

ORIGINAL ARTICLE

산지사면의 실측토양수분을 이용한 전이함수 모형의 적용

김 상 현*

부산대학교 환경공학과

Transfer Functional Modeling Using Soil Moisture Measurements at a Steep Forest Hillslope

Sang-Hyun Kim*

Department of Environmental Engineering, Pusan University, Busan 609-735, Korea

Abstract

In this paper, time series of soil moisture were measured for a steep forest hillslope to model and understand distinct hydrological behaviours along two different transects. The transfer function analysis was presented to characterize temporal response patterns of soil moisture for rainfall events. The rainfall is a main driver of soil moisture variation, and its stochastic characteristic was properly treated prior to the transfer function delineation between rainfall and soil moisture measurements. Using field measurements for two transects during the rainy season in 2007 obtained from the Bumrunsa hillslope located in the Sulmachun watershed, a systematic transfer functional modeling was performed to configure the relationships between rainfall and soil moisture responses. The analysis indicated the spatial variation pattern of hillslope hydrological processes, which can be explained by the relative contribution of vertical, lateral and return flows and the impact of transect topography.

Key words : Soil moisture measurement, Time domain reflectometry, Transfer functional analysis, Hydrological processes

1. 서론

산지사면에서 토양수분의 거동은 강우의 발생에서 유출의 생성까지의 수문 과정의 특성을 이해하는 데 필수적이다. 그러나 사면의 토양수분은 시간 및 공간에 대한 변동성이 상당히 높고 결정인자들이 다양하며 그 기작이 복잡하며 적절한 거동의 예측이 난해하다 (Wilson 등, 2005). 토양수분을 결정하는 인자는 토양, 식생, 지형 기후 등 다양하나, 상대적으로 작은 규모의 사면에서 식생과 토양의 분포가 균등할 때, 지형은 토양수분의 재분배에 상당한 역할을 하고 있는 것으로

알려졌다. 특히 온난한 기후와 산지가 전체 국토의 70%에 이르는 우리나라는 지형에 따른 토양수분의 공간적인 분포가 지배적이다(Anderson과 Kneale, 1980). 산지사면에서의 관측과 분석에 관한 일련의 연구들은 불포화대에서의 수분거동과 측 방향 급경사 지하흐름(subsurface storm flow)의 발생이 토양수분, 간극수압, 기반암의 지형에 의해 결정된다는 결과가 있다(Torres 등, 1998; Uchida 등, 2004). 사면에서의 토양수분에 관한 상당수 연구는 상부사면기여면적과 국부경사의 비를 로그함수로 나타낸, $\ln(a/\tan B)$, 지형 습윤지수(topographic wetness index)로 토양수분의

Received 28 July, 2012; Revised 7 January, 2013;

Accepted 14 February, 2013

*Corresponding author : Sang-Hyun Kim, Department of Environmental Engineering, Pusan University, Busan 609-735, Korea

Phone: +82-51-510-2479

E-mail: kimsangh@pusan.ac.kr

© The Korean Environmental Sciences Society. All rights reserved.

© This is an Open-Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution Non-Commercial License (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0>) which permits unrestricted non-commercial use, distribution, and reproduction in any medium, provided the original work is properly cited.

공간적 변동성을 설명하였다 (Beven와 Kirkby, 1997; Guntner 등, 2004; Kim 등, 2007).

토양수분을 측정하는 방법은 직접적인 방법으로는 중력측정법이 있으나, 해당지점의 시료가 파괴되어 1회 측정에 국한되는 한계점으로 지속적인 현장측정에는 적합하지 못하며, 간접적인 방식으로는 중성자의 이동속도측정법, 장력측정법, 그리고 토양의 유전상수를 측정하는 비교적 저렴한 Frequency Domain Reflectometry(FDR), 고가의 고정밀도 측정방식인 Time Domain Reflectometry(TDR) 방식이 있다. 위와 같은 여러 측정법을 비교한 연구(Walker 등, 2004)는, 가장 신뢰할 수 있는 현장 측정법으로 TDR 방식을 추천하였으며, 다중 동축 체제(multiplex system)에 연결할 경우, 토양수분은 복수의 지점에서의 다중 시계열의 형태로 나타난다.

TDR을 사용한 토양수분 관측의 대표적인 예는 국내 연구로는 비 포화 토양에서 천이상태의 함수량과 상대 전기전도도의 관계에 관한 연구(Park 등, 1999), 산지사면에서의 효과적인 토양수분 측정에 관한 연구(Kang 등, 2004) 등이 있고 국외연구로는 호주의 Wagga Wagga 그리고 Tarrawarra 유역에서 측정된 토양수분의 시공간적 분포 양상을 건기와 우기시 물의 이동경로를 지형의 영향과 함께 규명한 연구사례가 있다(Western 등, 2004). 시계열 자료의 이용하여 토양수분 연구로는 광릉수목원 내 산지사면에서의 토양수분 시계열 자료의 단변량 분석(Son과 Kim, 2007) 등이 있고, 강우자료의 분석으로는 측우기 자료를 포함한 서울 강수량 시계열에 대한 추세분석 및 파엽분석(Jung 등, 2000) 등이 있다. 연구지역사면에서 관측된 토양수분자료의 분석은 상당히 이루어졌는데, 이들 연구 대부분은 (Kim 등, 2007; Kim, 2009) 토양수분과 이들의 영향인자와의 관계를 규명하는 연구 혹은 관련 수리특성을 현장 측정하여 분석한 접근(Gwak 등, 2007)이 주된 내용이다.

