

포화층 및 불포화층에 대한 토양수분흐름의 모델링

Modeling saturated-unsaturated moisture flow in soils

경북대학교 농공학과 정 상 옥

ABSTRACT

A model for the transient one-dimensional moisture movement in the saturated-unsaturated zone using a finite difference method is developed. Hysteresis in the soil water retention is incorporated. The model considers layered geologic formations. Monte Carlo simulation, together with the nearest neighbor model is used. Outputs of the model include pressure head, water content, and the water table elevation. Two Monte Carlo simulations of 100 realizations each are made for a 12-day simulation period with different input values. The simulation results show that the S.D. of the outputs increases with an increase in the input, the S.D. of the $\log K_s$. The model is applied to predict a long term water table fluctuation, and the predicted water table agrees well with the observed one.

I. 서 론

지표면 아래에서의 물의 흐름은 아마 물의 순환과정중 가장 복잡할 것이다. 토양속에서의 물의 흐름을 이해한다는 것은 여러가지의 실제문제에 있어서 아주 중요하다. 본 연구의 목적은 첫째, 포화층과 불포화층에 대한 부정류의 일차원 흐름에 대한 수치모델을 개발하고, 둘째, 추계학적인 토양의 성질에 따른 입력자료의 변화에 따른 지하수위, 공극압력 등 출력자료의 변화를 추정

하고, 셋째, 개발된 모델을 이용하여 장기간에 걸친 지하수위의 변동을 추정하는데 있다.

II. 모델의 개발

포화층과 불포화층에 걸친 부동류의 흐름에 관하여 두가지 이론이 있다. 첫째는 두층에서의 흐름은 근본적으로 다르다는 것이며,⁴⁾ 둘째는 두층의 경계를 통하여 토양수분은 연속성을 유지하며 흐른다는 설로,³⁾ 본 연구에서는 둘째 이론을 따랐다. 일차원 부동류에 대한 흐름 방정식은 z 의 양의 방향을 상향으로 잡으면,

$$C \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(h) \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \right] + S(z, t) \quad (1)$$

여기서 $C = \partial\theta/\partial h + S_s$, 즉, 일반화된 비수분당량, h =총수두, $K(h)$ =투수계수, S =source or sink, S_s =비저장, β =계수로서 포화층에서는 1, 불포화층에서는 0, $\partial\theta/\partial h$ =토양수분특성곡선의 경사이다. 식 (1)의 우변을 전개하면 다음과 같다.

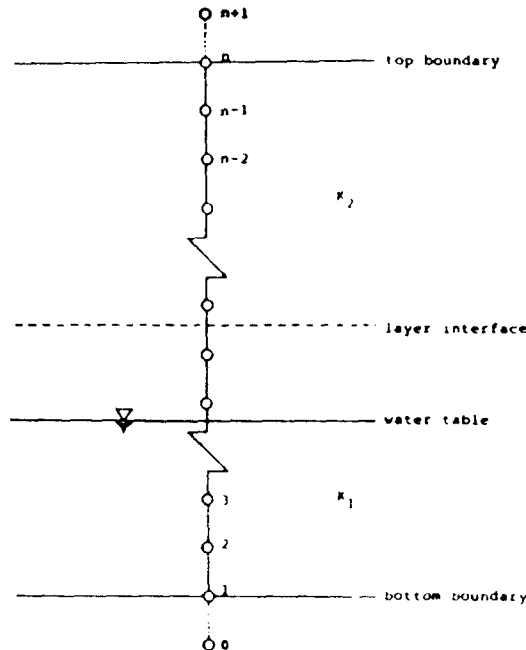


FIG. 1.—Flow System Discretization Including Imaginary Points

$$C \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial K(h)}{\partial z} \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) + K(h) \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} + S(z, t) \quad (2)$$

Implicit 유한차이법의 하나인 Douglas-Jones의 predictor-corrector 방법²⁾을 이용하여 식 (2)를 풀었다. 그림 1은 유한차분을 한 흐름구역의 시스템을 보여준다. 식 (2)를 prediction stage 와 correction stage 에서 각각 유한차이식을 만들어 정리하면 diagonally dominant 한 tridiagonal matrix가 얻어지며 이는 Thomas algorithm⁵⁾을 사용하여 효과적으로 풀었다.

토양수분특성 곡선식은 Mualem⁶⁾ 식을 사용하였고, 불포화층의 투수계수는 Van Genuchten⁸⁾ 식을 사용하였다. 그림 2는 본 연구에서 사용된 Webster silty clay loam 토양에 대한 토양수분특성곡선을 보여준다.

