

## 설마천 사면의 토양층 저류량의 분포양상에 관한 연구

장은세<sup>1</sup> · 김상현<sup>1\*</sup> · 이정훈<sup>2</sup>

<sup>1</sup>부산대학교 환경공학과, <sup>2</sup>유량조사사업단  
(2016년 4월 1일 접수; 2016년 6월 29일 수정; 2016년 6월 30일 수락)

## Distribution of Soil Water Storage at a Hillslope in Sulmachun Watershed

Eun-se Jang<sup>1</sup>, Sang-Hyun Kim<sup>1\*</sup> and Jung-Hoon Lee<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Department of Environmental Engineering/Water Resources Environmental Laboratory, Pusan National University, Busandaehak-ro 63beon-gil, Geumjeong-gu, Busan 46241, Korea

<sup>2</sup>Hydrologic Survey Center, Office Building, KINTEX, 407, Hallyu world-ro, Ilsanseo-gu, Goyang-si, Gyeonggi-do 10390, Korea

(Received April 1, 2016; Revised June 29, 2016; Accepted June 30, 2016)

### ABSTRACT

The storage variation in the vadose zone at a hillslope is important to understand the hydrological process. This study explores seasonal changes of soil water storage at a hillslope scale. The study was conducted on a hillslope of Beomrunsa, located in the Seolma-cheon river basin in Paju-si, Gyeonggi-do. Using soil moisture measurements through Time Domain Reflectometry (TDR), storage, discharge, and response constant were calculated for all monitoring points on a hillslope between March and November, 2010. This study found that temporal changes in storage are resulted from the rainfall distribution patterns. Analysis of the spatial changes in storage indicated that the soil water storage tends to increase towards the downslope direction. The discharges calculated based on the soil water measurements exhibited a high correlation with observation discharge. The storage response constant was high during the autumn which demonstrates the increased contribution from upslope is responsible for the occurrence of soil water recharge during autumn.

**Key words:** Soil moisture, Soil storage, Discharge

### I. 서론

우리나라는 국토의 약 65%정도가 산지로 이루어져 있고, 강수량의 67%가 6~9월의 장마와 태풍기간에 집중되고 있고 경사가 급한 산악지형의 영향으로 비교적 짧은 시간 내에 바다로 유출된다. 산지의 불포화층에 존재하는 토양수분은 현존하는 하천수보다 약 50배 정도 많은 수자원을 확보하고 있다. 우리나라는 국토의 대부

분이 산지로 이루고 있어 산림에서의 토양수분 연구는 수자원 정책계획 및 관리에 있어 중요한 부분이다 (Hydrological Survey Center, 2014).

토양수분은 산지 사면의 유출발생의 근원으로 불포화대와 기반암위의 포화대에서 저류량을 결정하는 과정에서 가장 중요한 수분량이다. 토양수분은 여러 가지 수문 과정과 지형, 그리고 다른 영향인자들에 지배 받게 된다. 예를 들면 태양복사 에너지의 영향(Moore *et al.*,



\* Corresponding Author : Sang-Hyun Kim  
(kimsangh@pusan.ac.kr)

1993), 흐름추적과정(Dunne *et al.*, 1975; Zavalzky and Sinai, 1981; Beven and Kirkby, 1979; Moore *et al.*, 1988), 식생분포와 토양특성(Western *et al.*, 1998) 등이라 할 수 있다. 토양수분특성은 국부경사도나 유출발생 지점까지의 거리, 기역사면면적, 지형습윤지수가 토양수분과 관련성이 높다고 하였다(Kim, 2012). 그리고 강우로 인한 지면과 지표하에서의 순간적인 포화공간의 형성 및 유출의 생성 등을 포함하는 과정과 증발산등은 모두 비포화대 혹은 토양층에서의 토양수분의 함량에 크게 의존한다(Western *et al.*, 2002). 토양수분의 공간적인 거동에 상당한 영향을 미치는 지표하 토양층에서의 대공극 및 대공극 흐름 특성을 확인한 연구(Brooks and Corey, 1964)가 진행되었고, 토양수분을 측정하고 유출 특성을 규명하기 위해 TDR을 이용한 연구(Heimovaara and Bouten, 1990), 토양에서 용지 이동의 내부적인 특성을 파악하기 위하여 토양중심부 추적에 관한 전기저항 단면측정(Electrical Resistance Tomography)의 응용(Binley *et al.*, 1996)한 연구가 수행되었다. 그러나 국내의 경우는 외국의 경우와 비교해서 토양수분의 공간적인 분포에 대한 연구사례가 부족하고, 시공간적으로 변동성이 높은 분포 특성을 가지고 있어 국내의 유역 특성을 고려한 토양수분의 측정과 분석에 관한 연구가 필요하다. 또한 토양층의 불포화대와 기반암위의 천이적인 포화대에서 존재하는 토양수분이 유출에 기여하는 정도에 대한 평가는 수행된 예가 없다. 본 연구에서는 토양수분의 산지사면에서 1년간 측정된 토양수분자료를 사용하여 시·공간 해석을 수행하였고, 산지사면의 저류량을 계산하고 유출량과의 관계인 저류함수를 적용하였다. 또한 계절별 저류상수의 변동특성을 분석하고 토양수분 이송과정의 특성을 검토하였다.

## II. 재료 및 방법

### 2.1. 연구지역

연구대상지역은 경기도 파주시 적성면 마지리와 설마리의 설마천 유역내에 감악산 범륜사 우측 소규모 산지 사면을 선정하였다. 설마리에 위치한 영국군 전적비교를 출구로 하는 설마천 중상류 유역으로 위치는 동경  $126^{\circ}55'54'' - 126^{\circ}54'57''$  북위  $37^{\circ}54'57'' - 37^{\circ}56'23''$ 이고 유역면적  $8.50\text{km}^2$ , 유로연장  $5.80\text{km}$ , 유로경사  $2.3\%$ 로 전형적인 급경사 산지 사행하천이다. 연평균 강수량은  $1,600\text{mm}$ 이다. 지질은 경기편마암 복합체로 구성되고 단층과 엽리가 잘 발달되어 있다. 또한 산림과 토양은

90%이상이 주로 20~30년 수령의 침엽수와 활엽수로 구성되고 표토는 얇은 편으로 함양능력이 대단히 낮고 산지 사면에서 산재한 다량의 돌과 자갈은 집중 호우 시 토석류를 유발한다. 대상사면 전체에 걸쳐 상당한 대공극 구조가 발달되어 있음을 육안으로 확인할 수 있다. 관측소는 유량관측소 5개(전적비교, 비룡포대, 설마리, 범륜사, 감악산)와 수위관측소 2개(전적비교, 사방댐)와 기상관측소 1개(비룡포대)이며 10분마다 강우와 수위가 관측되고 있다(한국건설기술연구원, 2004). Fig. 1은 설마천 유역내의 범륜사 부근에 새로이 선정한 대상사면의 지도로서 대상사면은 상부로부터의 유입이 불가능한 독립적인 사면이며 주변에 우량관측소(범륜사)가 있어 정확한 강우량 산정이 가능하다.

