

DOI: 10.11779/CJGE202203019

黄土中灌溉水入渗过程的现场试验研究

赵志强¹, 戴福初^{*1}, 闵弘², 涂新斌³

(1. 北京工业大学城市建设学部, 北京 100124; 2. 中国科学院武汉岩土力学研究所岩土力学与工程国家重点实验室, 湖北 武汉 430071;

3. 国家电网有限公司交流建设部, 北京 100031)

摘要: 黄土台塬地带频发的滑坡灾害与农业灌溉活动密切相关。为研究水分在原位黄土中的入渗规律, 在陕西泾阳南塬开展了场地直径为 20 m 的灌溉入渗试验, 分析了浸水过程中入渗水量, 土体体积含水率、基质吸力和孔隙气压的变化规律, 揭示了灌溉水在原位黄土中的入渗过程。监测结果表明: ①持续灌溉条件下, 湿润锋下移深度大于 11.0 m, 初始入渗率较高, 随后降低并趋于稳定, 稳定入渗率略小于表层土体的渗透系数。②马兰黄土中存在平行于塬边的竖向裂隙, 裂隙最大宽度约为 15.0 mm, 灌溉水易沿贯通裂隙产生优势入渗。③第一层古土壤(S_1)为透水性地层, 当湿润锋抵达 S_1 下部时下移受阻而移动速率降低, 产生最高水头为 44 cm 的瞬态滞水。④灌溉水入渗过程中孔隙气体被压缩而气压升高, 在湿润锋到达前产生气阻效应; 不同深度处土体的最大孔隙气压为 1.1~4.3 kPa。

关键词: 黄土; 原位监测; 入渗过程; 湿润锋; 优势入渗; 气阻效应

中图分类号: TU444

文献标识码: A

文章编号: 1000-4548(2022)03-0569-07

作者简介: 赵志强(1989—), 男, 博士研究生, 主要从事灌溉作用下黄土滑坡诱发机制研究。E-mail: 957114686@qq.com。

Field tests on irrigation infiltration in thick loess

ZHAO Zhi-qiang¹, DAI Fu-chu¹, MIN Hong², TU Xin-bin³

(1. Faculty of Architecture, Civil and Transportation Engineering, Beijing University of Technology, Beijing 100124, China; 2. State Key

Laboratory of Geomechanics and Geotechnical Engineering, Institute of Rock and Soil Mechanics, Chinese Academy of Sciences, Wuhan

430071, China; 3. State Grid Economic and Technological Research Institute Co., Ltd., Beijing 102209, China)

Abstract: Frequent irrigation activities have triggered numerous landslide hazards along the margins of the loess platform. For a better understanding of the process of irrigation water penetrating through stratified loess sediments, a full-scale field infiltration experiment with a diameter of 20 m is conducted on the South Jingyang tableland, Shaanxi Province, China. The amount of irrigation water, volumetric water content, matric suction and pore-air pressure are monitored to reveal the infiltration process of loess sediments. The monitoring results can be drawn as follows: (1) The propagation of wetting front is more than 11 m under the ponding condition. The infiltration rate is initially high, then decreases gradually and finally approaches a constant value less than the saturated hydraulic conductivity of the soil in shallow depth. (2) The vertical fractures paralleling to the edge of the tableland in Malan loess are revealed through vertical shaft, which has an aperture of less than 15 mm. The preferential flow is observed in the preferential path of the Malan loess layer. (3) The first paleosol layer (S_1) is proved to be permeable, and a transient perched water with a waterhead less than 44 cm is developed above the lower part of S_1 . (4) The pore-air in soil is compressed, and an air entrapment ahead of wetting front is observed during wetting period. The maximum pore-air pressure measured in loess sediments varies from 1.1 kPa to 4.3 kPa.

Key words: loess; field monitoring; infiltration process; wetting front; preferential flow; air entrapment

0 引言

黄土是第四纪以来形成的多孔隙弱胶结的层状沉积物, 具有厚度大、土质疏松的特点。黄土地区地质环境脆弱, 是中国地质灾害最为发育的地区之一^[1]。由于黄土高原地区气候干旱、降雨稀少且多集中于夏季, 为发展农业, 20 世纪 70 年代以来, 在黄土台塬地带进行了大量引水灌溉活动。黄土具有特殊的结构

性、湿陷性和水敏性等特征, 在长期灌溉作用下, 灌溉水入渗改变了原生水文地质条件, 并在塬边诱发了大量黄土滑坡^[2], 如在黑方台和泾阳南塬地区, 对当地居民的生命财产安全产生一定威胁。灌溉水长期入

基金项目: 国家自然科学基金重大项目(41790440)

收稿日期: 2020-12-22

*通信作者(E-mail: daifc@bjut.edu.cn)

渗过程中,一方面,灌溉水入渗导致土体含水率升高,基质吸力降低,抗剪强度降低^[3-4];另一方面,长期灌溉导致地下水位不断升高^[5],饱和黄土应力状态不断变化,土体强度达到临界状态后发生突然失稳破坏^[6-7]。因此,研究灌溉水的入渗过程有助于分析灌溉型黄土滑坡的诱发机制,亦可为近年来黄土高原地区大力推行的平山造城、治沟造地、固沟保塬等重大工程的水诱灾变防控提供依据。

