ORIGINAL ARTICLE

산림 사면에서 토양수분 실측 자료, 평형증발 및 에디-공분산방법을 이용한 토양증발비교

곽용석 · 김상현* · 김수진¹⁾

부산대학교 환경공학과, ¹⁾국립산림과학원 산림보전부

Comparison of Soil Evaporation Using Equilibrium Evaporation, Eddy-Covariance and Surface Soil Moisture on the Forest Hillslope

Yong-Seok Gwak, Sang-Hyun Kim*, Su-Jin Kim¹⁾

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

¹⁾Forest Conservation Department, Korea Forest Research Institute, Seoul 130-712, Korea

Abstract

We compared equilibrium evaporation(E_{equi}) eddy-covariance(E_{eddy}) with soil moisture data($E_{SMseries}$) which were measured with a 2 hours sampling interval at three points for a humid forest hillslope from May 5th to May 31th in 2009. Accumulations of E_{eddy} , E_{equi} for the study period were estimated as 2.52, 3.28 mm and those of $E_{SMseries}$ were ranged from 1.91 to 2.88 mm. It suggested that the eddy-covariance method considering the spatial heterogeneity of soil evaporation is useful to evaluate the soil evaporation. Method A, B and C were proposed using mean meteorological data and daily moisture variation and the computations were compared to eddy-covariance method and equilibrium evaporation. The methods using soil moisture data can describe the variations of soil evaporation from eddy-covariance through simple moving average analysis. Method B showed a good matched with eddy-covariance method. This indicated that Dry Surface Layer (DSL) at 14:00 which was used for method B is important variable for the evaluation of soil evaporation. The total equilibrium evaporation was not significantly different to those of the others. However, equilibrium evaporation showed a problem in estimating soil evaporation because the temporal tendency of E_{equi} was not related with the those of the other methods. The improved understanding of the soil evaporation presented in this study will contribute to the understandings of water cycles in a forest hillslope.

Key words : Soil moisture, Soil evaporation, Equilibrium evaporation, Forested hillslope

1. 서론

산림 생태계의 물 순환을 이해하고 정량화하는 것은 수자원 장기 계획 및 관리측면, 지속 가능한 수자원 개발, 생태계관리를 위한 필수요소이다(건설교통부, 2001; 김, 2003). 특히 우리나라의 경우, 국토면적의

약 64%가 산림으로 이루어져 산림 유역 내의 물 순환에 대한 연구는 더욱 절실하다. 그러나 산림 내 물 순환 요소들 중 토양증발에 대한 측정방법 및 정량화에 대한 정보는 미비하여, 수문-기상학적으로 어떤 영향을 미치는지는 파악하기 힘들다. 지표면 토양증발량을 산정하기 위해서 여러 연구들을 수행하였으나, 연

Received 24 October, 2012; Revised 21 November, 2012;

Accepted 25 January, 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.

구의 대부분은 Penman식을 기초로 증발을 평가하였다(Penman, 1948; Staple, 1974; Konukcu, 2007). 다른 방법으로는 에너지, 모멘트 보존법칙 등과 같은 지배방정식을 통해 수치적, 수학적 모델을 이용하는 방법(Camillo와 Gurney, 1986; Van de Griend와 Owe, 1994; Yamanaka 등, 1998; Aluwihare와 Watanabe, 2003), 지표저항(Surface resistance)을 이용한 방법(Yamanaka 등, 1997), TDR(Time Domain Reflectometry)을 이용하여 토양수분을 측정함으로써, 토양증발을 평가하기도 하였다(Baruah와 Hasegawa, 2001). 특히 Yamanaka와 Yonetani (1999)는 토양깊이에 따라 동위원소 값이 급격하게 변화하는 깊이를 토양증발깊이(Dry Surface Layer, DSL)라고 하였고, 깊이에 따른 동위원소의 분포변화와 토양수분과 거의 일치하였다.

최근에는 에다-공분산시스템(Eddy-Covariance System)을 이용한 실험에서 Kang 등(2009)은 활엽수림과 침엽수림에서 토양증발(산)이 각각 전체 증발산에서 약 16%, 7% 정도를 차지한다고 하였다. 에다-공분산방법은 신뢰성이 있는 결과를 얻을 수 있는 장점이 있지만, 비용적인 측면과 토양증발의 공간적 불균질성 평가, 증산량이 포함된다 한계가 있었다. 이에 Gwak과 Kim(2012)은 토양수분자료를 이용한 토양증발량 산정방법을 제안하고, 다른 토양증발관련 경험식들과 비교하였다. 그 결과, 산림 지역 내에서 토양증발은 바람의 영향보다는 에너지에 의한 증발이 주된 원인으로 밝혀져, 평형증발식(equilibrium evaporation, Slatyer와 McIlroy, 1961)이 토양수분자료를 이용한 방법의 결과와 가장 유사하다고 하였다. 그러나, Gwak과 Kim(2012)이 제안한 토양수분자료를 통한 토양증발 계산방법은 합리적인 DSL결정에 대한 불확실성과 평형증발량과의 관련분석들이 부족하였으며, 결과의 검증과정도입이 필요하였다.

