

산사태 위험도 추정을 위한 간극수압 예측에 관한 연구(I) — 지하수 유입량의 비교 연구 —

Porewater Pressure Predictions on Hillside Slopes for Assessing Landslide Risks(I)
— Comparative Study of Groundwater Recharge —

이 인 모*¹

Lee, In-Mo

박 경 호*²

Park, Kyung-Ho

임 충 모*³

Im, Chung-Mo

Abstract

Landslides on hillside slopes with shallow soil cover over a sloping bedrock are frequently caused by increases in porewater pressures following of heavy rainfall and it is one of the most important factors of assessing the risk of landslide to predict the groundwater level fluctuations in hillslopes.

This paper presents the comparative study of three unsaturated flow models developed by Sloan et al., Reddi, L.N., and Thomas, H.A., Jr., respectively, which are used to predict the increase of groundwater levels in hillside slopes. The parametric study for each of models is also presented. The Kinematic Storage Model(KSM) developed by Sloan et al. is utilized to predict the saturated groundwater flow.

They are applied to the two sites in Korea so as to examine the possibility of use in the groundwater flow model.

The results show that two unsaturated models developed by Sloan et al. and Reddi, L. N. are largely affected by the uncertain parameters like saturated permeability and saturated water content ; the abcd model has the potential of use in unsaturated flow model with the optimal estimates of model parameters utilizing available optimization techniques. And it is also found that the KSM must be modified to account for the time delay effect in the saturated zone.

The results of this paper are able to be utilized in developing the predictive model of groundwater level fluctuations in a hillslope.

*¹ 정회원, 고려대학교 공과대학 토목환경공학과 부교수

*² 고려대학교 대학원 토목환경공학과 석사

*³ 정회원, 목포전문대학 토목공학과 조교수

요 지

얇은 토층을 가지는 가파른 산사면에서 발생하는 산사태는 흔히 호우, 폭우, 태풍 등의 강우 사상 발생으로 초래된 지하수위 증가가 그 원인이 되며, 결국 산사면에서의 지하수위를 예측하는 것이 산사태 발생 위험도를 추정하는데 중요한 요소가 된다. 본 논문에서는 산사면에서 지하수 유입량을 예측할 수 있는 비포화대 흐름 모델들 중 Sloan 등이 제안한 모델, Reddi가 제안한 모델, Thomas abcd 모델들을 선택하여 서로 비교 연구를 수행하였다. 또한, 포화투수계수와 모델변수들에 대하여 매개변수분석 연구를 수행하였다. 포화대 흐름에 대해서는 Sloan 등이 개발한 Kinematic Storage Model(KSM)을 선택하여 한국의 산사면에 대한 적용 가능성을 연구하였다.

이들 모델들은 한국의 두 산사태 발생 지역에 적용하였고, 그 적용 가능성에 대한 연구가 이루어졌다.

그 결과, Sloan 등과 Reddi가 제안한 두 모델들은 포화투수계수와 같은 불확실성을 지닌 실험 상수들의 영향을 많이 받으며, abcd 모델은 지하수위 변동에 대하여 고려할 수 있도록 수정하고 적절한 최적화 기법을 사용하여 모델변수들을 구한다면, 비포화대 모델로서 현장 지역에 적용 가능하다는 결론을 얻었다. 또한, KSM은 포화대에서의 시간 지체 효과를 고려해 줄 수 있도록 수정되어야 한다는 결론을 얻었다.

본 논문의 결과는 가파른 산사면에서의 산사태 발생 위험도를 추정하기 위한 지하수위 예측 모델을 개발하는 데 이용할 수 있다.

1. 서 론

뉴질랜드, 일본, 캐나다, 한국, 홍콩 등과 같이 많은 산악 지역을 가지는 나라들은 가파른 산사면에서의 산사태 발생으로 인하여 상당한 재산 손실과 인명 피해를 입고 있다. 산악 지역에서 기반암 위의 얇은 토층으로 이루어진 자연사면의 산사태는 주로 debris flow나 debris avalanche와 같은 형태를 띄며, 이러한 산사태에 대하여 사면 안정을 평가하기 위하여 주로 유효응력 개념의 간단한 평면 무한사면 해석법을 이용한다.²⁵⁾

그림 1과 같이 자연 사면을 평면 무한사면으로 가정하여 이에 대한 안전율, F_s 를 구하면 다음과 같다.⁽²⁾

$$F_s = \frac{\{c' + [(W_s + W_c) \frac{\cos \alpha}{l} - u] \tan \Phi' + S_r\} l}{(W_x + W_t) \sin \alpha + F_w} \quad (1)$$

여기서, W_s 와 W_t 는 각각 토질과 나무의 무게, F_w 는 나무가 받는 풍하중, c' 와 Φ' 는 각각 유효응력개념의 점착력과 전단저항각, α 는 사면

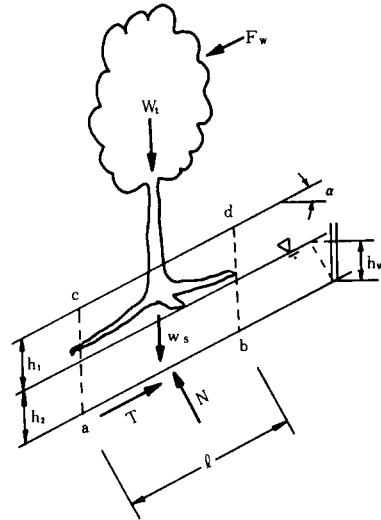


그림 1. Forces on sliding soil mass

의 경사각, S_r 는 전단강도에 대한 뿌리의 보강효과, u 는 간극수압이다.

간극수압은 지하수위의 변동, h 와 관련이 있으며 다음 식으로 구하여 진다.

$$u = \gamma_w h_w = \gamma_w h \cos^2 \alpha \quad (2)$$

(1)과 (2)로부터 산사면에서의 강우로 인한 지하수위의 증가는 간극수압을 증가시켜 유효응력을 감소시키며, 흙의 자중을 증가시킴으로써 산사태 발생 위험을 증가시킨다는 것을 알 수 있다. 따라서, 강우로 인하여 초래되는 지하수위의 변동을 예측함으로써 산사태 위험도를 추정할 수 있다.

강우로 인한 지하수위의 증가를 예측하기 위한 많은 연구가 수행되었으며, 이는 크게 경험적인 연구(empirical study)^{(6), (10)}, 수해석적인 연구(analytic study)^{(28), (30)}, 수치해석적인 연구(numerical study)^{(7), (13), (15), (22), (23)} 등으로 나눌 수 있다. 그러나, 이러한 연구 방법들은 많은 토질 실험 자료와 계산적인 부담감 등의 단점을 가지고 있으며, 최근에는 간단하면서도 물리적인 개념에 기초한 Lumped-parameter 연구가 제안되고 있다.^{(5), (6), (21), (27)} 특히, Reddi와 Wu는 비포화대를 세 zone으로 나누어 각각의 zone에 대한 토질 함수비(soil moisture storage)를 구함으로써, 비포화대의 저장 능력으로 인한 시간 지체 효과를 고려하였다.⁽²¹⁾ Sloan 등은 Kinematic Storage Model(KSM)을 개발하여 산사면에서의 지하수위 변동을 예측하였다.⁽²⁷⁾

Lumped-parameter 연구가 안고 있는 가장 큰 어려움은 비포화대로부터 포화대로의 지하수 유입량의 추정이다. 이것은 실험을 통하여 관측하기 어렵기 때문에 수문 분야에서는 강우량과 지하수 유출량의 자료를 이용하여 매개변수분석을 통해서 지하수 유입량을 구하는 방법을 택하고 있다. 여러 토질 및 지질 공학자들이 비포화대에서의 흐름을 연구하여 비포화투수계수와 함수비와의 관계, 압력수두(suction potentials)와 함수비와의 관계를 규명하려고 시도하였지만, 실험 상수들의 높은 불확실성으로 인하여 정확한 비포화대 흐름을 예측할 수는 없었다.^{(9), (11), (14), (18)}

따라서, 산사면에서의 지하수위 예측을 위한 모델상의 많은 문제점이 포화대 흐름보다는 비포화대 흐름에서 발생한다고 볼 수 있다. 이 논문에서는 물리적 개념에 기초한 Lumped-parameter 비포화대 흐름 모델들 중 최근에 개발된 세 모델을 선택하여, 각 모델들의 매개변수 연구를 수행

하였으며, 각 모델에 대하여 실제 산사태 발생 지역에 적용시에 발생하는 장·단점을 연구하였다. 또한, 간단한 포화대 흐름 모델의 적용 가능성을 연구함으로써, 한국 실정에 맞는 전반적인 지하수위 예측 모델을 개발하는데 이용할 수 있도록 하였다.

2. 간극수압 예측 모델

가파른 산사면에서 지하수의 흐름은 크게 비포화대 흐름과 포화대 흐름으로 나눌 수 있다. 그림

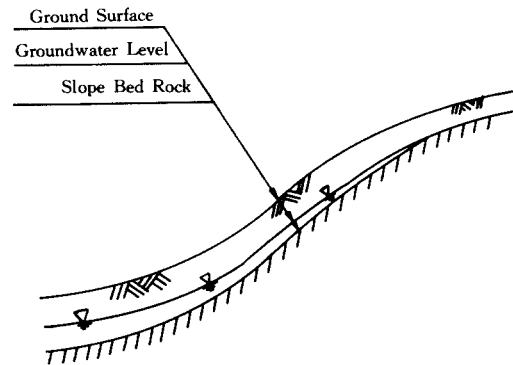


그림 2. 산사면에서의 전형적인 지하수 흐름

2는 산사면에서의 전형적인 지하수 흐름을 보여주고 있다. 태풍이나 집중호우로 인하여 발생하는 강우는 차단(Intercept)효과를 무시할 수 있는 경우에, 지표면에 침투하여 비포화대로 흘러 들어가거나 식생이나 지표면을 통하여 직접 유출된다. 비포화대로 흘러 들어간 강우는 포화대를 증가시키고 사면 경사를 통하여 아래사면으로 흐르면서 지하수위를 상승시킨다. 따라서, 산사면에서의 지하수 흐름을 모델화하기 위해서는 비포화대 흐름을 나타내는 침투모델(infiltration model) 또는 수문 기상학적 모델(hydr-meteorological model)과 포화대 흐름을 나타내는 배수모델(drainage model) 또는 지질수문학적 모델(geohydrological model)을 서로 연결시켜 고려하여야 한다.

포화대 흐름 모델은 비교적 단순화 시킴으로써 관측된 지하수위와 비교할 수 있지만,⁽²⁶⁾ ⁽²⁷⁾ 비포화대 흐름 모델들은 모델을 구성하는 실험식들이 높은 불확실성을 갖는 상수들을 가지고 있기 때문에 실험식을 사용하는데 주의를 하여야 하며, 비포화대에서의 모든 수문 과정을 나타내기 위해서 복잡한 모델을 사용하는 경우에는 최적 매개변수(optimum parameter)를 구하는데 난점이 있다. 그러므로, 비포화대 흐름을 모델화하기 위해서는 산사면에서의 강우 발생으로 인하여 생기는 수문과정 중에서 중요한 영향을 미치는 요소들만으로 단순화 시켜서 매개변수 분석을 통하여 지하수 유입량을 구하는 것이 바람직하다.

