

두 산림유역의 표층 토양의 공극 발달과 수리학적 성질의 계절적 특성

주승효¹ · 곽용석¹ · 김수진² · 김 준² · 김상현^{1*}
¹부산대학교 환경공학과, ²연세대학교 대기과학과/지구환경연구소
(2009년 12월 1일 접수; 2009년 12월 14일 수정; 2009년 12월 14일 수락)

Seasonal Characteristics of Pore Development and Hydraulic Properties of Surface Soil in Two Forested Watershed

Sung Hyo Joo¹, Yong-Seok Gwak¹, Su-Jin Kim², Joon Kim² and Sanghyun Kim^{1*}

¹Department of Environmental Engineering, Water resource and Environment Laboratory,
Pusan National University, Busan, 609-735, Korea

²Department of Atmospheric Sciences/Global Environment Laboratory,
Yonsei University, Seoul, 120-749, Korea

(Received December 1, 2009; Revised December 14, 2009; Accepted December 14, 2009)

ABSTRACT

Configuration of soil hydraulic property is an essential component to understand the hydrological processes at the hillslope scale. In this study, we investigated temporal variations in pore development and soil hydraulic properties during the period from March to October in 2008. Characteristics for macropore flow and hydraulic conductivity were measured at two hillslopes: one is the hillslope located at the Buprunsa in Sulmachun watershed, and the other is the hillslope located in Gwangneung Research Forest. Vertical fluxes through macropore were measured using a tension infiltrometer at the depth of surface. The saturated hydraulic conductivities in March, June, July and September were relatively high compared to those in May and October. Temporal variations in several soil hydraulic features could be explained by the differences in vegetation activity and soil moisture content determined by antecedent precipitation. Particularly, the features of macropores had a substantial impact on hydraulic conductivity in the forest hillslope. The temporal nonuniformity of the soil hydraulic properties observed in this study manifests the dynamic features of hydrological processes in the hillslope scale and the experimental results will be useful to understand the internal hydrological processes in the mountainous hillslope.

Key words : Macropore, Tension infiltrometer, Soil moisture, Hydraulic conductivity

I. 서 론

사면에서의 수문기작은 강우가 지표면에 접촉하는 침투과정을 통해서 시작된다(Horton, 1933). 침투과정의 흐름발생은 토양구조체의 미세입자 간극을 통해서 발생하는 토양구조체 흐름(Matrix Flow)과 토양 속에

존재하는 식생이나, 생물체 등의 활동과 관련되는 대공극 흐름(Macropore Flow)으로 구분될 수 있다(Beven and Germann, 1982; Noguchi *et al.*, 1999). 이 중 대공극을 통한 흐름은 사면내의 관로형태의 흐름을 통해 신속한 배수 구조를 발달시키는 것으로 알려져졌고, 상대적으로 상당히 낮은 속도의 토양 구조체

* Corresponding Author : Sanghyun Kim (kimsangh@pusan.ac.kr)

흐름이 설명하지 못하는 신속한 사면 유출 기작을 이해하는데 중요한 역할을 한다(Uchida *et al.*, 2001).

대공극의 생성인자로는 식생의 세근활동, 용해로 인한 관로의 형성, 지렁이 등의 절지동물의 활동, 침식, 곤충류의 서식처 활동 등의 다양한 요인에서 기인하는 것으로 알려져 있다(Watson and Luxmoore, 1986; Tsukamoto *et al.*, 1988; Larsson, 1999). 수문 사상이 발생하는 현장에서 대공극 흐름을 측정하려는 노력은 국내외의 일부 연구자들을 중심으로 이루어져 왔다(Baird, 1997; Wilson and Luxmore, 1988; Perre *et al.*, 1999; Gwak *et al.*, 2007). 또한, 이들 측정 결과의 시공간적인 분포를 특성화하려는 시도도 지속적으로 이루어지고 있다(Bormann and Klaassen, 2008; Casanova *et al.*, 2000; Gupta *et al.*, 2006).

본 연구의 주요 목적은 연구대상사면에서 Gwak *et*

al.(2007)에 시도된 대공극 흐름의 특성을 수리학적 특성과 연계하여 복수의 사면에서 확장된 측정을 실시하고, 이를 근거로 토양공극과 수리학적 특성의 계절적 변동성을 규명하는 것이다. 보다 구체적으로 포화수리전도도의 계절적 변동성과 이들 중 유효 흐름률 혹은 대공극 유효흐름 분율의 계절적 변동성을 측정하고, 불포화수리전도도의 계절적 변동성도 규명하는 것을 연구 목적으로 하였다.

II. 대상유역과 방법론

2.1. 연구대상유역

본 연구의 대상유역으로 경기도 파주시 적성면 설마천 유역내에 감악산 범륜사 우측 소규모 산지사면과 경기도 포천시 소흘읍 광릉수퍼사이트 내 원두부 유역

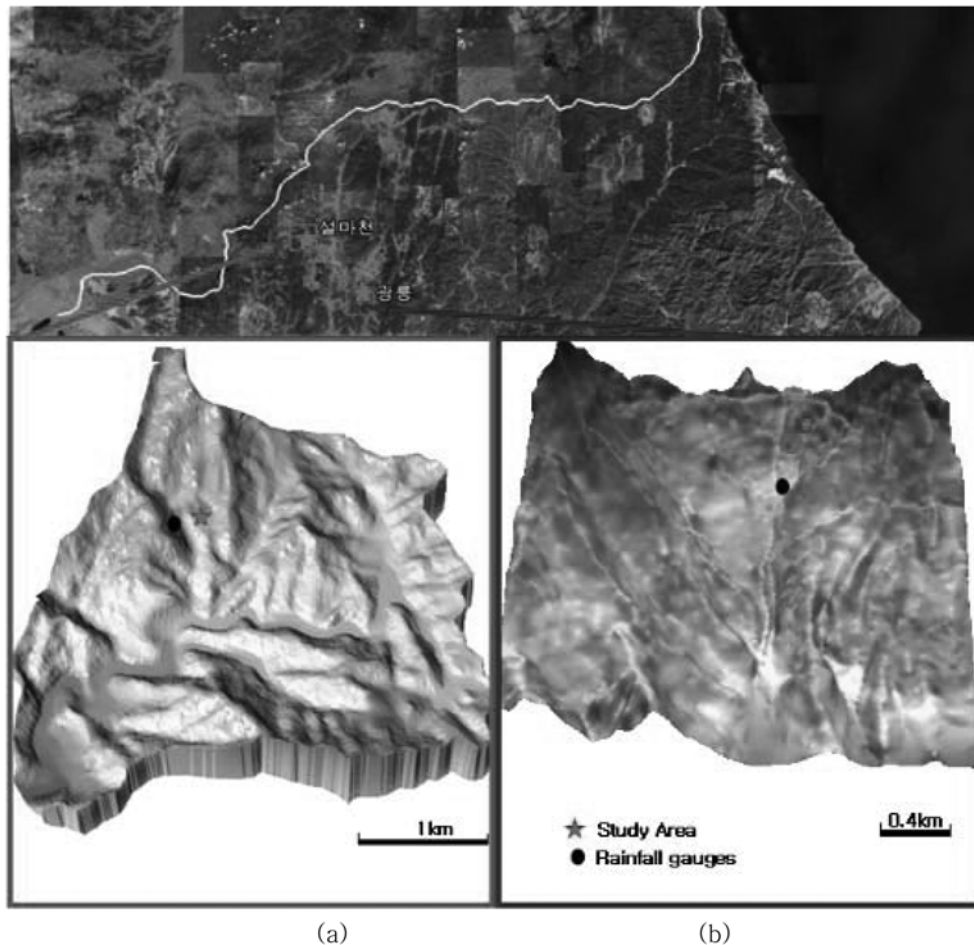


Fig. 1. Locations of the study area: (a) Sulmachun and (b) Gwangneung.

