水　利　学　报
2017年7月　SHUILI　XUEBAO　第48卷　第7期

文章编号:0559-9350(2017)07-0799-09

南方丘陵区多层土壤结构水平和垂向渗流特征试验与模拟研究

邵东国，杨　霞，徐保利，顾文权
（武汉大学 水资源与水电工程科学国家重点实验室，湖北 武汉　430072）

摘要：南方丘陵地区地形起伏，上下游田块及田块内部不同层之间土壤质地差异较大，存在复杂的水分转化关系。为揭示该地区田块内多层土壤水分运动规律，在湖北省漳河水库灌区团林灌溉试验站，开展田块变化水层条件下水分通过犁底层垂直入渗以及通过耕作层侧向入渗试验，观测土壤累积入渗量及各层含水率的变化过程；建立基于HYDRUS-2D的土壤水分二维渗流模拟模型。经验证，模型模拟值和田间实测值基本吻合；试验发现由于土壤性质差异，田块犁底层的存在会抑制水流的垂直运动，减少深层渗漏，但同时增强了水流沿耕作层侧向运动的能力。试验期间，水分沿犁底层平均垂向入渗速率为0.094 cm/min，沿耕作层平均侧向入渗速率为0.138 cm/min；入渗稳定后，渗漏水量占田面累积入渗量的21.11 %，其中垂直渗漏水量占0.46 %，侧向渗漏水量占20.65 %，耕作层侧向渗漏水量占侧向渗漏水量的81.06 %。结果表明，土壤侧向渗漏对水量损失的贡献较大，控制田块渗漏特别是耕作层侧向渗漏对南方地区节水减排具有十分重要作用。

关键词：南方丘陵区；多层土壤；土壤含水率；累积入渗量；侧向渗漏；HYDRUS-2D
中图分类号：S152.7　　**文献标识码**：A　　**doi**：10.13243/j.cnki.slxb.20161216

1　研究背景

农田土壤水分状况直接影响作物生长发育与产量形成，田间渗漏是导致土壤水分流失的重要因素之一。探明农田土壤渗流途径及贡献，明确田间土壤水分运动规律，正确估算田间土壤水分渗漏量及水平衡关系，是保证实现水资源高效利用的基础[1-2]。对合理调节农田水分状况，减少冷浸渍害，提高水分利用效率，保证作物高产，具有重要意义。

多年来，国内外学者针对土壤水分运动规律开展了相关试验研究：通过测试田间不同土层水力参数，分析饱和水力传导度差异较大的犁底层和底土层对水分一维入渗速率的影响，分析提高地表回归水利用量的方法[3]；设计试验探究影响土壤水分分布规律的因素，发现不同土壤质地、土壤分层结构等条件会改变土壤水力学性质，使土壤水分运动发生空间变异[4-6]。随着计算机技术的发展，相关学者建立数值模拟方法描述层状土壤中湿润峰、累积入渗量、土壤含水率等变化规律，探究多层土壤水分分布规律[7-10]；借助HYDRUS、SWAP、SWMS等数学软件模拟土壤水分运动规律，结果证明模型模拟效果较好，并用以分析土壤水量平衡，提出合理灌溉管理模式[11-14]。但现有成果针对南方丘陵地区田间渗流规律研究不多，田块多层土壤水分水平与垂直运动分布规律及各层渗漏贡献的定量分析结论尚不清楚。

在南方丘陵地区复杂的地形条件下，田块多呈梯级分布，土壤水分渗流关系复杂多变[15]，在持续灌溉条件下，田间土壤水分的侧向渗漏量不可忽略。南方丘陵区土壤在干湿交替不断变化的环境

收稿日期：2016-12-29；网络出版日期：2017-07-21
网络出版地址：http://www.cnki.net/kcms/detail/11.1882.TV.20170721.1439.002.html
资助项目：国家自然科学基金(51439006)；“十三五”国家重点研发计划课题(2016YFC0400101)
作者简介：邵东国(1964-)，男，湖南常德人，教授，博士生导师，主要从事水资源高效利用与生态环境效应研究。
Email：dgshao@whu.edu.cn
通讯作者：杨霞(1993-)，女，陕西汉中人，硕士生，主要从事农业水资源高效利用及环境保护研究。Email：yxelina@163.com

下，容易产生结构性裂缝，水分往往通过疏松土壤孔隙和分层明显的层间侧向裂缝渗流至田块外部，造成上游土壤水分流失，降低田块水分利用效率[16]。通常，田间耕作层土质疏松，具有很强的透水性；相反，耕作层之下的犁底层由于长时期的犁地、压实作用形成相对密实的结构，一定程度上阻碍土壤水分的深层渗漏[17]。因此，南方丘陵区田块耕作层和犁底层对土壤水分的侧向渗流和垂直入渗起着至关重要的作用，但如何描述土壤水分在耕作层中的水平侧向运动和在犁底层中的垂向运动过程仍缺乏有效的试验方法，定量识别其贡献也需要进一步探究。HYDRUS-2D是近些年发展起来的用于模拟土壤水流和溶质二维运动状态模型，现已应用于农田沟灌、滴灌以及地下灌溉条件下的水分分布规律研究[18-20]，能否适用于丘陵区田块内部土壤水分水平与垂直运动规律模拟，尚待检验。

