

## 융설과 토양의 동결-융해 과정을 고려한 겨울철 토양온도의 시공간 분포 모의

### Simulation of Spatio-Temporal Distributions of Winter Soil Temperature Taking Account of Snow-melting and Soil Freezing-Thawing Processes

권 용 환\* / 구 본 경\*\*

Kwon, Yonghwan / Koo, Bhon K.

#### Abstract

Soil temperature is one of the most important environmental factors that govern hydrological and biogeochemical processes related to diffuse pollution. In this study, considering the snowmelting and the soil freezing-thawing processes, a set of computer codes to estimate winter soil temperature has been developed for CAMEL (Chemicals, Agricultural Management and Erosion Losses), a distributed watershed model. The model was calibrated and validated against the field measurements for three months at 4 sites across the study catchment in a rural area of Yeosu, Korea. The degree of agreement between the simulated and the observed soil temperature is good for the soil surface ( $R^2$  0.71~0.95, RMSE 0.89~1.49°C). As for the subsurface soils, however, the simulation results are not as good as for the soil surface ( $R^2$  0.51~0.97, RMSE 0.51~5.08°C) which is considered resulting from vertically-homogeneous soil textures assumed in the model. The model well simulates the blanket effect of snowpack and the latent heat flux in the soil freezing-thawing processes. Although there is some discrepancy between the simulated and the observed soil temperature due to limitations of the model structure and the lack of data, the model reasonably well simulates the temporal and spatial distributions of the soil temperature and the snow water equivalent in accordance with the land uses and the topography of the study catchment.

**keywords** : soil temperature, snow water equivalent, snow-melting, soil freezing-thawing, distributed watershed model

#### 요 지

토양온도는 비점오염과 관련된 수문학적 및 생지화학적 과정에 영향을 주는 중요한 물리적 환경인자 중 하나이다. 이 연구에서는 분포형 유역모델인 CAMEL (Chemicals, Agricultural Management and Erosion Losses)의 겨울철 토양온도 모의성을 개선하기 위해서 융설과 토양 동결-융해 모델을 개발하였으며, 경기도 여주에 위치한 시험유역의 4개 지점에서 3개월 동안 관측한 토양온도 자료를 사용하여 모델을 보·검정하였다. 모의 결과, 표층 토양온도에 대해서는 모델이 토양온도의 시계열 변화를 비교적 잘 재현하는 반면( $R^2$  0.71~0.95, RMSE 0.89~1.49°C), 하부토양층 온도에 대해서는 경우에 따라 모델의 예측오차가 다소 크게 나타났는데( $R^2$  0.51~0.97, RMSE 0.51~5.08°C), 이것은 모델에서 토양 깊이별 토성을 동일한 것으로 가정한 것이 주요 원인인 것으로 판단된다. 한편, 개발된 모델은 융설에 의한 단열효과와 토양 동결-융해 과정에서 유입 또는 방출되는 잠열흐름의 영향으로 토양온도의 진폭이 감소하는 현상을 잘 모의하고 있다. 비록 모델 구조의 한계와 자료의 부족으로 토양온도에 대한 다소의 예측오차가 발생하였지만, 개발된 토양온도 모델은 시험유역의 토지이용 및 지형에 따른 토양온도와 적설상당수량의 시공간적 분포를 합리적으로 잘 모의하는 것으로 사료된다.

**핵심용어** : 토양온도, 적설상당수량, 융설, 토양 동결-융해, 분포형 유역모델

\* (주)하이드로코어 책임연구원 (e-mail: yhkwon@hydrocore.co.kr)

Senior Research Scientist, Watershed Environment Research Unit, HydroCore Ltd. Seoul 153-704, Korea

\*\* 교신저자, (주)하이드로코어 대표이사 (e-mail: bkkoo@hydrocore.co.kr, Tel: 82-2-2627-3571)

Corresponding Author, CEO, HydroCore Ltd. Seoul 153-704, Korea

## 1. 서 론

토양온도는 생태계 내에서 이루어지는 생지화학적 과정(Waldrop and Firestone, 2004; Gaumont-Guay et al., 2006)과 토양 동·식물의 생육(Papatheodorou et al., 2004; Gongalsky et al., 2008)에 영향을 주는 중요한 물리적 환경 인자이다. 즉, 토양 내에 존재하는 질소나 인 등의 영양염은 그 형태에 따라서 유역 내 거동 특성이 크게 달라지는데, 이들의 형태 변환은 대부분 토양 미생물이 관여하는 과정으로서 토양온도가 주된 영향 인자로 작용한다(Schmidt et al., 1999; Agehara and Wancke, 2005; Kokkonen et al., 2006). 따라서 토양으로부터의 영양염 유출이 전체 수질 오염부하에서 큰 비중을 차지하는 유역에서, 토양온도의 시간적, 공간적 분포를 파악하는 것은 유역 내 비점오염 현상을 이해하고, 나아가 효과적 수질 개선방안을 수립하는 데 있어 매우 중요한 의미를 갖는다. 토양온도의 시공간적 분포를 파악하는 가장 확실한 방법은 다수의 지점에서 장기간에 걸쳐 모니터링을 하는 방법일 것이다. 그러나 모니터링에만 의존하여 유역규모에서 토양온도의 시공간적인 분포를 파악하는 방법은 많은 비용이 요구될 뿐 아니라 예측 기능을 확보할 수 없다는 한계를 갖는다. 반면, 일부 주요 지점에서의 모니터링 결과를 바탕으로 유역모델을 구축하여 토양온도를 모의하는 방법은 상대적으로 비용이 적게 소요되며 장래에 대한 예측 기능도 확보할 수 있기 때문에 매우 유력한 방법이다.