으로 독립사면을 가진 유역이다(Fig. 1). 설마천 유역은 1995년 한국건설기술연구원에서 산지 소유역의 특성변화와 수문, 기상 등 기초자료에 대한 지속적 관측과 자료 축적을 위해 시험유역으로 운영하고 있으며 설마리에 위치한 영국군 전적비교를 출구로 하는 설마천의 중상류 지점에 위치하고 있다. 유역면적 8.5km², 유로연장 5.8km, 연평균 강수량은 1,600mm, 유로경사 2.3%로 전형적인 급경사 산지 사행하천이다. 지질학적 형상은 작은 절리가 많이 발달되어 있고, 염리의 절리로 작용하는 지질구조와 표토는 얇은 편이라 강우 초기에는 하천의 수위에 큰 변화를 보이지 않다가 파쇄대를 채운 후에 하천의 수위가 급격히 증가하는 양상을 보이며 집중 호우시 산지 사면에 산재한 다량의 돌과 자갈이 토석류를 일으킨다. Fig. 2는 연구 대상 지역인 설마천유역내에 범용사 북쪽 측면 산지 사면을 나타내고 있으며, 평균경사도 40° 이상의 급경사 사면으로 상부로부터의 유입이 불가능한 독립적인 사면이다. 토양종류는 평균 sand 61.7%, silt 32.8%, clay 5.5%로 미국 농무부의 토양분류법에 의하면 사양토에 해당한다. 임상은 90% 이상이 잣나무, 소나무류인 침엽수림이 발달해 있다. 광릉 소유역은 광릉수목원내 활엽수림 위어담 350m 상부에 원두부로 추정되는 지점을 중심으로 다른 상부로부터의 유입이 불가능한 독립적인 사면이며 인위적인 요소들에 의한 영향이 전혀 없어 변형되지 않은 자연 산지 지점을 연구지역으로 선정하였다. 유역면적은 7,700m², 연평균 기온은 11.5°C, 연평균강수량은 1,332mm, 전체 면적의 80%의 경사가 10~30°이고 최고 경사는 48°이다. 지질 매체는 얇은 토층(0.4~0.8m)과 풍화대 암반으로 구성되어 있으며 토양종류는 평균 sand 53.2%, silt 39.2%, clay 7.6%로 국제토양학회나 미국농무부에 의해 제안된 토성분류법에 의하면 양토 또는 사양토에 해당한다. 임상은 90%이상 참나무류, 서어나무 등 낙엽활엽수림이 주종을 이룬다.

2.2. 포화수리전도도 및 불포화수리전도도

장력 침투계(Tension infiltrometer)는 불포화대의 지표면부근의 포화수리전도도와 불포화수리전도도와 같은 토양의 수리특성을 파악하는데 사용되고 있다(Hussen and Warrick, 1993). Wooding(1968)은 정상상태에서의 피압되지 않은 총침투량(Q)에 대해서 대수학적 근사치를 다음과 같이 제시하였다.

$$Q = \pi r^2 K \exp(ah) \left[1 + \frac{4}{\pi r \alpha} \right] \quad (1)$$

여기서 Q (cm³ hr⁻¹)는 단위시간 당 토양으로 침투하는 물의 양이고, r 은 장력침투계의 디스크 반지름, K_{sat} (cm hr⁻¹)는 포화수리전도도, α (cm⁻¹)는 역모세관길이(inversely capillary length)이며, $\alpha = \lambda_c^{-1}$, λ_c 는 모세관 길이(capillary length, cm)로 정의된다. h (cm)는 토양내의 토양수분 흐름 흡입력(matric potential) 또는 장력(tension)이다. h 의 값은 장력에 대한 함수로 보통 음수이다. 그리고 Q 의 실제 계산은 연속방정식 $Q=AV$ 이용하여 구한다. 이때 A 는 물 저장고의 단면적이며, V 는 침투가 시작되는 시점에서 침투가 일정한 때까지 물 저장고내의 수두의 하강속도를 뜻한다. 장력침투실험에 있어서 토양입자의 크기가 균질하고 일정하며, 다져진 상태에서의 수리전도도는 지수함수로 나타낼 수 있다고 가정하고(Wooding, 1968), Gardner(1958)가 제안한 지수형 불포화 수리전도도를 적용하였다.

$$K(h) = K_{sat} \exp(ah) \quad (2)$$

여기서 K (cm hr⁻¹)는 불포화수리전도도이고, 토양 압력수두 (h)의 함수이다. 위의 두 식 (1)과 (2)을 적용하여 포화수리전도도 및 불포화수리전도도를 추정하는 과정은 다음과 같다. 장력 침투계를 가지고 최소한 두 가지 장력 h_1 , h_2 에 대한 침투되는 물의 양과의 관계로부터 모수(α)를 식(3)과 같이 구한다.

$$\alpha = \lambda_c^{-1} = \frac{\ln[Q(h_2)/Q(h_1)]}{h_2 - h_1} \quad (3)$$

$Q(h_1)$ 과 $Q(h_2)$ 는 압력수두 h_1 과 h_2 에서 장력침투계로 측정된 침투율이고, 계산된 α 를 이용하여 K_{sat} 를 구할 수 있다. (2)식에 α 와 K_{sat} 로부터 불포화수리전도도와 장력사이의 관계를 산출할 수 있다. 이 관계식은 임의의 지정한 장력에서 불포화수리전도도를 계산하기 위해서 사용된다. 그러나 $K(h)$ 와 h 의 관계가 $h=0$ 가까이에서 선형적이지 않을 수 있기 때문에 직접 측정된 값과 상기의 방법에 의해 구해진 값이 실제와 다르게 나타날 수도 있다. 이러한 문제를 해결하기 위해 3개 이상 장력에 대해 시험을 수행하여 (2)식에 α 대신 λ_c 를 대입하고, Gardner(1958)의 식을 이용하여 Wooding(1968)의 식을 다시 표현하면 다음과 같다.

$$Q(h) = \pi r^2 K_{sat} \exp\left(\frac{h}{\lambda_c}\right) \left[1 + \frac{4\lambda_c}{\pi r} \right] \quad (4)$$

Hussen and Warrick(1993)는 3개 이상의 장력에 대한 시험결과가 선형이 아닌 비선형관계로 주어지므로 (4)식을 이용하여 λ_c 와 K_{sat} 의 가장 적합한 값을 정할 수 있다고 하였다. 따라서 장력침투계를 이용하면 간단한 실험만으로 포화수리전도도 및 불포화수리전도도 산정이 가능하다.