따라서 본 연구에서는 산림 내 토양증발을 평가하는 방법과 결과를 비교분석을 실시하였으며, 다음과 같은 두 가지 목적을 설정하였다. 첫 번째로는 실측한 토양수분자료를 활용한 방법(Gwak과 Kim, 2012), 에다-공분산법을 통한 토양증발(산)값(Kang 등, 2009) 및 평형증발의 결과를 비교분석하는 것이다. 두 번째로는 Gwak과 Kim(2012)의 토양증발 계산방법에서 시간 규모 차이에 따라 결정되는 토양수분 변화값과

DSL에 대해 세 가지 방법 및 결과를 서로 비교하는 것이다.

2. 재료 및 방법

2.1. 연구지역 및 토양수분 관측

Fig. 1. The location of Gwangneung Forest catchment. The black and white Square are the locations of study area and Koflux tower, respectively. The right figure is the contour map of study site and the locations of monitoring soil moisture and tension.

연구대상지는 경기도 포천시 광릉수목원 내에 위치한 소유역이다(Fig. 1). 연평균 강수량은 1,443.5 mm (1982~2011), 평균온도는 11.5℃이다. 사면은 동쪽을 바라보고 있으며, 식생은 참나무 (*Quercus sp.*), 서어나무 (*Carpinus sp.*)로 활엽수림이 주종을 이루고 있어, 낙엽 층의 평균적인 두께는 약 20 mm인 것으로 확인되었다. 사면의 평균경사는 19°이고, 토성은 sand (53.2%), silt (39.2%) 그리고 점토 (7.6%)로, 미 농무성(USDA) 토성분류기준에서 사양토 (sandy loam)에 속한다. 토양깊이 10 cm에 해당하는 지표면의 평균적인 공극율은 50~65% 범위로, 우리나라 산림토양의 대표적인 구조를 나타내고 있다.

본 연구에서 토양수분 측정기간은 2009년 5월 22~31일까지 총 10일 간이며, 22일, 2일 전, 총 강우가 30 mm정도 내렸다. 이 기간 동안에 T1, T2지점의 10 cm에서 장력을 측정하였다(Fig. 1). 토양수분측정 지점은 사면의 3 지점(X, Y, Z)으로 지표면과 토양깊이 4 cm 그리고 10 cm에서 Minitrace TDR장비 (Soil

Moisture Equipment, Tucson, AZ)로 매 2시 간격으로 측정하였다(Fig. 1). Z지점의 4 cm는 Multiplexer의 제한된 채널수로 인해 측정되지 못하였다. 토양수분센서인 웨이브가이드의 공간적 민감도는 센서 중심으로 지름 6~8 cm정도이다(Baker와 Lascano, 1989). 같은 기간 동안에 Kang 등(2009)은 본 연구사면으로부터 약 300~400 m 정도 떨어져 있는 활엽수림지역 플릭스 타워의 하부군락에서 에다-공분산 시스템(Eddy Covariance System)으로 토양증발(산)량을 관측을 하였다(Fig. 1). 에다-공분산 방법은 수증기농도와 바람의 공분산을 이용하여 증발산을 계산하게 되는데, 하부군락 내 2 m높이의 타워에서 에다-공분산 시스템으로 측정한 증발산량은 이론적으로 저층에 있는 식생에 의한 증산을 포함하고 있다. 또한 하부군락에서의 순 복사량(R_n), 현열(H), 잠열(LE), 평균바람속도(u), 대기와 토양깊이 10 cm에서의 토양온도(T_a , T_w), 대기습도(h_a)을 측정한 자료들은 토양증발에 관한 유용한 자료를 제공해준다.