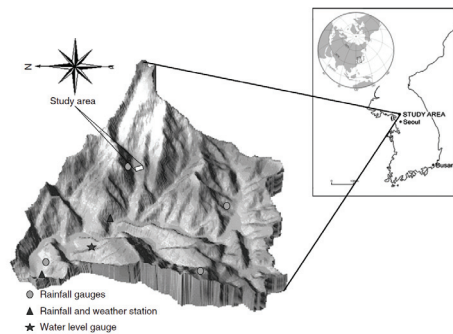


Fig. 1. The location of Sulmachun catchment with the study area.

### 2.2. 토양수분 관측시스템의 운영

연구 대상지역인 설마천 범륜사 사면의 측량을 통해 얻어진 1m 간격의 정밀한 DEM을 통하여 정적 습윤지수를 산정하고 우선 흐름 경로를 파악하여 이를 토대로 측정지점을 선정하였다. 측정 지점들을 통한 수평적 토양수분의 변화뿐만 아니라 각 지점에서의 토양수분의 수직적 분포양상과 변화를 파악하기 위하여 TDR탐침(Wave Guide)을 각 지점의 깊이에 따라 2~3개씩 매설하였다. TDR 센서는 18개의 위치에 47개의 센서가 매설된 토양수분량 측정시스템으로 Transect A, Transect B, Region C에 위치하고 있다. 좌측 사면의 특성을 파악하기 위해 구축된 Transect A 상에는 A1부터 A7에 이르기까지 토심별로 17개의 센서를 매설하였다. 사면의 우측 단면에 해당되는 Transect B 상에는 B1에서 B8에 이르기까지 18개 지점에 센서를 매설하였고, 사면 하단부의 수문학적 반응을 파악하기 위한 Region C 상에는 12개의 토양수분센서를 매설하였다.

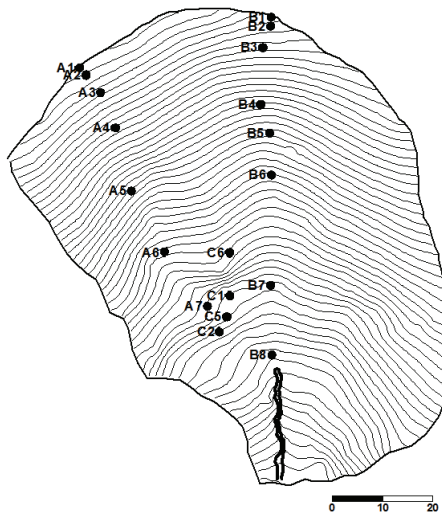


Fig. 2. Sensor locations for soil moisture monitoring system.

**2.3. 저류량 산정**

토양수분량은 TDR을 이용하여 측정하여 간접적으로 용적수분함량을 측정하는 방법을 통해 측정한다. 토양수분량의 저류량은 토양의 깊이와 2시간마다의 측정된 체적 함수량을 곱해서 산정한다. 계산식은 다음과 같은 식(1)과 같이 나타낼 수 있다

$$S = \int_0^z \theta(z) dz \tag{1}$$

여기서  $\theta(z)$ 는 토양 수분함량이고,  $z$ 는 측정 깊이이다. 식(1)을 trapezoidal방법 적분으로 토양수분량의 저류량을 식(2)의 방식으로 산정 할 수 있다.

$$S(t) = \sum_{i=1}^z \frac{\theta(t, z_i) + \theta(t, z_{i+1})}{2} (z_{i+1} - z_i) \tag{2}$$

여기서  $i$ 는 연직방향의 공간 순서이다.

**2.4. 저류량을 이용한 유출량 산정**

**2.4.1. 유역 저류량 계산**

유역 저류량 계산은 Kirchner(2009)와 Teuling (2010)이 제안한 Simple Dynamic System에서 계산하였는데, 이 시스템은 유출이 저류량의 변화에만 좌우된다고 가정한다. 유역 저류량을 계산하기 위해 우선, 방출

민감도 함수인  $g(Q)$ 는 유역 저류량 내의 변화에 대한 유출 민감도를 설명한다.

분석은 강우-유출 모델처럼 다음 식을 이용한 물수지 방정식으로 시작한다.

$$\frac{dS}{dt} = P - ET - Q \tag{3}$$

여기서  $S$ 는 물 저장 체적이고,  $P$ 는 강우율,  $ET$ 는 증발산작용율,  $Q$ 는 유출율이다.  $P, Q, ET$  및  $S$ 는 시간의 함수로 고려되고 전체 유역에 대해 평균이 되어 진다고 고려된다. 식(3)에서 유출만이 전체 유역을 특성화 하는 상태 변수로서 고려될 수 있다. 따라서, Kirchner(2009)의 기초 가정에 따라 유출은 유역 내의 전체 저류량  $S$ 에만 좌우된다.

$$Q = f(S) \text{ or } S = f^{-1}(Q) \tag{4}$$

식(4)를 시간에 대해 미분하면 식(5)같이 된다.

$$\frac{dQ}{dS} = \frac{dQ}{dS} \frac{dS}{dt} = \frac{dQ}{dS} (P - ET - Q) \tag{5}$$

그리고  $dQ/dS$ 는  $Q$ 의 함수로 표현할 수 있다.

$$\frac{dQ}{dS} = f'(f^{-1}(Q)) = g(Q) \tag{6}$$

여기서  $g(Q)$ 는 Kirchner(2009)가 정의한 민감도 함수이다. 이것은 저류량 변화에 대한 유출의 민감도를 나타낸다. 이것은 유출이 유역 출구에서 유출을 직접 측정할 수 있는 반면에 전체 유역 저류량은 그렇지 않기 때문에 유용하다. 식(5)와 식(6)을 조합하면  $g(Q)$ 를 식(7)과 같이 나타낼 수 있다.

$$g(Q) = \frac{dQ}{dS} = \frac{dQ/dt}{dS/dt} = \frac{dQ/dt}{(P - ET - Q)} \tag{7}$$

여기서, 민감도 함수는 강수량( $P$ ), 증발산( $ET$ ), 유출( $Q$ ), 유출변화율( $dQ/dt$ )를 사용하여 나타낼 수 있다. Kirchner(2009)의 접근 방식에 따르면, 강수량과 증발산이 유출에 비해 상대적으로 적을 때, 이러한 조건에서 민감도 함수는 유출이 연속된 시간으로부터 산정될 수 있다.

