

文章编号: 1000-7598 (2014) 增 1-451-06

探讨变雨强条件下的入渗过程及影响因素

张 杰^{1,3}, 韩同春^{1,2}, 豆红强^{1,2}, 李智宁^{1,2}

(1. 浙江大学 滨海和城市岩土工程研究中心, 浙江 杭州 310058; 2. 浙江大学 软弱土与环境土工教育部重点实验室, 浙江 杭州 310058;
3. 江苏省交通规划设计院股份有限公司, 江苏 南京 210005)

摘 要: 以积水条件下 Green-Ampt 入渗模型为基础, 拓展其在变雨强中入渗率和累积入渗量计算形式。结合上述理论基础, 选用饱和-非饱和土壤水、热和溶质运移模拟软件 Hydrus-1D, 探讨了常降雨与变雨强的入渗差异和饱和导水率、土壤类型对变雨强入渗过程的影响。研究表明: 相对于常降雨, 变雨强更利于雨水入渗, 累积入渗量显著增加; 其他水力参数不变, 饱和导水率越大, 入渗率与变雨强随时间变化曲线重合率越高, 雨强控制时间越长, 累积入渗量相应也越大; 其他水力参数作用效果不容忽视, 其影响作用可与饱和导水率达到相似效果。正确了解变雨强下入渗过程及影响因素, 有助于准确地把握实际降雨入渗情况, 对指导水力工程有重要的实际意义。

关 键 词: 变雨强; 饱和导水率; 水力参数; 入渗

中图分类号: TU 443

文献标识码: A

Study of infiltration process and its influential factors under variable rainfall intensity

ZHANG Jie^{1,3}, HAN Tong-chun^{1,2}, DOU Hong-qiang^{1,2}, LI Zhi-ning^{1,2}

(1. Research Center of Coastal and Urban Geotechnical Engineering, Zhejiang University, Hangzhou 310058, China; 2. Key Laboratory of Soft Soils and Geoenvironmental Engineering of Ministry of Education, Zhejiang University, Hangzhou 310058, China; 3. Jiangsu Province Communications Planning and Design Institute Limited Company, Nanjing 210005, China)

Abstract: Under the foundation of Green-Ampt infiltration model established upon ponding condition, we expand it useful to calculate infiltration rate and cumulative infiltration in the variable rainfall intensities. Combined with the theoretical basis, we discuss the differences between constant rainfall intensity with variable rainfall intensity and the effect of saturated hydraulic conductivity and soil types on the infiltration process under variable rainfall intensities based on the saturated-unsaturated flow software Hydrus-1D. Research shows that: compared with constant rainfall intensity, variable rainfall intensities is more easily from the point of the rain infiltration; and the cumulative infiltration increases significantly. When other hydraulic parameters unchange, the larger the saturated hydraulic conductivity is, the coincidence rate of the curve of infiltration rate and variable rainfall intensity changing with time is higher. And the control time of rainfall intensity and the cumulative infiltration are larger accordingly. Other hydraulic parameters effects cannot be ignored; because the effect of them on infiltration can achieve similar to saturated hydraulic conductivity. Correctly understanding infiltration process and influential factors of rainfall infiltration upon the variable rainfall intensity will help us to accurately grasp the actual situation. So it has important practical significance to guide hydraulic engineering.

Key words: variable rainfall intensities; saturated hydraulic conductivity; hydraulic parameters; infiltration

1 引 言

入渗是指水分通过地表向下运动补给土体水、地下水, 是水分在土体中的一个动态分布过程^[1]。1856 年, Darcy 通过试验提出了描述饱和土水分运动的基本规律, 由此开辟了研究产流机制的物理学

途径。非饱和土水分运动是实际降雨入渗的主要形态, 1931 年, Richards 对达西定律进行了修正, 将其适用于非饱和条件, 推动了非饱和土水分运动的发展。入渗可以分为 2 种特殊情况: (1) 积水入渗。入渗开始时段, 土壤的入渗率较高, 尤其是初始干燥情况, 但随后逐渐降低, 最终趋于某一稳定值(土

