

doi:10.3799/dqkx.2014.071

包气带增厚区土壤水力参数及其对入渗补给的影响

林丹^{1,2}, 靳孟贵^{1,2*}, 马斌^{1,2}, 汪丙国²

1. 中国地质大学生物地质与环境地质国家重点实验室, 湖北武汉 430074

2. 中国地质大学环境学院, 湖北武汉 430074

摘要: 为探讨包气带深部增厚区土壤水力参数变化对入渗补给过程的影响, 采用压力膜仪对河北正定深部包气带(8.0~21.0 m)10个原状土样进行水分特征曲线测试, 利用 RETC 软件中 Mualem-van Genuchten 导水率模型对其拟合, 获取含水率与非饱和导水率的关系曲线, 并根据达西法对其进行分析讨论. 结果表明: 场地包气带深埋区的非饱和导水率为 25~240 mm/a. 当某一埋深历史水位下降速度越快, 该埋深处相同含水率情况下土壤非饱和导水率越大, 说明对应土层的入渗补给强度越大; 因包气带厚度增大, 使原来位于饱水带的层状非均质土层转变为包气带, 潜水位波动下降过程中深部包气带土层因排水压密作用, 使得土壤水力特性发生变化, 进而影响垂向入渗补给过程.

关键词: 深部包气带; 土壤水分特征曲线; 补给强度; RETC; 达西公式; 土壤条件; 地下水.

中图分类号: P641

文章编号: 1000-2383(2014)06-0760-09

收稿日期: 2013-10-13

Characteristics of Infiltration Recharge at Thickening Vadose Zone Using Soil Hydraulic Parameters

Lin Dan^{1,2}, Jin Menggui^{1,2*}, Ma Bin^{1,2}, Wang Bingguo²

1. State Key Laboratory of Biogeology and Environmental Geology, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China

2. School of Environmental Studies, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China

Abstract: Ten undisturbed soil samples were collected from deep vadose zone (8.0–21.0 m) at Zhengding, Hebei, and analyzed to study how thickening vadose zone impacts the infiltration recharge processes. These samples were measured by Pressure Plate Extractor to gain the soil retention curves, which were fitted by Mualem–van Genuchten Model using RETC software. Unsaturated hydraulic conductivity and the relation curves were obtained through the curve-fitting processes. The impact on the infiltration recharge processes at the thickening vadose zone is discussed according the Darcy's equation. It is concluded that the unsaturated hydraulic conductivities at sampling time were 25–240 mm/a at the depth of 8.0–21.0 m. If the velocity of water table decline was fast at a certain depth historically, the unsaturated conductivities with same water content should also have large values, which shows the soil has large infiltration capacity. Soil hydraulic parameters and infiltration capacities would change because of water table fluctuated-declining and drainage consolidation, which would impact vertical infiltration recharge.

Key words: deep vadose zone; soil water characteristic curve; recharge intensity; RETC; Darcy's equation; soil conditions; groundwater.

1 研究背景

华北平原地表水紧缺, 为满足农业、生活和工业用水需求, 近几十年来, 人们大量开采山前平原浅层地下水, 导致区域水位持续大幅度下降, 多处出现水位降落漏斗, 漏斗中心水位埋深可达 50 多米. 该地

区浅层地下水补给主要由降水和灌溉水组成, 包气带不断增厚是否会影响垂向入渗补给一直受到相关学者的关注. 现已有学者研究了包气带厚度增加对补给的影响, 如张光辉等(2007)通过分析野外包气带含水率和水势数据指出大理深包气带厚度增加在短期内会延缓补给到达地下水位, 而在长时间尺度

基金项目: 国家重点基础研究发展计划“973”项目(No. 2010CB428802).

作者简介: 林丹(1987—), 女, 博士生, 主要从事包气带水文学和地下水补给研究. E-mail: diana0305lindan@163.com

* 通讯作者: 靳孟贵, E-mail: mgjin@cug.edu.cn

上不会影响补给量;宋博(2012)、谭秀翠(2012)通过数值方法指出包气带厚度足够大时,潜在补给量基本接近实际补给量.其中,实际补给量指到达地下水面的水量,而潜在补给量指包气带一定深度下的净入渗量或渗漏量(Rushton, 1997).

随着包气带厚度增大,深部粘性土会发生一定压缩固结作用(苗晋杰等,2009),深部砂性土会因孔隙水压力降低而发生压密作用(张人权等,2011),从而使土的释水条件、物理及水力参数等随之改变,这将影响入渗补给能力,其中入渗补给强度可由达西公式计算(式(1)):

$$R = -K(\theta) \frac{dH}{dz} = -K(\theta) \frac{d(h+z)}{dz} = -K(\theta) \left(\frac{dh}{dz} + 1 \right), \quad (1)$$

其中: $K(\theta)$ 为非饱和导水率,为土壤含水量 θ 的函数,土层的入渗强度或非饱和导水率受土壤含水率影响; H 为总水头; h 为压力水头; z 为空间坐标,向上为正.对于蒸发极限深度以下、支持毛细水带以上深部均质包气带,水流不受气象、作物、潜水面等因素影响,土壤水的运动基本只受重力势驱动(Chong *et al.*, 1981; Sisson, 1987),基质势梯度几乎为 0 (图 1)、水力梯度近似等于 1,此时入渗补给强度 R 近似等于非饱和导水率(式(2)):

$$R \approx -K(\theta). \quad (2)$$

对于层状包气带,若每一层介质的厚度足够大,该层也能形成基质势稳定区(图 1b),即含水率分布稳定区,稳定区的入渗补给强度同样可以用式(2)求解,而在每层介质下部的基质势(含水率)会受到下