사면에서의 수문기작의 규명을 위해서는 관측된 토양수분자료들이 어떻게 강우사상에 대해서 반응하는가를 규명하는 것이 유용한 접근법이다. 이 분석은 확보된 강우와 토양수분 자료의 관계를 체계적인 모형화를 통해서 수행될 수 있는데, 실측된 토양수분자료는 공통된 강우의 발생 특성에서 기인한 상당한 차

기상관성을 가지는 특성을 가지고 있다. 이 논문에서는 관측된 토양수분의 추계학적인 특성을 분석하고 대상 사면의 다른 지점들에서 나타나는 강우와 토양수분간의 관계를 연계하여 설명하는 것을 목적으로 한다. 이와 같은 관계는 사면에서의 유출 기작을 연직 흐름, 수평흐름, 대각선방향의 충전흐름 혹은 복류수 흐름의 양상으로 해석될 수 있으며, 이들의 상대적인 기여도를 모형구조를 통해서 평가하는 것이 본 논문의 중요 내용이다.

2. 연구자료 및 방법

2.1. 연구자료

본 연구의 대상 사면은 경기도 파주시 적성면 마지리와 설마리에 위치한 범륜사 우측 산지 사면이다. 대상 사면이 위치한 설마천 유역은 유출, 강우, 증발산 등 수문 기초자료에 대한 지속적 관측과 자료 축적을 위해 1995년부터 한국건설기술연구원에서 시험유역으로 운영하고 있으며 설마리에 위치한 영국군 전적비교를 출구로 하는 설마천 중상류 유역이 시험유역이다(Fig. 1). 설마천 유역은 유역면적 8.50 km², 유로연장 5.80 km, 유로경사 2.3%로 전형적인 급경사 산지 사행하천이다. 지질학적으로는 작은 절리가 많이 발달되어 있고, 엽리의 절리로 작용하는 지질구조상 강우초기에는 하천의 수위에 큰 변화를 보이지 않다가 파쇄대를 채운 후에 하천의 수위가 급격히 증가하는 양상을 보인다. 시험유역에는 6개 우량관측소, 2개 수위관측소 및 1개 기상관측소가 운영되고 있다. 일상적인 관측기기의 유지관리와 수문기상관측 및 관측 자료의 검토 등 일련의 수문기상관측 및 관측 자료의 검토 등 일련의 수문관측 및 자료처리 과정을 통해 양질의 우량과 유량, 수질, 기상 자료 등을 10분 단위로 생성하고 있다.

토양수분 관측망을 운영할 대상사면의 크기는 약 4000 m²이며, 비교적 급경사사면으로 설마천의 상부 사면중 하나이다. Fig. 1은 대상유역과 토양수분 측정 사면의 지정확적인 위치를 보여주고 있다. 대상유역의 위도와 경도는 각각 37°55'67" 와 126°57'25" 이다. 대상사면은 침엽수림과 활엽수림의 혼합식생으로 구성되어 있으며, 종류는 Polemoniales와 Quercus의

혼합으로 이루어졌다. 대상사면 전체에 걸쳐 상당한 대 공극 구조가 발달되어 있음을 육안으로 확인할 수 있다. 지질학적으로는 화강암 구조의 기반암위에 편마암 복합체로 구성되어 있으며, 절리나 파쇄대가 발달되어 있으나 그 크기는 미소하고, 이들의 연결성 또한 무시할 수 있을 정도로 작다. 대상지역의 주요 토양들은 FAO 분류기준에 따르면 Leptosols로 구성되어 있는 광물성 토양이다. 대상 사면의 토심의 깊이는 약 20~120 cm의 분포를 보이며, 기반암의 분포도 급격한 경사와 비교적 낮은 함수능을 보이는 특성을 가지고 있다. 대상사면의 하단에는 자연발생 하천이 있고, 강우 시 유출반응이 나타난다.

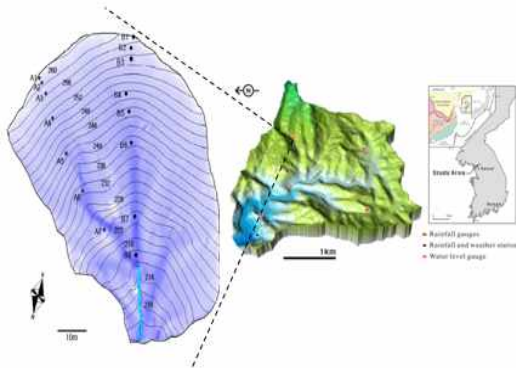


Fig. 1. The study area in Sulmachun watershed and soil moisture monitoring points.

2.2. 연구방법

2.2.1. 토양수분측정시스템의 설치를 위한 사전분석

TDR 방식의 토양수분측정체계는 다중 동축 측정 방식을 지원하고 있기 때문에, 대상사면의 복수 지점에 대한 토양 수분값을 동시에 측정할 수 있다. 이는 대상 사면의 토양수분의 공간적인 분포를 시간적으로 확보할 수 있음을 의미한다. 그러나 이와 같은 체계의 운영을 위해서는 대상사면의 공간적 변화특성을 파악하고 이를 토양수분측정시스템에 반영하여 설계하고 설치 운영하여야 한다. 이를 위해서는 토양수분의 변동성에 영향을 줄 수 있는 요소를 파악하고 이를 적절히 특성화하는 사전분석이 필요하다. 사전 분석은 다음과 같은 절차로 이루어진다. 첫째로 대상사면에 대한 집중적인 현장 관측을 통해서 지표면 및 지하면 수

치지형모형(Digital Elevation Model: DEM)을 추출한다. 둘째로 대상사면의 토양분포를 조사하여, 대상사면의 흐름발생에 대한 분석을 실시한다. 셋째로, 도출된 습윤도(wetness)의 공간적인 분포도를 근거로, 센서들의 설치 위치를 결정하고, 시스템을 설치한다. 이 과정에서 센서를 연결하는 리드선의 길이와 본체(TRASE Main system)의 설치위치를 결정하여 설치비용의 최소화를 목적으로 최적화를 수행한다. 마지막으로 역 측량을 통해서 시스템을 설치한 후 자료회득을 실시한다.