이 논문에서는 간단한 포화대 흐름 모델인 KSM의 적용 가능성을 조사하고, 비포화대 흐름을 나타내는 Sloan 등이 제안한 모델,⁽²⁷⁾ Reddi가 제안한 모델,⁽²⁰⁾ 그리고 Thomas abcd 모델⁽²⁹⁾ 등의 세 모델에 대하여 매개변수 분석과 비교 연구를 하였으며, 궁극적으로 산사면 전체에 대한 비포화-포화 흐름을 모델화할 수 있는 비포화대 흐름 모델을 선택하고자 하였다. 위의 세 모델 각각에 대한 이론적인 면과 각 모델에 연결시켜 사용할 수 있는 간단한 포화대 흐름 모델인 KSM에 대한 이론적인 면이 다음에 제시되어 있다.

2. 1 Kinematic Storage Model(KSM)

KSM은 Sloan과 Moore⁽²⁶⁾, Reddi와 Wu⁽²¹⁾ 등이 포화대 흐름을 모델화하기 위하여 사용한 것으로

Sloan 등에 의해서 물평형개념(water balance concept)을 기본으로 하여 개발되었다.⁽²⁷⁾

KSM은 산사면 전체를 경사각(α), 길이(L), 일정한 토층의 두께(D)를 가지는 하나의 control volume으로 이상화시킨다(그림 3, 4).

산사면에서의 포화대 흐름의 수문 과정을 나타내는 질량연속방정식(mass continuity equation)은 다음 식과 같은 유한 차분의 형태로 나타낼 수 있다.

$$\frac{S^{(1)} - S^{(0)}}{t^{(1)} - t^{(0)}} = iL - \frac{q^{(1)} + q^{(0)}}{2} \quad (3)$$

여기서, S는 단위폭당 포화대에 저장된 배수 가능한 물의 체적, q는 단위폭당 사면으로부터의 유출량, i는 단위폭당 비포화대에서 포화대로의 유입량, t는 시간, 첨자 0과 1은 각각 시간간격의 시작과 끝을 나타낸다. KSM은 지하수위가 사면 윗부분의 경계와 아랫부분의 경계 사이에 선형관계를 가지며, 수두 경사가 불투수층인 기반암의

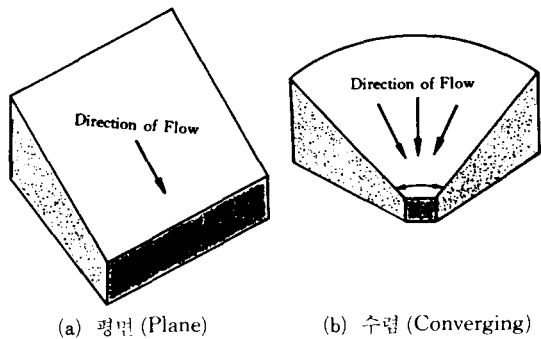


그림 4. 사면의 형태

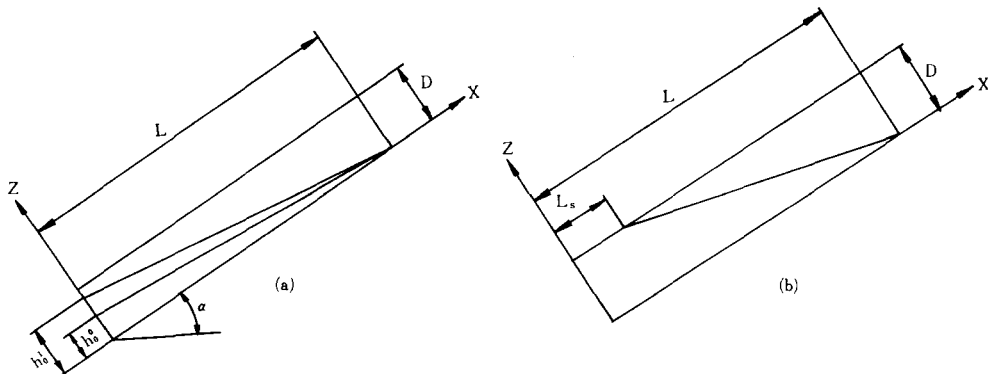


그림 3. Kinematic storage model

경사와 같다고 가정한다. 그림 3(a)와 같은 평면 사면에 대하여 단위폭당 포화대에 저장된 배수 가능한 물의 체적과 지하수 유출량은 다음 식으로 구할 수 있다.

$$S = \frac{h_0 \theta_d L}{2} \quad (4)$$

$$q = h_0 v = h_0 K_s \sin \alpha \quad (5)$$

여기서, h_0 는 지하수위, θ_d 는 배수 가능한 간극률(drainable porosity), K_s 는 포화투수계수이다.

식 (4)와 (5)를 (3)에 대입하면, 각각의 시간간격, Δt , 끝에서의 지하수위를 구할 수 있다.

$$h_0^{(n)} = \frac{h_0^{(0)}(L\theta_d - v\Delta t) + 2Li\Delta t}{L\theta_d + v\Delta t} \quad (6)$$

포화대가 증가하여 지하수위가 지표면을 가로지르는 경우에 식 (4)와 (5)는 다음과 같이 수정된다(그림 3(b)).

$$S = \frac{D\theta_d(L+L_s)}{2} \quad (7)$$

$$q = iL_s + Dv \quad (8)$$

여기서, L_s 는 포화된 사면의 길이를 나타낸다.

사면의 형태를 평면 사면이 아닌, 수렴(converging) 사면 형태로 간주할 경우에는 식 (4)와 (6)이 다음과 같이 수정된다(그림 4(b)).

$$S = \frac{\pi L^2 h_0 \theta_d}{2} \left(\frac{\phi}{2\pi} \right) \quad (9)$$

$$h_0^{(n)} = \frac{h_0^{(0)} \left[\pi L^2 \theta_d \left(\frac{\phi}{2\pi} \right) - v\Delta t \right] + 2i\pi L^2 \left(\frac{\phi}{2\pi} \right) \Delta t}{\pi L^2 \theta_d \left(\frac{\phi}{2\pi} \right) + v\Delta t} \quad (10)$$

위의 식 (6), (8), (10)은 각각 지하수 유입량, i 를 포함하고 있으며, 이것은 비포화대 흐름 모델로부터 구할 수 있다.

2. 2 Sloan 등이 제안한 모델

KSM을 이용한 포화대 흐름에 필수 요소인 포화대에 유입되는 강우의 양을 구하기 위하여, Sloan 등은 포화대에 대한 연직의 유입량(vertical input rate)이 비포화대에 저장된 물의 체적의 함수라고 가정하였다.⁽²⁷⁾

$$i = K(\theta_{us}) \quad (11)$$

여기서, K 는 비포화투수계수이며, θ_{us} 는 사면

의 비포화대 전체를 균질한 단위(homogeneous unit)로 간주한 평균체적함수비(average volumetric water content)이다. 중력에 의한 연직 방향만을 고려하는 경우에 수두경사(hydraulic gradient)를 1로 가정할 수 있으므로, 식 (11)은 단위 면적당 유입되는 양을 나타낸다고 볼 수 있다. 비포화대에 평균체적함수비는 다음 식으로 구하여 진다.

$$\theta_{us} = \frac{\theta_{uso} V_{uso} + L \Delta t_0 (r - i_0)}{V_{uso}} \quad (12)$$

여기서, V_{us} 는 비포화대의 체적, r 은 강수량, 아랫첨자 "0"은 이전의 시간 단계를 의미한다.

Sloan 등이 제안한 모델은 비포화대내에서의 중요한 수문 과정인 증발산에 의한 평균체적함수비의 변동을 고려하지 않고 있다. 그리고, 비포화대 흐름을 상당히 단순화하여 단지 식 (11)을 이용하여 지하수 유입량을 구하였기 때문에 비포화투수계수와 함수비사이의 관계를 정확히 평가하는 것이 중요하다.

2. 3 Reddi가 제안한 모델

Reddi는 Eagleson이⁽²²⁾ 제안한 대로 토질 함수비를 지배하는 힘(predominant force)에 따라서 비포화대를 세 zone으로 나누었다(그림 5).⁽²⁰⁾

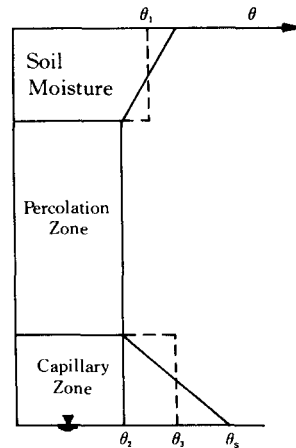


그림 5. Reddi가 제안한 비포화대의 분포

물평형방정식(water balance equation)을 사용하

여 각각의 세 zone에 대한 함수비는 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$\theta_j^{(1)}(Z_j) = \theta_j^{(0)}(Z_j) + (V_{j-1} - V_j - E_j)\Delta t \quad (13)$$

여기서, $\theta_j^{(1)}$, $\theta_j^{(0)}$ 는 각각 1과 0시간에 대한 j번째 zone의 평균체적함수비, Z_j 는 j번째 zone의 두께, E_j 는 j번째 zone에 대한 증발산량, V_{j-1} , V_j 는 각각 j번째 zone의 윗부분과 아랫부분에서의 연직방향으로 흐르는 함수비 유출량(moisture flux)이다.

함수비 유출량은 Darcy의 법칙에 따라 다음과 같이 구할 수 있다.

$$V_j = \frac{1}{2} K(\theta) \left[\left(\frac{\psi_j - \psi_{j-1}}{Z_j} + 1 \right) + \left(\frac{\psi_{j+1} - \psi_j}{Z_{j+1}} + 1 \right) \right] \quad (14)$$

여기서, ψ_{j-1} , ψ_j , ψ_{j+1} 는 각각 j-1, j, j+1번째 zone 바닥에서의 압력수두(suction potentials)이며, $K(\theta)$ 는 j번째 zone의 바닥에서 함수비에 대한 함수로서의 비포화투수계수이다. 식 (13)과 (14)를 토질수대(soil moisture zone)와 중간수대(percolation zone)에 대하여 고려하면 다음 식들로 나타낼 수 있다.

$$\theta_1^{(1)}(Z_1) = \theta_1^{(0)}(Z_1) + [(r - E) - 0.5K(\theta_2) \left(\frac{\psi_1 - \psi_0}{Z_1} + 2 \right)] \quad (15)$$

$$\theta_2^{(1)}(Z_2) = \theta_2^{(0)}(Z_2) + [0.5K(\theta_2) \left(\frac{\psi_1 - \psi_0}{Z_1} + 2 \right) - 0.5K(\theta_2) \left(\frac{\psi_3 - \psi_1}{Z_3} + 2 \right)] \quad (16)$$

따라서, 위의 식 (15)와 (16)에서 $K(\theta)$ 와 $\psi(\theta)$ 에 대한 함수 관계를 알 수 있다면 지하수 유입량을 계산할 수 있다. Reddi는 Gardner 등⁽¹⁴⁾과 Campbell⁽⁹⁾이 제안한 함수 관계(식)(33), (34)를 이용하여 지하수 유입량을 구하였다.

$$i = v_2 - (\Delta\theta_3)Z_3 \quad (17)$$

여기서,

$$v_2 = 0.5Ks W_2^{2b+3} \left[\left(\psi_s \frac{(1 - W_2^{-b})}{Z_3} + 2 \right) \right] \quad (18)$$

$$\Delta\theta_3 = \frac{(\theta_2^{(1)} - \theta_2^{(0)})}{2} \quad (19)$$

각각의 zone에 대한 함수비는 다음과 같이 구한다.

$$\theta_1^{(1)}(Z_1) = \theta_1^{(0)}(Z_1) + [(r - E) - 0.5Ks W_2^{2b+3} \left(\psi_s \frac{(W_2^{-b} - W_1^{-b})}{Z_1} + 2 \right)] \quad (20)$$

$$\theta_2^{(1)}(Z_2) = \theta_2^{(0)}(Z_2) + [0.5Ks W_2^{2b+3}$$

$$\left(\psi_s \frac{(W_2^{-b} - W_1^{-b})}{Z_1} + 2 \right) - 0.5Ks W_2^{2b+3} \left(\psi_s \frac{(1 - W_2^{-b})}{Z_3} + 2 \right)] \quad (21)$$

식 (20)과 (21)에서의 Z_1 , Z_2 , Z_3 는 매 시간간격의 끝에 지하수위의 변동으로부터 구한다.

$$(Z_1)_{t+\Delta t} = (Z_1)_t - \Delta h \left(\frac{Z_1}{Z_1 + Z_2 + Z_3} \right) \quad (22)$$

$$(Z_2)_{t+\Delta t} = (Z_2)_t - \Delta h \left(\frac{Z_2}{Z_1 + Z_2 + Z_3} \right) \quad (23)$$

$$(Z_3)_{t+\Delta t} = (Z_3)_t - \Delta h \left(\frac{Z_3}{Z_1 + Z_2 + Z_3} \right) \quad (24)$$

여기서, Δh 는 지하수위의 변동(=ht+ Δt -ht)이다.

