机械弥散系数(D_h)与平均孔隙流速的一次方成正比,即:

$$D_h = \lambda |v| \quad (13)$$

式中: v 为平均孔隙流速(cm/d); λ 为弥散度经验常



数(cm)。

2 结果与分析

2.1 不同土壤温度和容重对地下水补给量的影响

从图 1 可以看出,上升毛管水由于受基质势和重力势共同作用其地下水补给量的增幅随时间的增加而减小,且各处理下的地下水补给量存在较大差异。相同时间下,土壤温度和容重对不同质地土壤的补给量有所不同,表现为粉壤土比砂壤土地下水补给量多且补给速率快;当上升毛管水经历 5 天时,粉壤土地下水的补给速率约是砂壤土的 4 倍。

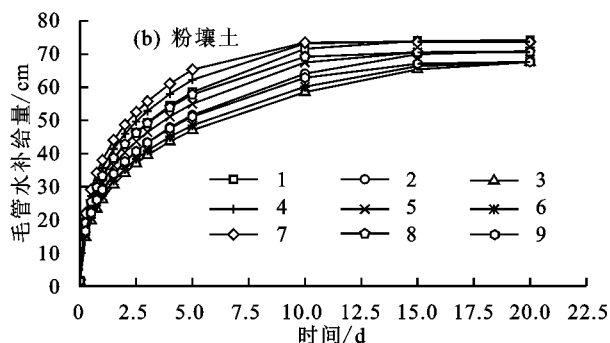


图 1 不同试验处理地下水补给量曲线

通过图 1 对比发现,毛管水上升过程基本经历了 2 个阶段,即非线性快速补给阶段及线性稳定补给阶段,为了进一步确定土壤毛管水上升随时间变化的定量关系,可采用电容充电的规律对其进行定量描述^[25],其中非线性快速补给阶段可表示为:

$$Q_f = v_0 [1 - e^{(-\frac{t}{\tau})}] \quad (14)$$

式中: Q_f 为毛管水上升前期的补给量(cm); v_0 为线性部分的截距,可认为单位面积土壤中一部分能够充水的总孔隙体积常数(cm); τ 为时间常数(min),当 $t = \tau$,满意度为极限孔隙体积常数的 63%,当 $t = 3\tau$,满意度为极限孔隙体积常数的 95%,当 $t = 5\tau$,满意度为极限孔隙体积常数的 99%,可认为经过 3~5 τ 后,毛管水上升前期过程基本结束。

对于后期进入毛管水稳定上升阶段,补给量随时间变化规律基本呈线性分布,可表示为:

$$Q_{\text{sat}} = q^* \cdot t \quad (15)$$

对于整个毛管水上升补给量,均可采用两部分的累加表示,具体为:

$$Q = v_0 [1 - e^{(-\frac{t}{\tau})}] + q^* \cdot t \quad (16)$$

利用 Matlab 和公式(16)对图 1 各处理毛管水上升过程进行拟合(表 3)。从拟合结果可以看出,各处理毛管水上升补给量随时间变化拟合程度较高,绝对系数 R^2 均达到 0.96 以上,砂壤土的均方根误差 RMSE 均小于 0.95 cm,粉壤土的均方根误差 RMSE 均小于 4.30 cm,拟合程度较好,所建立方程符合实

际情况。

通过分析,当时间常数 $t = 5\tau$ 时,砂壤土各处理毛管水上升达到稳定补给时间均为 2 天,粉壤土各处理毛管水上升达到稳定补给时间均为 5 天,且土壤温度越高毛管水上升达到稳定补给的时间越短,而容重越大毛管水上升补给就越快达到稳定阶段。当进入稳定补给阶段时,砂壤土稳定补给率随温度的升高而增大,而粉壤土稳定补给率随温度的升高而降低,砂壤土土壤容重越大稳定补给率越低,而粉壤土土壤容重越大稳定补给率越高;通过稳定补给率与土壤温度和容重的相关性分析可知,砂壤土的稳定补给率与土壤温度的 Kendall's 相关系数为 0.260,相关性不显著(0.372),而与土壤容重的 Kendall's 相关系数为 -0.878,相关性显著(0.03),粉壤土的稳定补给率与土壤温度的 Kendall's 相关系数为 -0.545,相关性不显著(0.059),而与土壤容重的 Kendall's 相关系数为 -0.609,相关性显著(0.035),可以说明土壤容重对 2 种土壤的稳定补给率均有显著影响,土壤温度对粉壤土的影响较砂壤土显著,这是因为砂壤土单位面积土壤中一部分能够充水的总孔隙体积较小,温度对其土壤孔隙分布和结构影响较小,可忽略不计;由于粉壤土黏粒含量较砂壤土高,温度升高,使得原来由黏粒结构构成的小空隙也随之变大,土壤大孔隙增多,饱和导水率增加^[20];另外,土壤饱和导水率与土壤孔隙数量有着密切联系,土壤容重的改变导致土壤孔隙状况改变从而影响了土壤饱和导水率^[26],对于