本文通过在湖北漳河水库灌区团林灌溉试验站开展田间变化水层入渗条件下多层土壤水分水平和垂直渗流规律试验，旨在定量揭示田块内耕作层和犁底层性质差异对土壤水分运动的影响及其贡献；在此基础上，基于HYDRUS-2D建立变水头条件下的土壤水分二维入渗模型，对比模拟数据与实测数据分析田块多层土壤含水率变化和累积入渗过程；通过模型计算土壤总体及各层土壤水量平衡关系，定量分析田块渗漏损失量。

2　试验研究与方法

试验区位于湖北省荆门市掇刀区团林灌溉试验站，多年平均降雨量903.3mm，年均气温15.8℃，多年平均蒸发量1 413.9 mm，潮湿系数一般小于1，以中稻—油菜轮作的种植方式为主，土壤为黄土及中性夹黄土，质地黏重。

试验于2016年3月在多年种植水稻的平坦田块开展，为便于试验操作、减小外界环境因素影响，选择具有代表性的1 m×1 m试验区。试验探究田块内水分沿耕作层水平运动和沿犁底层垂向运动过程，试验设计如图1，试验前去掉土壤表层浮土(约3 cm)。为实现水分通过耕作层水平入渗与通过犁底层垂直入渗试验效果，需要一个稳定的供水区域进行试验水分渗流过程的观测，因此将试验区一半面积挖去耕作层以形成供水区，另外一半耕作层保留作为侧渗研究区(侧渗区)。在侧渗区远离供水区一侧挖出深至犁底层底部的剖面，在该剖面耕作层底部插入10个10 cm宽的楔形金属收集槽，并在各收集槽下部放置100 ml塑料瓶，以收集耕作层侧向渗漏。在试验区其余三侧面由深至犁底层的金属钢板封闭，以隔绝水量损失。

在供水区和侧渗区埋设土壤水分传感器，其相对位置见图1。其中，供水区土壤水分传感器1、2、3、4埋深分别为(从供水区土壤表面计)5、15、25和35 cm；侧渗区土壤水分传感器埋深均为5 cm，平行于水平入渗面(*OC*面，图2)设置两排，均匀分布，分别距离水平入渗面15 cm、35 cm。传感器在埋设前与室内烘干法对比测量土壤含水率进行校正。试验期间一共连续灌水5次，每次田面水

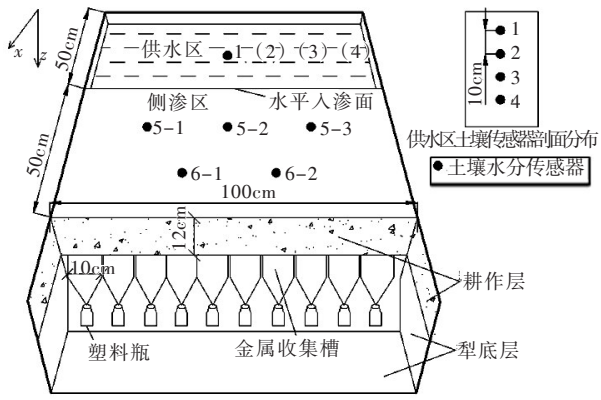


图1　试验区平面布置图

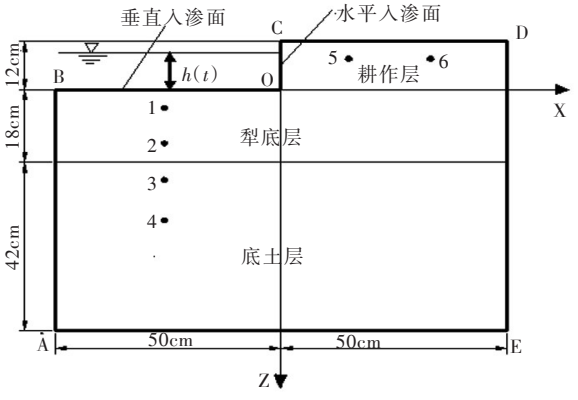


图2　土壤水分二维入渗运动模拟区域

层接近于0 cm时就开始下一次灌水，前两次灌水至5 cm水深，后3次灌水至8 cm水深，供水区内部布设水尺记录水层深度变化。

3 模型建立

3.1 模型的基本方程 本次研究将变水头条件下的土壤水分运动简化成水流沿犁底层垂向入渗和沿耕作层侧向入渗的二维运动模型。模型采用Richards方程描述水分运动情况[21]：

$$\frac{\partial\theta}{\partial t}=\frac{\partial}{\partial x}\left[K\left(h\right)\frac{\partial h}{\partial x}\right]+\frac{\partial}{\partial z}\left[K\left(h\right)\frac{\partial h}{\partial z}+K\left(h\right)\right] \tag{1}$$

