

土壤의 物理的 特性的 變化를 考慮한 降雨의 浸透模型 開發

Development of Infiltration Model Considering Temporal Variation of Soil Physical Properties Under Rainfalls

鄭 夏 禹* · 金 成 俊**
Chung, Ha Woo · Kim, Seong Joon

Summary

The purposes of this study are to develop three-layered Green-Ampt infiltration model considering temporal variation of physical properties of soil and to evaluate the model with field experiment on bare-tilled and soybean-growing soil plots under natural rainfalls. Infiltration tests were conducted on a sandy loam soil.

The model has three-layered soil profile including a surface crust, a tilled layer, a subsoil and considers temporal variation of porosity, hydraulic conductivity, capillary pressure head on a tilled layer by natural rainfalls and canopy density variation of crop. Field measurement of porosity, average hydraulic conductivity and average capillary pressure head on a tilled layer were conducted by soil sampler and air-entry permeameter at regular intervals-after tillage. It was found that temporal variation of porosity and average hydraulic conductivity might be expressed as a function of cumulative rainfall energy and average capillary pressure head might be expressed as a function of porosity of a tilled soil.

The model was calibrated by an optimization technique, Hooke and Jeeves method using hourly surface runoff data. With the calibrated parameters, the model was verified satisfactorily.

* 서울대학교 農業生命科學大學

** 서울대학교 農業開發研究所

키워드: 浸透, 地表殼, 自然降雨, 地表被覆, 土壤의 物理的 特性的 變化

I. 緒 論

降雨에 의한 浸透는 토양의 종류와 특성, 지표면의 조건, 토양의 관리, 降雨의 특성, 初期 土壤含水量 등의 인자들에 의하여 영향을 받는다. 지금까지의 浸透에 관한 대부분의 研究는 토양의 물리적인 특성이 시간에 따라 변화하지 않고 안정되어 있다는 假定하에서 이루어져 왔다. 그러나 실제 경작지에서는 耕耘에 의하여 地表面의 粗度和 耕耘層의 空隙率의 증가에 따라 토양의 물리적 특성인 貯藏能力, 透水係數, 土壤의 毛管水頭 등이 영향을 받게 되며, 시간이 경과하면서 사람이나 농기계에 의하여 다져지든지 降雨에 의하여 다져져서 浸透가 점점 감소되어 간다.

또한 地表面에서의 水理特性은 降雨時 또는 灌溉時에 지표의 密封(surface sealing)과 地表面殼(surface crust)이 형성됨에 따라 계속 변화하게 된다. 이와 같은 현상은 토양의 浸透率을 감소시켜 地表面流出을 증가시키게 되어 有效水量的 減소를 유발시킨다.

한편 地表面의 被覆程度는 降雨의 遮斷, 降雨粒子的 地表面로의 간접도달로 인한 降雨에너지의 감소, 작물의 蒸發散量에 의한 土壤含水量 등에 영향을 주므로서 결과적으로 地表面流出이 감소하게 된다.

본 연구의 목적은 降雨에 의한 토양의 浸透量 결정을 위하여 土壤層을 3개로 구분한 浸透模型을 개발하고, 포장실험을 통하여 耕耘層 토양의 물리적 특성인 空隙率, 透水係數, 毛管水頭가 降雨에 의하여 변화되어 가는 과정을 살펴 보므로서 이들 토양의 물리적 특성과 降雨에너지와의 관계를 究明한 후에 자연강우조건에서 실측 浸透量과 개발된 모형에 의한 모의발생시킨 浸透量을 비교하여 모형의 적용성을 검토하는데 두었다.

II. 浸透模型의 開發

1. Green-Ampt 浸透式

Green-Ampt(1911)는 土壤이 均質하다는 가정하에서 湛水상태에서의 浸透현상을 해석하기 위하여 연속방정식과 Darcy법칙을 이용하여 유도하였는 바, 그 결과는 식(1)과 같다. 이 식은 陰函數이므로 수치해법 등을 통하여 해를 구할 수 있다.

$$f(t) = \frac{dF}{dt} = K_{av} \left(1 + S_{av} \times \frac{M}{F} \right) \dots\dots\dots (1)$$

여기서, $f(t)$: 浸透率(cm/hr)

K_{av} : 濕潤區域의 平均透水係數 (cm/hr)

S_{av} : 濕潤先端의 平均毛管水頭(cm)

M : 浸透前後의 土壤含水量差(= 浸透能)(cm^3/cm^3)

F : 累加浸透量(cm)

t : 時間(hr)

가. 濕潤區域의 平均透水係數

平均透水係數(K_{av})는 Bower(1966)가 제안한 바와 같이 土壤水分的 吸着(sorption)과 脫着(desorption)과정에서의 透水係數와 毛管水頭的 관계로부터 飽和透水係數(K_s)의 1/2로 추정할 수 있다. 飽和透水係數(K_s)는 여러가지 방법에 의하여 계산이 가능하지만, 여기서는 Bower(1966)의 Air-entry permeameter를 사용하여 포장에서 직접 측정할 수 있다.

