

广东南亚热带坡地森林区水下渗模型^{*}

叶锦昭 阎 英

(中山大学城市与资源规划系, 广州 510275)

摘 要 南亚热带坡地森林区水分下渗模型研究在理论和实践上都有重要价值, 水是物质流和能量流运动的载体, 并通过水分循环和水量平衡来实现, 下渗是水分循环和水量平衡重要的一环. 根据广东南亚热带坡地特点, 以及选取试验场的特征, 总结前人研究而建立起的森林地下渗模型和出流模型, 物理意义明确, 运算简易, 适宜度宽, 计算结果精度高, 与实测资料对比, 合格率超过 90%, 因此模型符合试验场实际情况, 符合南亚热带的实际情况.

关键词 坡地森林下渗, 下渗锋面, 导水率

分类号 P 33

南亚热带丘陵荒坡的利用和改造研究以创建一个优良的生态环境与经济协调发展为目标, 综合利用区内资源, 实现经济效益与环境效益为目的, 建立人工森林生态系统的稳定性、物种的多样性、结构与功能的合理性为内容. 研究生态系统的物质循环和能量变化, 水分的传输是关键, 下渗运动是这种效应的重要环节之一. 中国科学院华南植物研究所与广东鹤山县林业科学研究院合作为该项研究建立了试验样地, 本文对坡地森林区水下渗模型进行了研究.

1 试验场选择与观测

研究区试验场样地选择在鹤山县马山丘陵坡地上, 该地最高点为 98 m, 坡度为 18°~30°, 成土母质为砂页岩, 丘陵南、北部与花岗岩山地毗连. 气候属季风性气候, 夏季湿热、冬季干冷, 年均气温 21.7℃. 雨量丰沛, 年均降雨量 1 081.1 mm, 雨季集中于 5~9 月, 且多暴雨, 雨量大. 土壤主要是赤红壤, 耕型赤红壤, 谷积砂质、泥质地. 区内植被几经演变, 曾经是森林地, 后为草坡地, 有岗松、鹧鸪草、芒箕等, 再种植马尾松, 现为人工种植马占相思林, 覆盖率为 80% 以上.

试验场下渗观测采用中子水分仪, 负压计等仪器, 方法采用中子散射法、剖面采样法, 用自记雨量仪测降雨量, 用径流槽自记坡地出流过程, 用地下水井观测地下水位变化, 用蒸发仪测量蒸发.

2 坡地森林区水下渗影响因素

自然界中水分的下渗运动十分复杂, 它的变化受多种因素影响和制约. 不同条件、不

^{*} 收稿日期: 1997-05-26 叶锦昭, 男, 55 岁, 教授

同因素均能制约下渗运动, 影响下渗效果, 导致水分循环特征变化。

(1) 供水特征. 森林地区水分下渗的补给主要是降雨量, 下渗率依赖于降雨强度大小, 当雨强大于其饱和和传导率时, 地面产生径流; 雨强小于其饱和和传导率时, 下渗量和雨强相等, 直至雨强增大, 达到或超过饱和和传导率时才形成地表径流。

(2) 土壤结构与性质. 土壤粒径的大小可以影响孔隙的大小, 透水性的强弱, 下渗能力的变化. 粒径大, 孔隙大, 透水性大, 下渗能力增大. 反之, 下渗能力减少. 土壤特性是决定下渗的另一重要参数和因素, 它决定水力传导率的大小。

(3) 下垫面特征. 下垫面包括地形、坡度、森林、草丛、枯枝落叶等阻滞降雨入渗. 地形高低、坡度缓急, 对地表积水有很大影响, 植被覆盖度大小影响截留雨量. 植物根系及小动物活动利于洞穴产生, 有机物质输入土壤, 提高水力传导率和促使土壤空气的逸散。

(4) 土壤初始含水量. 初始含水量大, 吸着作用小, 下渗率小; 相反, 下渗率增大。

(5) 人类活动. 人类以生产、生活、建设等形式干扰自然环境的变化, 改变自然面貌和性质, 如城市化使地面固化, 下渗大大地改变; 农耕、林作、改土等使自然性质、结构、特点加以改换, 下渗特征随之而改变。