대상 사면에 흐름 발생 및 분포를 계산하기 위해서 대상사면의 지표 및 기반암 표고를 정밀 측량하였다. 측량은 식생이 다수 분포한 현지조건으로 인하여 Transit과 줄자 그리고 물러를 사용하여 약 1~2 m 간격으로 집중적으로 실시되었고, 확보된 거리, 각도 등의 원통좌표는 프로그램을 사용하여 직교 좌표계로 전환되었다. 총 250지점의 지표 표고가 실측되었고, 해당지점의 기반암 또는 풍화대까지의 깊이는 금속탐침을 사용하여 실측하였다. 현장조건 불확실성을 고려하여 탐침을 지점별로 4~5회 삽입하여 측정된 후 가장 깊은 값을 기록하여 사용하였다. 표고를 측량한 모든 지점에 지하표고의 깊이도 실측하였고 이를 사용하여 지표면 및 지하면의 수치지형 모형을 구축하였다. Fig. 1은 관측된 대상 사면의 지표면의 수치지형모형을 보여주고 있다.

대상 사면의 지표 및 지하 DEM을 이용하여 흐름 발생 공간 분포를 계산하였다. 계산에 사용된 알고리즘은 사면흐름 발생 알고리즘에서 다방향 알고리즘과 다중무한방향 알고리즘이다. 한편, 토양수분 및 수치고도분석에 대한 최근 문헌(Seibert와 McGlynn, 2007)은 토양수분의 예측력에 있어서 기여사면적의 중요성을 부각하여 기술하고 있다. 기여사면면적을 활용한 기타의 연구는 지형습윤지수(Topographic Wetness Index)(Beven과 Kirkby, 1979)의 계산을 통한 분포형 수문모형의 적용에 널리 사용되고 있다(Tarboton, 1997; Erskine 등, 2006). 이 연구에서는 관련연구의 결과를 고려하여 기여사면적(upslope contributing area)과 지형습윤지수를 계산하여 이를 토양수분 측정시스템의 위치 파악을 위한 의사결정 수단으로 사용하였다(Fig. 2). Fig. 2에서 짙은 색은 상대적으로 높은 기여사면적

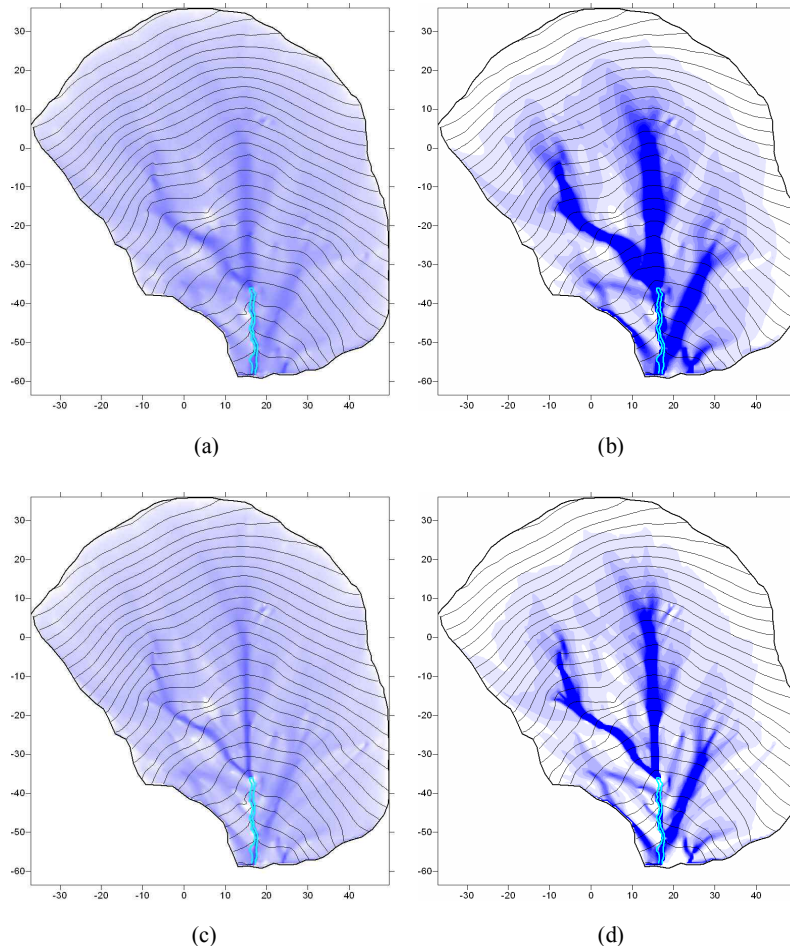


Fig. 2. Topographic wetness index and upslope contributing area using Multiple Flow Direction Algorithm ((a) and (b)) and Multi-Direction infinite Algorithm ((c) and (d)).

이나 지형습윤지수를 의미하고 옅은 색은 반대의 경우이다. 이를 통해서 결정된 토양수분센서의 공간적인 분포는 Fig. 1에 나타나있다.