농경지가 많이 분포하는 한국의 농촌유역에서 비점오염은 주로 봄-여름 식물성장기에 발생하는데, 특히 하천 유량이 적은 봄철은 비점오염에 의한 수질 영향이 상대적으로 큰 시기이다. 봄철 비점오염 현상에 영향을 미치는 주요 인자로는 강우량, 토양온도, 토양 영양염의 형태 및 농도 등을 들 수 있는데, 이 중 토양 영양염은 겨울철 토양온도에 의해 적지 않은 영향을 받기 때문에, 겨울철 토양온도는 봄철 비점오염에 상당히 큰 영향을 미치는 주요인 중 하나로서 작용하는 것으로 판단된다. 겨울철의 낮은 토양온도에서도 질소의 질산화(nitrification)와 무기화(mineralization)가 진행되며(Malhi and McGill, 1982; Kirschbaum, 1995; Chantigny et al., 2002; Cookson et al., 2002; Clark et al., 2009), 온도변화에 대한 질소변환속도의 반응은 오히려 낮은 온도에서 더 크게 나타나는 것으로 보고되고 있다(Kirschbaum, 1995; Clark et al., 2009). 질산화와 무기화 작용의 온도에 대한 반응은 토성 간에 차이가 있는데(Clark et al., 2009; Dessureault-Rompré et al., 2010), 이 차이 또한 낮은 온도에서 더 크게 나타나는 것으로 확

인된다(Clark et al., 2009). 또한 겨울철 동안 눈으로 덮인 습하고 차가운 토양에서는 혐기성 조건이 발달하여 탈질 과정이 활발하게 진행되기 때문에(Chantigny et al., 2002), 토양 내  $\text{NO}_3^-$ 의 함량은 감소하고 질소는  $\text{N}_2$  또는  $\text{N}_2\text{O}$ 의 형태로 방출된다(Röver et al., 1998; Chantigny et al., 2002). Bremner and Zantua (1975)와 Röver et al. (1998)은  $0^\circ\text{C}$  이하의 토양온도에서 미생물의 활동을 관측하였으며, Röver et al. (1998)은 미생물에 의한 질소변환 과정이 토양의 동결-융해 과정에 의해서 영향을 받으며, 이 과정이 반복됨에 따라  $\text{N}_2\text{O}$  방출률이 증가함을 확인하였다. 이처럼 겨울철의 차가운 토양에서도 일련의 영양염 변환과정이 활발하게 진행되며, 이에 따라 토양 내 영양염 저장량(pools)이 지속적으로 변화하기 때문에, 특히 봄철의 비점오염 유출과정을 모의하는 데 있어서 겨울철 토양온도의 모의는 중요하게 다루어져야 한다.

분포형 유역모델인 CAMEL (Chemicals, Agricultural Management and Erosion Losses; Koo et al., 2005)은 지형 기복이 심하며, 좁은 곡간 지역에 토지이용이 집중되어 있는 유역환경에 적합한 구조를 갖추고 있다. CAMEL은 유역 내 비점오염 유출과정을 모의함에 있어서 토양온도와 물온도의 시공간적인 분포를 모의할 수 있으나, 식물성장기 동안의 토양온도 예측에 중점을 두고 있기 때문에, 에너지 수지가 크게 다른 형태를 나타내는 겨울철 토양온도는 제대로 모의할 수 없는 구조로 이루어져 있다. 겨울철 지표에 존재하는 적설(snowpack)은 토양에 도달하는 단파복사에너지를 차단하며, 높은 반사도를 지니기 때문에 유입되는 에너지를 크게 감소시킨다. 또한 열전도도가 낮은 적설은 대기와 지표 사이의 열 교환을 차단함으로써 단열효과를 발생시킨다. 토양 내 수분이 결빙되면 토양의 열전도도와 수리전도도가 달라짐에 따라 토양의 열역학적·수리학적 특성이 크게 변화되며(Niu and Yang, 2006), 토양의 동결-융해 시 토양수분의 상변화에 따른 잠열의 유입과 방출은 토양온도를 결정하는 중요한 요소로 작용한다. 따라서 겨울철 토양온도의 시공간분포를 제대로 예측하기 위해서는 융설(snow-melting)과 토양의 동결-융해(soil freezing-thawing) 과정에 대한 모의가 반드시 수반되어야 한다. 이러한 맥락에서, 이 연구는 분포형 유역모델인 CAMEL을 기반으로 하여 융설과 토양의 동결-융해 과정을 모의하는 모델을 개발하고, 시험유역을 대상으로 이 모델의 겨울철 토양온도 모의능력을 평가하는 데에 그 목적을 둔다. 개발된 융설 및 토양 동결-융해 모델을 사용하여 경기도 여주군에 위치한 시험유역을 대상으로 3개월(2009. 12. 01~2010. 02. 28) 동안의 겨울철

토양온도를 모의하였으며, 동일 기간에 시험구역 내 4개 지점에서 연속적으로 관측된 토양온도 자료와 모의결과를 비교하여 모델의 적용성을 평가하였다.

## 2. 연구방법

### 2.1 분포형 유역모델 CAMEL

이 연구에서 사용한 분포형 유역모델인 CAMEL은 분석적이고 수학적 접근법에 기초한 프로세스 지향적 물질 수지 모델(process-oriented mass-balance model)이다. 모델에서 유역은 정방형 격자의 연결망으로 구성된다. 각 격자는 최대 8개의 인접한 격자를 가지며, 인접한 격자 중 복수의 격자가 상류로 정의될 수 있지만, 하류로의 배수는 한 방향으로만 이루어진다. 유역 내에서 각 격자는 고유한 토양-대수층 기둥(soil-aquifer column)을 가지며, 격자 가운데에는 격자 내부의 물이 모이는 직사각형의 수로(channel)가 존재한다. 이 모델은 유역 내에서 이루어지는 대부분의 수문학적 현상을 프로세스 기반 방정식(process-based equations)으로 표현하고 있기 때문에, 기상, 지형, 토지피복, 토양, 대수층, 수로 등과 관련된 다소 많은 입력 자료를 필요로 하지만, 유역규모에서 이루어지는 여러 과정을 명시적으로 모의할 수 있다. CAMEL에 대한 자세한 설명은 Koo et al. (2005)에서 확인할 수 있다.

CAMEL은 Koo et al. (2005)에 의해 개발된 이래로 지속적인 모델 구조 및 기능 개선을 통해 한국의 유역특성을 고려하기에 적합한 구조의 분포형 유역모델로 완성되어 있다. CAMEL은 유역에서 이루어지는 다양한 과정에 대한 모의가 가능한데, 지표수와 지하수를 통합적으로 모의하고, 논, 저수지, 보, 제수문 등의 농업용 수리시설을 고려할 수 있으며, 환경변화에 따른 동적 식물성장을 모의할 수 있다. 또한, 에너지 수지를 계산하여 토양온도와 물 온도의 시공간적인 분포를 예측할 수 있으며, 도시 지역에서 배수관망을 통한 물 흐름과 관거 월류수(CSOs 및 SSOs)에 대한 모의도 가능하다. 입자성 물질에 대해서는 부유사와 소류사를 구분하여 4개 입도별 유사(점토, 미사, 세립사 및 조립사)의 이동을 모의할 수 있으며, 도시지역에서 발생하는 오염물질에 대해서도 입도별 축적 및 세정을 모의한다. 토양 및 수체 내의 영양염에 대해서는 탄소·질소·인의 변환 및 이동을 모의하는데, 세부적으로 화학적 산소요구량(COD), 용존산소(DO), 용존유기탄소(DOC), 입자성유기탄소(POC), 이산화탄소(CO<sub>2</sub>), 용존유기질소(DON), 질산성-질소(NO<sub>3</sub>), 암모니아성-질소(NH<sub>4</sub>), 입자성무기질소(PIN), 용존유기인(DOP), 용존무기인(DIP), 입자성무

기인(PIP)에 대한 모의가 가능하다.