3 试验场坡地森林区下渗模型

国内外学者先后从不同角度对地面下渗过程和机制进行研究, 如霍顿 (Horton) 以蓄满产流理论, 建立下渗模型. 格林·安普特建立的模型是假设: ① 水分下渗过程有一明显锋面; ② 水分在土壤表面到下渗锋面间沿深分布是均匀的、饱和的; ③ 锋面下部水分在其上、下界面中不连续, 只有上层土壤水分得到满足后才开始向下渗透。

3.1 坡地森林区下渗特征

森林区降雨入渗和干积水入渗不同, 入渗受雨强变化影响, 在林地中由于树冠滞留、地表草被、杂物的影响, 使林内降雨峰值减缓, 近似于稳定型降雨强度, 当雨强大于下渗能力时, 地表形成积水; 地下受植物根系和小动物活动的作用, 下渗具备良好条件, 当下渗经历了一段时间后, 水分垂直入渗到粘土层, 部分水在粘土层中形成湿润锋, 且继续往下渗透; 大部分水汇集于山坡, 沿坡向下渗流, 在坡脚饱气带中迅速抬升, 水位提高, 上升到地表, 形成地表出流, 并随时间增长, 地表出流面积沿山坡向上逐渐扩大。

3.2 坡地森林区下渗量计算

(1) 林内雨量. 森林区内雨量的组成是由林外雨量补给, 则林内雨量为林外雨量减去树冠截留量的余值, 写成公式:

$$P_a = P - P_b = P_1 + P_2$$

式中, P_a 为林内雨量, P 为林外雨量, P_b 为森林截留量, P_1 为树干流量, P_2 为穿透雨量。

(2) 垂直下渗模型. 根据马山试验场森林区植被及土壤状况, 中子管、负压计测得资料; 利用格林·安普特模型等综合分析, 本区湿润锋面深度及累积入渗量与时间 t 的平方根成正比, 下渗率 f 与 $t^{-1/2}$ 成正比, 并与水分扩散率有一定关系, 写成公式

$$Z = (2Dt)^{1/2}, f = (T_0 - T_i) \left[\frac{D}{2t} \right]^{1/2}, F = (T_0 - T_i) (2Dt)^{1/2}$$

当地表积水浅, 且入渗时间长时

$$f = K_s (Z + S + H/Z)$$

$$F = (T_s - T_i) Z_f$$

当地表入渗时间较短时

$$t = \frac{T_s - T_i}{K_s} \left[Z_f - \left(S_f + H \right) \ln \left(\frac{Z_f + S_f + H}{S_f + H} \right) \right]$$

$$D = K_s \frac{S_f + H}{T_s - T_i}$$

式中, D 为土壤水力平均扩散率, Z_f 为湿润锋位置, S_f 为湿润锋处土壤吸力, K_s 为饱和导水率, H 为地表积水深度, T_0 为湿润锋以上土壤饱和含水率, T 为土壤初始含水率, T 为每次降雨的饱和含水率, t 为下渗时间, F 为下渗累积入渗量。

计算时, 根据马山试验场特征, 地表积水深度 H 取 2 cm, 疏松土层深度为 18 cm, 以下为粘质土层, 2 个土层结构显然不同, 故分为 2 层计算:

① 上层 取 $K_s = 1.0$, $S_f = 10$ cm, 并由资料算出 $T_0 - T_i = 0.16$ cm, 则

$$D = K_s \frac{S_f + H}{T_0 - T_i} = 1.0 \frac{(10 + 2)}{0.1} = 75$$

$$Z_f = (2Dt)^{1/2} = (2 \times 75 t)^{1/2} = 12.25 t^{1/2} \text{ (cm)}$$

$$f_1 = (T_0 - T_i) [D / (2t)]^{1/2} = 0.16 \times 6.12 t^{-1/2} = 0.98 t^{-1/2} \text{ (mm/h)}$$

$$F = (T_0 - T_i) (2Dt)^{1/2} = 1.96 t^{1/2} \text{ (mm)}$$

式中, f_1 为上层 (18 cm) 的下渗率. 水分从地表到达地下 18 cm 粘质土层时的下渗历时.