式中：θ为土壤体积含水率，cm^3/cm^3；h为土壤压力水头，cm；t为入渗的时间，min；x为横向坐标；z为垂向坐标；$K(h)$为非饱和导水率，cm/min。土壤水力特性即土壤水分特征曲线相关参数和土壤非饱和导水率根据van Genuchten-Mualem模型[22]，可表示为：

$$\theta\left(h\right)=\begin{cases}\theta_r+\dfrac{\theta_s-\theta_r}{\left(1+\left|\alpha h\right|^n\right)^m}, & h<0\\ \theta_s, & h\geqslant 0\end{cases} \tag{2}$$

$$K\left(h\right)=K_sS_e^{\ l}\left[1-\left(1-S_e^{\ 1/m}\right)^m\right]^2 \tag{3}$$

其中：

$$S_e=\frac{\theta-\theta_r}{\theta_s-\theta_r}\quad m=1-\frac{1}{n} \tag{4}$$

式中：θ_s为土壤饱和体积含水率，cm^3/cm^3；θ_r为土壤剩余体积含水率，cm^3/cm^3；K_s为土壤饱和水力传导度，cm/min；S_e为土壤的相对饱和度，α(1/min)，n，m，l均为拟合参数，l通常取0.5。

3.2 模型的初始条件和边界条件 调用HYDRUS中Geometry模块建立水平宽度为100 cm，垂直深度为72 cm的模拟区域，与现场试验土壤水分传感器对应位置处设置模拟观测点，如图2。O表示坐标原点，A、B、C、D、E分别表示边界节点，OC为水平入渗面，OB为垂直入渗面；$h(t)$表示随时间变化的田面水层深度。

(1)模型初始条件。试验前利用土壤水分传感器测量每层土壤含水率，作为土壤各层初始含水率输入模型中：

$$\theta\left(x,\ z\right)=\theta_{0i}\left(t=0,\ i=1,\ 2,\ 3\right) \tag{5}$$

式中：$\theta(x,\ z)$表示土壤体积含水率，cm^3/cm^3；θ_{0i}表示土壤初始体积含水率，cm^3/cm^3，其中，i表示土层。

(2)模型边界条件。如图2，根据试验，BO、OC设为变水头边界，水头变化值根据实测田面水层深度输入模型；由于试验时间相对较短，土壤水蒸发可忽略，设置CD为零通量边界；试验期间，地下水埋深较大，下边界EA设置为自由排水边界；在试验设计中，边界AB用金属钢板与试验区外田块隔开，假定无水分交换作用，设定为零通量边界；本次试验探究田块内水分通过耕作层水平侧向渗流情况，暂不考虑田埂边界的作用，在水平水力梯度作用下，侧向渗漏通过DE自由渗流，故设定为自由排水边界。

3.3 模型网格划分和参数设定 HYDRUS-2D模型采用Galerkin有限元法对模型进行求解，利用Generate Finite Element Mesh模块将模拟区域离散成不规则的三角形网格来进行计算。图2模拟区域OB、OC为变水头入渗边界，水流速率变化较快，计算要求精度高，设置网格尺寸为0.5 cm；其余网格间距均设定为1.0 cm。

试验区分层土壤所需基本参数如表1。模型所需土壤性质参数由实验室测得：土壤粒径组成采用筛分法结合比重计法实验所得；容重采用环刀法测得。其它所需van Genuchten水动力参数由模型自

带的神经网络模块根据实测土壤粒径、容重参数预测而得。

为分析模型模拟精度及可靠性，利用统计参数相对均方差R_E和Nash-Sutcliffe系数（*NSE*）分析模拟效果，计算方程如下[23]：

$$R_E=\left[\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\left(\frac{O_i-P_i}{O_i}\right)^2\right]^{\frac{1}{2}} \tag{6}$$

$$NSE=1-\frac{\sum_{i=1}^{n}\left(O_i-P_i\right)^2}{\sum_{i=1}^{n}\left(O_i-O_m\right)^2} \tag{7}$$

式中：n为模拟和实测数据数目，O_i、P_i分别为i时刻观测值和模拟值，O_m为观测平均值。相对均方差R_E的理想值为0，Nash-Sutcliffe系数*NSE*理想值为1。

4 模型验证

4.1 模型参数分析 土壤耕作层、犁底层、底土层各项物理参数见表1。由表1可知，调整后耕作层K_s值较模型预测值偏小，犁底层与底土层K_s值较模型预测值偏大。表明实际田块土壤条件复杂多变，模型预测难以准确反映土壤性质，因此输入参数值应进行调整以提高模拟精度。本次建立的模型采用调整后的K_s值。耕作层和犁底层的K_s较相关学者在该地区测得的K_s偏大[11]，分析原因：试验正值油菜生长时期，油菜根系较浅、分布较散，耕作层以及犁底层上部分有机质含量多，土质松散，分层明显；实测耕作层和犁底层容重较小，容重较小的土壤具有较强的收缩能力，容易产生裂缝[24-25]，增大了耕作层和犁底层的透水性能。但犁底层相对较小的K_s值表明了其较好的持水性。

