

DOI: 10. 11766/trxb201305310273

# 线源入渗测量方法计算模型的近似解析解研究\*

毛丽丽<sup>1,2</sup> 郝卫平<sup>2</sup> 许娟<sup>2</sup> 李昊儒<sup>2</sup> 雷廷武<sup>1,3†</sup>

(1 中国农业大学水利与土木工程学院, 北京 100083)

(2 中国农业科学院农业环境与可持续发展研究所, 农业部旱作节水农业重点实验室, 北京 100081)

(3 中国科学院水利部水土保持研究所, 黄土高原土壤侵蚀与旱地农业国家重点实验室, 陕西杨凌 712100)

**摘要** 结合线源测量方法, 在 Lewis-Milne 方程的基础上推导出了本文作者提出的土壤入渗性能线源入流计算模型的近似解析解。进行了线源入渗测量室内试验, 利用数值算法及近似算法分别计算得到了土壤入渗过程。将计算结果与双环法进行了比较, 同时利用水量平衡原理, 通过比较入渗水量与实际总供水量得到不同计算模型的相对误差。其中数值解为 7.21% ~ 14.8%; 解析解较低, 为 3.31% ~ 12.4%。本研究可以直接得到土壤入渗性能及累计入渗量的时间方程, 为降雨产汇流过程、灌溉系统设计与管理等相关研究提供了非常有效的工具。

**关键词** 入渗; 线源; 模型; 解析解

**中图分类号** S152.7+2 **文献标识码** A

入渗是指水分进入土壤的过程, 是自然界水循环的重要环节。地表产汇流、灌溉或降雨后土壤水分分布以及化肥、农药等污染物随水分迁移等过程均与土壤入渗密切相关<sup>[1]</sup>。研究这一过程对于减少地表径流、增加土壤入渗、防止土壤侵蚀等具有重要的意义<sup>[2-3]</sup>。

土壤初始入渗率很高, 随着时间的推进不断降低, 最后达到稳定入渗率。土壤稳定入渗率与土壤饱和导水率相等或相近<sup>[4-5]</sup>。当供水强度大于土壤入渗性能时, 水分进入土壤的过程受土壤的入渗性能控制; 当供水强度小于土壤入渗性能时, 水分渗入土壤的速度由供水强度决定<sup>[6]</sup>。因此在测量土壤入渗性能的过程中, 保证充分的供水强度是测量到土壤完整、真实入渗性能的前提条件。

目前测定土壤入渗速率的方法主要有双环法<sup>[7-8]</sup>、人工降雨法<sup>[9-11]</sup>、圆盘入渗仪法<sup>[12-13]</sup>及相应的改进方法<sup>[14-16]</sup>。雷廷武等<sup>[17]</sup>提出了一种测量土壤入渗性能的线源入流测量方法。该方法克服了双环入渗测量方法、人工模拟降雨法以及圆盘入渗仪等无法测量完整的初始入渗率、供水不充分以及破坏地表土壤结构、形成结皮等方面的缺点, 测

量过程中保证了充分供水的条件, 可以测量得到精度很高的完整的土壤入渗过程。利用水量平衡原理, 提出了该测量方法对应的计算模型如下,

$$q = K \int_0^A i(A, t) dA \quad (1)$$

式中,  $q$  为供水流量,  $L h^{-1}$ ;  $i$  为入渗率,  $mm h^{-1}$ ;  $A$  为湿润面积,  $m^2$ ;  $K = 1$  为量纲转换系数。

Lewis 和 Milne<sup>[18]</sup>将线状恒定流量供水条件下的累积入渗量与地表水流推进过程建立关系, 表达式为,

$$\frac{q}{L} t_x = cx + \int_0^x y(t_x - t_s) ds \quad (2)$$

式中,  $y$  为累积入渗量;  $q$  为供水流量;  $L$  为土槽宽度;  $x$  为  $t$  时刻水流推进的距离;  $c$  为地表水流平均深度(可以忽略);  $s$  为水流推进距离;  $t_x$  与  $t_s$  分别为试验持续时间和水流推进距离  $s$  所用的时间。

在线源测量方法中, 地表水流平均深度可近似为 0, 式(2)中  $c$  取 0 之后与线源计算模型形式相同。Lewis 和 Milne 提出了由特定的累积入渗量表式来预测地表水流推进过程的近似解。Philip 和 Farrell<sup>[19]</sup>应用 Faltung 理论和 Laplace 变换提出了式(2)的近似通用解。假定累积入渗量方程取幂函数