2.2. 토양수분자료를 이용한 토양증발계산

본 연구에서 지표면 토양 내에서 수분흐름방향이 위쪽일 때, DSL내 토양수분감소는 대부분 증발로 빠져나갈 것이라고 가정을 하였다. 설치된 낙엽 층과 지표면사이, 토양깊이 4, 10 cm의 측정된 토양수분 변화값과 에너지방정식으로부터 계산된 DSL를 이용하여 토양증발을 평가하였다(Gwak과 Kim, 2012). 토양증발계산시 센서사이의 중간 토양깊이를 경계로 DSL 깊이에 따라 다르게 계산된다. 식(1)과 식(2)은 토양깊이 0와 4cm의 토양수분변화를 이용한 토양 증발을($E_{soil(0-4)}$, LT^{-1})이다(Gwak과 Kim, 2012). *Litter*는 낙엽 층 깊이로 20 mm로 가정하였다.

$DSL \leq 20mm$ 일 때,

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

$20 < DSL \leq 70mm$ 일 때,

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

여기서, θ_{0cm} , θ_{4cm} 는 각각 토양깊이 0, 4 cm에서의 토양수분이며, ΔT 는 시간(hr, day)를 말한다. 센서의 설치된 지표하 깊이(4, 10 cm)에 따라서 토양증발을 차이를 비교하기 위해서, 토양깊이 0, 10 cm의 토양수분자료를 이용하여, 50 mm 기준으로 토양증발율을 계산 하였다.

2.3. 지표면에서의 에너지균형방정식을 이용한 DSL결정

강우 직후에, 지표토양이 습윤한 상태일 때, 토양증발은 지표면의 공극 또는 지표 토양 아래의 대기와 연결된 토양공극을 통해 일어난다. 토양증발은 두 가지 과정에 의해 이루어지는데, 분자의 확산에 의해 수증기가 이동되거나 지표면에서 대기로의 난류나 층류에 의해 수증기가 이동되는 것이다. 증발이 일어나는 힘은 크게 태양에너지와 바람에 의한 동역학적 에너지이다. 만약 시간 단계 동안에 DSL의 깊이가 일정하고, DSL내의 열 저장변화가 무시된다고 가정하면, 지표면에서의 에너지 균형 방정식은 식(3)과 같이 표현된다(Van de Griend와 Owe, 1994; Aluwihare와 Watanabe, 2003).

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

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. LE 는 잠열(latent heat flux, Wm^{-2})그리고 G_w 는 지표면에서 습윤한 층까지의 열전달(Wm^{-2})를 의미한다.

습윤한 토양내의 공극으로부터 대기로 빠져나가는 수증기흐름(Vapor flux, LE)과 현열(H)은 식(4)과 식(5)으로 표현할 수 있다(van de Griend와 Owe, 1994).

$$LE = \frac{\rho_a c_p}{\gamma} \frac{e_s - e_a}{r_s + r_a} \quad (4)$$

$$H = \rho_a c_p \frac{T_s - T_a}{r_a} \quad (5)$$

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 지표토양과

기준높이의 현재 수증기압(KPa)이다. r_s , r_a 는 지표 저항(surface resistance, sm^{-1})과 공기역학 저항(aerodynamic resistance, sm^{-1})를 의미한다. r_a 는 Aluwihare와 Watanabe (2003), Camillo와 Gurney (1986)의 방식으로 계산하였다.

T_s , T_a 는 각각 지표면과 대기온도(K)를 말한다. G (heat flux)는 DSL(Dry surface layer), 열전도도(thermal conductivity, k_d), 온도차이항으로 식(6)과 같이 표현된다(Aluwihare와 Watanabe, 2003). k_d 는 건조토양에서의 열전도도($Wm^{-1}K^{-1}$)이고, T_e 는 증발이 주로 일어나는 표면의 온도(K)이다.

$$G = \frac{k_d(T_s - T_e)}{DSL} \quad (6)$$

온도구배와 G_w 의 선형관계라고 가정하며, 증발이 주로 일어나는 표면과 습윤한 토양층에서 기준 토양 깊이(reference depth, z_w)는 식(7)과 같다(Aluwihare와 Watanabe, 2003).

$$G_w = \frac{k_w(T_e - T_w)}{z_w - DSL} \quad (7)$$

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 기준토양깊이에서의 온도(K)으로, 본 연구에서는 10 cm의 실측된 토양온도이다.