2.3. 대공극 흐름분율(Macropore Flow Percentage)

Gardner(1958)와 Wooding(1968)을 기본으로 한 위 식에서 구해진 포화수리전도도와 불포화수리전도도를 이용하여 대공극 흐름분율을 구할 수 있다. 포화수리전도도와 장력($K-h$) 관계에서 기울기가 가장 큰 -3cm의 장력을 대공극과 미세공극간의 임계기준으로 정하면(Watson and Luxmoore, 1986; Baird, 1997) 대공극흐름분율(Macropore Flow Percentage, MFP)은 식 (5)와 같다.

$$MFP = \frac{K_{sat} - K(-3)}{K_{sat}} \times 100 \quad (5)$$

장력 -3cm에 해당하는 공극지름의 크기는 0.1cm에 해당한다. 대공극흐름분율은 토양에서의 총공극에서 물 흐름에 유효하지 않은 공극들을 제외한 유효한 공극들 중에 지름이 0.1cm이상인 대공극을 통해 흐르는 물 흐름이 전체흐름에서 차지하는 비율로 정의된다.

2.4. 유효대공극 부피분율

공극크기(r)와 장력(h)의 관계는 식 (6)과 같은 모세관 상승관계로부터 계산된다.

$$r = \frac{2\gamma \cos(\theta)}{\rho gh} \quad (6)$$

여기서, γ 는 표면장력이고, r 은 최대공극반지름이며, θ 는 물과 공극벽과의 각도로서 보통 0이다. ρ 와 g 는 각각 물의 밀도와 중력가속도이다. 식 (6)은 일정한 장력에서 물이 흘러가는 최대 반지름(r)을 구할 수 있고 이 반지름보다 작은 공극들을 통해서만 흘러간다는 가정을 두고 있다. 모세관 이론과 Poiseuille's 법칙에 의해 하나의 공극을 통한 흐름율을 구하고, 원관을 통한 단위시간에 흐르는 유체의 흐름을 층류로 가정하면 다음과 같은 접근이 가능하다.

$$Q(r) = \frac{\pi \rho g}{8\mu} r^4 \quad (7)$$

$Q(r)$ 은 흐름율($L^3 T^{-1}$)이고 μ 는 물의 점성계수이다. 이와 같은 흐름율은 침투율, $I(r)$ 과 단위면적당 유효공

극들의 수, $N(r)$ 로 다시 나타낼수가 있다.

$$Q(r) = \frac{I(r)}{N(r)} \quad (8)$$

단위면적당 흐르는 유효대공극의 수에 대하여 표현하기 위해 식(7)에 식(8)을 연립하여 식을 정리하면,

$$N(r) = \frac{8\mu I(r)}{\pi \rho g} r^4 \quad (9)$$

유효공극들의 수와 이에 해당하는 공극들의 면적을 곱하면 식(10)과 같이 일정한 공극범위에서의 유효 공극율($\epsilon(r)$)을 산출할 수 있다.

$$\epsilon(r) = N(r) \pi r^2 \quad (10)$$

Watson *et al.*(1986)은 장력 -3cm가 대공극(Macropore)와 중간공극(Mesopore)을 구분하는 기준이라고 가정하고, 전체유효대공극율($m^3 m^{-3}$)을 구했다. Bodhinayake *et al.*(2004)은 장력침투계를 이용하여 물을 이송시키는 공극율에 대한 식을 다음과 같이 유도하였는데, 주어진 공극크기범위에서 총 공극의 수를 누적 공극수의 분포($N(r)$)로 나타내었다.

$$N(r) = \int_0^r P(r) dr \quad (11)$$

여기서, $P(r)$ 은 단위 공극반지름과 단위 토양표면면적에 해당하는 공극들의 수로서 차원은 L^{-1} 이다. 정상상태의 침투율은 수리학적 전도도 K 로 나타낸다.

$$K(r) = \int_0^r P(r) Q(r) dr \quad (12)$$

공극반지름보다 작은 공극들을 통해 흘러가는 총 흐름율은 총 공극의 수에 하나의 공극을 통해 흘러가는 흐름율을 곱한 것이다. 총 공극의 수를 결정하기 위해 식(12)의 $P(r)$ 에 대해 정리하면,

$$P(r) = \frac{dK(r)}{dr} \frac{1}{Q(r)} \quad (13)$$

식(13)을 식(11)에 대입하여 디스크의 면적을 곱하면 물을 실제로 이송시키는 공극부피를 알 수 있다.

$$\epsilon(a, b) = \int_a^b \frac{dK(r)}{dr} \pi r^2 dr \quad (14)$$

식(14)를 r 에 대한 함수로서 표현하기 위해 모세관 이론을 이용하여 r 에 해당하는 장력으로 표현하면 식 (15)와 같다.

$$\epsilon(a, b) = \frac{2\mu \rho g K_3}{r^2} \int_{H(a)}^{H(b)} \frac{dK(h)}{dh} h^2 dh \quad (15)$$

식(15)를 적분하면 다음과 같다.

$$\varepsilon(a, b) = \frac{2\mu\rho gK_3}{r^2} \left\{ \exp\left(\frac{2r\alpha}{\rho gb}\right) \left[\frac{4r^{2s}}{(\rho gb)^2} + \frac{4r}{\rho gb\alpha} + \frac{1}{\alpha^2} \right] - \exp\left(\frac{-2r\alpha}{\rho ga}\right) \left[\frac{4r^2}{(\rho ga)^2} + \frac{4r}{\rho ga\alpha} + \frac{2}{\alpha^2} \right] \right\} \quad (16)$$

여기서 실제로 물을 이송시키는 전체 공극 중에 대공극율을 유효대공극부피분율이라고 정의한다.

$$\text{Macroporosity}(\%) = \frac{\varepsilon_{mac}(-3\text{cm}, -0.06\text{cm})}{\varepsilon_{mac}(-16\text{cm}, -0.06\text{cm})} \times 100 \quad (17)$$

계산식에서 전체 공극율을 나타내기 위해서 장력 (-16~-0.06cm)범위를 사용한다. 대공극의 임계기준은 앞에서 대공극흐름 퍼센트 계산에서 기준이 되는 장력, -3cm(반지름 0.1cm)를 기준으로 하였다.