2. 4 Thomas abcd 모델

Thomas에 의하여 개발된 abcd 모델은 단지 네개의 모델변수(model parameters) a, b, c, 그리고 d-를 가지고 어떤 유역의 수문지질학적, 물리적 특성을 나타낸다.⁽²⁹⁾ 비포화대 흐름만을 고려한 경우에는 d를 사용하지 않고, a, b, c만을 사용하여 지하수 유입량을 구할 수 있다.

abcd 모델은 두개의 상태변수(state variables), W_i 와 Y_i 를 가진다.

$$W_i = r_i + S_{i-1} \quad (25)$$

$$Y_i = S_i + E_i \quad (26)$$

여기서, r_i 와 E_i 는 각각 i시간 동안의 강우량과 실제 증발산량(actual evapotranspiration)이고, S_{i-1} 과 S_i 는 각각 i-1, i시간에서의 비포화대의 저류량이다. 두개의 상태변수는 다음과 같은 비선형 함수 관계를 가진다(그림 6).

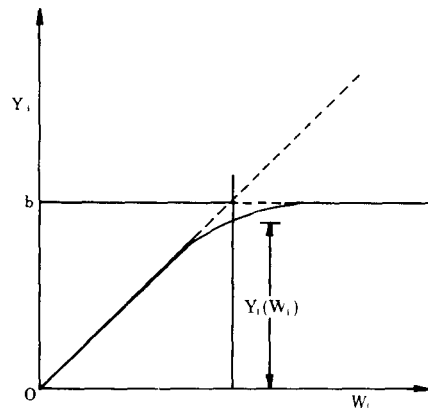


그림 6. W_i 와 Y_i 의 관계

$$Y_i(W_i) = \frac{W_i + b}{2a} \times \left[\left(\frac{W_i + b}{2a^2} \right) - \frac{W_i b}{a} \right]^{0.5} \quad (27)$$

모델 변수 $a(0 < a < 1)$ 는 토층이 완전히 포화되기 전에 발생하는 유출 성향을 나타내며, a 의 값이 1에 가까울수록 거의 모든 초기 강우를 비포화대가 저장할 수 있음을 나타낸다. b 는 $Y_i(W_i)$ 의 최대값을 의미한다. 두 변수 a 와 b 는 물리적인 의미에서 비포화대내에서의 수문 과정을 나타내므로 이에 대해서 자세한 연구가 수행되었다.

abcd 모델에서 비포화대의 저류량, S_i 는 강우 발생후 증발산에 의한 토질 함수비의 손실률이 잠재 증발산량에 비례하며, 비례상수는 포화정도를 나타내는 S/b 의 비로써 나타낼 수 있다고 가정하여 다음 식과 같이 나타낸다.

$$\frac{dS}{dt} = \frac{-PE_i}{b} S \quad (28)$$

윗 식을 적분하면,

$$S_i = Y_i \exp\left(-\frac{PE_i}{b}\right) \quad (29)$$

여기서, PE_i 는 i 시간 동안의 잠재 증발산량 (potential evapotranspiration)이다.

지하수 유입량(GR_i , groundwater recharge)과 직접 유출량(DR_i , direct runoff)은 변수 c 를 사용하여 다음 식으로 구한다.

$$GR_i = c(W_i - Y_i) \quad (30)$$

$$DR_i = (1-c)(W_i - Y_i) \quad (31)$$

지하수 유출량은 변수 d 와 i 시간에 있어서의 지하수 저류량, G_i 의 곱으로 구하며, 포화대에 대하여 질량평형개념(mass balance concept)을 이용하여 G_i 는 다음 식으로 구한다.

$$G_i = \frac{1}{(1+d)} [c(W_i - Y_i) + G_{i-1}] \quad (32)$$

변수 c 는 포화대로 유입되는 강우의 부분(fraction)과 관련되며, abcd 모델에서는 지하수 유출량과 지하수 저류량 사이의 관계를 선형 관계로 가정하였기 때문에 d 의 역수가 저류 상수가 된다.

비포화대에서 포화대로의 지하수 유입량을 구할 때에는 세개의 모델변수 a, b, c 를 이용하여 식(30)으로부터 구하게 되므로 모델변수 d 는 사용하지 않는다.

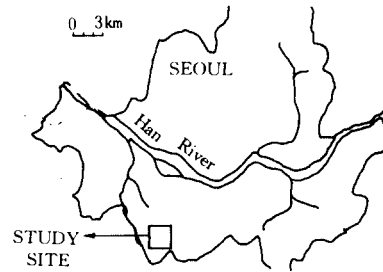
3. 적용 예제

3.1 적용 현장

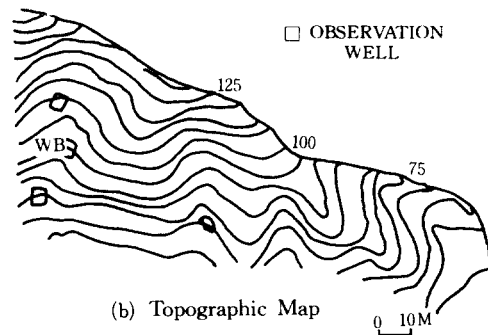
앞에서 제시된 모델들을 비교 연구하기 위하여 서울 구로구 시흥동에 위치한 야산과 전라남도 무안군 몽탄면 이산리에 위치한 야산을 선택하였다. 이 두 지역은 각각 '77, '87년과 '89년에 폭우로 인하여 대규모 산사태(debris avalanche)가 발생했던 곳으로 한국의 전형적인 산사태 사면을 보여주고 있다.

서울 구로구 시흥동에 위치한 야산

이 지역은 과거의 작은 규모의 산사태가 자주 발생했으며, 특히 '77년과 '87년에는 대규모 산사태로 인하여 많은 인명 피해를 입었던 곳이다(그림 7).⁽³⁾ 조천환등이 '89년 6월부터 11월 사이에 우물, WB에서 지하수위의 변동을 관측하였으며, 본 연구에서는 앞에서 제시된 모델을 비교 연구하기 위하여 7월 25일부터 31일 사이의 첫번째 강우와 8월 27일부터 30일 사이의 두번째 강우를 선택하였다(그림 8).

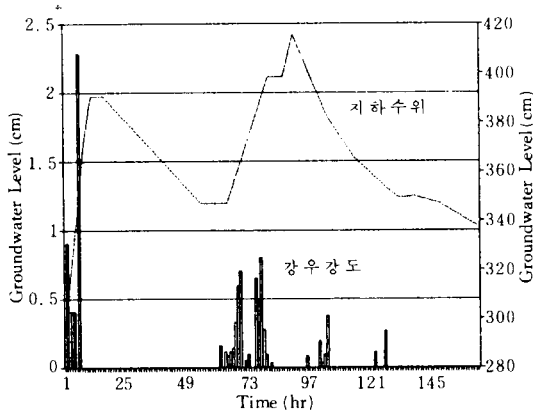


(a) 현장 위치

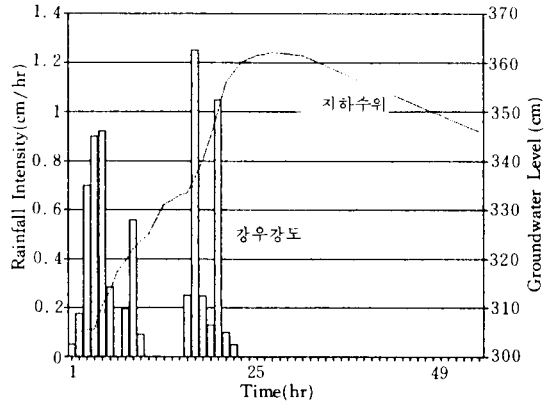


(b) Topographic Map

그림 7. 시흥동 야산의 현장위치와 topographic map



(a) 7월 25일부터 31일 사이의 폭우



(b) 8월 27일부터 30일 사이의 폭우

그림 8. 시흥동 야산에서 관측된 강우강도와 지하수위

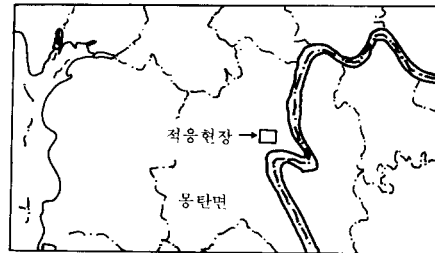
조천환등은 이 지역에 대하여 실내 및 현장 토질 실험을 실시하였으며, 이 논문에서 그들의 실험 결과들을 이용하였다. 토질 실험 결과, 본 현장의 토질은 SM 혹은 SC였으며, 지표면 부근의 총적토층이 0.45-1.00m, 그 아래 풍화토층이 0.5-1.5m 등의 토층으로 이루어져 있었다. 사면의 경사각은 약 35° 정도였으며, 포화투수계수는 현장 변수위 실험(in-situ falling head test)으로부터 $1.5 \times 10^{-5} - 7.0 \times 10^{-5} \text{ cm/sec}$ 의 범위를 얻었다. 증발접시를 이용한 일증발량은 관악산 관측소로부터 얻었다.⁴⁾ 7월과 8월 사이의 건조 시기와 폭우 중간의 맑은 날에 대한 전체 일증발량은 34일에 대하여 111.7mm/day였다. 증발접시계수를 0.8로 간주하면 공간적, 시간적으로 평균 잠재 증발산량은 2.63mm/day이다.

전라남도 무안군 몽탄면 이산리에 위치한 야산

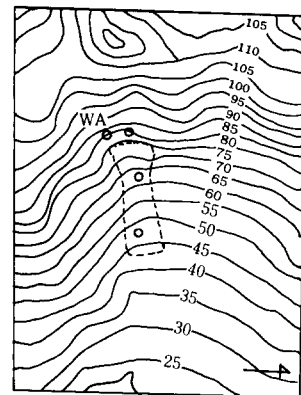
그림 9는 이산리 야산 현장의 위치와 topographic map을 보여주고 있으며, 그림 10은 간극수압 예측 모델의 개발을 위한 연구의 일환으로 '91년 7월 7일부터 16일까지 관측공, WA에서 직접 관측한 지하수위를 보여주고 있다. 강우량은 무안군의 기상 관측소에서 관측한 자료를 이용하였다.