同一土壤,饱和导水率随土壤容重增加而减小。

表 3 不同处理毛管水补给量拟合参数及拟合优度

土壤质地	处理	拟合参数			决定系数 R^2	均方根误差 RMSE/cm
		v_0 / cm	τ / d	q^* / (cm·d ⁻¹)		
砂壤土	1	11.65	0.402	0.407	0.970	0.887
	2	10.71	0.394	0.363	0.963	0.811
	3	9.805	0.392	0.323	0.963	0.737
	4	12.15	0.376	0.410	0.967	0.937
	5	11.12	0.380	0.366	0.968	0.837
	6	10.17	0.375	0.325	0.968	0.762
	7	12.46	0.373	0.413	0.968	0.943
	8	11.44	0.367	0.367	0.967	0.860
	9	10.46	0.361	0.325	0.967	0.779
粉壤土	10	48.78	0.920	1.523	0.968	4.188
	11	41.11	0.878	1.728	0.975	3.497
	12	36.41	0.837	1.760	0.980	2.972
	13	53.00	0.903	1.281	0.967	4.290
	14	45.32	0.888	1.520	0.970	3.896
	15	38.18	0.842	1.694	0.977	3.194
	16	56.21	0.871	1.083	0.966	4.277
	17	48.60	0.875	1.336	0.967	4.071
	18	41.37	0.849	1.546	0.972	3.535

经分析,砂壤土的 τ 、 v_0 和 q^* 与土壤容重(γ)和土壤温度(T)之间存在线性关系:

$$v_0 = 36.41 + 0.3658T - 19.42\gamma \quad R^2 = 0.9976$$
$$RMSE = 0.05107 \quad (17)$$

$$\tau = 0.5154 - 0.001448T - 0.0736\gamma \quad R^2 = 0.9421$$
$$RMSE = 0.03704 \quad (18)$$

$$q^* = 1.521 + 0.0001883T - 0.859\gamma \quad R^2 = 0.9990$$
$$RMSE = 0.001364 \quad (19)$$

将公式(17)、(18)和公式(19)代入公式(16),得到土温、土壤容重影响下砂壤土地下水补给量与土壤容重和土壤温度及毛管水上升时间的变化的函数关

系式,即:

$$Q = (36.41 + 0.03658T - 19.42\gamma)$$
$$[1 - e^{-(\frac{t}{0.5154 - 0.001448T - 0.0736\gamma})}] +$$
$$(1.521 + 0.0001883T - 0.857\gamma)t \quad (20)$$

采用公式(20)对处理 19 进行拟合验证,结果表明,第1 天时,计算值与试验值相对偏差较大,为 10.11%,其主要原因是试验过程由于土柱过高,填装土柱时,其底部土层始终受压,使得底部土层容重比设计容重略大,土壤密实度较高,使得试验初期实测值偏小。但随着时间的增加,其相对偏差全部保持在±7.3%之内,说明用公式(20)拟合程度较高,适用性较好。

经分析,粉壤土的 τ 、 v_0 和 q^* 与土壤容重(γ)和土壤温度(T)之间具一定函数关系,其形式分别表示为:

$$v_0 = 226.3 + 0.3313T - 140.1\gamma$$
$$R^2 = 0.9901 \quad RMSE = 0.7719 \quad (21)$$

$$\tau = -4.699 + 0.04232T + 9.617\gamma + 0.03085T\gamma - 4.053\gamma^2$$
$$R^2 = 0.9674 \quad RMSE = 0.007148 \quad (22)$$

$$q^* = -3.076 - 0.01743T + 3.71\gamma$$
$$R^2 = 0.9508 \quad RMSE = 0.05788 \quad (23)$$

将公式(21)、(22)和公式(23)代入公式(16),得到土温、土壤容重影响下关于粉壤土补给量随时间变化的函数关系式,即:

$$Q = (226.3 + 0.3313T - 140.1\gamma)$$
$$[1 - e^{-(\frac{t}{-4.699 + 0.04232T + 9.617\gamma + 0.03085T\gamma - 4.053\gamma^2})}] +$$
$$(-3.076 - 0.01743T + 0.371\gamma)t \quad (24)$$

利用处理 20 验证数学公式(24),毛管水补给量的实测值与模型模拟值进行对比,由表 4 可知,其模拟值与实测值之间的相对偏差全部保持在±8.5%之内,则说明用公式(24)可以很好地模拟毛管水上升特性。

表 4 毛管水补给量实测值与模型拟合值

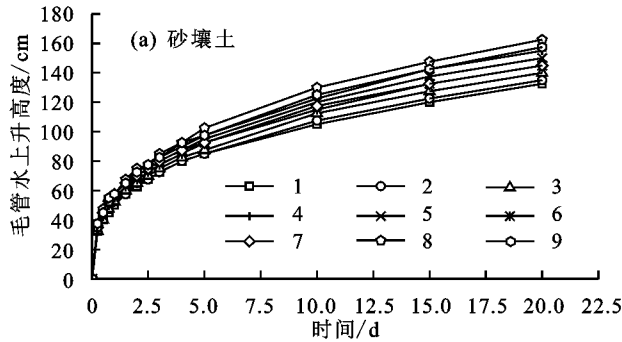
毛管水上升 时间/d	砂壤土			粉壤土		
	实测值/cm	拟合值/cm	相对偏差/%	实测值/cm	拟合值/cm	相对偏差/%
1	10.033	11.048	10.110	29.704	30.983	-4.300
2	10.610	11.388	7.300	38.491	41.733	-8.400
3	11.575	11.728	1.300	44.371	46.145	-4.000
4	12.278	12.069	-1.700	48.861	48.572	0.600
5	12.831	12.409	-3.300	52.502	50.376	4.000
10	14.595	14.110	-3.300	57.557	58.110	-1.000
15	15.649	15.811	1.000	57.634	58.714	-1.900
20	16.412	17.512	6.700	57.639	58.919	-2.200

2.2 不同土壤温度和容重对土壤毛管水上升高度的影响

从图 2 可以看出,各处理土壤毛管水上升高度随时间的延长而增加,但增幅随时间的增加而减小,这说明毛管水上升速率逐渐减小;毛管水上升高度实际上是一种土壤水分运移的动态平衡,即非饱和土壤含水率分布不再变化^[27]。砂壤土(图 2(a))土壤温度为