收稿日期: 2013-06-25

基金项目: 国家自然科学基金资助(No. 51178423)。

第一作者简介: 张杰, 男, 1988 年生, 硕士, 主要从事边坡稳定、数值分析等方面的研究工作。E-mail: 523812168@qq.com

通讯作者: 韩同春, 男, 1969 年生, 博士, 副研究员, 主要从事边坡稳定、数值分析等方面的研究工作。E-mail: htc@zju.edu.cn

体饱和和导水率)。(2) 降雨入渗。开始阶段降雨强度小于土壤入渗率能力, 土壤入渗率等于降雨强度, 此阶段为无压入渗或自由入渗, 随入渗历时增加, 入渗能力逐渐减小, 降雨强度大于土壤入渗能力, 地表开始出现积水, 此阶段为积水入渗或有压入渗, 土壤入渗率与降雨强度无关。目前主要的入渗模型有 Kostiakov 模型^[2]、Horton 模型^[3-4]、Philip 模型^[5]以及 Green-Ampt 模型^[6], 其中 Green-Ampt 模型形式简单, 内部参数具有实际物理意义, 故应用最为广泛^[7-9], 但其是基于积水条件下建立的, 与降雨条件下入渗有很大的区别。Mein 等^[9]将修改的 Green-Ampt 模型应用于降雨入渗情况, Chu^[10]提出了变雨强下的入渗计算方法, 其基本思想是将天然降雨过程按强度划分成若干时段, 使各时段内雨强相对稳定, 然后用 Mein-Larson 方法逐时段计算。

入渗不仅与入渗条件(积水、雨强、水头等)紧密相关, 也与土壤本身特性不可分割。国内外对土壤初始含水率^[11-17]、饱和导水系数^[18-19]等入渗影响因素进行了探讨, 然而在变雨强下土壤特性作用研究很少, 室内试验和模拟分析大部分侧重于变雨强本身特性对某一特定土壤入渗分析。

针对这一情况, 本文基于修正的 Green-Ampt 方程, 给出了变雨强下入渗率和累积入渗量计算公式, 以此为理论基础, 运用 Hydrus-1D 软件探讨了常降雨与变雨强入渗区别、分析了土壤饱和和导水率和土壤类型对变雨强下的入渗影响, 研究表明变雨强更利于雨水入渗, 累积入渗量会显著增加。入渗率与变雨强随时间变化曲线重合率随饱和导水率增加而增加, 同时, 其他水力参数作用效果不容忽视。由此可见, 分析变雨强下水入渗过程及影响因素, 将有助于准确把握不同实际情况下的入渗情况, 对指导水力工程有重要的实际意义。

2 变雨强入渗模型分析

Green-Ampt 入渗模型是 Green 等基于毛管理论提出具有相同初始含水率的均质土壤下渗方程, 计算简图如图 1 所示图中, h_0 为水头高度; L 为湿润锋深度; θ_s 为饱和含水率; θ_i 为初始含水率。其入渗率为

$$i = \frac{dI}{dt} = k_s \left(1 + \frac{SM}{I} \right) \quad (1)$$

式中: i 为土壤入渗率 (m/s); I 为入渗时间内的累积入渗量 (m); k_s 为饱和导水率 (m/s); S 为湿润锋处平均吸力 (m); M 为土壤湿润锋前后的含水率差值。

