

산림 사면에서 실측 토양수분을 이용한 토양증발평가

Soil Evaporation Evaluation Using Soil Moisture Measurements at a Hillslope on a Mountainous Forest

곽 용 석* / 김 상 현**

Gwak, Yong Seok / Kim, Sang Hyun

Abstract

In order to understand the hydrological processes on the mountainous forest, the configuration of soil evaporation (E) out of evapotranspiration (ET) is a challenging and important topic. In this study, we attempted to understand the soil evaporation process for a humid forest hillslope via measuring and analyzing soil moistures with a sampling interval in 2 hours at three locations for 10 days between May 22th and 31th 2009. Two methods were used to estimate soil evaporation in every 2hr; one is a method using soil moisture measurement (E_{SM}), the others methods are based on Penman equation (Penman (1948), Staple (1974), Konukcu (2007), Equilibrium Penman (E_{equili})). As a critical parameter in determining E_{SM} , the dry surface layer (DSL), was estimated using energy balance equation. The accumulated soil evaporation (E_{SM}) of A, B, C points were estimated as 2.09, 1.08 and 2.88 mm, respectively. The estimated evaporation of Penman (1948), Staple (1974), Konukcu (2007), E_{equili} were 4.91, 8.80, 8.63 and 3.28 mm. The proposed method with soil moisture measurement showed lower soil evaporations than the other conventional methods. The increasing soil temperature and interaction between soil and atmosphere due to existence of litter and DSL are considered as dominant factors for soil evaporation. The E_{SM} has the apparent lag time between 2 and 4 hr compared with E_{equili} and net radiation. The DSL and surface resistance (r_s) were increased as soil moisture was decreased for in this study. The estimated DSL through the temporal distribution analysis of soil moisture and tension measurements was also similar to that of the energy balance relationship.

Keywords : soil moisture, soil evaporation, forested hillslope, depth of dry surface layer

요 지

산림사면에서 수문학적 과정을 이해하는데, 증발산 중 토양증발을 구분하여 규명하고 정량화하는 것은 도전적이지만 중요한 연구 주제이다. 본 연구에서는 2009년 5월 22일부터 31일까지 총 10일 동안에 습윤한 산림사면에서 세 지점에서 깊이별 토양수분을 집중 측정하고, 분석하여 토양증발과 관련 기작에 대해 연구하였다. 토양증발을 평가하는 방법은 토양수분자료의 물질수지(E_{SM}), Penman식 (1948) 그리고 수정된 Penman식 (Staple (1974), Konukcu (2007), 평형증발 (E_{equili}))이다. E_{SM} 을 계산하기 위해서는 지표면의 에너지 균형식을 이용하여 토양내의 증발깊이(DSL, dry surface layer)를 평가하였다. 그 결과, 각 지점(A, B, C)의 2시간별 10일 동안의 누적 증발량(E_{SM})은 약 2.09, 1.80 그리고 2.88 mm으로 평가되었다. Penman식 (1948), Staple (1974), Konukcu (2007), 평형증발 (E_{equili})의 누적 증발값은 각각 4.91, 8.80,

* 부산대학교 대학원 환경공학과 박사과정

Ph.D. student, Dept. of Environmental Engrg., Pusan Univ., Busan 609-735, Korea

** 교신저자, 부산대학교 환경공학과 교수 (e-mail: kimsangh@pusan.ac.kr)

Corresponding Author, Professor, Dept. of Environmental Engrg., Pusan Univ., Busan 609-735, Korea

8.63 그리고 3.28 mm으로 E_{SM} 보다 높은 값들을 보여주고 있다. 산림 내 토양증발은 직접적인 복사량과 바람의 영향보다는 낙엽층과 DSL으로 인해 토양 내의 온도상승과 대기와의 상호작용을 통해서 일어난다. 이는 E_{SM} 는 복사량의 변화보다 2~4시간 정도의 시간적 지체 (time lag)가 보이기 때문이다. DSL과 지표저항(r_s)은 토양수분이 감소함에 따라 선형적으로 증가하였다. 관측된 장력 및 토양수분의 수직적 분포를 분석함으로써 확보되는 DSL 값은 에너지 방정식에 의해서 추정된 값과 유사하게 나타났다.

핵심용어 : 토양수분, 토양증발, 산림사면, 토양증발 깊이

1. 서론

물 순환을 이해하고 정량화하는 것은 수자원 계획 및 관리 측면, 지속 가능한 수자원개발 그리고 생태계관리에 중요하다. 물 순환요소 중 증발산은 크게 식생에 의한 증산 작용(transpiration), 차단증발량(interception), 그리고 지표면에서의 토양증발(soil evaporation)로 구성되어 있지만, 이를 이해하는 것은 시공간적인 식생 변화 때문에 쉽지 않다(Rodriguez-Iturbe and Porporato, 2004). 특히, 산림지역에서 지표면과 대기의 경계인 토양 지표면에서의 증발은 복사량, 풍속, 토양 수리학적 특성, 토양수분의 상태 등으로 나타나는 불균질한 대기 또는 토양 환경조건으로 인해 토양증발을 평가하기가 매우 복잡하다(Yamanaka et al., 1998).

지표면 토양증발을 실측 또는 추정하기 위해 많은 연구자들이 여러 방법들을 사용하여 연구하였다. 대부분의 경우, Penmann식이나 수정된 Penman식으로부터 토양증발을 추정하였다(Penman, 1948; Staple, 1974; Konukcu, 2007). Penman식은 다수의 가정이 포함되어 있어 실제현장의 토양증발결과에 비해 상대적으로 과대평가되거나 과소평가되기도 한다. 그러나, 수정된 Penman식은 측정된 토양상대습도, 토양온도를 고려하여 실제 토양증발에 가까운 결과를 도출하기도 하였다(Konukcu, 2007). 또 다른 방법들로는 에너지, 모멘트 보존법칙 등과 같은 기본적인 지배방정식을 통한 수치적인 방식이나 수학적 모델인 모델을 이용한 토양증발을 평가하는 방법(Camillo and Gurney, 1986; Van de Griend and Owe, 1994; Yamanaka et al., 1998; Aluwihare and Watanabe, 2003), 지표저항 (surface resistance)를 이용한 방법(Yamanaka et al., 1997), TDR (Time Domain Reflectometry)기술을 이용한 토양수분을 측정함으로써 토양증발을 평가하기도 하였다(Baruah and Hasegawa, 2001). 그러나 이들 대부분의 연구들은 식생이 없는 지표면 토양증발을 실측 또는 평가하였기 때문에 산림지역의 연구사례는 찾아보기 힘들다. 최

근에는 에디공분산 시스템을 통한 식생이 존재하는 군락 하부 내에서 토양증발산을 실측한 사례가 국내에서 연구되었다(강민석 등, 2009). 에디공분산 시스템을 이용한 방법은 신뢰성이 있는 결과를 얻을 수 있지만, 많은 비용이 들고, 다양한 요인들에 의한 토양증발의 공간적인 불균질성을 평가하기에는 현실적인 제약이 있다.