지하수 흐름의 추계학적 분석을 위해 nearest neighbor 모델이 사용되었다. 이것은 자기회기 기법을 공간에 적용한 것으로 다음 식으로 표시된다.

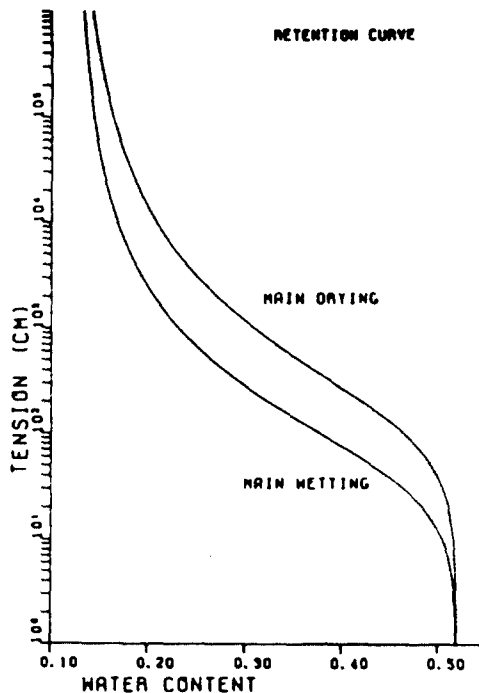


FIG. 2.—Main Retention Curves for Webster Silty Clay Loam

TABLE 1.—Soil Properties in Study Area

Depth (cm) (1)	Texture (2)	Porosity (3)	Dry bulk density (g/cm ³) (4)	Saturated hydraulic conductivity (cm/hr) (5)
0-50	Silty clay loam	0.53	1.20	0.56
50-100	Clay loam	0.51	1.25	0.59
100-180	Loam	0.48	1.38	0.67

$$Y_i = \alpha(Y_{i-1} + Y_{i+1}) + \eta\epsilon_i \quad (3)$$

여기서 Y_i 는 nearest neighbor 조건을 만족시키며 평균이 0 이고 S.D.가 σ_y 인 random variable 이고, α 는 자기회기계수이고, ϵ_i 는 평균이 0 이고 S.D.가 1 인 정규분포 난수이고 η 는 계수이다.

본 모델의 시뮬레이션을 위한 입력변수로는 각 토층의 공극율및 nearest neighbor 식의 자기상관계수, 토양수분특성곡선의 변수, 침투방정식의 계수, 강우량및 증발량, 근근역 깊이 등이다.

III. 모델 calibration

모델에 포함되는 변수의 값을 결정하기 위하여 calibration을 하여야 한다. 본 연구에서 시행한 시험포장의 관측치는 토양공극의 텐션, 지하수위,

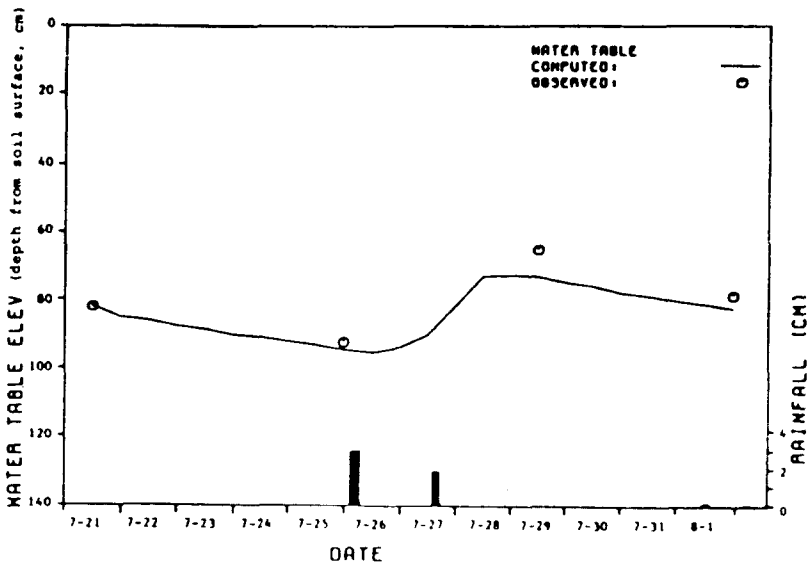


FIG. 3.—Comparison of Water-Table Elevation

강우량, pan 증발량 등이며, 텐시오미터는 지표하 10cm에서 150cm 깊이에 20cm 간격으로 매설하였다. 현장에서 채취한 시료를 실험실에서 분석하여, 토성, 공극율, 겉보기비중 및 투수계수를 구하였으며 그 결과는 표 1 과 같다. 표 1에서 보는 바와 같이 위의 2개층의 토양물리적 성질이 비교적 비슷하였기에 이들을 한 토층으로 보고 그 아래층을 제2층으로 하였다. 1984. 7. 21 부터 동년 8. 1 까지 수지한 관측치를 사용하여 calibration 을 한 결과 $S_s = 1.0 \times 10^{-4}$ cm로 하부경계에서의 flux는 1.0×10^{-3} cm/hr로 결정되었으며 이들 값을 이용한 시뮬레이션 결과중 지하수위의 변동은 그림 3과 같다. 더 자세한 내용은 Chung⁽¹⁾을 참고하기 바란다.