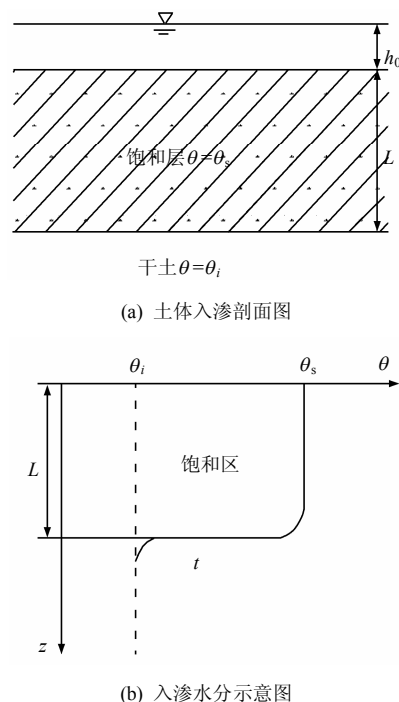


图 1 Green-Ampt 模型入渗
Fig.1 Green-Ampt model infiltration diagram

但 Green-Ampt 模型是基于毛管理论推导的表层有薄水层时压力的入渗模型, 其前提条件是地表始终有水头。Mein 等^[9]将其推广应用至稳定降雨入渗情况, 其将雨水入渗过程分为供水控制和土壤入渗能力控制两个阶段。两阶段的分界点为降雨强度 q 等于土壤入渗率 i , 此后地表开始积水或产生径流, 并记开始积水时间为 t_p , 则整个入渗过程为

$$\left. \begin{aligned} i &= q, & (t \leq t_p) \\ i &= k_s \left(1 + \frac{SM}{I} \right), & (t > t_p) \end{aligned} \right\} \quad (2)$$

由式 (2) 中入渗率的连续性可知:

$$q = k_s \left(1 + \frac{SM}{I_p} \right), \quad (t = t_p) \quad (3)$$

$$I_p = \frac{SM}{\frac{q}{k_s} - 1} \quad (4)$$

对式 (2) 第一式积分, 可得

$$I = \int_0^t q dt = qt \quad (t \leq t_p) \quad (5)$$

从而可知,

$$t_p = \frac{I_p}{q} \quad (6)$$

对式 (2) 第二式积分, 可得

$$k_s \left[t - t_p + \frac{I_p}{k_s} - \frac{SM}{k_s} \ln \left(1 + \frac{I}{SM} \right) \right] = I - SM \ln \left(1 + \frac{I}{SM} \right), (t > t_p) \quad (7)$$

不妨令

$$t'_p = \frac{I_p - SM \ln \left(1 + \frac{I_p}{SM} \right)}{k_s} \quad (8)$$

则有

$$k_s(t - t_p + t'_p) = I - SM \ln \left(1 + \frac{I}{SM} \right), (t > t_p) \quad (9)$$

综合式 (5)、(9), 可将累积入渗量 I 与时间 t 的显式方程表示为

$$\left. \begin{aligned} I &= qt, & (t \leq t_p) \\ k_s(t - t_p + t'_p) &= I - SM \ln \left(1 + \frac{I}{SM} \right), & (t > t_p) \end{aligned} \right\} \quad (10)$$

但是, 上述计算要求雨强为恒定值, 这显然不符合实际降雨情形, 因此, Chu^[10]在此基础上提出了变雨强入渗分析过程, 基本思路是首先将降雨分成若干个计算时段, 然后将每个计算时段内的地表状态分为 4 种情况:

(1) 开始无积水, 结束无积水

判别公式:

$$C_u = R_i - (R_{i-1} - I_{i-1}) - \frac{k_s SM}{q_i - k_s} < 0 \quad (11)$$

此阶段降雨强度未达到土壤入渗能力, 因此 t_i 时刻累积入渗量等于累积降雨量即 $I_i = R_i$ 。

(2) 开始无积水, 结束有积水

判别公式:

$$C_u = R_i - (R_{i-1} - I_{i-1}) - \frac{k_s SM}{q_i - k_s} > 0 \quad (12)$$

此阶段有积水和无积水两种状态均会出现, 通过式 (4)、(6)、(8) 计算 t_p 和 t'_p , 代入式 (10) 可得 t_i 时刻累积入渗量。

(3) 开始有积水, 结束有积水

判别公式:

$$C_p = R_i - (I_i - I_{i-1}) - (R_{i-1} - I_{i-1}) > 0 \quad (13)$$

此阶段是在饱和积水状态下入渗, t_i 时刻累积入渗量为

$$k_s(t_i - t_{i-1}) = I_i - I_{i-1} - SM \ln \left(\frac{I_i + SM}{I_{i-1} + SM} \right) \quad (14)$$

