文章编号:1000-7601(2020)03-0001-09

doi:10.7606/j.issn.1000-7601.2020.03.01

层状非均质包气带渗透性特征 及其对降水入渗的影响

崔浩浩1,2,张光辉1,张亚哲1,3,张 冰1,冯 欣1,郎旭娟4

(1. 中国地质科学院水文地质环境地质研究所,河北石家庄 050061;2. 中国地质大学(北京),北京 100083;3. 自然资源部地下水科学与工程科普基地,河北正定 050800;4. 河北地质大学水资源与环境学院,河北石家庄 050031)

摘要:不同的岩性界面影响了降水在包气带中的入渗、运移与再分布过程,其影响机制仍是有待研究的学科前沿问题。针对上述问题,基于层状非均质包气带 6 m×4 m×5 m 样方,开展了多场次自然降水入渗过程的原位试验监测,研究结果表明层状非均质结构对降水入渗过程和速率影响明显:(1)地层分界面处土壤含水率呈现陡降变化特征;(2)220 cm 深度以上包气带中土壤含水率对降水入渗响应变化敏感,呈含水率陡变的多峰谷式脉冲响应变化特征,其中 20~100 cm 地层土壤含水率变化幅度为 22.58%~29.76%,120~200 cm 地层土壤含水率变化幅度为 13.74%~20.74%;220 cm 深度以下包气带中土壤含水率对降水入渗响应滞缓,年内呈现平缓单峰响应变化特征,反映了多场次降雨的累积效应,其中 220~400 cm 地层土壤含水率变化幅度为 2.3%~12.15%,430~460 cm 地层土壤含水率变化幅度为 2.5%~3.41%;(3)层状非均质结构阻滞了水分的运移(湿润锋通过亚砂土-粉砂界面时,平均运移速度由 10.53 cm · d⁻¹下降为 0.77 cm · d⁻¹;湿润锋通过亚砂土-亚粘土界面时,平均运移速度由 12 cm · d⁻¹下降为 1.86 cm · d⁻¹),当岩性界面处水分不断蓄积克服阻力后才能向下运移;受上部界面水分蓄积的影响,下部层状非均质结构的阻滞作用将被减弱甚至不明显。

关键词:层状非均质;包气带;降水入渗;土壤水分动态;原位监测 中图分类号:S152.7; P641.8 文献标志码:A

Permeability characteristics of layered-heterogeneous vadose zone and influence on precipitation infiltration

CUI Haohao^{1,2}, ZHANG Guanghui¹, ZHANG Yazhe^{1,3}, ZHANG Bing¹, FENG Xin¹, LANG Xujuan⁴

(1. Institute of Hydrogeology and Environmental Geology, Chinese Academy of Geological Sciences,

Shijiazhuang, Hebei 050061, China; 2. China University of Geosciences (Beijing), Beijing, 100083, China;

Field Research Base for Groundwater Sciences and Engineering, Ministry of Natural Resources, Zhengding, Hebei 050800, China;
 4. School of Water Resources & Environment, Hebei University of Geosciences, Shijiazhuang, Hebei 050031, China)

Abstract: The mechanism of how lithologic interfaces influence the process of infiltration, migration and redistribution of precipitation in the vadose zone is still a frontier problem to be studied. In view of the question, in-situ experiments of natural precipitation infiltration have were carried out based on the layered heterogeneous vadose zone $(6 \text{ m} \times 4 \text{ m} \times 5 \text{ m})$. The results showed that the layered heterogeneous structure had obvious influence on the infiltration process and rate of precipitation: (1) Soil water content showed the characteristics of sharp down at the stratigraphic interfaces; (2) The response of soil water content above 220 cm depth to precipitation infiltration in vadose zone was sensitive, and showed the characteristics of multi-peak-valley type with quick changes of water content, for instance, the variation range of water content was 22.58% ~29.76% in 20~100 cm stratum and 13.74% ~ 20.74% in 120~200 cm stratum while not sensitive below 220 cm depth and showed small fluctuation, which reflected

收稿日期:2019-11-01 修回日期:2020-02-13

基金项目:国家重点研发计划"水资源高效开发利用"重点专项(2017YFC0406106);中国地质科学院水文地质环境地质研究所基本业务费 (SK201407)