### 2.2 용설과 토양의 동결-융해 모델 구성

용설을 계산하는 대표적인 방법에는 해당 일의 평균 기온과 기준 온도와의 차이를 이용하는 도일법(degree-day method 또는 temperature index)과 물리적인 프로세스 기반의 에너지 수지(energy balance) 방법이 있다. 도일법은 프로세스 기반 모델에 비해서 적은 입력 자료를 필요로 한다는 점에서 일반적으로 많이 사용되고 있으나, 이 방법 또한 융해 인자(melt factor)를 적절하게 보정하기 위해서는 에너지 수지 방법과 마찬가지로 상당한 정보가 필요하다(Walter et al., 2005). 도일법은 조밀한 식생의 수관(canopy)에 의해서 대부분의 단파복사에너지가 차단되고, 대기 장파복사에너지가 적설의 주된 에너지 공급원으로 작용하는 경우에는 적합한 방법이지만(Semadeni-Davies, 2000), 공간적인 이질성을 표현하지 못할 뿐 아니라(Walter et al., 2005), 일단위로만 계산되기 때문에 용설의 일 중 변화를 역시 고려하지 못하는 내재적 한계를 안고 있다. 반면, 에너지 수지 방법은 상대적으로 많은 입력 자료를 필요로 하지만, 1시간 이하의 짧은 시간간격으로 용설을 모의할 수 있고, 에너지 구성 요소의 공간적인 이질성을 반영할 수 있기 때문에 분포형 유역모델에 적합한 방법이다.

기존의 여러 연구들이 에너지 수지 방법에 기초하여 용설을 모의하고 있지만(Valeo and Ho, 2004; Walter et al., 2005; Letsinger and Olyphant, 2007; Zhang et al., 2008), 이들 중 대부분은 토양표면과 적설 사이의 에너지 교환을 무시 가능한 것으로 가정하여 고려하지 않고 있다. 그러나 적설이 존재할 경우, 토양표면과 적설 사이의 전도열 흐름은 토양온도를 결정하는 주된 에너지원이기 때문에 에너지 수지 계산에서 반드시 고려되어야 할 요소이다. Zhang et al. (2008)은 적설과 토양표면 사이의 상호작용을 고려하여 용설과 토양온도를 모의하면서 적설의 동적인 층화(dynamic layering)를 고려하고 있다. 그러나 이 과정은 유역규모에서 모의하기에 불확실성이 크며, 적설을 두께가 얇은 여러 층으로 나누어 모의할 경우, 층 간 전도열 흐름을 계산하기 위해서 계산시간간격이 짧아져야 하기 때문에 모델 구동에 소요되는 시간이 증가하게 된다. 따라서 보다 간단한 방법을 사용한 용설의 모의가 요구된다.

Valeo and Ho (2004)는 도시 지역의 용설을 모의하면서 동결된 지면을 불투수성으로 가정하여 녹은 물의 토양 침투가 없는 것으로 가정하고 있다. 그러나 토양이 동결되어도 대공극과 얼음 상태의 토양수분 비율에 따라서 토

양은 투수성 지역과 불투수성 지역으로 구분되고, 융설에 의해서 형성된 지표수는 불투수성 지역에서 투수성 지역으로 측면 흐름이 발생하여 토양 침투가 증가하게 된다 (Niu and Yang, 2006). 따라서 겨울철에 동결된 토양을 불투수성으로 가정하는 것은 토양의 열역학적·수리학적 특성을 왜곡할 가능성이 크다. Niu and Yang (2006)은 이를 고려하기 위해서 투수성 지역과 불투수성 지역의 침투에 대한 영향이 선형적으로 통합(aggregate)되는 것으로 가정하고 있으며, 동결된 토양의 물과 얼음의 함량으로부터 토양의 투수성을 결정하고 있다.

이 연구에서는 융설을 모의하기 위해서 에너지 수지에 기초한 비교적 간단한 모델을 제안하였으며, 토양의 동결-융해는 Niu and Yang (2006)의 방법을 적용하여 CAMEL의 기존 토양온도 예측 모델을 개선하였다. 개발된 모델은 Regula Falsi 반복계산법을 사용한 적설 온도와 토양 표면온도의 계산, 융설된 물의 적설 내 보유 및 유출, 토양 온도와 토양수분함량에 따른 토양 내 얼음함량의 변화, 토양 동결면적과 이에 따른 토양 침투율의 변화에 대한 계산과정을 포함하고 있다.

적설은 얼음 결정체, 공기, 수증기로 구성된 다공성 물질로서 물리적인 특성이 일정하지 않으며, 밀도, 알갱이 모양, 온도 등과 같은 일차적인 특성의 함수이다(Liu et al., 2007). 또한 지표에 쌓인 눈은 난류에 의해서 부유되어(turbulent suspension) 이동함으로써 공간적인 분포 양상이 달라진다. 그러나 이 모든 특성을 고려하여 융설을 모의하기 위해서는 매우 복잡한 매개변수화 과정을 거쳐야 할 뿐만 아니라 이 과정의 불확실성 또한 크기 때문에, 이 연구에서는 모델의 간략화를 위해서 다음의 네 가지 기본적인 가정을 하였다. 첫째, 적설은 얼음입자와 물의 두 가지 매체로만 이루어져 있으며, 공극에 포함된 수증기의 물리적인 영향은 없다. 둘째, 적설에 보유된 물이 재결빙될 경우 적설의 열적 특성(반사도, 열전도도, 열용량)은 융설되지 않은 눈과 재결빙된 얼음입자 열적 특성 사이의 가중 평균에 의해서 결정된다. 셋째, 융설된 물은 적설의 바닥부터 포화시키며, 여기에서 증발은 이루어지지 않는다. 넷째, 최초에 지표에 쌓이는 눈의 공간적인 분포는 식생 수관의 차단에 의해서만 발생하며, 난류에 의한 눈의 부유 및 이동은 없다.