본 연구의 목적은 산림지역에서의 토양증발을 평가하기 위해 간단하고, 직접적인 방법으로 TDR기술을 활용한 토양수분의 변화특성을 통해 토양증발을 측정 평가하고, 같은 기간 동안에 토양증발과 관련되어 제안된 기존의 방법(Staple, 1974; Konukcu, 2007)의 적용을 통해 증발률 및 양을 함께 추정하여 비교 검토하였다. 토양수분자료를 이용하여 토양증발을 평가할 때, 다음과 같은 세 가지 주제에 대해서 심도 있는 탐구가 필요하다. 첫째로, 식생의 존재유무에 따른 다른 환경조건에서 토양증발의 메커니즘과 토양이 주로 증발하는 깊이에 대한 이해이다. 즉, 식생이 있는 지역의 특징 중의 하나인 지표면에 어느 정도 고르게 펼쳐져 있는 낙엽층과 같은 장벽층이 토양증발에 어떠한 영향을 미치는지에 대해 규명해야한다. 두 번째는 토양증발률과 토양증발 깊이의 시간적인 변동성에 대한 규명이다. 토양증발깊이는 토양수분을 이용한 토양증발을 계산할 때 중요한 변수로 이용된다. 세 번째는 토양수분 또는 토양장력변화에 따라 토양증발률과 토양증발 깊이가 어떻게 변화하는지에 대해 규명할 필요가 있다. 본 연구에서는 토양수분을 이용한 토양증발평가에 필요한 세부주제에 대한 정립과 이를 현장에 적용하고 기존의 방법과의 비교를 통해서 검증은 수행하였다.

2. 재료 및 방법

2.1 연구지역과 토양수분 및 토양장력의 관측

연구지역은 경기도 포천시 광릉수목원 내에 위치한 산지사면이다(Fig. 1). 연평균 강수량은 1332 mm (1982~2004), 연평균온도는 11.5°C이고, 식생은 참나무(Quercus),

자작나무(*Carpinus* sp)로 활엽수림이 주종을 이루고 있다. 사면의 평균경사는 19°이고, 토성은 sand (53.2%), silt (39.2%) 그리고 점토(7.6%)로, 미 농무성 토성분류기준으로 사양토(sandy loam)에 속한다. 토양깊이는 0.4~0.8 m 이고, 토양단면(soil profile)에서 평균적으로 낙엽층이 1~2 cm, O층이 2~4 cm, A층이 5~11 cm, B층이 30~42 cm, 그리고 C층이 20~25 cm로 구분된다. 토양깊이 10 cm에 해당하는 지표면의 평균적인 공극율은 50~65% 범위로, 대공극이 발달한 산림유역의 대표적인 토양이라고 할 수 있다(곽용석 등, 2007).

본 연구의 측정기간은 2009년 5월 22일부터 5월 31일까지의 총 10일 동안이고, 5월 21일 에 약 총 30 mm의 강우가 발생하였다. 같은 기간 동안에 토양수분자료로부터 토양증발을 평가하기 위해 토양수분과 장력을 측정하였다. 토양수분측정지점은 사면의 3 지점(A, B, C)으로 지표면과 토양깊이 4 cm 그리고 10 cm에서 각각 Minitrase TDR 장비(Soil Moisture Equipment, Tucson, AZ)로 2시간 간격으로 측정하였다(Fig. 1). 토양수분 측정지점선정은 토양수분센서설치의 용이함과 토양 내 식생 근저부의 증산 영향을 최소화하기 위해, 반경 1~2 m 안에 식생의 나무 뿌리영향이 최소화되는 곳으로 정하였다. 토양수분센서인 웨이브가이드의 공간적 민감도는 센서 중심으로 지름 6~8 cm로서 지표면으로부터 4 cm 깊이의 측정은 적절하다(Baker and Lascano, 1989). 토양수분측정과 더불어, T1, T2지점의 토양깊이 10 cm에서 장력(matric potential)을

측정하여, 토양수분특성곡선(Soil Moisture Characteristic Curve)을 결정하였다. 같은 기간 동안에 강민석 등(2009)은 본 연구사면으로부터 약 300~400 m 정도 떨어져 있는 활엽수림지역인 Koflux 타워의 하부군락에서 에디공분산 시스템(Eddy Covariance System)으로 증발산량을 관측하여, 본 연구에서 필요한 여러 기상자료(복사량, 풍속, 온도 등)들은 강민석 등(2009)에서 얻을 수 있었다.

2.2 토양수분자료를 이용한 토양증발계산

식생이 없는 지역에서의 지표면에서의 증발기작은 Fig. 2(a)와 같이 에너지와 바람에 의해 증발이 일어나고, 지표면의 토양이 먼저 건조가 되기 시작한다. Fig. 2에서 r_s 는 지표저항(surface resistance)으로, 증발이 일어나는 토양깊이(DSL, dry surface layer)에서 지표면까지의 증발의 저항능력으로 표현한 것이다(Aluwihare and Watanabe, 2003). 증발이 계속되면, DSL과 지표저항(r_s)은 점점 증가하게 된다. 이때 증발이 주로 일어나는 지역은 DSL내 보다는 DSL의 아랫부분에서 주로 일어나게 된다(Yamanaka et al., 1997, 1998; Yamanaka and Yonetani, 1999). 그러나 산림 내 토양증발이 일어나는 환경조건은 낙엽층의 존재와 복사에너지의 불투과성 등 무식생지역과는 상이하다(Fig. 2(b)). 대상지역의 산림토양은 최소 10 cm까지 많은 대공극과 더 깊은 토양에서의 대공극이 존재하기 때문에, 초기의 증발은 지표면에서 상당한 토양깊이까지(DSL) 전체적으로 증발이 일어난다고 가정하였다(Fig. 2(b)).

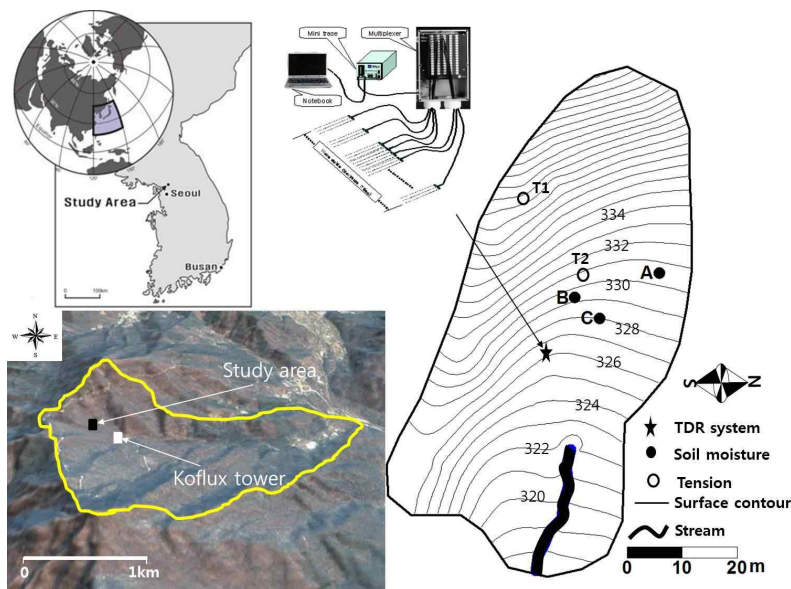


Fig. 1. Gwangneung Forest Catchment; The Black and White Squares Indicate the Locations of Study Area and Flux Tower in the Deciduous Forest, Respectively. The Right Figure is the Elevation Contour Map of the Study Area