2.2.2. 해석 방법론

2.2.2.1. 사면 수문과정 모의에 대한 물리적 근거

사면에 존재하는 임의의 토양층에서의 토양수분의 변동은 대상지점으로 입력되는 물과 출력되는 물 그리고 이들의 변동특성에 의해서 규명될 수 있고, 이의 수문학적인 근거는 Chow와 Kulandaiswamy(1982)에 의해서 다음과 같이 제시되었다.

$$S = f(I, I^{(1)}, \dots, I^{(m)}, Q, Q^{(1)}, \dots, Q^{(n)}) \quad (1)$$

식 (1)에서 Δt 첨자는 시간의 미분항을 의미하고, S 는 토양수분의 저류량, I 는 대상지점으로의 유입, Q 는 대상지점으로 부터의 유출을 의미하며, 저류량과 시간의 관계가 루프양상을 보이는 일반적인 수문거동을 고려하며, 식 (1)은 최소 1차 이상의 미분항을 포함하여야 한다. 식 (1)에 저류와 입력-출력의 일반적인 관계인 $\partial S / \partial t = I_t - Q_t$ 의 관계를 대입하고, 정리하면 식 (2)로 나타난다.

$$I-Q = \alpha_0 I^{(1)} + \alpha_1 I^{(2)} + \dots + \alpha_m I^{(m+1)} + \beta_0 Q^{(1)} + \beta_1 Q^{(2)} + \dots + \beta_n Q^{(n+1)} \quad (2)$$

여기서, $\alpha_0 = dS/dI$, $\alpha_1 = dS/dI^{(1)}$, ..., $\alpha_n = dS/dI^{(n)}$ 이고, $\beta_0 = dS/dQ$, $\beta_1 = dS/dQ^{(1)}$, ..., $\beta_n = dS/dQ^{(n)}$ 으로 나타낸다.

식 (2)를 재정리하여 출력에 대해서 함수화하면 다음과 같이 표현된다.

$$Q = \frac{(\alpha_m D^{(m+1)} + \alpha_{m-1} D^{(m)} + \dots + \alpha_0 D - 1) I}{(\beta_n D^{(n+1)} + \beta_{n-1} D^{(n)} + \dots + \beta_0 D + 1)} = \frac{W(D)}{F(D)} I \quad (3)$$

여기서, $D = d/dt$ 이고, $W(D)$ 와 $F(D)$ 는 D 의 다항식이다.

식 (3)에서 관측오차를 고려하여 식을 일반화하면 다음 식 (4)로 표현된다.

$$Q = \frac{W(D)}{F(D)} I_t + N_t \quad (4)$$

만약 식(4)가 오차 N_t 를 완전히 만족하면, 오차는 완전히 상관성이 없는 순수한 난수가 되어야 하고 이는 백색잡음(white noise)으로 불린다.

대다수의 수문현상에서 관측되는 수문변수는 N_t 가 출력시계열과 자기상관성을 가지는 식 (5)와 같은 형태로 근사화된다.

$$Y_t = \frac{w(B)}{f(B)} X_t + \frac{1}{\phi(B)} e_t \quad (5)$$

여기서, $w(B) = w_0 + w_1 B + w_2 B^2 + \dots + w_{l-1} B^{l-1}$, $f(B) = 1 - f_1 B - \dots - f_{m-1} B^{m-1}$, 그리고, $\phi(B) = 1 - \phi_1 B - \dots - \phi_{n-1} B^{n-1}$ 이다.

본 연구에서는 식 (5)의 X_t 와 Y_t 를 각각 관측된 강우와 토양수분으로 설정하여 지점별 $w(B)$, $f(B)$, $\phi(B)$ 를 규명하는 방식으로 진행한다.

2.2.2.2. 관측 수문 시계열 분석법

분석 대상 시계열의 추계학적인 특성을 이해하기 위해서, 적절한 모형이 필요하다. 이 연구에서는 모든 토양수분이 강우로부터 동일한 영향을 받는다고 가정하고, 강우 시계열의 추계학적인 특성을 제거하였다. 식별된 모형을 사용하여 시계열 모형을 구성하면 다음과 같이 나타나는데,

$$\Phi_y(B) \cdot Y_t = \Theta_y(B) \cdot n_t \quad (6)$$

여기서, $\Phi_y(B) = 1 - \phi_1 B - \phi_2 B^2 - \dots - \phi_n B^n$ 이고, $\Theta_y(B) = 1 - \theta_1 B - \theta_2 B^2 - \dots - \theta_m B^m$ 을 나타내며, Y_t 는 강우 시계열, B 는 과거지향 연산자를 의미하는데 이는 $B^k Y_t = Y_{t-k}$ 를 의미하고, n_t 는 잔차를 의미한다.

식 (6)에 의해서 강우시계열의 모의가 수행되며, 잔차의 자기상관함수와 편자기상관함수를 산정하여 이들이 유의수준이내이면 적절한 모형으로 결정된다. 이때 결정된 모형과 매개변수를 사용하여, 토양수분의 시계열을 처리하는 데 활용되는데, 이식은 다음과 같이 나타난다.

$$\Phi_x(B) \cdot X_t = \Theta_x(B) \cdot u_t \quad (7)$$

식 (7)에서 확보되는 u_t 는 이 연구에서 사용되는 선처리 백색 시계열(prewhitened time series)이며, 이를 사용하여, 상관도 분석이 이루어진다. 이 시계열은 토양수분 시계열중 강우와 관련된 추계학적인 구조를 제거한 것으로 토양층에서 일어나는 침투, 토양증발 등의 특성은 내재하고 있는 시계열이다.

선 처리 백색 시계열사이의 상관도 분석은 다음과 같이 나타나는데,

$$r_{u1,u2} = \frac{C_{u1,u2}}{\sqrt{C_{u1,0} \cdot C_{u2,0}}} \quad (8)$$

여기서, $C_{u1,u2}$ 는 두 개의 잔차 시계열의 공분산을 의미하고, $C_{u1,0}$ 과 $C_{u2,0}$ 는 각각의 분산을 의미한다.

식 (8)에 의해서 도출된 상관도에 식 (7)의 잔차의 표준편차를 곱하고, 식 (6)의 잔차의 표준편차를 나누

어서 도출된 weight들을 사용하여 식 (5)의 $w(B)$, $f(B)$ 구조를 규명할 수 있는 Corner표를 구성할 수 있다 (Liu와 Hanssens, 1982).