적설이 존재할 경우, 에너지 수지를 바탕으로 적설과 토양표면의 온도를 계산하고, 물질 수지로부터 적설의 양을 결정한다. 대기와의 에너지 교환은 토양이 아닌 적설에서만 이루어지며, 토양표면에서는 적설과 하부토양층과의 전도열 흐름만 존재한다(Fig. 1). 적설과 토양표면의

에너지 수지는 각각 식 1과 식 2로 표현되는데, 여기에서 순 단파복사에너지를 제외한 나머지 항은 모두 적설의 온도 또는 토양표면온도의 함수이므로 일반적인 수치계산 방법으로는 각각의 온도를 결정할 수 없다. 따라서 이 모델에서는 Regula Falsi 반복계산법을 사용하여 적설과 토양 표면의 온도를 계산한다. Regula Falsi 방법은 이분법(bisection method)과 교차법(secant method)의 특징을 결합하여 근을 찾는 알고리즘으로서, 자세한 계산 과정은 Pape and Löffler (2004)에서 확인할 수 있다.

$$H_{TSV} = H_s + H_l + H_c + H_{sub} + H_{sosn} + H_r + H_{sn} \quad (1)$$

$$H_{TS} = H_g - H_{sosn} \quad (2)$$

여기서,  $H_{TSV}$ 과  $H_{TS}$ 는 각각 적설과 토양표면에 저장되는 총 에너지( $J/m^2 \cdot s$ ),  $H_s$ 는 순 단파복사에너지( $J/m^2 \cdot s$ ),  $H_l$ 는 순 장파복사에너지( $J/m^2 \cdot s$ ),  $H_c$ 는 현열흐름( $J/m^2 \cdot s$ ),  $H_{sub}$ 는 승화에 의한 열 흐름( $J/m^2 \cdot s$ ),  $H_{sosn}$ 은 토양표면과 적설 사이의 열 흐름( $J/m^2 \cdot s$ ),  $H_r$ 은 강우로부터의 열 흐름( $J/m^2 \cdot s$ ),  $H_{sn}$ 은 강설로부터의 열 흐름( $J/m^2 \cdot s$ ),  $H_g$ 는 하부 토양층으로부터의 열 흐름( $J/m^2 \cdot s$ )이다.  $H_{sosn}$ 은 Fourier's law를 사용하여 적설의 열전도도와 두 매체의 온도구배로부터 계산한다(Eq. (3)).

$$H_{sosn} = -\lambda_{sn} \frac{T_{sn} - T_s}{d_{sn}} \quad (3)$$

여기서,  $\lambda_{sn}$ 은 적설의 열전도도( $J/m \cdot s \cdot ^\circ C$ ),  $T_{sn}$ 은 적설의 온도( $^\circ C$ ),  $T_s$ 는 토양온도( $^\circ C$ ),  $d_{sn}$ 은 적설의 두께(m)이다.

눈 입자와 공기의 열전도도가 다르기 때문에 적설의 열전도도는 밀도의 영향을 크게 받는다. 따라서 적설의 열전도도는 밀도의 함수로 표현된 Eq. (4)를 사용하여 추정한다. Fukusako (1990)는 여러 연구에서 다양한 밀도 범

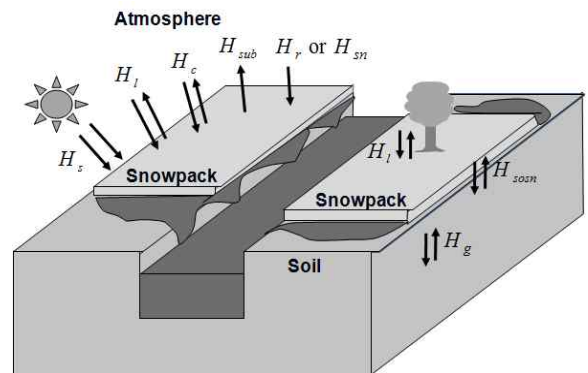


Fig. 1. Energy Flux between the Soil and the Snowpack in the Model

위에 대한 실험을 통하여 얻어진 적설의 열전도도와 밀도 사이의 관계식을 정리하였는데, Eq. (4)는 이들을 종합하여 재해석한 후 얻은 식이다.

$$\lambda_{sn} = 4 \times 10^{-6} \rho_{sn}^2 - 0.001 \rho_{sn} + 0.1341 \quad (4)$$

여기서,  $\rho_{sn}$  은 적설의 밀도(kg/m<sup>3</sup>)이다.

적설의 밀도 변화에는 압밀작용(compaction)과 파괴적 변성작용(destructive metamorphism)이 관여한다. 압밀작용에 의한 적설의 밀도 변화는 Eq. (5)(Kongoli and Bland, 2000)를 사용하여 계산하며, 파괴적 변성작용에 의한 적설의 밀도 변화는 Eq. (6)(Anderson, 1976)으로부터 산정한다.

$$\Delta \rho_{sn} = C_1 \rho_{sn} SNOW \exp[0.08(T_{sn} - T_{frz}) - C_2 \rho_{sn}] \Delta t \quad (5)$$

$$\Delta \rho_{sn} = \begin{cases} C_3 \rho_{sn} \cdot \exp[C_4(T_{sn} - T_{frz}) - 0.046(\rho_{sn} - \rho_{thr})] \Delta t & (\rho_{sn} > \rho_{thr}) \\ C_3 \rho_{sn} \cdot \exp[C_4(T_{sn} - T_{frz})] \Delta t & (\rho_{sn} \leq \rho_{thr}) \end{cases} \quad (6)$$

여기서,  $SNOW$ 는 적설의 양(m),  $T_{frz}$ 는 물의 어는점(°C),  $\Delta t$ 는 계산시간간격(s),  $\rho_{thr}$ 은 적설의 threshold 밀도(kg/m<sup>3</sup>),  $C_1, C_2, C_3, C_4$ 는 경험적 계수로서 각각 1/3600 (1/m·s), 0.021 (m<sup>3</sup>/kg), 0.001/3600 (1/s)와 0.04 (1/°C)를 사용하였다(Anderson, 1976).