已有原位试验表明灌溉水在黄土中的入渗能力有限,湿润锋最大下移深度约 5~6 m^[8-9],这难以说明地表水与地下水存在直接水力联系;一些观点认为深部土体的含水率变化不大时,灌溉水以水气形式向下运移^[10-11],这种形式的水分流动难以量化,且运移机制比较复杂。另外,一些大厚度黄土地区的浸水试验表明湿润锋可持续下移数十米^[12],因此黄土中灌溉水的入渗能力尚无定论。与此同时,不同形成时期的黄土则因气候环境的差异呈层状黄土-古土壤序列分布,与黄土相比,形成于温湿气候条件下的古土壤黏粒含量高、密实度大,水分入渗至此时表现出隔水效应^[11];而一些研究从水理性质出发,认为古土壤是透水层,水分可穿过古土壤向下运移^[13],但由于缺乏监测数据,少有研究揭示水分在黄土-古土壤间的入渗规律,综上,水在原位黄土中的入渗过程尚需深入研究。

地表产生积水后,水分入渗时孔隙气不能自由排出而产生气阻效应,致使水分入渗率降低;同时,水分入渗至一定深度后积累的孔隙气压使水分入渗速率减慢^[14]。一些学者通过室内土柱试验及理论模型方法研究了气阻效应的作用机制^[15],直接或间接地考虑了孔隙气压对水分入渗的影响。目前大多数气阻效应研究尺度小、多限于浅层土体、且少有研究考虑土性的变化,因此有必要从更大试验尺度上,结合灌溉水入渗特征研究气阻效应的作用机制及影响因素。

本文在黄土地区开展了原位灌溉入渗试验,监测得到了入渗水量、不同深度土体体积含水率、基质吸力和孔隙气压的变化,分析了灌溉水在黄土-古土壤的间入渗特征、优势入渗时水分的时空分布特征、气阻效应作用形式及影响因素,从而揭示灌溉水在层状黄土中的入渗特征。

1 试验场地

1.1 位置及地层

试验点地处黄土高原南部,位于陕西省泾阳县泾河右岸的舒唐王村,坐标东经 108°49'18",北纬 34°29'33" (图 1 (a), (b)),海拔 468 m。研究区年均气温 13℃,年降雨量 400~800 mm;区内农作物灌

溉多采用大水漫灌方式,年灌溉量为 470 m³/亩。自 1976 年大面积引水灌溉以来,地下水位显著升高,在塬边诱发了众多黄土滑坡灾害 (图 1 (b))。

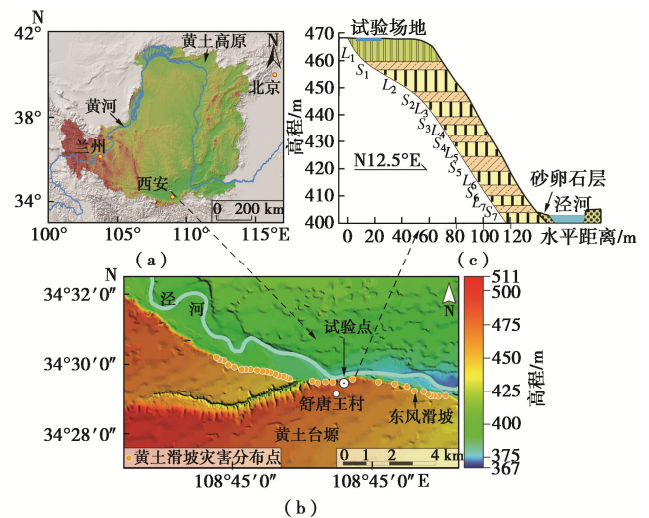


图 1 研究区概况

Fig. 1 General setting of study area

研究区地层由层状黄土-古土壤序列构成 (图 1 (c)),其中 L₁ 和 S₁ 形成于晚更新世 (Q₃),下部地层形成于中更新世 (Q₂)。黄土台塬在河流侵蚀作用下形成高差为 62~90 m、坡度为 50°~80° 的斜坡;地下水埋深约 60 m;坡底为河流阶地和滑坡堆积体,陡峭的黄土斜坡及坡底开阔平坦的阶地为滑坡的发生提供了有利的地形地貌条件。

1.2 土体性质

试验场地位于 L₁ 表层,原先为杏树林,2015 年 9 月边坡治理时将上部 3 m 土体取走,此后再无灌溉活动。在场地中心处人工开挖一直径 1 m、深 14 m 的竖井,竖井距塬边最短距离为 18 m,揭露地层有 L₁, S₁ 和 L₂,厚度分别为 5.6, 4.0, 4.4 m (图 2 (a), (b))。

