

黄绵土水分运移的指数衰变规律——以某残塬顶面为例

秦少伟^{1,2}, 张军¹ (1. 宝鸡文理学院地理与环境学院, 陕西宝鸡 721013; 2. 临县第三中学, 山西吕梁 033200)

摘要 为认识黄绵土根系层(1 m)水分时间动态变化的规律,应用土壤水分运移指数衰变模型,对水分变化进行拟合和分析。黄绵土水分运移指数模型模拟中,在拟合根系层土壤含水量上,精确度良好。其中3 d尺度的衰变系数 k_{3d} 方程能精确表示土壤水分1 h尺度和1 d尺度变化特征。1 h尺度土壤水分变化,以5%误差限为标准;正衰变系数 k_{3d} 方程拟合精度为99.71%,负衰变系数 k_{3d} 方程拟合精度为98.91%;其中1 d尺度的水分变化,5%误差限为标准;正衰变系数 k_{3d} 方程拟合的精度为88.28%,负衰变系数 k_{3d} 方程拟合精度为88.80%。利用指数衰变系数 k_{3d} 模型的拟合结果可以满足农业生产需要的水分含量精度,同时认识地域性黄绵土土壤水分的短缺性。

关键词 黄绵土;非饱和水;水分运移;指数衰变模型

中图分类号 S152.7 **文献标识码** A

文章编号 0517-6611(2019)05-0015-03

doi: 10.3969/j.issn.0517-6611.2019.05.004



开放科学(资源服务)标识码(OSID):

Exponential Decay Rules of Water Migration in Loess—A Case of A Residual Table in Root-Soil

QIN Shao-wei^{1,2}, ZHANG Jun¹ (1. College of Geography and Environment, Baoji University of Arts and Sciences, Baoji, Shaanxi 721013; 2. Linxian No. 3 Middle School, Lvliang, Shanxi 033200)

Abstract To understand the change of water content in root-layer of loessal soil (1 m), the model of soil moisture migration index decay was used to fit and analyze the water change. In the simulation of soil moisture migration index model of loess soil, the accuracy of fitting soil water content in root-layer was good. Among of them, the decay coefficient k_{3d} equation of 3 d-scale can accurately represent the variation characteristics of soil moisture in relative 1h and 1 d scale. According to the error limit of 5%, the fitting accuracy of positive decay coefficient k_{3d} equation was 99.71% and that of negative decay coefficient k_{3d} equation was 98.91% within 1 h scale. The accuracy of fitting positive decay coefficient k_{3d} equation was 88.28%, and that of negative decay coefficient k_{3d} equation was 88.80% within 1 d scale. The fitting results of exponential decay coefficient k_{3d} model can meet the needs of accuracy to soil content in agricultural production. At the same time, we can know the shortage of soil moisture on the regional loessal soil.

Key words Loessal soil; Unsaturated water; Water migration; Model of index decay

黄绵土(loessal soil)是土壤系统分类中新成土亚纲中的黄土正常新成土亚纲类中的一种土类,具有新成土成土作用的幼年性特征,土层发育程度最低,且低于雏形土^[1]。土壤粒径组成分布上,以细砂和粉粒含量占绝对优势(60%)。我国黄绵土集中分布在年降水量为200~500 mm的黄土高原区内,主要集中分布在晋西南、陕北、陕中、陇东、陇中区域,呈东北西南延伸的带状。疏松表土,降水集中于夏季,引起一定的土壤侵蚀。黄绵土(典型黄土)最大程度地保留了黄土堆积期的物理特征。从农业生产的角度看,其可耕性极为良好。在农业耕作期的不同活动,需要知道土壤根系层的土壤水分含量及其变化。

土壤水分运移以非饱和为主^[2],对其认识的发展过程,初期土壤水分运移的经验公式早先得到了长足的发展^[3],如Horton入渗模型、Philip入渗模型和指数衰变模型^[4],直到20世纪初,出现了土壤水分的能态观点,加之计算机的推广,非饱和土壤水分运移的研究,才发生了定性到定量研究转变。在一定的理想条件下,常使用Richard一维微分方程近似表示其物理过程。2003年王文焰等^[5]结合达西定律、水量平衡导出黄土区的Green-Ampt模型。黄土塬或残塬地下水补给的机制到目前一直不清^[6],因为除入渗环节复杂外,蒸腾和再分配环节也会影响到黄土水分的时空变化过程。地下水是不同干湿气候区域发展中不可缺少的优质水资源。区域内土体尺度地表水土过程的变化影响进入潜水中的新