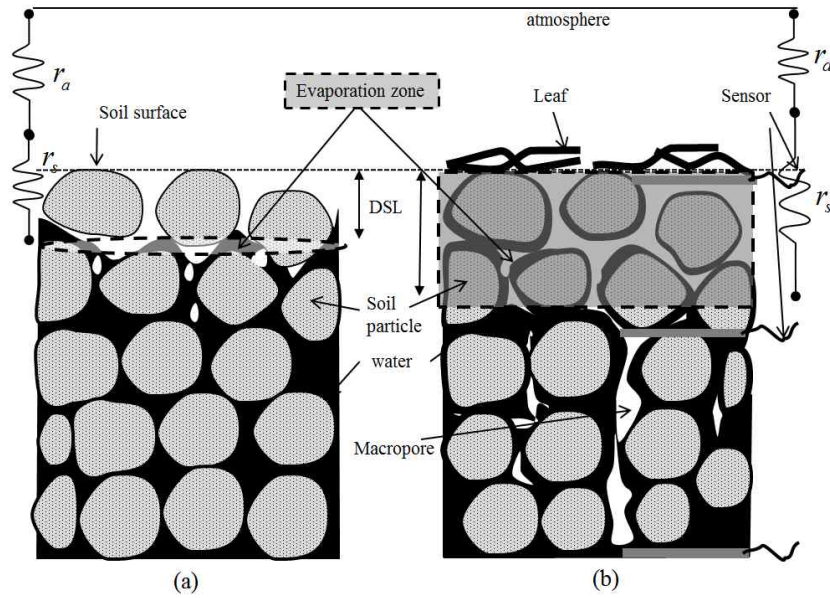


Fig. 2. The Schematic Diagrams of Soil Evaporation in Bare Soil (a) and Vegetated Soil (b); r_s : Surface Resistance [sm^{-1}]; r_a : Aerodynamic Resistance [sm^{-1}]

산림사면에서 토양증발은 토양수분의 움직임과도 직접적인 관련이 있으므로 토양수분의 거동을 결정하는 토양수 잠재에너지를 평가를 하였다. 총 토양수잠재에너지(Ψ , m)는 무계단위당 에너지로 중력(gravitational potential, Ψ_g), 장력(matric potential, Ψ_m), 정수압력(pressure potential, Ψ_p) 그리고 삼투압(osmotic potential, Ψ_o)의 합으로 나타나는데, 불포화대의 현장조건을 고려하면, 일반적으로 정수압과 삼투압은 무시할 수 있으므로, 토양수 잠재에너지는 불포화조건아래에서 중력과 장력을 고려하였다.

본 연구에서는 물질수지방정식에 근거하여, 토양수분의 움직임이 상부방향일 때, DSL내 토양수분변동을 토양증발로 설명할 수 있다고 가정하여 Eqs. (1) and (2)들을 제안하였다. 토양깊이 4cm와 10cm에서 측정된 토양수분 변화값과 에너지방정식으로부터 계산된 DSL 토양깊이를 이용하여 토양증발을 평가하였다.

$DSL \leq 20mm$ 일 때,

$$E_{soil(0-4)} = \frac{(\theta_{0cm}^{t+1} - \theta_{0cm}^t)}{\Delta T} (D_i + DSL) \quad (1)$$

$20 < DSL \leq 70mm$ 일 때,

$$E_{soil(0-4)} = \frac{(\theta_{0cm}^{t+1} - \theta_{0cm}^t)}{\Delta T} (D_i + 20) + \frac{(\theta_{4cm}^{t+1} - \theta_{4cm}^t)}{\Delta T} (DSL - 20) \quad (2)$$

여기서 D_i 는 낙엽층의 깊이로 현장 측정을 통해 10mm로 설정하였다. θ_i^t 는 TDR로 측정된 토양수분을 의미하며, 첨자 i 는 깊이, t 는 시간을 의미한다. 센서의 설치된 깊이 0cm와 10cm의 토양증발률은 토양깊이 50mm를 기준으로 적용하였다.

2.3 지표면토양에서의 에너지 방정식

일반적인 지표면에서의 에너지 균형 방정식은 Eq. (3)과 같이 표현된다(Van de Griend and Owe, 1994; Aluwihare and Watanabe, 2003).

$$R_n = H + G (\approx LE + G_w) \quad (3)$$

여기서, R_n 은 순 복사량(net radiation, Wm^{-2}), H 은 현열(sensible heat flux, Wm^{-2}), G 는 지중열(soil heat flux, Wm^{-2})로써, 토양으로의 열전달을 의미한다. 증발이 DSL보다 밑부분 혹은 상부에서 대부분 일어난다고 가정하면, G_d 는 $LE + G_w$ 와 같다고 놓을 수 있다. G_d 는 지표면에서 DSL내 증발이 가능한 깊이까지의 열전달, LE 는 잠열(latent heat flux, Wm^{-2}) 그리고 G_w 는 지표면에서 습윤한 층까지의 열전달(Wm^{-2})를 의미한다. 만약 각 시간 단계 동안에 DSL의 깊이가 일정하고, DSL내의 열저장변화가 무시된다고 가정하면, $G = G_d$ 로 된다. G , G_w 는 DSL(z_d), 열전도도(thermal conductivity, k_d) 그리고 온도차이향으로 Eq. (4)과 같이 표현된다. k_d 는 건조토양에서의 열전도도($Wm^{-1}K^{-1}$)이고, T_e 는 증발이 주로 일어나는

표면에서의 온도(K) 그리고 z_w 는 습윤한 기준토양깊이 (reference depth)이다.

$$G = \frac{k_d(T_s - T_e)}{z_d}, \quad G_w = \frac{k_w(T_e - T_w)}{z_w - z_d} \quad (4)$$

여기서, k_w 는 증발이 주로 일어나는 습윤한 토양에서의 열전도도($Wm^{-1}K^{-1}$)이다. 각 열전도도 값은 적용 가능한 범위내의 값으로 하였다(Scott, 2000). T_w 는 기준토양 깊이에서의 온도(K)으로 본 연구에서는 토양깊이 10 cm의 온도를 사용하였다.

습윤한 토양내의 공극으로부터 대기로 빠져나가는 수증기흐름(Vapor flux, LE)와 현열(H)은 Eqs. (5) and (6)으로 표현할 수 있다(Van de Griend and Owe, 1994).

$$LE = \frac{\rho_a c_p}{\gamma} \frac{e_s - e_a}{r_s + r_a} \quad (5)$$

$$H = \rho_a c_p \frac{T_s - T_a}{r_a} \quad (6)$$

여기서 ρ_a 는 공기밀도(kgm^{-3}), c_p 는 비열(specific heat, $Jkg^{-1}K^{-1}$), γ 는 건습구상수(psychrometric constant, $0.066 KPaK^{-1}$), e_s , e_a 는 각각 지표와 기준높이의 현재 수증기압(KPa)이다. 그리고 r_s , r_a 는 지표저항(surface resistance, sm^{-1})과 공기역학 저항(aerodynamic resistance, sm^{-1})를 의미하고, T_s , T_a 는 각각 지표면과 대기 온도(K)이다. r_a 와 이와 관련된 대기안정도에 대한 평가는 Aluwihare and Watanabe (2003), Camillo and Gurney (1986)에서 사용했던 방법을 사용하였다.

Eq. (5)에서 현재 토양수증기압인 e_s 는 지표면의 포화 수증기압(e_{s-sat})과 상대습도(h_s)의 곱으로 계산될 수 있다. h_s 는 토양의 상대습도로 장력(matric potential, ψ_m)과 삼투압(osmotic potential, ψ_o)과 관련이 있는데, 비염류토양인 경우, $h_s = h_m$ 으로 표현되어 Eq. (7)를 통해 계산된다(Philip and de Vries, 1957).

$$h_s = h_m h_o = \exp[(M\psi_m g)/(RT_s)] \quad (7)$$

여기서, M 은 물 분자의 무게(the molecular weight of water, $kgmol^{-1}$)이고, R 은 기체상수(universal gas constant, $Jmol^{-1}K^{-1}$), g 는 중력가속도(ms^{-2}), ψ_m 은 토양내 장력(m)이다. 본 연구에서 지표면의 장력은 현장에서 측정된 장력자료를 바탕으로 Van Genuchten (1980)식을 사용하였다.