$$18 = 12.25 t^{1/2} \quad t = 2.16 \text{ (h)}$$

② 下层 取 $K_s = 0.05$, $S_f = 12$ cm, $T_0 - T_i = 0.16$

$$D = K_s \frac{S_f + H}{T_0 - T_i} = 0.05 \frac{(24 + 2)}{0.16} = 8.125$$

$$Z_f = (2 \times 8.125) (t - 2.16)^{1/2} + 18 = 4.03 (t - 2.16)^{1/2} + 18 \text{ (cm)}$$

$$f_2 = 0.16 \left[\frac{8.125}{2 (t - 2.16)} \right]^{1/2} = 0.32 (t - 2.16)^{-1/2} \text{ (mm/h)}$$

$$F = 0.16 \times 4.03 (t - 2.16)^{1/2} + 2.88 = 0.64 (t - 2.16)^{1/2} + 2.88 \text{ (mm)}$$

式中, f_2 为下层粘质土下渗率.

时间 t 与下渗率、下渗总量及下渗峰面深度的关系

$$Z_f = \begin{cases} 12.25 t^{1/2} & (\text{cm}) & t < 2.16 \text{ h} \\ 4.03 (t - 2.16)^{1/2} + 18 & (\text{cm}) & \geq 2.16 \text{ h} \end{cases}$$

$$f = \begin{cases} f_1 = 0.98 t^{-1/2} & (\text{mm/h}) & Z_f < 18 \text{ cm} \\ f_2 = 0.32 (t - 2.16)^{-1/2} & (\text{mm/h}) & Z_f \geq 18 \text{ cm} \end{cases}$$

$$F = \begin{cases} 1.96 t^{1/2} & (\text{mm}) & t < 18 \text{ cm} \\ 0.64 (t - 2.16)^{1/2} + 2.88 & (\text{mm}) & \geq 2.16 \text{ h} \end{cases}$$

上述模型计算得到的结果见表 1, 模型值与实测值的对比列成表 2. 由表 2 可知, Z_f 值计算与实测值, 绝对误差最大为 1.85, 相对误差为 7.1%, 最小为 0.17% 和 0.5%, 累积下渗量精度也较高, 可见模型计算值有较高精度.

表 1 马山试验场模型参数及模拟值

观测时间		历时 雨量		初始 含水率	饱和 含水率	S_f		K_f		下渗锋面 深度 (cm)		累积下渗 量 (cm)	
年月日	时分	h	mm	%	%	实测	模拟	实测	模拟	实测	模拟	实测	模拟
19930821	11 30~ 12 30	1.00	7.1	0.23	0.40	10.5	24.7	1.00	0.05	12.00	12.25	2.20	2.08
19930906	23 10~ 1 20	1.50	10.8	0.23	0.40	10.5	24.7	1.00	0.05	14.00	15.00	2.60	2.55
19930924	23 40~ 0 30	1.83	12.5	0.25	0.40	9.0	24.0	1.00	0.05	16.00	16.57	2.68	2.65
19930921	22 00~ 0 00	2.00	15.2	0.23	0.40	10.5	24.7	1.00	0.05	18.00	17.32	3.00	2.94
19931018	22 40~ 1 10	2.50	17.2	0.25	0.40	9.0	24.0	1.00	0.05	19.00	20.34	2.96	3.05
19930829	11 30~ 15 00	3.50	21.9	0.24	0.40	9.5	24.5	1.00	0.05	22.00	22.67	3.64	3.63
19940331	15 20~ 19 50	4.50	30.8	0.20	0.40	14.0	25.0	1.00	0.05	24.00	24.16	4.73	4.83
19930917	8 00~ 16 10	8.13	55.3	0.25	0.40	9.0	24.0	1.00	0.05	26.00	27.85	5.08	5.18
19931104	058 00~ 8 00	24.0	168.0	0.25	0.40	9.0	24.0	1.00	0.05	37.00	36.83	5.09	5.52
19930925	277 00~ 5 00	46.0	308.6	0.25	0.40	9.0	24.0	1.00	0.05	45.00	44.68	6.09	6.70