나. 濕潤先端의 平均毛管水頭

濕潤先端에서의 平均毛管水頭를 추정하는 데에는 여러가지가 있으나, 본 연구에서 적용한 방법은 Brakensiek(1977)이 제시한 空隙分布指數(pore size distribution index)의 함수로서 식(2)과 같다.

$$Sav = \frac{2+3\lambda}{1+3\lambda} \times Pb \dots\dots\dots(2)$$

여기서, Sav : 平均毛管水頭(cm)
 Pb : 氣泡壓力(cm)
 λ : 空隙分布指數

2. 地表殼의 形成

地表殼이란 降雨가 地表面에 도달하면서 降雨粒子的 타격으로 인한 土粒子的 分散과 定着過程으로 이루어져 다져진 層으로서, 乾燥과정에 의하여 지표면에 형성된 얇은 地表層을 의미한다.

耕耘後 降雨에 의하여 地表殼이 형성되면서 土壤의 透水係數는 감소하게 되는데 이와 같은 透水係數의 變化는 一般적으로 指數函數의 형태를 가지는 것으로 알려져 있다. 본 연구에서 地表殼을 통한 透水係數 變化의 推定은 Brakensiek and Rawls(1983)이 제안한 식(3)으로 하였다.

$$K_c(t) = K_f + (K_{ci} - K_f) \times \text{Exp}(-C \times B \times (1 - RR / 4) \times E(t)) \dots\dots\dots(3)$$

여기서, K_c : 地表殼의 透水係數(cm/hr)
 K_f : 最終 地表殼透水係數(cm/hr)
 K_{ci} : 初期 地表殼透水係數(cm/hr)
 C : 常數(= $\ln(K_f / (K_{ci} - K_f)) / E_0$)
 B : 地表面 露出比率
 RR : 地表粗度($RR < 4$)(cm)
 E : 累加降雨에너지(Joule/cm²)
 E_0 : K_c 가 K_{ci} 에서 $2K_f$ 로 감소할 때까지의 累加降雨에너지(Joule/cm²)

식(3)에서 降雨에너지는 地域에 따라 降雨粒子的 크기, 降雨의 終速度 등에 따라 다르지만 여기서는 一般적으로 사용되고 있는 Wischmier and Smith(1978)가 제시한 다음 식을 사용한다.

$$E(t) = [0.02062 - 0.00379 \times \ln(i)] \times i \times t \dots\dots\dots(4)$$

여기서, $E(t)$: t 시간에서의 累加降雨에너지 (Joule/cm²)

i : 降雨強度(cm/hr)
 t : 時間(hr)

3. 土層의 構成

作物의 재배되는 토양의 土深別 구성은 농기계 등에 의하여 耕耘되는 토양층과 耕耘되지 않는 토양층으로 구분되며, 耕耘된 지표면은 강우 또는 灌溉에 의하여 침투율을 감소시키는 地表殼이 발달하게 된다. 따라서 耕耘土壤은 Fig. 1과 같이 地表殼, 耕耘層 및 下部層(非耕耘層)의 3層으로 구분할 수 있으며, 이들 각層의 특성은 토층깊이(Z), 透水係數(K), 毛管水頭(S) 및 浸透前後의 土壤含水量差(또는 貯溜能)(M)의 인자들로 나타낼 수 있다. 下部層이 耕耘層보다 透水係數가 작은 경우는 경운층과 하부층의 境界面 위에 潜水層이 있는 것을 고려하였다.

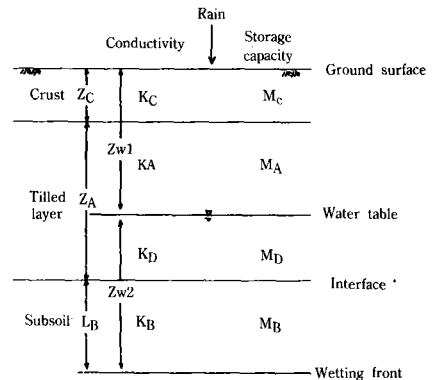


Fig. 1. A tilled soil profile

4. 土層別 浸透

가. 地表殼의 浸透

地表殼에서의 침투는 강우가 지표에 도달하여 濕潤先端이 地表殼의 하단부에 도달할 때 까지로서, 이 침투량은 미소하므로 강우초기의 損失量으로 가정한다.