2.2.2.3. 강우-토양수분 전이 함수 분석과정

본 연구에서 수행되는 강우 토양수분 간의 전이함수의 분석과정은 다음과 같다. 첫째는 자료의 선행분석이다. 강우와 Fig. 1의 관측망을 통해서 획득된 토양수분의 통계자료를 분석하여 평균, 표준편차, 분산, 왜곡도, 종도를 계산하고 자료의 정규성을 판별한다. 만약 자료가 정규성의 가정을 만족하면, 다음 단계의 분석을 수행하고 그렇지 않으면 Box-Cox 전환과정을 수행하여 정규성을 확보한다. 일단 정규성이 확보되면, 식 (5)와 같은 전이함수의 잡음시계열과 동일한 변동성을 확보하기 위한 중앙화 과정(centralization process)을 수행한다. 중앙화 과정은 각각의 대상 자료에 평균치를 감하고, 표준편차로 나누어주는 과정이다. 이 과정을 통과한 모든 자료는 평균이 0이고 표준편차와 분산이 1인 표준화자료로 해석에 사용된다. 둘째는 강우자료의 추계학적 구조의 분석이다. 강우자료의 자기상관함수와 편자기상관함수를 계산하고 이로부터 적절한 자기상관이동평균모형(식 (6))을 도출한다. 도출된 모형을 모든 토양수분자료에 적용하여(식 (7)) 필터링된 시계열을 도출한 뒤 이들 시계열의 상관함수와 잔차의 시계열의 표준편차로부터 전이함수 모형의 구조를 파악한다. 셋째는, 파악된 구조로 각각 지점에 대한 복수의 전이함수 모형이 도출하고 이들 모형들에 관측 자료의 대입을 통한 모형 매개변수의 추정과정을 수행한다. 매개변수의 추정 기법은 최대우도추정법(maximum likelihood estimation method)와 조건우도추정법(conditional likelihood estimation method)을 순차적으로 적용하여, 최적의 해를 도출한다. 도출된 복수의 모형해들을 비교하여 대상지점의 최적 모형을 확정하는데 이를 위해서 Akaike 정보기준(AIC) (Akaike, 1974)를 사용한다. 마지막으로, 확정된 모형의 잔차의 추계학적인 구조의 편자기 상관함수나 자기상관함수를 계산하여 유의수준과 비교를 통하여 재검토한 후 모형을 확정한다.

3. 결과 및 고찰

3.1. 관측된 토양수분과 강우

본 연구를 위해서 토양수분과 강우의 관측망은 2007년 7월부터 가동되었다. 관측된 자료들은 토양수분들이 7월 중순까지는 증가하다가 9월부터는 다시 감소하는 양상으로 나타난다. 신뢰성 있는 시계열 분석의 중요한 선행 조건중 하나는 자료의 평균과 분산이 시간에 따라서 변동되지 않는 특성이다. 이는 자료의 정상성(stationary)이라고 표현되는 특성으로 이의 확보를 위해서 분석기간을 2007년 8월 기간으로 한정하였다.

Fig. 3은 선택된 분석기간 동안의 토양수분과 강우의 변동을 보여주고 있다. Fig. 3은 관측된 토양수분이 강우가 발생하면서 즉시 증가 하였다가 다시 점차로 감소하여 각각의 지점별 고유의 토양 수분치로 회귀하는 특성을 보여주고 있다. 이와 같은 경향은 토양수분에 대한 토질과 지형의 제어기작에 의한 것이다 (Kim, 2009). 사면 가장 하단부에 위치한 B8 지점의 60 cm 깊이에서의 급작스런 토양수분의 증가와 포화 (Fig. 3의 가장 높은 반응선)는 8월 4일 강우사상에서 관측되었고, 유사한 거동은 B7, B8 그리고 A7지점의 30 cm와 60 cm 깊이에서 8월 8일과 9일의 집중적인 강우사상에서 관찰되었다. 경우에 따라서, 토양수분의 감소곡선에서 미소한 크기의 교란현상이 발견되는데 이는 강우사상과 직접적인 연관은 없다. 감쇄기간 동안 간헐적으로 발생하는 대공극 흐름이 토양수분의

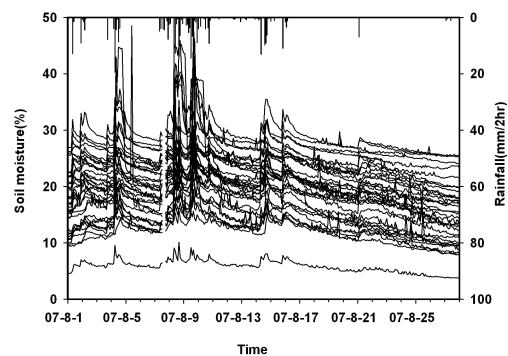


Fig. 3. The time series of measured soil moisture measurements and rainfall along two transects A and B during the study period.

교란을 설명할 수 있고, 강우 이후에 발생하는 급격한 감쇄현상에도 적절한 설명이 된다. 이는 사면에서 발생하는 흐름의 발생은 토양구조체와 대공극의 흐름을 동시에 적용하여 설명하는 것이 유용하다는 것을 의미한다.

