

坡地土壤降雨入渗性能的径流-入流-产流 测量方法与模型*

雷廷武^{①②**} 刘 汗^① 潘英华^③ 赵 军^② 赵世伟^② 杨永辉^③

(① 中国农业大学水利与土木工程学院 现代精细农业系统综合研究重点实验室, 北京 100083; ② 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, 杨凌 712100; ③ 烟台师范学院地理与资源管理学院, 山东 264425)

摘要 坡地土壤的降雨入渗性能对于水文过程、作物水分利用、灌溉管理、土壤侵蚀等方面的研究和实践非常重要。提出了测量坡地降雨条件下土壤入渗能力的径流/入渗方法。依据水量平衡原理, 根据径流在坡面上的推进过程和积水情况下积水深度随时间的变化过程推导得到了计算土壤入渗率(入渗能力)的数学模型。采用两种工况: 雨强为 20 mm/h、坡度 0°和雨强 60 mm/h、坡度 20°, 径流/入渗坡面长度比均为 1:1 测量土壤入渗性能。还用双环入渗仪测量了入渗性能用于比照。用含水量 10% 的粘黄土进行室内试验, 获取了相关的数据, 并据此计算得到了两种工况的降雨入渗率曲线。结果表明, 这种新方法可以很好地表征土壤入渗性能的概念, 并能获得很高的初始入渗能力。分析了这种测量方法和计算模型的合理性。采用降雨量、入渗量对比方法, 计算了上述两种工况的测量误差各为 1.82%/1.39% 和 4.49%/3.529% (试验/模型), 说明了该方法的测量精度。由于初始阶段供水能力的限制和土壤团聚体崩解的影响, 双环入渗仪测量得到的瞬态和稳定入渗能力均远小于用该方法测量得到的结果。本方法可以克服以往降雨器和双环入渗仪方法的不足, 可以用于测量坡地降雨/径流/土壤侵蚀等因素影响下的整个降雨入渗过程曲线。为相关研究提供了有力的工具。

关键词 入渗性能 降雨 坡地 测量 模型

土壤水入渗是指水进入土壤的过程, 通常是通过全部或部分地表向下的流动过程^[1,2]。

土壤的降雨入渗性能对于研究水文过程^[3]、作物

水分利用、灌溉管理、土壤侵蚀^[4]、土壤水分与溶质运移等方面非常重要。

首先, 土壤的入渗性能确定了地表水流^[5], 而地

2004-02-19 收稿, 2005-06-28 收修改稿

* 中国科学院知识创新重要方向项目(批准号: KZCX3-SW-422)和国家“973”项目(批准号: 2002CB111502)资助

** E-mail: ddragon@public3.bta.net.cn

SCIENCE IN CHINA Ser. D Earth Sciences

表水流及其汇集与河流洪水预报、水库水资源量估算、灌溉用水调度、随径流发生的污染物迁移有关; 土壤的入渗性能同时确定了一定降雨条件下进入土体的水量, 用于补充地下水、或转化为可为作物吸收利用的土壤水、并与作物的灌溉制度有关^[2]; 降雨入渗后径流的发生则与土壤的水蚀密切相关^[5]; 最终, 土壤入渗性能是与土壤的理化性质密切相关的, 入渗性能的变化在很大程度上反映了土壤性质的变化。