伏介质的影响.若能确定基质势稳定区的含水率与非饱和导水率的关系,即可根据实地深部包气带的含水率,求取相应含水率的非饱和导水率,进而可以帮助理解大厚度包气带深部的入渗补给过程.该方法于 20 世纪 70~90 年代在国外被广泛使用,包括在干旱半干旱地区(Enfield *et al.*, 1973; Sammis *et al.*, 1982; Stephens and Knowlton, 1986)和湿润地区(Ahuja and El-Swaify, 1979; Steenhuis *et al.*, 1985; Kengni *et al.*, 1994; Normand *et al.*, 1997)的研究,而在国内却鲜有见到.

导水率表征土壤对水分流动的传导能力,是土壤水分运动的一个重要参数.非饱和土壤的导水率与含水率或基质势之间并没有明确的理论关系,需通过实验测定(雷志栋等,1988).目前对非饱和土壤水力参数的研究主要局限于浅部包气带,深部包气带的研究不多,仅见刘亚磊等(2013)利用 Ku-pF 仪器探索了深部包气带非饱和水力参数的测试方法.

本文采用压力膜仪测试野外场地深部包气带土壤水力参数(通过土壤水分特征曲线间接获取非饱和导水率),探讨水位下降后包气带水力参数变化及其对深部包气带入渗补给过程的影响.现阶段利用非饱和方法评价补给研究主要通过获取根区以下入渗量作为潜在补给量.然而,在厚层包气带地区,这部分入渗量并不能反映当前的补给情况(Scanlon *et al.*, 2002),故通过测试包气带土壤水力参数能帮助理解深厚包气带的入渗补给过程,这对于深入认识和准确评价地下水补给具有重要意义.

2 研究区概况及样品采集

研究区位于太行山中段山前平原,地势由西向东平缓倾斜,属温带大陆性季风季候,多年平均气温为 13.5℃,多年平均降雨量为 525.7 mm,降雨在年内分布极不均匀,70%以上的降水集中在 7~9 月份;年均水面蒸发强度为 800~1 200 mm.浅层地下水为淡水,水位随气候呈季节性变化,由于长期超采已形成水位降落漏斗.水位埋深一般在 10~20 m,漏斗区介于 20~40 m,漏斗中心深达 50 多米.含水层主要接受大气降水和灌溉水入渗补给,其次是侧向补给;排泄方式为人工开采和天然蒸发.

取样场地位于滹沱河冲积扇北部、中国地质科学院水文地质环境地质研究所河北省正定试验场内,东经 114°34'40",北纬 38°08'18",场地详细背景信息可参考刘君等(2009)的论文.采样点没有耕作,

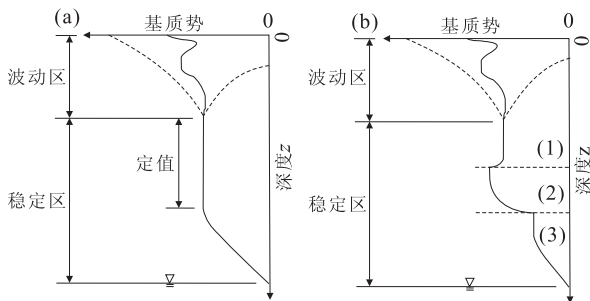


图 1 包气带厚度足够大时土壤基质势随深度分布曲线 (Nimmo *et al.*, 1994)

Fig. 1 Hypothetical profile of matric pressure as a function of depth in an unsaturated zone deep enough that its lower portion has a constant downward flux of water in profiles

a. 均质剖面; b. 层状剖面

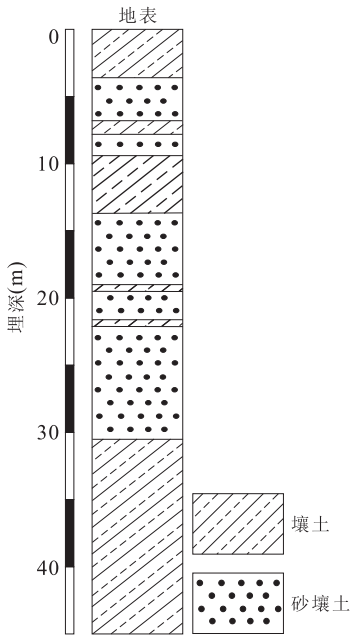


图 2 地表至潜水位岩性柱状图

Fig. 2 The lithology profile from surface to water table
岩性为野外描述,由中国地质科学院水文地质环境地质研究所提供

地表植被为天然杂草,地下水主要接受大气降水补给,水位埋深介于 40~45 m 波动.包气带主要由第四系冲积洪积物组成,0~5 m 浅部包气带主要为粉砂质粘壤土和砂壤土,5.0~25.0 m 包气带以砂壤土为主,偶有壤土和壤质砂土夹层.