(4) 开始有积水, 结束无积水

判别公式:

$$C_p = R_i - (I_i - I_{i-1}) - (R_{i-1} - I_{i-1}) < 0 \quad (15)$$

此阶段已经不产生净雨, t_i 时刻累积入渗量为

$$I_i = R_i - (R_{i-1} - I_{i-1}) \quad (16)$$

式中: R_{i-1} 、 R_i 分别对应为 t_{i-1} 、 t_i 时刻降雨量; I_{i-1} 、 I_i 分别对应为 t_{i-1} 、 t_i 时刻累积入渗量; q_i 为 t_i 时刻降雨强度。

上述过程可通过牛顿迭代法或龙格-库塔方法求解累积入渗量, 然后代入式 (1) 求入渗率 i 。

3 常降雨与变雨强入渗分析

3.1 算例验证

基于上述分析思想, 本文对比了变雨强和常降雨入渗过程, 降雨强度随时间分布采用 Esteves^[20] 的试验观测数据如图 2 所示, 并将降雨数据点导入 Hydrus-1D 软件中, 常降雨雨强设置为所有变雨强度的平均值 $q=9.5 \times 10^{-6}$ m/s。模型土柱高 200 cm, 饱和导水率 $k_s=12.28 \times 10^{-6}$ m/s, 其他具体土体水力参数见表 1。

表 1 土体水力参数
Table 1 Soil hydraulic parameters

土体类别	饱和含水率 θ_s	残余含水率 θ_r	初始含水率 θ_i	α	n
砂质壤土	0.41	0.065	0.20	0.075	1.89

注: α 、 n 为 van-Genuchten 模型中的经验参数。

3.2 结果分析

图 3 为变雨强和常降雨下累积入渗量随时间的变化规律。由图可见, 入渗开始时间段 0~1 500 s 内, 变雨强累积入渗量和常降雨累积入渗量基本保持相等; 1 500~2 250 s 内变雨强累积入渗量相比常降雨累积入渗量出现先高后低, 端值累积入渗量相等; 2 250 s 之前由于入渗初始阶段入渗能力较强, 二者累积入渗量差值不大是雨强控制阶段。从图 2 可观察到, 常雨强和变雨强与时间围成面积总体相等, 但大于 2 250 s 后, 变雨强累积入渗量比常降雨累积入渗量越来越大, 所以变降雨强度比常降雨有易于增加土壤入渗量。

4 饱和导水率对入渗敏感性分析

饱和导水率 k_s 非饱和土入渗中重要参数之一。为研究饱和导水率的作用, 笔者在 Hydrus-1D

软件中设定低、中、高3种饱和导水率情况,将其依次取 2.28×10^{-6} 、 6.14×10^{-6} 、 12.28×10^{-6} m/s,其他条件(变雨强分布、水力参数、模型尺寸)如前文所述。