적설의 양을 결정하기 위한 물질 수지는 Eqs. (7) and 8이며, 이 때 눈과 관련된 단위는 적설을 즉시 녹일 경우에 발생하는 이론적인 수량을 수심 단위로 나타낸 적설상당수량(Snow Water Equivalent, m)을 사용한다.

$$SNOW^t = (SNOW^{t-1} - SNOW_{melt} + SNOW_{frz}) + (SNOW_{new} - SNOW_{sub}) \quad (7)$$

$$SNOWWATER^t = (SNOWWATER^{t-1} + SNOW_{melt} - SNOW_{frz} + R) - SNOWWATER_{excess} \quad (8)$$

여기서,  $SNOW_{melt}$ 는 용설되는 양(m),  $SNOW_{frz}$ 는 결빙되는 양(m),  $SNOW_{new}$ 는 적설에 새롭게 추가되는 강설량(m),  $SNOW_{sub}$ 는 적설로부터 승화되는 양(m),  $SNOWWATER$ 는 적설에 보유되는 물의 양(m),  $R$ 은 강우량(m),  $SNOWWATER_{excess}$ 는 적설로부터 유출되는 물의 양(m)이다.

Eq. (1)에서 결정되는 적설의 온도가 어는점보다 높은 경우, 적설의 온도를 어는점까지 높이에 사용되는 에너지를 제외한 나머지 에너지로부터 용설량이 결정되며(Eq. 9), 이때 눈의 온도는 어는점으로 재설정된다.

$$SNOW_{melt} = \frac{1}{\lambda_f \rho_w} \{ C_{sn} d_{sn} (T_{sn}^t - T_{sn}^{t-1}) - H_{snup} \cdot \Delta t \} \quad (9)$$

여기서,  $\lambda_f$ 는 용해 잠열(=0.3336×10<sup>6</sup> J/kg, Oleson et al., 2004),  $\rho_w$ 는 물의 밀도(=1,000 kg/m<sup>3</sup>),  $C_{sn}$ 은 적설의 열용량(J/m<sup>3</sup>·°C),  $H_{snup}$ 은 적설의 온도를 어는점까지 높이에 사용되는 에너지(J/m<sup>2</sup>·s)이다.

적설의 온도가 어는점보다 낮을 경우에는 결빙이 이루어지는데, 이전 시간에 계산된 적설에 포함된 물이 없으면 결빙은 이루어지지 않는다. 한편, 적설에 포함된 물이 있는 경우에는 Eq. (10)으로부터 결빙되는 물의 양을 산정하고, 물이 남아있으면 적설의 온도는 어는점으로 재설정된다.

$$SNOW_{frz} = \frac{C_{sn} d_{sn}}{\lambda_f \rho_w} (T_{frz} - T_{sn}^t) \quad (10)$$

적설은 자유수보유력(free water holding capacity)을 지니는 다공성 매질이기에 때문에, 녹은 물은 바로 유출되지 않고, 적설 공극의 모세관 작용에 의해서 보유된다. 모세관 힘과 중력이 균형을 이루는 높이(equilibrium height)까지 물이 보유되며(Liu et al., 2007), 적설로부터 지표수 유출은  $SNOWWATER$ 가 적설이 보유할 수 있는 물의 최대량(Eq. 11)보다 클 경우에만 발생한다(Huber and Dickinson, 1988).

$$FWC = F_r \times SNOW^{t-1} \quad (11)$$

여기서,  $FWC$ 는 적설의 수분보유력(m),  $F_r$ 은 적설상당 수량에 대한 비율이다.

토양의 동결-용해 과정은 Niu and Yang (2006)의 방법을 적용하였다. 토양수분이 냉각될 때, 토양 입자에 가장 가까운 수분 층은 토양 입자로부터 가해지는 흡수력과 모세관력에 의해서 액체 상태로 남는다. Niu and Yang (2006)은 이처럼 토양수분이 결빙되어도 토양 입자 주변의 수분 층은 액체 상태로 남는다는 ‘과냉각된 토양수분(supercooled soil water)’ 개념을 사용하여, 토양 내에 존재하는 얼음과 물의 비율을 계산하였다. 어는점 이하의 온도에서 액체 상태의 토양수분 함량은 Eq. (12) (Niu and Yang, 2006)로 계산하며, 얼음의 양은 전체 토양수분 함량에서 액체 상태의 수분 함량을 뺀 것이다.

$$\theta_{liq,max} = \theta_{sat} \left\{ \frac{10^3 \lambda_f (T_s^t - T_{frz})}{g T_s^3 \psi_{sat}} \right\}^{-1/b} \quad (12)$$

여기서,  $\theta_{liq,max}$ 는 토양온도가 어는점 이하인 경우 액체 상태 토양수분의 최대 함량(cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup>),  $\theta_{sat}$ 는 포화수분함량(cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup>),  $T_s$ 는 토양의 동결 또는 용해에 의한 잠열

흐름을 고려하지 않고 계산된 토양온도(°C),  $g$ 는 중력가속도( $m/s^2$ ),  $\psi_{sat}$ 는 포화된 토양의 수분 장력(mm)이다.

Eq. (12)로부터 토양 내에 존재하는 얼음과 물의 양이 결정되면, 물의 상변화에 따른 잠열 흐름을 고려하여 토양온도를 다시 계산하며, 얼음과 물의 양을 고려하여 동결면적의 비율(Eq. (13), Niu and Yang, 2006)을 계산하여 토양의 불포화수리전도도에 반영한다.

$$F_{frz} = \exp\left\{-\alpha\left(1 - \frac{\theta_{ice}^t}{\theta_{sat}}\right)\right\} - \exp(-\alpha) \quad (13)$$

여기서,  $F_{frz}$ 는 동결된(불투수성) 면적의 비율,  $\alpha$ 는 보정 가능한 규모 의존적 매개변수(scale-dependent parameter),  $\theta_{ice}$ 는 고체(얼음) 상태의 토양수분 함량( $cm^3/cm^3$ )이다.