25℃时,毛管水上升高度随土壤容重增加而减小,由于土壤容重增加,土壤颗粒之间孔隙变小,水分受土壤颗粒之间吸附力的影响,黏滞度增加,阻碍了毛管水上升运动;但是在低温(15℃)和高温(35℃)时,毛管水上升高度受土壤容重的影响与 25℃不同,即处理 8(土壤温度为 35℃,容重为 1.35 g/cm³)毛管水上升高度最大,这是因为试验用微咸水作为地下

水,温度升高导致分子热运动增强,同时一般水溶性无机盐都是强电解质,与水分子的亲和力增强,因而会在气、液界面发生负吸附,属于表面非活性物质,能够增大水的表面张力,从而提高毛管水的上升高度;另外,土壤温度越高,毛管水上升高度越大,毛管水上升高度随土壤温度和容重这 2 种作用的对比情况而定,当土壤温度在低温区(15 ℃),土壤容重为 1.40 g/cm³ 时,毛管水上升高度最大,当土壤温度在高温区(35 ℃),土壤容重为 1.35 g/cm³ 时,毛管水上升高度最大。



粉壤土毛管水上升速率明显大于砂壤土(图 2(b)),且在毛管水上升 10 天时,各处理毛管水上升高度均达到 250 cm,因此选择前 5 天作为研究区域,可以看出,土壤温度和容重对粉壤土毛管水上升影响较显著,即土壤温度越高容重越低,毛管水上升速率越快,处理 7(35 ℃,1.30 g/cm³)毛管水仅在第 5 天上升至 250 cm;而处理 3(15 ℃,1.40 g/cm³)由于土壤温度较低且容重较大,导致其上升高度最小且上升速率缓慢。

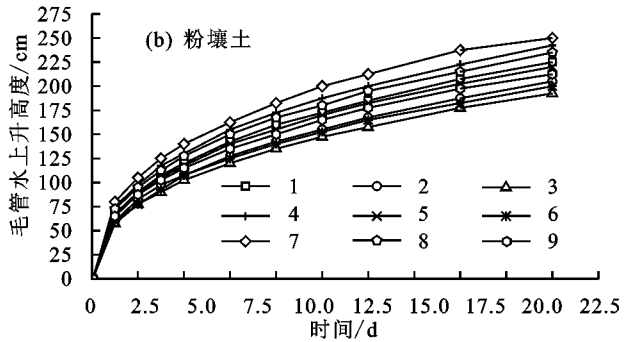


图 2 不同试验处理毛管水上升高度变化曲线

对于初始含水量均匀分布的均质土壤的一维垂直入渗问题,其垂直入渗深度与含水率之间的函数关系可以写成 Philip 入渗解析式的形式^[28],即:

$$z(\theta,t)=\eta_1(\theta)t^{\frac{1}{2}}+\eta_2(\theta)t^{\frac{2}{3}}+\eta_3(\theta)t^{\frac{3}{5}}+\cdots=\sum_{i=1}^{\infty}\eta_i(\theta)t^{\frac{i}{2i+1}} \quad (25)$$

结合公式(16)和公式(25)得出公式(26),为毛管水补给的稳定上升速率,各处理毛管水上升高度与时间可用公式(26)进行拟合,拟合结果见表 5。

$$h=a[1-e^{(-\frac{t}{b})}]+\eta\cdot t^{0.05} \quad (26)$$

表 5 不同处理毛管水上升高度拟合参数及拟合优度

土壤 质地	处理	拟合参数			决定 系数 R ²	均方根 误差/cm
		a	b	η / (cm·d ⁻¹)		
砂壤土	1	30.45	0.3064	23.27	0.996	2.479
	2	29.28	0.1585	24.18	0.996	2.313
	3	30.43	0.3245	25.08	0.997	2.212
	4	33.24	0.2427	27.87	0.998	2.129
	5	31.18	0.2784	27.34	0.997	2.541
	6	31.53	0.2815	25.97	0.997	2.273
	7	35.49	0.3113	25.06	0.998	2.096
	8	32.03	0.3117	29.89	0.997	2.689
	9	32.03	0.2546	28.64	0.997	2.514
粉壤土	10	38.43	0.2766	84.33	0.999	1.908
	11	31.25	0.2348	78.13	0.999	0.858
	12	29.25	0.2298	73.86	0.999	1.426
	13	43.07	0.2581	90.08	0.998	2.479
	14	36.53	0.2304	83.16	0.999	2.049
	15	31.43	0.2734	76.02	0.998	2.204
	16	51.92	0.2825	91.29	0.997	3.763
	17	42.26	0.2632	86.94	0.999	2.360
	18	36.58	0.2441	80.05	0.999	1.936

从拟合结果可以看出,砂壤土各处理毛管水上升补给量随时间变化拟合程度较高,绝对系数 R² 均达到 0.996 以上,均方根误差 RMSE 均小于 2.7 cm,拟合程度较好,所建立方程符合实际情况。经分析砂壤土的 a、b 和 η 与土壤容重(γ)和土壤温度(T)之间具有非线性关系:

$$a=987.3+2.479T-1448\gamma-1.72T\gamma+546\gamma^2 \quad (27)$$
$$R^2=0.9847 \quad \text{RMSE}=0.3165$$

$$b=-22.53+0.04887T+33.21\gamma-0.0374T\gamma-12.04\gamma^2 \quad (28)$$
$$R^2=0.9869 \quad \text{RMSE}=0.006573$$

$$a=-2302-1.061T+3445\gamma+0.885T\gamma-1275\gamma^2 \quad (29)$$
$$R^2=0.9828 \quad \text{RMSE}=0.7267$$