地下水,其可能是数十年前或数百年前的降雨入渗^[7]。李海防等^[8]指出黄土高原土壤水量平衡中,林草地水源涵养功能及林草地水文生态过程在小区域尺度是正效应。认识观测点根系层的水量变化,可以理解当地生态、环境的效益趋势。

国内对土壤水分在西北干旱区、半干旱和华北平原地下水的不同气候特征条件下的地域性补给规律进行了系统的研究。目前,土壤水研究也走向多学科的交叉性阶段,如冻结土壤中水分的运移,土壤—植物—大气连续体^[9](SPAC)中的水分运移、水热耦合运移和水盐运移等^[10]机理模型。但其在根层水分变化量的拟合上误差较大。降水是如何穿过黄土包气带和穿过多少水量,以及地下水形成补给机制目前仍不明确^[11],这些问题都与黄土层水分的运移和再分配规律密切相关。

1 数据来源和研究方法

1.1 观测点气候和数据来源 观测点位于吕梁临县气象站(37°58'N, 110°E, 1 163.3 m)所在的残塬顶面,站点成立于1957年,期间且未搬迁过,多年平均气象数据记录连续可靠;根系层土壤水分的自动测定始于2012年。该地的气候状况:多年平均气温为9.3℃,记录极端时刻气温:最高39.5℃,最低-24.8℃。多年平均年降水量为485.0 mm,观测期175 d期间,累积降水量539.3 mm。

土壤水分数据源自临县气象站测点(37°58'N, 110°E, 1 163.3 m)的根层水分自动记录仪,其仪器为现代电子仪器时域反射仪(TRF)。该研究所用数据为2017年3月1日至8月23日期间1 h的自动记录;垂直空间上在0~60 cm土层间隔密度为每10 cm一个脉冲探头,有6个探头;在80 cm和

作者简介 秦少伟(1974—),男,山西吕梁人,硕士,从事土壤水动力研究。

收稿日期 2018-09-22

100 cm 深处又各有一个脉冲探头,共 8 个探头。气象数据要素为气温、降水、湿度,时间尺度为 1 h。基本土壤水分数据和气象数据经过矫正,补漏。土壤水分数据作 3 d 滑动平均化处理。

1.2 土壤水分指数衰变模型原理 土壤水分变化的指数衰变模型,假设土壤层内储水量的收入量为降水或其下边界的上补量共同决定的;而支出量为蒸发、蒸腾和下渗量共同决定的。收入量或支出量是其整体中的部分,两者都可以反映特定土壤层含水量的变化。在非饱和态,蒸发和植物的蒸腾使得土壤水分的变化极为缓慢;在土壤饱和和水分条件下,土壤中通气孔隙中的重力水受重力作用较为快速地向渗透,较为快速地变为非饱和的水分状态。黄土残塬黄绵土在较长时间非饱和的背景下,符合土壤水分衰变的变化条件:土壤水分的时间变化率函数($W_{s(t)}$)与土壤水分含量(W_s)的多少成线性关系:

$$\frac{\Delta(W_s)}{\Delta(t)} = -k \cdot W_s \quad (1)$$

式中, k 为衰变系数。由于黄绵土土壤很大程度上继承了黄土的特征,因此黄绵土土壤质地较为均一,根系层土壤容量在垂直空间上时间变化幅度极小。式(1)变换为微分式:

$$\frac{d(W_s)}{d(t)} = -k \cdot W_s \quad (2)$$

$$\text{对上式两边积分,其结果为:} \ln(W_s) \Big|_{t=t_1}^{t=t_2} = -k \cdot t \Big|_{t=t_1}^{t=t_2}$$

也可以表示为土壤水分时间函数:

$$W_{s(t)} = W_{s(t-1)} \cdot \exp(-k \cdot t) \quad (3)$$

式中, $k > 0$,前面负号表示变化过程中水分在减少; $k < 0$,前面负号表示变化过程中水分在增加。 $W_{s(t)}$ 和 $W_{s(t-1)}$ 为相邻时间单位的根系层含水量。