作者简介: 崔浩浩(1985-), 男, 河北石家庄人, 助理研究员, 博士研究生, 主要从事水文地质、工程地质研究。E-mail: cuihao924@126.com 通信作者: 郎旭娟(1985-), 女, 山东潍坊人, 讲师, 博士, 主要从事水文地质、工程地质的研究。E-mail: langlan77@163.com

that with the cumulative effect of multiple rainfall events, the variation range of water content in 220~400 cm stratum was $2.3\% \sim 12.15\%$. The variation in $430 \sim 460$ cm stratum was only $2.5\% \sim 3.41\%$; (3) The layered heterogeneous structure blocked the movement of water (the average migration velocity of the wetting front decreased from 10.53 cm $\cdot d^{-1}$ to 0.77 cm $\cdot d^{-1}$ when it passed through the interface of sandy loam and silty sand, and from 12 cm $\cdot d^{-1}$ to 1.86 cm $\cdot d^{-1}$ when it passed through the interface of sandy loam), when the water accumulated at the lithological interface until to overcome the resistance, it moved downwards. Due to the effect of water accumulation in the upper interface, the blocking effect of the lower layered heterogeneous structure was weakened or even eliminated.

Keywords: layered-heterogeneous; vadose zone; precipitation infiltration; soil moisture dynamics; insitu monitoring

浅层地下水主要源自大气降水入渗补给,包气 带是联系大气降水和地下水的关键带[1-2]。不同包 气带结构具有不同的渗透性特征:具有不同渗透性 的包气带对降水入渗补给地下水的影响机制各不 相同。除了气象、水文和地形地貌等条件对降水入 渗具有重要影响之外[3],包气带的地层结构、岩性 组成和埋藏深度对降水进入包气带之后的入渗过 程和下渗机制都具有重要影响[4-9]。第四系组成的 包气带其地层交错分布,垂向剖面上渗透性强弱随 之呈现结构性变化[10-12],包括由粗颗粒砂性地层转 变为黏性或黏质细颗粒地层,或由黏性或黏质细颗 粒地层转变为粗颗粒砂性地层,使得降水在包气带 入渗过程中呈现有序复杂的过程。换言之,层状非 均质土壤水分运动明显不同于均质土壤,不同岩性 层状地层之间界面存在毛管阻碍或透吸作用(即渗 透性折射效应),加剧了降水入渗水流过程的复杂 性[13-16]。王文焰等[17] 室内土柱模拟实验证明,层 状土入渗速率在穿越分层界面时会发生明显转折, 在经过分层界面前呈非线性变化,而经过分层界面 后呈线性变化。Colman 等^[18]认为无论细质土壤覆 盖粗质土还是粗质土覆盖细质土,土壤都可视为是 均质的,并且水分入渗过程由细质土来控制。虞佩 媛等[19]在研究包气带岩性结构对降雨入渗能力影 响时指出,均质结构和层状"上粗下细"结构降雨入 渗过程均呈线性变化过程。许尊秋等[20] 通过二维 土槽染色示踪试验表明,具有相同厚度、相同土质 的土壤,土层排序不同导致累积入渗量和入渗率不 同。余世鹏等^[21]在开展水盐运移的大型土柱实验 时指出:不同土体构型条件下土壤剖面水分含量的 垂直分布规律差异显著。陈静等[22]也指出层状非 均质土柱中弥散系数尺度效应大于均质土柱。李 毅等^[23]、李久生等^[24]开展了室内土柱试验,结果表 明,夹层层位和土壤质地对于层状土壤的入渗特征 有明显影响,不同岩性地层界面增加了水分的横向 扩散而限制了水分的垂向运动,致使界面下部形成 水分积聚区。

前人对层状土的研究多限于室内土柱试验进 行理论研究,并且多是针对入渗率进行的,有关野 外原位开展层状非均质结构对包气带渗透性特征 及其对降水入渗影响机制的研究较少。本文依托 自然资源部地下水科学与工程野外试验基地(河北 省正定县),利用非均质包气带的原位长期监测资 料,重点开展了层状非均质包气带中降水入渗水分 垂向分布、湿润锋下移过程与入渗速率特征和层状 非均质地层结构影响机制研究,对于以大气降水入 渗补给为主地区地下水合理利用与保护具有重要 意义^[25-27]。