将公式(32)、(33)和公式(34)代入公式(31),得到以砂壤土毛管水补给量与土壤容重和土壤温度及毛管水上升时间的数学模型:

$$h=(987.3+2.479T-1448\gamma-1.72T\gamma+546\gamma^2) \times [1-e^{(-\frac{t}{-22.53+0.04887T+33.21\gamma-0.0374T\gamma-12.04\gamma^2})}]+(-2302-1.061T+3445\gamma+0.885T\gamma-1275\gamma^2)t^{0.5} \quad (30)$$

利用处理 19 验证数学公式(30),毛管水上升高度的实测值与模型模拟值进行对比,由表 6 可知,模拟值与实测值之间的相对偏差全部保持在±8.5%之内,则说明用公式(30)可以很好地模拟毛管水上升特性。

从拟合结果可以看出,粉壤土各处理毛管水上升补给量随时间变化拟合程度较高,绝对系数 R² 均达到 0.997 以上,均方根误差 RMSE 均小于 3.8 cm,拟合程度较好,所建立方程符合实际情况。经分析粉壤

土的 a 、 b 和 y 与土壤容重(γ)和土壤温度(T)之间具有非线性关系:

$$a=226.3+0.3313T-140.1\gamma$$
$$R^2=0.990\ 2\quad RMSE=0.771\ 9\quad (31)$$

$$b=-0.8602+0.02336T+1.401\gamma-0.0162T\gamma-0.45\gamma^2$$
$$R^2=0.998\ 9\quad RMSE=0.001\ 485\quad (32)$$

$$a=120.7+0.8858T+37.79\gamma-0.385T\gamma-55.33\gamma^2$$
$$R^2=0.980\ 2\quad RMSE=1.219\ 0\quad (33)$$

将公式(31)、(32)和公式(33)代入公式(26),得到以砂壤土毛管水补给量与土壤容重和土壤温度及毛管水上升时间的数学模型:

$$h=(226.3+0.3313T-140.1\gamma)$$

$$\left[1-e^{\left(-\frac{t}{-0.8602+0.02336T+1.401\gamma-0.0162T\gamma-0.45\gamma^2}\right)}\right]+$$
$$(120.7+0.8858T+39.79\gamma-0.385T\gamma-55.33\gamma^2)t^{0.5}\quad (34)$$

利用处理 20 验证公式(26),粉壤土毛管水上升高度的实测值与模型模拟值进行对比,由表 6 可知,毛管水上升第 5 天,模拟值与实测值之间的相对偏差为-11.9%,这是由于试验设置地下水埋深为 2 m,在毛管水上升第 5 天时已经达到最大高度,而数学模型模拟出的数值远超过 2 m,因此模拟值较实测值较大,但其余几天模拟值与实测值之间的相对偏差全部保持在±3.4%之内,则说明用公式(26)可以很好地模拟毛管水上升特性。

表 6 毛管水上升高度实测值与模型拟合值

土壤质地	项目	时间/d							
		1	2	3	4	5	10	15	20
砂壤土	实测值/cm	54.00	66.00	76.00	82.00	90.00	114.00	132.00	144.00
	拟合值/cm	59.822	72.721	81.905	89.622	96.421	123.095	143.562	160.817
	相对偏差/%	8.374	5.378	1.055	-1.923	-3.017	-3.136	1.415	1.841
粉壤土	实测值/cm	119.00	158.00	184.00	198.00	200.00			
	拟合值/cm	123.04	157.26	182.98	204.650	223.74			
	相对偏差/%	-3.400	0.500	0.600	-3.400	-11.90			

2.3 不同土壤温度和容重对地下水补给量和上升高度的影响

为研究土壤温度和容重的共同作用对地下水补给量在时间尺度上的影响,对地下水补给量随时间的动态变化过程进行了分析。采用 Surfer 11 软件将不同土壤温度和容重变化引起的不同时间(1,2,5,20 天)的地下水补给量等值线图的分布变化情况进行对比。从图 3 可以看出,各处理地下水补给量随时间的增加而增加,其土壤温度和容重的改变对地下水补给量随时间和空间的变化有直接影响。其中,毛管水上升 1 天时,砂壤土(图 3(a))和粉壤土(图 3(b))地下水补给量等值线图大致相同,即地下水补给量等值线分布与土壤温度梯度变化均大致呈水平线分布,由此说明在补给初期土壤温度对地下水补给量的影响较小,即土壤容重越小地下水补给量越大,另外在低温段(15~20 ℃),地下水补给量主要受土壤容重影响,但在高温段(20~35 ℃),土壤容重越低,地下水补给量对土壤温度变化敏感度较高,随着补给时间的增加,地下水补给量对土壤温度的变化敏感度降低,在毛管水补给 20 天时,水平方向地下水补给量等值线分布受土壤容重的影响而呈阶梯型变化,粉壤土地下水补给量几乎不受土壤温度的影响,而砂壤土在土壤高温段(20~35 ℃),随着土壤容重低的处理地下水补给量对土壤温度较敏感。

图 4(a)为砂壤土 1,2,5,20 天时的毛管水上升

高度等值线在土壤温度和容重共同影响下的分布情况。从图 4 可以看出,随着时间的变化,无论是土壤温度还是容重均对毛管水上升高度有显著影响。1 天时,土壤容重为 1.30~1.35 g/cm³ 的毛管水上升高度受土壤温度和容重的共同影响影响,其中温度影响占比重较大,即随土壤温度和容重的增大毛管上升高度越大,当土壤容重为 1.35~1.40 g/cm³ 时,在低温段(15~25 ℃)其仅对土壤温度的影响较敏感,而高温段(25~35 ℃)其既受土壤容重的影响又受土壤温度的影响,即温度越高毛管水上升高度越小,容重为 1.30 g/cm³,温度为 25 ℃时,毛管水上升高度最大。随着时间的增加,毛管水上升高度逐渐增大,2 天以后,在低温段(15~25 ℃),土壤温度起主导作用,而在高温段(25~35 ℃),受土壤温度和容重的共同作用,土壤温度为 35 ℃和容重为 1.35 g/cm³ 即处理 8 的毛管水上升高度最大。