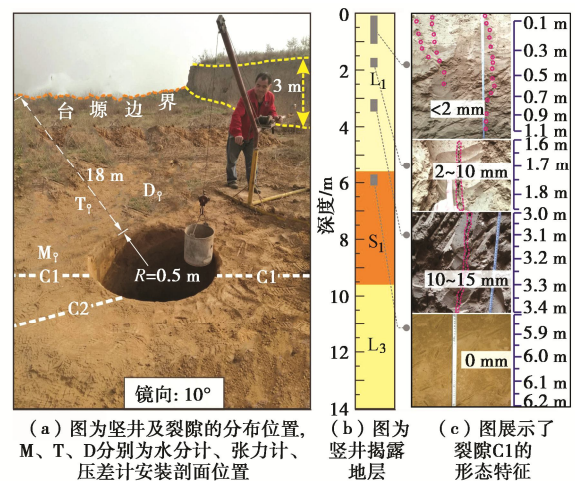


图 2 竖井及裂隙分布

Fig. 2 Photos of shaft and distribution of cracks

场地 L_1 中存在两条竖向裂隙 ($C1$ 及 $C2$), $C1$ 横穿竖井, 为场地主要裂隙, 走向与塬边线大致平行 (图 2 (a))。 $C1$ 在表层 1.1 m 内宽度小于 2 mm, 呈断续分布并被土壤团块充填; 在 1.6~4.0 m 深度内裂隙宽度由 2.0 mm 增加至 15.0 mm, 贯通性好; 随后裂隙向下延伸时逐渐变窄, 并在 5.0 m 处闭合, 尚未延伸至 S_1 (图 2 (b)), (c))。 $C2$ 裂隙埋深 2.5~4.5 m, 宽度小于 10.0 mm。 竖井不同深度土样的基本物理性质指标见表 1, L_1 为黏土, S_1 及 L_2 为粉质黏土; 与 L_1 、 L_2 相比, S_1 相对质量密度小, 黏粒含量高, 液、塑限高。 另外, L_1 质量含水率为 9%~11%, 密实度随深度增加逐渐增大。 S_1 含水率随深度增加先升高后降低, 8 m 处含水率最高; S_1 下部密实度较上部高, 干密度最大可达 1.56 g/cm³。 L_2 含水率为 10%~14%; 与 L_1 相比, L_2 干密度大、孔隙比小。

表 1 场地土体基本物理性质
Table 1 Physical properties of soil

土层	相对质量 密度 G_s	塑限 w_p /%	液限 w_L /%	黏粒含量 /%	粉粒含量 /%
L_1	2.73	16.4	34.0	20.4~26.1	73.9~79.6
S_1	2.64	19.6	35.2	23.2~29.2	70.8~76.8
L_2	2.72	16.2	31.0	17.5~24.6	75.4~82.5

2 场地布置及监测方案

2.1 场地布置

灌溉试验场地布置为圆形, 浸水区域直径 20 m, 监测竖井位于浸水区域中心; 采用直径 0.8 m 的预制混凝土管支护井壁, 在其侧壁预留圆形传感器埋设孔; 然后将配比为 1:3 的水泥砂浆灌入土体与管壁间的缝隙, 振捣密实后形成隔水不透气的密闭边界; 在管内壁上安装钢管梯, 以便安装和调试传感器。 随后整平场地, 将并刮毛地表, 在场地周边设置高 50 cm 的围堰并用塑料膜覆盖; 最后, 在地表铺设 6 cm 厚砂砾石。

2.2 监测方案

原位灌溉试验系统由供水监测和入渗监测两部分构成。 灌溉水引自泵房, 采用精度为 0.001 m³ 的水表记录实时供水量。 由于常规农业灌溉条件下水分入渗深度有限, 为探究水分在原位黄土中的入渗能力、现场尺度下古土壤的透水性及厚层非饱和黄土-古土壤中的入渗特征, 本文通过控制积水水头不高于 30 cm 的方式模拟水分的持续入渗作用, 这同农田中真实灌溉相比, 具有灌溉强度大, 持续时间长等特点。 在距地表 30 cm 高度处的围堰上设置溢水口, 控制积水水头不超过 30 cm; 用 PVC 管将排水引至圆桶中, 利用

Levellogger 水位计记录实时排水量; 在溢水口处设有标尺以观测积水高度; 采用翻斗式雨量计记录浸水期间可能的降雨量; 采用精度为 5 g 的自动称重天平和直径为 20 cm 的蒸发皿监测实时蒸发量。 由此, 净入渗量可通过供水量与排水量、地表积水量、降雨量、蒸发量的差值确定。