土壤的入渗能力与土壤质地、结构、地面坡度、土壤剖面含水量有关, 但总是随入渗时间的推移而逐渐降低^[2,6], 而最终趋于一个常数——稳定入渗率。

只有当向地表的供水达到或超过土壤的入渗能力时, 土壤的实际入渗率才等于土壤的入渗能力。这即是测量土壤入渗能力的基本条件。一种测量土壤入渗率的方法是用人工降雨器。Peterson 等^[7], Odgen 等^[8]报道了采用喷灌设施进行人工模拟降雨测量入渗产流的装置。袁建平等^[9]研制了一套便于运输的滴头式野外坡地土壤入渗产流的试验装置, 等等。这些类似的装置受降雨强度的限制, 不能测量得到早期很高的土壤水入渗率, 土壤入渗为处于供水限制条件下的行为。Bouwer^[1]描述了广为使用的双环入渗仪。双环入渗仪由马氏瓶供水, 可随时充分供给满足入渗能力所需的水量, 从而可以测量土壤入渗能力变化的全过程。但采用双环入渗仪, 要求地表基本水平, 在测定坡地土壤入渗率时, 需将被测地面整理成基本水平后方可测定。因此, 采用双环入渗仪不能测定坡地土壤入渗率, 如平整地表进行测量, 将不能保证土壤的原状性能, 坡面的连续性也遭到破坏。双环入渗仪显然也掩盖了降雨对地表的打击作用和土壤侵蚀作用对降雨入渗的影响。众多研究表明^[10-12], 降雨和径流的双重作用引起土壤侵蚀, 侵蚀土壤对土壤孔隙的填充作用和水流泥沙在地表的沉积作用会形成地表封闭或结皮。地表结皮将导致土壤入渗率的降低和径流增加。袁建平等^[9]的研究结果表明, 双环入渗仪测定的土壤稳定入渗率为其降雨法得到的结果的 1.43~1.78 倍, 说明了上述因素影响很大。而受类似因素影响, 土壤入渗性能的真实动态过程对很多相关研究和应用十分重要。

本项研究的目的是: 提出一种有效的方法, 测量降雨和坡地天然水分条件下入渗能力随时间的变化过程; 推导计算土壤入渗率的计算方法和模型; 给出应用该方法获取试验数据的基本方法, 实际测量的过程和示例; 测量误差分析。

1 测量方法与计算模型

入渗能力是土壤表面充分供水的条件下土壤的实际入渗率, 初始时土壤的入渗能力很大, 要测得此时的土壤入渗能力, 必需供给很大的水量。而随着降雨的延续, 土壤的入渗能力降低。为了满足这些情况, 设计的测量系统如图 1。

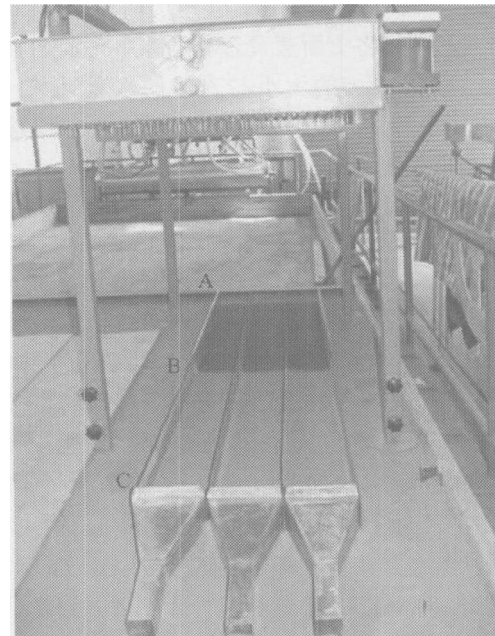


图 1 坡地土壤降雨入渗能力测定方法示意图

图中 AB 段为降雨汇集产流面, 该段经处理(如覆盖不透水材料)后入渗率为 0, 全部降雨汇集形成径流。BC 段为降雨/径流向土壤中入渗的坡段, 在该段坡面上, 土壤除了入渗直接降雨外, 还入渗由上段流入的径流水量。初始时, 土壤具有很高的入渗能力, 入渗坡面不仅入渗直接降落的雨水, 而且还将产流面上产生的径流在很短的距离内渗入土壤之内。随着降雨过程的推移, 土壤入渗能力逐渐降低, 土壤除入渗直接降雨外, 将需要较长的坡面入渗同样的径

流, 径流将在坡面上向前推进. 产流面产生的径流一方面满足了初始时土壤入渗能力大, 需要补充供水才能测得其量值的要求; 另一方面, 径流在坡面上随时间推进的过程也反映了坡面土壤入渗能力随时间减低的规律. 而入渗能力的降低, 可能使得降雨强度和径流之和大于入渗坡段土壤的入渗能力, 形成地表径流.

当坡面下部产流后, 产生的出流径流随着土壤表面入渗能力的降低而增加. 出流流量随时间变化的速度表征了土壤入渗能力的降低的过程, 可以用于估计坡面产流后土壤的入渗能力.