지표면에서의 에너지균형식과 관련식으로부터 DSL과 지표면의 토양상대습도(h_s)계산 순서는 다음과 같다. 첫

째, r_a 를 결정하고 난 뒤, Eq. (6)을 통해 지표면 온도(T_s)를 계산한다. 둘째, Eqs. (3)~(6)을 통해 결정되지 않은 변수인 T_e , z_d 를 반복과정(iterative process)을 통해 구하여 유효한 최종 토양증발 깊이(DSL)를 판별한다. 셋째, 결정된 지표면온도(T_s)와 지표장력(ψ_m) 자료로부터 Eq. (7)을 통해 토양상대습도(h_s)를 구한다.

2.4 기존의 Penman방정식 기반의 토양증발식

식생이 없는 지역에서 Penman 식(1948)을 기본으로 여러 수정 식들을 사용하였다. Penman식은 에너지(radiation)와 물질전달(mass transfer)의 두 가지 항으로 구성된(Eq. (8)).

$$E = \frac{\Delta E_r + \gamma E_a}{\Delta + \gamma} \quad (8)$$

여기서, E 는 증발률($mm day^{-1}$), Δ 은 온도에 따른 포화수증기의 기울기($Pa\ ^\circ C^{-1}$)이고, E_r , E_a 은 각각 에너지 항, 공기역학항의 증발률($mm day^{-1}$)이다.

수정된 Penman식으로 Staple (1974)은 Eq. (8)에서 상대토양습도(h_s)를 고려한 식을 제안하였으며, 공기역학 증발항(E_a)은 $E_{as} = f(u)(h_s e_{a-sat} - e_a)$ 으로 대체하였다. $f(u)$ 는 $0.35(0.5 + 0.54u)$ 이다. Konukcu (2007)은 Staple의 식에서 공기역학 증발항의 토양상대습도(h_s)를 고려한 식으로, $(h_s e_{s-sat} - h_a e_{a-sat})$ 와 같이 제안하였다. e_a , e_{a-sat} 는 각각 현재, 포화 대기습도(Pa)이다.

3. 결 과

3.1 기상자료 및 토양수분시계열

2009년 5월 22일부터 31일까지 10일간의 Koflux tower의 균락하부에서의 각 에너지 항(R_n , H , LE , G_w)과 각 지점에 따른 깊이별 토양수분의 변화는 Fig. 3과 같다. 전반적으로 복사에너지와 대기온도는 하루를 주기로 변하고 있으며, 토양으로 전달된 에너지는 대부분 증발(잠열)이나 토양으로의 열전달이 이루어진다. 5월 22일 오전 8시까지 총 강수량 30 mm가 내렸으며, 23일에는 1 mm 정도의 강우사상이 발생하였다. 같은 기간에 연구사면에서 세 지점의 각 토양깊이별 토양수분값을 보면, 지표면의 토양수분에서 18~22%, 토양깊이 4 cm에서는 20~29%, 토양깊이 10 cm에서는 26~30% 범위로 토양깊이가 깊어질수록 토양수분 값이 높았다.

하루 동안에 지표토양수분은 Fig. 4와 같이 온도변화와 같은 일정한 주기를 가지며 감소하고 있다. Fig. 4의

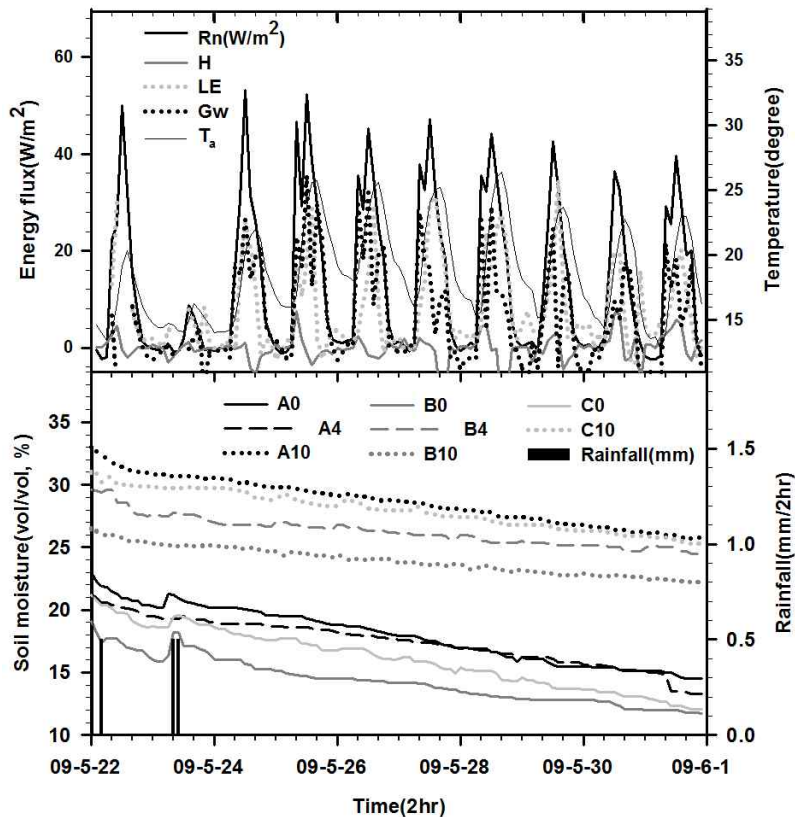


Fig. 3. Temporal Variations of Energy Balance Components (Koflux tower) and Soil Moisture for Study Period; Rn: net radiation; H: sensible heat flux; LE: latent heat flux; Gw: heat transfer to surface; Ta: air temperature

A0-R은 A지점 0cm에서 측정된 원 토양수분자료이고 A0는 전체적인 경향과약을 위해서 선형적으로 보정된 (산란항의 제거) 토양수분이다. Fig. 4에서 오전 6 또는 8시에 약간의 토양수분 값이 증가하게 되는데, 이는 대기 와 지표면에서의 온도 차이에 의한 응결의 영향이라고 판단되며, 변화가 미약하여 무시하였다. 직접적인 복사에너지가 들어옴에 따라 지표면의 급격한 온도증가가 이루어 지는 동안 지표면의 토양수분은 오후 8시 또는 10시까지 감소하고, 이후에 토양수분은 변화가 없거나 다소간 감소 하였다. 이러한 일 변화특징은 특히 0cm의 지표면토양수 분자료에서 주기적으로 나타난다.

3.2 토양상대습도(h_s) 및 토양증발 깊이(DSL) 결정

지표면의 장력을 직접적으로 측정하기는 어렵기 때문에, 10cm에서의 토양수분특성곡선이 지표면에서도 같다고 가정하여, 지표면의 토양수분자료로부터 지표면 장력을 계산하였다. 계산된 장력은 Eq. (7)을 통해 토양수분함수의 토양상대습도(h_s) 관계를 알 수가 있었다(Fig. 5(a)). 토양수분이 10% 이상일 때, 지표토양상대습도는 거의 1이 되기 때문에, 본 연구기간 동안에는 지표토양수분이

12% 이상이기 때문에 지표상대습도의 영향은 거의 없었다.