2.5. 실험의 수행

실험은 장력침투계(Soilmeasurement Systems, Tucson, AZ)를 이용하여 수행되었다. 경사가 가파른 지점에서는 연직으로 절토하여 실험을 수행하였다(Sullivan *et al.*, 1996). 계절적 변화 기간에 맞춰 광릉 8지점, 설마천 7지점에서 광릉 -7cm, -5cm, -3cm, 설마천 -10cm, -6cm, -3cm, 각각 3개의 장력을 기준으로 하였다 (Table 1, Table 2, Fig. 2). 실험의 수행시 3개의 장력값의 사용은 2개의 경우보다 정확한 지수 기울기(α)

Table 1. Study site description

	Gwangneung	Sulmachun
Locations	E 127° 08' 52.6" N37° 44' 49.4"	E 126° 57' 12.2" N 37° 56' 06.8"
Annual average precipitation	1,332 mm	1,600 mm
Average slope	24.6%	40.5%
Soil texture	Sandy loam	Sandy loam
Average porosity	56.3%	56.2%

를 구할 뿐만 아니라 K 값의 정확도를 높인다. 침투율 측정과정은 표면에 있는 부식물(낙엽)을 제거한 뒤 10cm 깊이로 평평하게 절토한 뒤 디스크의 멤브레인(membrane)을 보호하기 위해 세균을 제거하고 입경이 작은 모래를 디스크 크기만큼 토양의 불교란을 유지한 상태로 성토한다. 성토한 모래층의 5mm정도의 두께는 침투율에 영향을 주지 않는다(Vandervaere *et al.*, 2000). 심한 경사일때 지표면에 실험이 불가능하여 불가피하게 절토할 수밖에 없기 때문에 동일한 조건으로 경사가 낮은 지점에서 실험하기 위해 모든 지점의 토양 깊이를 10cm로 절토하였다. 장력침투계로 정해진 장력기준에 따라 침투율이 정상상태가 될 때까지 측정하였다(최소 10분). 6월 21일 광릉 A4지점 실험당시 급작스런 호우에 의해 실험을 중지하였고, 6월 22일로 예정되었던 설마천 유역 실험은 직일과 금일새벽 집중 호우에 의해 실험이 불가하여 6월 26일에 실시하였다. 7월 29일 광릉 B5, C3, 지점은 여름철 호우로 인해

Table 2. Experiment schedule and points

Points	Date	Mar. 20 2008	May 8 2008	June 21,26 2008	July 29 2008	Sep. 9 2008	Oct. 28 2008
Gwang-neung	A2	√	√	√	√	√	√
	A4	√	√	-	√	√	√
	B1	√	√	√	√	√	√
	B3	√	√	√	√	√	√
	B5	√	√	√	-	√	√
	C1	√	√	√	√	√	√
	C2	√	√	√	√	√	√
	C3	√	√	√	-	√	√
Sulmachun	A4	√	√	√	-	√	√
	A6	√	√	√	-	√	√
	C5	√	√	√	-	√	√
	B4	√	√	√	-	√	√
	B6	√	√	√	-	√	√
	B7	√	√	√	-	-	√
	B8	√	√	√	-	√	√

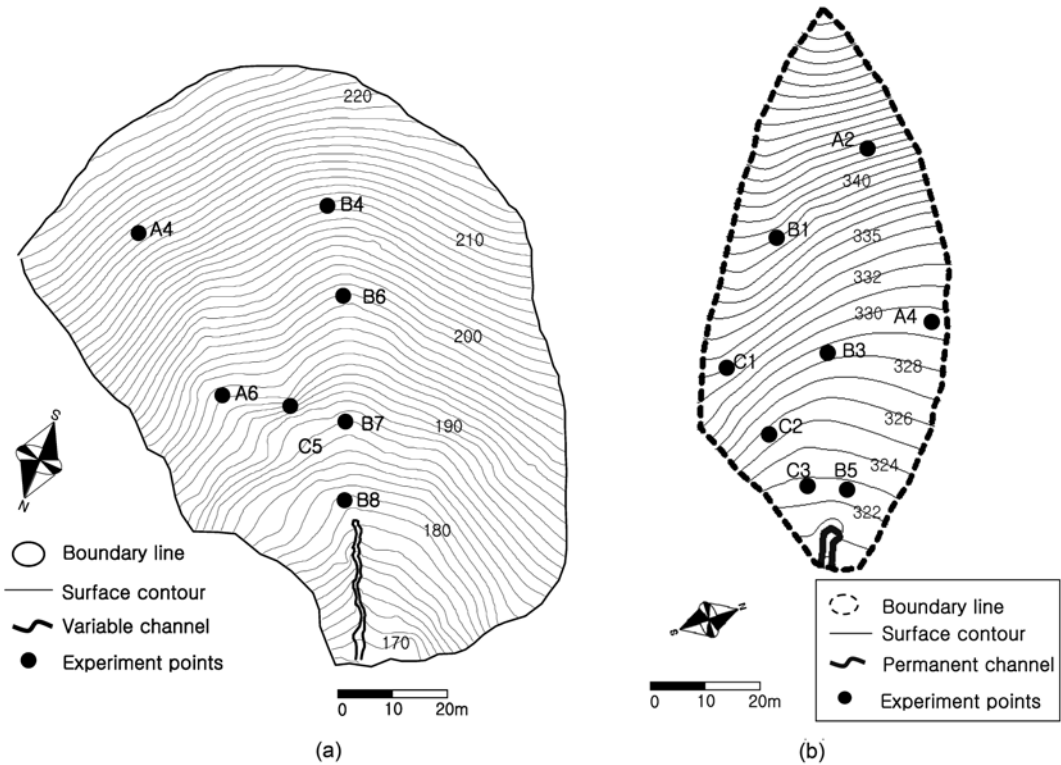


Fig. 2. Elevation contour map, topographic index distribution, and direction of the study area and locations of experiment point: (a) Sulmachun and (b) Gwangneung.

Table 3. Antecedent precipitations and soil moisture (Average, Standard deviation) for each experiment

Date	Antecedent precipitation(mm)						Soil moisture (%)			
	15 day		10 day		5 day		Average		STD	
	Gwang-neung	Sulma-chun	Gwang-neung	Sulma-chun	Gwang-neung	Sulma-chun	Gwang-neung	Sulma-chun	Gwang-neung	Sulma-chun
Mar. 20 2008	2.5	5.8	1.5	3.3	0	0	26.7	16.5	2.9	5.1
May 8 2008	7	18.4	2	10.9	2	10.9	24.7	13.6	2.7	5.7
June 21,26 2008	91	70.6	86.5	69.8	86.5	8.8	27.7	17.9	2.6	5.3
July 29 2008	534.5	-	522.5	-	306.5	-	34.6	-	13.6	-
Sep. 9 2008	87	107.4	87	107.4	0	0	-	21.2	-	5.5
Oct. 28 2008	12.5	25	12.5	24	11	10	18.5	14.6	7.6	6

실험지점에서 지표면 유출이 발생하여 실험을 할 수 없었고 동기간에 설마천 유역에서 게릴라성 집중호우로 인해 실험이 중지되었다. 9월 9일 설마천 유역 B7지점은 여름철 집중호우로 인해 토양이 상당부분 유실되어 실험을 실시하지 못하였다(Table 2). 장력침투 실험과 더불어 TDR방식인 Minitrase(Soil moisture Equipment 社)장비를 이용해 각 지점의 토양수분값을 측정하였다(Table 3). 2008년 9월 9일의 광릉의 실험

지점의 토양수분값은 장비이상으로 인해 측정하지 못하였다.