\* 国家自然科学基金重点项目(40635072)、国家“十二五”支撑计划(2011BAD09B01)、“十二五”863 课题(2011AA100503)资助

† 通讯作者, 雷廷武(1958—), 男, 湖北洪湖人, 教授, 博士研究生导师, 主要从事农业水土工程研究。E-mail: leitw@cau.edu.cn

作者简介: 毛丽丽(1983—), 女, 博士, 助理研究员, 主要从事农业水土工程方面的研究。E-mail: leoam@126.com

收稿日期: 2013-05-31; 收到修改稿日期: 2013-12-08

或者欧拉函数的形式,在恒定流量和地表水流深度不变的条件下得到了地表水流推进方程,但是仍然没有得到解析解的最终形式。

Mao 等<sup>[20]</sup>结合线源测量方法,提出了式(1)的数值算法。利用线源方法测量得到的数据,应用该数值算法计算得到了完整的土壤入渗过程。利用 Philip 入渗模型、Kostiakov 入渗公式及其修正模型对得到的土壤入渗过程进行拟合,得到的结果确定性系数均超过 0.95。证明线源测量方法及数值解法计算得到的土壤入渗过程很好地表达了入渗的完整过程,是预测地表产汇流过程的重要的数据基础。但由于数值解法的限制,导致在计算过程中必须设定相同的时间步长,这增加了测量过程及计算过程中的很多不便。

本文结合土壤入渗性能线源测量方法,在 Lewis 和 Milne 提出的关系式的基础上,对该方程的近似解析解进行推导。结合之前的研究,提出用地表湿润面积计算土壤入渗性能的方程,利用地表湿润面积与土壤入渗性能之间的关系,推导出土壤入渗性能的线源测量方法计算模型的近似解析解。通过室内线源入渗试验,将数值方法计算得到的结果与解析解方程计算的结果进行对比,应用水量平衡原理验证解析计算方法的准确性。

## 1 方法与原理

### 1.1 试验方法

室内试验采用 Mao 等<sup>[20]</sup>提出的线源入流测量方法,利用马氏瓶恒压供水,将马氏瓶出水管与地面径流布水器连接。所谓线源入流是指进入土壤的水流是线状的,具体而言是水流进入土壤时,在宽度方向上是均匀分布的。为使水流线源入流进入到土槽,系统采用线性地面径流布水器。试验装置系统模型如图 1 所示。

试验所用土壤为砂壤土,其中砂粒(2~0.05 mm)占 54.9%;粉粒(0.05~0.002 mm)占 29.5%;黏粒(<0.002 mm)占 15.6%。将土样风干后过 2 mm 筛。按容重 1.26 g cm<sup>-3</sup>将土样每 5 cm 为一层,分层装入。土样放入土槽后,在不捣压的前提下用耙子整平。并在装入下一层土之前,先将前次装入的土层表面用工具打毛,以避免上下土层之间出现结构和水动力学特性突变等的不必要的内边界。整个土槽的装土深度为 20 cm。采用数码照相机记录水流在地面湿润面积的变化过程。具体试验观

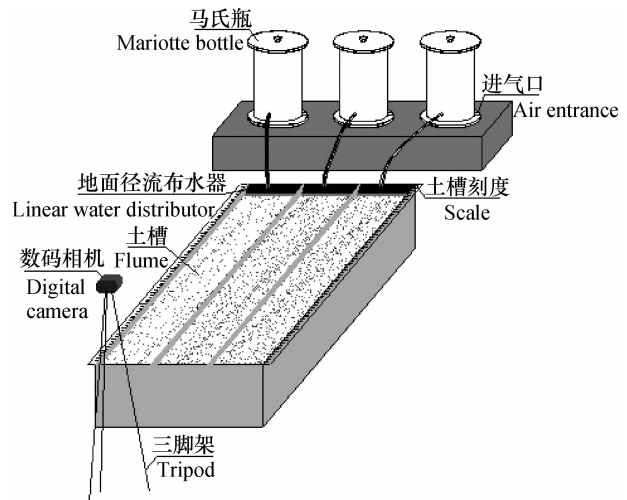


图 1 试验装置模型图

Fig. 1 Sketch of the experimental apparatus

测内容和记录数据为:

记录时段:由秒表控制,按 1、2、5、10、15、30 min 的时间间隔来记录马氏瓶累计供水量读数和拍照时间间隔。

时段内入渗水量:由马氏瓶上的累计供水量计算时段内进入地表的水量。

地表湿润面积的变化过程:由拍得的照片对应土箱两边的刻度记录,通过计算机处理得到时段的水流推进面积。

### 1.2 模型原理

室内试验均持续在 2 h 以内,因此蒸发可以忽略。土壤为均质土,假定土壤表面各处入渗性能相同,不同位置处的土壤,由于水流到达的时间不同,入渗开始的时间不同。式(1)相应地转换为,

$$q = \int_0^A i(t - \tau) dA(\tau) \quad (3)$$

式中, $\tau$  为水流到达对应湿润面积的时间, $h$ ;  $t$  为总入渗时间, $h$ 。

当供水流量为非减函数时,试验满足充分供水的条件,保证测量得到土壤本征入渗性能。当流量恒定时,对式(3)求积分得到:

$$qt = \int_0^{A(t)} \int_0^t i(t - \tau) dt dA(\tau) = \int_0^A I(t - \tau) dA(\tau) \quad (4)$$