图 4(b)为粉壤土 1,2,3,5 天时的毛管水上升高度等值线在土壤温度和容重共同影响下的分布情况。可以看出,随着时间的变化,毛管水上升高度逐渐增大且大大超过砂壤土毛管水上升高度,通过对比 4 个时间毛管水上升高度等值线分布图,得出在毛管水上升的整个过程中均受到土壤温度和容重的影响,其中土壤容重影响占比重较大,即随土壤容重的增大毛管水上升高度越小,而温度越高其上升高度越大。

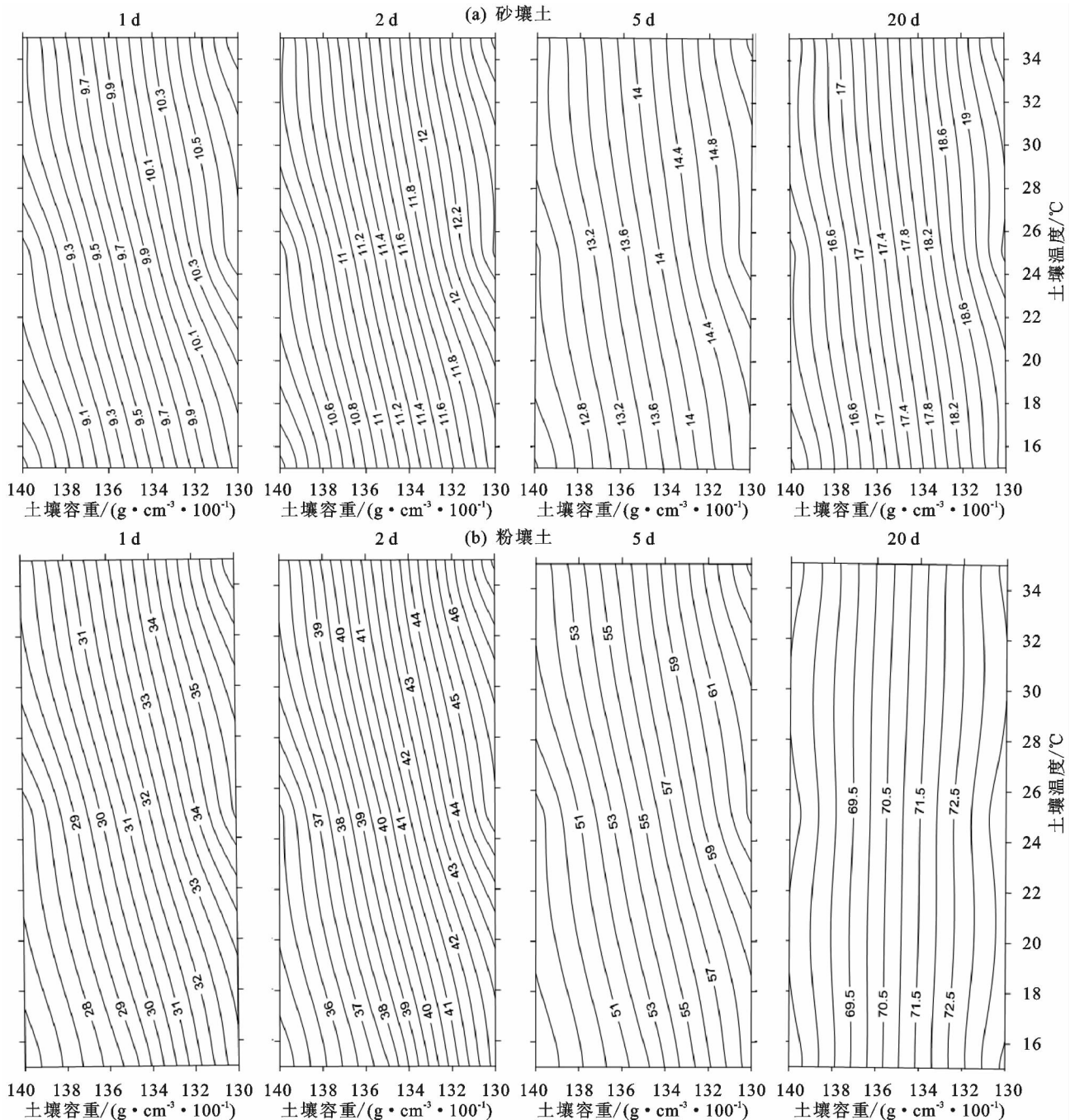


图 3 地下水补给量随时间变化等值线分布

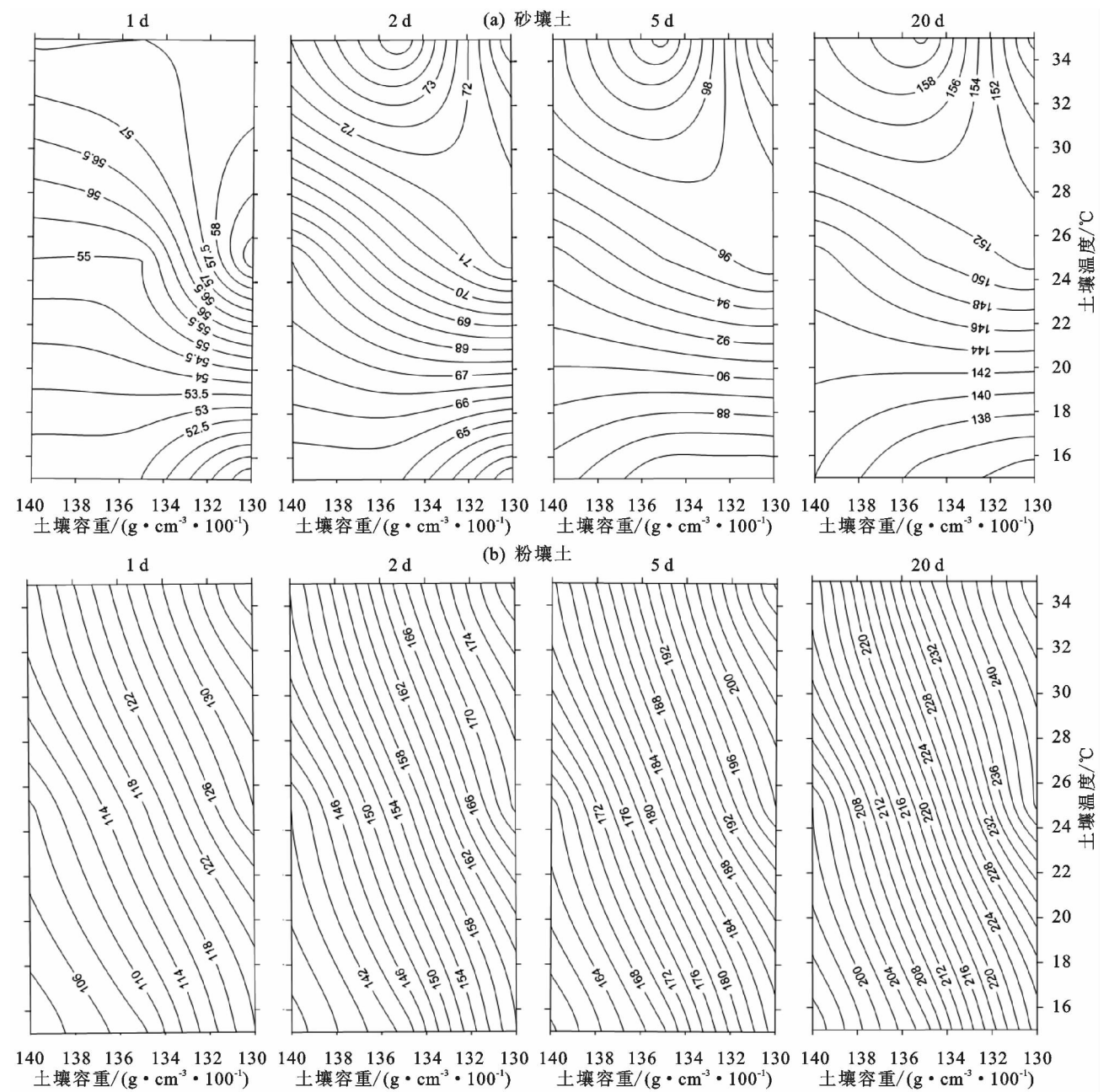
2.4 土壤毛管水上升高度对土壤盐分的影响

在毛管水上升过程中,地下水中的盐分随毛管水上升而迁移,砂壤土盐分主要聚集在距地表 1.70~2.20 m 处,粉壤土盐分主要聚集在距地表 0.3~1.3 m 处;在图 5(a)中,砂壤土土壤盐分分布受土壤温度和容重的影响较显著,在相同土壤含盐量下,随土壤温度的升高毛管水上升高度越高,随土壤容重的增大毛管水上升高度降低,在相同毛管水上升高度下,土壤温度越高,土壤含盐量越大,土壤容重越大,反而土壤含盐量降低,毛管水上升高度为 