模型拟合的效率(ME)越近于 1,拟合的结果越接近真值,其表达式如下:

$$ME = 1 - \frac{\sum_0^1 (y_i - \hat{y}_i)^2}{\sum_0^1 (y_i - \bar{y}_i)^2} \quad (4)$$

式中, y_i 为观测值, \hat{y}_i 为拟合值, \bar{y}_i 为观测平均值。

土壤水分衰变减少只是一定时间尺度内的理想条件下

的过程。衰变过程是需要时间的,在实际应用中要考虑研究对象时空尺度的统一性条件;同时自然界土壤水分的变化呈小尺度波动周期性的,衰变减少也只是部分时间尺度内的变化特征。在干旱和湿润分明的当地环境,衰变增加和减少都是普遍存在的,但其出现在不同的时间段。衰变系数 k_{3d} 拟合根系层水分的数值评价,使用相对误差和模型效率。

2 结果与分析

2.1 观测期时间尺度的概化 为了能够方便地从土壤水分时间变化数据中,概化出水分衰变系数 k 的时间变化方程,并且方便地比较不同时间尺度下拟合方程和土壤水分的变化,需要对时间进行相对化处理,把时间变为无量纲参数,也即时间的相对比值。其过程假使有 n 个连续时间单位的观察土壤水分数据。第 1 个时间当作衰变过程的零点起点,第 2 个时间点则为 $1/(n-1)$,第 3 个时间点 $2/(n-1)$,以此类推。

$$t = \frac{(n-1)}{(n-1)} = 1 \quad (5)$$

式中, t 为以 1 h 或 1 d 为单位的相对时间; n 为连续的等单位时间尺度间的观察时刻点数,取整数。这样,时间变化就转化为 0~1 之间的无量纲相对时间坐标变化。间隔相同时间单位下的衰变系数可由式(3)中的递推关系计算得出。从而容易比较不同时间尺度下的水分衰变情况。

2.2 3 d 尺度衰变系数 k_{3d} 的概化 衰变系数 k_{3d} 方程动态时间变化如表达式(6)和式(7)。其中, $k_{3d} < 0$ 拟合优度值和 $k_{3d} > 0$ 相当,但由于其拟合时总自由度适中,这可能利于对土壤水分的时间动态趋势和幅度变化特征的拟合。实践中时间尺度小于 1 d,不能反映根系层水变化的趋势;时间尺度过大,又不能反映根系层水分变化的幅度。

$$k_{3d} = 0.24224 \cdot \exp[-(t-0.7229)^2/0.2850^2] (k_{3d} > 0) \quad (6)$$

$$k_{3d} = -0.47387 \cdot \exp[-(t-0.9090)^2/0.0672^2] (k_{3d} < 0) \quad (7)$$

2.3 k_{3d} 对根系层相对 1 h 和相对 1 d 尺度的土壤水分拟合 图 1 是衰变系数 k_{3d} 拟合根系层土壤水分动态变化过程的,并以相对 1 h 时间尺度所作的水分变化拟合。拟合曲线和观测值曲线变化,直观上接近重叠。衰变系数 k_{3d} 方程既满足水分特征变化的小幅度波动特征,也符合其长期的趋势变化特征。