현장의 흙을 이용하여 실내 실험을 행한 결과, SC나 GC로 분류되는 지반이었으며, 지하수위를 관측하기 위하여 매설한 다른 여러 개의 관측공들과 현장 측량으로부터 불투수층인 기반

암 위의 토층이 1.0-1.3m 정도의 얇은 두께를 가지며, 사면의 경사는 대략 25-30° 정도임을



(a) 현장위치



○ 관측공의 위치

(b) Topographic Map

그림 9. 이산리 야산의 현장 위치와 topographic map

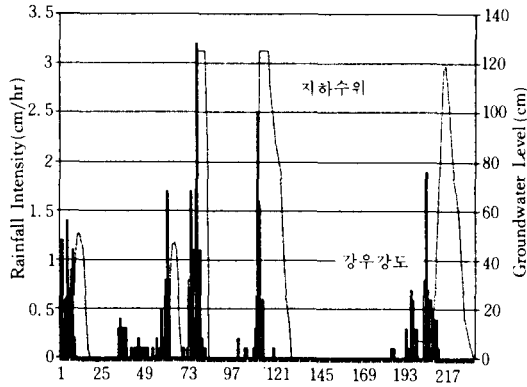


그림 10. 이산리 야산에서 관측된 강우강도와 지하수위

알 수 있었다.

3. 2 $K(\theta)$ 와 $\psi(\theta)$ 에 대한 함수 관계

앞에서 제시된 Sloan 등의 모델과 Reddi의 모델은 컴퓨터 실행을 위하여 $K(\theta)$ 와 $\psi(\theta)$ 간의 함수 관계를 규명하여야 한다. Gardner 등은 비포화대의 압력수두 대 토질함수비 사이의 관계에 대하여 다음과 같은 식을 제안하였다.⁽¹⁴⁾

$$\psi(\theta) = \psi_s \left(\frac{\theta}{\theta_s} \right)^{-b} \quad (33)$$

여기서, ψ_s 와 θ_s 는 포화 상태에서의 압력 수두와 함수비이며, b 는 각 토질에 대한 함수비 특성의 상수이다.

식(33)을 이용하여 Campbell은 토질체적함수비에 대한 상대투수계수의 관계를 유도하였다.⁽⁹⁾

$$k = \left(\frac{\theta}{\theta_s} \right)^{2b-3} \quad (34)$$

표2. 흙의 종류에 따른 실험상수들의 평균값과 표준편차(Clapp과 Hornberger 1978)

Soil Texture	Mean Clay Soils Fraction	\bar{b}	ψ_s , cm	ψ_s (log), cm	ψ_s , cm	$\bar{\theta}_s$, cm ³ /cm ³	K, cm/min	S_e , % ^{1/2}
Sand	13 0.03	4.05(1.78)	12.1(14.3)	3.50	4.66	0.395(0.056)	1.056	1.52
Loamy sand	30 0.06	4.38(1.47)	9.0(12.4)	1.78	2.38	0.410(0.068)	0.938	1.04
Sandy loam	204 0.09	4.90(1.75)	21.8(31.0)	7.18	9.52	0.435(0.086)	0.208	1.03
Silt loam	384 0.14	5.30(1.96)	78.6(51.2)	56.6	75.3	0.485(0.059)	0.0432	1.26
Loam	125 0.19	5.39(1.87)	47.8(51.2)	14.6	20.0	0.451(0.078)	0.0417	0.693
Sandy clay loam	80 0.28	7.12(2.43)	29.9(37.8)	8.63	11.7	0.420(0.059)	0.0378	0.488
Silty clay loam	147 0.34	7.75(2.77)	35.6(37.8)	14.6	19.7	0.477(0.057)	0.0102	0.310
Clay loam	262 0.34	8.52(3.44)	63.0(51.0)	36.1	48.1	0.476(0.053)	0.0147	0.537
Sandy clay	19 0.43	10.4(1.64)	15.3(17.3)	6.16	8.18	0.426(0.057)	0.0130	0.223
Silty clay	441 0.49	10.4(4.45)	49.0(62.1)	17.4	23.0	0.492(0.064)	0.0062	0.242
Clay	140 0.63	11.4(3.70)	40.5(39.7)	18.6	24.3	0.482(0.050)	0.0077	0.268

*From Li et al. [1976].

표 1. 문헌상에 나타나는 상대투수계수 대 함수비와의 관계

Reference	Function
Wind [1955]	$K = a \psi ^{-n}$
Gardner [1958]	$K_r = e^{a\psi}$
	$K = \frac{a}{ \psi ^{n+b}}$
Gardner's type	$K_r = (\psi/b)^n + 1)^{-1}$
Brooks and Corey [1964]	$\psi \geq \psi_{cr} \quad \psi \leq \psi_{cr}$ $K = K_s \quad K_r = (\psi/\psi_{cr})^{-n}$
Averjanov [1950]	$K_r = S_e^n$ $S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}$ $n = 3.5$
Rijtema [1965]	$\psi \geq \psi_{cr} \quad \psi_s \leq \psi \leq \psi_{cr} \quad \psi < \psi_s$ $K = K_s \quad K_r = \exp[-\alpha(\psi - \psi_{cr})] \quad K = K_1(\psi/\psi_s)^{-n}$
King [1964]	$K_r = a \frac{\cosh[(\psi/\psi_s)^n] - 1}{\cosh[(\psi/\psi_s)^n] + 1}$

여기서,

$$k = \frac{K(\theta)}{K_s}$$

이외에도 여러 학자들이 상대투수계수의 함수 관계를 제안하였으며, 그 제안식들이 표 1에 정리되어 있다.

Clapp과 Hornberger는 식(33)과(34)를 이용하여 흙의 종류에 따른 실험상수들의 평균값과 표준편차를 제시하였다(표 2).⁽¹¹⁾ Mualem은 비포화 투수계수에 대한 실험식과 여러 연구자들에 의해서 각 토질에 대하여 구하여진 실험상수값들을 정리하였다.⁽¹⁸⁾

적용 현장에서 함수 관계를 유도하기 위한 실험을 실시하지 않은 관계로 식(33)과(34), 그리고 Clapp과 Hornberger가 제시한 값들을 현장 상태를 고려하여 적절히 사용하였다. 표

3은 이 논문에서 사용한 함수 관계를 위한 실험 상수값들과 사면의 모양과 관련된 입력값들을 보여주고 있다.

표 3. 적용 현장에 사용한 초기 입력값

변 수	기호	시흥동	이산리
포화압력수두	ψ_s	9.0cm ⁽³⁾	9.0cm ⁽³⁾
포화투수계수	K_s	0.3cm/hr ⁽¹⁾	56.28cm/hr ⁽³⁾
포화함수비	θ_s	0.41 ⁽³⁾	0.41 ⁽³⁾
함수비 특성의 상수	b	4.38 ⁽³⁾	4.38 ⁽³⁾
사면 길이	L	36.0m ⁽¹⁾	68.0m
사면 경사각	α	35.0° ⁽¹⁾	27.5°
증발산량	E_i	0.011cm/hr ⁽²⁾	0.0

(1) 조천환등(1989)

(2) 기상월보(1989)

(3) Clapp과 Hornberger(1978)

이들 입력값들 중에서 포화투수계수는 상당한 불확실성을 가지고 있는 것으로 연구되고 있다. Lee등이 정리한 토질공학 실험에 대한 변동계수의 수치들을 비교한 표를 보면 200-300%의 가장 큰 변동계수를 가지고 있으며,⁽¹⁷⁾현장 실험과 실내 실험의 차가 10-1000배 정도이고,⁽¹⁶⁾ 현장 상태하에서도 수평투수계수가 연직투수계수보다 5-100배 정도 큰 것으로 연구되었다.⁽¹⁹⁾ 따라서, 이 논문에서는 포화투수계수를 변화시키면서 지하수 유입량의 변화를 계산하여 각 모델에 대한 포화투수계수 변화의 영향을 조사하였다.

3. 3 적용 결과

3. 3. 1 KSM으로부터의 지하수 유입량

식 (4)와 (5)를 식 (3)에 대입하면 관측된 지하수위로부터 지하수 유입량을 구할 수 있으며, 이것은 다음 식으로 나타낼 수 있다.

$$i = \frac{\theta_d L (h_o^{(1)} - h_o^{(0)}) + K_s \sin \alpha (h_o^{(0)} + h_o^{(1)})}{2L} \quad (35)$$

그림 11, 12, 13은 식 (35)로부터 구한 각 현장에서의 지하수 유입량을 보여준다. 시흥동 지역의 두 강우에 대한 최대 지하수 유입량을 비교하면, 최대 강우강도의 약 55%의 양이 포화대로 유입되고 있음을 알 수 있다. 특히, 음의 값을 갖는 지하수 유입량은 지하수위가 하강함으로써 계산된 것으로 비포화대내에서의 증발산과 관련

된 것으로 생각된다. 그림 11과 12의 결과들로부터 포화대 모델로써 KSM의 적용 가능성이 인정된다.

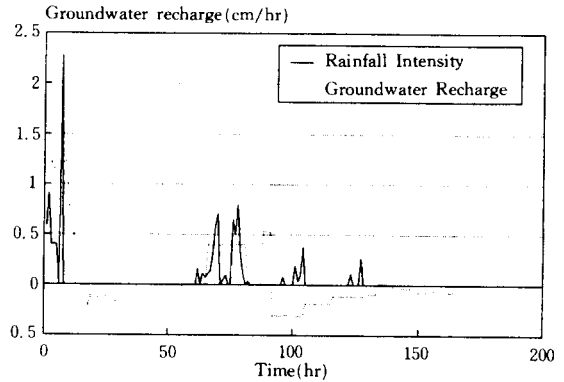


그림 11. 시흥동 지역 첫번째 강우에 대한 지하수 유입량(KSM)

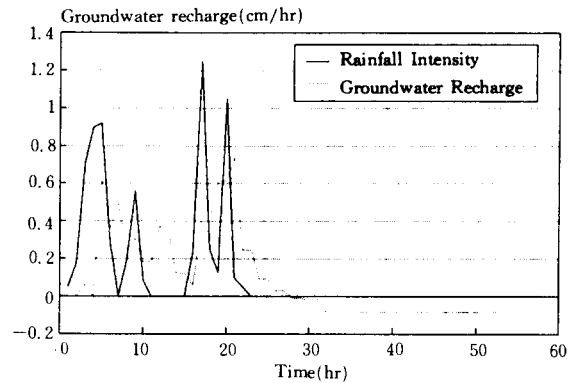


그림 12. 시흥동 지역 두번째 강우에 대한 지하수 유입량(KSM)

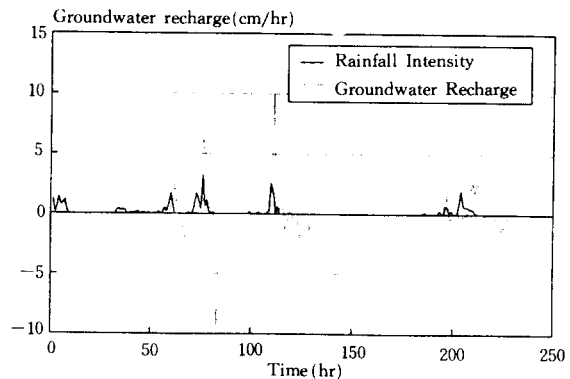


그림 13. 이산리 지역의 강우에 대한 지하수 유입량(KSM)

그러나, 그림 13은 KSM을 적용할 수 없음을 보여준다. 최대 지하수 유입량이 최대강우강도에 대하여 약 3.5배 정도가 크며, 음의 값을 갖는 지하수 유입량도 또한 마찬가지이다. 그 이유는 식 (35)로부터 직접 설명할 수 있다. 사면의 길이가 긴 경우에 식 (35)는 식 (36)으로 간단하게 표현될 수 있다.

$$i = \frac{\theta_d(h_o^{(1)} - h_o^{(0)})}{2} \quad (36)$$

즉, 지하수위의 변동에 따라 직접적으로 유입량이 변하게 되며, 그림 10에 나타난 것과 같은 강우에 대하여 지하수위 변동이 큰 경우에는 지하수 유입량이 크게 변화하게 된다. 이것은 식 (9), (10)을 적용한 수렴(converging) 사면 형태에 대해서도 같은 결과가 발생한다. 또한, 식 (7)과 (8)에서 L_s 와 i 가 미지수이므로 지하수위가 지표면을 가로지르는 경우에는 지하수 유입량을 구할 수 없어서 0의 값이 초래된다.