式中, $I$  为累积入渗量,mm。

忽略地表积水,式(4)与 Lewis 和 Milne<sup>[18]</sup>提出的土壤入渗公式(式(5))一致。

$$qt_x = \int_0^A y(t_x - t_s) ds \quad (5)$$

式中,  $y$  为累积入渗量;  $q$  为供水流量;  $x$  为水流推进距离;  $t_x$  与  $t_s$  分别为试验持续时间和水流推进距离  $s$  所用的时间。

对式(4)求导得到:

$$\frac{dq}{dt} = \frac{d}{dt} \int_0^{A(T)} i[A(T), T] dA = \int_0^{A(T)} \frac{di[A(T), T]}{dt} dA + i[A(T), T] \frac{dA(T)}{dt} \quad (6)$$

式中,  $T$  为某一入渗阶段的终止时间,  $h$ 。

式(6)是本研究提出的解析解的基础方程。当流量恒定时, 可以简化为

$$\int_0^{A(T)} \frac{di[A(T), T]}{dt} dA + i[A(T), T] \frac{dA(T)}{dt} = 0 \quad (7)$$

当时间为零时, 供水流量为零。当时间  $t = 0^+$  时, 土壤入渗性能为无穷大。零点对本文中的土壤入渗计算模型而言是一个非连续点。本文采用 Kostiakov<sup>[21]</sup> 和 Horton<sup>[22]</sup> 提出的入渗方程表达式, 分别进行近似解析解的推导。这两个人渗公式虽然都是经验入渗公式, 但能描述长历时的入渗特征, 实践证明具有很强的实用性<sup>[23-24]</sup>, 具体推导过程及结果如下文。

## 2 结果与讨论

### 2.1 近似解析模型推导

#### 解析模型 I

在解析解 I 中, 采用 Kostiakov<sup>[21]</sup> 提出的入渗方程形式来表达入渗性能变化过程, 采用自然数  $e$  为底的函数描述地表湿润面积推进过程。具体方程表达式为

$$A = A_0(1 - e^{-B_0t}) \quad (8)$$

$$i = Ct^{-B} + \frac{q}{A_0} \quad (9)$$

式中,  $A_0$ 、 $B_0$  为面积拟合方程参数;  $C$ 、 $B$  为土壤入渗性能方程中的参数。

式(8)中, 指数为负数, 表示当时间趋于无穷大时地表湿润面积趋于稳定值  $A_0$ 。式(9)中的负指数保证了当时间趋于无穷大时, 土壤入渗率趋于其稳定入渗率( $q/A_0$ )。当时间趋于零时, 土壤入渗率趋于无穷大。

将式(1)、式(8)和式(9)组成方程组推导, 得到:

$$q = \int_{0^+}^t CA_0B_0(t - \tau)^{-B} e^{-B_0\tau} d\tau + \int_{0^+}^t qB_0e^{-B_0\tau} d\tau \quad (10)$$

将第一个积分项里面的  $\tau$  用  $(t - T)$  替代可以得到下式:

$$q = -CA_0B_0 \int_t^{0^+} T^{-B} e^{-B_0(t-T)} dT + qB_0 \int_{0^+}^t e^{-B_0\tau} d\tau \quad (11)$$

对式(11)中方程右边的第二个积分式求解, 得到:

$$q = CA_0B_0e^{-B_0t} \int_{0^+}^t T^{-B} e^{B_0T} dT - qe^{-B_0t} + q \quad (12)$$

式(12)可以简化为

$$CA_0B_0e^{-B_0t} \int_{0^+}^t T^{-B} e^{B_0T} dT - qe^{-B_0t} = 0 \quad (13)$$

应用分部积分法对式(13)求解可以得到:

$$CA_0B_0e^{-B_0t} \left[ \frac{1}{B_0} e^{B_0t} t^{-B} \Big|_{0^+}^t + \frac{B}{B_0} \int_{0^+}^t T^{-B-1} e^{B_0T} dT \right] - qe^{-B_0t} = 0 \quad (14)$$