表 2 精度分析表

序号	降雨 历时 /h	Z_f				累积下渗量			
		实测值	模拟值	绝对误差	相对误差%	实测值	模拟值	绝对误差	相对误差%
1	1.00	12.00	12.25	0.25	2.1	2.20	2.08	- 0.12	- 5.5
2	1.50	14.00	15.00	1.00	7.1	2.60	2.55	- 0.05	- 1.9
3	1.83	16.00	16.57	0.57	3.5	2.68	2.65	- 0.03	- 1.1
4	2.00	18.00	17.32	- 0.68	- 3.8	3.00	2.94	- 0.06	- 2.0
5	2.50	19.00	20.34	1.34	7.1	2.96	3.05	0.09	3.0
6	3.50	22.00	22.67	0.67	3.0	3.64	3.63	- 0.01	- 0.3
7	4.50	24.00	24.16	0.16	0.6	4.73	4.83	0.10	2.1
8	8.13	26.00	27.85	1.85	7.1	5.08	5.18	0.10	2.0
9	24.00	37.00	36.83	- 0.17	- 0.5	5.09	5.52	0.43	8.4
10	46.00	45.00	44.68	- 0.32	- 0.7	6.09	6.70	0.61	10.0

4 出流模型

试验场地表层土壤水力传导率 K_s 较大,它比一般地区降雨强度大,垂直下渗水很快入渗到达饱气带中,尤其是大暴雨时,下渗更快,导致饱气带水位抬升. 根据其变化特征,可以用 2 种出流模型表示.

(1) 地表水尚未蓄满模型. 雨水降落到地表后,在土壤中生成壤中流,并沿坡地向下流动汇集于坡脚,且水分逐渐抬升到达地表,形成地表径流,随时间推移,出流量不断增大,出流面积也随流量增加而逐渐增大. 写成公式:

$$q=K_s h \sin \theta$$

式中, q 为单位时间、单位密度的流量, h 为水面线 (出流点), θ 为山坡坡度.

$$h_{i+1}=h_i\left\{\frac{\left[\frac{L\left(T-T_i\right)}{\Delta t-K_g \sin \theta+f L}\right]}{2}\left|\frac{\left[-L\left(T-T_i\right)\right]}{\Delta t+K_s \sin \theta}\right|\right\}$$

式中, h_{i+1} 为 $i+1$ 时段的水面线, h_i 为 i 时段的水面线, Δt 为分割时段, 实测为 2 次观测的时间间隔, K_s 为饱和渗透率, T 为饱和含水质量, T_i 为初始含水质量, L 为山坡坡长, M 为透水

深度, f 为稳定入渗率, L, a, M 由实际测量获得, 参数 $K_s = 1.0, T_s = 0.40, T_i = 0.24, f = 0.32$, 试验区 $L = 37 \text{ m}, \theta = 22^\circ, M = 18 \text{ cm}, \Delta t = 2 \text{ h}$ (实测每 2 h 观测 1 次).

本区饱气带水面线抬升模型, 代入上式计算:

$$h_{i+1} = h_i \left\{ \left[(37 \times 10.40 - 0.24) q / 2 - 1.0 \times \sin 22 \right] \sqrt{2 + 0.02 \times 37} \right\} \backslash \left\{ \left[37 \times 10.40 - 0.24 \right] q / 2 - 1.0 \times \sin 22 \right\} \sqrt{2 + 0.02 \times 37} = 1.22 h_i$$

出流模型为

$$q = K_s h \sin \theta = 0.37 h$$

(2) 山坡下部开始形成地表径流时, 水分蓄满溢流模型

$$Y_{i+1} = Y_i \left\{ \left[M (T_s - T_i) \Delta t - f \right] \sqrt{2 + fL - MK_s \sin \theta} \right\} \backslash \left\{ \left[M (T_s - T_i) \Delta t - f \right] \sqrt{2} \right\}$$

$$q = fL + MK_s \sin \theta$$

式中, Y 为地表蓄满产流时, 随时间推移向山坡上部延伸的长度, Y_i 为 t_i 时刻地表进入饱气带水量的长度, Y_{i+1} 为 t_{i+1} 时刻地表出流的长度.