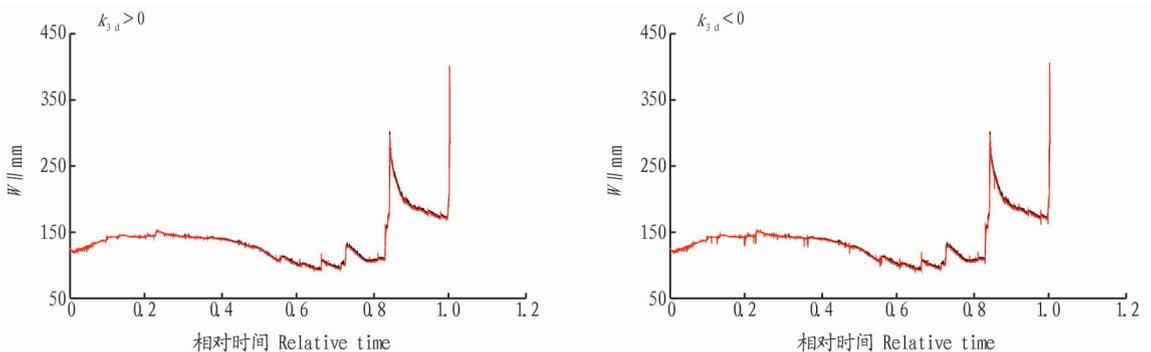


图 1 k_{3d} 拟合根系层水分相对 1 h 的变化

Fig. 1 Change of soil moisture in relative 1 h in root-layer by k_{3d} fitting

表 1 是土壤根系层水分变化拟合的结果评价:从拟合值和观测值间斜率 α 和拟合优度 R^2 看, $k_{3,d} < 0$ 拟合值更为接近真实值。但就平均值看, $k_{3,d} > 0$ 时,其所拟合 1 h 变化均值为 138.18 mm,其相当接近实际变化均值(138.21 mm)。而 $k_{3,d} < 0$ 拟合均值为 137.02 mm,比实际均值只小 1 mm。研究表明,1 h 尺度土壤水分 5% 相对误差为评价标准;正衰变方程 $k_{3,d}$ 拟合精度为 99.71%,负衰变方程 $k_{3,d}$ 拟合精度为 98.91%;1 d 尺度土壤水分 5% 相对误差:正衰变方程 $k_{3,d}$ 拟合精度为 88.28%,负衰变方程 $k_{3,d}$ 拟合精度为 88.80%。

在实际农业生产中,日常农业活动的安排,常考虑根系层土壤水分的日变化。通过对时间的无量纲化处理利用衰变系数方程 $k_{3,d}$,也能较真实地拟合土壤水分非本征尺度 1 d 的水分变化,以 5% 误差限为标准:正衰变系数 $k_{3,d}$ 方程拟合的精度为 88.28%,负衰变系数 $k_{3,d}$ 方程拟合精度为 88.80%。表 2 所示的拟合 1 d 和 1 h 水分变化的模型效率比较。模型效率都较高。但从水量平衡角度看,其收入量和支出量都要较 1 h 尺度的变化小。这是因为随拟合时间尺度变大,拟合值可能会低估了土壤水分变化中的小幅度,充分体现地理学中时空尺度效应原理。

表 1 $k_{3,d}$ 拟合根系层水分相对 1 h 的变化结果

Table 1 Change of soil moisture in relative 1 h in root-layer by $k_{3,d}$ fitting

方程 Equation	衰变系数符号 Decay coefficient symbol	$k_{3,d} > 0$	$k_{3,d} < 0$
拟合方程 Fitting equation	$k_{3,d}$ 拟合值 (w') 与实测值 (w) 的关系: $w' = \alpha \cdot w$	斜率 α 和拟合优度 (R^2)	
		$\alpha = 0.9928$	$\alpha = 0.9936$
		$R^2 = 0.9934$	$R^2 = 0.9936$
	绝对误差 < 3 mm 的比例//%	93.1	97.74
	相对误差 5% 内的比例//%	99.71	98.91

表 2 $k_{3,d}$ 拟合相对 1 h 和 1 d 水量变化的模型效率

Table 2 Model efficiency of soil moisture change in relative 1 h and 1 d by $k_{3,d}$ fitting

衰变系数 Decay coefficient $k_{3,d}$	水量变化尺度 Water change scale	模型效率 Model efficiency (ME)
> 0	1 h	0.9919
< 0	1 h	0.9936
> 0	1 d	0.9437
< 0	1 d	0.9567

由于观测点黄绵土土层深厚,在半干旱的气候条件下,黄绵土土层在调节根系层土壤水分的功能较强;同时夏雨集中,因而能用衰变系数 $k_{3,d} < 0$ 拟合根系层含水量的时间变化,在厚层黄绵土区,气候干湿季分明, $k_{3,d} < 0$ 拟合根系层含水量更适用,如表 2 中的模型效率所反映。从整体上看,3 d 尺度的衰变系数 $k_{3,d}$ 方程都能较为真实地反映 1 m 土壤根系层 1 h 和 1 d 不同尺度水分变化的较小幅度和长期趋势变化,研究实践中 1 d 时间尺度的土壤水分数据概化衰变系数