### 2.3 시험유역과 자료 수집

시험유역은 경기도 여주군에 위치한 면적 약 133 ha의 소유역이다(Fig. 2). 이 지역은 북쪽의 산림에서부터 남쪽의 유역출구까지 완만한 경사를 나타내는 유역이며, 토지 이용 형태는 주로 산림(61.1%), 밭(15.1%), 논(10.8%), 골프코스(6.0%)로 이루어져 있다(Fig. 3). 논을 제외한 전체 시험유역의 토성은 사양토(sandy loam), 논은 미사질사양토(silty clay loam)가 지배적이며, 깊이별 토성은 현장 자료의 부족으로 표층의 토성과 동일한 것으로 가정하였다. 토양온도는 총 4개 지점(산림 2개, 논 1개, 잔디밭 1개 지점)의 4개 토양 깊이(1, 10, 20, 40 cm)에서 10

분 간격으로 측정하였다. Fig. 2에서 원으로 표시된 지점이 토양온도 관측이 이루어진 지점이다. 시험유역의 중간 지점에 설치된 자동기상관측장비(AWS)에서는 모델의 입력 자료인 기온, 일사량, 풍속, 상대습도, 강우량, 대기압 등의 기상 자료를 수집하였으며, 신적설량은 해당 유역에서 관측된 자료가 없어, 인접한 이전 지역에서 관측된 기상청 자료를 사용하였다. 한편, 유역 출구에서 자동수위유속측정기를 사용하여 수위와 유속을 5분 간격으로 측정하고 그를 바탕으로 유량을 산정하였다. 그러나 겨울 동안에는 하천의 결빙으로 인해서 수위와 유속 자료를 확보하지 못하였기 때문에, 자료가 확보된 2009년 4월 1일부터 10월 31일까지의 기간에 대해서 유량을 보정하였으며, 이로부터 얻어진 수문관련 매개변수를 사용하여 토양온도 모의를 위한 토양수분조건을 생성하였다.

모델 구축을 위해서 전체 시험유역을  $100 \times 100m$ 의 정방형 격자로 구성하였으며, 총 3개월의 기간(2009. 12. 01 ~ 2010. 02. 28)에 대하여 유역 수문 및 토양온도를 모의하였다. 10분 간격으로 관측된 토양온도는 1시간 평균값으로 계산하여 사용하였으며, 전체 모의기간 중 전·후 반기의 자료를 각각 모델의 보정과 검정에 사용하였다. 모델의 출력자료 역시 모두 1시간 평균값을 생성하여 관측값과 비교하였다(CAMEL은 강우 및 하천 조건에 따라 계산시간간격을 자동 조절하는데, 이 연구에서는 전체 모의기간에 걸쳐 20분 이하의 계산시간간격으로 모의되었다).

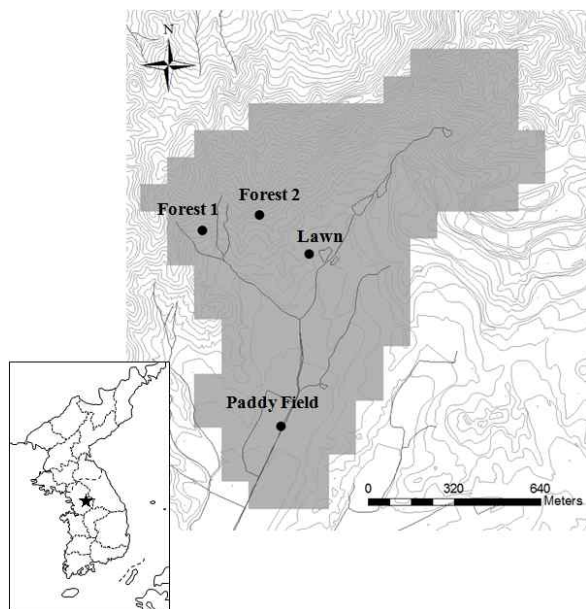


Fig. 2. The Location of the Study Catchment and the 4 Monitoring Sites

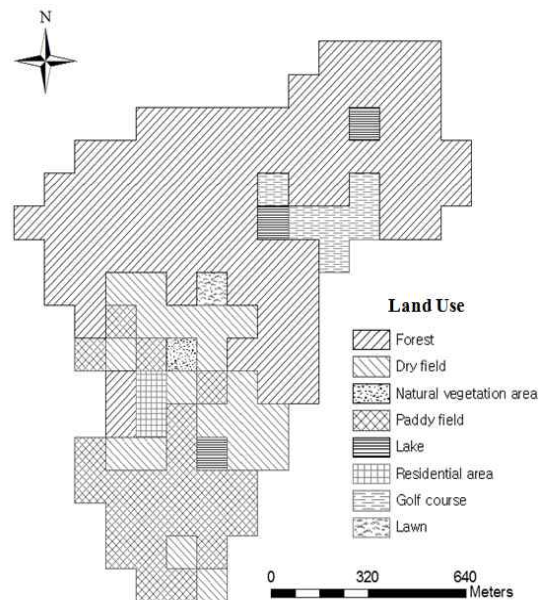


Fig. 3. The Spatial Distribution of Land Uses Across the Study Catchment



### 3. 결과 및 고찰

#### 3.1 유량 보정 결과

토양 내 에너지 흐름은 토양수분의 영향을 크게 받기 때문에, 유역의 물순환 과정을 제대로 모의하는 것은 토양온도 예측을 위한 중요한 전제조건이 된다. 이 연구에서는 시험유역의 출구에서 연속적으로 관측한 유량 자료를 사용하여 모델의 수문관련 매개변수를 보정함으로써 유역 내 물순환 과정을 재현하였다. 모델 보정은 토양과 대수층의 수문관련 매개변수 중 민감도가 크고 문헌 정보의 불확실성이 클 것으로 판단되는 토양증발인자, 토양과 대수층의 수리전도도에 대해서 주로 이루어졌으며 (Table 1), 그 외의 매개변수에 대해서는 문헌에서 제시된 값을 사용하였다. 2009년 4월 1일부터 10월 31일까지의 유량을 보정한 결과 NS 효율지수(Nash-Sutcliffe efficiency) 0.76, RMSE (Root Mean Square Error) 0.18 m<sup>3</sup>/s, 결정계수 R<sup>2</sup> 0.76으로서 모델이 관측된 유량의 시계열 변화를 비교적 잘 설명하는 것으로 분석되었다(Figs. 4 and 5).

모의기간 내 시험유역 출구에서의 누적유량에 대한 모의치는 강우량의 58.9%로서 관측치보다 4.3% 과대평가된 것으로 분석되었다(Fig. 6). 즉, 여름철 대규모 강우사상에 의해서 발생하는 침투유량은 다소 과소평가된 반면, 그 이후의 기저유량은 다소 과대평가되는 경향을 나타내고 있다. 이러한 오차는 모델 자체의 한계에도 기인하는

바 있겠으나, 대규모 강우사상 이후에 시험유역 출구 주변에 퇴적된 토사에 의해 하도 내 물길이가 변경되어 유량 측정 오류가 발생한 것도 오차 발생에 기여한 것으로 판단된다. 그러나 전체적인 물순환 과정에 대한 모델의 해석은 겨울철 토양온도 모의를 위한 조건을 생성하기에 충분한 것으로 판단하였으며, 이 모의결과로부터 얻어진 수문 매개변수 값을 사용하여 토양수분조건을 생성하였다.