或

$$CA_0t^{-B} - CA_0e^{-B_0t}(0^+)^{-B} + CA_0Be^{-B_0t} \int_{0^+}^t T^{-B-1} e^{B_0T} dT - qe^{-B_0t} = 0 \quad (15)$$

如式(9)所述, 当时间趋于零时, 土壤入渗率趋于无穷大。为了实际应用上的方便, 利用式(16)来近似代替时间趋于零时的土壤初始入渗率。

$$i(0^+) = C(0^+)^{-B} + \frac{q}{A_0} \quad (16)$$

将式(14)和式(15)合并可以得到:

$$Ct^{-B} - e^{-B_0t}i(0^+) + CB e^{-B_0t} \int_{0^+}^t T^{-B-1} e^{B_0T} dT = 0 \quad (17)$$

式(1)对时间的积分可以表达为式(6)和式(7)。式(7)中可以将  $i$  和  $A$  用式(8)和式(9)代替并展开如下(其中  $q$  为常数):

$$\int_{0^+}^t -A_0B_0CB(t - \tau)^{-B-1} e^{-B_0\tau} d\tau + i(0^+) \times A_0B_0e^{-B_0t} = 0 \quad (18)$$

将式中的  $\tau$  替换为  $(t - T)$ , 式(18)可以变换如下:

$$CB \int_{0^+}^t T^{-B-1} e^{B_0T} dT + i(0^+) = 0 \quad (19)$$

最后, 求解式(17)与式(19)组成的方程组, 得

到参数  $B$ 、 $C$  的表达式,代入式(9)得到土壤入渗性能的表达式为

$$i = 2e^{-B_0t}i(0^+) + \frac{q}{A_0} \quad (20)$$

与之前的描述一致,  $A_0$ 、 $B_0$  为湿润面积随时间变化曲线的拟合参数;  $q$  为供水流量,在线源入流测量方法中为常数。  $i(0^+)$  计算过程在之后介绍。式中的常数项表示土壤的稳定入渗率。

### 解析模型 II

在本解析解求解过程中参考 Horton 入渗公式<sup>[22]</sup>, 设定为以欧拉常数为底的幂指数函数, 具体方程如下:

$$A = A_0(1 - e^{-B_0t}) \quad (21)$$

$$i = Ce^{-Bt} + \frac{q}{A_0} \quad (22)$$

地表湿润面积方程以及土壤入渗方程中的指数均为负数, 以保证最后面积和土壤入渗率均趋于稳定值, 式(22)中, 当时间趋于零时, 土壤初始入渗率为  $(C + q/A_0)$ 。

式(1)与式(21)和式(22)合并可以得到式(23):

$$q = \int_{0^+}^t CA_0B_0e^{-B_0(\tau)}e^{-B_0\tau}d\tau + \int_{0^+}^t qB_0e^{-B_0\tau}d\tau \quad (23)$$

式(23)中的积分可以计算如下:

$$q = \frac{CA_0B_0e^{-B_0t}}{B - B_0} - \frac{CA_0B_0e^{-Bt}}{B - B_0} - qe^{-B_0t} + q \quad (24)$$

将式(24)简化, 得到:

$$\frac{CA_0B_0e^{-B_0t}}{B - B_0} - \frac{CA_0B_0e^{-Bt}}{B - B_0} - qe^{-B_0t} = 0 \quad (25)$$

将式(1)对时间求导并应用到最初假定的两个方程, 式(21)和式(22)可以得到:

$$\int_{0^+}^t -A_0B_0CBe^{-B_0(\tau)}e^{-B_0\tau}d\tau + i(0^+) \times A_0B_0e^{-B_0t} = 0 \quad (26)$$

式(26)可以推导给出:

$$-\frac{A_0B_0CBe^{-B_0t}}{B - B_0} + \frac{A_0B_0CBe^{-Bt}}{B - B_0} + i(0^+) \times A_0B_0e^{-B_0t} = 0 \quad (27)$$

式(25)与式(27)组成方程组如下:

$$\begin{cases} \frac{CA_0B_0e^{-B_0t}}{B - B_0} - \frac{CA_0B_0e^{-Bt}}{B - B_0} - qe^{-B_0t} = 0 \\ -\frac{A_0B_0CBe^{-B_0t}}{B - B_0} + \frac{A_0B_0CBe^{-Bt}}{B - B_0} + i(0^+) \times A_0B_0e^{-B_0t} = 0 \end{cases} \quad (28)$$

参数  $B$  和  $C$  可以从方程组中计算得到:

$$B = \frac{i(0^+)A_0B_0}{q} \quad (29)$$

$$C = \frac{i(0^+)}{1 - e^{-CB+B_0x}} - \frac{q}{A_0(1 - e^{-CB+B_0x})} \quad (30)$$