0.6 m 时,各处理土壤含盐量差距较大,处理 7 的土壤含盐量最大 (14.05 g/kg),与处理 1,2,3,4,5,6,8,9 相比,土壤

含盐量分别超出 16.31%,31.84%,48.04%,6.5%,23.10%,40.03%,15.96%和 33.64%;在图 5(b)中,粉壤土土壤盐分分布主要受土壤容重影响而温度对其的影响并不显著,在相同土壤含盐量下,随土壤容重的增大毛管水上升高度降低,在相同毛管水上升高度下,土壤容重越大,土壤含盐量反而降低,毛管水上升高度为 1.8 m 时,各处理土壤含盐量差异较明显,处理 1 的含盐量最大 (10.80 g/kg),与处理 2,3,5,6,7,8,9 相比,土壤含盐量分别超出 8%,16%,7%,15%,1%,7%和 13%,与处理 4 基本持平。通过比较不同土壤毛管水上升高度对土壤含盐量的影响,粉壤土较砂壤土在实际生产中容易造成作物根区积盐

降低作物产量,可以通过增加土壤容重的措施减轻作物耕作层土壤盐分积累;对于砂壤土而言,土壤温度和容重均影响土壤含盐量,夏季高温正值大田作物生长时期,土壤温度较高,土壤蒸发强,作物蒸腾