따라서, 이것은 모델상의 문제라고 생각되며, 이러한 문제를 해결하기 위해서는 두가지 사항이 고려되어야 할 것이다. 첫째는 사면의 길이에 대하여 시간 지체 효과를 고려할 수 있도록 보완하여야 한다. 산사면에서 강우에 대한 지하수위 반응의 시간 지체 효과는 비포화대 흐름과 포화대 흐름 모두에서 발생한다고 볼 수 있다. Reddi는 산사면에서 비포화대가 강우에 대한 지하수위의 반응을 지체시킴을 보여주었으며,⁽²⁰⁾ Buchanan 등은 포화대 흐름에 대하여 선형 지하수 속도(linear groundwater velocity)개념을 고려하여 사면의 길이에 대하여 시간 지체 효과를 고려하였다.⁽⁷⁾ Buchanan 등은 사면의 배수 경계(drainage divide)로부터 약 50m 아래에 위치한 지점에서의 지하수위 반응에 대하여 3시간의 지체 효과를 고려하였다. 둘째는 이산리 지역의 강우와 같이 지하수위의 변화가 지표면까지 이르게 되는 경우에는 각각의 강우사상에 대하여 지하수위 상승 부분만을 고려하여야 한다. 이것은 지하수위가 없는 상태에서 지표면까지 이르게 됨으로써 상승하는 폭 뿐만 아니라 하강하는 폭도 너무 커서 모델상의 부담감이 심하게 되고, 일단 지하수위가 상승하여 지표면에 이르게 되는 과정이 중요하므로 상승 과정만을 따로 분리하여 예측하는 편이 좋을 것으로 생각된다.

3. 3. 2 Sloan 등의 비포화대 흐름 모델

식 (11)과 (12)로부터 비포화대의 지하수 유입량과 평균체적함수비의 변화를 알 수 있으며, 식 (34)를 식 (11)에 대입하는 지하수 경우에 유입량은 다음 식과 같다.

$$i = K_s \left(\frac{\theta}{\theta_s} \right)^{2b+3} \quad (37)$$

위의 식으로부터 지하수 유입량이 포화투수계수, 포화함수비, 함수비 특성의 상수 b 의 함수임을 알 수 있고, 이들의 불확실성이 큰 경우 유입량을 구하는데 문제가 발생할 수 있음을 알 수 있다. 일반적으로 이들 세 요소 중 포화투수계수의 불확실성이 가장 큰 것으로 알려져 있기 때문에 포화투수계수의 변화에 따른 지하수 유입량의 변화를 살펴보았다. 그림 14, 15, 16은 각 지역의 강우에 대하여 초기 함수비를 0.2로 가정하여 포화투수계수를 0.1-50.0cm/hr로 변화시키면서 살펴본 지하수 유입량의 변화이다.

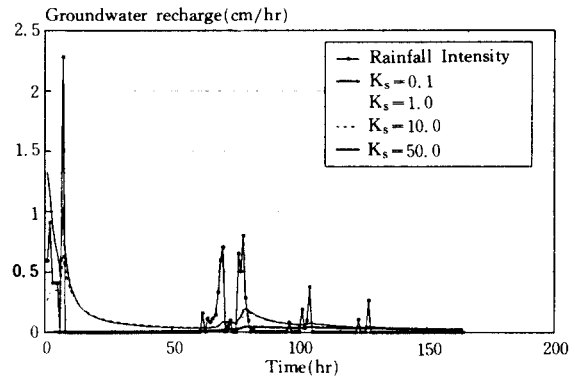


그림 14. 시흥동 지역 첫번째 강우에 대한 지하수 유입량(Sloan 등)

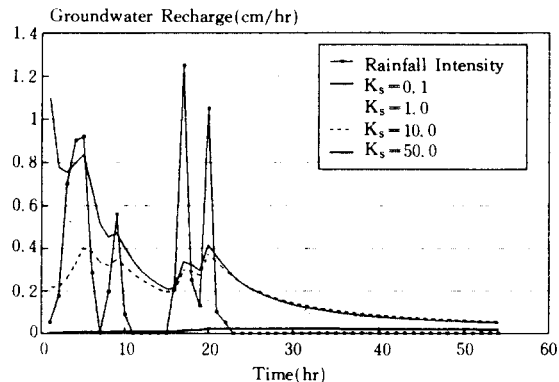


그림 15. 시흥동 지역 두번째 강우에 대한 지하수 유입량(Sloan 등)

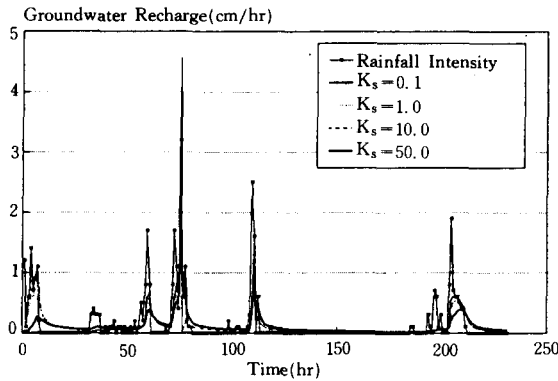


그림 16. 이산리 지역의 강우에 대한 지하수 유입량(Sloan 등)

시흥동 지역의 경우, 앞에서의 KSM으로부터 얻은 결과와 비교할 때 조천환등의 현장 투수 실험 결과에 의하면 평균적으로 0.13cm/hr였으나, 그림 14와 15의 지하수 유입량 변화를 고려해 본다면 10.0cm/hr 이상의 포화투수계수가 적절하다고 판단된다. 이에 반해 이산리 지역은 가정했던 56.28cm/hr의 포화투수계수보다는 그림 16에서 볼 수 있는 바와 같이 1.0cm/hr이하의 포화투수계수값을 갖는 것이 적절하다고 생각된다.

그리고, 그림들로부터 포화투수계수가 클수록 지하수 유입량이 커짐을 알 수 있으며, 이것은 그림 17, 18, 19의 각 지역에 대하여 포화투수계수의 변화에 따른 평균체적함수비의 변화 양상을 보면 더욱 분명해진다. 평균체적함수비는 포화투수계수가 작을수록 큰 것에 비해서 상대적으로 높은 값을 유지하고 있으며, 이것은 비포화대가 작은 포화투수계수를 가질 경우에 상대적으로 더 많은 강우량을 저장할 수 있다는 것을 의미한다. 따라서, 포화투수계수가 작은 경우에 강우에 대하여 지하수위의 반응이 지체될 수 있다.

3. 3. 3 Reddi의 비포화대 흐름 모델

식 (17), (18), (19)를 이용하여 구한 시흥동 지역의 지하수 유입량의 변화는 그림 20, 21과 같다. 식 (33)과 (34)의 관계를 이용하므로 포화 투수계수의 불확실성에 대한 영향이 크다고 생각되어 0.1-50cm/hr로 변화시키면서 유입량의 변화를 조사하였다.

Sloan등의 모델 결과와 비교할 때, 포화투수계

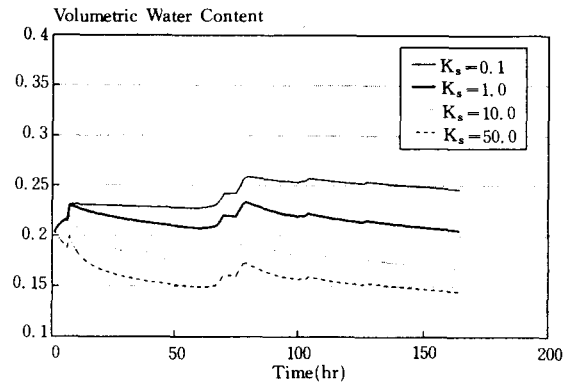


그림 17. 시흥동 지역 첫번째 강우에 대한 평균 체적함수비(Sloan 등)

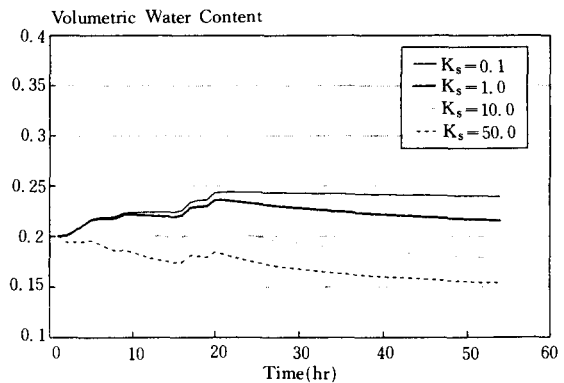


그림 18. 시흥동 지역 두번째 강우에 대한 평균 체적함수비(sloan 등)

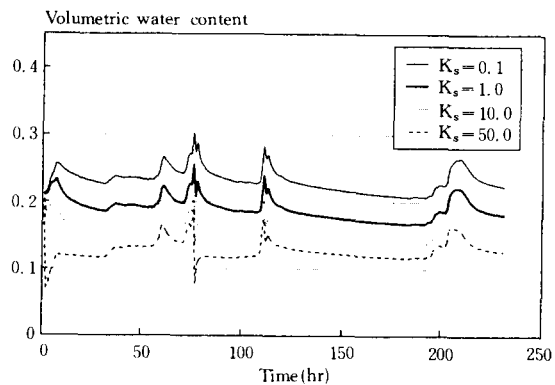


그림 19. 이산리 지역의 강우에 대한 평균 체적함수비(Sloan 등)

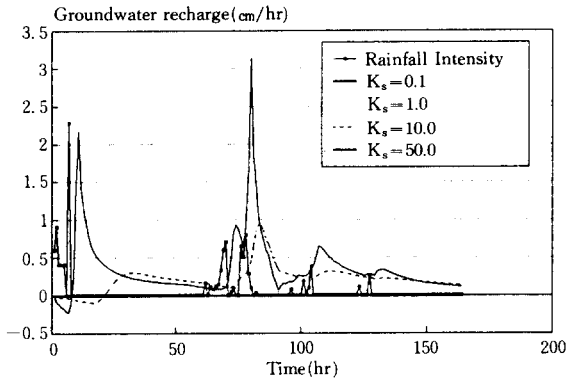


그림 20. 시흥동 지역 첫번째 강우에 대한 지하수 유입량(Reddi)

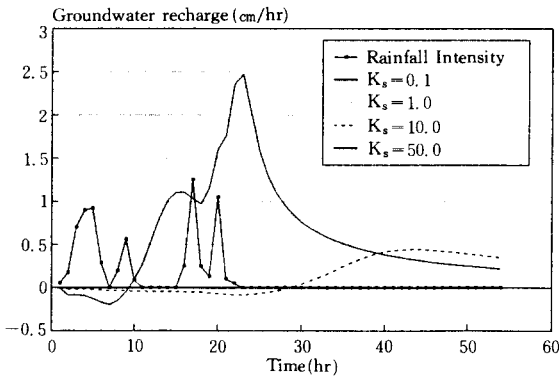


그림 21. 시흥동 지역 두번째 강우에 대한 지하수 유입량(Reddi)

수가 10.0cm/hr 이상일 것이라는 유사한 결과를 얻을 수 있다. 이 값은 현장 실험 결과에 비해서 100배 정도의 차이가 발생하므로 포화투수계수의 불확실성이 모델 예측 능력에 큰 장애 요인임을 밝혀준다.