表1 土壤各层物理及水动力参数

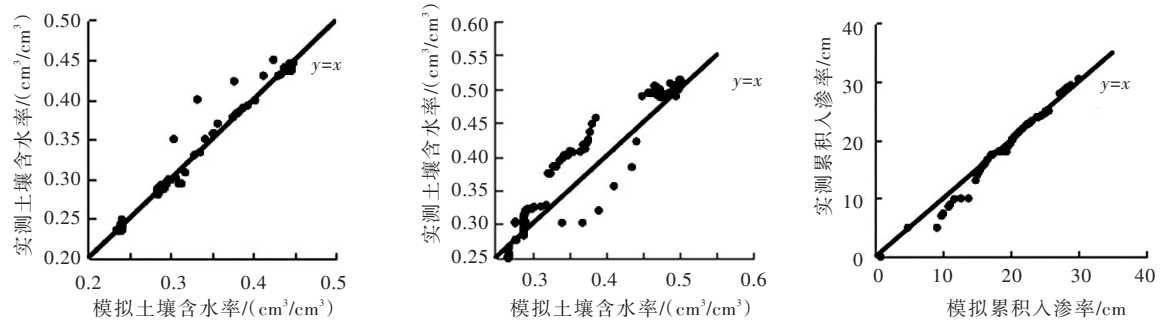
土层	砂粒/%	粉粒/%	黏粒/%	γ/(g/cm³)	θ_r/(cm³/cm³)	θ_s/(cm³/cm³)	α	*n*	K_s/(cm/d)	K_s^a/(cm/d)
耕作层（0～12cm）	20.2	45.5	34.3	1.01	0.096	0.557 (0.520[a])	0.011	1.461	84.48	64.80
犁底层（13～30cm）	16.1	44.7	39.2	1.48	0.088	0.447	0.011	1.410	3.76	7.26
底土层（31～60cm）	36.4	37.2	26.4	1.45	0.072	0.410	0.011	1.475	8.29	11.52

注：γ，土壤容重；θ_r，土壤剩余体积含水率；θ_s，土壤饱和体积含水率；α和*n*，拟合参数；K_s，饱和水力传导度。

a 调参后所得参数值

4.2 模型效果验证 犁底层以下垂向土壤含水率、耕作层水平向土壤含水率以及累积入渗量实测值与模拟值对比结果如图3，各观测点R_E和*NSE*计算结果见表2。

观测点3的传感器由于中途出现故障，不进行分析。由表2可知，土壤含水率的R_E均小于0.1，*NSE*值均大于0.65，模拟误差较小，模型及所选土壤参数能够较好地模拟试验区土壤水分运动。观测



（a）垂直方向土壤含水率对比关系 （b）水平方向土壤含水率对比关系 （c）累积入渗量对比关系

图3 各观测点土壤含水率及累积入渗量模拟与实测对比关系图

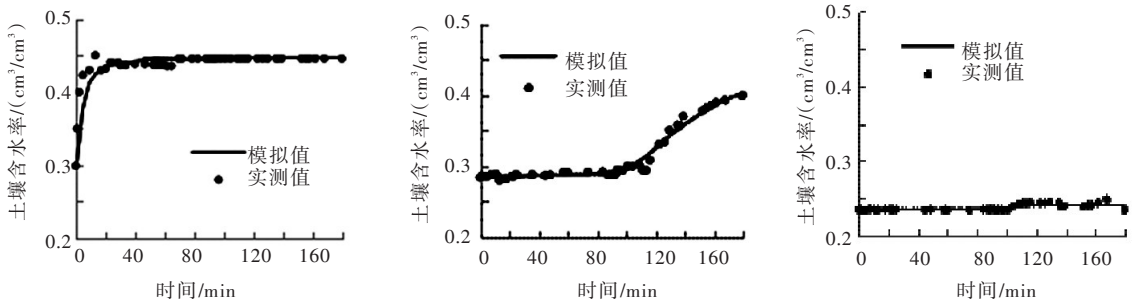
表2　HYDRUS-2D模拟效果统计参数计算结果

	土壤含水率					累积入渗量
	观测点1	观测点2	观测点4	观测点5	观测点6	
R_E	0.036	0.017	0.009	0.068	0.094	0.172
NSE	0.656	0.979	0.714	0.898	0.723	0.968

点1 *NSE*值相对较小，可能由于观测点1在土壤表层，含水率增加很快，前期观测数据变化不稳定(图4(a))，监测数据少，在计算*NSE*值时含水率平均值偏高，导致*NSE*降低，但模拟值与实测值变化趋势较一致。累计入渗量的R_E值相对较大，实际灌水操作的不连续可能对累积入渗量模拟有影响。图3表明实测含水率与模拟值较一致，但耕作层水平方向土壤含水率变化规律的模拟效果相对不好(图3(b))，可能由于耕作层结构条件复杂，存在大量裂缝易改变水流运动方向，从而影响模型模拟，但水平方向观测点(观测点5、观测点6)的*NSE*值说明模拟水分运动变化趋势比较可靠。本次模拟结果误差均在允许范围内，土壤含水率和累积入渗量实测值和模拟值基本吻合，所建模型用来描述多层土壤水分入渗特性是合理的。