入渗监测部分由 34 只水分计、14 只张力计、4 只压差计、1 只气压计和数据采集仪构成。 水分计由 Delta-T 公司生产的 ML2X 和澳大利亚 ICT INTERNATIONAL 公司生产的 MP406 两种传感器构成, 体积含水率测量范围为 0~100%, 测量精度为 $\pm 2\%$; 采用 Jetfill 型标准张力计测量原位土体的基质吸力, 测量精度为 0.5 kPa; 压差计为 Star Sensor 公司的 CCY11 型传感器, 量程为 -5~5 kPa, 精度为 ± 25 Pa; 气压计为 Solinst 生产的 Barologer, 测量精度为 0.05 kPa。 监测传感器的平面布置位置如图 2 (a) 所示, 水分计安装剖面与裂隙 $C1$ 的水平距离约 10 cm, 张力计和压差计距裂隙较远。 图 3 为传感器剖面布置图, 竖井内部不同深度的水分计和张力计成对埋设, 用以测量土体的体积含水率和基质吸力, 监测湿润锋下移过程和土-水响应特性。 在 L_1 ~ S_1 及 S_1 ~ L_2 交界面上、下 30~50 cm 范围内布置有水分计和张力计, 以便分析土性变化时水分入渗规律。 采用压差计监测土体内部孔隙气压的动态变化过程, L_1 及 L_2 土质均匀, 各埋设 1 只压差计; 由于 S_1 结构差异较大, 在其上部和下部各安装一只压差计。 传感器水平安装, 距井壁 80~90 cm, 待各监测数据稳定后, 用膨润土球回填传感器孔。 另外, 在灌溉区域外侧布置了 3 条侧渗监测剖面, 距浸水边缘分别为 0.7, 3.7, 6.7 m。 采用数据采集仪 (DT80) 进行监测数据的自动采集; 采样间隔为 5 min。

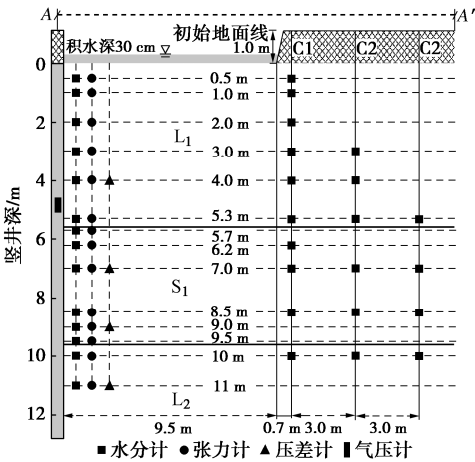


图 3 传感器布置剖面图

Fig. 3 Profile view of layout of instruments
待试验场地布置完成及传感器监测数据稳定后,

打开进水阀,进行原位浸水试验(图4)。初始供水速率为 $20\text{ m}^3/\text{h}$,7.7 h后积水高度升至30 cm,随后维持恒定。浸水至48.5,59.3,67.2 h,有3次水头降低现象,持时分别为1.0,1.5,3.8 h(图5(a)中灰色区域)。浸水83.3 h后停止供水,地表积水历时8 h渗入土体,随后上部土体脱湿,水分继续下渗,继续监测8 d后取出传感器,试验结束。



注: A—A'为图3中的监测剖面分布位置; a为雨量计和蒸发皿; b为进水阀门及水表; c为3个侧渗监测剖面; d为排水收集桶

图4 浸水入渗实景

Fig. 4 Site photo of irrigation

3 监测结果及分析

3.1 入渗率分析

浸水过程持续91.3 h,累计入渗量及积水深度随时间的变化如图5(a)所示;图5(b)中数据点为不同灌溉时刻实时入渗率,采用多项式方程拟合得到入渗率变化曲线,揭示了灌溉过程中水分入渗能力的变化规律。

据入渗率曲线将入渗过程分为3个阶段,分别为阶段I(0~16 h)、阶段II(16~46 h)及阶段III(46~91.3 h)。阶段I的入渗率初始较高且逐渐降低,随后趋于稳定。究其原因,土体初始饱和度低、基质势高,由重力势、基质势和地表积水组成的水势梯度大,入渗率大;随着水分的入渗,土体含水率增加、基质势减小,入渗率不断降低;上部土体饱和后,入渗率趋于稳定。阶段II的入渗率先缓慢升高,随后降低并趋于稳定,这与灌溉水的优势入渗有关(见3.2节);优势入渗形成与发展阶段的入渗率逐渐提高,待裂隙区域土体饱和后,湿润锋继续下移时入渗率则趋于稳定。阶段III的平均入渗率约 0.026 m/h 且变化不大,与阶段I的稳定入渗率大小相近,说明优势入渗对后期灌溉水入渗影响不大;另外,水头降低时入渗率基本不变,表明上部土体饱和后水分入渗能力受积水压力影

响较小。测试深度为0.5 m及1.0 m的原状土样的饱和渗透系数(K_s)发现,表层黄土竖向平均 K_s 为 0.031 m/h ,因此,灌溉水在重力作用下的稳定入渗率略低于表层土体的渗透系数。

浸水3.83 h后,积水浸没地表,可观察到有气泡持续从地表冒出,此时水分入渗时孔隙气不能自由排出,从而产生气阻效应。孔隙气压不断累积,累计到一定程度后,便会突破上部密封水面而排出,致使实测入渗率在 $0.005\sim 0.053\text{ m/h}$ 之间波动变化(图5(b))。