나. 耕耘層의 浸透

耕耘層에서의 浸透는 濕潤先端이 地表殼을 지나 耕耘層으로 진입할 때 부터 시작된다. 따라서 濕潤先端이 경운층에 존재할 경우의 浸透는 식(5)와 같이 浸透깊이에 관한 함수로 변환시켜서 계산한다.

$$M_A \times \frac{dL}{dt} = \frac{K}{2} \times \frac{(L+S_A)}{L} \dots\dots\dots(5)$$

- 여기서, M_A : 耕耘層 貯溜能
- K : 地表殼과 耕耘層의 合成透水係數(cm/hr)
- S_A : 耕耘層에서의 平均毛管水頭(cm)
- t : 時間(hr)
- L : 浸透깊이(= $Z_C + L_A$)(cm)
- Z_C : 地表殼 두께(cm)
- L_A : 耕耘層에서의 浸透깊이(cm)

Green-Ampt 침투식을 累加浸透量(F) 대신에 침투깊이(L)의 함수로 나타내면, 合成 透水係數(K)는 식(6)과 같이 調和平均의 형태로 나타낼 수 있다.

$$K = \frac{L}{\frac{Z_C}{K_C} + \frac{(L-Z_C)}{K_A}} \dots\dots\dots(6)$$

- 여기서, K_C : 地表殼의 飽和透水係數(cm/hr)
- K_A : 耕耘層의 飽和透水係數(cm/hr)

그리고 地表殼과 耕耘層으로 구성된 토양에서 的 累加浸透量과 浸透깊이와의 관계는 식(7)과 같다.

$$F = M_C \times Z_C + M_A \times (L - Z_C) \dots\dots\dots(7)$$

여기서, F : 累加浸透量(cm)

한편 K_C 에서의 E(t)는 降雨強度가 계속 변화하는 경우에 대해서도 적용할 수 있도록 Wischmier & Smith(1978)에 의하여 다음 식과 같이 수정하여야 한다.

$$E(t) = E(t-1) + (0.02062 + 0.00379 \times \ln(i)) \times i \times h \dots\dots\dots(8)$$

여기서, E(t) : t 시간까지의 누가강우에너지(J/cm²)

E(t-1) : t-1 시간까지의 누가강우에너지(J/cm²)

i : 강우강도(cm/hr)

h : 시간간격(hr)

계산시간간격 이내의 降雨強度는 一定한 것으로 간주한다. 모형에 의하여 계산된 浸透率(f_c)을 降雨強度(i)와 비교하여 이중에서 작은 것이 그 시간에서의 浸透率(f_c)이 된다. 그런데 식(5)는 침투율을 계산하는데 직접 사용할 수 없다. 그 이유는 合成 透水係數와 浸透깊이가 시간간격내에서 계속 변화하기 때문이다. 따라서 식(5)를 풀기 위하여 4차 Runge-Kutta 방법을 이용하였다.

이로 부터 耕耘層에서의 침투율(f_c)은 식(9)와 같으며, 이 시간간격 동안의 實際 浸透率(f)은 降雨強度(i)와 浸透率(f_c) 중에서 작은 것이 된다.

$$f_c = M_A \times \frac{D_L}{h} \dots\dots\dots(9)$$

여기서, f_c : 모형에 의하여 계산된 浸透率(cm/hr)

h : 計算 시간간격(hr)

D_L : 시간간격 h 동안의 浸透깊이(cm)

다. 下部層의 浸透

浸透가 下部層으로 진전된 후에는 일반적으로 하부층이 경운층에 비하여 空隙率과 透水係數 등이 작으므로 하부층으로의 浸透가 지체되어 하부층의 경계면 위에 새로운 飽和層이 발생할 수 있다. 따라서 이와 같은 경우에는 耕耘層을 飽和 有無에 따라 포화층 위(Zw1)와 아래(Zw2)로 구분하여 생각할 수 있다.

1) 飽和層이 있는 경우

飽和層에 대하여 질량보존의 법칙을 적용하면 식(10)과 같이 飽和深의 시간에 대한 변화율을 나타내는 연속방정식을 얻을 수 있으며, 이로부터 하부층으로의 실제 浸透率을 구할 수 있다.

$$M_D \times \frac{dP}{dt} = \min(i, f_{CA}) - f_{CB} \dots\dots\dots(10)$$

- 여기서, M_D : 飽和層의 貯溜能
- P : 飽和深(cm)
- i : 降雨強度(cm/hr)
- f_{CA} : 地表面에서 飽和層으로의 浸透率(cm/hr)
- f_{CB} : 飽和層에서 下部層으로의 浸透率(cm/hr)

地表面과 飽和層사이의 구역($Zw1$)에 대한 浸透率(f_{CA})은 식(5)로부터 다음 식을 유도할 수 있다.

$$f_{CA} = \frac{\frac{Z_C + Z_A - P}{2}}{\frac{Z_C}{K_C} + \frac{Z_A - P}{K_A}} \dots\dots\dots(11)$$

浸透率 f_{CA} 와 降雨強度 i 를 비교하여, 이 구역에서의 실제 浸透率을 구한다. 飽和層과 濕潤先端사이의 구역($Zw2$)에 대한 浸透率(f_{CB}), 즉 飽和層으로부터 下部層으로의 浸透率은 식(12)로부터 결정할 수 있다.

$$f_{CB} = M_B \times d \left(\frac{L_B}{dt} \right) = \frac{P + L_B + S_B}{2} \left(\frac{P}{K_D} + \frac{L_B}{K_B} \right) \dots\dots\dots(12)$$