5　结果与讨论

5.1　垂直入渗土壤含水率分析　犁底层与底土层各观测点土壤含水率实测值与模拟值结果如图4，供水区同一竖直剖面土壤含水率随深度变化情况如图6。

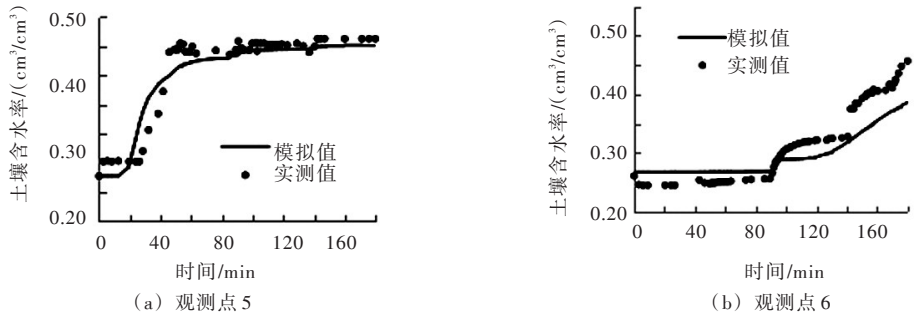


(a) 观测点1　(b) 观测点2　(c) 观测点4

图4　垂直方向犁底层及以下观测点土壤含水率变化规律

由图4可知：观测点1对应的犁底层上部土壤含水率在0～20 min迅速增加并达到饱和；观测点2前100 min土壤含水率基本没有变化，100 min后，含水率逐渐开始增加；观测点4对应的底土层含水率在试验期间无明显变化。犁底层土质黏重，对水分下渗的抑制作用多源于中部和下部土层，而上部土层可能会受到翻耕、作物根系等的作用，导致透水性增加。但整个犁底层减少深层下渗，起到保水作用，进而减少农田水肥淋失。另外，根系生长和田间生物的运动会产生优先流通道[26]，水分沿着优先流通道下渗至观测点所在范围，可能导致观测值出现不均匀变化，降低模拟效果。结合图6，随着土壤水分入渗深度逐渐增加，垂向入渗速率随时间逐渐降低。0～30 min平均入渗速率为0.274 cm/min，30 min以后水流到达犁底层中下部，垂向入渗速率显著降低，入渗过程逐渐趋于稳定，整个试验过程垂向平均入渗速率为0.094 cm/min，垂向湿润峰仅到达犁底层表层以下25 cm处，25 cm以下土壤含水率基本维持初始含水率值。

5.2　水平入渗土壤含水率分析　耕作层各观测点土壤含水率实测值与模拟值如图5所示，侧渗区同一水平剖面土壤含水率随水平距离变化情况如图7。实际计算观测点5的土壤含水率为图1中观测点5-1、5-2、5-3土壤含水率的平均值，实际计算的观测点6的土壤含水率为图1中观测点6-1、6-2土壤含水率的平均值。



（a）观测点5　　（b）观测点6

图5　水平方向耕作层观测点土壤含水率变化规律

图5表明耕作层实测观测点处土壤含水率值与模拟值较吻合。观测点6湿润峰的提前出现，说明田块耕作层疏松多孔，水流沿存在于层内的多孔通道优先流至观测点处。由图5可知，试验开始20 min后侧向入渗湿润峰到达距离侧渗面15 cm（观测点5）处，20～60 min土壤含水率迅速增加，60 min以后土壤逐渐趋于饱和；实测90 min后侧向入渗湿润峰到达35 cm（观测点6）处，之后土壤含水率逐渐增加至达到稳定状态。结合图7，土壤含水率随入渗时间逐渐增加，前期沿耕作层侧向入渗速率较大（0.355 cm/min），随着土壤逐渐达到饱和，含水率增加较慢，入渗速率随之降低趋近稳定。试验期间沿耕作层平均侧向入渗速率为0.138 cm/min，结果较大于相关学者[14]所得田间侧渗速率值，形成差异的主要因素在于研究区田块地势低，土壤长期受到地下水冷浸作用，耕作层土粒分散、结构性差使侧渗输出速率升高。

试验发现，在第50 min和第80 min，分别有收集槽收集到耕作层侧向渗漏水量，出流时间提前反映了耕作层土壤的空间异质性。其余收集槽侧渗出流平均时间为140min，说明在试验进行140min后，侧向渗漏穿透50 cm宽的耕作层，说明了田块耕作层较强的侧向透水能力。试验结束后发现，土壤犁底层以及犁底层以下剖面也有部分水渗出，表明密实的犁底层也会发生侧向渗漏。