为了计算土壤的入渗能力, 做出如下假定:

(1) 降雨过程中, 由于降雨历时较短和空气的相对湿度较大, 将土面蒸发忽略不计.

(2) 入渗能力的大小与入渗的水量无关, 而仅与降雨历时有关, 即累积入渗量大的地方和累积入渗量小的地方入渗能力遵循同一条曲线.

1.1 径流推进阶段的入渗率计算模型

假定土体宽度为 $W(m)$, 降雨强度为 $P (mm/h)$, 产流面沿坡面的长度为 $x_1(m)$, 入渗段土体沿坡面的长度为 $x_2(m)$, 产流面产生的径流量为 $R(m^3)$, 时间历程为 $t(h)$, 由产流面和入渗面交界处向下的坐标刻度为 $x(m)$, 入渗水量为 $I(mm)$, 随时间变化的入渗率为 $i(t) (mm/h)$, 临界时间(即径流开始流出坡面的时间)为 $t_0(h)$. 在时间 $t \leq t_0$ 的某一时段 t 到 $t+\Delta t$ 内, 产流面产生的径流在入渗段上由 A 推进到 $A+\Delta A$ 处, 水流的入渗量为 $\Delta I(mm)$, 考虑该时段内 $A+\Delta A$ 长度坡面上的水量平衡有(m^3):

$$\text{土壤入渗的水量} = \text{累计降雨量} + \text{径流流入量} \quad (1)$$

即

$$\begin{cases} \text{土壤入渗量} = \Delta I \cdot (A + \Delta A / 2) \cos \alpha \\ \text{累计降雨量} = P(A + \Delta A / 2) \cos \alpha \cdot \Delta t, \\ \text{径流流入量} = P x_1 \cos \alpha \cdot W \cdot \Delta t \end{cases} \quad (2)$$

式中 α 为坡面的坡度, 度或弧度.

(2)式代入(1)式并忽略高阶无穷小得:

$$\Delta I \cdot A \cos \alpha = P(x_1 W + A) \cos \alpha \cdot \Delta t, \quad (3)$$

由于入渗率是入渗量对时间的导数, 从而由(3)式有:

$$i = \frac{dI}{dt} = \lim_{\Delta t \rightarrow 0} \left(\frac{\Delta I}{\Delta t} \right) = P \left(\frac{x_1 W}{A} + 1 \right), \quad (4)$$

即有径流推进阶段土壤降雨入渗率计算模型, 为

$$i = P \left(\frac{x_1 W}{A} + 1 \right), \quad (4a)$$

(4)或(4a)式表明, 在径流推进阶段坡面土壤入渗率是对降雨的直接入渗部分和对流入径流的入渗部分的叠加. 同时还可以看出, 当开始降雨时, 土壤入渗能力很大, 径流只在坡面上很有限的面积上分布, ((4a)式中 A 很小), i 可以取得很大的值, 从而模拟了土壤水入渗能力初始时很大而后随时间推移入渗迅速下降的物理过程.

1.2 坡面上有出流径流时入渗率的计算模型

当坡面流入的径流的前锋到达入渗面的下端以后(降雨历时大于 t_0), 未能完全入渗的入流径流和/或降雨形成出流径流, 由坡面的下部流出坡面, 累积流出的水量(Q, L)随时间增加. 在微小时段 t 到 $t+\Delta t$ 内, 入渗面积 $A+\Delta A$ 内有出流径流情况下的降雨、入渗、径流出流量平衡如下:

$$\begin{aligned} \text{土壤入渗的水量} &= \text{累计降雨量} \\ &+ \text{径流流入量} - \text{出流量} \end{aligned} \quad (5)$$

$$\begin{cases} \text{土壤入渗量} = \Delta I \cdot (A + \Delta A / 2) \cos \alpha \\ \text{累计降雨量} = P(A + \Delta A / 2) \cos \alpha \Delta t \\ \text{径流流入量} = P x_1 \cdot W \cos \alpha \end{cases} \quad (6)$$

时段 Δt 内流出坡面的径流量为

$$\text{出流量} = \Delta Q = q \cdot \Delta t, \quad (7)$$

式中, q 为随时间变化的出流流量, L/h .