$k_{1,d}$,但不能反映根系层水量的长时间趋势;同时也探索过 5 d 尺度的衰变系数 $k_{5,d}$ 所拟合的根系层水分变化,但不能反映根系层水量的较小幅度的水量变化,且模型效率很小于 1。3 d 尺度的衰变系数 $k_{3,d}$ 方程所拟合的模型效率 (ME) 都相当接近于 1。

尽管根系层水分的衰变系数 $k_{3,d}$ 拟合的值真实,但其在大区域推广中还受衰变系数 $k_{3,d}$ 的地域性变化如土壤温度、持水量、植物生长要素的影响,农用地水土过程的参数要素还受耕作活动和土壤无脊椎动物等^[12] 影响,引起根系层水分的大趋势和小波动变化,进而影响衰变系数 $k_{3,d}$ 方程;但式 (6) 和式 (7) 中负衰变系数的值 (0.242 24) 近似于正衰变系数 (0.473 87) 的一半,以及最大衰变系数对应的时间的不一致性 (0.722 9 和 0.909 0),可以间接反映观测点为代表的区域性土壤观测期间的水分短缺性程度。

3 结论

黄绵土土壤水分运移模型中,在拟合根系层土壤含水量上,指数衰变模型是良好的;3 d 尺度的衰变系数 $k_{3,d}$ 方程,能有效地表示土壤水分 1 h 尺度和非本征 1 d 尺度时间变化特征。其中 1 h 尺度土壤水分 5% 相对误差为评价标准:正衰变方程 $k_{3,d}$ 拟合精度为 99.71%,负衰变方程 $k_{3,d}$ 拟合精度为 98.91%;1 d 尺度土壤水分 5% 相对误差:正衰变方程 $k_{3,d}$ 拟合精度为 88.28%,负衰变方程 $k_{3,d}$ 拟合精度为 88.80%。在观测点,衰变系数 $k_{3,d}$ 方程时间变化,可以拟合根系层水分的变化结果,并且满足农业生产所需要的土壤水分含量日变化精度。

参考文献

- [1] 龚子同,黄荣金,张甘霖,等. 中国土壤地理[M]. 北京: 科学出版社, 2014:384-386.
- [2] FAROUK B A, MICHEL A, RICHARD S, et al. Numerical simulations of water flow and contaminants transport near mining wastes disposed in a fractured rock mass[J]. International journal of mining science and technology, 2015, 25(1): 37-45.
- [3] 雷志栋,杨诗秀,谢森传. 土壤水动力学[M]. 北京: 清华大学出版社, 1988:10.
- [4] 尚松浩,毛晓敏,雷志栋,等. 土壤水分动态模拟模型及其应用[M]. 北京: 科学出版社, 2009:29.
- [5] 王文焰,汪志荣,王全九,等. 黄土中 Green-Ampt 入渗模型的改进与验证[J]. 水利学报, 2003(5): 30-34.
- [6] 程立平. 黄土塬区深剖面土壤水分特征及其补给地下水过程研究[D]. 西安: 中国科学院大学(中国科学院教育部水土保持与生态环境研究中心), 2013.
- [7] 米海存,何红曼,姜婷婷. 近年来黄土渗透系数的研究现状[J]. 科技创新导报, 2014(2): 25.
- [8] 李海防,卫伟,陈利顶,等. 黄土高原林草地覆盖土壤水量平衡研究进展[J]. 水土保持研究, 2013, 20(1): 287-293.
- [9] 李鹏展,王力,王隼. 黄土旱塬区冬小麦土壤水库动态[J]. 应用生态学报, 2017, 28(11): 3653-3662.
- [10] 雷志栋,胡和平,杨诗秀. 土壤水研究进展与评述[J]. 水科学进展, 1999, 10(3): 311-318.
- [11] 李玉山. 黄土高原森林植被对陆地水循环影响的研究[J]. 自然资源学报, 2001, 16(5): 427-432.
- [12] ERROUSSI F, MOUSSA-MACHRAOUI S B, BEN-HAMMOUDA M, et al. Soil invertebrates in durum wheat (*Triticum durum* L.) cropping system under Mediterranean semi arid conditions: A comparison between conventional and no-tillage management[J]. Soil & tillage research, 2010, 112(2): 122-132.