식(4)에서 현재 토양수증기압인 e_s 는 지표면의 포화수증기압(e_{s-sat})과 상대습도(h_s)의 곱으로 계산될 수 있다. h_s 는 토양의 상대습도로 장력(matric potential, ψ_m)으로 식(8)과 같다(Philip와 de Vries, 1957).

$$h_s = \exp[(M\psi_m g)/(RT_s)] \quad (8)$$

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 토양 내 장력(m)이다. 장력(ψ_m)은 지표면에서의 SMCC(Soil Moisture Characteristic Curve)로부터 계산될 수 있다. 장력(ψ_m)과 토양수분(θ)는 비 선형관계

로 식(9)의 Van Genuchten(1980)함수를 사용하였다.

$$\psi_m(\theta) = \frac{1}{\alpha}(\Theta^{1/m} - 1)^{1/n} \quad (9)$$

여기서 $\Theta = (\theta - \theta_r)/(\theta_{sat} - \theta_r)$, θ_r , θ_{sat} 는 각각 잔류, 포화 토양수분(부피단위, m^3m^{-3})이고, m , n , α 는 매개변수이다. 지표면의 토양상대습도(h_s)를 계산하기 위해서는 지표면의 장력(Matric potential, ψ_m) 값과 지표온도(T_s)를 우선적으로 알아야 한다. 지표온도는 식(5)을 통해 구해지며, 대기온도와는 큰 차이가 없었다. 지표면의 장력을 직접적으로 측정하기는 어렵기 때문에, 10 cm에서의 토양수분특성곡선(Soil Water Characteristic Curve)이 지표면에서도 같다고 가정을 하였다. Fig. 2는 2009년 T1, T2지점 10 cm에서의 토양수분특성곡선이다. 실제토양에서의 토양수분특성곡선은 토양이 습윤 또는 건조가 되는 과정에서 Hysteresis의 영향으로 복수의 경로반응을 나타낸다. 포화된 토양에서 계속적인 건조 또는 배수가 되면, 장력은 Fig. 2에서 회색 선을 따라 이동하게 된다. 5월 22일(연구기간시작) 이전의 30 mm의 강우사상이 있어 충분히 토양이 포화 되었다고 판단하여 회색 선을 따라 장력이 변화한다고 가정하였다. T1, T2지점의 토양수분에 따른 장력은 비슷한 거동을 보이고 있다(Fig. 2). Van Genuchten 모델을 적용하여, 결정된 매개변수는 Fig. 2에 표기되어 있다. 결정된 토양수분특

Fig. 2. The optimized parameters of Van Genuchten model (1980) and SMCC (Soil Moisture Characteristic Curve) of T1, T2.

성곡선으로부터 지표 장력을 구하면, 토양수분함수의 토양상대습도(h_s) 관계를 알 수가 있는데, 본 연구기간 동안에는 1.0으로 지표상대습도의 영향은 없었다 (Gwak과 Kim, 2012).

위의 이론식들을 기본으로 DSL 계산 순서는 세 가지 단계로 이루어진다. 첫 번째로, r_a 를 결정하고 난 뒤, 식(5)을 통해 지표면 온도(T_s)를 계산한다. 두 번째로는 결정된 지표면온도(T_s)와 지표장력(ψ_m)자료로부터 식(8)을 통해 토양상대습도(h_s)를 구한다. 세 번째로는 식(3)~(7)을 통해 결정되지 않은 변수인 T_e , z_d 를 반복과정(iterative process)을 통해 구하여 유효한 최종 토양증발 깊이를 판별한다.

2.4. 토양수분자료를 이용한 일평균 토양증발계산

본 연구에서는 기존의 시간단위의 자료를 이용한 방법과, 일(day)단위의 (평균)기상 및 토양수분자료를 이용한 두 가지 방법을 포함하여, 총 세 가지 방법(A, B, C)으로 계산된 일 증발량 값들을 서로 비교하였다.

첫 번째 방법(A 방법)은 본 연구에서 측정 자료의 최소시간단위인 2시간 단위의 토양수분자료($\Delta T = 2hr$)와 DSL을 이용한 일 단위의 누적 토양증발 값이다. DSL은 2시간별 각각 계산한 것이다. 이는 기존의 토양수분자료를 이용한 방법이다. 두 번째 방법(B 방법)은 하루 동안의 토양수분이 변화한 값 ($\Delta T = 1day$)과 각 2시간별 DSL 자료 분석을 통해 적당한 때의 DSL¹값을 평균값으로 가정하여 토양증발 값을 구하는 방법이다. DSL¹은 시간(hr)별, 일(day)별 변화분석을 통해 적당한 일정시간대의 값이다. 분석방법은 실제 토양증발값이라고 가정했을 때, 비 강우 기간 동안 일별 DSL값이 증가하는 패턴을 가져야 한다는 것이다. 세 번째 방법(C 방법)으로는 하루 동안의 토양수분이 변화한 값 ($\Delta T = 1day$)과 DSL²로 계산하는 방법이다. DSL²는 시간단위의 기상자료가 아닌 일평균 기상자료로만 사용하여 계산된 값이다. 본 연구결과에서는 X지점 0, 4 cm의 토양수분자료에 대해서만 A, B, C 방법으로 증발량을 계산하였다.