(6),(7)式代入(5)式得到

$$\Delta I \cdot A \cos \alpha = P \cdot A \cdot \cos \alpha \Delta t + P \cdot x_1 \cdot W \cos \alpha \Delta t - \Delta Q, \quad (8)$$

即有

$$i_1 = \frac{dI}{dt} = \lim_{\Delta t \rightarrow 0} \left(\frac{\Delta I}{\Delta t} \right) = P \left(\frac{x_1 W}{A} + 1 \right) - \lim_{\Delta t \rightarrow 0} \left(\frac{\Delta Q}{\Delta t} \right) \frac{1}{\cos \alpha}. \quad (9)$$

从而, 坡面有径流出流阶段土壤的降雨入渗率计算模型为

$$i_1 = P \left(\frac{x_1 W}{A} + 1 \right) - \frac{q}{A \cos \alpha} \quad (10)$$

上式表明, 在坡面上有径流流出时, 坡面土壤入渗率为对降雨的直接入渗部分和对流入径流的入渗部分的叠加, 并扣除出流水流流量表征的入渗率的降低。

2 材料与方 法

2.1 实验材料

实验所用土壤为陕西杨凌黏黄土, 土样均采自地表 20~30 cm 土层, 其颗粒组成见表 1。

表 1 供试土壤颗粒组成

粒径 /mm	1 ~0.25	0.25 ~0.05	0.05~ 0.01	0.01~ 0.005	0.005~ 0.001	<0.001	<0.01
含量/%	0.4	8.6	44	13	22	12	47

采用黄土高原土壤侵蚀与旱地农业国家重点实验室人工降雨实验大型土槽, 土槽坡度可以在 0~30° 间调节。土槽容积为 8 m×3 m×0.35 m。试验用小型针头下滴式降雨模拟器。降雨器长 2 m, 宽 0.45 m, 雨滴直径在 1~3 mm, 雨强 20~60 mm/h。相应地, 降雨器下的坡面分为长度为 2 m, 宽度为 0.15 m 的 3 个顺坡条带, 代表 3 个重复。产流面和入渗面长度之和为 2 m, 产流面长度可在 0.5~1 m 间调节。

实验时, 在土槽底部装入一层粒径在 2~4 mm 之间的粗砂, 以形成透水透气性能较好的透水边界。土样风干后过 4 mm 筛, 将土壤含水量调整到 10% (相当于该种土壤 30% 的田间持水量), 密闭放置 7~10 天, 使土壤水分分布尽可能均匀。按容重为 1.3 g/cm³, 分层装入, 每 5 cm 为一层。总装土厚度 20 cm。装土后用塑料薄膜覆盖进行密闭处理, 次日进行试验, 以使土壤水分进一步均匀。

2.2 实验方案

采用以下 2 个试验工况, 以说明和示意试验方法和计算模型的计算步骤及其有效性。工况 I: 雨强为 $P = 20$ mm/h, 坡度为 $\alpha = 0^\circ$, 产流面与入渗面长度比 $C = 1:1$ 。工况 II: 雨强 $P = 60$ mm/h, 坡度 $\alpha = 20^\circ$, $C = 1:1$ 。土壤含水量 10% (m³/m³)。

2.3 实验方法及观测项目

本研究首先在土槽处于水平状况下, 采用双环入渗仪测量土壤的入渗性能。用于对照比较说明该新方法与双环入渗仪间的差异与规律。再调节土槽到设定坡度, 进行给定实验。

根据上述讨论, 径流推进过程和累积径流出流量(或流量)的变化是计算入渗率的基础数据。因此, 与本研究有关的实验观测记录的项目如下:

(1) 径流在坡面上的面积与时间的关系:

在土槽的边缘标有刻度标尺。在降雨过程中, 用数码相机记录不同时刻产流面产生的径流在入渗面上的推进过程, 在图形处理环境下计算不同时刻径流推进的面积。

(2) 径流出流量随时间的变化过程:

在入渗坡面的下方, 用有刻度的采样瓶收集径流。降雨进行一段时间后, 坡面径流推进到达入渗面下端后, 产生径流流出。随着土壤入渗能力的降低, 出流流量随时间的推移不断增加。记录径流流量随时间的变化过程。可能还需要同时记录径流在坡面上的推进过程。