土壤入渗方程最终可以表示为

$$i = \frac{i(0^+)A_0 - q}{A_0(e^{Bt} - e^{-B_0t})} + \frac{q}{A_0} \quad (31)$$

指数  $B$  直接从式(29)中计算得到。如式(30)所示, 在不同时刻,  $C$  具有不同的数值。

初始入渗率计算过程如下。在初始时刻  $t_1$ , 有如下公式:

$$q = \int_0^{A_1} i dA \equiv \int_0^{A_1} \bar{i}(\xi) dA = \bar{i}(\xi)A_1 \quad (32)$$

式中,  $\bar{i}(\xi)$  为地表湿润面积  $A_1$  上的平均入渗率。

式(32)表明, 存在某一时刻  $\xi$  或者湿润面积中的某一空间位置  $A(\xi)$  可以使式(32)成立。

由式(32)可以得到:

$$\bar{i}(\xi) = \frac{1}{A_1} \int_0^{A_1} i dA \quad (33)$$

式(32)与式(33)表明(为入渗率在湿润面积范围内达到平均所需的时间, 得到:

$$\bar{i}(\xi) = \frac{q}{A_1} \quad (34)$$

在很短的时间内, 入渗曲线可以近似为线性方程。因此入渗率达到平均值所需时间可以由式(35)估计为

$$\xi = \frac{t_1}{2} \quad (35)$$

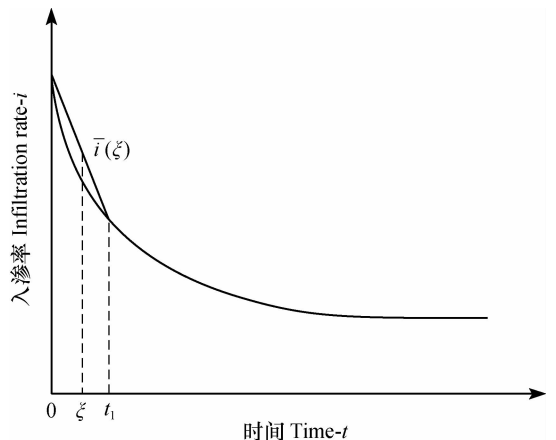


图2 土壤初始入渗率计算过程示意图

Fig. 2 Illustration of the process of calculation of initial soil water infiltration rate

图 2 给出了土壤初始入渗率计算过程。点  $(\xi, \bar{i}(\xi))$  可以用来很好地估算土壤入渗曲线中的第一个点。同时,它还可以利用式(29)和式(31)来估算  $i(0^+)$  及指数  $B$ 。在解析解中,假定  $\xi$  为初始时间步长的 1/2,在此处是 2.5 min。通过式(34)计算得到的  $\bar{i}(\xi)$  为 347.6 mm h<sup>-1</sup>。在之后的研究中,将  $\bar{i}(\xi)$  假定为土壤初始入渗率。

累积入渗量计算模型

基于土壤入渗率与累积入渗量之间的函数关系,累积入渗量方程可以直接从上述两种入渗率的解析方程中推导出来。具体过程如下:

对解析解 I,土壤累积入渗量可以表示为

$$I = \int_0^t (2e^{-B_0 t} i(0) + \frac{q}{A_0}) dt \quad (36)$$

对上式求积分可以得到:

$$I = \frac{2i(0)}{B_0} (1 - e^{-B_0 t}) + \frac{q}{A_0} t \quad (37)$$

对解析解 II,土壤累积入渗量可以表示为

$$I = \int_0^t \left[ \frac{i(0)A_0 - q}{A_0(e^{Bt} - e^{-B_0 t})} + \frac{q}{A_0} \right] dt \quad (38)$$

式(38)积分后如下:

$$I = \frac{C}{B} (1 - e^{-Bt}) + \frac{q}{A_0} t \quad (39)$$

为表达简洁起见,式中 B、C 表达式见式(29)与式(30)。

2.2 计算结果

土壤入渗性能线源测量方法得到的地表湿润面积推进过程及利用数值计算模型计算得到的对应入渗过程见图 3(以坡度为 5°数据为例)。

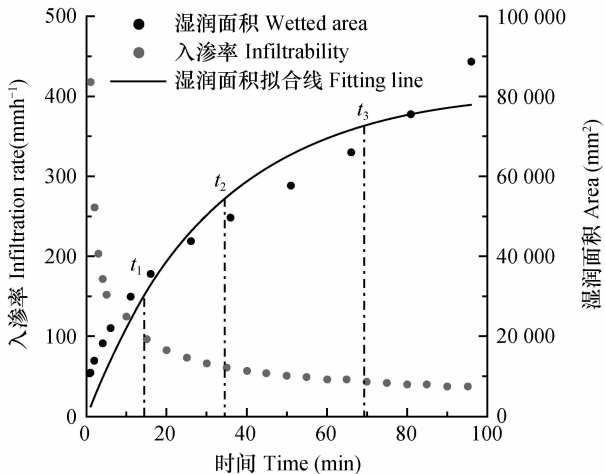


图 3 地表湿润面积及土壤入渗率随时间变化曲线图  
Fig. 3 Temporal variations of wetted surface area and soil water infiltration rate