2.5. 평형증발식 및 토양증발변화 경향비교방법

평형 증발식(Slatyer와 McIlroy, 1961)은 식(10)과 같이 습윤한 지표면조건에서 태양 복사 에너지에 의

해서만 증발이 된다.

$$E_{equili} = \frac{\Delta E_r}{\Delta + \gamma} \quad (10)$$

여기서, E 는 증발율(LT^{-1}), Δ 은 온도에 따른 포화 수증기의 기울기($Pa^{\circ}C^{-1}$)이고, E_r 은 에너지 항(LT^{-1})이다.

본 연구에서는 Kang 등(2009)의 결과인 군락하부에서의 에다-공분산으로 측정한 증발산값을 가지고, 평형 증발식 및 토양수분자료를 이용한 증발량 값들을 비교하였다. 각 방법을 서로 비교할 때, 방법론적인 차이로 인한 시·공간적 차이가 있을시, 직접적인 비교보다는 변화경향분석을 통해 관련성을 파악하는 것은 의미가 있다. 본 연구에서는 평형증발식, 에다-공분산법 그리고 토양수분자료를 이용한 세 가지 방법의 토양증발 변동경향성분석은 단순이동평균(Simple Moving Average)를 사용하여 비교·분석하였다(식 11).

$$\overline{E_k} = \frac{E_k + E_{k-1} + \dots + E_{k-n+1}}{n} \quad (11)$$

여기서, $\overline{E_k}$ 는 이동평균값, n 은 기간(day), k 는 시점이다.

3. 결과 및 고찰

3.1. 시간단위의 에너지 및 증발량 변화 비교

Fig. 3은 조사 기간 중 총 10일 동안 Koflux tower의 군락하부에서의 각 에너지 항(R_n , H , LE , G_w)과 평형증발식 (E_{equili}), A지점에서의 토양수분자료 ($E_{SM-A(0-4)}$)를 이용한 증발량 변화를 나타내고 있다. 지표면의 토양수분(θ_{0cm})은 주간에는 토양수분이 감소하지만, 야간에는 변화하지 않았으며, 전체적으로 E_{eddy} 변화와 유사하게 일 주기변화를 가지는 것으로 나타났다. Fig. 3에서 5월 21일에 30 mm의 강우가 내려 주변 환경조건은 거의 포화상태가 되었다. 23일에는 1 mm의 적은 강우사상이 발생하여, 지표면에 도달하는 복사에너지는 적어 증발율 값은 모두 낮게 평가되었다.

24일 이후 강한 복사에너지가 공급되어, 지표면 증

발이 발생한 것으로 나타났다. 24, 25일 E_{equil} 은 $E_{SM-A(0-4)}$ 보다 3배 이상의 높은 증발률값을 보이고 있었다. 이는 E_{eddy} 은 주위환경조건이 포화가 되어, 낙엽 층과 나뭇잎에 있는 수분이 포함되어, $E_{SM-A(0-4)}$ 보다 높게 나온 것으로 판단된다(Fig. 3).

Fig. 3. Temporal variations of energy balance components (Koflux tower), evaporation rates through equilibrium equation(E_{equil}) and soil moisture($E_{SM-X(0-4)}$) at A point for study period.

Fig. 4. The cumulative evaporation of $E_{SMseries}$ in X, Y, Z points for 10 days.

Fig. 4는 평형증발 그리고 세 지점(A, B, C)에서 측정한 토양수분자료를 이용한 누적 토양 증발값을 보여주고 있다. 10일 동안에 총 E_{equil} 의 누적 증발량값은 3.28 mm로 나타났으며, 에다-공분산을 통한 증발량값은 2.52 mm이다(Kang 등, 2009). 토양수분자료를 이용한 누적 증발량값은 1.91~2.88 mm로, 평형증발보다는 낮게 평가되었고, 에다-공분산방법에 비해 크거나 낮게 평가되었다. 이는 토양구조 및 지역적 지형조건에 의한 토양증발의 공간적 불균질성으로 보인다. 주목할 만 한 점은 24~28일까지 모든 누적 증발값이 일정하게 증가하였지만, 29일 이후부터는 평형증발의 누적 증발증가율은 일정하거나 약간 증가하는 경향을 보이나, $E_{SMseries}$ 의 누적 증발증가율은 약간 감소하는 특징을 보이고 있었다. 이는 평형증발식은 환경조건이 포화가 된다고 가정하지만, 실제로는 그렇지 않았기 때문이다. 결과적으로, 토양증발의 공간적 불균질성이 있다는 점을 감안 했을 때, 전체적으로 에다-공분산 값은 $E_{SMseries}$ 변화 범위이내에 있기 때문에 두 방법의 결과는 큰 차이는 없었다. 지표 토양수분의 깊이(0-4, 0-10 cm)에 따른 10일 동안의 토양증발량 값 차이는 약 0.2 mm 정도로 평균값에 대해 10% 정도로, 큰 차이가 없는 것으로 나타났다.