谭秀翠(2012)根据华北平原岩性特征构建不同岩性不同厚度 Hydrus 1D 包气带模型,计算表明包气带深度大于 7 m,7 m 以下土壤水分基本向下迁移.故本文所涉及的 10 个原状土样采样深度均在 7 m 以下,介于 8.0~21.0 m 之间,其岩性主要为粉砂壤土和壤土(图 2 和表 1);钻孔岩心采用钻机于 2009 年 10~12 月采集,原状土样在野外使用环刀

现场取样,置于聚乙烯密封袋内,并用胶带固定密封,置于室温中保存,于 2010 年 8~9 月完成测试.

3 材料和方法

20 世纪 80 年代初研究区水位埋深已降至 21 m 以下(张光辉等,2008),近 30 年来埋深 8.0~21.0 m 之间的水力梯度长期处于近似稳定状态.根据式(1)知,当包气带剖面上的水力梯度趋于 1 时,入渗补给强度等于非饱和导水率.

3.1 水分特征曲线测试

用达西法估算补给强度,需要获取基质势稳定区含水率与非饱和导水率的关系,本文采用水分特征曲线法,根据 RETC 软件拟合绘制该关系曲线.野外原状样品采用美国 SOILMOISTURE 公司生产的 3×10^5 Pa 压力膜仪测试,实验通过分级加压使土样中水分流出(压力膜仪安装图见图 3),根据不同压强所对应的土样含水率绘制水分特征曲线.

在实验开始前,将陶土板置于无气水中浸泡 24 h.实验设置 11 个压强值(表 2,其中 0.02×10^5 Pa 是为排除陶土板囊袋中多余水分),在每个压强值都平衡长达 48 h,以便土样中的水分能充分排出;由于压缩机设定压强与实测稳定压强略有偏差,故均采用实测压强值作为实验结果中的压强值.每个深度范围设置 3~4 个平行样,置于同一陶土板上;每个土样所用环刀规格为:直径 5 cm、高 1 cm.实验期间,控制室温在 25 °C,同时使实验环境处于恒湿状态,压力膜仪保证处于封闭状态,每个陶土板连接一个排水瓶.待每个压强点压力膜仪内部压强平衡、土样充分排水后,称量排水瓶的重量,再设置下一个压强点.待完成所有压强点的测试,将土壤样品取出,置

表 1 原状土样采集深度及颗粒分析数据

Table 1 The sampling depth and soil texture of undisturbed soil samples

编号	采样深度(m)	颗粒组成(%)			干密度(g/cm ³)	国际制定名
		粘粒	粉粒	砂粒		
1号	8.0~8.5	7.30	26.08	66.64	1.66	砂壤土
2号	9.4~9.5	17.92	60.74	21.29	1.58	粉砂质粘壤土
4号	10.4~10.6	20.14	59.68	20.19	1.63	粉砂质粘壤土
5号	11.0~11.2	8.88	30.15	60.95	1.86	砂壤土
6号	11.6~11.7	10.23	39.83	49.96	1.78	壤土
7号	12.0~12.1	10.17	45.71	44.10	1.68	粉砂壤土
11号	18.5~18.6	12.44	48.97	38.55	—	粉砂壤土
12号	18.7~18.9	5.78	20.16	74.04	1.58	砂壤土
13号	19.8~20.0	11.61	37.46	50.95	1.85	壤土
14号	20.6~20.8	6.78	32.41	60.77	1.71	砂壤土

注:土壤质地分类由中国地质大学生物地质与环境地质国家重点实验室激光粒度仪测定.



图 3 压力膜仪安装

Fig. 3 Pressure Plate Extractor installation

表 2 土壤水分曲线测试压力值设置

Table 2 Pressure setting values of soil water retention curve

压强值(10 ⁵ Pa)	水柱高度(cm)
0.02	20.41
0.05	51.02
0.10	102.04
0.20	204.08
0.32	326.53
0.54	551.02
0.84	857.14
1.20	1 224.49
1.66	169.88
2.24	2 258.71
2.94	3 000.00

于 105 °C 烘箱内烘干至恒重。

3.2 计算原理

大量研究表明,土壤水分特征曲线表现为幂函数模型,其中以 van Genuchten(1980)模型(式(3)、(4))最为常见、普遍,该模型对绝大多数土壤及其较宽范围的含水率或水势具有普遍性,并可以导出相对导水率的公式(Šimůnek *et al.*, 2009)。

$$\theta(h) = \begin{cases} \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{[1 + |\frac{dh}{\alpha}|^n]^m}, & h < 0, \\ \theta_s, & h \geq 0. \end{cases} \quad (3)$$

$$K(h) = K_s S_e^l [1 - (1 - S_e^{l/m})^m]^2, \quad (4)$$

其中 S_e 为有效饱和度, $S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}$, θ 为体积含水率($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$), θ_r 为残留含水率, θ_s 为饱和含水率; m, n 为模型参数, $m = 1 - 1/n, n > 1$; α 为尺度参数,与平均孔隙直径成反比, $1/\alpha$ 为进气值; h 为吸力; $K(h)$ 为非饱和导水率; K_s 为饱和导水率。

土壤导水率普遍应用的理论模型有:

Burdine 模型(Burdine, 1953):

$$K_r(S_e) = S_e^l \frac{\int_0^{S_e} h^{-2-b} dS_e}{\int_0^l h^{-2-b} dS_e}. \quad (5)$$

Mualem 模型(Mualem, 1976):

$$K_r(S_e) = S_e^l \frac{\int_0^{S_e} h^{-1-b} dS_e}{\int_0^l h^{-1-b} dS_e}, \quad (6)$$