Fig. 5(b)는 2 시간별 DSL의 시계열 변화를 보여주고 있는데, 8시부터 18시로 이동하면서 DSL의 깊이는 급격하게 증가하는 것을 볼 수 있고, 18시 이후의 DSL은 존재하지 않았다. 이는 DSL값이 태양에너지에 의한 지표면으로의 열전달이 있을 경우에만 정의되기 때문이다. 2 시간별 DSL의 변화를 보면, 12시와 14시를 제외한 나머지 시간대에서는 어떠한 일정한 경향이 없었다. 12시보다는 14시에서의 DSL변화는 계속된 증발로 인해 점점 증가하는 일정한 패턴이 보였다. 평균 DSL값은 약 40 mm 정도로 나타났다. 본 연구에서는 14시는 하루 중에 지표온도와 토양온도가 가장 큰 차이가 나는 시간대이고, 비 강우기간 동안의 계속된 토양증발이 일어나는 동안에 시간에 따라 DSL깊이의 증가특징이 현장조건에 가장 부합된다고 판단하여, 14시의 DSL값을 하루 중의 평균 DSL¹⁴값으로 가정하였다.

3.3.2 시간별 토양수분자료를 활용한 토양증발평가

Eqs. (1) and (2)를 통해 결정된 2시간별 DSL값과 토양

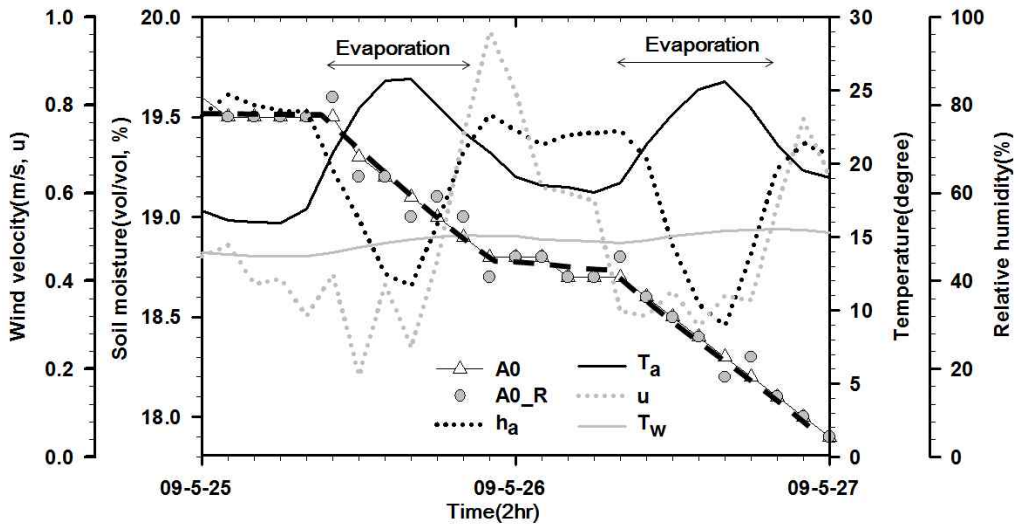


Fig. 4. The Temporal Variation Of Soil Moisture, Wind Velocity, Relative Humidity and Temperature (Air, Surface, Soil Depth 10 cm) for 2 Day; A0_R: Original Soil Moisture; A0: Adjusted Soil Moisture for Trend Detection at Surface A Point

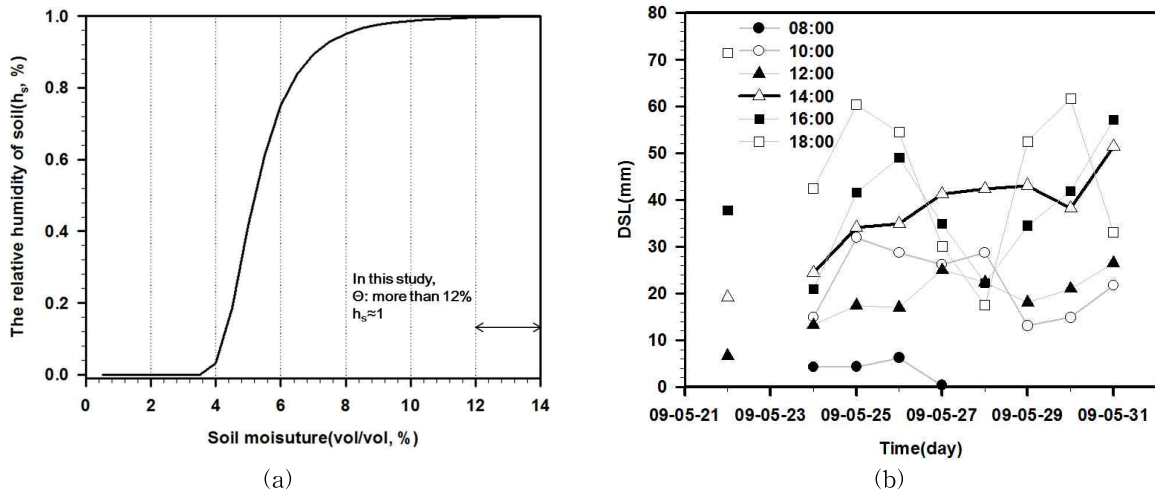


Fig. 5. the Relative Soil Humidity Depending on Soil Moisture at Surface Soil (a), The Diurnal and Temporal Variations of DSL

수분변화를 곱하여 센서위치에 따른 각 계산방법을 통해 토양증발률(mm/2hr)을 계산하였다(Fig. 6(a)). Fig. 6(a)은 그 중 A(0-4), B(0-4)에 의한 방법을 통한 시계열 증발 자료이다. B지점 같은 경우 A지점에 비해 지표면에 공극이 많아 초기토양수분이 낮고, B지점의 4cm에서는 평균 토양수분이 매우 높은 특징이 있다($\theta_{4cm} > \theta_{10cm}$). 그래서 지표면에서는 빠르게 배수가 되고, 4cm에서는 충전이 되어, 22~24일 동안에 증발률값이 과대평가되었다. Fig. 6(b)은 10일 동안의 누적 증발산 그래프로, 각 지점과 계산 기준마다 증발률값은 달랐다. A지점의 0~4cm, 0~10

cm의 누적증발량은 각각 2.09, 1.91 mm, B지점의 0~4cm과 0~10cm은 1.80, 1.65mm 그리고 C지점의 0~10cm은 2.88mm로 나타났다. 전반적으로 0~4cm에 의한 계산방법이 0~10cm보다 약간 높은 증발값을 보였다. 25일까지 B지점과 C지점은 초기 침투로 인해 A지점보다 증발량이 다소 높았다. 25일 이후 B(0-4)는 증발변화량값이 이전보다 감소하는 반면, C지점은 감소하지 않았다. B지점의 지표면의 낮은 토양수분값과 4cm에서의 충전현상이 지배적인 토양구조로 존재하여 토양증발이 일어나기 어려운 환경조건인 반면, A, C지점은 일반적인 토양구조

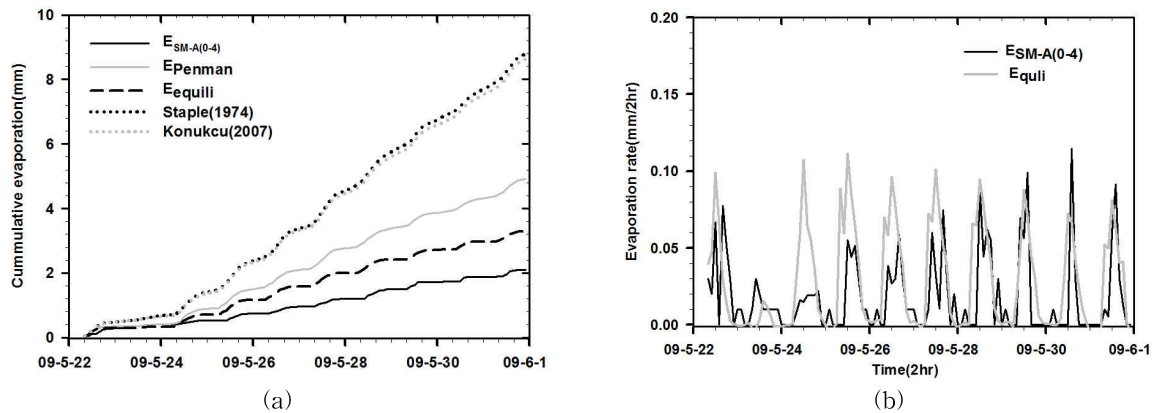


Fig. 6. The Temporal Variations of Evaporation ($A(0-4)$, $B(0-4)$) (a), The Cumulative Evaporation of $E_{SMseries}$ in A, B, C Points (b)