IV. 추계학적 모델

토양 성질중 가장 변화가 심한 투수계수에 대한 S.D.를 0이 아닌 값을 사용하여 Monte Carlo run을 수행하였다. Nearest neighbor 모델을 사용

TABLE 2.—Mean and Standard Deviation of Water-Table Elevation

Date (1)	Time (2)	Mean* (cm)		SD (cm)	
		Run A (3)	Run B (4)	Run A (5)	Run B (6)
7-21-84	12:00	82.0	82.0	0.0	0.0
	24:00	85.6	85.4	0.6	0.8
7-22-84	12:00	86.6	86.3	0.6	1.4
	24:00	88.6	88.1	1.0	2.0
7-23-84	12:00	89.7	89.0	1.3	2.3
	24:00	91.3	90.2	1.6	2.7
7-24-84	12:00	92.3	90.8	1.9	3.1
	24:00	93.8	91.8	2.3	3.6
7-25-84	12:00	94.6	92.3	2.5	4.1
	24:00	95.7	93.0	2.7	4.7
7-26-84	12:00	96.2	93.2	2.8	5.1
	24:00	94.8	91.7	2.5	4.7
7-27-84	12:00	91.8	89.5	2.5	4.5
	24:00	85.2	83.5	5.2	8.5
7-28-84	12:00	77.9	78.2	4.8	7.8
	24:00	77.2	77.4	4.0	7.0
7-29-84	12:00	77.3	77.4	3.5	6.5
	24:00	78.1	77.8	2.9	5.9
7-30-84	12:00	78.6	78.0	2.7	5.5
	24:00	79.7	78.7	2.4	5.0
7-31-84	12:00	80.3	79.0	2.4	5.0
	24:00	81.3	79.8	2.5	5.0
8-01-84	12:00	82.0	80.2	2.6	4.9
	24:00	82.7	80.7	2.8	5.0

*Water-table depth from soil surface

TABLE 3.—Mean and Standard Deviation of Soil Water Pressure Head

Node* (1)	Mean (cm)		SD (cm)	
	Run A (2)	Run B (3)	Run A (4)	Run B (5)
(a) Date: 7-22-84; Time: 24:00				
1	71.6	72.0	0.9	1.9
2	61.6	62.0	0.9	1.9
3	51.6	52.0	0.9	1.9
4	41.5	42.0	0.9	1.9
5	31.5	32.0	0.9	1.9
6	21.5	21.9	0.9	1.9
7	11.5	11.9	0.9	1.9
8	1.4	1.9	0.9	1.9
9	-8.6	-8.2	0.9	1.9
10	-18.8	-18.3	1.0	2.0
11	-29.2	-28.8	1.1	1.9
12	-40.3	-40.0	1.3	1.8
13	-54.5	-53.5	1.0	2.1
14	-70.4	-68.8	3.6	4.1
15	-87.7	-87.2	6.5	8.1
16	-114.5	-111.8	9.9	11.1
17	-154.3	-146.5	16.8	21.8
(b) Date: 7-24-84; Time: 24:00				
1	66.3	68.3	2.2	3.6
2	56.3	58.3	2.2	3.6
3	46.3	48.3	2.2	3.6
4	36.3	38.3	2.2	3.6
5	26.2	28.3	2.2	3.6
6	16.2	18.2	2.2	3.6
7	6.2	8.2	2.2	3.6
8	-3.8	-1.8	2.2	3.6
9	-13.9	-11.9	2.3	3.7
10	-24.2	-22.1	2.3	3.7
11	-34.6	-32.7	2.4	3.7
12	-46.3	-44.9	2.1	3.4
13	-62.4	-61.0	1.3	3.3
14	-84.8	-82.8	2.9	5.3
15	-107.2	-105.8	4.7	7.6
16	-134.3	-131.8	8.1	11.5
17	-178.2	-173.6	15.7	22.6

*Nodes numbers are increasing upward.