其中 l, b 为模型参数, K_r 为相对导水率, $K_r = K_s/K(h)$, 其他同上。

将 van Genuchten (1980) 模型和 Burdine (1953) ($l=2, b=0$)、Mualem(1976) ($l=1/2, b=1$) 导水率模型联系起来,可获得土壤导水率的解析表达式,即 Burdine-van Genuchten 与 Mualem-van Genuchten 导水率模型。

Burdine-van Genuchten 导水率模型:

$$K_r(S_e) = S_e^2 [1 - (1 - S_e^{l/m})^m], \quad m = 1 - 2/n. \quad (7)$$

Mualem-van Genuchten 导水率模型:

$$K_r(S_e) = S_e^{l/2} [1 - (1 - S_e^{l/m})^m]^2, \quad m = 1 - 2/n. \quad (8)$$

van Genuchten(1980)研究发现 Mualem(1976)模型比 Burdine(1953)模型更适合描述各种土壤的导水特性。

本文采用 Mualem-van Genuchten 导水率模型,利用 RETC 软件拟合非饱和导水率与土壤体积含水率的关系曲线。

4 结果与讨论

4.1 土样水分特征曲线

由于实验故障,13 号样测试结果极不理想,现将其他 9 个土样测试结果绘制成水分特征曲线

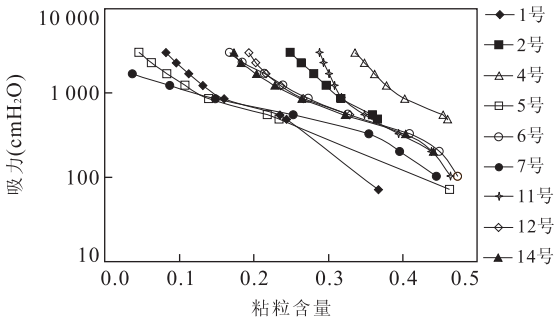


图 4 压力膜仪测试的土样水分特征曲线
Fig. 4 Soil water retention curves

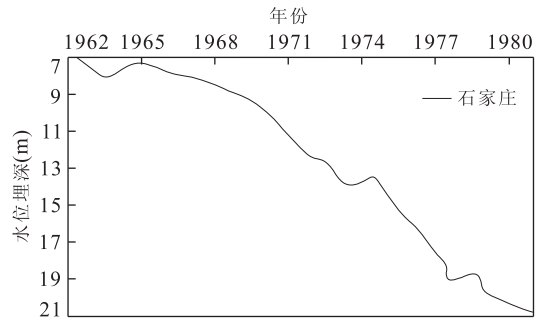


图 5 石家庄水位下降曲线(张光辉等,2008)
Fig. 5 Downwards water curves at Shijiazhuang

(图 4)。各曲线成倒“S”形状,现将土壤水分特征曲线形状接近的土样进行分组:12 号和 14 号记为 a 组、1 号和 5 号记为 b 组、2 号和 11 号记为 c 组。结合表 1 中土样粘粒含量可知,各组内土样粘粒含量均比较相近,各组间粘粒含量逐渐增加,这可以判定粘粒含量在一定程度上决定了水分特征曲线的形状。

试样中有 4 个砂壤土(a 组和 b 组),分别位于不同层位,故将其水分特征曲线选出作进一步分析。b 组土样在近饱和状态下形状表现出不一致,因缺少近饱和段的实测数据,很难判定是否是实验误差引起这一现象。

一般情况下,粘粒含量越大,土壤更难释水,需要更大的吸力才能让低含水率土壤释水,即水分特征曲线的形状越陡,土壤更难释水,非饱和导水率亦更小。然而,1 号土样的粘粒含量略小于 5 号,却比 5 号土样略难释水;12 号土样粘粒含量略小于 14 号土样,也比 14 号土样略难释水(图 4)。参照经典的土壤脱湿—吸湿曲线(张蔚榛,1996),若土样脱湿次数越多,会使土样变得更难释水,即相同含水率情况下土样导水率会变小。石家庄地区的浅层地下水呈波动下降趋势,在原饱和土层变为完全非饱和土之前经历多次的脱湿吸湿过程。由此可推断 1 号土样比 5 号土样经历了更多次的脱湿吸湿过程,即在 1 号土样成为非饱和土之前,水位在该深度波动次数要多于 5 号土样。这说明水位在 8.3~8.5 m(1 号)处的下降速率要小于 11.0~11.2 m(5 号)处的下降速率;在相同含水率情况下 1 号土样的导水率小于 5 号,埋深 8.3~8.5 m 的入渗强度小于埋深 11.0~11.2 m。研究区在 50 年代初潜水水位埋深小于 8 m,从 60 年代开始水位开始下降,其中各土样所处埋深的水位下降速率依次为:1 号<14 号<12 号<11 号<5 号≈7 号(图 5)。这进一步验证了上述推断的正确性。12 号土样(18.7~18.9 m)下伏 19.0~19.5 m

处存在一层细粒土,细粒土阻碍水流下渗,降低导水率,影响垂向入渗补给过程,使得相同含水率情况下 18.7~18.9 m(12 号)埋深处比 20.6~20.8 m(14 号)的非饱和导水率更小,也更难释水。有研究表明,层状土中若层数越多,释水减量越明显(张人权等,1985),两者可以相互验证。