3.2. 도출된 전이함수 모형

강우를 사용한 일련의 토양수분 전이함수 모형과 정은 상당한 시행착오를 반복하면서 이루어졌다. 식 (5)로 표현되는 기본적인 모형구조에 적합한 지점별 모형구조의 도출은 사면의 단면을 따라서 수행되어졌다. Table 1은 Fig. 1의 단면 1에 위치한, 10 cm 깊이 지점들에 대한 모형 도출결과를 보여주고 있다. Table 1의 R² 난 RSE는 모형의 적합도를 의미하는 결정계수와 잔차의 평균 오차를 의미하고, w₀.. f₁.. Φ₁.. 등은 추정된 매개변수를 의미하며, T-stat.로 나타나는 통계

치는 추정된 매개변수의 유의성 지표로서 일반적으로 T 통계치가 2 이상이면 모형의 구성에 유의한 매개변수로 알려져 있다. 전반적으로 모든 모형의 결정계수 (R²)가 0.9이상의 우수한 모의능을 보여주고 있으며, RSE도 낮은 값을 보여주고 있다. 모형의 구조는 A 단면의 최상단부인 A1 지점에서는 w₀, w₁, f₁, Φ₁의 4개의 매개변수로 구성된 간단한 모형이 도출되었고, A3 지점이나 A5 지점 등의 사면 하단부로 진행할수록 보다 6개 혹은 7개 등의 보다 증가된 매개변수로 모형이 구성되었다. 이는 사면 하단부의 토양수분 반응특성이 강우에 의한 침투 특성과 더불어 사면의 상단부에서 측 방향 흐름의 기여에 의해서 변동되는 특성을 가지고 있기 때문이다. 단면 A의 보다 깊은 깊이인 30 cm 깊이에서 관측된 토양수분의 변동특성을 모형화한 결과는 Table 2에 정리되어 있다. Table 1의

Table 1. Rainfall-soil moisture modeling for points at the depth of 10 cm along transect A

Point depth	w ₀ T-Stat.	w ₁ T-Stat.	w ₂ T-Stat.	w ₃ T-Stat.	f ₁ T-Stat.	f ₂ T-Stat.	Φ ₁ T-Stat.	Φ ₂ T-Stat.	R ²	RSE
A1 10 cm	.046 3.7	0.46 3.8	.	.	.99 222	.	.98 106	.	.98	0.16
A2 10 cm	.086 3.5	0.11 4.5	.	.	.99 51	.	.95 50	.	.91	0.31
A3 10 cm	.042 2.8	.069 4.3	.032 2.1	.	.89 87	.11 3.7	.97 38	.	.97	0.18
A4 10 cm	.102 4.4	.135 5.78	.	.	.73 14	.27 3.1	.95 26.7	.	.91	0.14
A5 10 cm	.115 6.0	.093 4.78	-.01 .52	.042 2.2	1.29 2600	-.29 40	.945 31.9	.	.95	0.23
A7 10 cm	.080 4.1	.107 4.9	.079 3.6	.029 1.5	.943 296	.058 4.58	.953 53.1	.	0.94	0.24

T-Stat.: Tstatistics; R²: Coefficient of Determination; RSE: Residual standard error

Table 2. Rainfall-Soil moisture modeling for points at the depth of 30 cm along transect A

Point depth	w ₀ T-Stat.	w ₁ T-Stat.	w ₂ T-Stat.	w ₃ T-Stat.	f ₁ T-Stat.	f ₂ T-Stat.	Φ ₁ T-Stat.	Φ ₂ T-Stat.	R ²	RSE
A1 30 cm	.070 3.8	0.71 3.9	.	.	.99 21	.	.97 66	.	.95	0.23
A2 30 cm	.019 1.3799 125	.	.97 71	.	.91	0.19
A3 30 cm	.039 1.8	.060 2.7	.041 1.9	.	1.02 748	-.02 1.6	.92 30	.	.93	0.26
A4 30 cm	.032 2.1	.069 3.9	.050 3.3	.	.66 8.5	.38 2.9	.98 44.6	.	.97	0.18
A5 30 cm	.080 4.1	.107 4.88	.079 3.6	.029 1.5	.943 296	.058 4.6	.953 53.1	.	.94	0.24
A7 30 cm	.045 1.8	.100 3.7	.081 2.9	.094 3.5	1.134 6716	-.138 10.8	.022 41.3	.	0.90	0.31

T-Stat.: Tstatistics; R²: Coefficient of Determination; RSE: Residual standard error

결과와 유사하게 모든 지점에서 높은 결정계수와 낮은 잔차의 오차 분포를 보이고 있으며, 사면의 상단부에서 하단부로 진행하면서, 모형의 구조가 점차적으로 복잡해지는 양상도 발견되었다. 결정된 모든 변수의 T 통계치도 유의한 수준을 보여주고 있다.

Table 3은 대상사면의 단면 B에서의 10 cm 깊이의 토양수분의 전이함수 모형을 상단부에서 하단부로 정리한 결과이다. 이전 결과와 유사하게 모든 매개변수의 유의성이 검증되었으며, B5 이상의 하단부 사면의

모형 복잡성이 관찰된다. 그러나, B2지점의 경우 많은 시도에도 불구하고, 상대적으로 낮은 모의능 ($R^2=0.73$, $RSE=0.52$)이 도출되었는데, 이는 해당지점의 토양특성이 굵은 골재가 많이 산재되어 있는 현장상황에 기인한다. B단면의 경우 B6 지점이하에서는 예측능이 상당히 감소하여 B7지점과 B8지점에서 결정계수가 각각 0.38, 0.6을 기록하고 있다. 이는 사면 하단부에서는 측 방향 흐름(lateral flow)의 혼재와 토양층 깊은 지점에서 복류수(return flow)가 나타나서, 강우의 시

Table 3. Rainfall-Soil moisture modeling for points at the depth of 10 cm along transect B