III. 결과 및 고찰

3.1. 포화수리전도도의 계절적 변화

Fig. 3(a)는 설마천 사면에서의 월별 포화수리전도도를 나타낸다. 설마천의 7월 실험은 장마 및 지역성강

우로 수행하지 못하였다. 9월의 B7, B8지점은 집중강우로 인한 지표유출의 토사의 침식작용이 활발하였다. C5지점의 9월과 10월 값이 작게 나온 이유는 이전에 집중강우가 8월 22일~23일에 71.7 mm, 9월 1일~2일에 107.4 mm가 내려 토사침식이 일어나 굵은 골재 또는 기반암이 보이기 시작하여 포화수리전도도의 특성이 변화되었기 때문이다. 전체적으로는 6월과 9월의 포화수리 전도도값이 3월, 5월, 10월보다 높게 평가되었다. 3월의 포화수리 전도도가 다소 높은 이유는 겨울의 동결된 토양이 녹으면서 토양의 수리전도도에 영향을 준 것으로 해석된다. A4지점, A6지점 및 C5지점이 다른 지점들에 비해서 높게 나온 이유는 사면의 방향이 서쪽방향을 향하는 반면, B4지점과 B6지점은 북쪽방향으로서 사면방향에 따른 식생의 활동으로 인한 영향때문으로 판단된다. 사면방향에 따른 수리전도도의 차이에 대한 연구결과 중 식생 및 동물의 활동에 필요한 에너지를 잘 받기 위한 조건인 남쪽을 향하는 사면이 북쪽보다 수리전도도가 높다고 보고된 바 있다 (Casanova *et al.*, 2000).

Fig. 3(b)는 광릉에서 각 지점의 포화수리전도도의 계절적 변화를 나타낸다. 6월 20일 A4지점과 7월 29

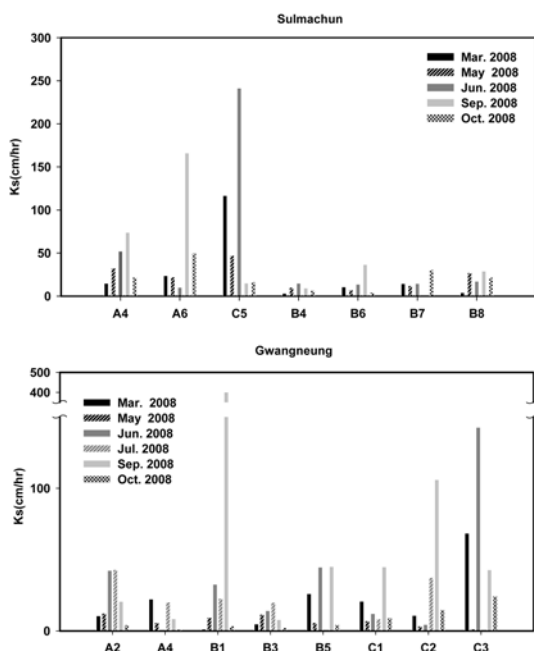


Fig. 3. Seasonal variations of saturated hydraulic conductivity of soil depth (10 cm) at each point in (a) Sulmachun and (b) Gwangneung.

일 B5와 C3지점은 모두 갑작스런 소나기로 인해서 실험이 중단이 되었고, 9월 9일 B1지점은 침투량이 매우 커서, 포화수리 전도도값이 401.1cm hr⁻¹으로 평가 되었는데, 이는 디스크 아래에 지름 5cm의 나무뿌리에 의한 영향으로 판단된다. Gwak *et al.*(2007)은 이러한 식생 및 동물군에 의한 대공극의 발달이 포화수리전도도에 크게 영향을 미친다고 보고하였다. 전체적으로 사면의 하부 및 원두부 유역으로 갈수록 포화수리 전도도값이 높다는 것을 알 수 있었다. 광릉의 포화수리전도도의 계절적 변동성은 설마천의 결과와 같은 경향을 보인다. 6월, 7월, 9월에는 높았으나, 3월, 5월, 10월에는 대체적으로 낮게 평가되었다. 6월과 7월은 식생뿌리와 동물군의 활동으로 인해 대공극의 생성과 발달이 활발한 시기로 포화수리전도도가 높게 나온것으로 해석된다. 3월은 다른 계절에 비해 아직 나무뿌리(세근)의 생성과 동물군의 활동이 미소한 관계로 낮은 값을 보이고 있으나 겨울에 동결된 토양이 용해되면서 간극이 발생하여 5월에 비해 포화수리 전도도가 높게 측정되었던 것으로 판단된다. 5월과 10월 같은 경우 포화수리 전도도 값이 다른 시기보다 2~4배 정도 낮게 측정되었다.

Fig. 4는 광릉과 설마천의 각 지점의 포화수리전도도의 계절평균과 표준편차를 보여준다. 두 유역의 포화수리전도도의 계절평균은 6월, 7월, 9월의 포화수리 전도도값이 높았던 반면 3월, 5월, 10월은 유사한 값을 보였다. 광릉의 7월의 포화수리전도도값이 낮았던 이유는 B5지점과 C3지점이 측정지점에서 제외되었기 때문에 낮게 평가되었다. 표준편차의 계절 변화는 6월이 가장 높았고, 9월, 3월, 10월의 순으로 높았고, 5

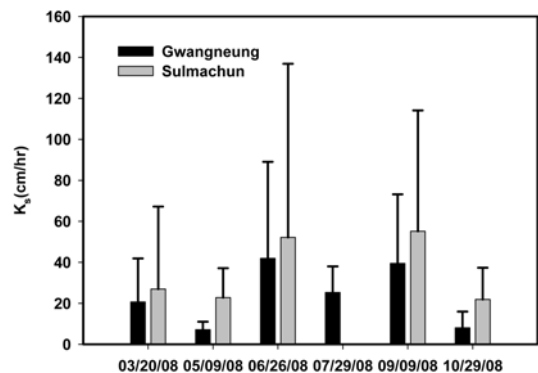


Fig. 4. The comparison for saturated hydraulic conductivity between Gwangneung and Sulmachun hillslopes.

월이 가장 낮았다. 5월의 경우 식생의 세균 활동이 가장 활발하여, 지형에 대한 지점별 특성이 식생활동으로 인하여 나타나지 않는 경우로 이해된다. 포화수리전도도의 표준편차 크기는 대상 사면에서 물의 움직임 결정하는 요소의 복합적인 영향에 의해 결정된다. 식생의 영향과 사면의 상대적인 포화도에 의한 토양층 우선흐름경로의 발달양상, 그리고 선행강우로 인한 토양층의 포화 상태 등에 의해 영향을 받는다. 다양한 수문 식생요소의 구체적인 상호작용과 수리특성에 대한 연구는 중요한 차후의 연구주제가 될 것이다.