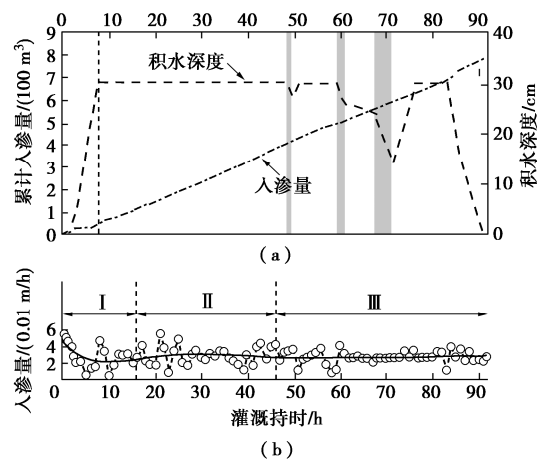


图5 灌溉水入渗量

Fig. 5 Infiltration amount of irrigation water

3.2 体积分水率和基质吸力变化

图6(a)及(b)为灌溉期间及停灌后场地内部土体体积分水率和基质吸力的变化曲线,根据相邻深度处水分计和张计计的响应时间,计算得到了湿润锋的下移速率(图6(c))。

(1) 初始均匀入渗阶段

灌溉前,0.5 m深处的土体体积分水率高,基质吸力低,与此前降雨入渗有关;基质吸力除表层0.5 m深度处为57.8 kPa外,其余为70~85 kPa。灌溉0~24 h期间,湿润锋在 L_1 上部均匀向下移动,同一层位的水分计和张计几乎同时响应,湿润锋下移距离不超过3 m,初始下移速率较大,约为 $5.9\times 10^{-5}\text{ m/s}$,随后降至 $2.4\times 10^{-5}\text{ m/s}$,这与上部土体饱和度升高、基质势梯度降低有关。分析土体增湿时的土-水响应规律发现,以2.0,3.0,4.0,5.3 m的体积分水率和基质吸力监测曲线为例,湿润锋抵达后,体积分水率迅速升高,基质吸力亦在响应3 h内骤降至2 kPa左右,随后基质吸力基本保持不变,而体积分水率仍缓慢升高约5%~8%,最终土体趋于饱和,此时水分仅在重力作用下向下入渗。

1.0 m深处的体积分水率升高至51.4%后陡降至45.2%,随后缓慢升高至49.0%并趋于稳定,这与表层

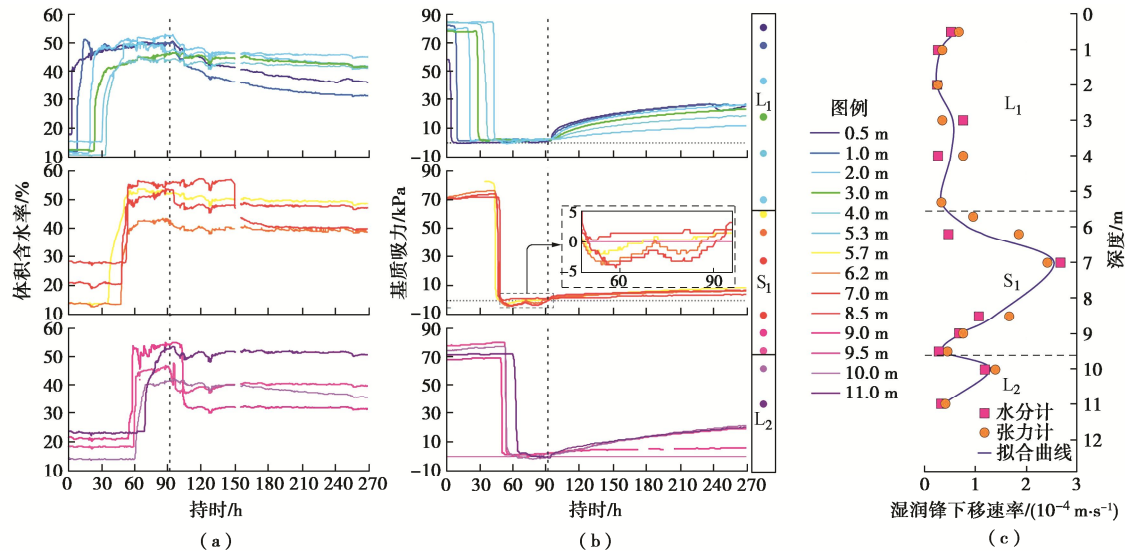


图6 灌溉水入渗过程监测曲线

Fig. 6 Monitoring curves of infiltration process

土体的浸水湿陷有关。当饱和度增加到一定程度后,在上覆土压力作用下,土体胶结结构破坏,土颗粒错动后孔隙比减小,体积含水率迅速降低;随后增湿时体积含水率缓慢升高并逐渐饱和。0.5 m 处的土体亦存在微弱的湿陷现象,2 m 及以下土体无明显湿陷。