3 结果与讨论

图 2 为工况 I 情况下径流在入渗面地表推进的面积与对应时间关系过程线。推进面积可以用时间的线性函数描述, 确定系数 0.979。而由于雨强小, 入渗坡面未产生流出坡面的径流。这一现象表明, 在该段入渗面上, 土壤的稳定入渗能力足以入渗全部直接降雨和入流的径流。即使时间进一步延长, 径流在坡面上的推进不会有很大变化。整个土壤的入渗能力由记录数据采用模型(4a)计算得到, 如图 3 所示。图 3 中同时列出了由回归得到的径流推进面积与时间的关系(模型结果)以及由实际测量得到的径流推进面积与时间的关系计算得到的入渗率曲线(实验结果)。图 3 表明, 计算所得到的入渗率随时间的变化关系, 很好地反映了土壤入渗性能的变化趋势, 或者说入渗率随时间的变化在概念上是正确的。同时图 3 也说明, 用回归径流推进面积函数或实测值直接代入入渗率计算模型, 得到的入渗率变化趋势是一致的, 且结果

差别不明显. 由图 3 还可以看出, 所得到的降雨入渗随时间的变化曲线是一条代表了土壤入渗全过程的曲线. 以往的降雨器测量方法由于无法得到降雨早期的土壤很高的入渗率数据, 因而无法反映土壤降雨入渗能力变化的全过程, 这也正是所提出的方法的优越性所在.

图 4 表明, 工况 II 情况下, 降雨强度为 60 mm/h, 在 0.3 h 后, 径流在坡面上的推进的面积达到入渗面的面积, 坡面底端也开始有径流流出. 随着时间的推移, 流出坡面的径流量稳定增长, 表明出流流量基本稳定. 图 5 为表示了径流出水量与时间的关系. 而图 6 则为由测量得到的径流面积在坡面上的推进、径流出流随时间的变化过程代入(10) 式后直接计算得