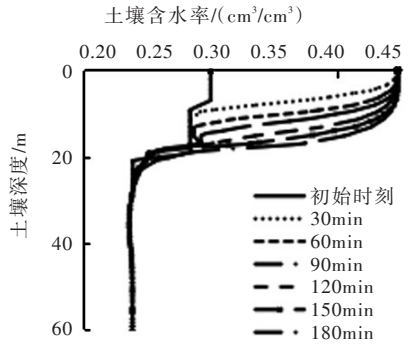


图6　供水区同一竖直剖面土壤含水率变化

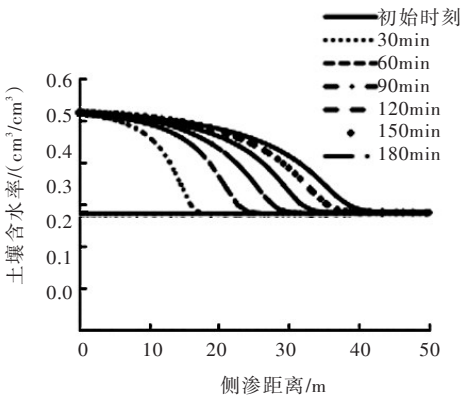


图7　侧渗区同一水平剖面土壤含水率变化

5.3　土壤水量平衡分析　通过模型模拟可知土壤耕作层和犁底层在720 min后达到饱和状态，入渗稳定后沿耕作层水平入渗速率和沿犁底层垂向入渗速率分别为0.05 cm/min、0.006 cm/min。通过模型各边界单宽流量输出计算土壤总体和分层水量平衡要素，建立试验期间入渗过程以及模型模拟的后期稳定入渗阶段的土壤水量平衡关系。由表3可知，在整个试验入渗期间，土壤犁底层持水性能最强，其渗漏水量较少（7.52 %），减少了土壤深层渗漏量；而耕作层产生渗漏较严重（33.97 %），渗漏量中侧向渗漏所占比例较大，垂直渗漏较小；底土层持水性能较差。在后期入渗达到稳定后，耕作层的垂向渗漏水量有所降低，相反水平侧向渗漏水量增加；犁底层渗漏水量所占比例均有所增加；底土层垂向渗漏水量变大，说明入渗稳定后，深层渗漏比例会增大。下文将对累积入渗量变化过程及稳定入渗过程中侧向渗漏情况做进一步分析。

表3　土壤水量平衡关系

	试验入渗过程（0～180　min）								模拟后期稳定入渗过程							
	CI		Δ*W*	*LS*	*P*	$\frac{\Delta W}{CI}$	$\frac{LS}{CI}$	$\frac{P}{CI}$	*CI*		Δ*W*	*LS*	*P*	$\frac{\Delta W}{CI}$	$\frac{LS}{CI}$	$\frac{P}{CI}$
	VI/cm²	*LI*/cm²	/cm²	/cm²	/cm²				*VI*/cm²	*LI*/cm²	/cm²	/cm²	/cm²			
土体	121.62	102.29	186.04	37.17	0.70	83.09%	16.60%	0.31%	12.58	11.20	18.76	4.91	0.11	78.89%	20.65%	0.46%
耕作层	0.00	102.29	67.55	29.20	5.54	66.03%	28.55%	5.42%	0.00	11.20	6.99	3.98	0.23	62.41%	35.54%	2.05%
犁底层	127.16	0.00	117.59	7.20	2.37	92.47%	5.66%	1.86%	12.81	0.00	11.65	0.84	0.32	90.96%	6.55%	2.49%
底土层	2.37	0.00	0.90	0.77	0.70	38.14%	32.39%	29.47%	0.32	0.00	0.13	0.09	0.11	39.30%	27.02%	33.68%

注：其中：*CI*表示土壤累积入渗水量；*VI*表示土壤垂直入渗水量；*LI*表示土壤侧向入渗水量；Δ*W*表示土壤内部贮存水量；*LS*表示土壤侧向渗漏水量；*P*表示通过土壤下边界垂直渗漏水量。

5.3.1　累积入渗水量分析　试验期间累积入渗水量是通过土壤犁底层垂直入渗水量和土壤耕作层水平入渗水量之和，其随时间变化过程如图8所示，前期由于试验过程中实际灌水操作在时间上不连续致使实测累积入渗量略小于模拟值。由图8可知，在0～20 min，入渗水量的增加值相对较快，所对应的入渗速率也较快，这与土壤初渗阶段，土壤含水率增加较快一致。随着入渗时间增加，犁底层上部分含水率逐渐达到饱和，水分侧渗现象逐渐明显，耕作层15 cm（观测点5）处含水率开始变化。但由于犁底层透水性相对较弱，阻碍了水分的继续下渗，土壤入渗量增加缓慢，入渗速率逐渐降低直至稳定，犁底层下部分及底土层含水率基本无变化；而耕作层结构疏松多孔，透水能力较强，随着入渗的继续进行，湿润锋持续前进，直到到达侧渗区50 cm末端，产生耕作层侧向出流。