3.2. 토양증발 깊이(DSL) 결정

Fig.5(a)는 시간별 DSL의 시계열 변화와, DSL^1 , DSL^2 그리고 복사에너지변화를 보여주고 있다. 하루 동안에 DSL의 깊이는 8시부터 급격하게 증가하는 것을 볼 수 있었다. 18시 이후부터는 DSL은 존재하지 않아, 대부분 태양에너지에 의한 지표면으로의 열전달이 있을 경우에만 DSL값이 존재하는 것으로 나타났다. 하지만, 각 시간의 DSL 시계열 변화를 보면, 12시와 14시를 제외한 나머지 시간대에서는 어떠한 일정한 경향을 찾지 못하였다. 특히 14시에서의 DSL 변화는 계속된 증발로 인해 증가하는 일정한 패턴이 보이며, 이는 수문학적으로 이해 가능한 거동 패턴이다. 또한 14시의 DSL값이 실제 주요 증발 깊이 값으로 보이며, 14시는 하루 중에 지표온도와 토양온도가 가장 큰 차이가 나는 시간대(토양증발활동)이다(Fig. 5(b)), 그러므로 14시의 DSL을 하루 중의 평균 DSL^1 값으로 가정하였다. DSL^2 는 일단위의 평균 기상자료로부터

(a)

(b)

Fig. 5. The diurnal and temporal variations of DSL (vertical bar), DSL^1 (black solid line), DSL^2 (black dotted line) and Radiation (gray solid line)(a), the difference between T_s and T_w (b).

결정된 DSL값이다. DSL^2 는 평균 약 40 mm 정도이며, DSL^1 과는 다르게 일 총 복사에너지 (R_n) 변화에 따라 변화하는 것으로 보인다.

3.3. 에다-공분산법, 평형증발식 그리고 Method A, B, C의 토양증발비교

Fig. 6는 에다-공분산(E_{eddy}), 평형증발식 그리고 A(0-4)지점에서 제안된 세 가지 방법의 누적 토양증발(산)량이다. 에다-공분산의 10일 동안의 누적 증발(산)량값은 2.52 mm로 다른 방법의 결과들의 중간 정도에 해당한다. A 방법은 26일까지는 에다-공분산의

증발 값과 같았지만, 이후부터 낮은 증발율을 보이면서, 최종적으로 각 방법들 중에서 토양증발이 가장 저평가되었다(2.09 mm). 에다-공분산법의 토양 증발(산)량값에 이론적으로 증산의 포함가능성이 있기 때문에, 저평가된 A 방법이 수문학적인 관점에서 가장 토양 증발값에 가깝다고 판단될 수 있다. 하지만, Fig. 4에서 나타난 것처럼 토양증발의 불균질성을 가지고 있기 때문에 이 차이가 증산의 활동이라고 판단하기에는 이르다. 다만, 광릉활엽수림지역의 군락하부에서 군락상부에 비해 매우 유입된 복사에너지는 작기 때문에, 증산활동이 미약하여, 에다-공분산법을 통해 측정된 값은 주로 토양증발이라고 짐작할 수 있다.

Fig. 6. The cumulative soil evaporations and daily variations of E_{eddy} , E_{equili} , and Method A, B, C.

Method B, C는 하루 동안의 토양수분변화량에다 각각 DSL^1 , DSL^2 를 고려하여 계산한 방법으로 총 누적 증발량값은 각각 2.97, 3.07 mm이다. 이 두 방법(B, C방법)의 토양 증발량 값이 A 방법보다 큰 것은 두 방법에 적용된 DSL값이 A 방법의 하루 동안의 DSL

Fig. 7. The comparisons between E_{eddy} and E_{equili} , E_{SM} of Method A, B, C.