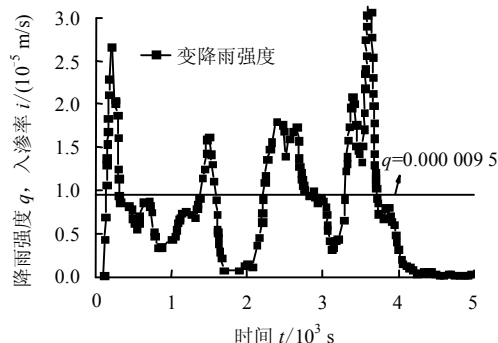


图2 降雨强度随时间的变化
Fig.2 Rainfall intensity changes over time

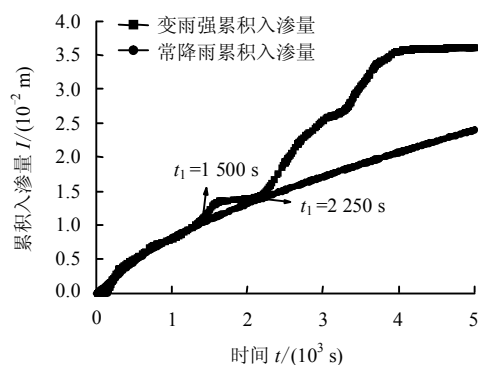


图3 累积入渗量随时间的变化
Fig.3 Cumulative infiltration volumes changes over time

图4为3种不同饱和导水率下变雨强和入渗率随时间变化对比分析曲线。从图中发现,饱和导水率大小对降雨初始阶段影响甚微,入渗率与变雨强始终相重合,此阶段土壤入渗能力较大,基本是雨强控制,所以入渗率只和雨强大小相关。但随着入渗时间推移,饱和导水率低的土壤入渗能力首先降低到小于雨强,之后入渗率明显小于雨强,如图4(a)中1 000 s和图4(b)中2 275 s曲线。但变雨强强度不断起伏变化,对应时刻雨强强度下降小于入渗率时,入渗率又由雨强控制,直到雨强变强超过土壤入渗能力,注意到重新由土壤入渗能力控制起始值与之前值略有提升,如图4(a)中1 500 s与2 250 s对应入渗率,图4(b)中3 000 s与3 300 s对应入渗率。这是由于此阶段雨强供水率不足以满足土壤下渗能力,上层土体含水率相对之前有所降低,故而土壤入渗能力升高。所以,饱和导水率越大土壤入渗率曲线与变雨强曲线重合度愈多。

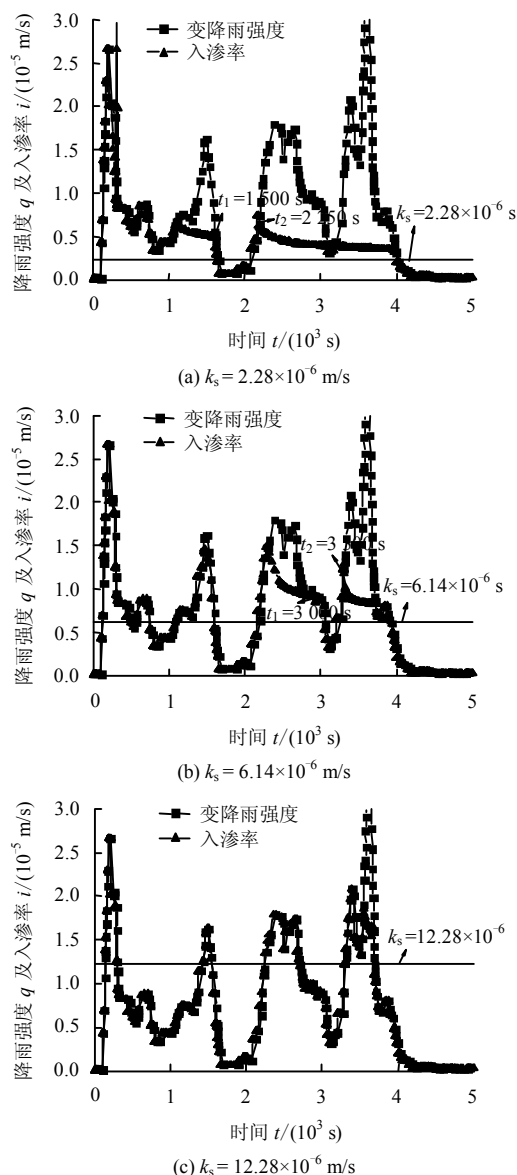


图4 不同导水率时变雨强和入渗率对比
Fig.4 Comparison variable rainfall intensity and rainfall infiltration rates in different hydraulic conductivities