量大,此时地下水上升速率较快,容易引起作物耕作层盐分积累,为了避免作物出现盐分胁迫,应该加强农田排水排盐措施,降低地下水位,或耕种前对土壤盐分进行淋洗。



3 结论

(1) 获得不同土壤类型微咸水地下水补给量与土壤温度和容重之间经验模型, 不同土壤类型的绝对系数均达到 0.96 以上, 砂壤土均方根误差小于 0.95 cm, 粉壤土均方根误差小于 4.30 cm, 说明所得模型拟合程度较好, 所建立方程符合实际情况; 土壤温度越高毛管水上升达到稳定补给的时间越短, 而容重越大地下水补给就越快达到稳定阶段; 当进入稳定补给阶段时, 砂壤土稳定补给率随温度的升高而增大, 而粉壤土稳定补给率随温度的升高而降低, 砂壤土土壤容重越大稳定补给率越低, 而粉壤土土壤容重越大稳定补给率越高。

(2) 获得不同土壤类型微咸水毛管水上升高度与土壤温度和容重之间经验模型, 不同土壤类型的绝对系数均达到 0.996 以上, 砂壤土均方根误差小于 2.7 cm, 粉壤土均方根误差小于 3.8 cm, 说明所得模型拟合程度较好, 所建立方程符合实际情况; 砂壤土和粉壤土毛管水上升高度均随时间的延长而增加, 但增幅随时间的增加而减小。

(3) 砂壤土盐分主要聚集在距地表 1.70~2.20 m 处, 粉壤土盐分主要聚集在距地表 0.3~1.3 m 处, 砂壤土土壤盐分分布受土壤温度和容重的影响较显著, 在相同土壤含盐量下, 随土壤温度的升高毛管水上升高度越高, 随土壤容重的增大毛管水上升高度降低, 在相同毛管水上升高度下, 土壤温度越高, 土壤含盐量越大, 土壤容重越大, 反而土壤含盐量降低; 粉壤土土壤盐分分布主要受土壤容重影响而温度对其的影响并不显著, 在相同土壤含盐量下, 随土壤容重的增大毛管水上升高度降低, 在相同毛管水上升高度下, 土壤容重越大, 土壤含盐量反而降低。

本文研究存在一定的不足之处: 首先, 处理 1~18 为数值模拟, 其土壤水力学参数均由 Rosseta 土壤转化函数间接预测获得, 由于土壤转换函数的预测效果受限于建立函数所用的数据库 (Rosseta 是用欧美的土壤水力学数据库建立的), 由此得到的水力学参数往往与试验所用土壤水力学参数存在一定偏差; 其次, 在试验设置和模拟中, 研究土壤温度对地下水补给过程的影响仅停留在毛管水上升过程中控制土壤温度保持一致的情况, 其一定程度上忽略了土壤水分运动对土壤温度的影响, 控制条件较为单一, 与大田试验土壤温度复杂多变的情况不符, 但可利用数值模拟试验结果为下一步的室内试验及大田试验提供参考。

参考文献:

[1] 管孝艳, 王少丽, 高占义, 等. 盐渍化灌区土壤盐分的时空变异特征及其与地下水埋深的关系[J]. 生态学报, 2012, 32(4): 1202-1210.

- [2] Seeboonruang U. Relationship between groundwater properties and soil salinity at the Lower Nam Kam River Basin in Thailand[J]. Environment Earth Sciences, 2013, 69: 1803-1812.
- [3] 田言亮, 严明疆, 张光辉, 等. 环渤海低平原土壤盐分分布格局及其影响机制研究[J]. 水文地质工程地质, 2015, 42(1): 118-122.
- [4] Kahlown M A, Ashraf M, Ziaul H. Effect of shallow groundwater table on cropwater requirements and crop yields[J]. Agricultural Water Management, 2015, 76: 24-35.
- [5] Cui B S, Yang Q C, Zhang K J, et al. Responses of saltcedar (*Tamarix chinensis*) to water table depth and soil salinity in the Yellow River Delta, China[J]. Plant Ecology, 2010, 209: 279-290.
- [6] Guswa A J, Celia M A, Rodriguez-Iturbe I. Models of soil moisture dynamics in ecohydrology: A comparative study[J]. Water Resource Research, 2002, 38: 1-15.
- [7] Ilchev I A T, Tsympkin G G, Pritchard D, et al. Instability of the salinity profile during the evaporation of saline groundwater[J]. Fluid Mech, 2008, 614: 87-104.
- [8] Milzow C, Burg V, Kinzelbach W. Estimating future Eco region distributions within the Okavango Delta Wetlands based on hydrological simulations and future climate and development scenarios[J]. Hydrology, 2010, 381: 89-100.
- [9] Yao R G, Yang J S. Quantitative analysis of spatial distribution pattern of soil salt accumulation in plough layer and shallow groundwater in the Yellow River Delta. Trans[C]//CSAE, Heilongjiang, 2007a, 23: 45-51.
- [10] Ma Y L, Wang D, Liu J M, et al. Research progress on relation between groundwater and vegetation[C]//Journal of Water Resources and Water Engineering, 2013, 24(36/40): 44.
- [11] Shouse P J, Goldberg S, Skaggs T H, et al. Effects of shallow ground water management on the spatial and temporal variability of boron and salinity in an irrigated field[J]. Vadose Zone, 2006, 5: 377-390.
- [12] Ruan B Q, Xu F R, Jiang R F. Analysis on spatial and temporal variability of groundwater level based on spherical sampling model[J]. Journal of Hydraulic Engineering, 2008, 39: 573-579.
- [13] Douaik A, van Meirvenne M, Tóth T. Statistical methods for evaluating soil salinity spatial and temporal variability[J]. Soil Science Society of American, 2007, 1: 1629-1635.
- [14] Gong Z N, Gong H L, Deng W, et al. An overview of water movement in groundwater-soil-plant-atmosphere continuum with shallow water table[J]. Agronomy Environment Science, 2006, 5: 365-373.