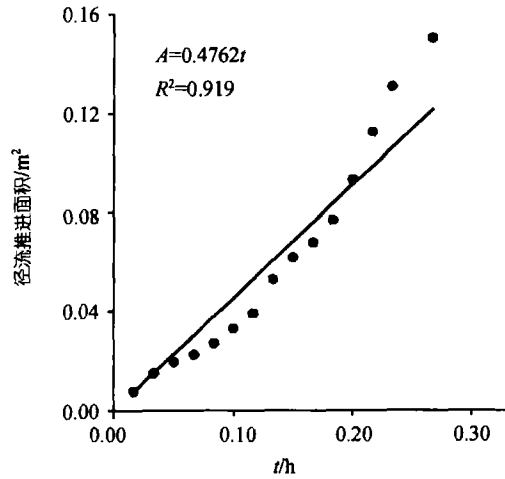


图 4 工况 II 径流推进面积与时间的关系

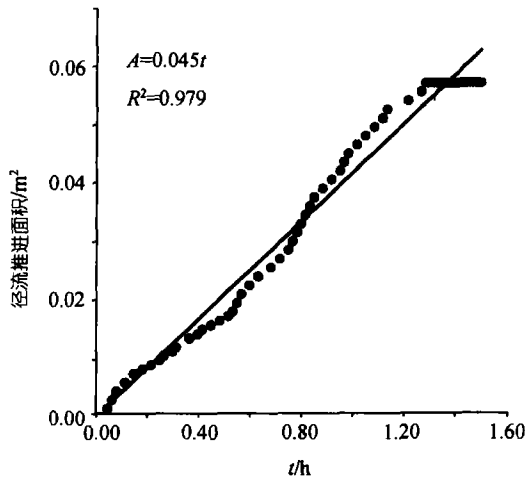


图 2 工况 I 径流推进面积与时间的关系

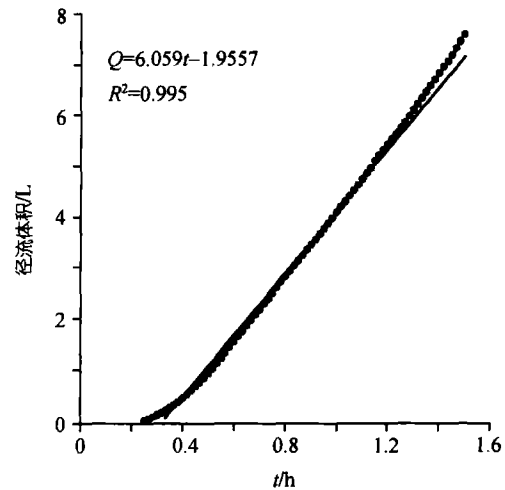


图 5 工况 II 径流出水量与时间关系

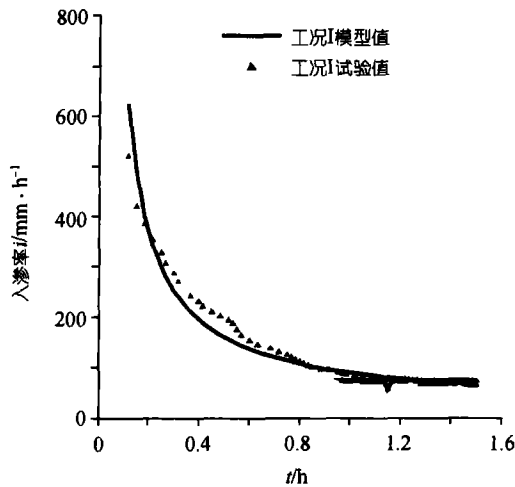


图 3 工况 I 模型与试验数据计算得到的入渗率

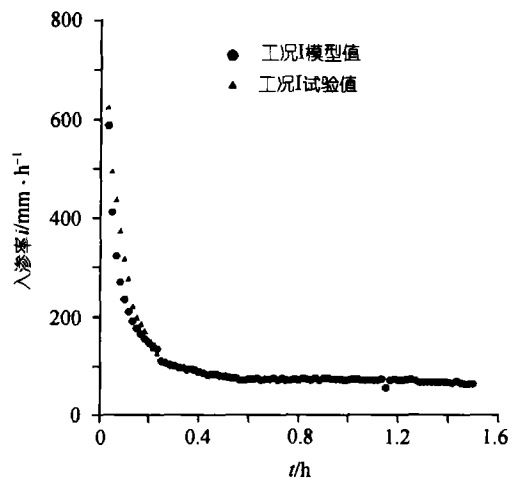


图 6 工况 II 模型与试验数据计算的入渗率

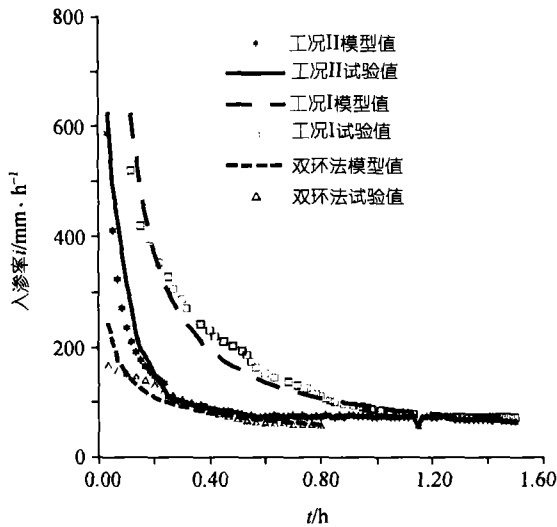


图 7 工况 I, II 及双环仪测量的入渗率对比

到的土壤入渗性能(实验结果)与相应各量的模型代入(10)式计算得到的结果(模型结果)的对比。结果表明,直接测量结果或模型值均可以用来很好地计算入渗率。同时也说明,入渗率计算模型(4a)或(10)式具有反映土壤水入渗过程的良好性状。