试样中 7 号和 11 号土样均属粉砂壤土,当含水率大于 0.35 时,水分特征曲线的形状相似;但当含水率小于 0.35 时,其形状却相差很大(图 4),11 号土样表现为更难释水。同理可推断,11 号土样比 7 号土样经历了更多次的脱湿吸湿过程,在 11 号土样成为非饱和土之前,水位在该深度波动次数要多于 7 号土样,即水位在 18.5~18.6 m(11 号)处的下降速率小于 12.0~12.1 m(7 号)处的下降速率。对照前面所述水位下降速率,知这与事实相符。

综上所述,在水位波动下降使得原来位于饱和带的层状非均质土层变为包气带的过程中,深部包气带土层因排水压密作用,使其水力特质发生变化,进而影响垂向入渗补给过程;同时,分析深部相同岩性的水分特征曲线,可以帮助理解历史水位下降情况。

4.2 水分特征参数

根据颗粒分析结果和土样干密度,采用 RETC 软件中带的 Rosetta Lite v1.1 模型(神经网络预测模型)预测土壤水分参数,结果见表 3。将预测参数作为初始输入值,根据实测数据,采用 Mualem-van Genuchten 导水率模型对土样水分特征曲线进行拟合,参数拟合结果见表 3,拟合相关系数 R^2 均大于 0.97,说明 Mualem-van Genuchten 导水率模型适用于本文中所涉及土样拟合。

4.3 入渗补给强度

在图 4 和表 3 中均可以看到 4 号土样的含水率较其他土样稍大,可能是因为实验期间存在一定的误差所导致。因其埋深、颗粒组成、干密度(表 1)均

表 3 土壤水分特征参数预测和拟合结果

Table 3 The prediction and fitting results of soil moisture characteristic parameters

编号	Rosetta 预测				RETc 拟合				
	θ_r	θ_s	α	n	θ_r	θ_s	α	n	R^2
1	0.037 8	0.379 1	0.033 5	1.463 3	0	0.438 0	0.006 0	1.560 5	0.978 9
2	0.063 2	0.396 3	0.005 5	1.647 0	0.210 6	0.438 1	0.002 3	1.882 1	0.998 1
4	0.069 1	0.421 2	0.005 3	1.656 1	0.335 2	0.479 8	0.001 4	3.221 1	0.993 8
5	0.035 4	0.337 7	0.036 1	1.364 3	0	0.487 1	0.003 9	1.940 2	0.999 3
6	0.037 0	0.335 8	0.021 0	1.390 4	0.124 0	0.489 1	0.002 6	1.986 4	0.997 9
7	0.042 8	0.372 1	0.009 9	1.532 4	0	0.447 3	0.002 2	2.576 2	0.995 5
11	0.044 0	0.345 7	0.010 5	1.494 2	0.285 7	0.473 2	0.003 5	2.493 0	0.999 3
12	0.039 0	0.391 5	0.039 5	1.573 1	0	0.449 9	0.003 9	1.362 0	0.988 0
14	0.038 8	0.337 6	0.022 1	1.376 7	0	0.468 3	0.002 5	1.546 3	0.981 1

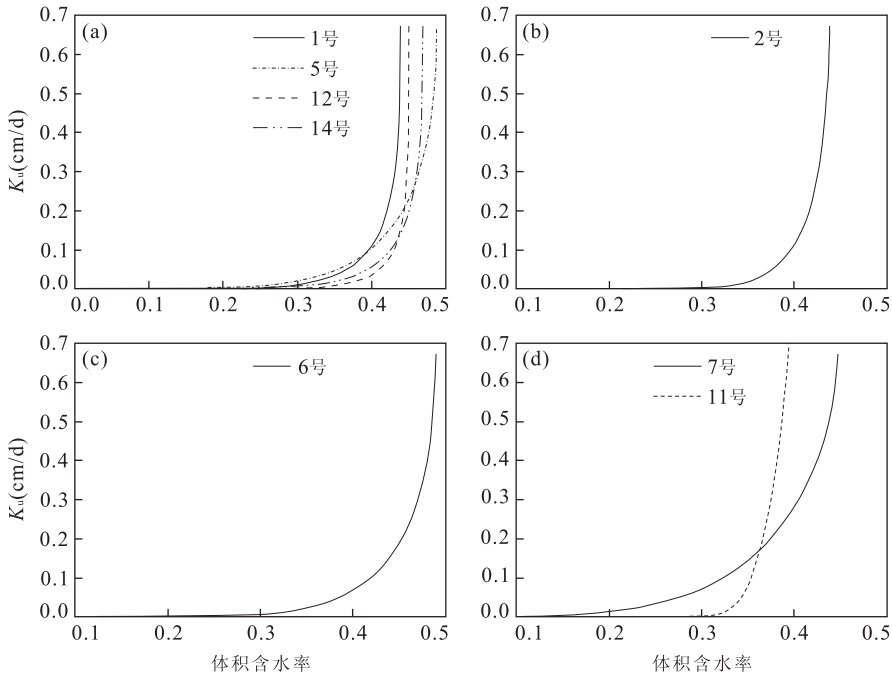


图 6 非饱和导水率与含水率 RETC 拟合关系曲线

Fig. 6 RETC fitting curves of unsaturated hydraulic conductivity and soil content

a. 砂壤土; b. 粉砂粘壤土; c. 壤土; d. 粉砂壤土

跟 2 号土样非常接近, 故用 2 号样结果代替 4 号. 图 6 为 RETC 软件拟合结果中非饱和导水率与体积含水率的关系曲线.