湿润面积变化过程拟合曲线方程如下:

$$A = 81\,582.0(1 - e^{-0.032t}) \quad (40)$$

该方程与试验结果拟合很好,曲线拟合确定性系数为  $R^2 = 0.92$ 。式中,  $e$  的指数为负数,表明当时间趋于无穷大时,地表湿润面积趋于 81 582 mm<sup>2</sup>。从该式中可以估计出土壤稳定入渗率为 50.3 mm h<sup>-1</sup>。

线源入流方法中的数值解,本文提出的两种解析解以及同种土壤利用双环法测量得到的结果比较见图 4。

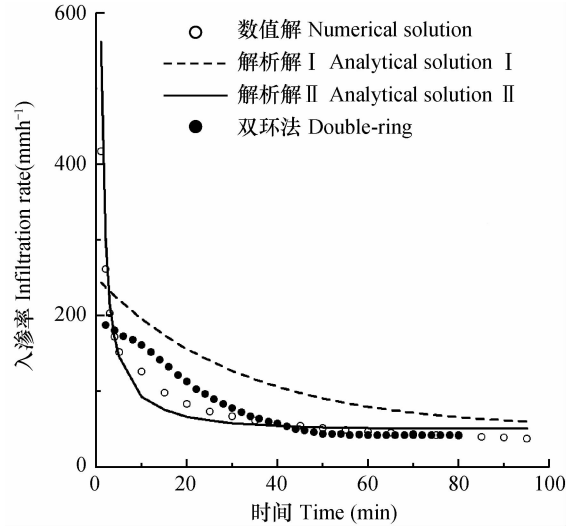


图 4 各种计算方法及双环入渗法得到结果之间的比较  
Fig. 4 Comparison of the results of the various calculation methods with that of the double-ring infiltration method

从式(37)及式(39)计算得到的土壤累积入渗量见图 5。

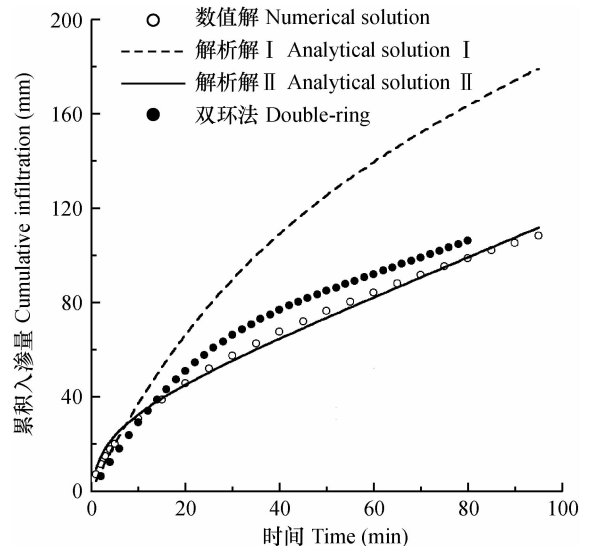


图 5 累积入渗量比较

Fig. 5 Comparison in cumulative infiltration

如图 5 所示,这三种方法计算得到的累积入渗量最初均增加得很快,随着时间的推进,增加的坡度越来越小,最后增加速度趋于稳定。解析解方法 II 计算得到的累积入渗量以及入渗率均与该计算模型的数值解结果很接近。与这两组结果相比,解析解 I 得到的结果相对偏大。

### 2.3 误差分析

利用水量平衡原理,通过比较总供水量与总入渗量之间的差别来计算模型结果的相对误差。总入渗量  $Q_1$  计算公式如下:

$$Q_1 = \int_0^A I dA \quad (41)$$

通过马氏瓶上水位的最初和最终刻度差得到总供水量  $Q_2$ ,算式如下:

$$Q_2 = W_f - W_i \quad (42)$$

相对误差计算公式为:

$$\delta = \left| \frac{Q_2 - Q_1}{Q_2} \right| \times 100\% \quad (43)$$

通过上述推导得到的土壤入渗率方程以及累积入渗量表达式,求出的相应的试验相对误差见表 1。

如表 1 所示,解析解 I 的相对误差高。从图 4 也可以看出,解析解 I 得到的土壤入渗率与其他模型得到的入渗率相比随时间降低的过程较慢。这表明指数方程并不适合用来描述土壤入渗性能随时间的变化过程。解析解 II 的相对试验误差比数值解的低。这表明解析解 II 更适合用来描述土壤入渗过程。