Point depth	W_0 T-Stat.	W_1 T-Stat.	W_2 T-Stat.	W_3 T-Stat.	f_1 T-Stat.	f_2 T-Stat.	Φ_1 T-Stat.	Φ_2 T-Stat.	R^2	RSE
B1 10 cm	.01 .5579 4.3	.	.99 104	.	.97	0.16
B2 10 cm	.04 .9399 16.4	.	.85 28.3	.	.73	0.52
B3 10 cm	.136 6.0	.227 6.5	.109 4.6	.	.140 1.43	.860 14.6	.95 29	.	.93	0.27
B4 10 cm	.105 4.2	.173 4.4	.069 2.1	.	.35 1.6	.653 3.9	.93 24.4	.	.91	0.30
B5 10 cm	.080 4.1	.107 4.88	.079 3.6	.029 1.5	.943 296	.058 4.6	.953 53.1	.	.94	0.35
B6 10 cm	.205 5.2	.224 5.1	.021 .54	.	.695 55.3	.305 15.8	.805 17.3	.	.77	0.48
B7 10 cm	.180 3.0	.326 4.2	.134 2.2	.	.086 4.7	.913 94.1	.505 10.0	.	.38	0.79
B8 10 cm	.174 3.4	.241 4.6	.164 3.1	.089 1.73	.691 67.7	.304 19.9	.623 12.3	.	.60	0.63

T-Stat.: Tstatistics; R^2 : Coefficient of Determination; RSE: Residual standard error

Table 4. Rainfall-Soil moisture modeling for points at the depth of 30 cm along transect B

Point depth	W_0 T-Stat.	W_1 T-Stat.	W_2 T-Stat.	W_3 T-Stat.	f_1 T-Stat.	f_2 T-Stat.	Φ_1 T-Stat.	Φ_2 T-Stat.	R^2	RSE
B1 30 cm	.001 .85	.	.	.	1.03 2012	.	.96 63	.	.96	0.2
B2 30 cm	.101 2.6	.071 1.8	.	.	1.14 1188	-.145 14.4	.82 17.4	.	.77	0.48
B3 30 cm	.084 3.3	.095 3.7	.	.	1.00 733	.	.94 34.0	.	.89	0.33
B4 30 cm	.069 3.2	.163 4.6	.084 3.8	.	-.006 .34	.987 106	.96 54.3	.	.92	0.27
B5 30 cm	.124 4.0	.195 3.8	.077 1.9	.	.335 1.3	.664 3.4	.895 21.8	.	.86	0.37
B6 30 cm	.070 3.9	.135 4.8	.068 1.15	.	.288 1.2	.712 4.0	.971 33.3	.	.95	0.22
B7 30 cm	.141 2.5	.225 3.8	.156 2.8	.	.551 12.4	.051 8.7	.617 10.8	-.083 1.45	.43	0.75
B8 30 cm	.186 3.2	.321 4.5	.193 3.2	.	.390 6.3	.602 11.1	.557 11.5	.	.46	0.74

T-Stat.: Tstatistics; R^2 : Coefficient of Determination; RSE: Residual standard error

계열만으로는 근본적인 예측의 한계가 있기 때문이다. 이와 같은 양상은 사면의 최하단부로 근접하면서 심화되고 토양수분의 깊은 토양층으로의 충전과 재생성이 반복되는 복잡한 양상으로 전개된다.

Table 4는 대상 사면의 단면 B에서의 30cm 깊이의 토양수분 전이모형을 정리한 결과이다. Table 3과 유사하게 상단부의 간단한 모형이 하단부의 보다 복잡한 모형의 경향을 일부 보이나, 예측능은 B7 혹은 B8과 같은 하단부 지점에서 현저하게 떨어지는 것을 보인다. 이는 사면의 하단부 경우, 토양층의 보다 깊은 지점에서의 흐름은 강우의 연직 침투 영향은 상당히 제한적이고 사면의 풍화대를 따라서 형성되는 지하수 흐름의 영향을 상당히 받고 있다는 것을 의미한다.

Fig. 4와 대상사면의 10 cm 깊이에서 모의된 모든 토양수분과 관측된 토양수분을 도식한 결과이다. 전체적으로 토양수분 3%에서 30% 사이에 주된 분포를 보이고 있으며, 동일한 범위에서는 신뢰성 있는 모의능을 보여주고 있다. Fig. 5의 경우는 대상사면의 30 cm 깊이에서 모의된 모든 토양수분과 관측된 토양수분을 도식하였다. 전체적으로는 토양수분 12%에서 45%까지의 보다 넓은 분포를 보여주고 있는데 이는 보다 깊은 토양층에서의 반응특성이다. 모의능은 30%까지는 신뢰성 있는 결과를 보여주고 있으나 이 보다 큰 토양수분에서는 모의능이 떨어지고 있는 것을 보여준다. 이는 B7 혹은 B8 지점과 같은 사면 하단부 지점의 강우-토양수분 전이함수가 가지는 한계점과 집중적인 강우 시 나타나는 포화현상의 한계성을 모사하는데 현재의 모형 접근법이 가지는 제한요소에 기인한 것으로 판단된다.

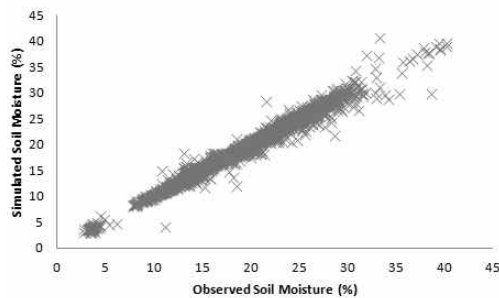


Fig. 4. The observed and simulated soil moisture at the depth of 10 cm.

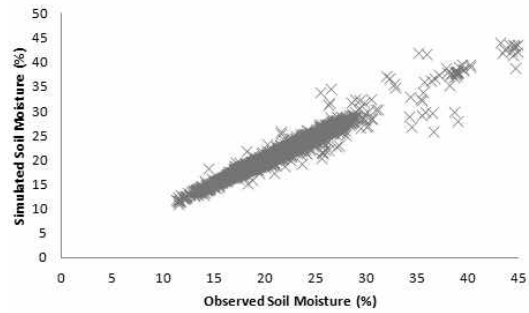


Fig. 5. The observed and simulated soil moisture at the depth of 30 cm.