- 여기서, L_B : 下部層에서의 浸透깊이(cm)
- M_B : 下部層의 貯溜能
- S_B : 下部層의 平均毛管水頭(cm)

K_D : 耕耘層의 飽和透水係數(cm/hr)

K_B : 下部層의 飽和透水係數(cm/hr)

식(10)과 식(12)는 이원연립방정식으로 구성된 초기치문제로서 Runge-Kutta방법에 의하여 하부층에서의 浸透깊이(L_B)와 飽和層(P)을 구하며, 누가침투량(F)은 다음 식으로 부터 구한다.

$$F = M_C \times Z_C + M_A \times Z_A + M_B \times L_B + M_D \times P \dots\dots\dots(13)$$

2) 飽和層이 없는 경우

飽和層이 발생되지 않는 경우($P=0$)의 浸透率은 다음 식으로 부터 구한다.

$$M_B \times d \left(\frac{L_B}{dt} \right) = \frac{\frac{Z_C + Z_A + L_B + H_B}{2}}{\frac{Z_C}{K_C} + \frac{Z_A}{K_A} + \frac{L_B}{K_B}} \dots\dots\dots(14)$$

5. 遮 斷

遮斷量은 강우가 地表面에 도달하기 전에 作物에 의하여 遮斷되는 양으로 정의되는데, 본 연구에서는 다음 식에 의하여 추정하고자 한다.

$$I_a = Per \times Pit \dots\dots\dots(15)$$

- 여기서, I_a : 遮斷量(mm)
- Per : 被覆比率
- Pit : 最大可能 遮斷量(mm)

6. 流 出

토양내로의 浸透率이 降雨強度보다 작으면 浸透는 地表面貯溜상태에서 이루어진다. 따라서 地表面流出은 다음 식으로 부터 계산한다.

$$r = i - fc \dots\dots\dots(16)$$

- 여기서, r : 地表面流出率
- i : 降雨強度(cm)
- fc : 浸透率(cm/hr)

7. 模型의 構成

강우시 地表殼과 토양의 물리적인 특성의 시간적 변화를 고려하여 시간별 浸透量, 浸透깊이, 地表流出 등을 모의발생시키기 위하여 프로그래밍화한 電算浸透模型을 개발하고, 이를 GASAE(Green-Ampt-Seoul National University, Agricultural Engineering)이라고 하였다. 본 모델에 필요한 入力자료는 크게 降雨자료, 각 土層의 土壤매개변수, 地表殼과 관련된 변수 등으로 이루어지며, 出力자료는 강우에 의한 시간별 浸透率, 流出率, 最初流出시간, 累加浸透量, 累加流出量 및 浸透깊이를 나타내도록 하였다.

III. 圃場實驗 및 資料

모형에 이용되는 변수는 地表殼두께, 耕耘깊이, 토층별 空隙率, 透水係數, 毛管水頭, 初期土壤含水量, 地表面 被覆比率, 地表粗度, 最終地表殼 透水係數, 강우의 地表殼 形成에너지 등으로서 실측이 가능한 물리적인 인자를 사용하고 있으며, 현장에서 실측 가능한 변수들은 圃場實驗을 통하여 관측하였다. 또한 模型의 補正 및 檢定을 위하여 강우시의 시간별 地表流出量을 관측하였으며, 강우자료는 실험포장에서 약 0.8km 떨어진 수원측후소에서 관측된 자료를 인용하였다.

본 실험은 1989년~1990년(2년간)에 걸쳐 경기도 수원 소재 농촌진흥청 부속 농업기술연구소 圃場의 砂壤土에서 지표면의 조건이 裸地 및 콩을 식재한 상태에서 실시하였다. 년도별 耕耘日 및 콩의 栽培방법은 Table-1과 같다.

Table-1. Field management of bare soil and soybean during experimental period ('89~'90)

Year	Days of tillage	Seeding day of soybean	Planting density (cm ²)	Growing period
1989	4/25	5/ 6	40×50	5/ 6~8/31
1990	5/ 6	5/12	40×50	5/12~8/23

포장토양의 이화학적 특성은 Table-2와 같고 耕耘層과 下部層은 모두 砂壤土였다.

1. 地表殼두께 및 耕耘層의 깊이

강우에 의하여 형성된 地表殼의 두께는 강우 발생일로부터 數日 경과후에 地表面이 단단하게 굳은 상태에서 직접 채취하여 측정된 결과 5.0 mm(3.0~7.0mm)로 나타났는데, 이는 Tackett and Pearson이 砂壤土에서 인공강우기를 이용하여 얻은 값(1.0~5.0mm) 보다 약간 크게 나타났다.

본 실험에서의 耕耘方式은 Rotary-tiller이며, 耕耘後 농기계에 의하여 耕耘된 깊이를 측정된 결과 耕耘層의 깊이는 평균 16.5cm(15.0~18.0 cm)로 나타났다.