Reddi의 모델은 그가 강조한대로 비포화대에서의 시간 지체 효과를 고려해줄 수 있다는 장점이 있다. 그림 21은 포화투수계수가 클수록 최대 지하수 유입량이 많아지며, 최대 지하수 유입량에 대한 반응 시간도 빨라짐을 보여주고 있다. 특히, Sloan등의 모델 결과에서는 볼 수 없는 음의 값을 갖는 지하수 유입량을 보여주고 있다. 이것은 Reddi 모델이 증발산과 같은 수문 현상의 영향을 고려해 주고 있다는 것을 의미한다.

그림 22는 Reddi의 모델을 이산리 지역에 적용한 결과를 보여주고 있으며, Sloan등의 모델 결과와 유사하게 1.0cm/hr 이하의 포화투수계수값이 적절하다는 것을 보여준다.

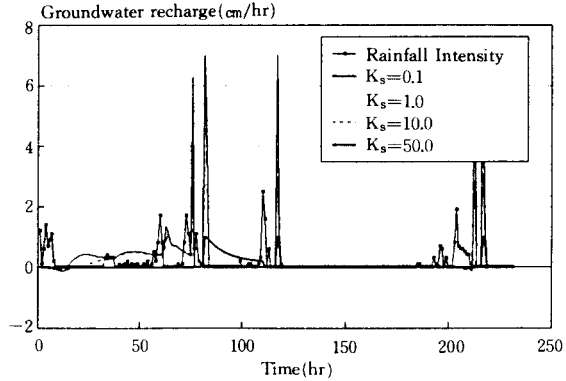


그림 22. 이산리 지역의 강우에 대한 지하수 유입량(Reddi)

그림 23, 24, 25는 각 지역의 토질수대(1)와 중간수대(2)에 대하여 평균체적함수비의 변화 양상을 보여준다. 초기 함수비의 조건을 모든 Zone에서 0.2로 하였을 때, 토질수대(1)의 경우 포화투수계수가 작을 수록 체적함수비가 상대적으로 커짐을 알 수 있다. 중간수대(2)의 경우, 시흥동 지역에 대해서는 포화투수계수가 1.0cm/hr 이하의 값을 가질때 체적함수비의 변화가 거의 없으며, 이산리 지역의 경우에는 모든 포화투수계수에 대하여 체적함수비의 변화가 심함을 볼 수 있다. Reddi의 모델에서 지하수 유입량에 직접적으로 영향을 미치는 것이 중간수대(2)의 평균체적함수비이므로 이 값의 변화가 크다는 것은 그만큼 지하수위의 변동이 심하다는 것을 의미한다.

Reddi의 모델은 Sloan등의 모델과 비교할 때, 포화투수계수의 값에 대하여 거의 유사한 결과를 얻을 수 있으며, 비포화대에서의 시간 지체 효과를 고려해줄 수 있고, 증발산과 같은 수문 현상을 적절히 고려해줄 수 있다는 장점을 가지고 있다. 그러나, Sloan등의 모델과 마찬가지로 각 실험 상수들의 불확실성으로 인한 오차가 크며, Sloan등의 모델에 비해 많은 불확실한 상수들을

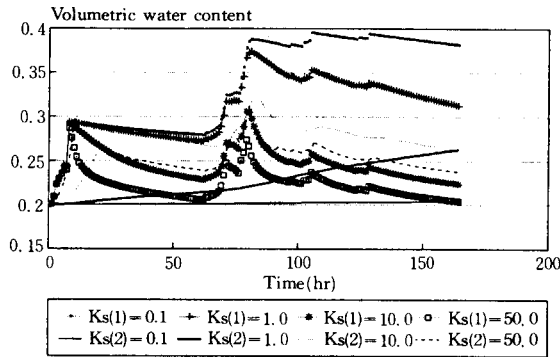


그림 23. 시흥동 지역 첫번째 강우에 대한 평균체적함수비(Reddi)

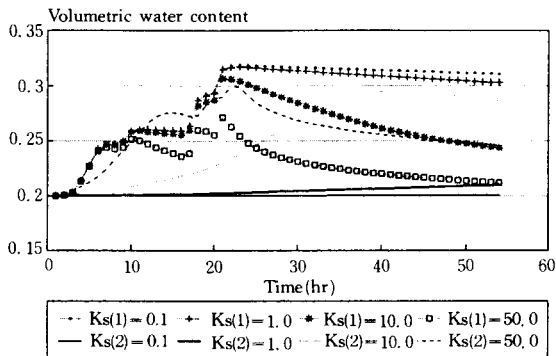


그림 24. 시흥동 지역 두번째 강우에 대한 평균체적함수비(Reddi)

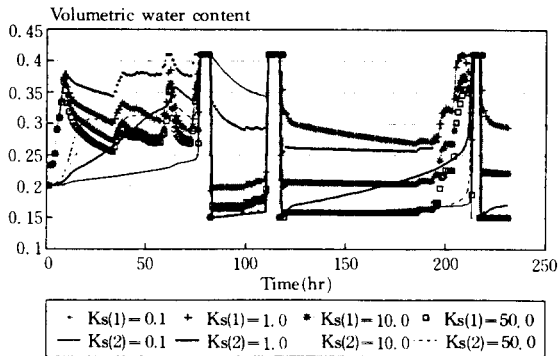


그림 25. 이산리 지역의 강우에 대한 평균체적함수비(Reddi)

가지고 있어서 매개변수분석시에 어려움을 겪게 된다.

3. 3. 4 abcd 모델

abcd 모델은 원래 월별 강우량과 잠재 증발산량을 입력하여 월별 유출량과 저류량을 구하는 월별 강우-유출 모델이다.

Thomas등은 미국 Massachusetts와 Connecticut의 40개 유역에 이 모델을 적용하여 각 유역에 대한 모델변수들의 값을 최적화 기법(parameter estimation)을 이용하여 구하였다.⁽³⁰⁾ 한국에서는 김원석이 미계측 유역에서의 모델 변수들의 값을 구하기 위하여 20개의 계측된 유역에서 모델변수들의 값을 구하였다.⁽¹⁾ 표 4는 이들의 연구 결과 얻어진 모델변수 a, b, c의 평균값과 변동계수(coefficient of variation)를 보여주고 있다. 그러나 이들은 월별 강우량과 월별 잠재 증발산량을 이용하여 계산된 월별 유출량과 관측된 유출량의 차에 대한 제곱의 합을 최소로 하는 목적 함수를 사용하여 구한 값들이므로 월별 변수값이지 시간별 변수값은 아니다.

표 4. 모델변수들(a, b, c)의 평균값과 변동계수

	평균값		변동계수	
	Thomas등	김원석	Thomas등	김원석
a	0.996	0.739	0.172	0.153
b	48.831	21.284	0.312	0.154
c	0.364	0.234	0.324	0.638

시간별 변수값을 평가하기 위해서는 시간별 강우강도와 잠재 증발산량 및 관측된 지하수위가 필요하며, 최적화 기법을 병행하여 구하여야 한다. 이 논문에서는 일단 모델변수 a와 b의 물리적 의미를 조사하고 비포화 흐름 모델로서의 적용 가능성만을 다루기로 한다.

모델변수들중 그 물리적 의미가 명확치 않은 a와 b의 의미를 조사하기 위하여 $c=1.0$, $S_0=0.0$ 으로 고정시킨 후 a와 b의 변화에 대한 지하수 유입량의 반응을 살펴보았다. 각 지역에 대하여 a의 값을 0.1, 0.5, 0.9, 0.99999로 고정시키고 b의 값을 변화시켜 구한 지하수 유입량이 그림 26, 27, 28에 보여주고 있다. b값이 작을수록 지하수 유입량이 커짐을 알 수 있다. 변수 b는 비포화대의 저장 한계를 나타내므로 저장한계가 작을수

록 포화대로 흘러 보내는 양이 많을 것으로 생각된다. 그러나 가장 심한 지하수 유입량의 변화는 변수 a 의 값에 의해 좌우된다. 이러한 현상은 그림 27(d)와 28(d)에 의해서 극명하게 볼 수 있다. a 의 값이 1에 가까울수록 포화대로 유입되는 양이 거의 없으며, 이것은 비포화대가 거의 모든 강우량을 저장할 수 있다는 것을 의미한다. Thomas에 의하면, 변수 a 는 비포화대가 완전히 포화되기 전에 발생하는 유출 성향을 나타내는 것으로 a 의 값이 1에 가까울수록 비포화대로 침투된 거의 모든 초기 강우가 저장됨을 의미한다고 하였다.⁽²⁹⁾ 또한, Thomas등의 적용 결과에 의하면, 식생으로 우거진 유역에 대해서는 a 의 값이 0.995 이상을 갖는다고 하였으며,⁽³⁰⁾ 이것은 어떤 유역이 식생으로 우거진 경우에 많은 강우량을 비포화대가 저장할 수 있다는 것을 의미하며, 결국 이것은 비포화대에서의 시간 지체 효과를 고려하는 것이다. b 도 역시 저장 한계를 나타

내므로 시간 지체 효과를 고려해줄 수 있다.

abcd 모델은 원래가 월별 강우-유출 모델이기 때문에 지하수위의 변동으로 인한 비포화대 저장 능력의 변화를 고려해줄지 못한다. 비포화대의 저장 능력을 변화시키기 위해서는 b 의 값을 지하수위의 변동에 따라 변화시켜야 하는데, abcd 모델에서는 b 에 대하여 평균값을 사용하므로 지하수위 변동을 고려하지 못한다는 단점이 있다. 이것은 각 지역에 대하여 비포화대의 저류량의 변화를 구한 그림 29, 30, 31으로부터 알 수 있다. 변수 a 의 값이 1에 가까울수록 b 의 변화에 대하여 저류량이 꾸준히 증가하는 양상을 보여준다. 즉 b 의 변화가 지하수위의 변화에 대하여 영향을 받지 않고 있음을 나타낸다. 그러나, 지하수 유입량이 포화대로 유입되어 지하수위가 증가하면 비포화대의 저류량도 변화해야 하므로 a 의 값이 1에 가까울수록 지하수위 변동의 영향을 고려해주어야 한다.