의 평균값보다 크기 때문이다. 이는 토양수분의 선형적 감소변화거동을 하기 때문이다. 에다-공분산의 누적 토양증발(산)량에 대한 각 방법의 누적 토양증발량 값 차이는 A 방법 (-17%), B 방법(+17%), C 방법(+22%), 평형증발(+25%)으로 나타났다.

Fig. 7은 일별 에다-공분산의 증발(산)량 값에 대한 다른 방법들의 토양증발결과와의 회귀분석을 한 결과이다. B 방법이 다른 방법들에 비해 상대적으로 에다-공분산법의 결과와 더 유사한 경향을 나타내지만, 관련성은 크지 않았다. 이러한 에다-공분산법의 결과와 낮은 관련성은 각 방법론적인 차이와 연구 장소의 지역적 특징차이로 인한 것으로 판단된다. 예를 들면, 에다-공분산법은 지표면위에서의 수증기의 이동방향에 관

련한 것이고, A, B, C 방법들은 토양 내 액체상태의 물 양(quantity)변화를 측정된 것으로 측정하고자하는 수분 상태가 다르기 때문이다. 또한 A, B, C 방법들의 차이는 결정된 DSL 값 차이가 주요한 이유이다. 이러한 방법론적인 차이가 있음에도 토양증발의 전체적인 변화경향은 비슷할 것이라는 가정 하에, 단순이동평균방법(Simple Moving Average)을 사용하여 비교하였다.

Fig. 8은 단순이동평균분석($n = 3$ day)과 회귀분석을 통해 각 방법들의 이동평균값을 계산하여 서로 비교한 것이다. Method A는 $\overline{E_{eddy}}$ 와 관련성이 가장 높지만($R^2=0.93$), 변동크기는 $\overline{E_{eddy}}$ 의 반 정도로 나타났다.

Fig. 8. The comparisons between $\overline{E}_{eddy}$ and $\overline{E}_{equil}$, $\overline{E}_{SM}$ of Method A, B, C which are calculated by Simple Moving Average.

다(기울기 0.554). B 방법은 $\overline{E}_{eddy}$ 의 시계열 경향과 유사하고($R^2=0.93$), 약간 높은 변동크기를 보이지만(기울기 1.219), 다른 방법들보다도 에다-공분산법의 결과와 가장 비슷한 거동을 보여, 수문학적으로 의미가 있다고 판단된다. 이는 Gwak과 Kim(2012)의 흐름 방향 분석결과와 함께, 14시의 DSL값이 실제 토양의 증발 깊이에 가깝다는 결과를 뒷받침하고 있다. C 방법은 $\overline{E}_{eddy}$ 의 변동크기와 가장 유사하지만(기울기 0.978), 관련성은 A, B 방법들 보다 약간 낮게 나타났다($R^2=0.8$). $\overline{E}_{equil}$ 은 $\overline{E}_{eddy}$ 의 변화경향과 관련성이 매우 낮아, 토양증발과 밀접한 관련성은 없어 보인다.

종합적으로 각 방법에 따른 토양증발결과들을 살펴해보았을 때, 토양수분자료를 이용한 A, B, C 방법들은 에다-공분산방법과 관련성이 높아, 토양증발을 잘 표현한다고 볼 수 있다. 세 방법을 통한 토양증발량 값 차이는 전체 토양증발량에 비해 크지 않아, 일평균 기상-토양수분자료를 이용한 방법인 C 방법을 사용하는 것도 가능하다. B 방법이 에다-공분산의 결과와 가장 관련성이 높고 총 누적 토양증발량 값 차이가 가장 적었기 때문에, 세 방법 중에 가장 정확한 토양증발계산방법으로 판단된다. 평형 증발식은 Gwak과 Kim(2012)의 결과에서는 다른 경험식들에 비해 토양증발에 가장 유사한 결과를 보였지만, 실제 토양증발의 변화와는

관련성이 없는 것으로 나타났다.

4. 결 론

본 연구에서는 2009년 5월 22~31일까지 총 10일간 측정된 토양수분자료를 이용한 토양증발을 평가하였으며, 더불어 에다-공분산법, 평형증발식에 의해 평가된 토양증발(산)과 비교분석한 결과는 다음과 같다.

1. 총 10일간 에다-공분산법, 평형증발식에 의한 누적 토양 증발량값은 각각 2.52, 3.28 mm이다. 세 지점에서 측정한 누적 토양 증발량값은 1.91~2.88 mm 범위로, 평형증발식보다는 작고, 에다-공분산방법에 대해서는 크거나 작게 평가되었다. 토양증발의 공간적 불균질성을 고려했을 때, 에다-공분산방법은 토양증발 값으로써 유효하다고 판단하였다.