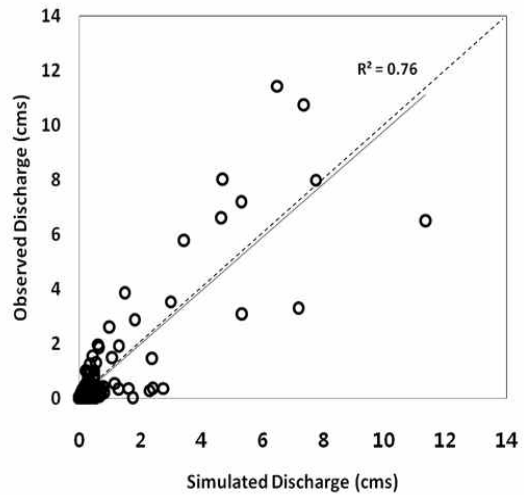


Fig. 5. A Scatter Plot of the Simulated and the Observed Hourly Discharges at the Study Catchment Outlet

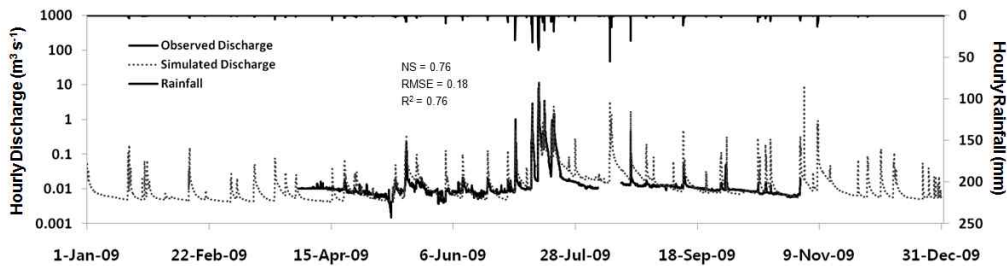


Fig. 4. The Simulated and the Observed Hourly Hydrographs at the Catchment Outlet (Plotted with the hourly rainfall)

Table 1. Calibrated Values of Hydrologic Parameters Related to Soil Evaporation and Hydraulic Conductivity of the Aquifer

Parameter	Description	Sandy loam	Silty clay loam
$k_{sat}$	Saturated hydraulic conductivity of the soil (m day <sup>-1</sup> )	0.90	0.02
$m_e$	Soil evaporation coefficient (dimensionless)	5	5
$k_{fast}$	Saturated Hydraulic conductivity of the fast-flowing aquifer layer (m day <sup>-1</sup> )		0.80
$k_{slow}$	Saturated Hydraulic conductivity of the slow-flowing aquifer layer (m day <sup>-1</sup> )		0.01

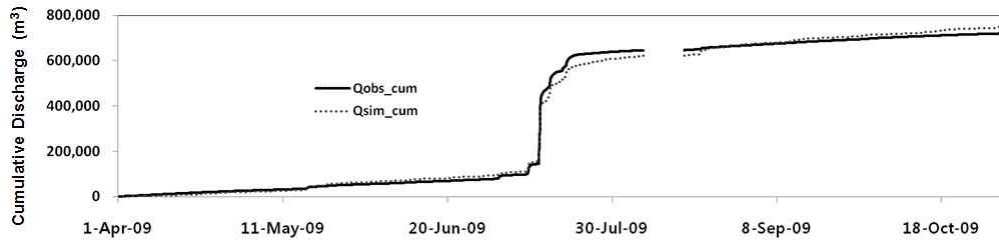


Fig. 6. The Simulated and the Observed Cumulative Discharges at the Study Catchment Outlet

### 3.2 토양온도와 적설상당수량 모의결과

토양온도에 대한 모델 보·검정 결과는 Table 2에 제시하였다. CAMEL에서 토양온도를 모의하기 위해 보정이 필요한 민감한 매개변수는 눈, 식생, 토양, 물의 방출률 ( $\epsilon_{sm}$ ,  $\epsilon_v$ ,  $\epsilon_s$ ,  $\epsilon_w$ ), 식생에 의한 직달일사와 산란일사의 감소계수( $k_b$ ,  $k_d$ ), 눈과 토양의 반사도( $\alpha_{sn}$ ,  $\alpha_s$ )이다. 모델의 보정은 2009년 12월 1일부터 12월 31일까지의 기간에 대해, 검정은 2010년 1월 1일부터 2월 28일까지의 기간에 대해 이루어졌으며, 각 토지피복별로 토양온도의 RMSE가 최소가 되도록 매개변수 값을 정하였다.

모의기간 중 시험유역 4개 측정지점에 대한 토양표면 온도 모의치는 토양표면온도 관측치의 시계열 변화를 비교적 잘 재현하고 있다(Fig. 7). 그러나 2009년 12월 일부 기간에 대해서는 하루 중 토양온도 모의치의 변동폭이 관측치의 그것보다 큰 경향이 있는데, 그 원인은 크게 두 가지로 추론된다.

첫째, 토양온도는 토양수분 함량에 의해 크게 좌우되는데, 이 연구에서 토양수분 모의결과가 부정확하여 토양온도 모의의 제한요인으로 작용했을 가능성이 있다. 즉, 토성, 수리전도도 등 토양 물리 특성의 부정확성 때문에 토양수분이 실제보다 작게 모의되어 토양온도의 하루 중 변동폭이 과대평가 되었을 수 있다(이 연구에서는 토양수분에 대한 관측이 이루어지지 않아 이러한 추론을 확인할 수 없었다).

둘째, 이 연구에서 적용된 토양온도 모델은 토양온도를 먼저 산정한 후 토양온도와 어는점 간의 차이로부터 동결 또는 융해되는 수분의 양을 결정하고, 이로부터 계산되는 잠열흐름을 고려하여 토양온도를 재산정하는 방법을 사용하고 있다. 그러나 이러한 연산법은 매 계산시간 토양온도의 초기값이 토양수분의 동결-융해과정 보다는 기온에 의해 먼저 결정되는 구조이기 때문에 기온변동의 영향이 실제보다 과다하게 반영될 수 있는 것이다.