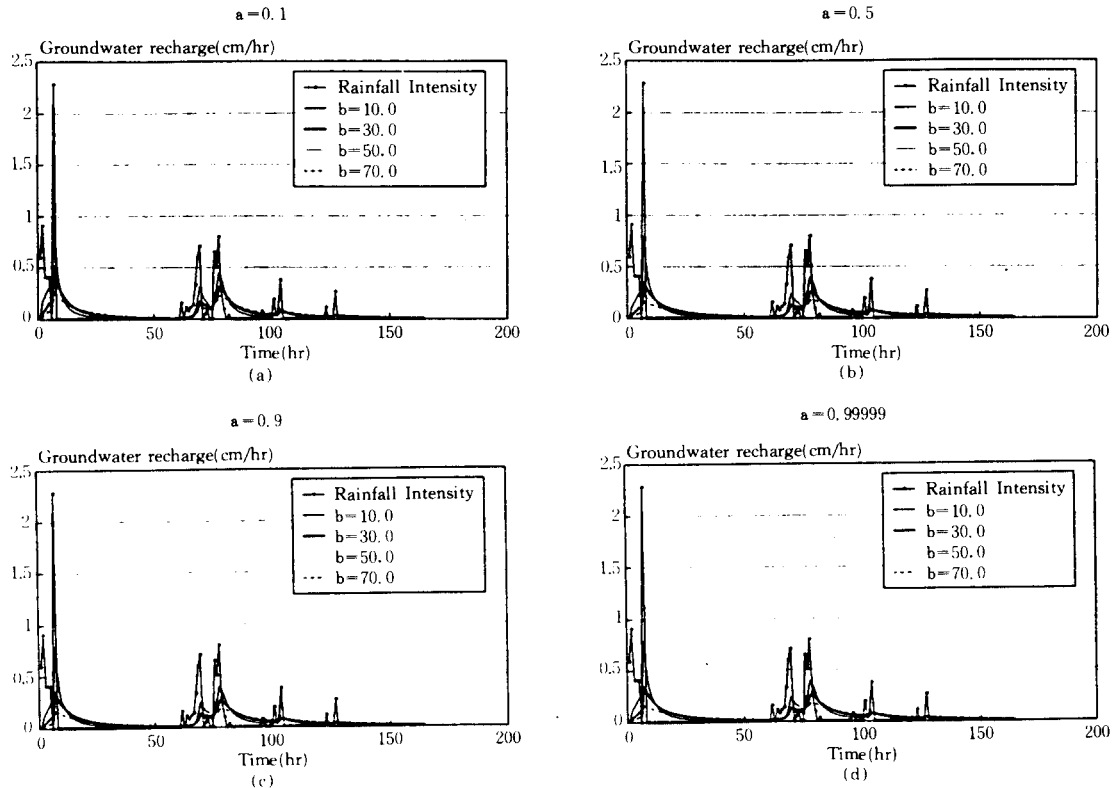


그림 26. 시흥동 지역 첫번째 강우에 대한 지하수 유입량(abcd)

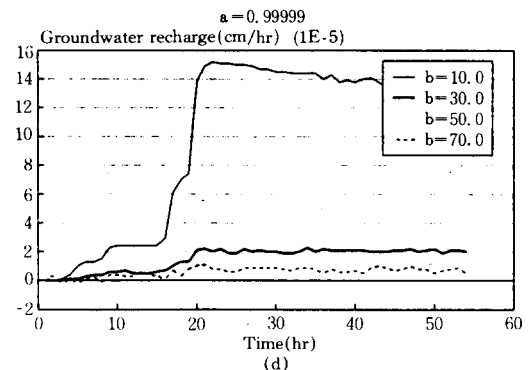
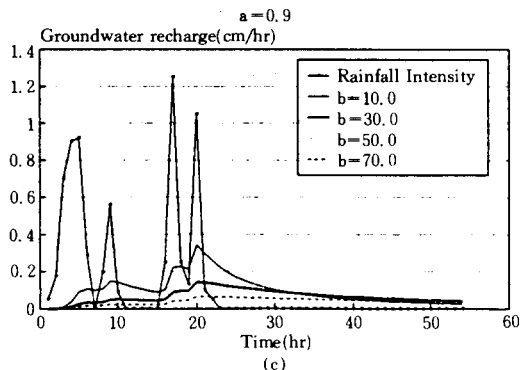
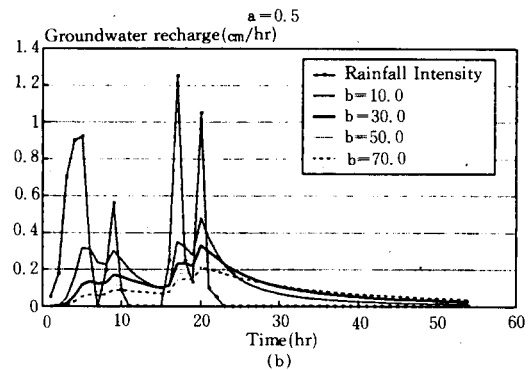
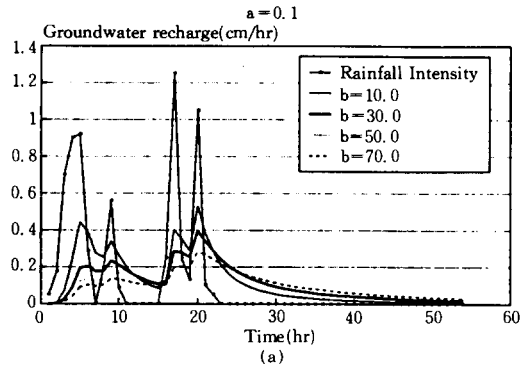


그림 27. 시흥동지역 두번째 강우에 대한 지하수 유입량(abcd)

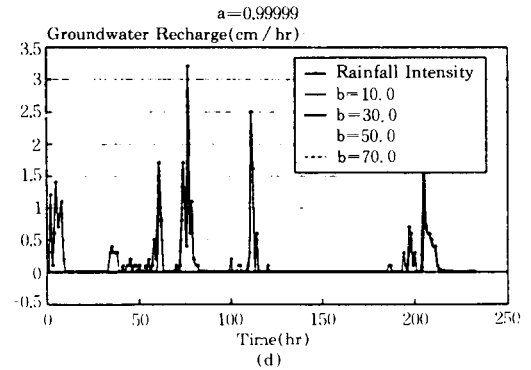
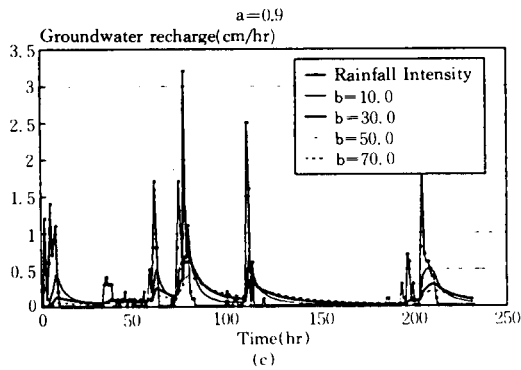
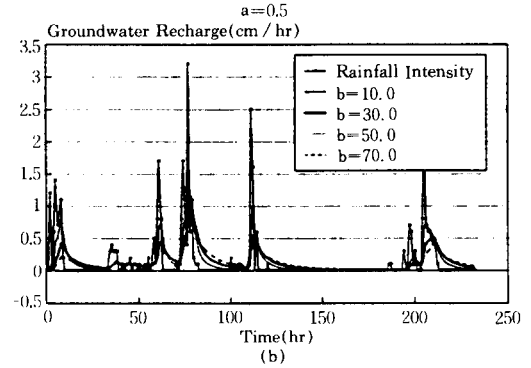
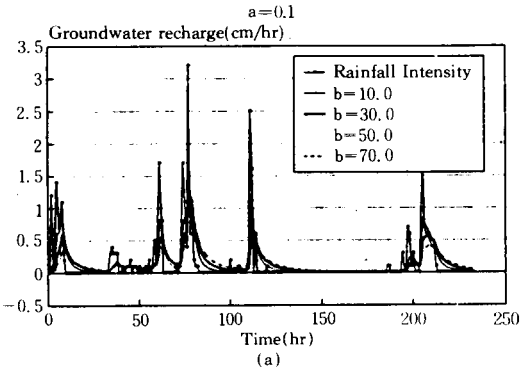


그림 28. 이산리 지역의 강우에 대한 지하수 유입량(abcd)

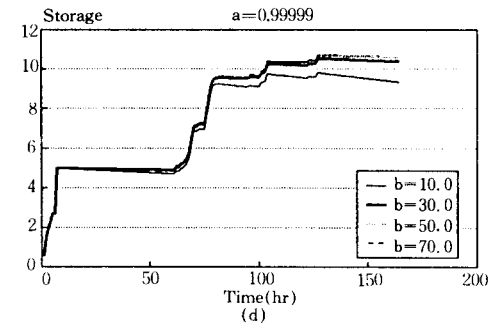
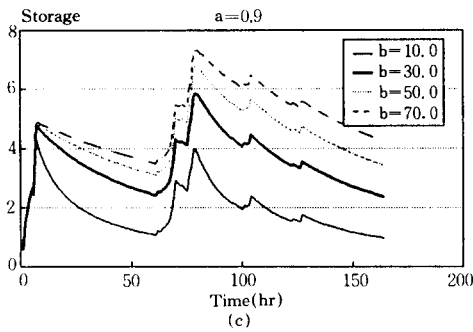
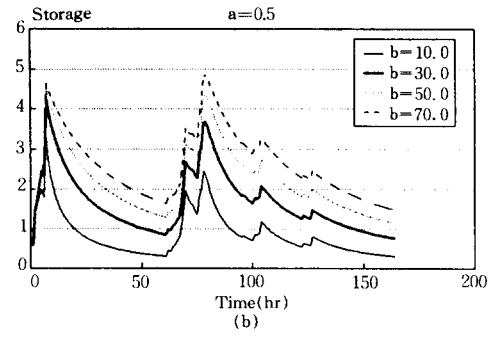
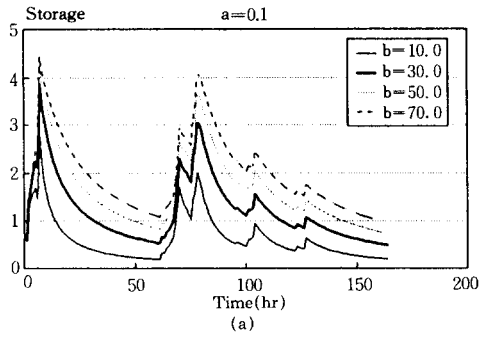


그림 29. 시흥동 지역 첫번째 강우에 대한 비포화대 저류량(abcd)

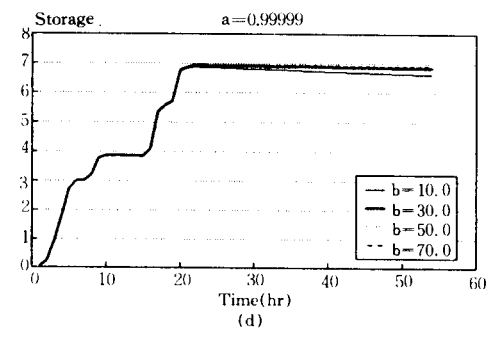
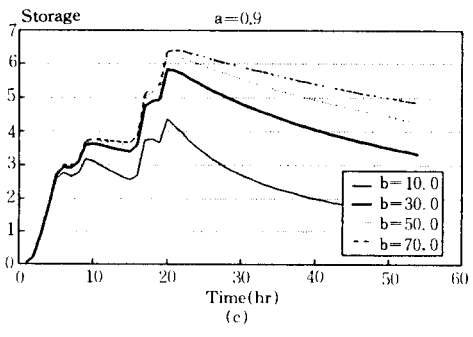
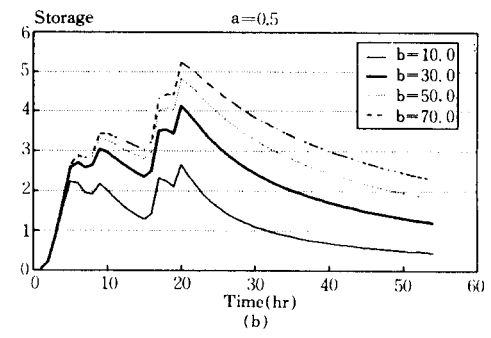
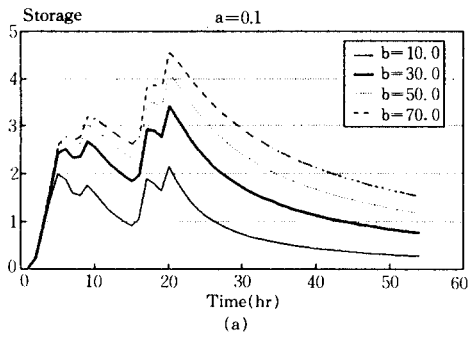