$$g(Q) = \frac{dQ}{dS} \approx -\frac{(dt/dQ)}{Q} (P \ll Q, ET \ll Q) \quad (8)$$

될  $P$ 와  $ET$ 를 무시할 수 있는 시기를 결정하기 위해, Kirchner(2009)의 두 가지 방법 중에서 두 번째를 적용하였다. 이 방법은 앞선 6시간과 2시간 내에 전체 강우량이 0.1mm미만인 야간 시간에 대해 선택된 시간 기록이다 (Krier *et al.*, 2012). 이들 유출 함수는 유동감소율 ( $-dQ/dt$ )의 감소그래프(Brutsaert and Nieber, 1977)를 구축함으로써 민감도 함수  $g(Q)$ 를 결정하기 위해 추가적으로 사용된다. 감소율은 두 연속 시간 차이로 계산된다.

$$-\frac{dQ}{dt} = \frac{(Q_{t-\Delta t} - Q_t)}{\Delta t} \quad (9)$$

식(9)에 따라 유출은 두 연속 시간에 대해 다음으로 평균값이 주어진다.  $(Q_{t-\Delta t} - Q_t)/2$  그런 다음 시간 데이터를  $Q$ 의 범위로 묶고 항목에 대한  $-dQ/dt$ 와  $Q$ 에 대한 표준오차와 평균오차를 계산함으로써 항목화 한다. 그러면 2차 함수는 식(10)과 같은 Kirchner(2009)의 경험식으로 항목화된 평균에 맞춰진다.

$$\ln(g(Q)) = \ln\left(-\frac{dQ/dt}{Q}\right) \approx c_1 + c_2 \ln(Q) + c_3 (\ln(Q))^2 \quad (10)$$

감소율 ( $-dQ/dt$ )는 멱 함수의 비선형 최소자승법으로 근사화 된다.

$$-\frac{dQ}{dt} = aQ^b \quad (11)$$

여기서  $b$ 는 로그로그 기울기의 최적의 그래프이다 (Kirchner, 2009).

식(11)의  $Q$ 와 ( $-dQ/dt$ ) 사이의 멱 법칙 관계는  $g(Q)$ 가 식 (12)와 같다는 것을 의미한다.

$$g(Q) = \frac{dQ}{dS} = \frac{dQ/dt}{-Q} = aQ^{b-1} \quad (12)$$

민감도 함수  $g(Q)$ 를 사용하여 저류량-유출량 관계  $f(S)$ 는 식(8)을 역으로 하여 유도할 수 있다.

$$\int dS = \int \frac{dQ}{g(Q)} \quad (13)$$

저류량과 유출량이 밀접하다고 가정됨에 따라  $g(Q)$  함수는 멱으로 근사 될 때 식(5)의 적분에 의해 유도될 수 있다.

$$S = \frac{1}{a} \frac{1}{2-b} Q^{2-b} + S_0 \quad (14)$$

## 2.5. 선형저류조 추적모형

유역에 순간적으로 내린 강우의 유출은 유역을  $n$ 개의 선형저류조로 고려하였을 때, 연속적인 선형저류조들의 추적에 의해 구할 수 있다고 가정하였다. 유역을 선형저류조로 가정하면  $I - Q = \frac{dS}{dt}$  그리고  $S$ 와  $Q$ 의 선형관계를 나타내는  $S = KQ$ 를 이용하여 식(15)와 같이 나타낼 수 있다.

$$\frac{dS}{dt} = K \frac{dQ}{dt} = I - Q \quad (15)$$

유역저류조 내의 첫 번째 저류조는 1cm의 순간유효우량과 같은 단위용적을 갖게 된다. 이 유입량은 첫 번째 저류조를 통해 추적되어 유출수문곡선을 생산한다. 첫 번째 저류조로부터 나온 유출수문곡선은 두 번째 저류조의 유입량이 되며, 추적되어 두 번째 유출수문곡선을 생산하고, 이러한 방법으로  $n$ 번째 저류조가 추적되어  $n$ 번째 유출수문곡선  $Q_n$ 이 나오게 된다. 첫 번째 저류조가 순간적으로 만수 되어 더 이상 유입량을 받아들일 수 없다면  $I_1 = 0$ 이 되며 식 (16)는  $n$ 개의 저류조에 대해 다음과 같이 유도 할 수 있다.

$$-Q_1 = K \frac{dQ_1}{dt} \rightarrow Q_1 = \frac{1}{K} e^{-t/K} \quad (16)$$

$$Q_1 - Q_2 = K \frac{dQ_2}{dt} \rightarrow Q_2 = \frac{1}{K} \left(\frac{1}{K}\right) e^{-t/K}$$

$$Q_2 - Q_3 = K \frac{dQ_3}{dt} \rightarrow Q_3 = \frac{1}{2K} \left(\frac{1}{K}\right)^2 e^{-t/K}$$

⋮

따라서  $n$ 번째 유출수문곡선  $Q_n$ 은 식(17)과 같이 된다.

$$Q_n = \frac{1}{K(n-1)!} \left(\frac{t}{K}\right)^{n-1} e^{-t/K} \quad (17)$$

### III. 결과 및 고찰

#### 3.1. 상부사면의 토양수분 저류량 분석

토양수분 저류량의 공간적인 분석을 위해 Fig. 2와 같이 A1~A7, B1~B8, C1~C5 지점을 위치한 곳에 따라 상·중·하부사면으로 구분하였다. 상부사면은 A1~A3, B1~B3 지점, 중부사면은 A4~5, B4~6, 하부사면은 A6~7, B7~8, C1~5 지점으로 분류하였다.

Fig. 3은 상부사면에 해당하는 A1, A2, A3 지점과 B1, B2, B3 지점의 토양수분 저류량의 시계열 자료이다. 상부사면은 강우사상에 의한 저류량의 큰 폭으로 증가하였으며 강우사상 이후 급격한 감쇄현상이 나타났다. A3, B3 지점에서 강우사상에 대한 반응이 민감하며 변화폭이 크고 감쇄가 급격함을 알 수 있다. A단면에서 5월6일 강우사상에서 저류량은 33.8mm 증가한 것에 비해 감소는 40.4mm로 나타나 6.6mm가량 더 많은 토양수분 저류량이 감소하였고, B단면에서는 5월6일 강우사상 8.8mm 증가하였고 감소는 28.8mm로 나타나 20mm가량 더 많은 토양수분 저류량이 감소한 것을 고려하면 감쇄 현상이 충전현상보다 지배적인 것으로 나타났다. 이는 상부사면으로부터의 유입이 없어 일어나는 현상이며 또한 대공극을 통한 하부사면으로의 유출이 이루어지거나 빠르게 수평이동 하였을 가능성을 보여주고 있다. 즉, 지표하 토양층으로의 우선적 흐름 침투(Preferential Infiltration), 상부기여사면에 의한 지표하 흐름 발달에 의한 영향으로 판단된다. 상부사면의 전반적인 특징은 상부사면 기여면적이 없어 충전효과가 거의 없는 특성이 나타났다. B2 지점의 저류량이 낮게 나타난 것은 다른 지점들의 깊이는 60cm인 것과 비교 하였을 때 30cm로 토심이 얇은 구조로 인해 토양수분 저류량이 낮게 나타났다.