1 研究区概况

研究区位于石家庄市正定县自然资源部地下 水科学与工程野外试验基地内,试验场面积2.67 hm²,包气带为层状结构,地层岩性以粉质黏土和砂 土为主,潜水埋深为38 m。在试验区建有原位的6 m×4 m×5 m 的大气降水入渗试验样方平台,样方四 壁由30 cm 厚混凝土和隔水材料层构成,使其在水 平方向与外界不发生水量交换;竖直方向上部与地 表齐平,接受大气降水入渗补给,底部自由入渗。

研究期间(2012年1月—2012年12月)(气象 数据来自中国气象数据网)监测其区降水量 649.4 mm,主要集中在每年的 6—9月份,占全年降水量的 80%以上,潜在蒸发量年均值为 941.7 mm,主要集 中在 3—8月份(图1)。



Fig.1 Distribution of annual precipitation and evaporation in 2012

2 研究方法

试验通过大气降水入渗试验样方平台,参照试 验场地层结构人工回填构建了亚砂土、粉砂和亚粘 土互层的包气带模型,监测自然条件下包气带垂向 上土壤含水率和水势动态变化,跟踪研究降水在包 气带中入渗特征、过程与变化规律。回填土岩性为 亚砂土、亚粘土和粉砂,参照工程地质学命名方法, 在野外通过经验法定名,并取样测试三种岩性的干 容重(表1)。按照设计的包气带层状结构以及相应 岩性的干容重分层进行回填,层与层之间用钉耙打 出毛边便于紧密接触,每40cm 在回填土与样方边 壁接触带布设一圈粘性土,减弱水分沿边壁直接向 下快捷式入渗的效应。样方回填结束后通过自然 沉降法进行为期一个月的稳定。

表1 包气带岩性、谷重及埋藏深度

Table 1	Lithology, bulk density and burial
	depth of vadose zone

岩性 Lithology	干容重 Dry bulk density /(g・cm ⁻³)	顶层深度 Upper depth/cm	底层深度 Bottom depth/cm
亚砂土 Sandy loam	1.41	0	220
粉砂 Silty sand	1.37	220	310
亚砂土 Sandy loam	1.41	310	400
亚粘土 Clay loam	1.46	400	480

0 cm



包气带剖面上不同深度分别布设土壤含水率和 土壤水势监测点(见图 2)。其中土壤含水率采用 TDR 土壤水分测定仪进行监测,剖面上共安装 TDR 探头 19 个,监测点的最大埋深 460 cm,自地表至 220 cm 深度处,TDR 安装间隔为 20 cm,220~460 cm 深度 TDR 安装间隔为 30 cm,利用 CR1000 数据 采集器对土壤含水率进行自动监测,采样间隔为每 小时 1 次,全年可以监测;土壤水势采用 WM-1 型水 银式负压计监测,剖面上共安装 49 支负压计,监测点 的最大埋深为 470 cm,自地表至 20 cm 处,负压计安 装间隔为 5 cm,20~470 cm 深度负压计安装间隔为 10 cm。人工采集数据,每天 8:00 和 17:30 各观测 1 次,并定期对水银式负压计进行补水、排气等工作以保 证数据的精度,由于冰冻期水银式负压计无法正常工 作,所以土壤水势数据监测时间为每年 3—11 月。

3 结果分析

3.1 降水入渗在层状非均质包气带中垂向分布特征

采用每个月中旬土壤含水率的日均值绘制包 气带水分垂向时空分布图如图 3。从图 3 可以看 出,220 cm 以上的地层土壤含水率变化幅度明显, 220 cm 以下地层土壤含水率变化幅度较小,尤其是 400 cm 以下变化微弱;整个剖面上 2 月份土壤含水 率最低,8 月份土壤含水率最高。3 月份之前降雨稀 少,在蒸发作用下土壤中存储的水分逐渐减少,在 2 月份达到最低值;随着雨季的到来,土壤中存储的 水分逐渐增加,在 8 月份达到最高值。



图 3 不同月份层状非均质包气带水分变化特征

Fig.3 Dynamics changes of monthly soil water in layered-heterogeneous vadose zone