图5为不同饱和导水率下累积入渗量随时间变化曲线。从图中可见,与入渗率相对应,在入渗初始阶段累积入渗量与饱和导水率无关,三者保持相等。随着最低饱和导水率先由雨强控制阶段转变为入渗能力控制阶段,其累积入渗量开始明显小于其他两个较大饱和导水率对于累积入渗量,并随着入渗时间推移差值越来越大。

5 土壤类型对入渗敏感性分析

大部分情况笔者只重视水力参数中饱和导水率的作用,忽略对其他水力参数研究,为探讨其他参数(除饱和导水率外)对变雨强下入渗的影响,选取壤土、砂质壤土两种土壤进行分析,变降雨分布及土柱高度如上所述,水力参数见表2。

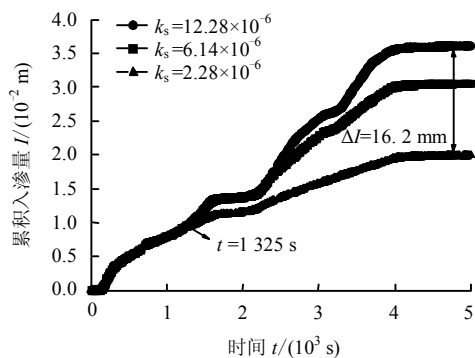


图 5 不同饱和导水率下的累积入渗量

Fig.5 Cumulative infiltration amount under different saturated hydraulic conductivities

表 2 土体水力参数

Table 2 Soil hydraulic parameters

土体类别	θ_s	θ_r	$k_s/(10^{-6} \text{ m/s})$	α	n
壤土	0.43	0.078	2.28	0.036	1.56
砂质壤土	0.41	0.065	12.28	0.075	1.89

图 6(a)为不同土壤类型下入渗率随时间变化曲线。从表 2 可知,壤土饱和导水率与图 4(a)饱和导水率相同,但图 4(a)中水力参数取表 1 数据,比较图 4(a)、4(b)和图 6 发现,图 6 与图 4(b)比图 6 与图 4(a)更相似,说明影响变雨强入渗过程因素中土壤其他水力参数可达到与改变饱和导水率一样效果。

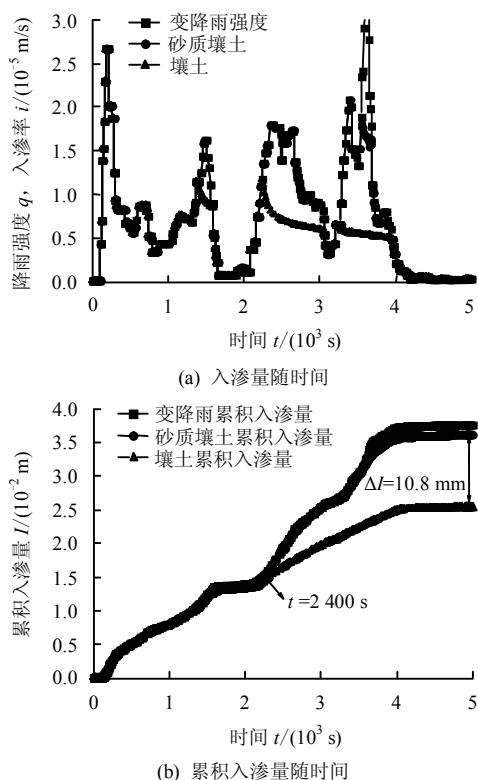


图 6 不同土壤类型下入渗量和累积入渗量随时间变化

Fig.6 Infiltration and cumulative infiltration amount over time under different soil types