- [16] 杨小振,张显,马建祥,等.滴灌施肥对大棚西瓜生长、产量及品质的影响[J].农业工程学报,2014,30(7):109-118.
- [17] 张忠学,郑恩楠,王长明,等.不同水氮处理对水稻荧光参数和光合特性的影响[J].农业机械学报,2017,48(6):176-183.
- [18] 杜亮亮,金爱武,胡元斌,等.5种箬竹属竹种叶绿素荧光特性的比较[J].世界竹藤通讯,2009,7(2):17-21.
- [19] 冯建灿,胡秀丽,毛训甲.叶绿素荧光动力学在研究植物逆境生理中的应用[J].经济林研究,2002(4):14-18.
- [20] Souza R P, Machado E C, Silva J A B, et al. Photosynthetic gas exchange, chlorophyll fluorescence and some associated metabolic changes in cowpea (*Vigna unguiculata*) during water stress and recovery[J]. Environmental and Experimental Botany, 2004, 51(1):45-56.
- [21] Epron D, Dreyer E, Bréda N. Photosynthesis of oak trees [*quercus petraea* (matt.) Liebl.] during drought under field conditions: Diurnal course of net CO₂ assimilation and photochemical efficiency of photosystem II[J]. Plant Cell and Environment, 2010, 15(7):809-820.
- [22] 魏钦平,刘松忠,王小伟,等.分根交替不同灌水量对苹果生长和叶片生理特性的影响[J].中国农业科学, 2009, 42(8):2844-2851.
- [23] Tan X, Shao D, Liu H, et al. Effects of alternate wetting and drying irrigation on percolation and nitrogen leaching in paddy fields[J]. Paddy and Water Environment, 2013, 11(1/4):381-395.
- [24] 朱延凯,王振华,李文昊.不同盐胁迫对滴灌棉花生理生长及产量的影响[J].水土保持学报,2018,32(2):298-305.
- [25] 薛惠云,张永江,刘连涛,等.干旱胁迫与复水对棉花叶片光谱、光合和荧光参数的影响[J].中国农业科学, 2013, 46(11):2386-2393.
- [26] 于文颖,纪瑞鹏,冯锐,等.不同生育期玉米叶片光合特性及水分利用效率对水分胁迫的响应[J].生态学报, 2015, 35(9):2902-2909.
- [27] 刘兆新,刘妍,杨坚群,等.小麦花生一体化施肥对麦套花生生理特性及产量的影响[J].水土保持学报,2018, 32(1):344-351.
- [28] 王振华,朱延凯,张金珠,等.水氮调控对轻度盐化土滴灌棉花生理特性与产量的影响[J].农业机械学报, 2018, 49(6):296-308.
- [29] López-climent M F, Arbona V, Pérez-clemente R M, et al. Relationship between salt tolerance and photosynthetic machinery performance in citrus[J]. Environmental and Experimental Botany, 2008, 62(2):176-184.
- [30] 马富举,杨程,张德奇,等.灌水模式对冬小麦光合特性、水分利用效率和产量的影响[J].应用生态学报, 2018, 29(4):1233-1239.
- [31] 许楠,孙广玉.低温锻炼后桑树幼苗光合作用和抗氧化酶对冷胁迫的响应[J].应用生态学报, 2009, 20(4):761-766.

(上接第96页)

- [15] Chen Z, Luo R, Huang Z, et al. Effects of different back-fill soils on artificial soil quality for cut slope revegetation: Soil structure, soil erosion, moisture retention and soil C stock[J]. Ecological Engineering, 2015, 83:5-12.
- [16] 张慧智,史学正,于东升,等.中国土壤温度的季节性变化及其区域分异研究[J].土壤学报,2009,46(2):227-234.
- [17] Haridasan M, Jensen R D. Effect of temperature on pressure head-water content relationship and conductivity of two soils[J]. Soil Science Society of America Journal, 1971, 36(5):861-865.
- [18] Jackson R D. Temperature and soil-water diffusivity relations[J]. Soil Science Society of America Journal, 1963, 27(4):363-366.
- [19] 朱红艳,刘利华,费良军.滴灌水温和土壤入渗和土壤温度的影响研究[J].排灌机械工程学报. <http://kns.cnki.net/kcms/detail/32.1814.TH.20180302.1017.146.html>.
- [20] 高红贝,邵明安.温度对土壤水分运动基本参数的影响[J].水科学进展,2011,22(4):484-494.
- [21] An N, Hemmati S, Cui Y J. Numerical analysis of soil volumetric water content and temperature variations in an embankment due to soil-atmosphere interaction[J]. Computers and Geotechnics, 2017, 83:40-51.
- [22] 郭李娜,樊贵盛.旱作农田土壤表层容重年内变化特性的试验研究[J].节水灌溉,2018(1):19-23.
- [23] Van Genuchten M T. A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils [J]. Soil Science Society of American Journal, 1980, 44(5):892-898.
- [24] 潘延鑫,罗钊,贾忠华,等.基于HYDRUS模型的盐碱地土壤水盐运移模拟[J].干旱地区农业研究,2017,35(1):135-142.
- [25] 张建丰.黄土区层状土入渗特性及其指流的实验研究[D].陕西杨凌:西北农林科技大学,2004.
- [26] 余冬立,郑加兴,刘营营,等.围垦年限和土壤容重对海涂土壤水分运动参数的影响[J].农业机械学报,2015, 46(2):120-125.
- [27] 尹娟,费良军,程东娟.均质土壤毛管水上升特性室内试验研究[J].农业工程学报,2007,23(6):91-94.
- [28] 雷志栋.土壤水动力学[M].北京:清华大学出版社,1988.