对全年不同深度的土壤含水率日均值进行统 计,得出各个深度的年均值、极值以及标准偏差(表 2),并且采用年均值及其标准偏差绘制图 4。研究 结果表明:(1)亚砂土、亚粘土等细颗粒组成的地层 含水率较高,除了地表和不同岩性地层界面处之 外,其含水率均值介于 20%~35%;而粉砂等较粗颗 粒组成的地层含水率均值较低,介于 10%~20%。 (2)在同一岩性地层中,垂向上土壤含水率变化连 续,没有突变发生。(3)在不同岩性地层之间分界, 无论是"上粗下细"结构还是"上细下粗"结构都呈 现土壤含水率陡变特征。

表 2 不同深度土壤含水率日均值统计表

 Table 2
 Statistical table of average daily value of soil moisture at different depths

土层深度 Depth/cm	年均值 Average annual value/%	最大值 Maximum value/%	最小值 Minimum value/%	标准偏差 Standard deviation
20	15.12	32.25	6.38	4.95
40	27.46	41.21	12.38	8.47
60	29.21	42.20	12.44	8.52
80	25.36	35.65	12.19	6.25
100	26.28	35.30	12.71	5.90
120	26.37	35.20	14.46	5.43
140	27.19	34.87	17.11	4.74
160	27.74	35.07	18.62	4.52
180	27.92	34.60	20.38	3.96
200	27.99	35.11	21.37	3.95
220	11.56	12.42	10.12	0.85
250	15.81	23.92	11.77	3.23
280	18.39	24.56	15.10	2.47
310	18.49	25.66	15.33	2.84
340	13.59	16.41	12.56	1.03
370	24.84	30.31	22.69	2.28
400	19.14	25.86	17.22	2.55
430	29.67	30.97	28.47	0.74
460	28.83	30.68	27.27	0.95

降水入渗后,土壤含水率呈现如图 5 所示的特征:进入雨季,包气带不同深度的土壤含水率对每 一次降水事件都呈现不同的响应变化,监测点的埋 深越浅,响应变化越敏感,其中 220 cm 深度以上的 土壤含水率对降水入渗补给响应变化特征基本一 致,都呈现脉冲式增减变化过程,降水后土壤含水 率迅速增大,然后又快速减小。按照包气带不同深 度土壤含水率对降雨事件的敏感强弱程度将其分 为强、较强、弱、微弱四种类型,分别对应埋藏深度 为 20~100、120~200、220~400 cm 和 430~460 cm (图 6~图 9)。



图 4 层状非均质包气带水分垂向分布特征 Fig.4 Vertical distribution of soil water in layered-heterogeneous vadose zone



图 5 层状非均质包气带不同深度土壤含水率动态变化特征

Fig.5 Dynamic variation of soil water content with different depth in layered-heterogeneous vadose zone



图 6 层状非均质包气带中 20~100 cm 深度的土壤含水率动态变化特征

Fig.6 Dynamic variation of soil water content in 20~100 cm depth in layered-heterogeneous vadose zone



图 7 层状非均质包气带中 120~200cm 深度的土壤含水率动态变化特征

 $Fig.7 \quad Dynamic \ variation \ of \ soil \ water \ content \ in \ 120 \sim 200 \ cm \ depth \ in \ layered-heterogeneous \ vadose \ zone$



图 8 层状非均质包气带中 220~400 cm 深度的土壤含水率动态变化特征

5

Fig.8 Dynamic variation of soil water content in 220~400 cm depth in layered-heterogeneous vadose zone



图 9 层状非均质包气带中 430~460 cm 深度的土壤含水率动态变化特征 Fig.9 Dynamic variation of soil water content in 430~460 cm depth in layered-heterogeneous vadose zone

20~100 cm 地层中土壤含水率对降雨响应敏感 程度强,含水率的变化幅度大,尤其 60 cm 以上土壤 含水率变化幅度高达 25.87%~29.76%;80~100 cm 土 壤含水率变化幅度介于 22.59%~23.46%(图 6)。

120~200 cm 土壤含水率对降水入渗的响应敏 感程度较强,土壤含水率响应变化幅度较大,为 13.74%~20.74%,并且存在明显滞后期,标志特征 呈平缓的多峰或单峰变化过程(图7)。