Bormann and Klaassen(2008)은 토지사용에 따른 토양의 수리적 및 수문학적 특성에 대해서 계절별로 연구하였는데, 산림유역에서의 지표면의 계절적(3월/4월, 5월, 7월, 10월) 가밀도와 포화수리전도도의 결과를 보면, 3월/4월과 10월의 가밀도 값이 비슷하지만 5월부터 7월까지 감소하는 경향을 보였다. 한편 이와 반대로 포화수리전도도는 증가하는 경향을 가진다고 하였다. 이는 가밀도가 줄어들어 따라 공극율이 반대로 증가하여 이에 따른 영향으로 포화 수리전도도 값이 증가하기 때문이다. 이는 온도의 변화에 따른 식생과 동물군 변화의 영향이라고 하였다. 이들의 연구 결과는 광릉과 설마천의 포화수리전도도의 계절적 변화와 같은 경향을 보이고 있다.

3.2. 유효흐름율과 대공극 유효흐름분율의 계절적 변화

Fig. 5(a)와 (b)는 설마천과 광릉 소유역의 월별에 따른 각 지점의 대공극흐름과 토양구조체흐름의 변화 그리고 총 유효흐름의 평균적인 변화 및 표준편차, 총 유효흐름에서의 대공극 흐름이 차지하는 비율들을 각각 보여주고 있다. 대공극흐름은 포화수리전도도에서 장력 -3cm에서의 불포화수리전도도를 차감한 값이고, 토양 구조체 흐름은 포화수리전도도에서 대공극흐름을 차감한 값이다. 설마천의 경우 총 유효흐름값은 6월과 9월에 높았으며 3월, 5월 그리고 10월에는 30cm hr⁻¹ 미만의 유사한 값을 나타내었다. 설마천의 월별 대공극 흐름분율은 광릉과는 달리 전체적으로 9월까지 점차적으로 증가하다가 10월에 현저히 떨어지는 것을 볼 수 있다. 대공극흐름분율의 전체적인 범위는 58~67%이다. 광릉의 경우는 총 유효흐름은 7~41cm hr⁻¹범위로 6월, 7월, 9월에는 40cm hr⁻¹에 가까운 반면 5월과 10월에는 급격하게 낮아진 것을 알 수 있다. 대공극 흐름분율의 전체적인 범위는 44~70%이었다. 계절

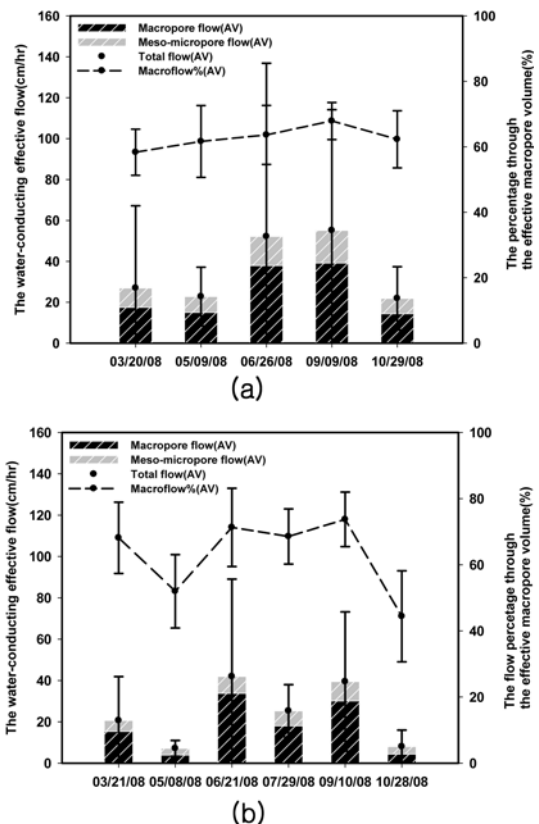


Fig. 5. The seasonal proportions of effective macro, meso-micro, total flow (cm/hr of total effective flow) in (a) Sulmachun and (b) Gwangneung. The vertical bars represent the flow of macro-, meso-micro flow, the closed circles are total flow (average, standard deviation), the closed circle-dashed line is the flow through the effective macropore volume (average, standard deviation).

적인 특징으로 3월, 6월, 7월, 9월에 70%에 가까운 높은 값을 보인 반면, 5월과 10월에는 50% 미만이었다. 10월의 경우에는 낮은 토양수분으로 인해 수리전도도를 비롯한 유효흐름율이 낮아진 것으로 평가된다 (Gupta *et al.*, 2006). 3월의 경우는 겨울철 동결된 토양층의 용해로 인해 미세공극보다 대공극이 상대적으로 발달하였기 때문으로 판단된다. 전반적으로 침투 과정에서 대공극의 높은 침투 흐름 비율은 사면의 수문학적 과정에서 대공극의 역할이 중요하다는 것을 의미하고, 이전 많은 연구자들도 대공극의 역할과 존재에 대해 중요성을 강조한 바 있다 (Beven and Germann, 1982; Gwak *et al.*, 2007; Noguchi *et al.*, 1999a, b; Perret *et al.*, 1999; Watson and Luxmoore, 1986).

3.3. 유효공극부피와 대공극유효부피분율의 계절적 변화

Fig. 6(a)와 (b)는 설마천과 광릉의 월별에 따른 각 지점의 대공극부피와 토양구조체부피의 변화와 총 유효부피의 평균적인 변화 및 표준편차, 총 유효부피에서의 대공극부피가 차지하는 비율을 나타낸다. 설마천의 총 유효공극부피는 광릉보다 높은 값을 보여주고 있다. 3월, 6월, 9월은 상대적으로 높은 값을 보였으나, 5월과 10월은 다른 시기보다 작은 값을 나타내었다. 두 유역에서 모두 동일하게 나타난 특징은 10월에 대공극 흐름분율값이 9월보다는 작아졌다는 점이다. 이는 식생과 동물군의 활동 감소로 인해 공극구조발달이 줄어들었다는 것을 의미한다. 즉 대공극의 붕괴현상이 일어나고 있었음을 의미한다. 광릉의 경우, 전반적인 전체공극유효부피의 변화에서 6월과 7월 그리고 9월에 가장 높은 값을 가지는 반면 5월과 10월에는 낮은 값을 보였다. 설마천의 10월의 경우와는 다르게 광릉의 10월 토양수분값이 다른 계절에 비해 약 9%~10% 정도 낮아 전체 공극유효부피값이 저평가되었던 것으로 이해된다. 그러나 근본적인 원인이 동·

식물활동의 현저한 감소로 인한 영향인지 토양수분값의 영향인지는 추가적이고 지속적인 실험을 통해서 차후 규명해야 할 연구 주제이다. 대공극유효부피분율의 범위는 4~17%로 앞서 대공극흐름분율에 비해 아주 작은 값으로서 대공극의 존재가 침투흐름에서 중요하다는 것을 말해준다.