4. 결론

본 논문에서는 국토의 대부분을 구성하는 산지 사면에서의 수문거동을 이해하기 위한 현장 토양수분 관측 자료를 사용한 강우-토양수분 전이 모형적용 연구를 수행하였다. 연구의 수행을 위해서, 대상유역과 사면을 선정하여 관측 시스템을 설치하였으며, 관측 시스템의 설계는 지형분석을 통한 사면의 흐름 형성의 공간적인 분포를 고려해서, 2개의 단면에 각각 7개와 8개 지점에 10, 30, 60 cm 깊이에 TDR 센서를 매설하여, 상당기간 운영을 통해서 분석에 적합한 자료군을 추출하였다. 대상 자료의 적절한 전처리와 체계화된 모형화과정은 대상 지점에 대한 적절한 모형의 도출로 나타났으며, 대부분의 지점에서 강우와 토양수분간의 적절한 전이함수가 도출되었다. 그러나 사면의 하단부와 보다 깊은 토양층의 지점에서는 강우만으로는 토양수분을 적절히 모사할 수 없음이 밝혀졌으며, 이 과정에서, 사면에서 발생하는 복류수 흐름과 충전흐름의 기여를 유추해 낼 수 있었다. 특히 도출된 모형구조의 사면에서의 분포는 하단부로 접근할수록 토양수분이 상당한 기억효과를 가지고 있는 것으로 나타나 도출된 모형들의 신뢰성을 확인할 수 있다.

현재 수행된 강우-토양수분 모형의 연구는 추후에 이와 같은 접근이 보다 복잡하고 종합적인 모형의 도출로 진행되어야 하는 개연성을 보여주고 있다. 강우-토양수분은 입력 자료로 유출-토양수분을 예측하는 패러다임으로의 수문 모형의 발전은 보다 깊은 수문 현상의 이해와 공학적으로 적용성이 있는 유출 모의

를 위해서 추후에 지속적으로 추진해야 할 연구 주제로 판단된다.

감사의 글

이 논문은 부산대학교 자유과제 학술연구비(2년)의 지원을 받아 연구되었고, 이에 감사드립니다.

참고 문헌

- Akaike, H., 1974, A new look at the statistical model identification, *IEEE Trans., Autom. Control*, 19(AC6), 716-723.
- Anderson, M. G., Kneale, P. E., 1980, Topography and hillslope soil water relationships in a catchment at low relief, *J. Hydr.*, 47, 115-128.
- Beven, K., Kirkby, M. J., 1979, A physically based variable contributing area model of basin hydrology, *Hydrolog. Sci. Bull.*, 24, 43-69.
- Chow, V. T., Kulanaiswamy, V. C., 1982, The IUH of general hydrologic system model, *J. Hydr. Div. ASCE*, 108(7), 830-844.
- Guntner, A., Seibert, J., Uhlenbrook, S., 2004, Modeling spatial patterns of saturated area: An evaluation of different terrain indices, *Water Resour. Res.*, 40(5), W05114.
- Gwak, Y., Kim, S., Kim, J., Lim, J., Kim, S., 2007, Spatial Distribution of Macropore Flow Percentage and Macroporosities in the Gwangneung Forest Catchment, *Korean J. Agr. Forest Meteorol.*, 9(4), 234-246.
- Jung, H., Park, J., Lim, G., Oh, J., 2000, Trend Analysis and Wavelet Transform of Time Series of Precipitation Including the Chukwookey Observations in Seoul, *J. Korean Stat. Soc.*, 13(2), 525-540
- Kang, C., Kim, S., Jung, S., Kim, W., Development of Soil Moisture Monitoring System for Effective Soil Moisture Measurement for Hillslope Using Flow Distribution Algorithm and TDR, *J. Korea Water Resour. Assoc.*, 37(1), 31-41.
- Kim, S., 2009, Characterization of soil moisture responses on a hillslope to sequential rainfall events during late autumn and spring, *Water Resour. Res.*, 45, W09425.
- Kim, S., Lee, H., Woo, N. C., Kim, J., 2007, Soil moisture monitoring on a steep hillside, *Hydrol. Process.*, 21, 2910-2922.
- Liu, L. M., Hanssens, D. M., 1982, Identification of multiple input transfer function models, *Commun. Statist. Theor. Meth.*, 11(3), 297-314.
- Park, J., Seo I., Sunu, J., 1999, Study on Characteristic of Transient Solute Transport in the Vadose Zone by Using TDR: (1) Relationship between Water Content and Relative Electrical Conductivity, *J. Korea Water Resour. Assoc.*, 32(6), 741-749
- Son, M., Kim, S., Kim, D., Lee, D., Kim, J., 2007, Univariate Analysis of Soil Moisture Time Series for a Hillslope Located in the KoFlux Gwangneung Supersite, *Korean J. Agr. Forest Meteorol.*, 9(2), 88-99.
- Torres, R., Dietrich, W. D., Montgomery, D. R., Anderson, S. P., Loague, K., 1998, Unsaturated zone processes and hydrologic response of a steep unchanneled catchment, *Water Resour. Res.*, 34(8), 1865-1879.
- Uchida, T., Asano, Y., Mizuyama, T., McDonnell, J., 2004, Role of upslope soil pore pressure on lateral subsurface storm flow dynamics, *Water Resour. Res.*, 40(12), W12401.
- Walker, J. P., Willgoose, G. R., Kalma, J. D., 2004, In situ measurement of soil moisture: a comparison of techniques, *J. Hydr.*, 293, 85-99.
- Western A. W., Zhou S. L., Grayson R. B., McMahon T. A., Bloschl G., and Wilson D. J., 2004, Spatial correlation of soil moisture in small catchments and its relationship to dominant spatial hydrological processes, *J. Hydr.*, 286, 113-134.