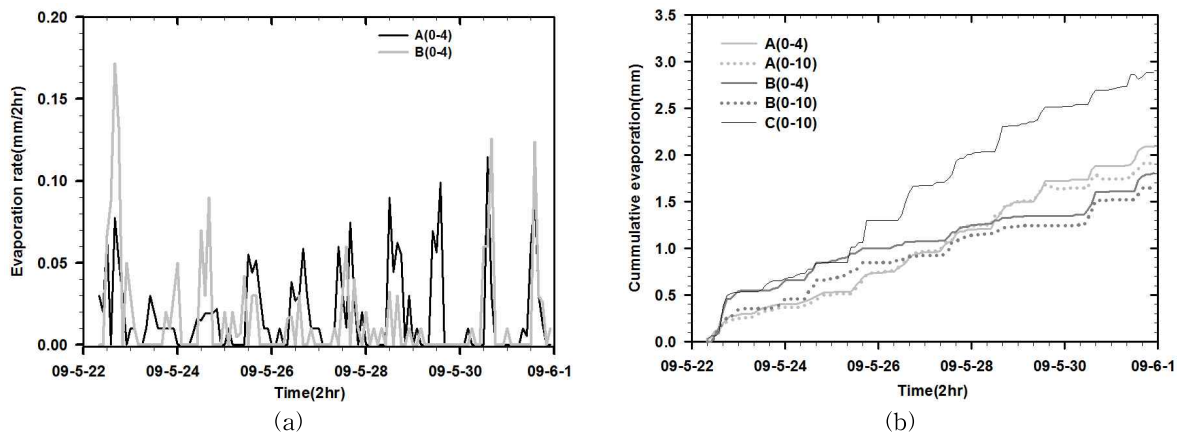


Fig. 7. The Cumulative Evaporation of $E_{SM-A(0-4)}$, and Staple (1974), Konukcu (2007), Penman (1948) and E_{equli} (a), The Temporal Variations of $E_{SM-A(0-4)}$, E_{equli} (b)

를 띄며, 서로 다른 기온기로 토양증발 값이 일정하게 증가하고 있다. 지점마다 다른 증발률값을 보인 이유는 근본적으로 토양구조의 차이가 가장 큰 이유라고 판단된다.

Fig. 7(a)은 Penman (1948), 평형증발식과 Staple (1974), Konukcu (2007)이 제안한 방법 그리고 토양수분 A (0-4)의 한 누적 토양증발변화 그래프이다. Penman (1948)식에 의해 평가된 누적 증발값은 4.91 mm로 나타났다. Staple (1974), Konukcu (2007)의 누적 증발량(평균 일증발률, $mmday^{-1}$)값은 이 기간 동안 토양상대습도가 거의 1이기 때문에 각각 8.80 (0.92), 8.63 (0.90) mm으로 차이가 거의 없었다. 하지만, 토양수분에 의해 평가된 값보다 과대평가되었다. 이는 Staple (1974), Konukcu (2007)식에서 공기 역학적 힘에 의한 증발량 값이 전체의 약 65% 정도 차지하였기 때문이다. 결과적으로 Staple (1974), Konukcu (2007)식은 바람의 영향이 거의 없는 낙엽층이 있는 토양

조건에서 바로 적용하기는 힘들다고 판단된다. 따라서 태양에너지에 의한 열전달이 토양증발을 일으키는 직접적인 원인이기 때문에, 바람에 의한 영향을 제외한 평형증발식(E_{equli})으로 토양증발 값을 계산하였다. Fig. 7(b)는 평형증발(E_{equli}), 토양수분 A(0-4)($E_{SM-A(0-4)}$)의 2시간 단위의 증발률의 시계열자료이다. E_{equli} 의 누적 증발량(평균 일증발률, $mmday^{-1}$)은 3.28(0.34) mm으로 수정된 Penman식에 비해서는 많이 낮게 평가되었으며, E_{SM} 보다는 약간 높은 것을 볼 수 있다(Fig. 7(a)). Fig. 7(b)에서 23~26일 사이에 평형증발률(E_{equli})이 높은 이유는 습윤한 환경조건이라는 가정조건으로, 토양증발과 강우이후의 낙엽층과 나무에 있는 수분에서의 증발이 포함된 것이기 때문이다. 26일 이후에는 평형증발식의 증발률은 A(0-4)과 비슷하였다(Fig. 8(b)). 이는 이전에 낙엽층 수분이 증발된 후, 복사에너지에 의해 토양으로의 열전달이 직접

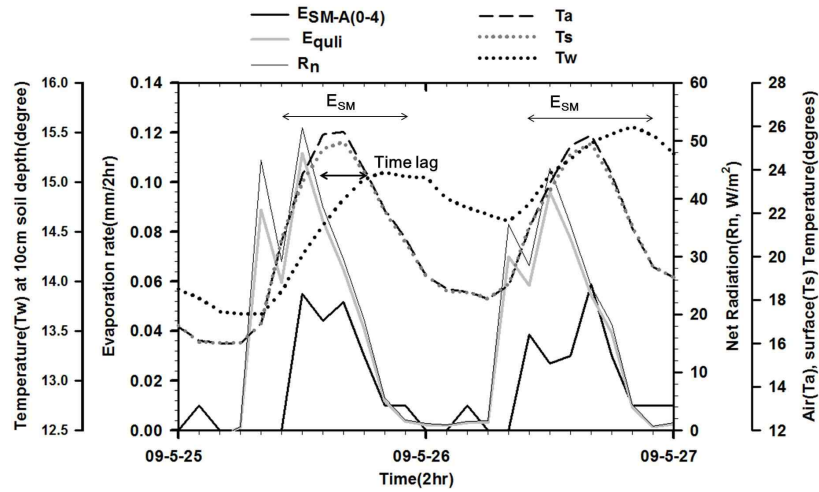


Fig. 8. The Diurnal Variations of E_{equili} , $E_{SM-A(0-4)}$, R_n and Temperatures at Air, Surface, 10 cm Soil Depth for 2 Day

적으로 이루어지기 때문이다. 하지만 만약 증발이 지속되어 지표면의 토양수분이 매우 낮아지게 되면(10% 미만), 평형증발식의 증발률은 습윤한 환경조건에서의 계산된 것으로 실제 토양증발보다는 다소 차이가 있을 것으로 예상된다.

4. 토 의

4.1 산림지역의 토양증발 지배기작

증발에 의한 토양수분의 감소요인은 A0의 토양수분시계열자료와 대기온도(T_a), 토양깊이 10 cm에서의 온도(T_w), 대기 상대습도(h_a) 그리고 평균바람속도(u)자료들을 동시에 고찰하였다(Fig. 4). Fig. 4에서 바람속도는 낮에는 상대적으로 작고 밤에는 큰 값을 보이나 토양수분의 감소 양상은 반대로 나타나기 때문에, 토양증발에 대한 바람의 영향은 거의 없다고 판단된다. 이는 Penman식에서 바람에 의한 증발항을 제외했을 때(E_{equili})의 증발률이 토양수분으로 추정된 증발률(E_{SM})과 보다 유사하게 나온 결과를 지지하는 자료이다.