하여 얻은 100개의 서로 다른 K_s 의 값을 사용하여 12일간에 걸친 시뮬레이션
 을 수행하였다. Log K_s 에 대한 S.D.의 입력 값으로는 run A에서는 평균의
 20%로, run B에서는 40%로 하였다. 표 2는 Monte Carlo run 결과 얻어
 진 지하수위의 평균과 S.D.의 값을 보여주며, 표 3은 각 격점에서의 토양
 공극 압력의 평균과 S.D.의 값을 보여준다. 표 2와 3을 분석하면 log K_s
 의 S.D. (입력 자료)의 값이 클수록 출력 자료의 S.D.는 큰 값을 보여주

었다. 지하수위의 S.D.가 5일째부터 크게 증가한 것은 7. 26.과 7.27.의 강우 (4.8cm) 때문인 것으로 판단된다. 불포화층에서는 압력수두의 평균이 감소할수록 압력수두의 S.D.는 증가하였다.

V. 모델의 응용

장기간의 지하수위의 변동을 추정하기 위하여 $\log K_s$ 의 S.D.가 0이라고 보고 1985. 4월부터 9월까지에 대해 본 모델을 적용하여 얻은 결과를 관측치와 비교한 것이 그림 4와 같다. 그림에서 보는 바와 같이 모델이 추정한 지하수위는 관측치에 비교적 근사한 값을 주었다.

VI. 결 론

본 연구에서 개발된 포화층과 불포화층에서의 토양수분의 흐름에 대한 모델은 만족스러운 결과를 주었다고 사료되며 다음과 같은 결론을 얻었다.

1. 추계학적 모델의 입력자료인 K_s 의 S.D.는 출력 자료의 변화에 큰 영향을 미쳤다.
2. 불포화층에서 압력수두의 평균값이 감소할수록 압력수두의 S.D.는 증가하였다.

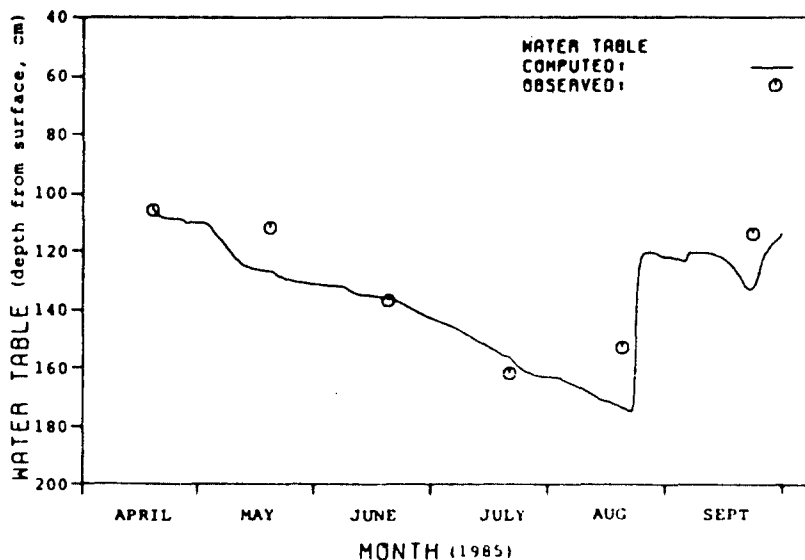


FIG. 4.—Long-Term Prediction of Water-Table Fluctuation

참 고 문 헌

1. Chung, S. O. 1987. Modeling saturated-unsaturated water flow in soils, *Journal of Irrigation and Drainage*, ASCE, 113(2): 233-250.
2. Douglas, J., and Jones, B.F. 1963. On predictor-corrector methods for nonlinear parabolic differential equations, *J. Soc. Ind. and Appl. Math.*, 11(1):195-204.
3. Freeze, R.A. 1969. The mechanism of natural groundwater recharge and discharge:1. One-dimensional, vertical, unsteady, unsaturated flow above a recharging or discharging groundwater flow system, *Water Resour. Res.* 5(1):153-171.
4. Fujioka, Y., and Kitamura, T. 1964. Approximate solution of a vertical drainage problem, *J. Geophys. Res.*, 69(24):5249-5255.
5. Gilding, B.H. 1983. The soil-moisture zone in a physically-based hydrologic model, *Adv. in Water Resour.*, 6:36-43.
6. Mualem, Y. 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media, *Water Resour. Res.*, 12(3):513-522.
7. Smith, L., and Freeze, R.A. 1979. Stochastic analysis of steady state groundwater flow in a bounded domain:1. One-dimensional simulations, *Water Resour. Res.*, 15(3):521-528.
8. Van Genuchten, M.T. 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44:892-898.