表 1 试验相对误差表  
Table 1 Relative error of the test

	数值解 Numerical solution (%)	解析解 I Analytical solution I (%)	解析解 II Analytical solution II (%)
重复 1 Replication 1	14.8	79.1	6.79
重复 2 Replication 2	8.43	64.7	3.31
重复 3 Replication 3	7.21	76.2	12.4

如上所述,传统的土壤入渗率测量方法测量不到土壤初始很高的入渗率,线源入流测量方法克服了这一缺点,而本研究提出的解析解法可以更方便地利用方程描述出这一过程。同时本研究还可以直接得到土壤累积入渗量的表达式,为以后对土壤入渗过程的进一步研究奠定基础。

## 3 结论

本文在 Lewis 与 Milne 计算模型的基础上,提出了地表湿润面积与土壤入渗性能随时间变化的方程。利用地表湿润面积与土壤入渗性能之间的关系,推导得出了土壤入渗性能线源测量方法计算模型的解析解。将数值计算结果、双环测量结果以及两种解析解结果进行比较,得到解析解 II 的精度更高。利用水量平衡原理分析两种解析解结果的计算误差,定量地确定了解析解 II 的精度较数值解结果更高,这也同时证明了解析解的合理性和准确性。利用本研究提出的解析解计算模型,可以方便地得到任意时刻的土壤入渗率,并且可以利用入渗方程直接计算土壤累积入渗量以及相关参数。该计算模型将有助于以后的相关研究。

## 参考文献

- [1] 雷志栋, 杨诗秀, 谢森传. 土壤水动力学. 北京: 清华大学出版社, 1988: 77—78. Lei Z D, Yang S X, Xie S Z. Soil water dynamics (In Chinese). Tsinghua University Press, 1988: 77—78
- [2] 赵西宁, 吴发启. 土壤水分入渗的研究进展和评述. 西北林学院学报, 2004, 19(1): 42—45. Zhao X N, Wu F Q. Developments and reviews of soil infiltration research (In Chinese). Journal of Northwest Forestry University, 2004, 19(1): 42—45
- [3] Wang QJ, Horton R, Fan J. An analytical solution for one-dimensional water infiltration and redistribution in unsaturated soil. Pedosphere, 2009, 19(1): 104—110
- [4] Hillel D. Environmental soil physics. New York: Academic Press, 1998: 385—426
- [5] Philip JR. The theory of infiltration. Soil Science. 1957, 83: 345—357
- [6] Scott HD. Soil physics. Ames: Iowa State University Press, 2000
- [7] Bouwer H. Intake rate: Cylinder infiltrometer// Klute A, ed. Methods of soil analysis, Part 1. Physical and mineralogical methods. Madison, WI: American Soil Association, 1986: 760—784
- [8] 来剑斌, 罗毅, 任理. 双环入渗仪的缓冲指标对测定土壤饱和和导水率的影响. 土壤学报, 2010, 47(1): 19—25. Lai J B, Luo Y, Ren L. Effects of buffer-index of the double-ring infiltrometers on saturated hydraulic conductivity measurements (In Chinese). Acta Pedologica Sinica, 2010, 47(1): 19—25