图 7 比较了 2 种试验工况得到的入渗率及由双环入渗仪(DR)测量得到的土壤入渗性能结果的对比。工况 I 的入渗率变化过程或稳定入渗率均显著不同于工况 II。这可能有两方面原因: 工况 II 的降雨强度和坡度较工况 I 大, 雨滴对地表土壤的打击能量更大, 更大的能量产生更大的击溅土壤侵蚀; 同时, 工况 II 具有更大的水流流量, 可能引起更多的土壤侵蚀; 侵蚀的土壤颗粒会堵塞地表土壤孔隙, 减少降雨入渗^[10,11]。这种土壤表层入渗特性的变化过程和影响结果是双环入渗仪无法直接反映的。另一个原因可能是, 较大的降雨强度和较大的入流量, 使得土壤表面的湿润速度加快, 从而可能引起较小雨强、小入流量时更严重的地表土壤结构崩解, 产生的细粒物质堵塞地表土壤孔隙, 减少入渗^[13,14]。双环入渗仪测量的结果表明, 对于试验所用土壤, 其测得的瞬态入渗性能和稳定入渗率均明显小于本方法测量的结果, 这同样可能是由于双环入渗仪快速湿润土壤引起土壤结构崩解所致。并且双环仪也不能测得初始时很高的土壤入渗能力, 双环入渗仪测量得到的入渗率

曲线初始时也受到了供水的限制。理论上双环入渗仪的供水马氏瓶可以充分满足入渗的要求, 但实际上其供水流量受到马氏瓶出水口过流能力的限制, 土壤入渗在供水限制状态下进行, 入渗曲线率接近水平, 且测量的入渗率小于土壤的入渗性能。

从水量平衡的角度来看, 工况 II 在坡底有径流流出后才达到稳定入渗率, 该值应该小于 $(60 \text{ mm/h} \times 2 - 6.0594 \text{ L/h}(0.15 \text{ m} \times 1 \text{ m})) = 80 \text{ mm/h}$, 其中 $(1 + 1) = 2 \text{ m}$ 为接受降雨的坡面长度, 1 m 为入渗面的长度, 因为径流流出, 表明坡面所有的降雨和径流未能全部入渗。实际计算值为 64.4 mm/h 。工况 I 表明, 在土壤表面达到稳定入渗时(径流在坡面上不再向前推进), 所有来自产流面的水量和入渗面上的直接降水, 在面积大约为 0.057 m^2 处(图 2)全部入渗, 从而稳定入渗率不小于 $(0.15 + 0.057) \times 20 \text{ mm/h} / 0.057 = 72.6 \text{ mm/h}$, 与实际测量 74.6 mm/h 结果相同。而双环入渗仪测量得到的稳定入渗率仅为 57.8 mm/h 。工况 II 的稳定入渗率较工况 I 减少约 16%, 双环仪测量得到的稳定入渗率较工况 II 减少约 11.5%, 而较工况 I 减少约 30%。这一结果定量地表明, 降雨/喷水强度、土壤的湿润速度对土壤入渗性能具有很大影响。如果采用很大的喷水强度, 以期获取尽可能高的早期土壤入渗性能, 就会导致入渗性能过程迅速降低和后期低的稳定入渗率。这一点, 又表明了本研究所提出的新方法另一个优点。同时, 上述数据表明, 采用本文提出的方法测量得到的结果具有其合理性。

按照潘英华^[15]的方法分析了测量精度。具体做法如下。首先, 根据坡面上各点计算得到的入渗率随时间的变化过程, 用数值积分方法得到了坡面上各点的累积入渗量。而后, 在坡面上对各点的累积入渗量进行积分, 得到坡面上总入渗量的计算值。将该计算得到的入渗水量与相应时段的实际累积降雨量比较, 计算得到了累积入渗水量与累积降雨量之间的误差。计算公式为

$$\delta = \left| \frac{Q_0 - Q}{Q_0} \right| \times 100\%, \quad (11)$$

式中, δ 为计算入渗量和实际降雨量的相对误差(%); Q_0 为降雨量(m^3); Q 为计算得到的入渗量(L)。篇幅关

系,详细过程省略.计算结果如表 2.