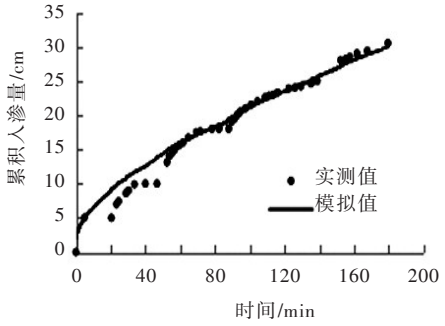


图8　累积入渗水量随时间变化规律

5.3.2　侧向渗漏水量分析　表3中，耕作层的侧渗水量由试验收集水量称量，其余侧渗水量数据均由模型边界的输出水量确定。在后期入渗达到稳定状态时，试验区渗漏水量占土壤累积入渗量的21.11%，侧向渗漏（LS）占20.65 %，表明受土壤分层结构的影响，田间侧渗量在田间水量平衡要素中占有相当比例。由于丘陵区田块呈阶梯状分布，上游田块侧渗会导致下游田块地下水位常年偏高，土温低，耕性较差，还原物质积累，从而形成冷浸田；另一方面侧渗水携带土壤养分，排至下游河沟，可能成为面源污染来源。耕作层侧向渗漏水量占整个土壤剖面侧渗水量的81.06 %，说明结构疏松的耕作层及与犁底层的交界面是侧渗的主要通道。一方面耕作层自身透水性好及优先流通道的存在，使水分易于侧向运动，另一方面犁底层阻滞水分下渗，促使水分沿着透水性强的耕作层及层间位置运动。犁底层的侧渗水量较小；底土层由于犁底层的阻水作用，入渗量非常小，但是侧向渗漏量的比例也较大，这部分渗漏量大多入渗补给地下水。根据以上分析，耕作层侧向渗漏是田间渗漏的主要路径，降低了田间水利用率。虽然该部分水量会被下游田块承纳，但是长期作用会导致下游田块冷浸化。另外，侧渗水进入相邻沟渠，会增加面源污染的危险。

6　结论

（1）采用HYDRUS-2D模拟南方丘陵区田间变化水层条件多层土壤水分水平与垂直入渗规律，所得到的不同土层土壤含水率和累积入渗量变化与田间试验结果基本一致，表明该模型及其参数设置具有一定合理性，所建立的模型能够有效模拟变水头条件下的田块内土壤水分水平与垂向运动规律。

（2）犁底层垂向入渗试验结果表明：犁底层中部及下部的土壤含水率变化缓慢，底土层土壤含水率基本无变化，其弱透水性质能有效减少土壤水分深层渗漏。当犁底层抑制水分垂直运动时，耕作

层侧渗方向土壤含水率逐渐增大，湿润峰不断前进，试验期间沿耕作层平均侧向入渗速率为0.138 cm/min，入渗达到稳定后侧向入渗速率为0.05 cm/min。为提高丘陵区田间水分利用率，防治冷浸渍害低产田，需要优化控制田块侧向渗流，减少水肥流失。

(3)试验和模型模拟发现，当入渗达到稳定后，试验区域的侧向渗漏水量占田面累积入渗量的20.65 %，其中，通过耕作层侧渗水量占侧向渗漏水量的81.06 %。需要进一步优化防治丘陵区侧向渗流的梯级上下田块的高差，强调田埂的生态硬化，避免耕作层因土质疏松可能存在的大量层内及层间优先流通道，降低田间水分利用效率。

参 考 文 献：

[1] 龚元石，李保国．应用农田水量平衡模型估算土壤水渗漏量[J]．水科学进展，1995，6(1)：16-21．

[2] 王少丽．基于水环境保护的农田排水研究新进展[J]．水利学报，2010，41(6)：697-702．

[3] CHEN Shih-Kai，LIU Chenwuing ．Analysis of water movement in paddy rice fields (I) experimental studies[J]．Journal of Hydrology，260(2002)：206-215．

[4] PHILI P J R．The theory of infiltration about sorptivity and algebraic infiltration equations[J]．Soil sci．，1957，84(4)：257-264．

[5] 甘永德，贾仰文，仇亚琴，等．降雨条件下分层土壤入渗特性[J]．水土保持学报，2012，26(5)：217-223．

[6] TEIMOUR Razavipour，ALI Reza Farrokh．Measurement of vertical water percolation through different soil textures of paddy field during rice growth season[J]．Journal of Science，2015，4(1)：344-349．

[7] HILL D E，PARLANGE J Y．Wetting front instability in layered soils[J]．Soil．Sci．Soc．Am．Proc．，1972，36(5)：697-702．

[8] 王全九，邵明安，汪志荣，等．Green-Ampt公式在层状土入渗模拟计算中的应用[J]．土壤侵蚀与水土保持学报，1999，5(4)：66-70．

[9] 黄冠华，沈荣开．层状土壤中一维非饱和水分运动的随机模拟[J]．中国农业大学学报，1997，2(4)：37-43．

[10] CHEN Shih-Kai，LIU Chenwuing，HUANG Han-Chen．Analysis of water movement in paddy rice fields (Ⅱ) simulation studies[J]．Journal of Hydrology，2002，268：259-271．