2. 土壤의 물리적 특성의 變化

耕耘은 토양의 空隙率을 크게 증가시키므로서 水理特性 즉 透水係數와 毛管水頭に 영향을 미친다. 또한 경운후 이들 토양의 물리적 특성은 降雨 또는 灌溉에 의하여 차차 변화하는데, 본 연구에서는 강우에너지에 의한 이들의 변화과정을 추정하였다.

강우로 인한 耕耘層 및 下部層의 空隙率의

Table-2. Physiochemical properties of tilled layer and subsoil

Layer	Specific gravity	PH	O.M. (%)	Mechanical analysis			Textural triangular classification
				Sand	Silt	Clay	
Tilled	2.56	6.4	1.21	70	23	7	Sandy Loam
Subsoil	2.59	6.7	1.11	70	22	8	Sandy Loam

변화를 알아 보기 위하여 耕耘初期부터 일주일 간격(또는 강우 다음날)으로 3~4개의 토양시료를 채취하였으며, 平均 透水係數 및 平均毛管水頭는 Air-entry permeameter를 제작하여 경운초기부터 일주일 간격으로 5~6회의 반복 실험을 실시하였다.

가. 耕耘層

耕耘層의 空隙率과 透水係數의 변화는 모두 累加降雨에너지와 비선형적인 관계를 보였는 바 이들을 대수지 상에 도시한 결과 累加降雨에너지의 指數函數로서 표현이 가능하였으며 이들의 관계식은 식(17)~식(18)과 같다.

$$\Phi = \text{Exp}(3.80516 - 0.05144 \ln(E))/100.$$

$$\begin{aligned} & \text{for } 0 < E < 0.41 \\ & = 0.47 \quad \text{for } E \geq 0.41 \end{aligned}$$

.....(17)

$$K_a = \text{Exp}(1.70458 - 0.54542 \ln(E))$$

$$\begin{aligned} & \text{for } 0 < E < 0.41 \\ & = 8.93 \quad \text{for } E \geq 0.41 \end{aligned}$$

.....(18)

여기서, Φ : 總 空隙率(cm^3/cm^3)
 K_a : 耕耘層의 平均透水係數(cm/hr)
 E : 累加降雨에너지(Joule/cm^2)

耕耘層 平均毛管水頭의 변화는 空隙率과 비선형적인 관계를 보였는바 이를 대수지상에 도시한 결과 토양의 空隙率에 대한 指數函數로서 표현이 가능하였으며 이의 관계식은 식(19)와 같다.

$$S_a = \text{Exp}(6.51458 - 1.17520 \ln(100 \Phi)) \text{ for } 0.47 \leq \Phi \leq 0.548 \text{.....(19)}$$

여기서, S_a : 耕耘層의 平均毛管水頭(cm)

식(17)~식(19)는 砂壤土에서 적용이 가능하며, 耕耘後 어느 시기이든지 그 시간 이전까지의 降雨들에 대한 누가강우 에너지값을 알면 그

때의 空隙率과 透水係數를 구할 수 있고, 또한 公극률로 부터 平均毛管水頭를 추정할 수 있다.

나. 下部層

下部層 土壤은 인위적인 영향을 받지 않는 한 시간적으로 변화하지 않고 거의 안정된 수준을 유지한다고 볼 수 있으므로, 下部層의 매개변수들은 그들의 대표치를 결정하여 사용하였다. Air-entry permeameter를 이용하여 관측한 하부층의 平均透水係數(K_b)는 $3.28\text{cm}/\text{hr}$ 였으며, 平均毛管水頭(S_b)는 3.0cm 로 나타났다.

3. 初期 土壤含水量

강우의 耕耘層과 下部層 토양의 貯溜能(M_A, M_B)을 결정하기 위하여 層別 土壤含水量을 매일 측정하였다. 측정기기로는 디지털식 tensiometer를 사용하였으며, 이를 耕耘層 중심부와 下部層에 설치하여 각 層의 土壤空隙壓力을 측정하여 土壤水分特性曲線에 대한 관계로부터 土壤含水量을 다음 식과 같이 계산하였다.

$$S_M = \text{exp}(4.56 - 0.33 \ln C_s) \text{.....(20)}$$

여기서, S_M : 측정기준의 土壤含水量 (cm^3/cm^3)
 C_s : tensiometer에 의한 土壤 空隙 壓力(cm)

4. 地表被覆比率

콩의 生育時期別 遮斷量을 추정하기 위하여 콩의 最大遮斷量은 MODANSW(A modified ANSWERS model)의 자료를 인용하여 $1.0(0.5 \sim 1.5)\text{mm}$ 로 하였으며, 生育時期別 被覆比率은 콩의 栽植密度와 같은 크기의 격자를 제작하여 '89년 5월 30일, 6월 13일, 6월 20일, 7월 4일, 8월 2일에 사진을 찍어 실측하였다.