表 2 测量方法精度分析

	实验值			模型值		
	降雨量/L	入渗水量/L	误差/%	降雨量	入渗水量	误差/%
I	6.21	6.097	1.82	6.21	6.124	1.39
II	27	25.787	4.49	27	26.050	3.52

由表 2 可以看出,测量结果具有较高的精度.用实验数据计算入渗率和用模型拟合结果计算入渗率所得到的结果的误差基本相同,工况 I 分别为 1.82% 和 1.39,工况 II 分别为 4.49% 和 3.52%,说明用任何一种方法计算入渗率结果差异不大.同时,小雨强时精度要高一些.这一结果进一步说明了该方法的有效性.

4 结论

本文提出了坡地降雨条件下土壤入渗能力的径流-入渗-产流测量方法,根据水量平衡原理,在假定土壤入渗率过程遵循同一条时间曲线的情况下,分别推导得到了径流推进过程中和有径流出流情况下的土壤入渗率(入渗能力)计算模型.用室内人工降雨试验,说明了数据的获取方法和计算的结果.实验选用 2 种工况,一种是雨强小而坡面始终不产生出流的情况;另一种是雨强较大,降雨过程中既有径流推进又有坡面径流流出的情况.用双环入渗仪测量进行对照.试验研究结果表明,所给出的计算模型能够很好地反映入渗能力随时间的变化过程.同时说明了该试验方法不但可以克服以往降雨器测量方法不能得到早期很高土壤入渗率的问题,而且揭示出双环入渗仪在入渗初期也存在供水限制对入渗性能测量结果的影响以及引起土壤崩解导致入渗性能下降的问题.将计算得到的入渗水量与实际降雨量对比,得到工况 I 的测量误差为 1.82%/1.39%,工况 II 的测量误差为 4.49%/3.529%,说明该方法具有较高的测量精度.

本方法提供了一种能够在坡地上使用,测量降雨和径流影响下土壤入渗性能动态变化过程新途径.

该方法将为水文、土壤侵蚀、水资源研究等提供有力的工具.

参 考 文 献

- 1 Bouwer H. Intake rate: Cyliner infiltrometer. In: Klute A, ed. *Methods of Soil Analysis, Monograph No. 9.* Am Soc Agron Madison, WI, 1986
- 2 Hillel D. *Environmental Soil Physics.* New York: Academic Press, 1998
- 3 辛格著. 赵卫民等译. *水文系统流域模拟.* 郑州: 黄河水利出版社, 2000
- 4 蒋定生. *黄土高原水土流失与治理模式.* 北京: 中国水利水电出版社, 1997
- 5 Brooks K N, Ffolliott P F, Gregersen H M, et al. *Hydrology and the Management of Watersheds.* Ames: Iowa State University Press, 1997
- 6 Scott H Don. *Soil Physics.* Ames: Iowa State University Press, 2000
- 7 Peterson A E, Bubenzer G D. Intake rate: sprinkler infiltrometer. In: Klute A, ed. *Methods of Soil Analysis, Monograph No. 9.* Am Soc Agron Madison, WI, 1986
- 8 Ogden C B, Van Es H M, Schindelbeck R R. Miniature rain simulator for measurement of infiltration and runoff. *Soil Sci Soc Am J*, 1997, 61: 1041~1043
- 9 袁建平, 蒋定生, 文妙霞. 坡地土壤降雨入渗试验装置研究. *水土保持通报*, 1999, 19(1): 24~27, 42
- 10 Helalia A M, Letey J, Graham R C. Crust formation and clay migration effects on infiltration rate. *Soil Sci Soc Am J*, 1988, 52: 251~255
- 11 Morin J, Van Winkel J. The effect of raindrop impact and sheet erosion on infiltration rate and crust formation. *Soil Sci Soc Am J*, 1996, 60: 1223~1227
- 12 Levy G J, Levin J, Shainberg I. Seal formation and interrill soil erosion. *Soil Sci Soc Am J*, 1994, 58: 203~209
- 13 Mamedov A I, Levy G J, Shainberg I, et al. Wetting rate and soil texture effect on infiltration rate and runoff. *Aust J Soil Res*, 2001, 36: 1293~1305
- 14 Levy G J, Levin J, Shainberg I. Prewetting Rate and aging effect on seal formation and interrill soil erosion. *Soil Sci*, 1997, 162: 131~139
- 15 潘英华. 物理化学调控对土壤水分运动特性的影响研究. 西北农林科技大学博士学位论文, 2004, 6