把参数值代入公式得

$$Y_{i+1} = \left\{ Y_i \left[18 \times (0.40 - 0.24 / 2 - 0.002) \sqrt{0.02 \times 37 - 18 \times 1.0 \times \sin 22} \right] \backslash \left[18 (0.40 - 0.24) / 2 - 0.02 \right] \sqrt{2} \right\} \times (Y_i \times 0.37 + 0.36) \sqrt{0.73}$$

$$q = 0.02 Y + 18 \times 1.0 \times \sin 22 = 0.02 Y + 6.84$$

5 结 论

(1) 森林区水分下渗模型研究, 从理论上已由黑箱向灰箱 (白箱) 过程转化, 故坡地森林区水分下渗模型既有理论价值, 又有现实的意义, 既具有生态效益、环境效益, 又有社会效益、经济效益. 自然界中的物质流、能量流的运动需要水才能实现, 水循环是实现各种流量变化的方式, 而下渗是其中的一环.

(2) 广东南亚热带坡地森林区水分下渗模型研究对该地区强烈开发、土地退化生态环境恢复提供依据, 对区域持续发展的良性循环提供依据. 本文根据南亚热带的特征, 尤其是气候、水文、地貌、土壤、植被的特性, 坡地森林的性质和特点建立的下渗模型和出流模型, 其计算出的模拟值结果好, 精度较高. 据实测资料与模拟值对比, 若以相对误差小于 1% 为优秀, 1.1% ~ 4% 为良好, 4.1% ~ 10% 为合格, 作为分析评价标准, 则本区建立的模型计算结果合格率超过 90%, 锋面模拟值达到优秀的占 30%, 达到良好的占 40%, 合格的占 30%. 累积下渗量达到优秀的占 10%, 达到良好的占 60%, 达到合格的占 20%. 这就说明模型的模拟值可以反映马山试验场的实际情况, 符合南亚热带坡地的实际情况, 模型在本区中具有良好的效果.

(3) 本文提出的坡地森林区下渗模型吸取了霍顿模型和格林·安普特模型的优点, 结合本区实际情况和根据本区特征建立的模拟, 简单明确, 物理意义清楚, 运算简易, 公式运用方便, 适用于各种植被覆盖情况, 可以用于森林地, 也可以用于低矮的灌木草丛地; 模拟过程包括雨水降落地面到渗入饱气带的全过程; 出流模型从饱气带水位上升到蓄满产流到溢出地表全过程, 把时间和空间连接起来; 模型研究是森林区水分循环、水量平衡过程研究的补充.

致谢 得到彭少麟研究员释心指导和帮助, 表示衷心的感谢

参 考 文 献

- 1 Philip J R. Recent progress in the solution of nonlinear diffusion equation. *Soil Sci*, 1974, 117: 257 ~ 264
- 2 Horton R E. An approach toward a physical interpretation of infiltration capacity. *Soil Sci Am J*, 1940 (5): 399~ 417
- 3 Graham J X. The influence of air flow on vertical infiltration of water into soil. *Water Resource Res*, 1992, 28 (10): 2765~ 2772
- 4 陈志雄. 中子探管法测定土壤含水量的误差分析. *土壤学报*, 1990, 3: 23~ 31
- 5 唐常源, 平田健正, 村冈浩雨. 森林小流域的降雨出流机制的探讨. *地理研究*, 1991, 10 (3): 87 ~ 96

A Water Infiltrating Model of Lower Subtropical Forest on Downland, Guangdong Province

Ye Jinzhao^{*} *Yan Ying*

Abstract To study the water infiltrating model in lower subtropical forest on downland is of great value, either to theory or to practice. Water performs the task of carrying substance and energy low by water cycle and water balance, of which infiltration is an important link. In accordance with the feature of the lower subtropical downland in Guangdong and the experimental station's traits, by consulting others' achievements, we attained this model. It is of clear significance, and is easy to operate. Also it had a wide scope of application, and its qualification rate of simulating operation is over 90%. So we can say that the model is tally with the actual situation both in the experimental station and in lower subtropical forest on downland.

Keywords infiltration of forest on downland, infiltrating front, coefficient of hydraulic conductivity

^{*} Department of Geography, Zhongshan University, Guangzhou 510275