5. 地表流出

圃場에서의 浸透量을 얻기 위하여 직경 1.0

m의 流出 Pot에 自記水位計를 부착시킨 地表 流出 측정장치를 제작하여 圃場에 설치하였다. 한편 地表流出區域내에서의 地表面은 수평기를 사용하여 전체적으로 지표면의 傾斜와 粗度가 생기지 않도록 처리하여 경사와 조도의 효과는 무시하였다.

'89년 6월 8일~8월 30일 동안의 7개 降雨 事象과 '90년 6월 19일~7월 17일 동안의 6개 降雨 事象에 대한 시간별 流出을 측정하였다.

IV. 模型의 補正 및 檢定

본 모형의 보정을 위한 변수로는 圃場에서 測定이 가능하지 못했던 地表面粗度(RR), 降雨의 地表殼形成에너지(EO), 最終 地表殼透水 係數(KF)를 선정하였고, 본 연구에서는 이들의 값을 결정하기 위하여 最適化 技法을 적용하여 구하였다.

1. 最適化 技法

실제 圃場에서 관측한 시간별 地表流出量과 모형에 의하여 모의 발생된 流出量의 오차를 최소화하기 위하여 目的函數는 여러가지 형태를 선정할 수 있으나, 본 연구에서는 誤差제곱의 합을 최소화할 수 있는 목적함수를 취하였다. 목적함수는 非線型이고 制約條件이 없는 경우 이므로, 무제약 비선형 最適技法을 사용하였으며, 또한 3개의 변수를 동시에 결정해야 하므로 多變數決定技法을 사용하여야 한다. 따라서 이러한 범주에 드는 最適化技法 중 본 연구에서는 Pattern search 方法에 속하는 Hooke and Jeeves 方法을 택하였다.

Hooke and Jeeves 方法을 이용한 模型의 입력자료로는 기 개발된 모형의 입력자료외에 Hooke and Jeeves 매개변수, 모형의 조절변수가 첨가되며, 출력자료로는 最終 目的函數值, 補正된 最終媒介變數 등이다.

2. 媒介變數의 補正

모형의 보정은 裸地 및 콩의 재배조건하에서 '89년 6월 8일~'89년 8월 30일 동안의 7개 降雨事象을 대상으로 하였다. 實測地表流出量과 모의발생된 地表流出量간의 RMS오차는 裸地의 경우 1.70~16.86mm/hr, 콩재배지의 경우 1.30~13.35mm/hr의 범위를 보였으며, 相對誤差는 각각 2.9~15.6%, 2.8~15.2%의 범위를 보였다. 이러한 오차의 원인은 여러가지가 있겠으나 測候所가 實驗圃場간의 거리차이로 인하여 발생하는 降雨의 時間的 分布의 차이, 空隙率 및 透水係數의 測定時에 발생된 측정자료의 空間的 變異 및 模型의 構成에 있어서 각 土層内에서는 土壤의 均質하다는 假定과 콩재배지의 경우는 降雨중의 蒸發散量을 무시한다는 假定 등이 원인이라고 생각된다.

3. 模型의 檢定

模型의 檢定은 1989년 자료에 의하여 보정된 地表粗度, 강우의 地表殼 形成에너지, 最終地 表殼 透水係數들의 평균치를 1990년의 강우에 적용하여 地表流出量을 모의발생시키고, 이를 實測 地表流出量과 비교하므로써 모형의 적용성을 검토하였다.

裸地 및 콩의 재배조건하에서 1990년 6월 19일~7월 17일 동안의 6개 강우사상을 대상으로 하였다.

평균보정매개변수들을 이용하여 6월 24일의 강우사상에 대하여 모의발생시킨 累加 地表流出量과 實測 累加流出量을 비교하면 Fig. 2와 Fig. 3과 같으며, 이들을 시간별 累加 浸透量 및 浸透깊이에 대하여 도시하면 Fig. 4~Fig. 6과 같다. '90년 6월 19일~7월 17일 동안의 6개의 강우사상에 대한 檢定결과는 Table-3과 같다.

裸地의 경우는 모두 초기에 流出을 제대로 모의발생시키지 못하였고, 降雨 休止期(총 降雨期間 중에서 降雨가 中斷된 期間) 後의 강

우들에 대해서는 流出이 과다하게 모의 발생되는 경향을 보였다. 콩재배지의 경우는 초기에는 비슷한 경향을 보였으나 降雨 休止期 이후에는 裸地의 경우보다 유출이 더 과다하게 모의 발생

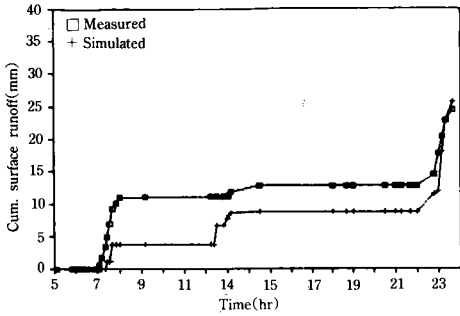


Fig. 2. Measured and simulated cumulative surface runoff(6/24/90, Bare-tilled soil)