综上,饱和导水率作为非饱和土的重要指标,对入渗过程有重要影响,但其他水力参数影响也不容忽视,其作用效果较明显。

图 6(b)为不同土壤类型下累积入渗量随时间变化曲线。相比图 5 的 $k_s=2.28 \times 10^{-6} \text{ m/s}$ 砂质壤土累积入渗量,图中壤土累积入渗量比其与 $k_s=12.28 \times 10^{-6} \text{ m/s}$ 砂质壤土起始分离点更大(图 5 中起始分离点为 1325 s,图 6(b)为起始分离点为 2400 s)。同时注意到,同一 $k_s=12.28 \times 10^{-6} \text{ m/s}$ 砂质壤土累积入渗量差值壤土累积入渗量比 $k_s=2.28 \times 10^{-6} \text{ m/s}$ 砂质壤土累积入渗量减少很多(图 5 中累积入渗量差值为 1.62 mm,图 7 累积入渗量差值为 10.8 mm)。所以,不同类型土壤对入渗率和累积入渗量产生影响因素不仅仅是饱和导水率作用,其他水力参数(饱和含水率、残余含水率等)也是重要影响因素。

6 结 论

(1) 通过对 Green-Ampt 模型入渗条件拓展,理论推导了在变雨强入渗情况下,划分若干不同时段地表状态的判别模式,以及各种形态入渗率和累积入渗量的计算方法。

(2) 变雨强比相对于以变雨强平均值为基础的常降雨更容易入渗,累积入渗量较常降雨大。

(3) 饱和导水率作为入渗水力参数重要指标,饱和导水率越大,入渗率与变雨强随时间变化曲线重合度越多,雨强控制时间越多,相对应的累积入渗量也越大。

(4) 在变雨强强度不断起伏变化过程,入渗能力控制转变雨强控制后,再次转为入渗能力控制时,起始值相比之前转变值略有提升。

(5) 不同类型土壤对入渗率和累积入渗量形态迥异,一方面源于饱和导水率差异,另一面其他水力参数(饱和含水率、残余含水率等)影响也是重要因素。

本文只对变雨强下的土柱入渗分析,实际中土体雨水入渗由于地质、结皮等因素,必然存在很多制约条件,还需进一步研究和探讨。

参 考 文 献

- [1] 刘汗,雷廷武,赵军. 土壤初始含水率和降雨强度对黏黄土入渗性能的影响[J]. 中国水土保持科学, 2009, 7(2): 1—6.
- LIU Han, LEI Ting-wu, ZHAO Jun. Effects of initial soil water content and rainfall intensity on loess infiltration capacity[J]. Science of Soil and Water Conservation,