3.4. 불포화수리전도도의 계절적 변화

Fig. 7(a)와 (b)는 설마천, 광릉에서의 각 지점에서의 월별 수위하강율을 평균하여 장력에 따른 수리전도도의 분포를 보여주고 있다($R^2=0.99$). 설마천의 경우, 광릉보다 수리전도도가 대체적으로 높았다. 즉 장력이 낮을수록 월별 수리전도도값의 차이는 커졌다. 장력이 -10 ~ -6cm의 범위에서 월별 수리 전도도값의 차이는 거의 같았다. 그러나 장력 -4 ~ -3cm의 범위에서는 월

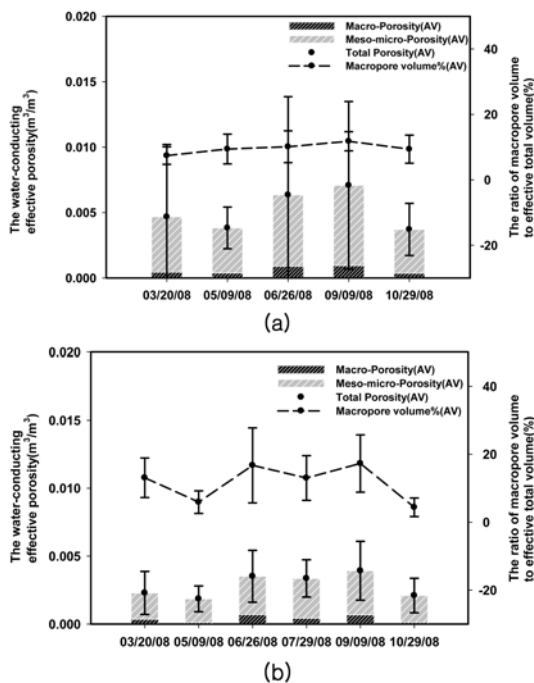


Fig. 6. The seasonal proportions of effective macro, meso-micro, total porosity (m³/m³ of total effective volume): (a) Sulmachun and (b) Gwangneung.

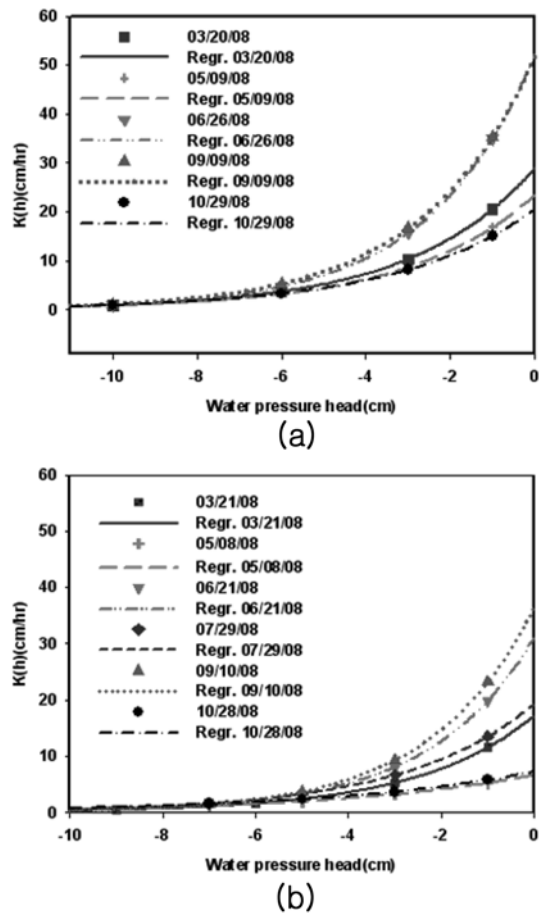


Fig. 7. Seasonal variations of mean hydraulic conductivities for various tensions in (a) Sulmachun and (b) Gwangneung.

Table 4. Estimated soil hydraulic properties for Gwangneung and Sulmachun

Season	Parameter	Gwangneung	Sulmachun
Mar.	K_s (cm/hr)	17.20	29.04
	α (1/cm)	39.28	34.28
May	K_s (cm/hr)	6.68	23.48
	α (1/cm)	24.26	33.03
June	K_s (cm/hr)	31.12	52.71
	α (1/cm)	44.73	40.05
July	K_s (cm/hr)	19.30	-
	α (1/cm)	35.44	-
Sept.	K_s (cm/hr)	36.58	51.71
	α (1/cm)	45.5	37.84
Oct.	K_s (cm/hr)	7.28	20.55
	α (1/cm)	22.49	30.69

별 불포화수리전도도값의 차이는 점점 커졌고, 장력이 0에 가까워질수록 이 차이는 더욱 더 커졌다. 이는 토양공극에서 대공극의 계절적 발달 변화가 수리전도도의 변화에 큰 영향을 미침을 나타낸다. 광릉의 경우에도, 설마천의 경우와 마찬가지로 장력이 0에 가까울수록 월별 수리 전도도값 차이가 커졌다(Fig. 7(b)). 장력이 -10 ~ -3cm의 범위에서는 월별 수리전도도값들의 차이가 크지 않았으나, -3cm부터 차이가 커졌다. 상대적으로 큰 장력이 작용하는 것은 미세한 공극들에 해당하는 것을 의미하는 반면에 작은 장력이 작용하는 것은 대부분 큰 공극과 미세공극 모두에 해당한다. 다시 말하면, 큰 장력에 해당되는 미세공극 같은 토양구조체부피를 통한 물의 이동속도는 거의 일정하지만, 작은 장력에 해당하는 대공극과 미세공극을 합한 공극들을 통한 물의 이동속도는 급격하게 증가한다. 이는 대공극흐름율과 부피의 계절적 특성분석에서 얻은 결론과 같은 것으로서 대공극이 토양의 수리전도도특성을 주로 반영함을 말한다. 계절적 특징으로 미세공극은 일정하나 대공극은 6월과 7월 그리고 9월에 발달하여 수리전도도를 급격하게 높이는 역할을 하였다.

Table 4는 설마천, 광릉의 월별 수리전도도의 모수(K_{sat} , α)값을 보여주고 있다. α 는 역모세관 길이 규모로서 $K-h$ 의 관계의 형태를 결정하는 중요한 변수임과 동시에 불포화 토양에서 중력과 모세관력의 상대적인 중요성을 가늠하는 기준이 된다. 월별로는 6월과 9월, 광릉보다는 설마천의 α 값이 상대적으로 큼으로써 침투에서 물의 흐름에 대한 모세관력보다는 중력의 기여가

상대적으로 크다는 것을 알 수 있다(Table 4).