태양에너지인 복사량(R_n)인 경우, 8시부터 계속된 복사량의 유입으로 인해 대기온도도 증가하게 되는데, 8시나 10시 정도 되었을 때 E_{equili} 은 복사량에 즉각적으로 반응을 하지만, $E_{SM-A(0-4)}$ 은 변화가 없었고, 12시에 토양증발이 발생하였다(Fig. 8). 전체적으로, $E_{SM-A(0-4)}$ 은 2시간 또는 4시간의 지체시간(lag time)을 가지고 반응을 하였다. 또한 토양깊이 10 cm에서의 토양온도도 복사량, 대기온도의 변화에 대해 지체시간을 가지며 비슷한 변화를 보인다. 이는 태양복사에너지가 낙엽층의 존재로 인해

지표면 토양으로의 직사광선이 아닌 열전달방식으로 전달됨을 의미한다. 열전달이 되는 시간과 토양수분이 증가하기까지 충분한 열을 보유해야하는 시간 그리고 대기와 토양의 상대습도차에 대한 반응시간이 있기까지의 시간지체가 있기 때문이라고 판단된다. 이러한 특징은 Fig. 5(b)에서도 보이는데, DSL이 8시에는 거의 존재하지 않았고, 10~12시에는 지표아래 20 mm 정도까지 내려가고, 이후 14시부터 18시까지 DSL은 최대값에 이르게 된다. 이러한 복사량의 변화에 비해 약간 늦게 DSL도 반응하는 것은 위의 결과를 뒷받침한다. 결과적으로 산림지역 내 낙엽층이 존재하는 지표면에서는 직접적인 복사량(R_n)보다는 2차적 요인으로 복사량에 의한 열전달, 대기의 상대습도감소로 인한 수증기압차가 토양증발을 일으키는 주요원인이다. 이와 같은 결과는 강민석 등(2009)의 결과와 유사하다.

4.2 DSL결정분석

에너지 균형식을 통해 결정된 DSL이 실제로 지표면 아래까지 도달했는지 알아보기 위해 상대적 총 토양수분 잠재에너지(ψ)와 토양단면의 시간별 토양수분변화를 통해 분석하였다. Fig. 9(a)는 A지점에서 각 0, 4 cm에서의 장력(ψ)와 고도차이(ΔZ)의 합인 상대적 총 토양수 잠재에너지와 두 토양깊이에서의 에너지 차이 값을 시계열로 표현한 것이다. 5월 27일 14시까지 토양수는 0와 4 cm 사이에 있는 DSL을 기준으로 윗 방향으로, 아랫방향으로 이동할 것으로 예상된다. 5월 27일 14시가 되어서는 두 깊이의 총에너지가 같아지는데, 이때는 DSL이 4cm까지 내려가 있는 상태로, 이 깊이에서는 토양수는 이동하지 않는다.

시간이 더 지나면, DSL은 4cm 이상의 더 깊은 곳까지 내려가게 된다. 이때 토양깊이 4cm에 있는 토양수는 위쪽 방향으로 올라가게 된다. Yamanaka and Yonetani (1999)는 토양단면의 동위원소비와 토양수분의 분포의 변곡점을 기준으로 DSL의 깊이를 결정하였다. DSL의 아랫부분에서 토양수의 이동, DSL내에서는 수증기확산의 이동이 지배적이다(Yamanaka and Yonetani, 1999).

Fig. 9(b)는 A지점의 토양단면에서 시간적 토양수분포를 보여주고 있다. 5월 28일에는 지표면과 4cm의 토양수분값이 비슷해지는 시기로써, DSL이 4cm까지 도달했다는 것을 의미한다. 앞서 계산한 DSL^{14} 에서 4cm가 되는 시기는 Fig. 5(b)에서 보이듯이, 5월 27일 14시(4.13cm) 로 총 토양수잠재에너지와 토양단면의 토양수분분포의 변화 분석을 한 결과와 거의 비슷하다. 이는 계산된 DSL^{14} 의 값

이 실제 토양수분이 주로 일어나는 토양 깊이를 적절히 표현함을 의미한다.

4.3 토양수분과 지표증발저항(r_s), 토양증발 깊이(DSL)

A_0 의 지표토양수분이 감소함에 따라 지표저항(r_s)은 증가한다(Fig. 10). 본 연구의 지표저항값은 다른 연구들에 비해 매우 높다(Camillo and Gurney, 1986; Van de Griend and Owe 1994; Yamanaka and Yonetani, 1999; Aluwihare and Watanabe, 2003). 식생이 없는 지역에서는 이는 지표면으로 직접 전달된 높은 순복사량으로 인해 증발률 값이 높은 반면, 식생이 존재하는 지역에서는 낮은 순복사량과 낙엽층의 존재로 인해 증발률 값이 낮아지고, 지표저항 값과 증가폭은 커지게 된다. Fig. 10에서 토양수분이

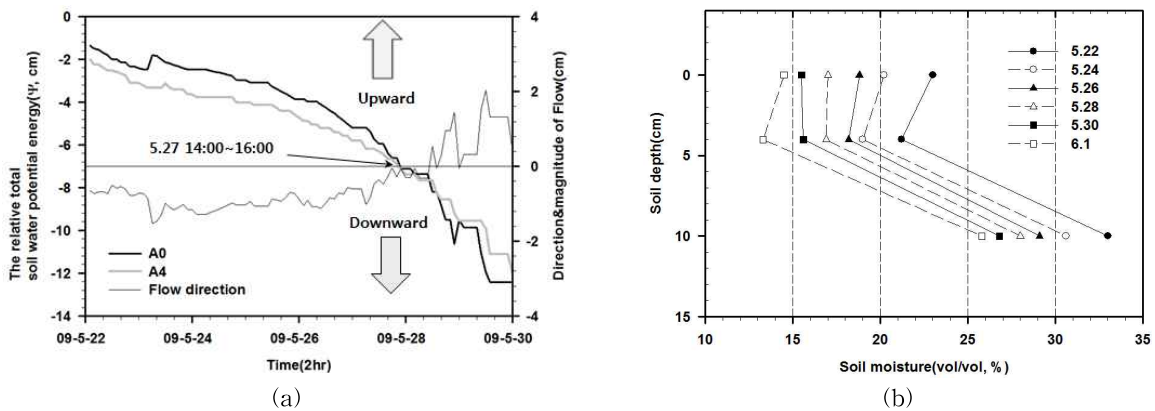


Fig. 9. The Temporal Variations of the Relative Total Soil Water Potential Energy (ψ_{A_0} , ψ_{A_4}) (a); The Temporal Changes of Soil Moisture in Soil Profile at A Point (b)