根据野外描述岩性及室内测得的颗粒分析资料, 将该场地深埋区 8.3~20.8 m 划分为 7 层深度区间, 依据野外实测体积含水率, 获取采样时刻场地埋深 8.3~20.8 m 范围内的非饱和导水率介于 25.15~240.29 mm/a 之间(表 4).

对比 1 号、5 号、12 号和 14 号砂壤土的非饱和导水率和体积含水率的关系曲线(图 6a), 1 号和 5 号土样在体积含水率小于 0.4 时, 两者曲线基本相似; 12 号和 14 号土样在体积含水率小于 0.45, 两者曲线基本相似. 由表 4 知, 砂壤土野外含水率介于

0.28~0.36 之间, 在此含水率区间内 1 号和 5 号土样曲线的弧度基本一致, 而 12 号和 14 号土样的曲线显示随着含水率增加, 非饱和导水率的增加幅度均有所变缓, 且 12 号土样的变缓现象更明显, 这表明包气带厚度增大可能会引起土壤压密现象, 这使 12 号和 14 号土样导水率变小(图 7), 进而影响补给过程. 此外, 在该含水率区间内, 相同含水率的非饱和导水率大小依次为: 5 号>1 号>14 号>12 号, 这与 4.1 节结论相吻合, 即土样越易释水, 非饱和导水率越大, 场地入渗补给强度也将越大.

对比 7 号和 11 号粉砂壤土的非饱和导水率和体积含水率的关系曲线(图 6d), 两者曲线相差较大, 当含水率小于 0.36 时, 11 号土样的非饱和导水

表 4 野外实地非饱和导水率及入渗补给速率

Table 4 Unsaturated hydraulic conductivity and recharge rate at the field

编号	取样深度(m)	岩性定名	深度区间(m)	原位体积 含水率	拟合 K_u 值	
		国际制			(cm/d)	(mm/a)
1	8.3~8.5	砂壤土	8.3~9.4	0.284 1	0.007 811	28.51
2	9.4~9.5	粉砂质粘壤土	9.4~11.0	0.364 9	0.030 786	112.37
5	11.0~11.2	砂壤土	11.0~11.6	0.287 1	0.016 712	61.00
6	11.6~11.7	壤土	11.6~12.0	0.328 9	0.014 499	52.92
7	12.0~12.1	粉砂壤土	12.0~13.7	0.293 6	0.065 834	240.29
11	18.5~18.6	粉砂壤土	13.7~19.5	—	—	—
12	18.7~18.9	砂壤土	—	0.358 1	0.011 119	40.58
14	20.6~20.8	砂壤土	19.5~21.6	0.301 6	0.006 891	25.15

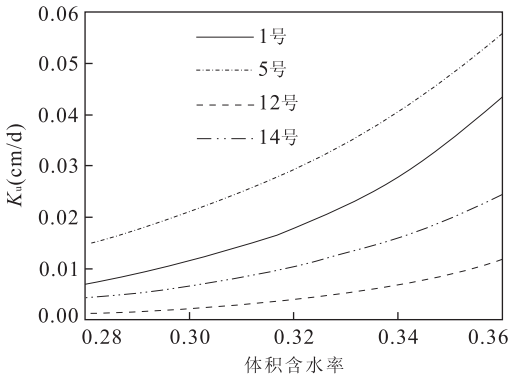


图 7 砂壤土非饱和导水率与含水率 RETC 拟合关系曲线 (含水率为 0.28~0.36)

Fig. 7 Silt loam RETC fitting curves of unsaturated hydraulic conductivity and soil content

率要小于 7 号土样;当含水率大于 0.36 时,反之。因野外缺测 11 号含水率,结合表 4 知,11 号与 12 号深度紧挨,颗分数据相差不大,可推断 11 号的野外实地含水率会比 7 号土样的大,两者含水率均应小于 0.36。结合 4.1 节知,7 号土样更易释水,非饱和导水率也更大,这与砂壤土的结论一致。

此外,该场地刚建一深 30 m 的包气带大口井,待含水率仪和负压计稳定后,可长期实时监测该场地包气带含水率和负压动态。有望根据负压观测数据确定水力梯度近似为 1 的深度区间,由式(2)计算其补给强度,进一步证实本文的结论;其他深度的补给强度则可根据式(1)计算。本文所用的非饱和导水率,是基于实测水分特征曲线,用 RETC 软件拟合获取的非饱和导水率与含水率之间的关系曲线,这种间接方法可以提供规律上的认识,但具体的非饱和导水率数值可能存在一定的偏差;若资金等许可,可以在场地每个深度采集多个原状土样,使用直接法测试非饱和导水率,会增加结果的可靠性。