2. X, Y 지점에서 측정된 지표면 토양수분(0 cm)와 다른 토양깊이의 지표하 토양수분(4, 10 cm)에 따른 10일 동안의 토양증발량 값 차이는 약 0.2 mm 정도로 평균값에 대해 10% 정도로, 차이가 적은 것으로 나타났다.

3. 본 연구에서 제안한 토양수분자료를 이용한 A, B, C 방법들은 단순히동평균분석을 통해 에다-공분산 방법과 높은 관련성이 나타났다. 또한 각 방법의 누적 토양 증발량 값 차이가 크지 않아, 토양증발을 적절히 표현한다고 볼 수 있다. 특히 B 방법이 세 방법 중에 가장 정확한 토양증발계산방법으로 판단된다. 이는 또한 토양증발평가에 있어서, 14시의 DSL값이 수문학적으로 중요한 의미를 가진다고 할 수 있다. C 방법은 일평균 기상-토양수분자료를 이용한 방법으로, A, B 방법들에 비해 자료의 이용가능성이 높은 장점이 있다.

4. 평형 증발식의 누적 증발량값은 에다-공분산법, A, B, C 방법들에 비해 차이가 크지 않았지만, 증발을의 변화거동비교에서는 관련성이 낮기 때문에, 실제 토양증발평가 방법으로 사용하기에는 적절하지 않는 방법으로 판단된다.

감사의 글

본 연구는 교육인적자원부의 BK21사업의 연구비 지원으로 수행되었습니다.

참 고 문 헌

- Aluwihare, S., Watanabe, K., 2003, Measurement of evaporation on bare soil and estimating surface resistance, *Journal of Environmental Engineering*, 129(12), 1157-1168.
- Baker, J. M., Lascano, R. J., 1989, The spatial sensitivity of time domain reflectometry, *Soil Science*, 147, 378-384.
- Camillo, P. J., Gurney, R. J., 1986, A resistance parameter for bare-soil evaporation models, *Soil Science*, 141(2), 95-105.
- Gwak, Y. S., Kim, S. H., 2012, Soil evaporation evaluation using soil moisture measurements at a hillslope on a mountainous forest, *Journal of Korea Water Resources Association*, 45(6), 557-568.
- Kang, M. S., Kwon, H. J., Lim, J. H., Kim, J., 2009, Understory evapotranspiration measured by eddy-covariance in Gwangneung deciduous and coniferous forests, *Korean Journal of Agricultural and Forest Meteorology*, 11(4), 233-246.
- Kim, K. H., 2003, The challenges(2) of the future and research trend of forest hydrology, *Journal of Korea Water Resources Association*, 36(6), 77-81.
- Konukcu, F., 2007, Modification of the Penman method for computing bare soil evaporation, *Hydrological Processes*, 21, 3627-3634.
- Ministry of Construction Transportation, 2001, water vision 2020 report.
- 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*, 103, 120-146.
- Philip, J. R., de Vries, D. A., 1957, Moisture movement in porous materials under temperature gradients, *Transactions of the American Geophysical Union*, 38, 222-232.
- Scott, H. D., 2000, *Soil physics: agricultural and environmental applications*, 1st ed., Iowa State University Press of America, 108-139.
- Slatyer, R. O., McIlroy, I. C., 1961, *Practical micro-climatology*, Melbourne, Australia, CSIRO.
- Staple, W.J., 1974, Modified Penman equation to provide the upper boundary condition in computing evaporation from soil, *Soil Science Society of America Proceedings*, 38, 837-839.

- Yamanaka, T., Takeda, A., Sugita, F., 1997, A modified surface-resistance approach for representing bare-soil evaporation: Wind tunnel experiments under various atmospheric conditions, *Water Resources Research*, 33(9), 2117-2128.
- Yamanaka, T., Takeda, A., Shimada, J., 1998, Evaporation beneath the soil surface some observational evidence and numerical experiments, *Hydrological Processes*, 12, 2193-2203.
- Yamanaka, T., Yonetani, T., 1999, Dynamics of the evaporation zone in dry sandy soils, *Journal of Hydrology*, 217, 135-148.
- Van de Griend, A. A., Owe, M., 1994, Bare soil surface resistance to evaporation by vapor diffusion under semiarid condition, *Water Resources Research*, 30(2), 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*, 44, 892-898.