중부사면은 A4, A5 지점, B4, B5, B6 지점으로 분류하였으며, Fig. 4는 중부지점들의 시간에 따른 토양수분 저류량의 변화를 나타내고 있다. A5, B4, B5 지점을 제외하고 나머지 지점은 초기 저류량이 상부사면과 비교하였을 때 높게 나타나고 있다. A5 지점은 기저토양수분량이 낮게 나타나 저류량이 낮게 나타났고, B4, B5 지점은 얇은 토양층으로 인해 저류량이 낮게 나타났다. A4 지점에서 5월6일 강우사상 직전 저류량이 94mm로 나타났고 22mm의 강우사상 이후 107.8mm로 13.8mm 증가하였고, 8월 18일 강우사상 시 저류량이 162.7mm로 나타난 이후 다음 강우사상 시까지 124.8mm로 나타나 37.4mm 감소하였다.

같은 기간 상부사면 A1 지점에서의 감소는 48.2mm로 나타난 것과 비교하면 중부사면에서의 감소량이 작다는 것을 알 수 있다. 소규모의 강우에 의해서도 저류량이 다른 상부사면에 비해서 민감도가 떨어짐을 알 수 있다. B 단면 역시 이와 비슷한 결과를 나타내었다. 이는 상부사면으로 지속적인 유입의 영향으로 보이며, 계절적인 요인보다는 공간적인 특성에 더 지배적인 것으로 판단된다. 중부사면에서 나타나는 특징은 초기저류량이 상부사면 보다 높게 나타나고 있고, 상부사면과 비교하였을 때 완만한 감쇄를 보이고 있어 토양수분 저류량이 안정적으로 나타나고 있으며, 일정량을 유지하려 하는 특성이 있다. 또한 가을철 무강우시 저류량이 높게 나타난 것은 충전효과로 인함이다. B5 지점의 저류량이 낮게 나타난 것은 토양층의 깊이가 30cm로 낮기 때문이다.

하부사면은 A6, A7 지점, B7, B8 지점, C1, C2, C5 지점으로 분류하였으며, Fig. 5는 하부지점들의 시간에 따른 토양수분 저류량의 변화를 나타내고 있다. 측정사면 중 가장 하부에 위치한 A, B, C 단면에서 나타나는 특징은 상부사면의 지점들과 비슷하게 강우사상에 대하여

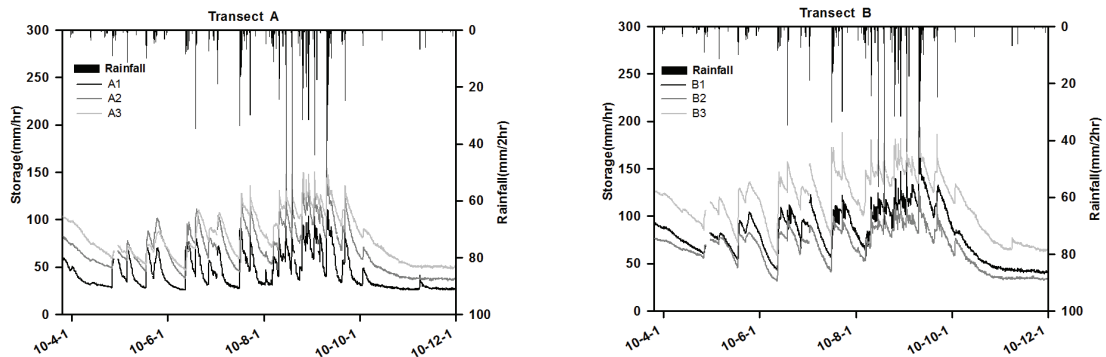


Fig. 3. Annual variations of soil moisture storage along transects A and B (upslope).

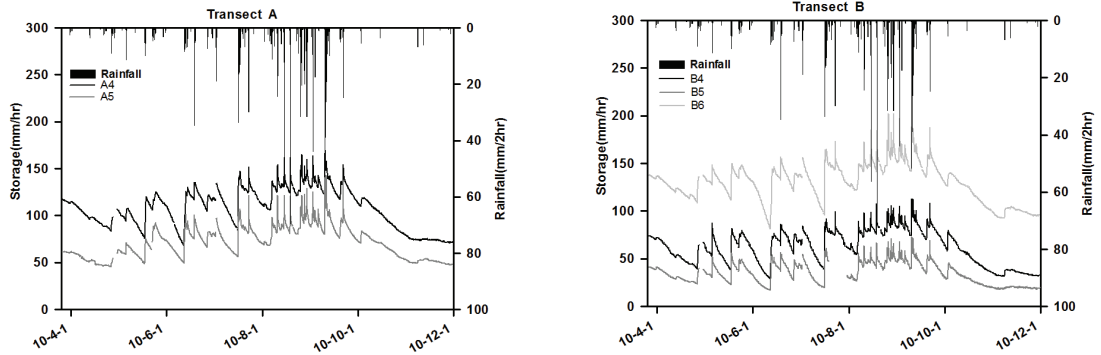


Fig. 4. Annual variations of soil moisture storage along transects A and B and region C (midslope).