220~400 cm 土壤含水率对降水入渗的响应敏 感程度弱,直至7月初才出现对当年降水入渗的响 应变化特征,与当年次降水之间相关性明显减弱, 土壤含水率响应变化幅度小,为2.3%~12.15%(图 8);430~460 cm 土壤含水率对降水入渗的响应敏 感程度微弱,对次降水入渗基本没有响应,而是呈 现对多场次降水入渗累积过程的响应,表现为每年 7月底开始呈现单峰波动响应变化特征,土壤含水 率变化幅度为2.5%~3.41%(图9)。

总体上,层状非均质包气带的不同深度地层, 岩性和埋深耦合影响了土壤含水率对当年降水入 渗补给的响应敏感性,监测点(地层)埋深越大、不 同岩性地层结构变化越频繁和黏性细颗粒地层厚 度越大,它们对次降水入渗响应越滞缓、响应变化 脉动特征越不明显,累积响应特征越显著。

3.2 降水入渗湿润锋下移过程与入渗速率特征

在层状非均质包气带中,湿润锋下移过程与入 渗速率变化是降水入渗特征的标志性指标。研究 结果表明,从4月21日(年内第一场有效降水,降雨 量28.3 mm)至8月21日,包气带剖面上水分以向 下运移为主,但是50 cm以上的地层水分动态变化 活跃,经历了入渗-蒸发-入渗等不同的阶段。如图 10 所示,4月21日包气带上部50 cm 深度发育有收 敛型零通量面,50 cm 以上地层水分向下运移;随后 由于降雨稀少,在蒸发作用影响下包气带浅部地层 水分蒸发明显,5月9日包气带上部(30 cm 深度) 发育有发散型零通量面;至6月19日,在持续的蒸 发作用影响下该零通量面下移至50 cm 深度处。随 后,随着降水入渗量不断增多,至7月15日之后零 通量面消失,整个剖面上水分持续向下运移。

从4月21日到7月15日期间,在包气带下部 (460 cm 深度)发育稳定的收敛性零通量面;至8月 21 日该收敛性零通量面上移至 430 cm 处,在 450 cm 处形成发散型零通量面,表明存在入渗水分已经 到达并通过 460 cm 深度的监测点。从图 10 中水势 剖面线可见,在亚砂土-粉砂地层和亚砂土-亚粘土 地层的两个界面处土壤水势曲线变缓,表明该处土 壤水分运移遭受阻滞,这种现象在图 10 土壤含水率 的响应变化特征中也给出了有力佐证。由图 10 所 示,在4月21日—5月9日的19d中,降水入渗湿 润锋已经抵达包气带的 200 cm 深度处,呈现出亚砂 土地层较强的渗透性特征,该处土壤含水率出现显 著增大,该段的平均入渗速度约10.53 cm · d⁻¹。至 8月21日,430 cm 深度处的土壤含水率开始呈现明 显增大,表明4月21日开始降水形成的湿润锋已经 自地表下渗,经过了亚砂土-粉砂土-亚砂土层抵达 亚粘土层中,历时123 d,平均入渗速度约3.5 cm · d⁻¹, 地层岩性、非均质结构和埋深耦合对降水入渗 的影响作用突显。由于 430~450 cm 深度发育有收 敛-发散复合型零通量面,所以450 cm 深度以上土 壤水分向上运移,450 cm 深度以下土壤水分向下 运移。







migration of wet front in layered-heterogeneous vadose zone

年内降水人渗形成的湿润锋下移深度与时间 之间相关关系是非线性的,它不仅与地层埋深紧密 相关,而且还与层状非均质地层岩性和地层结构密 切相关。从图 11 可见,自年内 4 月 21 日第一场有 效次降水入渗起始,至 8 月 21 日降水入渗的湿润锋 抵达亚粘土层为止,呈现 4 个阶段性特征:

(1)在 0~200 cm 深度的亚砂土层(第一阶段) 中,降水入渗的湿润锋仅用 19 d 时间完成该层下渗 过程,湿润锋平均运移速率约 10.53 cm · d⁻¹,在 100 cm 深度以上地层中湿润锋运移速率大于20.0 cm · d⁻¹。这除了与地层渗透性较强、埋藏浅有关之外, 还与其下部地层渗透性强、持水性差有关。即随着 降水入渗湿润锋面不断下移、土壤孔隙中水分增 加,其下部地层的土壤因持水性差、渗透性强,由此 不会对下移的入渗湿润锋面形成较大阻力,所以, 在 0~200 cm 深度的亚砂土层(第一阶段)降水入渗 湿润锋面下移速率较大;

(2)在200~250 cm 深度地层(第二阶段),水分 由亚砂土向粉砂运移,历时65 d,运移速率由上层的 10.53 cm · d⁻¹下降为0.77 cm · d⁻¹。由于受到"上 细下粗"结构影响,上覆地层对水分吸持能力较强, 湿润锋在穿透亚砂土向粉砂运移时受到明显的阻 滞作用。在此期间多次降水入渗发生了叠加与积



Fig.11 Variation characteristics of migration time and rate of wet front in layered-heterogeneous vadose zone

累,入渗补给水量不断蓄积;当水量增加到一定程 度时,细颗粒地层的土壤对水的吸持力明显减弱, 降水入渗湿润锋下突破阻滞,继续向下运移; (3)250~370 cm 深度的地层(第三阶段),水分 由粉砂向亚砂土运移,历时 10 d。在经历了第二阶 段的多次降水入渗影响,土壤含水率处于临近田间 持水率状态并且变化范围较小,排气-吸水-下渗过 程存在的下部地层岩性界面阻滞效应减弱,湿润锋 运移的速率变大,为 12 cm · d⁻¹;

(4)370~460 cm 深度的地层(第四阶段),水分 运移较为复杂。4月21日至7月15日,460 cm 处 发育收敛型零通量面,附近区域水分向460 cm 处运 移汇聚;8月21日收敛型零通量面运移到430 cm, 并且该处水势明显增大,说明湿润锋穿过亚砂土-亚粘土运移到此处;受到"上粗下细"结构影响,下 部亚粘土地层渗透性能较差,使得湿润锋的下移速 度减缓,湿润锋从370 cm 运移到430 cm,历时32 d, 运移速率约为1.86 cm · d⁻¹。

综合整个包气带剖面的运移过程,湿润锋运移 到各深度的平均速率主要受第一层亚砂土和第二 层粉砂分界面的阻滞影响。随着深度的增加,在第 一层亚砂土中湿润锋从地表运移到亚砂土底部的 平均速率由 40 cm · d⁻¹逐渐减小到 10.53 cm · d⁻¹; 在通过岩性分界面后,其平均运移速率减小到 3.5 cm · d⁻¹左右,直到底部亚粘土层其湿润锋平均运移 速率一直保持在该水平,包气带下部的岩性分界面 对其影响微弱。

4 讨 论

前述研究结果表明,无论是"上粗下细"还是 "上细下粗"的地层岩性结构,对降水在包气带入渗 过程和速率都具有因层状非均质结构而形成阻滞 效应,但这两种结构的阻滞效应原理不同。"上粗 下细"结构是因为下伏地层渗透性低、持水性强而 产生的阻滞效应;"上细下粗"结构则是因为上覆地 层水分吸持力较大,以至需要在两种岩性界面处水 分积累一定程度时才会继续向下运移。

通过在两种岩性地层分界面的突变处安装 TDR 的监测结果表明,地层分界面处土壤含水率明 显小于其上、下邻近两个 TDR 监测点土壤含水率 (图3,图4)。由图5~图9可见,在220 cm 深度以 上的同一岩性地层中,该土层含水率对年内多次的 每一次降水入渗都呈现脉冲式响应变化,而且,次 降水事件的响应特征明显。在220 cm 深度以下的 层状非均质结构地层中,几乎所有不同岩性地层分 界面处的人渗水流下渗过程及运移速率都呈现受 阻滞特征,并呈现多场次降水影响逐渐叠加与累积 效应,促使两种岩性地层分界面处土壤水分不断蓄 积,增大入渗湿润锋继续下移的动力。但是,随着 地层埋深的不断增大,蒸发作用不断减弱,土壤水 分亏缺程度减小,土壤含水率更趋近田间持水量, 其变化幅度明显变小,不再呈现剧增剧减的大幅度 变化特征;而且,因受上覆地层吸持和阻滞入渗水 分的影响,岩性分界面下部地层对于单场次降水事 件响应明显弱化,甚至对水量较小的次降水基本没 有反映,尤其在430 cm 深度以下地层的土壤含水率 年内基本不呈现多峰谷动态变化过程,而是表现为 平缓单峰变化过程。