[11] TAN Xuezhi，SHAO Dongguo，GU Wenquan，et al．Field analysis of water and nitrogen fate in lowland paddy fields under different water managements using HYDRUS-1D[J]．Agricultural Water Management，2015(150)：67-80．

[12] 王锐，孙西欢，郭向红，等．不同入渗水头条件下土壤水分运动数值模拟[J]．农业机械学报，2011，42(9)：45-49．

[13] 缴锡云，虞晓彬，郭思怡．SWAP模型在稻田水分运移模拟中的应用[J]．江苏农业科学，2013，41(10)：369-372．

[14] 范严伟，黄宁，马孝义．层状土垂直一维入渗土壤水分运动数值模拟与验证[J]．水土保持通报，2015，35(1)：215-219．

[15] 黄志刚，欧阳志云，李锋瑞，等．南方丘陵区不同坡地利用方式土壤水分动态[J]．生态学报，2009，29(6)：3136-3146．

[16] MANON Janssen，BERND Lennartz．Horizontal and vertical water and solute fluxes in paddy rice fields[J]．Soil and Tillage Research，2007(94)：133-141．

[17] 叶自桐．稻田淹灌期土层剖面上压力分布和稳定渗流强度的分析和计算[J]．水利学报，1991(2)：1-10．

[18] SKAGGS T H，TROUT T J，IMUNEK J，et al．Comparison of HYDRUS-2D simulations of drip irrigation with experimental Observations[J]．Journal of Irrigation and Drainage Engineering，2004，130(4)：304 -310．

[19] KANDELOUS M M，IMUNEK J．Numerical simulations of water movement in a subsurface drip irrigation system under field and laboratory conditions using HYDRUS-2D[J]．Agricultural Water Management，2010，97(7)：1070-1076．

[20] EBRAHIMIAN H，NOORY H，et al．Modeling paddy field subsurface drainage using HYDRUS-2D[J]．Paddy

and Water Environment, 2015, 4(13): 477-485.
[21] ŠIMŮNEK J M, van GENUCHTEN, ŠEJNA M. The HYDRUS software package for simulating the two- and three-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes invariably-saturated media[M]. Prague, Czech Republic: US Salinity Laboratory, Agricultural Research Service, US Department of Agriculture, 2006.
[22] van GENUCHTEN M Th. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils[J]. Soil Science Society of America Journal, 1980, 44(5): 892-898.
[23] NASH J E, SUTCLIFFE J V. River flow forecasting through conceptual models, Part I-A discussion of principles[J]. Journal of Hydrology, 1970, 10(3): 282-290.
[24] 高朝侠, 徐学选, 赵娇娜, 等. 土壤大孔隙流研究现状与发展趋势[J]. 生态学报, 2014, 34(11): 2801-2811.
[25] GRAY C W, ALLBROOK R. Relationships between shrinkage indices and soil properties in some New Zealand soils[J]. Geoderma, 2002, 108(3/4): 287-299.
[26] 张中彬, 彭新华. 土壤裂隙及其优先流研究进展[J]. 土壤学报, 2015, 52(3): 477-488.

Field experiment and simulation of lateral and vertical water flow in multi-layer soil in hilly region of southern China

SHAO Dongguo, YANG Xia, XU Baoli, GU Wenquan
(*State Key Laboratory of Water Resources and Hydropower Engineering Science, Wuhan University, Wuhan* 430072, *China*)

Abstract: With undulating conditions in hilly region of southern China, the mechanism of soil water transformation is complicated due to different soil textures between upstream and downstream fields as well as different layers within field. In order to reveal the influence of field different layers on soil water movement, field experiment was conducted in Tuanlin experimental irrigation station of Zhanghe irrigation district in Hubei province. Both water lateral infiltration through the cultivated horizon layer(CHL) and vertical infiltration through plow pan layer(PPL) under variable water table in field were monitored or estimated in the experiment. The processes were also simulated by a two-dimensional soil water movement model under variable water head using HYDRUS-2D, which show that the simulated results agree well with observed values. The results demonstrate that the PPL with compact structure in field, decreased deep percolation by retarding water vertical movement, but at the same time enhanced water lateral movement through the CHL. The average soil stable vertical infiltration rate through the PPL was 0.006cm/min, while the average soil stable lateral infiltration rate through the CHL was 0.05cm/min. Based on the analysis of soil water balance at the stage of steadily infiltration, the total percolation in experiment area accounted for 21.11% of the cumulative infiltration, 0.46% and 20.65% of which were attributed to the vertical percolation and lateral seepage, respectively, and the CHL contributed 81.06% to the lateral seepage. The study illustrates that the lateral seepage plays an important role in water losses so that it is very essential to control percolation especially lateral seepage for water-saving and drainage reduction in southern China.

Keywords: southern hilly region; multi-layer soil; soil water content; cumulative infiltration; lateral seepage; HYDRUS-2D

(责任编辑：祁　伟)