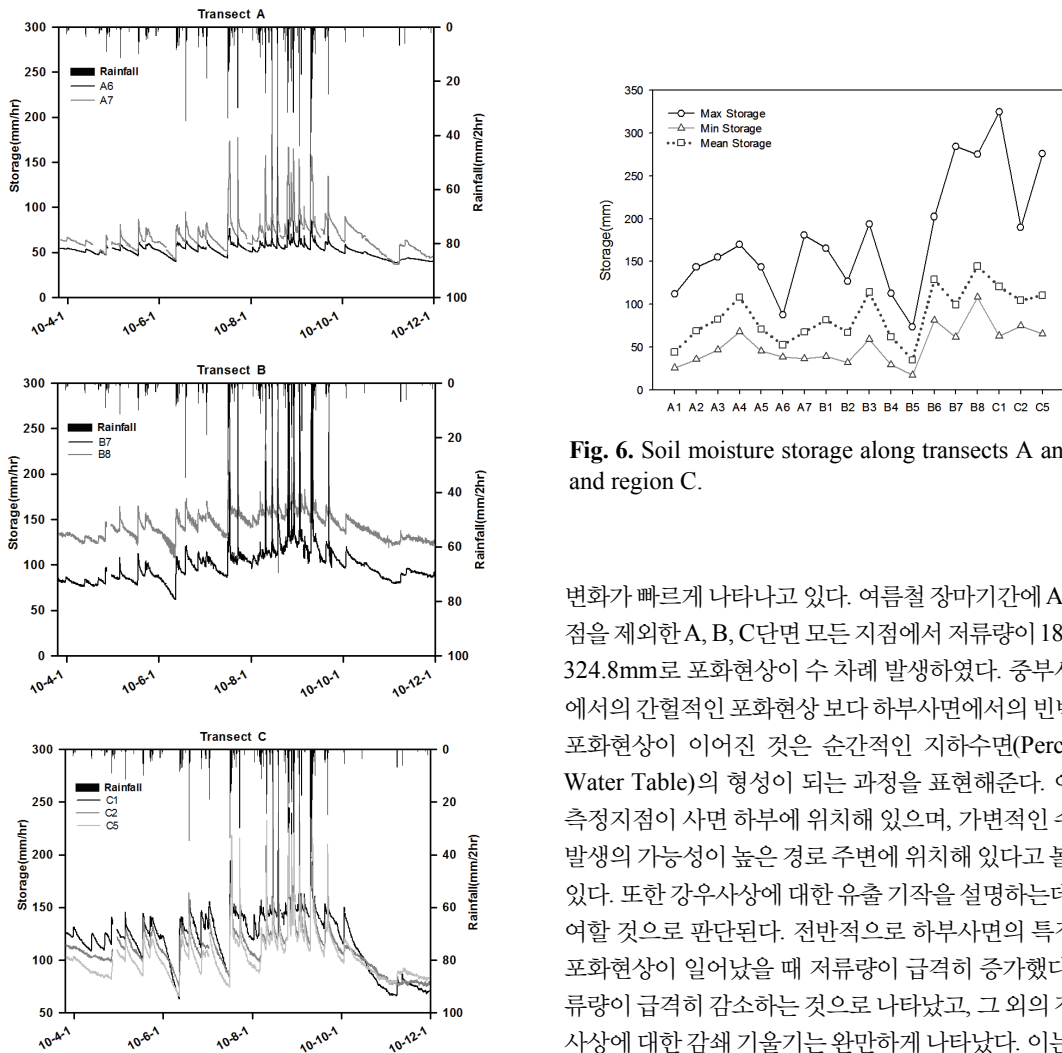


Fig. 5. Annual variations of soil moisture storage along transects A and B and region C (downslope).

Fig. 6. Soil moisture storage along transects A and B and region C.

변화가 빠르게 나타나고 있다. 여름철 장마기간에 A6지 점을 제외한 A, B, C 단면 모든 지점에서 저류량이 180~324.8mm로 포화현상이 수 차례 발생하였다. 중부사면에서의 간헐적인 포화현상보다 하부사면에서의 빈번한 포화현상이 이어진 것은 순간적인 지하수면(Perched Water Table)의 형성이 되는 과정을 표현해준다. 이는 측정지점이 사면 하부에 위치해 있으며, 가변적인 수문 발생의 가능성이 높은 경로 주변에 위치해 있다고 볼 수 있다. 또한 강우사상에 대한 유출 기작을 설명하는데 기여할 것으로 판단된다. 전반적으로 하부사면의 특징은 포화현상이 일어났을 때 저류량이 급격히 증가했다 저류량이 급격히 감소하는 것으로 나타났고, 그 외의 강우 사상에 대한 감쇄 기울기는 완만하게 나타났다. 이는 상부사면으로부터의 기여량으로 인한 충전효과로 볼 수 있다.



### 3.2. 계절별 토양수분 저류량 분석

토양수분 저류량의 시간적인 분석을 위해 계절별 평균 저류량의 변동을 나타내었다. 기온과 강우의 특성을 고려하여 계절로 구분하여, 평균값을 계산하였다. 계절별 단면선에 따른 평균 저류량 변동을 보기 위해 Table 1 과 같이 4개 기간인 봄, 여름, 가을, 겨울로 나누어 분석하였다. 단면선 A의 계절별 평균 저류량은 봄철에 64.2mm, 여름철에 82.8mm, 가을철에 70.5mm로 겨울철에 47.4mm로 나타났고, B단면은 봄철에 85.8mm, 여름철에 106.1mm, 가을철에 91.9mm, 겨울철에 64.2mm로 나타났으며, C지역은 봄철 107.6mm, 여름철 126.5mm, 가을철 110.1mm, 겨울철 78.9mm로 나타났다. 봄철 토양수분 저류량의 변화양상은 평균기온이 영상의 온도를 나타냈지만 최저기온이 영하인 날이 4월중순까지 나타나 초기 저류량은 변화양상은 4월 중순 이후까지 거의 나타나지 않았고 5월부터 기온상승으로 인한 공극의 발달과 식생들의 활발한 증식 등으로 인해 토양수분 저류량이 계속적으로 감소하는 것으로 나타났다. A단면에서 5월6일 강우사상 이후 토양수분 저류량이 20mm 증가했다가 35mm 감소하였다. 강우사상에 의한 증가보다 감소 경향이 더욱 크게 나타났다. 이는 봄철 기온의 상승과 봄에서 여름으로 가는 시기에 식생들의 활발한

증발산을 통한 수분소비의 결과라고 볼 수 있다. 여름철 저류량의 변화도 봄철과 마찬가지로 강우사상 이후 증가하고 무강우시 감소하는 패턴을 나타내었지만 여름철 많은 강우량에 의해 저류량은 봄철과 비교하였을 때 증가와 감소하는 폭이 크게 나타났다. 강우량이 많은 장마 기간에 동안 A, B, C단면에서 포화현상이 자주 나타났다. 많은 강우량으로 인해 여름철 저류량의 평균값은 단면선 A가 78.0mm 단면선 B가 100.5mm, 단면선C가 124.1mm 나타났고 하부지점에 위치한 단면선C가 상대적으로 높게 나타났다. 가을철 C단면의 9월21일 강우사상에서 강우이전 저류량은 133.5mm로 나타났고 강우사상 이후 187.2mm로 53.7mm 증가하였다. 10시간이 지난 9월22일 12시에는 저류량이 140.7mm로 46.5mm 감소하였다. 이는 증가치 53.7mm 보다 적은 양이지만 7.2mm정도 덜 빠져나간 나갔다. 같은 날 A와 B단면에서도 각각 10mm, 2.8mm가 상대적으로 적게 감소한 것을 고려해 보면 가을철 토양수분 저류량의 특징은 봄철과는 대조적으로 충전현상이 감쇄현상보다 지배적인 것으로 나타났다. 이후 무강우가 지속되고 건조기간이 길어지면서 저류량은 감소하는 것으로 나타났다. 겨울철은 두차례 강우사상이 있었지만 큰 변동 없이 일정량을 유지하는 것으로 나타났다.