层状非均质结构影响着大气降水入渗的土壤 水分分布与动态变化类型。当降水进入包气带中 之后,首先是遭遇土壤孔隙中大量空气阻滞湿润锋 下移的效应, 地层岩性颗粒越细, 降水强度及次降 水量越大,土壤中空气阻滞湿润锋下移的效应越显 著:反之,粗颗粒岩性地层的土壤中空气阻滞湿润 锋下移的效应较弱,影响持续时间较短。包气带中 大量空气被入渗水分挤压排除之后,当降水入渗水 分从亚砂土向粉砂运移时,亚砂土的含水率持续平 缓升高,在两种岩性地层分界面处的含水率陡降, 然后在粉砂土层缓慢升高。这是因为受上层亚砂 土层较强持水性的影响,土壤对该土层入渗水分具 有较强吸持和储蓄作用,暂时成为分界面之下粉砂 地层的弱透水阻滞层,只有在两种岩性地层分界面 处富集一定水量之后,达到完全可以克服亚砂土层 吸持水分能力和允许水分继续下渗时,该分界面的 阻滞入渗水分作用才能失去功效。由于多次降水 在该界面处进行缓冲、积累,使得下部岩性界面的 阻滞作用减弱甚至消除,例如在粉砂-亚砂土分界 面水分几乎未受到阻滞作用;直到下一个亚砂土-亚粘土分界面时,由于累积的水分被上部地层消耗 有所减少,加上亚粘土渗透性能较差,"上粗下细" 界面阻滞入渗水分作用再次突显。

总之,层状非均质结构对降水入渗水分在包气 带中垂向运移过程,不仅具有"削峰填谷、储水蓄 能"作用,而且两种岩性地层的分界面还具有阻滞 湿润锋下移的效应,削弱了次降水入渗脉冲式影响 程度,促进多场的次降水在包气带入渗过程中混 合、叠加和积累,增强地下水调蓄与调节功能,有利 于蓄补每年枯水期的地下水开采利用。

5 结 论

试验构建了由亚砂土、粉砂和亚粘土组成的非 均质包气带剖面,运用 TDR 和 CR1000 数据采集器 以及 WM-1 型负压计构成的监测系统对该剖面的 含水率、水势进行连续监测,分析了降水入渗在层 状非均质包气带中垂向分布特征、湿润锋下移过程 与入渗速率特征,结果表明:

(1)受层状非均质结构的渗透性和持水性变化 影响,无论是"上粗下细"结构还是"上细下粗"结构 地层都呈现分界面处土壤含水率陡降的变化特征:

(2) 层状非均质结构对降水入渗的垂向分布特 征影响明显,220 cm 以上土壤含水率动态变化与降 水量响应积极且两者动态基本一致,呈脉冲式曲 线,含水率陡升快降;220 cm 以下深度土壤含水率 动态变化与降水量响应消极,明显表现出一定的滞 后作用,其土壤含水率动态变化呈平缓的多峰甚至 单峰曲线,含水率快升缓降;

(3) 层状非均质结构阻滞了水分的运移,起到 了"削峰填谷、储水蓄能"的作用,削弱了单次降水 脉冲式的影响,将多次降水的影响叠加到一起,当 岩性界面处水分不断蓄积克服阻力才能向下运移; 受上部界面水分蓄积的影响,下部层状非均质结构 的阻滞作用将被减弱甚至不明显。

参考文献:

- [1] 庞忠和,黄天明,杨硕,等.包气带在干旱半干旱地区地下水补给 研究中的应用[J].工程地质学报,2018,26(1):51-61.
- [2] 韩占涛, 荆恩春, 李向全, 等.宁夏清水河平原农田包气带水分运 移特征分析[J].干旱区资源与环境, 2011, 25(4): 138-142.
- [3] 张光辉,费宇红,申建梅,等.降水补给地下水过程中包气带变化
 对入渗的影响[J].水利学报,2007,38(5):611-617.
- [4] 高太忠,黄群贤,刘野,等.有机污染物在包气带中迁移转化试验 研究[J].环境污染治理技术与设备,2004,5(2):42-45.
- [5] 孙佐辉,廖资生,李同斌.延吉市地下水系统污染现状及包气带自 净规律试验研究[J].水文,2003,23(2):25-28.
- [6] 肖有才,张本占,杨兰和.辩证法原理对研究地下水抽水试验的指导作用[J].地下水,2007,29(6):14-16.
- [7] 曹文炳,万力,龚斌,等.水位变化条件下粘性土渗流特征试验研

究[J]. 地学前缘, 2005, 12(增刊): 101-106.

- [8] 赵文智,周宏,刘鹄.干旱区包气带土壤水分运移及其对地下水补 给研究进展.地球科学进展[J],2017,32(9):908-917.
- [9] 范琦,王骥, 蔺文静,等. 包气带增厚条件下地下水补给规律研究[J]. 水文地质工程地质, 2006,(3): 21-24.
- [10] 崔浩浩,张冰,冯欣,等.不同土体构型土壤的持水性能[J].干旱 地区农业研究, 2016, 34(4): 1-5.
- [11] Jury W A, Horton R. Soil Physics [M]. 6th ed. New York: John Wiley & Sons, Inc., 2004.
- Miller D E, Gardner W H. Water infiltration into stratified soil [J].
 Soil Sci Soc Am P, 1962, 26 (2):115-119.
- [13] Cho K W, Song K G, Cho J W, et al. Removal of nitrogen by a layered soil infiltration system during intermittent storm events [J]. Chemosphere, 2009, 76(5):690-696.
- [14] 王文焰, 张建丰, 汪志荣, 等. 砂层在黄土中的减渗作用及其计 算[J]. 水利学报, 2005, 36(6): 650-655.
- [15] 任利东,黄明斌,樊军.不同类型层状土壤持水能力的研究[J]. 农业工程学报,2013,29(19):105-111.
- [16] Romano N, Brunone B, Santini A. Numerical analysis of one-dimensional unsaturated flow in layered soils [J]. Advances in Water Resources, 1998, 21 (4):315-324.
- [17] 王文焰,王全九,沈冰,等.甘肃秦王川地区双层土壤结构的入渗
 特性[J].土壤侵蚀与水土保持学报,1998,4(2):36-40.
- [18] Colman E A, Bodman G B.Moisture and energy conditions during downward entry of water into moist and layered soils [J]. Soil Science Society of America Journal, 1945, 9(C):3-11.
- [19] 虞佩媛,王文科,王周锋,等.包气带岩性结构对降雨入渗能力 的影响[J].水利水电技术,2019,50(3):25-33.
- [20] 许尊秋,毛晓敏,陈帅. 层状土层序排列对水分运移影响的室内 土槽试验[J]. 中国农村水利水电, 2016,(8):59-62.
- [21] 余世鹏,杨劲松,刘广明.易盐渍区粘土夹层对土壤水盐运动的影响特征[J].水科学进展,2011,22(4):495-501.
- [22] 陈静,黄冠华,黄权中.一维均质与非均质土柱中溶质迁移的分数 微分对流-弥散模拟[J].水科学进展,2006,17(3):299-304.
- [23] 李毅, 任鑫, Robert H.不同质地和夹层位置对层状土入渗规律的 影响[J].排灌机械工程学报, 2012, 30 (4) :485-490.
- [24] 李久生,杨风艳,栗岩峰.层状土壤质地对地下滴灌水氮分布的影响[J].农业工程学报,2009,25(7):25-31.
- [25] 王文科,孔金玲,段磊,等.黄河流域河水与地下水转化关系研究[J].中国科学:E辑,2004,34(增刊1):23-33.
- [26] 谌天德,陈旭光,王文科,等.准噶尔盆地地下水资源及其环境问 题调查评价[M].北京:地质出版社,2009.
- [27] 涂安国. 层状土壤水分入渗与溶质运移研究进展[J].江西农业大学学报, 2017, 39(4): 818-825.