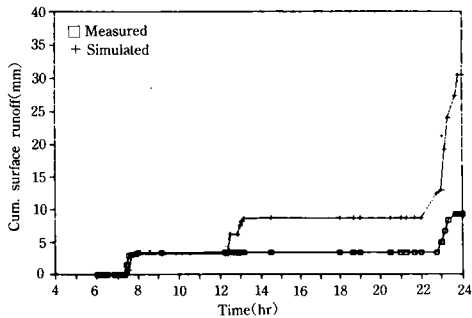


Fig. 3. Measured and simulated cumulative surface runoff(6/24/90, Soybean-growing soil)

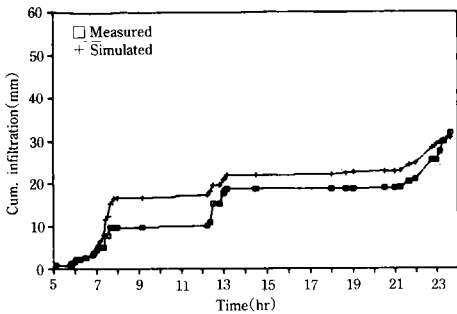


Fig. 4. Measured and simulated cumulative infiltration(6/24/90, Bare-tilled soil)

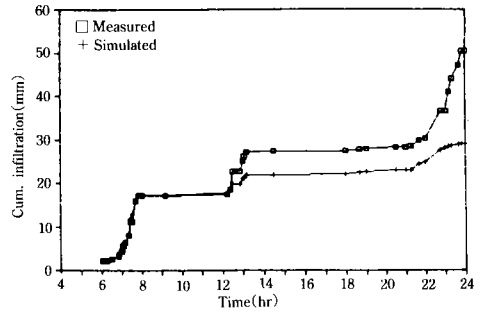


Fig. 5. Measured and simulated cumulative infiltration(6/24/90, Soybean-growing soil)

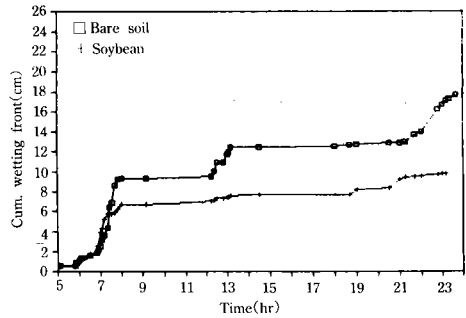


Fig. 6. Simulated cumulative wetting depth for bare-tilled versus soybean-growing soil

되는 것을 알 수 있었다. 이는 나지의 경우 초기의 地表殼 透水係數가 크게 계산된다는 것을 의미하는데 이에 영향을 미치는 인자는 地表粗度(RR), 降雨의 地表殼形成에너지(EO) 등으로서 이들이 유출을 발생시키기에는 초기 값이 크기 때문으로 생각된다.

裸地와 콩재배지의 경우 모두 降雨休止地期 이후의 경우에 대해서는 流出을 과다하게 발생시켰는데 이는 降雨休止地期 동안에 침투된 침투량의 再分配가 계속 일어나므로서 토양내의 水理特性인 透水係數의 감소와 毛管水頭가 증가하게 되고, 지표면에서는 地表의 粗度가 새로이 형성되는데 모형에서는 이러한 변화들을 고려하지 못한 데에서 기인한 것으로 생각된다. 따라서 본 모형의 적용은 土壤水分의 再分配를 무시할

Table-3. Relative error and RMS error of model verification

Date	Runoff on bare soil				Runoff on soybean growing soil			
	measured (mm)	simulated (mm)	relative error(%)	RMS (mm/hr)	measured (mm)	simulated (mm)	relative error(%)	RMS (mm/hr)
90/6/19	49.6	45.3	8.7	10.70	49.6	55.0	10.9	11.01
90/6/20	14.6	12.0	17.8	24.24	13.5	14.0	3.7	2.99
90/6/21	29.1	18.4	36.8	3.04	28.6	29.3	2.4	3.28
90/6/24	24.4	25.7	5.3	8.37	9.3	24.1	159.1	9.07
90/7/11	15.6	20.5	31.4	5.47	8.8	12.5	42.0	2.08
90/7/17	27.8	25.0	10.1	24.23	6.7	7.0	4.5	11.31
Sum (Aver.)	161.1	146.9	8.8	12.68	116.5	141.9	21.8	6.62

수 있는 강우 즉, 강우의 休地期가 충분히 짧은 降雨에 대해서 적용이 가능한 것으로 생각된다.

Table-3의 결과를 보면, 6개 降雨사상에 대한 實測 總流出量은 裸地の 경우 161.1mm, 콩재배지의 경우는 116.5mm로서 시간이 경과할수록 콩재배지의 유출량은 점차 감소하였다. 實測地 表流出量과 모의발생된 地表流出量간의 RMS 오차는 나지의 경우 3.04~24.24mm/hr, 콩재배지의 경우 2.08~11.31mm/hr의 범위를 보였으며 相對誤差는 각각 5.3~36.8%, 2.4~159.1%의 범위를 보였다.