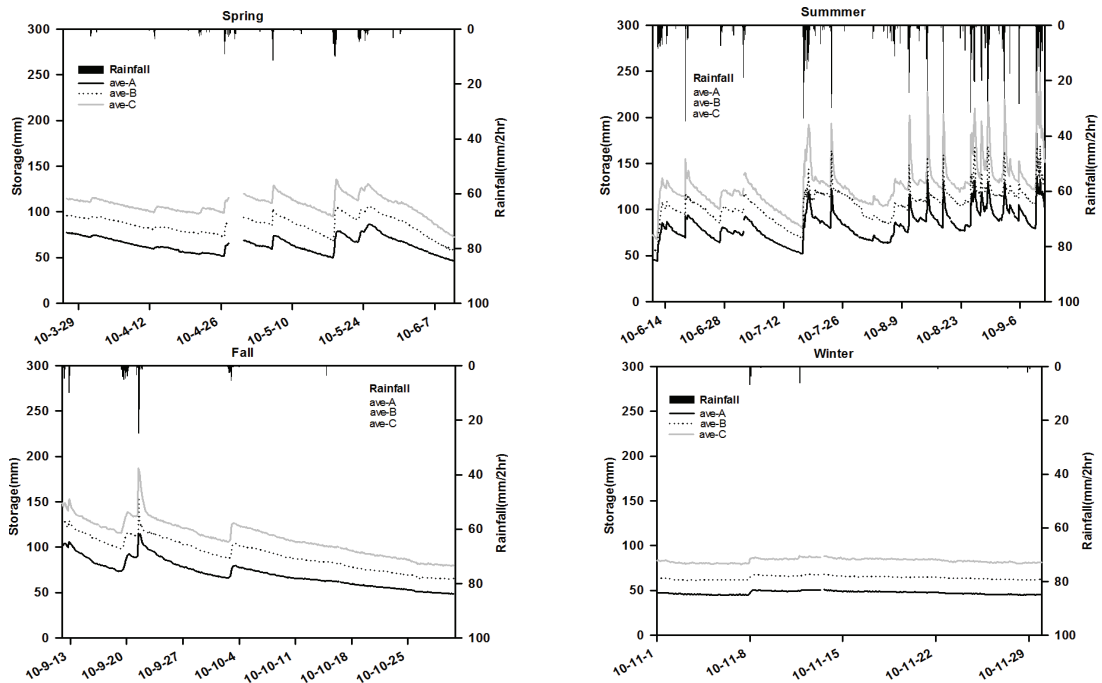


Fig. 7. The four season variations of soil moisture storage along each transects A and B and region C.

**Table 1.** The seasonal measurement periods duration, precipitation

	Spring	Summer	Fall	Winter
Start	10.03.26	10.06.11	10.09.12	10.11.01
End	10.06.10	10.09.11	10.10.31	10.11.30
Duration(day)	77	93	50	30
Precipitation(mm)	191.4	1508.7	126.4	21.9

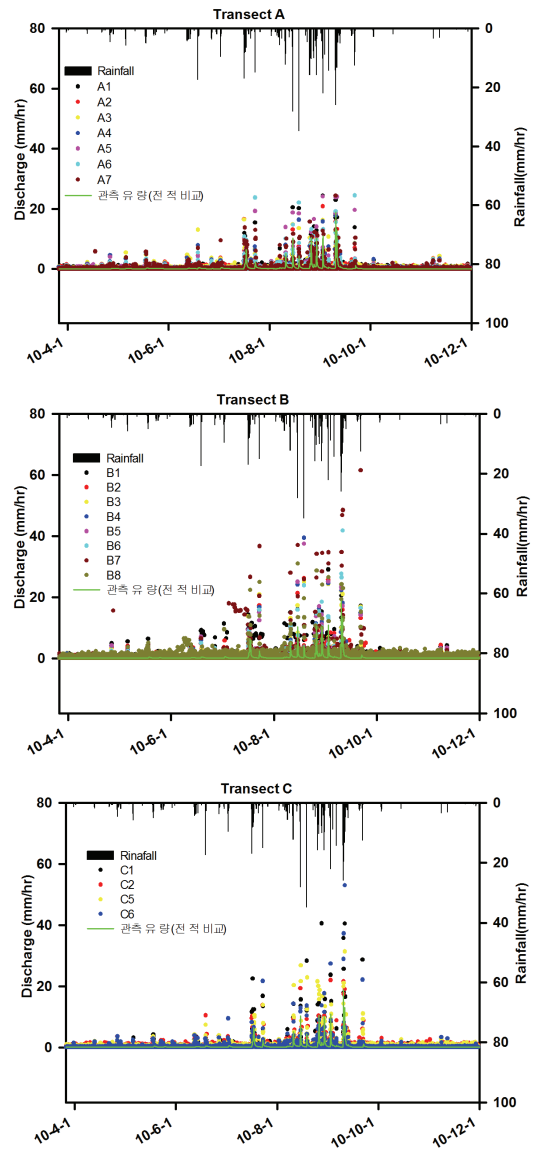
**3.3. 유량 분석**

수문학적으로 산지사면 각 지점에서의 유출과 전체 유역에서의 유량과 잘 표현하는지 나타내기 위해 fig. 8과 Table 2에 관측된 유량과 사면에서의 유량자료의 특성을 상관관계로 나타내었다. 봄, 여름, 가을로 나누어서 분석하였고 해당기간은 10.3.26~10.6.10을 봄철 기간으로, 10.6.11~10.9.11을 여름철 기간으로 그리고 10.9.1~10.10.31을 가을철 기간으로 설정하였다. 관측 유량은 전적비교 지점의 관측유량(KICT, 2011)을 이 연구의 동일한 차원의 유량으로 환산하여 도식한 그림이다.

영국군 전적비교에서 관측된 계절별 평균유량은 봄철에 0.06mm/hr, 여름철 0.41mm/hr, 가을철 0.34mm/hr, 겨울철 0.02mm/hr로 나타났다. Fig. 8은 각각 물수지 분석에 의해서 추출된 각 지점별 유량과 전적비교 지점의 환산유량을 도식한 그림들이다.