(2) 优势入渗特征

灌溉至 29.8 h, 5.3 m 处体积含水率由初始 15.1% 在 3.0 h 后增大至 32.1%, 而 4.0 m 处体积含水率在灌溉 33.6 h 后才开始升高, 滞后 3.8 h 响应。由图 2 (c), 4.0 m 处裂隙宽约 15 mm, 可视为优势入渗通道; 同时, 该阶段入渗率亦有所增大 (图 5 (b)), 断定灌溉水入渗时产生优势入渗, 湿润锋在 3~5 m 的下移速率亦较上部有所增大 (图 6 (c))。距裂隙较远的张力计沿深度依次响应, 未受优势入渗影响, 表明灌溉水的优势入渗为非均匀入渗。灌溉至 45 h, 47 h, 6.2 m 处的张力计和水分计相继响应, 表明湿润锋几乎同时抵达 S_1 上部, 此时入渗率趋于稳定 (图 6 (b)); 另外, 湿润锋由 10.0 m 下移至 11.0 m 历时分别为 7.3 h (据水分计) 和 6.6 h (据张力计), 表明湿润锋在 L_2 上部稳定向下移动, 因此, 优势入渗主要发生在 L_1 中, 对 S_1 及下部入渗影响较小。

(3) 黄土-古土壤层间入渗

灌溉至 49.1~50.2 h, 湿润锋下移至 S_1 下部 (8.5~9.0 m), 此时 L_1 下部及 S_1 上部 (5.3~7.0 m) 体积含水率达到最大, 基质吸力由零降为负值, 表明灌溉水入渗至 S_1 下部后产生瞬态滞水; 埋深越大, 孔隙水压越大, 7.0 m 处滞水位最高, 约为 44 cm (图 6 (b) 放大图)。由图 6 (c), S_1 上部湿润锋的下移速率较 L_1 显著增大, 7.0 m 处最大, 约 2.5×10^{-4} m/s; S_1 下部的

湿润锋下移速率显著降低; 6.2~8.5 m 深度处湿润锋的下移速率为 8.5~9.5 m 深度处的 3.5 倍 (据水分计) 和 3.3 倍 (据张力计)。由此, 湿润锋抵达 S_1 下部后下移速率显著降低, 在其上部形成瞬态滞水。

灌溉水入渗至 S_1 下部后, 8.5 m 和 9.0 m 处的水分计和张力计依次响应, 土体基质吸力为 0~3 kPa, 未形成瞬态滞水; 灌溉至 68 h, 11 m 处的水分计和张力计响应, 5 h 后 L_2 上部达到饱和, 这表明灌溉水可以穿过 S_1 向下入渗, 证实 S_1 为透水性地层。

(4) 脱湿过程

地表积水渗入土体后, 上部土体开始脱湿, 脱湿 120 h 后, 0.5, 1.0, 2.0, 3.0, 4.0, 5.3 m 处的基质吸力分别升高至 25.1, 24.7, 22.9, 20.3, 16.0, 9.8 kPa, 表明越靠近地表, 脱湿程度越高。脱湿曲线 (体积含水率和基质吸力变化曲线) 初始较陡、随后变缓, 表明土体脱湿强度逐渐减弱。分析其原因, 初始状态的饱和度高, 渗透系数高, 水分下移速率快; 脱湿一段时间后, 饱和度减小, 渗透系数降低, 脱湿速率降低。脱湿 180 h 后, L_1 和 L_2 中体积含水率降低 10%~15%, 基质吸力回升至 20~25 kPa, 而 S_1 含水率几无变化, 基质吸力仍小于 5 kPa, 表明 S_1 饱水后不易脱湿, 持水性强。

(5) 灌溉水侧渗

图 7 为侧渗 1 剖面的水分计响应情况, 监测期内侧渗 2, 3 剖面中水分计无响应, 表明浸水时的水分侧渗距离小于 3.7 m, 水平向入渗远小于竖向。分析其原因, 侧渗仅受基质势梯度驱动, 且基质势梯度逐渐减小; 竖向入渗则受地表积水、重力和基质吸力共同作用, 入渗速率快^[3]。

LP1 中表层 3 m 内的水分计在灌溉期间响应, 体积含水率升高至 35% 左右, 其后维持不变, 低于饱和和体积含水率 (45%~52%); 积水消失后, 体积含水率几乎同时降低并趋于稳定, 最终含水率比初始高 15% 左右。3 m 以下的水分计在积水消失后读数缓慢升高并趋于稳定。

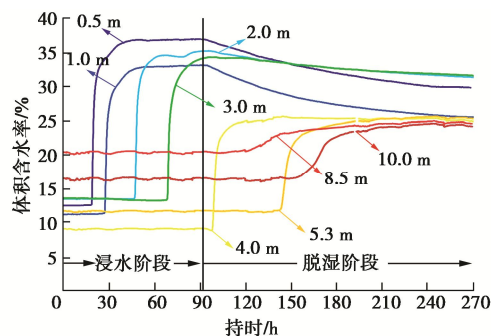


图7 侧渗 (LP1 剖面) 体积含水率变化曲线

Fig. 7 Variation of volumetric water content in profile LP1 due to lateral water migration