IV. 결 론

경기도 파주시 설마리에 위치한 설마천 유역의 범류사 우측사면과 포천시 소흘읍 광릉수피사이트 내 원두부 소유역에서 2008년 3월부터 2008년 10월까지 6차례의 장력 침투 실험을 실시하였다. 현장 침투실험을 통해 포화수리전도도와 유효흐름, 대공극 유효흐름분율, 유효공극부피와 대공극 유효부피분율 및 불포화수리 전도도의 계절적 변동성을 관측하였다. 전체적으로 3월, 6월, 9월의 수리전도도가 상대적으로 컸지만, 5월과 10월의 경우는 낮았다. 이는 식생의 세근활동 등과 관련된 공극의 발달양상과 선행강우사상으로 인한 초기토양수분의 영향으로 설명할 수 있다. 본 연구에서 제시된 결과는 사면에서의 다양한 토양 수리 특성이 유역별 지점별로도 상이한 특성을 보여주고 있으나, 동일한 지점의 월별 변동성도 상당하다는 것을 보여주고 있다. 본 연구는 현장에서 측정된 토양 수리특성의 시간적 불균일성을 보여주는 사례로서 사면에서의 수문과정이 동적인 과정임을 의미하고 있고, 제시된 토양 수리학적 특성들은 다양한 수문연구의 참고자료로 사용될 수 있을 것으로 기대된다.

적 요

토양수리특성을 규명하는 것은 사면에서의 수문과정을 이해하는 과정에서 중요한 부분이다. 이 연구에서는 토양공극발달 및 수리학적 특성의 시간적인 변화특성에 대해서 조사하였다. 특히, 대공극 흐름이나 수리전도도와 관련된 특성들을 설마천 유역의 범류사 사면과 광릉연구유역의 원두부 소사면에서 관측하였다. 연직 흐름의 측정을 위해 사용된 기기는 장력 침투계로 약 8개월동안 토양층 표면의 수리전도도를 측정하였다. 측정된 결과는 3월, 6월, 9월의 수리전도도가 상대적으로 크지만, 5월과 10월의 경우는 낮은 값을 보여준다. 이는 식생의 세근활동 등과 관련된 공극구조의 발달양상과 선행강우사상으로 인한 토양수분의 영향으로 설명될 수 있다. 침투과정에서 있어서 대공극은 산림유역에서의 수리전도도에 미치는 영향은 대단히 크며, 수문학적 과정에 있어서도 매우 중요한 기작이다. 본 연구는 현장에서 측정된 토양 수리특성의 시간적 불균

일성을 보여주는 사례로 사면에서의 침투과정이 동적인 과정임을 보여주고 있고, 관련된 다양한 토양 수리학적 특성들은 국내 산지사면에서 발생하는 수문기작을 이해하는데 중요한 기초 자료가 된다.

감사의 글

본 연구는 교육인적자원부의 BK21사업과 21세기 프론티어연구개발사업인 수자원의 지속적 확보기술개발사업단의 연구비 지원(과제번호, 1-8-3)으로 수행되었다.

REFERENCES

- Baird, A. J., 1997: Field estimation of macropore functioning and surface hydraulic conductivity in a fen peat. *Hydrological Processes* **11**, 287-295.
- Bodhinayake, W., B. C. Si, and C. Xiao, 2004: New method for determining water-conducting macro- and mesoporosity from tension infiltrometer. *Soil Science Society of America Journal* **68**, 760-769.
- Beven, K., and P. Germann, 1982: Macropores and water flow in soil. *Water Resource Research* **18**(5), 1311-1325.
- Bormann, B., and K. Klaassen, 2008: Seasonal and land use dependent variability of soil hydraulic and soil hydrological properties of two Northern German soils. *Geoderma* **145**, 295-302.
- Casanova, M., I. Messing, and A. Joel, 2000: Influence of aspect and slope gradient on hydraulic conductivity measured by tension infiltrometer. *Hydrological Processes* **14**, 155-164.
- Gardner, W. R., 1958: Some steady state solutions of unsaturated moisture flow equations with application to evaporation from a water table. *Soil Science* **85**, 228-232.
- Gupta, S. D., B. P. Mohanty, and J. M. Kohne, 2006: soil hydraulic conductivities and their spatial and temporal variations in a vertisol. *Soil Science Society of America Journal* **70**, 1872-1881.
- Gwak, Y. S., S. J. Kim, J. Kim, J. H. Lim, and S. Kim, 2007: Spatial distribution of macropore flow percentage and macroporosities in the Gwangneung forest catchment. *Korean Journal of Agricultural and Forest meteorology* **9**(4), 234-246.
- Horton, R. E., 1933: The role of infiltration in the hydrological cycle, *Transactions. American Geophysical Union* **14**, 446-460.
- Hussen, A. A., and A. W. Warrick, 1993: Algebraic models for disc tension permeameters. *Water Resources Research* **29**, 2779-2786.
- Larsson, M. H., 1999: Quantifying macroporeflow effects on nitrate and pesticide leaching in a structured clay soil, field experiments and modelling with the MACRO and SOILN models. *Acta Universitatis Agriculturae Sueciae. Agraria* **164**, 34.
- Noguchi, S., N. Abdul Rahim, K. Baharuddin, T. Sammori, M. Tani, and K. Morisada, 1997a: Soil physical properties and preferential flow pathways in tropical rain forest, Bukit Tarek, Peninsular Malaysia. *Journal of Forest Research* **2**, 115-120.
- Noguchi, S., Y. Tsuboyama, R. C. Sidle, and I. Hosoda, 1997b: Spatially distributed morphological characteristics of macropores in forest soils of Hitachi Ohta Experimental Watershed, Japan. *Journal of Forest Research* **2**, 207-215.
- Noguchi, S., Y. Tsuboyama, R. C. Sidle, and I. Hosoda, 1999: Morphological characteristics of macropores and the distribution of preferential flow pathways in a forested slope segment. *Soil Science Society of America Journal* **63**, 1413-1423.
- Perret, J. S., S. O. Prasher, A. Kantzas, and C. Langford, 1999: Three-dimensional quantification of macropore networks in undisturbed soil cores. *Soil Science Society of America Journal* **63**, 1530-1543.
- Sullivan, M., J. J. Warwick, and S. W. Tyler, 1996: Quantifying and delineating spatial variations of surface infiltration in small watershed. *Journal of Hydrology* **181**, 149-168.
- Tsukamoto, Y., and T. Ohta, 1988: Runoff process on a steep forest slope. *Journal of Hydrology* **102**, 165-178.
- Uchida, T, K. Kosugi, and T. Mizuyama, 2001: Effect of pipeflow on hydrological process and its relation to landslide: a review of pipeflow studies in forested headwater catchments. *Hydrological Processes* **15**, 2151-2174.
- Vandervaere, J, P., M. Vauclin, and D. E. Elrick, 2000: Transient flow from tension infiltrometers I. The two-parameter equation. *Soil Science Society of America Journal* **64**, 1263-1272.
- Watson, K. W., and R. J. Luxmoore, 1986: Estimating macroporosity in a forest watershed by use of a tension infiltrometer. *Soil Science Society of America Journal* **50**, 578-582.
- Wilson, G. V., and R. J. Luxmoore, 1988: Infiltration, macroporosity, and mesoporosity distributions on two forested watersheds. *Soil Science Society of America Journal* **52**, 329-335.
- Wooding, R. A., 1968: Steady infiltration from a shallow circular pond. *Water Resources Research* **4**, 1259-1273.