5 结论

通过分析讨论水分特征曲线、非饱和导水率和含水率的关系曲线,可以得到以下结论:(1)试验场地在深部包气带 8.0~21.0 m 处土层含水率已处于稳定状态,采用达西公式计算求得该埋深范围内土层持水度下的非饱和导水率为 25~240 mm/a;若采样点位于水力梯度为 1 的埋深处,则计算得非饱和导水率即为该点在持水度下的入渗补给强度;(2)水位波动下降,使饱和带转化为包气带之前土壤经历多次脱湿过程,导致相同岩性水分特征曲线出现差异;某层位土壤水分特征曲线越陡,说明该土壤经历过越多次脱湿过程,即在该层位水位下降速率越慢,故分析深部相同岩性的水分特征曲线,可以帮助理解历史水位下降情况。若某一深度历史水位下降速度越快,该埋深处相同含水率情况下土壤非饱和导水率亦越大;(3)包气带厚度增大使原来位于饱水带的层状非均质土层处于包气带,在潜水位波动下降过程中深部包气带土层因排水压密作用,使得土壤水力特性发生变化,进而影响到垂向入渗补给。

致谢:感谢武汉大学水资源与水电工程科学国家重点实验室为本研究提供实验仪器和实验平台,感谢武汉大学研究生时元智和中国地质大学(武汉)本科生李金鸥对本实验提供帮助。

References

- Ahuja, L. R., El-Swaify, S. A., 1979. Determining Soil Hydrologic Characteristics on a Remote Forest Watershed by Continuous Monitoring of Soil-Water Pressures, Rainfall and Runoff. *Journal of Hydrology*, 44 (1-2): 135-147. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/0022-1694\(79\)90151-3](http://dx.doi.org/10.1016/0022-1694(79)90151-3)
- Burdine, N. T., 1953. Relative Permeability Calculations from Pore Size Distribution Data. *Journal of Petroleum*

- Technology, 5(3):71—78. doi:http://dx. doi. org/10. 2118/225—G
- Chong, S. K. , Green, R. E. , Ahuja, L. R. , 1981. Simple In-Situ Determination of Hydraulic Conductivity by Power Function Descriptions of Drainage. *Water Resources Research*, 17 (4): 1109 — 1114. doi: 10. 1029/WR017i004p01109
- Enfield, C. G. , Hsieh, J. J. C. , Warrick, A. W. , 1973. Evaluation of Water Flux above a Deep Water Table Using Thermocouple Psychrometers. *Soil Science Society of America Journal*, 37 (6): 968 — 970. doi: 10. 2136/sssaj1973. 03615995003700060048x
- Kengni, L. , Vachaud, G. , Thony, J. L. , et al. , 1994. Field Measurements of Water and Nitrogen Losses under Irrigated Maize. *Journal of Hydrology*, 162(1—2):23—46. doi:http://dx. doi. org/10. 1016/0022—1694(94)90003—5
- Lei, Z. D. , Yang, S. X. , Xie, S. C. , 1988. Soil Water Dynamic. Tsinghua University Press, Beijing, 30 (in Chinese).
- Liu, J. , Chen, Z. Y. , Zhang, Z. J. , et al. , 2009. Estimation of Natural Groundwater Recharge in the Hutuo River Alluvial-Proluvial Fan Using Environmental Tracers. *Geological Science and Technology Information*, 28 (6): 114—118 (in Chinese with English abstract).
- Liu, Y. L. , Liang, X. , Lin, D. , et al. , 2013. Soil Hydraulic Parameters in Deep Vadose Zone Based on Stable Evaporation—A Case Study in Xinji Area. *China Rural Water and Hydropower*, 10:27—32 (in Chinese with English abstract).
- Miao, J. J. , Chen, G. , Pan, J. Y. , et al. , 2009. An Experimental Study for the Consolidation of the Typical Clayey Soil in the North China Plain. *Geological Science and Technology Information*, 28(5):109—112 (in Chinese with English abstract).
- Mualem, Y. , 1976. A New Model for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Porous Media. *Water Resources Research*, 12 (3): 513 — 522. doi: 10. 1029/WR012i003p00513
- Nimmo, J. R. , Stonestrom, D. A. , Akstin, K. C. , 1994. The Feasibility of Recharge Rate Determinations Using the Steady-State Centrifuge Method. *Soil Science Society of America Journal*, 58 (1): 49 — 56. doi: 10. 2136/sssaj1994. 03615995005800010007x
- Normand, B. , Recous, S. , Vachaud, G. , et al. , 1997. Nitrogen-15 Tracers Combined with Tensio-Neutronic Method to Estimate the Nitrogen Balance of Irrigated Maize. *Soil Science Society of America Journal*, 61(5):1508—1518. doi: 10. 2136/sssaj1997. 03615995006100050031x
- Rushton, K. , 1997. Recharge from Permanent Water Bodies. In: Simmers, I. , ed. , Recharge of Phreatic Aquifers in (Semi) Arid Areas. A A Balkema Publishers, Rotterdam, 215—255.
- Sammis, T. W. , Evans, D. D. , Warrick, A. W. , 1982. Comparison of Methods to Estimate Deep Percolation Rates. *Journal of the American Water Resources Association*, 18(3):465—470. doi: 10. 1111/j. 1752—1688. 1982. tb00013. x
- Scanlon, B. R. , Healy, R. W. , Cook, P. G. , 2002. Choosing Appropriate Techniques for Quantifying Groundwater Recharge. *Hydrogeology Journal*, 10(1):18—39. doi: 10. 1007/s10040—001—0176—2
- Šimůnek, J. , Šejna, M. , Saito, H. , et al. , 2009. The HYDRUS-1D Software Package for Simulating the One-Dimensional Movement of Water, Heat, and Multiple Solutes in Variably-Saturated Media. University of California Riverside, California.
- Sisson, J. B. , 1987. Drainage from Layered Field Soils: Fixed Gradient Models. *Water Resources Research*, 23 (11): 2071—2075. doi:10. 1029/WR023i011p02071
- Song, B. , 2012. Effect of Vadose Zone Thickness and Formation Properties on Groundwater Recharge (Dissertation). Wuhan University, Wuhan (in Chinese with English Abstract).
- Steenhuis, T. S. , Jackson, C. D. , Kung, S. K. , et al. , 1985. Measurement of Groundwater Recharge in Eastern Long Island, New York, USA. *Journal of Hydrology*, 79(1—2):145—169. doi:http://dx. doi. org/10. 1016/0022—1694(85)90190—8
- Stephens, D. B. , Knowlton, R. J. , 1986. Soil Water Movement and Recharge through Sand at a Semiarid Site in New Mexico. *Water Resources Research*, 22 (6): 881 — 889. doi:10. 1029/WR022i006p00881
- Tan, X. C. , 2012. The Study of Groundwater Recharge in North China Plain (Dissertation). Wuhan University, Wuhan (in Chinese with English abstract).
- van Genuchten, M. T. , 1980. A Closed-Form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils. *Soil Science Society of America Journal*, 44 (5): 892 — 898. doi:10. 2136/sssaj1980. 03615995004400050002x
- Zhang, G. H. , Fei, Y. H. , Shen, J. M. , et al. , 2007. Influence of Unsaturated Zone Thickness on Precipitation Infiltration for Recharge of Groundwater. *Journal of Hydraulic Engineering*, 38(5):611—617 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, G. H. , Fei, Y. H. , Zhang, X. N. , et al. , 2008. Abnormal Variation of Groundwater Flow Field in Plain Area