3.3 孔隙气压变化及气阻效应

图8为灌溉过程中不同层位土体孔隙气压的动态变化曲线, 可以发现: ①灌溉前各层位土体内、外压差为零, 孔隙气压等于环境气压; ②灌溉至 15.9 h, 湿润锋深约 2.0 m, 4.0 m 处的压差计响应, 孔隙气压瞬时升高至 2.58 kPa, 随后波动变化, 变幅约为 0.75 kPa, 浸水 23 h 后数据跳跃性变化 (蓝色区域), 随后传感器失灵; ③灌溉 35.0 h 后, 湿润锋深约 4.0 m, 7.0 m 处压差计响应, 孔隙气压在 0.8 h 内升高至 0.8 kPa, 随后在 0.4~1.1 kPa 之间波动变化; ④灌溉至 42.4 h, 湿润锋下移至 5.5 m, 9.0 m 处孔隙气压开始升高, 54.0 h 时升至最大, 此时湿润锋位于 9.0~9.5 m 之间, 随后迅速降低至 0.6~0.9 kPa; ⑤灌溉 57.8 h 后, 11.0 m 处的孔隙气压开始升高, 随后波动变化。灌溉后期土体接近饱和, 孔隙气压降至 0.7~1.1 kPa (D1 除外)。积水消失后, 各层孔隙气压逐渐降低, 10~11 h 后, 孔隙气压降为 0, 随后保持不变。

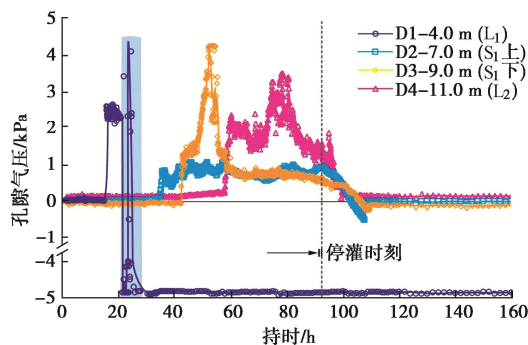


图8 不同层位孔隙气压监测曲线

Fig. 8 Variation of pore-air pressure at different depths
地表积水和竖井水泥砂浆形成的密闭环境使土体

孔隙气不能自由排出。灌溉过程中压差计由浅及深依次响应。从时间角度分析, 压差计读数比水分计及张力计读数提前变化, 意味着气阻效应在湿润锋到达前产生; 从空间角度分析, 入渗过程中湿润锋下方 1.5~3.5 m 厚的土体孔隙气受压缩致使气压升高。当孔隙气体被压缩至一定程度后便会向周围土体释放, 孔隙气压降低; 随后又被压缩, 周而复始, 孔隙气压呈波动变化; 这亦可阐释图5(b)中实测入渗率的波动变化特征。湿润锋到达后, 灌溉水驱替孔隙气体, 饱和度增加, 孔隙气压降低, 气阻效应减弱。土体接近饱和和后仍存在微弱气阻效应, 这与残存的孔隙气体有关。

4 结 论

本文在黄土台塬地带进行了原位灌溉试验, 监测得到了灌溉水在 L_1 、 S_1 及 L_2 入渗时的入渗量, 体积含水率、基质吸力和孔隙气压的动态变化过程, 得到以下主要认识:

(1) 持续灌溉条件下, 灌溉水可由 L_1 穿过 S_1 向下入渗, 湿润锋下移深度大于 11 m。灌溉水初始入渗率较高, 随后降低并趋于稳定, 稳定入渗率略小于表层土体的饱和和渗透系数。

(2) 原位黄土增湿的土-水响应规律表现为首先含水率和基质吸力分别迅速升高、降低, 当基质吸力降低至 2 kPa 后基本不变, 而土体饱和度缓慢增加, 水分仅受重力而下渗。

(3) 塬边 L_1 中存在走向平行于塬边的竖向裂隙, 裂隙宽度小于 15 mm; 当饱和带下移至贯通裂隙顶部时产生优势入渗; 灌溉水在 S_1 及下部黄土中的入渗受优势入渗影响较小。

(4) S_1 为透水性地层, 持水性高于 L_1 及 L_2 ; 灌溉水入渗至 S_1 下部时湿润锋下移受阻而速率降低, 水分在此聚集并产生最高水头为 44 cm 的瞬态滞水。

(5) 灌溉水入渗时压缩孔隙气体致使孔隙气压升高, 并在湿润锋到达前产生气阻效应; 不同深度处土体的实测最大孔隙气压为 1.1~4.3 kPa。

参考文献:

- [1] 彭建兵, 林鸿州, 王启耀, 等. 黄土地质灾害研究中的关键问题与创新思路[J]. 工程地质学报, 2014, 22(4): 684 - 691. (PENG Jian-bing, LIN Hong-zhou, WANG Qi-yao, et al. The critical issues and creative concepts in mitigation research of loess geological hazards[J]. Journal of Engineering Geology, 2014, 22(4): 684 - 691. (in Chinese))
- [2] 许 领, 戴福初, 闵 弘, 等. 泾阳南塬黄土滑坡类型与发育特征[J]. 地球科学, 2010, 35(1): 155 - 160. (XU Ling,