산지사면의 각 지점에서 계산된 계절별 평균유량의 A단면은 봄철 0.17mm/hr, 여름철 0.52mm/hr, 가을철 0.47mm/hr, 겨울철 0.14mm/hr로 나타났다. B단면은 봄철 0.21mm/hr, 여름철 0.69mm/hr, 가을철 0.59mm/hr, 겨울철 0.19mm/hr로 나타났다. C단면은 봄철 0.21mm/hr, 여름철 0.67mm/hr, 가을철 0.61mm/hr, 겨울철 0.19mm/hr로 나타났다. 전반적으로 유출량은 여름철 강우사상이 많은 장마철에 높게 나타났고, 하부지점에서 높은 값을 나타내고 있다.

Table 2는 지점별 유출량을 나타내고 전체 유역에서의 유출과 산지사면의 각 지점에서의 유출을 계절별로 비교하기 위해 지점에서 산정 유량과 전적비 관측유량 사이의 상관관계의 분석 결과와 두 관계의 기울기 상수와 상관계수를 표기하였다. 봄철 A1~A5 지점까지 기울기는 감소로 나타나다 A6 지점부터 증가하였고 상관계수는 대부분 양의 값을 가지고 있지만 A3, A4, B1, B2, B3 지점은 음의 값으로 나타났고 전체적으로 봄철에서 상관계수는 낮은 연관성을 나타내는 것으로 나타났다.



**Fig. 8.** Variations of observed stream flow and calculated flow for transects A and B and region C.



**Table 2.** Correlation analysis for all points

Point	Spring		Summer		Fall	
	a	R	a	R	a	R
A1	0.6570	0.1058	0.8198	0.53848	0.9436	0.761674
A2	0.2195	0.0304	0.6772	0.580124	0.8365	0.77788
A3	-0.4633	-0.0461	0.6372	0.477886	0.7684	0.735896
A4	-0.2422	-0.0291	0.8013	0.63786	0.8416	0.77864
A5	0.6373	0.0095	0.9455	0.606611	1.0974	0.777866
A6	1.0796	0.1468	0.8156	0.506835	0.8307	0.702904
A7	2.0330	0.2178	0.8681	0.50782	0.8840	0.74212
B1	-0.3239	-0.02976	0.8054	0.378006	0.9450	0.686201
B2	-0.0650	-0.00826	0.8074	0.496896	0.9389	0.708808
B3	-0.3845	-0.05494	0.9398	0.556689	1.0123	0.765556
B4	0.9625	0.137552	0.9058	0.477163	0.9753	0.717845
B5	1.2778	0.17318	0.8806	0.459155	0.9615	0.716437
B6	0.6426	0.115731	0.9461	0.600004	0.9368	0.770776
B7	1.8200	0.236041	1.9333	0.64847	1.5412	0.497696
B8	1.5561	0.128983	1.4039	0.574036	0.8892	0.680622
C1	1.5963	0.21039	1.3293	0.553906	1.7483	0.819549
C2	0.7716	0.091004	0.7649	0.527888	0.9208	0.729028
C5	0.9908	0.130547	1.1521	0.485699	1.0752	0.708172

a: slope  
R: coefficient of correlation

여름철 A지점의 기온기는 A1~A7지점까지 증가하는 경향으로 나타났고 상관계수도 봄철에 비해 상대적으로 높은 값으로 나타났다. 여름철 B1~B8지점까지 기온기는 점차 증가하였고 상관계수도 0.5정도로 비교적 높은 것으로 나타났다. 가을철 상관계수가 0.7정도로 높은 연관성이 나타났다. 특히 C1지점은 0.8정도로 가장 높은 연관성이 나타났다.

**3.4. 저류상수 분석**

계절별 저류 특성을 분석하기 위해서 관측된 유량과 계산된 저류량에서 강우사상 이후 감쇄곡선구간에서 저류상수를 계산하였다. Nash 모형에서 S와 Q의 선형관계를 나타내는 S=KQ식을 이용할 수 있는데 Q는 유량의 평균(mm/hr), 그리고 S는 토양수분 저류량의 평균(mm), K는 저류상수(1/hr)이다.

Table 3은 세 단면의 각 지점별 도출된 K값을 표기하였다. 상부사면의 평균 K값은 봄철 504.69(1/hr) 여름철 585.87(1/hr) 가을철 558.5(1/hr)으로 나타났고, 중부사

면은 봄철 590.95(1/hr) 여름철 660.69(1/hr) 가을철 657.09(1/hr) 로 나타났고, 하부사면은 봄철 651.73(1/hr) 여름철 742.49(1/hr) 가을철 720.79(1/hr)로 나타났다. 저류상수 K에 대하여 지점별로 비교해 보았을 때 상부사면에서 하부사면으로 갈수록 증가하는 양상이 나타나고 있다. 이는 상부사면으로부터의 기여와 충전으로 설명될 수 있다. 저류상수 K에 대하여 계절별로 비교해 보았을 때 저류상수는 여름철과 가을철이 높게 나타났다. 이는 여름철 많은 강우량으로 인해 저류상수가 높게 나타났고 가을철에 저류상수가 높게 나타난 것은 가을철 토양수분의 충전효과로 인한 토양수분량의 증가로 가을철 저류량이 증가한 것과 가을철 건조기간이 길어지면서 유량이 감소한 것으로 인해 가을철 저류상수의 값이 높게 나타났다. 이는 가을철 저류할 수 있는 능력이 크다는 것을 의미하고 Kim(2009)의 결과와 같이 식생의 계절적인 영향으로 인해 봄, 여름철과 비교하였을 때 가을철은 토양수분의 충전현상이 발달된다는 결과와 유사하게 나타났다.

**Table 3.** Storage coefficient K of at all points for 4 seasons

Point	Spring	Summer	Fall	Winter	
Up slope	A1	289.20	341.82	309.81	191.89
	A2	452.15	542.33	493.57	258.76
	A3	513.22	629.11	624.84	346.88
	B1	538.27	619.05	618.99	293.41
	B2	477.75	510.54	472.21	237.31
	B3	757.56	872.39	831.60	464.84
	Mean	504.69	585.87	558.50	298.85
Mid slope	A4	703.25	811.31	791.55	508.11
	A5	414.53	546.00	542.30	348.81
	B4	410.58	469.89	464.74	237.90
	B5	237.93	265.28	257.20	134.85
	B6	889.40	934.23	934.45	675.18
	Mean	590.95	660.69	657.09	428.18
Down slope	A6	362.35	378.38	365.10	283.08
	A7	414.14	498.21	506.74	341.02
	B7	583.81	731.23	746.52	607.39
	B8	932.75	1049.37	1016.42	873.22
	C1	836.46	907.37	853.52	506.33
	C2	760.08	806.85	786.13	539.05
	C5	672.54	756.06	771.08	579.35
	Mean	651.73	732.49	720.79	532.78