- 2009, 7(2): 1—6.
- [2] KOSTIAKOV A N. On the dynamics of the coefficient of water-percolation in soils and on the necessity of studying it from a dynamic point of view for purposes of amelioration[C]//Transactions of 6th Congress of International Soil Science Society. Moscow: [s. n.], 1932: 17—21.
- [3] HORTON R E. The role of infiltration in the hydrologic cycle[J]. **Transactions, American Geophysical Union**, 1933, 14(1): 446—460.
- [4] HORTON R E. Analysis of runoff-plat experiments with varying infiltration-capacity[J]. **Transactions, American Geophysical Union**, 1939, 20(4): 693—711.
- [5] PHILIP J R. The theory of infiltration[J]. **Soil Science**, 1957, 83(5): 345—358.
- [6] GREEN W H, AMPT G A. Studies in soil physics. I. The flow of air and water through soils[J]. **Journal of Agricultural Science**, 1911, 76(4): 1—24.
- [7] 李毅, 王全九, 邵明安, 等. Green-Ampt 入渗模型及其应用[J]. 西北农林科技大学学报, 2007, 35(2): 225—230.
- LI Yi, WANG Quan-jiu, SHAO Ming-an, et al. Green-Ampt model and its application[J]. **Journal of Northwest A & F University**, 2007, 35(2): 225—230.
- [8] RISSE L M, NEARING M A, SAVABI M R. Determining the Green-Ampt effective hydraulic conductivity from rainfall-runoff data for the WEPP model[J]. **Transactions of ASAE**, 1994, 37(2): 411—418.
- [9] MEIN R G, LARSON C L. Modeling infiltration during a steady rain[J]. **Water Resources Research**, 1973, 9(2): 384—394.
- [10] CHU S T. Infiltration during an unsteady rain[J]. **Water Resources Research**, 1978, 14(3): 461—466.
- [11] BODMAN GB, COLMAN E A. Moisture and energy condition during downward entry of water into soil[J]. **Soil Science Society of America Journal**, 1994, 8(2): 166—182.
- [12] PHILIP J R. The theory of infiltration: the influence of the initial moisture content[J]. **Soil Science**, 1957, 84(4): 329—339.
- [13] HILLEL D. Crust formation in lassies soils[J]. **International Soil Science**, 1960, 29(5): 330—337.
- [14] 贾志军, 王贵平, 李俊义, 等. 土壤含水率对坡耕地产流影响的研究[J]. 山西水土保持科技, 1990, 22(4): 22—27.
- JIA Zhi-jun, WANG Gui-ping, LI Jun-yi, et al. Study of influences of soil moisture content on slope runoff[J]. **Soil and Water Conservation Science and Technology in Shanxi**, 1990, 22(4): 22—27.
- [15] 解文艳, 樊贵盛. 土壤含水率对土壤入渗能力的影响[J]. 太原理工大学学报, 2004, 35(3): 272—275.
- XIE Wen-yan, FAN Gui-sheng. Influence of moisture content on infiltration characteristics in field soils[J]. **Journal of Taiyuan University of Technology**, 2004, 35(3): 272—275.
- [16] 曾辰, 王全九, 樊军. 初始含水率对土壤垂直线源入渗特征的影响[J]. 农业工程学报, 2010, 26(1): 24—29.
- ZENG Chen, WANG Quan-jiu, FAN Jun. Effect of initial water content on vertical line-source infiltration characteristics of soil[J]. **Transactions of the Chinese Society of Agricultural Engineering**, 2010, 26(1): 24—29.
- [17] 陈洪松, 邵明安, 王克林. 土壤初始含水率对坡面降雨入渗及土壤水分再分布的影响[J]. 农业工程学报, 2006, 22(1): 44—47.
- CHEN Hong-song, SHAO Ming-an, WANG Ke-lin. Effects of initial water content on hillslope rainfall infiltration and soil water redistribution[J]. **Transactions of the Chinese Society of Agricultural Engineering**, 2006, 22(1): 44—47.
- [18] 胡克林, 李保国, 陈研. 表层土壤饱和渗透率的空间变异对农田水分渗漏的影响[J]. 水利学报, 2006, 37(10): 1217—1223.
- HU Ke-lin, LI Bao-guo, CHEN yan. Effect of spatial variability of surface soil saturated hydraulic conductivity on water drainage at field scale[J]. **Journal of Hydraulic Engineering**, 2006, 37(10): 1217—1223.
- [19] 李少龙, 张家发, 张伟, 等. 表层土渗透系数空间变异与随机模拟研究[J]. 岩土力学, 2009, 30(10): 3168—3172.
- LI Shao-long, ZHANG Jia-fa, ZHANG Wei, et al. Study of spatial variability and stochastic modeling of surface soil permeability[J]. **Rock and Soil Mechanics**, 2009, 30(10): 3168—3172.
- [20] ESTEVES M, FAUCHER X, GALLE S, et al. Overland flow and infiltration modelling for small plots during unsteady rain: numerical results versus observed values[J]. **Journal of Hydrology**, 2000, 228: 265—282.