- DAI Fu-chu, MIN Hong, et al. Loess landslide types and topographic features at South Jingyang Plateau, China[J]. Earth Science (Journal of China University of Geosciences), 2010, **35**(1): 155 - 160. (in Chinese))
- [3] LU N, LIKOS W J. Unsaturated Soil Mechanics[M]. New York: J Wiley, 2004.
- [4] 朱才辉, 李 宁. 降雨对沟谷状黄土高填方地基增湿影响研究[J]. 岩土工程学报, 2020, **42**(5): 845 - 854. (ZHU Cai-hui, LI Ning. Moisture effects of high-fill embankment due to rainfall infiltration in loess gully region[J]. Chinese Journal of Geotechnical Engineering, 2020, **42**(5): 845 - 854. (in Chinese))
- [5] 雷祥义. 陕西泾阳南塬黄土滑坡灾害与引水灌溉的关系[J]. 工程地质学报, 1995, **3**(1): 56 - 64. (LEI Xiang-yi. The hazards of loess landslides in the southern tableland of Jingyang County, Shaanxi and their relationship with the channel water into fields[J]. Journal of Engineering Geology, 1995, **3**(1): 56 - 64. (in Chinese))
- [6] 金艳丽, 戴福初. 灌溉诱发黄土滑坡机理研究[J]. 岩土工程学报, 2007, **29**(10): 1493 - 1499. (JIN Yan-li, DAI Fu-chu. The mechanism of irrigation-induced landslides of loess[J]. Chinese Journal of Geotechnical Engineering, 2007, **29**(10): 1493 - 1499. (in Chinese))
- [7] 许 强, 亓 星, 修德皓, 等. 突发型黄土滑坡的临界水位研究—以甘肃黑方台黄土滑坡为例[J]. 水利学报, 2019, **50**(3): 315 - 322. (XU Qiang, QI Xing, XIU De-hao, et al. Critical water level of abrupt loess landslides: a case study in Heifangtai, Gansu Province[J]. Journal of Hydraulic Engineering, 2019, **50**(3): 315 - 322. (in Chinese)))
- [8] 马耀光, 李书琴, 李世清, 等. 灌溉条件下黄土层的水盐效应研究[J]. 西北农林科技大学学报(自然科学版), 2003(5): 64 - 68. (MA Yao-guang, LI Shu-qin, XU Yong-gong, et al. Effects of irrigation on water and salt in loess layer[J]. Jour of North west Sci-Tech Univ of Agri and For (Nat Sci Ed), 2003, **31**(5): 64 - 68. (in Chinese)))
- [9] 吴玮江, 王念秦. 甘肃滑坡灾害[M]. 兰州: 兰州大学出版社, 2006. (WU Wei-jiang, WANG Nian-qin. Landslide Hazards in Gansu[M]. Lanzhou: Lanzhou University Press, 2006. (in Chinese))
- [10] 张先林, 许 强, 彭大雷, 等. 基于三维高密度电法的黄土灌溉水入渗方式研究[J]. 地球物理学进展, 2019, **34**(2): 840 - 848. (ZHANG Xian-lin, XU Qiang, PENG Da-lei, et al. Study on the infiltration mode of irrigation water in loess based on three-dimensional high-density electrical method[J]. Progress in Geophysics, 2019, **34**(2): 840 - 848. (in Chinese)))
- [11] 张常亮, 李 萍, 李同录, 等. 黄土中降雨入渗规律的现场监测研究[J]. 水利学报, 2014, **45**(6): 728 - 734. (ZHANG Chang-liang, LI Ping, LI Tong-lu, et al. In-situ observation on rainfall infiltration in loess[J]. Journal of Hydraulic Engineering, 2014, **45**(6): 728 - 734. (in Chinese)))
- [12] 姚志华, 黄雪峰, 陈正汉, 等. 兰州地区大厚度自重湿陷性黄土场地浸水试验综合观测研究[J]. 岩土工程学报, 2012, **34**(1): 65 - 74. (YAO Zhi-hua, HUANG Xue-feng, CHEN Zheng-han, et al. Comprehensive soaking tests on self-weight collapse loess with heavy section in Lanzhou region[J]. Chinese Journal of Geotechnical Engineering, 2012, **34**(1): 65 - 74. (in Chinese)))
- [13] WANG W, WANG Y, SUN Q, et al. Spatial variation of saturated hydraulic conductivity of a loess slope in the South Jingyang Plateau, China[J]. Engineering Geology, 2018, **236**: 70 - 78.
- [14] HAMMECKER C, ANTONINO A C D, et al. Experimental and numerical study of water flow in soil under irrigation in northern Senegal: evidence of air entrapment[J]. European Journal of Soil Science, 2003, **54**: 491 - 503.
- [15] WANG Z, FEYEN J, VAN Genuchten, et al. Air entrapment effects on infiltration rate and flow instability[J]. Water Resources Research, 1998, **34**: 213 - 222.