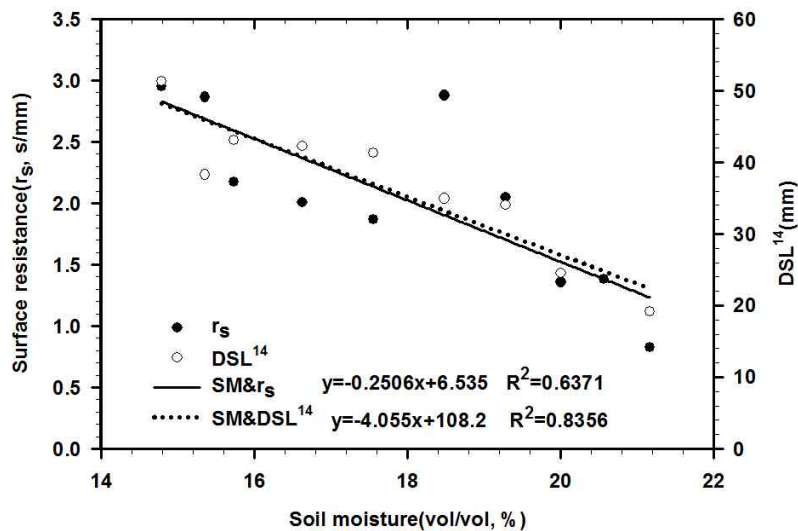


Fig. 10. The Relationships between Soil Moisture and Surface Resistance(r_s), DSL^{14}

낮을수록 지표저항(r_s)이 증가하는 것은 DSL¹⁴이 선형적으로 증가하기 때문이다. DSL¹⁴이 깊어질수록 적은 열이 도달하여 증발을 일으키는 힘은 약해지고, 대기로 빠져나가는 수증기의 경로 또한 길어지기 때문이다. 본 연구에서는 토양수분(14.7~21%)이 감소함에 따라 지표저항이 선형적으로 증가하였다. 이는 다른 연구자들의 결과에서는 토양수분(5~20%) 범위에 따른 지표저항은 선형 또는 지수적인 관계를 가진다고 하였다(Camillo and Gurney, 1986; Van de Griend and Owe, 1994; Aluwihare and Watanabe, 2003). 토양수분과 지표저항의 정확한 관계구명은 토양수분값이 10% 범위 이내에서의 자료특성에 따라 달라지기 때문에 긴 기간의 자료가 필요하다.

5. 결론

본 연구에서는 2009년 5월 22일~5월 31일까지 총 10일 동안에 토양수분자료를 이용한 토양증발을 평가하였으며, Penman과 여러 수정 식으로부터의 증발값과 비교분석을 하였고 하부군락내의 토양증발의 지배적인 요인과 기작에 대해 연구하였다. 이들 결과는 아래와 같다.

첫째, 총 10일 동안의 2 시간별 토양수분자료를 이용한 0~4 cm의 토양증발량은 A지점에서는 약 2.09, B지점에서는 약 1.80 그리고 C지점에서는 2.88 mm으로 지점마다 다른 값을 보이고, 0~10 cm의 기준으로 평가한 증발값보다는 0.2 mm 정도로 높게 평가되었다. Penman식과 평형 증발(E_{equil})의 누적증발량은 각각 4.91, 3.28 mm으로 나타났다. 전반적으로 토양수분자료를 이용한 방법이 가장 낮은 값을 보였다.

둘째, 연구기간동안에는 DSL은 증발이 계속 일어남에 따라 증가하는 경향을 가졌으며, 5월 28일에서 계산된 DSL의 40 mm값은 토양수분과 장력자료로부터 분석된 결과에서도 확인할 수 있었다. 또한 토양수분이 낮아짐에 따라 DSL와 지표저항 값은 선형적으로 증가하는 경향이 있었다.

셋째, 산림지역 내 하부군락에서의 토양증발은 낙엽층의 존재로 인해 바람의 영향보다는 태양에너지에 의한 열전달(대기와 토양의 수증기압차)에 따라 달라진다. 또한 하루 동안의 토양수분자료를 이용한 토양증발률의 변화는 다양한 Penman식에 비해 순 복사량에 대한 반응이 2~4시간 정도의 지체시간(lag time)이 있었다. 이는 토양증발이 일어나기 위한 지표면과 DSL 내로의 열전달과 대기와의 반응(수증기압차)이 충분한 시간이 필요하기 때문이다.

감사의 글

본 연구는 21세기 프론티어 사업인 수자원 지속적 확보 기술 사업단의 과제(1-8-2)의 지원과 교육인적자원부의 BK21사업의 연구비 지원으로 수행되었습니다.

참고문헌

- 곽용석, 김수진, 김준, 임종환, 김상현 (2007). “광릉 산림 소유역에서의 대공극흐름율과 유효대공극부피분율의 공간 분포.” **한국농림기상학회지**, 한국농림기상학회, 제9권, 제4호, pp. 234-246.
- 강민석, 권효정, 임종환, 김준 (2009). “광릉 활엽수림과 침엽수림에서 에디공분산으로 관측한 하부 군락의 증발산.” **한국농림기상학회지**, 한국농림기상학회, 제11권, 제4호, pp. 233-246.
- Aluwihare, S., and Watanabe, K. (2003). “Measurement of evaporation on bare soil and estimating surface resistance.” *Journal of Environmental Engineering*, Vol. 129, No. 12, pp. 1157-1168.
- Baker, J.M., and Lascano, R.J. (1989). “The spatial sensitivity of time domain reflectometry.” *Soil Science*, Vol. 147, pp. 378-384.
- Baruah, T.C., and Hasegawa, S. (2001). “In-situ measurement of soil evaporation from a volcanic ash soil by TDR technique using soil water diffusivity.” *Geoderma*, Vol. 102, pp. 317-328.
- Camillo, P.J., and Gurney, R.J. (1986). “A resistance parameter for bare-soil evaporation models.” *Soil Science*, Vol. 141, No. 2, pp. 95-105.
- Konukcu, F. (2007). “Modification of the Penman method for computing bare soil evaporation.” *Hydrological Processes*, Vol. 21, pp. 3627-3634.
- Penman, H.L. (1948). “Natural evaporation from open water, bare soil and grass.” *Proceedings of the Royal Society of London, series A: Mathematical and Physical Sciences*, Vol. 103, pp. 120-146.
- Philip, J.R., and de Vries, D.A. (1957). “Moisture movement in porous materials under temperature gradients.” *Transactions of the American Geophysical Union*, Vol. 38, pp. 222-232.
- Rodriguez-Iturbe, I., and Porporato, A. (2004). *Ecology of Water-Controlled Ecosystems*. Cambridge Uni-

- versity Press.
- Scott, H.D. (2000). *Soil Physics: Agricultural and Environmental Applications*, Iowa State University Press of America. pp. 108-139.
- Staple, W.J. (1974). "Modified Penman equation to provide the upper boundary condition in computing evaporation from soil." *Soil Science Society of America Proceedings*, Vol. 38, pp. 837-839.
- Yamanaka, T., Takeda A., and Sugita, F. (1997). "A modified surface-resistance approach for representing bare-soil evaporation: Wind tunnel experiments under various atmospheric conditions." *Water Resources Research*, Vol. 33, No. 9, pp. 2117-2128.
- Yamanaka, T., Takeda A., and Shimada, J. (1998). "Evaporation beneath the soil surface some observational evidence and numerical experiments." *Hydrological Processes*, Vol. 12, pp. 2193-2203.
- Yamanaka, T., and Yonetani, T. (1999). "Dynamics of the evaporation zone in dry sandy soils." *Journal of Hydrology*, Vol. 217, pp. 135-148.
- Van de Griend, A.A., and Owe, M. (1994). "Bare soil surface resistance to evaporation by vapor diffusion under semiarid condition." *Water Resources Research*, Vol. 30, No. 2, pp. 181-188.
- Van Genuchten, M.T. (1980). "A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils." *Soil Science Society of America Journal*, Vol. 44, pp. 892-898.

논문번호: 12-013	접수: 2012.02.12
수정일자: 2012.03.08	심사완료: 2012.03.08