한편 보정시의 오차와 비교하여 볼 때 큰 오차의 증가율을 보이고 있는데, 이는 보정시의 오차원인과 더불어 보정된 매개변수들의 평균치를 사용한 때문으로 판단되며 본 모형에서의 보정매개변수들이 유출에 상당히 민감하게 반응한다는 것을 알 수 있다.

V. 結 論

본 연구는 土壤의 物理的인 特性的 變化를 고려하여 土壤層을 3개로 구분한 降雨의 浸透模型을 개발하고, 砂壤土조건하에서 地表面의 콩栽培地와 非栽培地(裸地)를 대상으로 하여 自然降雨상태에서의 실험결과와 模型의 결과를 비교하므로써 모형의 적용성을 검토하였다.

개발된 침투모형은 토양을 地表殼, 耕耘層,

下部層(非耕耘層)으로 구분하여 자연강우상태에서 耕耘層 토양의 물리적 특성인 空隙率, 透水係數 및 毛管水頭의 시간적인 변화와 地表被覆의 유무를 고려할 수 있는 특징을 가지고 있다.

강우에너지에 의한 耕耘層 토양의 物理的인 특성의 시간적 변화를 포장실험에 의하여 조사하였던 바, 空隙率과 平均透水係數를 누가강우 에너지의 함수로 나타낼 수 있었으며, 平均毛管水頭는 空隙率의 지수함수로 나타낼 수 있었다.

본 모형의 補正은 實測 地表流出量을 이용하여 最適化 技法에 의하여 보정하였으며, 보정된 매개변수들을 이용하여 모형을 檢定하였는 바 모의발생된 浸透量이 포장자료와 잘 일치하였다.

參 考 文 獻

1. Bouwer, H., 1966, Rapid field measurement of air entry value and hydraulic conductivity of soil as significant parameters in flow system analysis, Water Resour. Res., 2(4), pp. 729-738.
2. Brakensiek, D. L., 1977, Estimating the effective capillary pressure in the Green and Ampt infiltration equation, Water Resour.

- Res., 13(3), pp. 680-682.
3. Brakensiek, D. L. and W. J. Rawls, 1983, Agriculture management effects on soil water process. Part II. Green-Ampt infiltration, Trans. of the ASAE, 26(6), pp. 1753-1757.
 4. Brooks, R. H. and A. T. Corey, 1964, hydraulic properties of porous media, Colorado State Univ., Hydrology Paper No. 3., pp. 27.
 5. Chu, S. T., 1985, Modeling infiltration into tilled soil during non-uniform rainfall, Trans. of the ASAE, 28(4), pp. 1226-1229, 1232.
 6. Chu, S. T., C. A. Onstad and W. J. Rawls, 1986, Field evaluation of layered Green-Ampt model for transient crust conditions, Trans. of the ASAE, 29(5), pp. 1268-1272, 1277.
 7. Green, W. H. and G. A. Ampt, 1911, Studies in soil physics, I. The flow of air and water through soils, J. Agric. Sci., 4, pp. 1-24.
 8. Linden, D. R., 1979, A model to predict soil water storage as affected by tillage practice, Ph. D. Thesis, Univ. of Minnesota, St. Paul. MN.
 9. Moore, I. D. and C. L. Larson, 1980, An infiltration-runoff model for cultivated soils, Trans. of the ASAE, 23(6), pp. 1460-1467.
 10. Moore, I. D., 1981, Effect of surface sealing on infiltration, Trans. of the ASAE, 24, pp. 1546-1553.
 11. Moore, I. D., 1981, Infiltration equations modified for surface effects, Journal of the Irrigation and Drainage Division, ASCE, 107 (IR1), pp. 71-79.
 12. Rawls, W. J., D. L. Brakensiek and B. Soni, 1983, Agricultural management effects on soil water process, Part I. Soil water retention and Green and Ampt infiltration parameters, Trans. of the ASAE, 26(6), pp. 1747-1752.
 13. Tackett, J. L. and R. W. Pearson, 1965, Some characteristics of soil crusts formed by simulated rainfall, Soil Sci., 99(6), pp. 407-413.
 14. Wischmier, W. H. and D. D. Smith, 1978, Predicting rainfall erosion losses-A guide to conservation planning, U. S. Dept. of Agri., Agri. Handbook No. 537, pp. 58.
 15. Wolfe, M. L., C. L. Larson and C. A. Onstad, 1988, Hydraulic conductivity and Green-Ampt infiltration modeling for tilled soils, Trans. of the ASAE, 31(4), pp. 1135-1140.
 16. 盧載卿, 1984, 降雨特性을 이용한 降雨에너지 算定에 관한 研究, 서울大學校 碩士學位論文.
 17. 鄭夏禹 外, 1987~1990, 밭作物消費水量 算定方法 定立研究, 서울大 農大 附屬 農業開發研究所.