그림 30. 시흥동 지역 두번째 강우에 대한 비포화대 저류량(abcd)

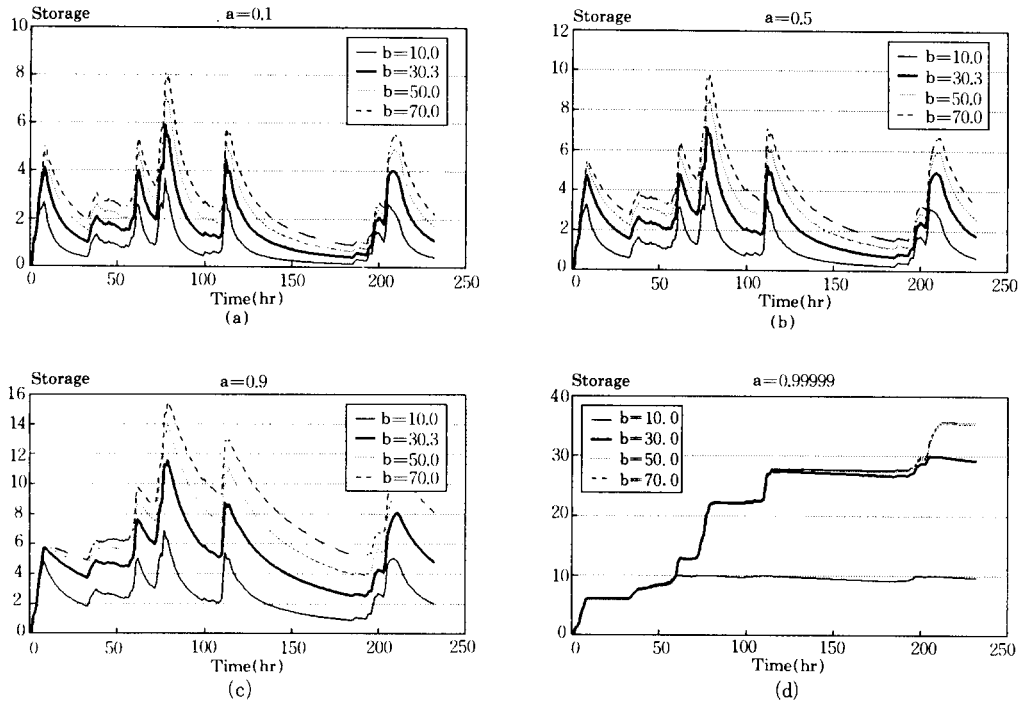


그림 31. 이산리 지역 두번째 강우에 대한 비포화대 저류량(abcd)

그러나, 이러한 단점에도 불구하고, 유역의 특성에 대한 물리적인 의미를 갖는 변수들(a, b, c)을 적절한 최적화 기법을 사용하여 최적해를 구할 수 있다면, 지하수위의 변동을 고려해줄 수 있도록 모델을 수정함으로써 수문기상학적 자료만으로 지하수위의 변동을 예측할 수 있다는 장점이 있다.

4. 결 론

이 논문에서는 가파른 산사면에서의 지하수 흐름에 대하여 비포화대 흐름을 나타내는 세계의 모델을 이용하여 각각에 대한 매개변수 연구와 적용 가능성에 대한 연구를 하였으며, 포화대 흐름을 나타내는 KSM의 현장 지역 적용 시에 발생 가능한 문제점을 연구하였다.

이 연구 수행의 결과들을 종합하여 보면 다음과 같이 요약할 수 있다.

(1) KSM은 포화대 흐름에서의 시간 지체 효과를 고려하지 못하므로 이를 보완한 모델개발

이 필요하며, 얇은 토층으로 이루어져 지하수위의 변동이 지표면에까지 이르는 경우에 대해서는 단일 강우에 대한 지하수위 상승만을 고려하는 것이 모델 개발상의 어려움을 줄일 수 있다.

(2) Sloan 등의 비포화대 흐름 모델은 지하수 유입량이 포화투수계수의 불확실성에 대하여 상당한 영향을 받는다. 또한, 포화대 모델(KSM)과 더불어 산사면을 상당히 단순화시킴으로서 모델 계산상의 부담감을 줄일 수 있지만, 비포화대 자체의 중요한 수문현상을 무시하는 단점이 있다.

(3) Reddi의 모델은 비포화대의 저류 능력으로 인한 시간 지체 효과를 고려해줄 수 있으며 증발산과 같은 중요한 수문현상을 다룬다는 장점을 가진다. 그러나 포화투수계수, 포화함수비, 포화압력수두, 함수비 특성의 상수 b 등과 같은 많은 불확실한 상수들을 가지므로, 이들의 변화에 따라서 지하수 유입량이 크게 변한다는 단점이 있다.

(4) abcd 모델은 원래 월별 강우-유출 모델임

에도 불구하고 Sloan 등의 모델과 비슷한 지하수 유입량의 결과를 얻을 수 있으며, 모델 자체에 지하수위의 변동을 고려해줌으로써 비포화대의 저장 능력을 변화시킬 수 있고, 최적화 기법을 사용하여 최적 매개변수(optimal parameter)를 구할 수 있다면, 수문기상학적 자료만을 가지고 지하수위의 변동을 적절히 예측할 수 있다는 장점을 가진다.

따라서, 본 연구에서는 abcd 모델이 산사면에서의 비포화대 흐름을 나타낼 수 있다는 가능성을 입증하였으며, 앞으로의 연구에서는 abcd 모델이 지하수위의 변동을 고려해줄 수 있도록 수정하고, 포화대 흐름 모델에서의 시간 지체 효과를 고려해줄 수 있도록 보완하고자 한다. 또한 이로부터 개발된 지하수 흐름 예측 모델을 가지고 매개변수분석 연구를 수행하여 모델변수들에 대한 시간별 물리적인 의미와 양적인 값으로의 평가 연구가 이루어질 수 있도록 하고자 한다.

감사의 글

본 연구는 한국과학재단(과제번호 : 911-1306-015-2)의 기초 연구비 지원에 의하여 수행된 것으로, 이에 대하여 깊은 감사를 드립니다.

참고문헌

- 김원석(1991). "Thomas 월유출 모형의 미계측 유역 적용에 관한 연구," 고려대학교 대학원 석사학위논문.
- 이인모(1987). "산사태 위험도 추정을 위한 지하수위 변동의 추계론적 수치해석," 대한토질공학회지, 제3권, 제4호, pp.41-54.
- 조천환·나경준·구호본(1989). "사면의 안전진단 및 보호공법," 전기연 89-GE-111, 333pp.
- _____ (1989). "기상 월보," 기상청.
- Beven, K.(1981). "Kinematic subsurface storm-flow," Water Resour. Res., 17(5), pp.1419-1424.
- Beven, K.(1982). "On subsurface stormflow : Predictions with simple kinematic theory for saturated and unsaturated flows," Water Resour. Res., 18(6), pp.1627-1633.
- Buchanan, P., Savigny, K.W., and De Vries, J. (1990). "A method of modeling water tables at debris avalanche headscarps," J. of Hydrology, 113, pp.61-88.
- Caine, N.(1980). "The rainfall intensity-duration control of shallow landslides and debris flows," Geogr. Ann., Vol.62A, pp.23-27.
- Campbell, G.S.(1974). "A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data," Soil Sci., 117, pp.311-314.
- Cannon, S.H. and Ellen, S.E.(1985). "Rainfall conditions for abundant debris avalanches, San Francisco Bay Region, California," Calif. Geol., 38(12), pp.267-272.
- Clapp, R.B. and Hornberger, G.M.(1978). "Empirical equations for some soil hydraulic properties," Water Resour. Res., 14(4), pp.601-604.
- Eagleson, P.S.(1978). "Climate, soil vegetation, parts 3 and 4," Water Resour. Res., 14(5), pp. 731-739, 741-748.
- Freeze, R.A.(1969). "The mechanism of natural ground-water recharge and discharge, 1. one-dimensional, vertical, unsteady, unsaturated flow above a recharging or discharging ground-water flow system," Water Resour. Res., 5(1), pp.153-171.
- Gardner, W.R., D. Hillel, and Y. Benyamini(1970). "Postirrigation movement of soil water, 1. Redistribution," Water Resour. Res., 6, pp.851-861.
- Higuchi, M.(1984). "Numerical simulations of soil-water flow during wetting in a nonhomogeneous soil," J. of Hydrology, 74, pp.323-334.
- Lambe, T.W. and Whitman, R.V.(1969). "Soil Mechanics," John Wiley and Son, Inc., New York, N.Y.
- Lee, I.K., White, W., and Ingles, O.G.(1983). "Geotechnical Engineering," Pitman Publ, New Zealand Ltd., pp.62.
- Mualem, Y.(1978). "Hydraulic conductivity of unsaturated porous media : Generalized macroscopic approach," Water Resour. Res., 14(2), pp.325-334.
- Premchitt, J., Brand, E.W., and Phillipson, H.B. (1986). "Landslides caused by rapid groundwater changes," Groundwater in Engineering Geology, pp.87-94.

20. Reddi, L.N.(1988). "Probabilistic analysis of groundwater levels in hillside slopes," Ph.D. Dissertation, The Ohio State University, Columbus, OH.
21. Reddi, L.N. and Wu, T.H.(1991). "Probabilistic analysis of ground-water levels in hillside slopes," J. Geotech. Engrg. Div., ASCE, 117(6), pp.872-890.
22. Reid, M.E., Nielsen, H.P., and Dreiss, S.J.(1988). "Hydrologic factors triggering a shallow hillslope failure," Bull. Assoc. Eng. Geol., 25(3), pp.349-361.
23. Rubin, J.(1968). "Theoretical analysis of two-dimensional, transient flow of water in unsaturated and partly saturated soils," Soil Sci. Soc. Ameri. Proc., 32, pp.607-615.
24. Sangrey, D.A., Harrop-Williams, K.O., and Klaiber, J.A.(1984). "Predicting groundwater response to precipitation," J. Geotech. Engrg, Div., ASCE, 110(7), pp.957-975.
25. Sidle, R.C., Pearce, A.J., and O'Loughlin, C.L. (1985). "Hillslope stability and land use," American Geophysical Union, Water Resources Monograph : 11, 140pp.
26. Sloan, P.G. and Moore, I.D.(1984). "Modeling subsurface storm flow on steeply sloping forested watersheds," Water Resour. Res., 20(12), pp.1815-1822.
27. Sloan, P.G., I.D. Moore, G.B. Coltharp, and J.D. Eigel(1983). "Modeling surface and subsurface stormflow on steeply-sloping forested watersheds," Rep.142, Water Resour. Inst., Univ. of Ky., Lexington, Ky., 167pp.
28. Stagnitti, F., Parlange, M.B., Steenhuis, T.S., and Parlange, J.Y.(1986). "Drainage from a uniform soil layer on a hillslope," Water Resour. Res., 22(5), pp.631-634.
29. Thomas, H.A., Jr.(1981). "Improved methods for national water assessment," Report to WRC (WR 15249270), U.S. Water Resour. Council., Washington, D.C.
30. Thomas, H.A., Jr., Marin, C.M., Brown, M.J., and Fiering, M.B.(1983). "Methodology for water resources assessment," Reoport to U.S. Geological Survey, Rep. NTIS 84-124163, Natl. Tech. Info. Serv., Springfield, Va.
31. Yates, S.R., Warrick, A.W., and Lowen, D.O. (1985). "Hillslope seepage : An analytical solution to a nonlinear Dupuit-Forchheimer problem," Water Resour. Res., 21(3), pp.331-336.

(접수일자 1991. 11. 2)