K: Storage coefficient(S=KQ)

## 적 요

설마천 유역의 범륜사 사면에서 2010년 3월26일에서 동년 11월 30일까지 측정된 토양수분자료를 이용하여 사면에서의 저류 특성을 산정하고 분석하였다. 측정지점들을 위치와 특성에 따라 A, B 단면 C 지역으로 구분하여 저류변수들을 계절별로 분석하였으며, 지점별 초과유출과 저류상수도 계산하였다. 설마천의 측정된 토양수분자료를 이용하여 저류량의 시공간적 변화를 분석하였다. 시간적인 저류량의 변동양상은 봄철에 식생의 활동으로 저류량이 낮게 나타났고, 여름철에 강우사상에 의한 증가를 보이다가 가을철과 겨울철에 건조기간으로 인해 감소현상이 나타났으며, 공간적인 저류량의 변동양상은 상부사면은 충전효과가 거의 없는 것으로 나타났고, 중부사면은 상부사면보다 높은 초기 저류량을 가지며 일정량을 유지하는 특성이 나타났고, 하부사면은 강우사상에 의한 증가폭이 크며 감쇄는 완만하게

나타나 상부로부터의 기여와 충전을 확인할 수 있었다. 토양수분과 증발산으로 추정된 유량과 하부지점인 전적 비교에서 관측된 유량을 비교하였을 때 계절별, 위치별 상이한 연관성이 나타났다. 하부지점으로 갈수록 상관관계가 높게 나타났고 완충지점인 C단면에서 비교적 높은 연관성이 나타났다. 계절별로는 여름철과 하부지점에서 계산된 유량이 높게 나타난 것을 알수 있는데 이는 하부지점이 사면유출발생 지점이 될 수 있음을 보여주고 것이다. 이와 같은 지점별 유량의 발생은 시간적인 요인보다는 공간적인 특성에 제어되고 있다고 판단된다. 유역의 특성을 고려하여 저류상수 K의 거동은 계절별로는 여름철과 가을철에 높게 나타나고 있다. 이는 여름철에 많은 강우량으로 인해 저류상수가 높게 나타났고 가을철에 저류상수가 높게 나타난 것은 가을철 토양수분의 충전현상이 발달된다는 것을 알 수 있었다. 지점별로 하부지점으로 갈수록 저류상수 값이 증가 하였다. 이는 상부사면으로부터의 기여와 충전으로 설명될 수 있다.

## 감사의 글

이 연구는 유량조사사업단과 한강홍수통제소의 연구 지원과 BK21 사업의 연구지원으로 수행되었으며, 이에 감사드립니다.

## REFERENCES

- Beven, K., and M. J. Kirkby, 1979: A Physical based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Bulletin* **24**(1), 43-69.
- Binley, A., P. Henry, and B. Shaw, 1996: Examination of solute transport in an undisturbed soil column using electrical resistance tomography. *Water Resources Research* **32**(4), 736-769.
- Brooks, R. H., and A. T. Corey, 1964: Hydraulic properties of porous media and their relation to drainage design. *Transactions of ASAE* **7**(1), 0026-0028.
- Dunne, T., T. R. Moore, and C. H. Taylor, 1975: Recognition and prediction of runoff-producing zones in humid regions. *Hydrological Sciences. Bulletin* **20**(3), 305-327.
- Heimovaara, T. J., and W. Bouten, 1990: A computer-controlled 36-channel time domain reflectometry system for monitoring soil water contents. *Water Resources Research* **26**(10), 2311-2316.
- Hydrological Survey Center, 2014: *Hydrological Survey Report*, Hydrological Survey Center.
- Korea Institute of Civil Engineering and Building Technology, 2011: *Operation and Hydrological Characterization Report for an Experimental Watershed*. Korea Institute of Civil Engineering and Building Technology.
- Kim, S. H., 2012: Characterization of annual soil moisture response pattern on a hillslope in Bongsunsa Watershed, South Korea. *Journal of Hydrology* **448-449**, 100-111.
- Kim, S. H., 2009: Characterization of soil moisture responses on a hillslope to sequential rainfall events during late autumn and spring. *Water Resources Research* **45**(9), W09425. (DOI:10.1029/2008WR007239).
- Kirchner, J. W., 2009: Catchments as simple dynamical systems: Catchment characterization, rainfall-runoff modeling, and doing hydrology backward. *Water Resources Research* **45**(2), W02429. (DOI:10.1029/2008WR006912)
- Moore, I. D., G. J. Burch, and D. H. Mackenzie, 1988: Topographic effects on the distribution of surface soil water and the location of ephemeral gullies. *Transactions of the American Society of Agricultural and Biological Engineers* **31**(4), 1098-1107. (DOI:10.13031/2013.30829)
- Moore, I. D., T. W. Norton, and J. E. Williams, 1993: Modeling environmental heterogeneity in forested landscapes. *Journal of Hydrology* **150**(2-4), 717-747.
- Nash, J. E., 1958: The form of the instantaneous unit hydrograph, *International Association of Hydrological Sciences Publication* **45**(3), 114-121.
- Son, M. N., S. H. Kim, D. H. Kim, D. H. Lee, and J. Kim, 2007: Univariate Analysis of Soil Moisture Time Series for a Hillslope Located in the KoFlux Gwangneung Supersite. *Korean Journal of Agricultural and Forest Meteorology* **9**(2), 88-99.
- Song, T. B., S. H. Kim, G. Y. Lee, and S. W. Jung, 2013: Spatio-temporal regression analysis between soil moisture measurements and terrain attributes at hillslope scale. *Korean Journal of Agricultural and Forest Meteorology* **15**(3), 161-170. (DOI:10.5532/KJFM.2013.15.3.161)
- Teuling, A. J., I. Lehner, J. W. Kirchner, and S. I. Seneviratne, 2010: Catchments as simple dynamical systems: Experience from a Swiss prealpine catchment. *Water Resources Research* **46**, W10502. (DOI:10.1029/2009WR008777)
- Western, A. W., G. Blöschl, and R. B. Grayson, 1998: Geostatistical characterisation of soil moisture patterns in the Tarawarra catchment. *Journal of Hydrology* **205**(1-2), 20-37.
- Western, A. W., R. B. Grayson, and G. Blöschl, 2002: Scaling of soil moisture: a hydrologic perspective. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* **30**, 149-180 (DOI:10.1146/annurev.earth.30.091201.140434).
- Zavalsky, D., and G. Sinai, 1981: Surface Hydrology, I. Explanation of Phenomena. *Journal of Hydraulics Division ASCE* **107**, 1-16.