- [ 9 ] Peterson A E, Bubenzer G D. Intake rate; sprinkler infiltrometer//Klute, A. ed., *Methods of soil analysis*. , Part 1. Physical and mineralogical methods. Madison, WI: American Soil Association, 1986: 784—810
- [ 10 ] Ogden C B, van Es Schindelbeck H M. Miniature rain simulator for measurement of infiltration and runoff. *Soil Science Society of America Journal*, 1997, 61: 1041—1043
- [ 11 ] Morin J, van Winkel J. The effect of raindrop impact and sheet erosion on infiltration rate and crust formation. *Soil Science Society of America Journal*, 1996, 60: 1223—1227
- [ 12 ] Perroux K M, White I. Design for disc permeameters. *Soil Science Society of America Journal*, 1988, 52: 1205—1215
- [ 13 ] 许明祥, 刘国彬, 卜崇峰, 等. 圆盘入渗仪法测定不同利用方式土壤渗透性试验研究. *农业工程学报*, 2002, 18(4): 54—58. Xu M X, Liu G B, Bu C F, et al. Experimental study on soil infiltration characteristics using disc permeameter (In Chinese). *Transactions of the Chinese Society of Agricultural Engineering*, 2002, 18(4): 54—58
- [ 14 ] 王文焰, 张建丰. 田间土壤入渗试验装置的研究. *水土保持学报*, 1991, 5(4): 38—44 Wang W Y, Zhang J F. Research on field soil water penetration testing device (In Chinese). *Journal of Soil and Water Conservation*, 1991, 5(4): 38—44
- [ 15 ] Prieksat M A, Ankeny M D, Kaspar T C. Design for an automated, self-regulating, single-ring infiltrometer. *Soil Science Society of America Journal*, 1992, 56: 1409—1411
- [ 16 ] Aneau J L J, Bricquet J P, Planchon O, et al. Soil crusting and infiltration on steep slopes in northern Thailand. *European Journal of Soil Science*, 2003, 54: 543—553
- [ 17 ] 雷廷武, 毛丽丽, 李鑫, 等. 土壤入渗性能的线源入流测量方法研究. *农业工程学报*, 2007, 23(1): 1—5. Lei T W, Mao L L, Li X, et al. Method for measuring the soil infiltrability with linear run-on of water (In Chinese). *Transactions of the Chinese Society of Agricultural Engineering*, 2007, 23(1): 1—5
- [ 18 ] Lewis M R, Milne W E. Analysis of border irrigation. *Agriculture Engineering*, 1938, 19: 267—272
- [ 19 ] Philip J R, Farrell D A. General solution of the infiltration advance problem in irrigation hydraulics. *Journal of Geophysical Research*, 1964, 69(4): 624—631
- [ 20 ] Mao L L, Lei T W, Li X, et al. A linear source method for soil infiltrability measurement and model representations. *Journal of Hydrology*, 2008, 353(1/2): 49—58
- [ 21 ] Kostiaikov 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 machination. *Transactions of 6th Congress of International Soil Science Society*, 1932, Moscow, Part A, 17—21
- [ 22 ] Horton R E. Analysis of runoff-plot experiments with varying infiltration capacity. *Transactions of AM Geophys Union*, 20th Annu Meet, 1939, Part IV, 693—694
- [ 23 ] 马东蒙, 王全九, 郭太龙. 根据水流推进过程预测 Horton 入渗公式参数和田面平均糙率系数. *农业工程学报*, 2005, 21(12): 52—55. Ma D H, Wang Q J, Guo T L. Estimation of Horton infiltration equation parameters and field-averaged roughness coefficient by surface irrigation advance (In Chinese). *Transactions of the CSAE*, 2005, 21(12): 52—55
- [ 24 ] Mailhol J C. Validation of a predictive form of Horton filtration for simulating furrow irrigation. *Journal of Irrigation and Drainage Diversion of ASCE*, 2003, 129(6): 412—421

## THE APPROXIMATION ANALYTICAL SOLUTION FOR SOIL INFILTRATION ESTIMATION MEASURED WITH THE LINEAR SOURCE METHOD

Mao Lili<sup>1,2</sup> Hao Weiping<sup>2</sup> Xu Juan<sup>2</sup> Li Haoru<sup>2</sup> Lei Tingwu<sup>1,3†</sup>

(1 College of Water Resources & Civil Engineering, China Agricultural University, Beijing 100083, China)

(2 Key Laboratory of Dryland Agriculture, Ministry of Agriculture, Institute of Environment and Sustainable Development in Agriculture, Chinese Academy of Agricultural Sciences, Beijing 100081, China)

3 State Key Laboratory of Soil Erosion and Dryland Farming on the Loess Plateau, Institute of Soil and Water Conservation, CAS and MWR, Yangling, Shaanxi 712100, China)

**Abstract** An analytical approximation solution to the mathematic model for calculation of soil infiltrability with linear-source inflow is presented, based on the mass-balance principle that when the supplied flow rate is constant. A cumulative infiltration equivalent to the Lewis-Milne equation is produced by ignoring water ponding at the soil surface. Measurement of linear source infiltration was conducted in lab and soil infiltration process was worked out using the numerical algorithm and approximate analytical algorithm. The calculated results were compared with that measured with the double-ring method, and meanwhile based on the principle of mass balance, relative deviations of the calculation models were worked out through comparing the volume of water infiltration with the actual water supply. It was 7.21% ~ 14.8% for numerical solution and 3.31% ~ 12.4% for analytic solution. The significance of this research is that both soil infiltrability and tem-

poral equation of cumulative infiltration can be obtained directly, thus providing an efficient tool for relevant researches on prediction of rainfall-runoff process, hydrologic models and designing and management of irrigation systems.

**Key words** Infiltration; Linear source; Model; Analytical solution

(责任编辑:汪枳生)