of Hutuo River Basin and Analysis on Its Cause. *Journal of Hydraulic Engineering*, 39(6): 747-752 (in Chinese with English abstract).

Zhang, R. Q., Gao, Y. F., Wang, P. Y., 1985. A Preliminary Study on the Mechanism of Water Release from Saturated Layered Soils Age. *Earth Sciences—Journal of Wuhan College of Geology*, 10(1): 21-27 (in Chinese with English abstract).

Zhang, R. Q., Liang, X., Jin, M. G., et al., 2011. *Fundamental of Hydrogeology (6th Edition)*. Geological Publishing House, Beijing, 23 (in Chinese).

Zhang, W. Z., 1996. *Groundwater and Soil Water Dynamic*. China Water and Power Press, Beijing, 215 (in Chinese).

附中文参考文献

雷志栋, 杨诗秀, 谢森传, 1988. *土壤水动力学*. 北京: 清华大学出版社, 30.

刘君, 陈宗宇, 张兆吉, 等, 2009. 利用环境示踪剂估算滹沱河冲洪积扇地下水天然补给. *地质科技情报*, 28(6):

114-118.

刘亚磊, 梁杏, 林丹, 等, 2013. 稳定蒸发条件下的深厚包气带土壤水力参数测试及入渗补给估算——以辛集新城地区为例. *中国农村水利水电*, (10): 27-32.

苗晋杰, 陈刚, 潘建永, 等, 2009. 华北平原典型黏性土体固结特性的试验研究. *地质科技情报*, 28(5): 109-112.

宋博, 2012. 包气带厚度和岩性对地下水入渗补给影响(硕士学位论文). 武汉: 武汉大学.

谭秀翠, 2012. 华北平原地下水补给研究(博士学位论文). 武汉: 武汉大学.

张光辉, 费宇红, 申建梅, 等, 2007. 降水补给地下水过程中包气带变化对入渗的影响. *水利学报*, 38(5): 611-617.

张光辉, 费宇红, 张行南, 等, 2008. 滹沱河流域平原区地下水流场异常变化与原因. *水利学报*, 39(6): 747-752.

张人权, 高云福, 王佩仪, 1985. 层状土重力释水机制初步探讨. *地球科学——武汉地质学院学报*, 10(1): 21-27.

张人权, 梁杏, 靳孟贵, 等, 2011. *水文地质学基础(第六版)*. 北京: 地质出版社, 23.

张蔚榛, 1996. *地下水与土壤水动力学*. 北京: 中国水利水电出版社, 215.

(上接 670 页)

赵劲松, 夏斌, 邱学林, 等, 2008. 海南岛石碌矽卡岩铁矿石中石榴子石的熔融包裹体及其意义. *岩石学报*, 24(1): 149-160.

赵一鸣, 林文蔚, 毕承思, 等, 1990. *中国矽卡岩矿床*. 北京: 地质出版社.

赵一鸣, 张轶男, 林文蔚, 1997. 我国矽卡岩矿床中的辉石和似辉石特征及其与金属矿化的关系. *矿床地质*, 16(4): 318-329.

郑有业, 高顺宝, 张大权, 等, 2006. 西藏驱龙超大型斑岩铜矿床成矿流体对成矿的控制. *地球科学——中国地质大学学报*, 31(3): 349-354.

郑有业, 薛迎喜, 程力军, 等, 2004. 西藏驱龙超大型斑岩铜(钼)矿床: 发现, 特征及意义. *地球科学——中国地质大学学报*, 29(1): 103-108.

周涛发, 袁峰, 岳书仓, 等, 2002. 安徽月山矿田矽卡岩型矿床形成的水岩作用. *矿床地质*, 21(1): 1-9.