Fig. 7의 모의결과에서 특별히 주목할 점은 적설에 의한 단열효과이다. 적설은 토양표면에 도달하는 단파복사 에너지 뿐 아니라, 토양표면과 대기 사이의 열 교환을 차단함으로써 단열효과를 발생시키며, 이는 결과적으로 적설로 덮인 토양의 온도 변동폭을 감소시킨다. 모의기간 중 적설이 존재하는 기간(2010. 01. 04~2010. 01. 20) 동안의 기온은  $-26.56 \sim 4.64^\circ\text{C}$ (평균  $-10.5^\circ\text{C}$ )의 큰 범위에서 변동하는 반면, 토양표면온도 관측치는  $-3.52 \sim -0.03^\circ\text{C}$ (평균  $-1.03^\circ\text{C}$ )인 것으로 나타난 바, 이는 모델이 적설에 의한 단열효과를 잘 모의하고 있음을 보여준다.

Table 2에 제시한 바와 같이, 표층 토양온도에 대해서는 모델이 토양온도의 시계열 변화를 비교적 잘 재현하고 있는 반면( $R^2$  0.71~0.95, RMSE 0.89~1.49 $^\circ\text{C}$ ), 하부토양층 온도에 대해서는 모델의 예측오차가 다소 크게 나타났다( $R^2$  0.51~0.97, RMSE 0.51~5.08 $^\circ\text{C}$ ). 논토양의 경우 작도층 내에서는 깊이에 따른 토성의 변화가 거의 없지만, 잔디밭토양이나 산림토양은 깊이별 토성이 상이하여 깊

Table 2. Root Mean Square Errors (Rmse) and Determination Coefficients ( $R^2$ ) Between the Simulated and the Observed Hourly Soil Temperature at Different Soil Depths

Land Use	RMSE for calibration ( $^\circ\text{C}$ ) (Dec. 1 ~ Dec. 31. 2009)				RMSE for validation ( $^\circ\text{C}$ ) (Jan. 1 ~ Feb. 28. 2010)			
	Surface	10 cm	20 cm	40 cm	Surface	10 cm	20 cm	40 cm
Lawn	1.29 (0.89)	0.93 (0.89)	0.82 (0.92)	-	1.47 (0.71)	2.43 (0.59)	2.31 (0.51)	-
Paddy Field	1.49 (0.77)	1.02 (0.85)	0.81 (0.91)	0.89 (0.91)	1.33 (0.81)	0.96 (0.87)	0.67 (0.93)	0.51 (0.96)
Forest 1	1.41 (0.84)	3.11 (0.78)	4.29 (0.76)	5.08 (0.72)	0.89 (0.91)	1.31 (0.93)	2.19 (0.94)	2.95 (0.57)
Forest 2	1.45 (0.91)	2.11 (0.91)	2.96 (0.90)	3.53 (0.89)	0.96 (0.95)	0.97 (0.97)	1.40 (0.96)	1.79 (0.91)

\*  $R^2$  values in brackets



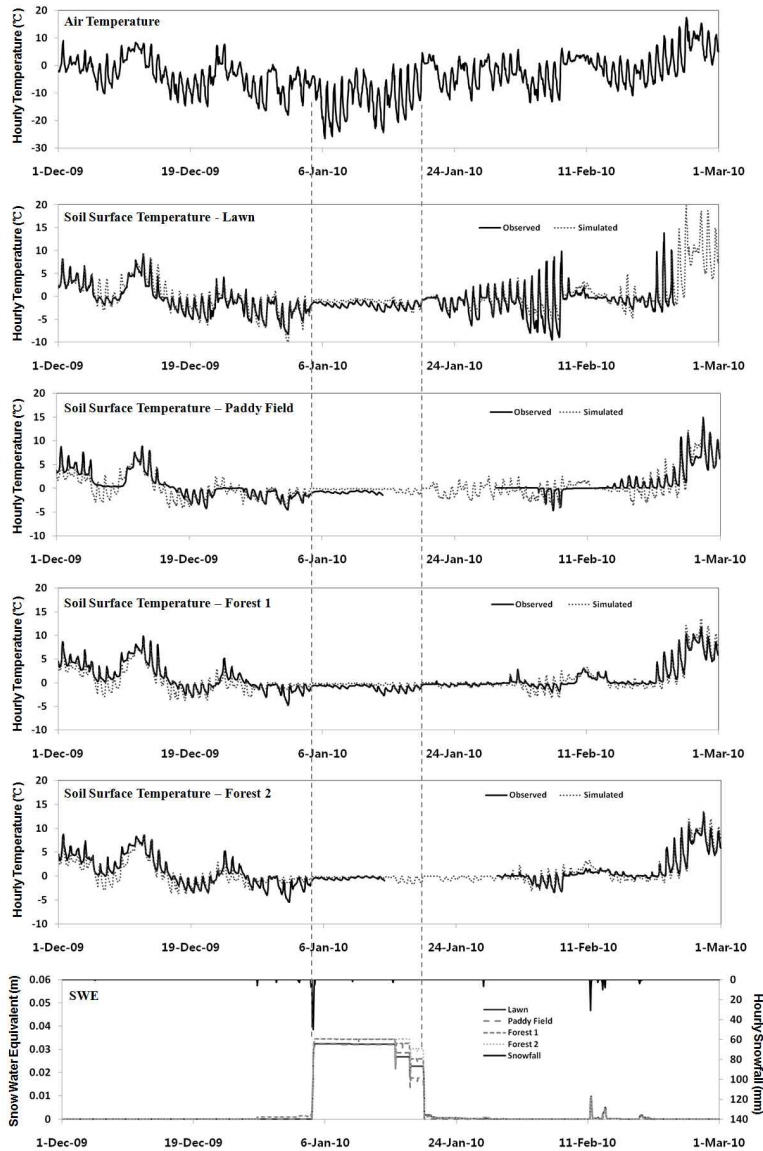


Fig. 7. Temporal Variations of the Simulated and the Observed Hourly Soil Surface Temperature and the Simulated Snow Water Equivalent (SWE) for each of the Monitoring Sites (Plotted with the hourly air temperature and the snowfall observed near the study catchment)

이에 따른 토양의 열역학적·수리학적 특성 변화가 크게 나타날 수 있다. 그러나 이 연구에서는 깊이별 토성에 대한 현장 자료의 부재로 모든 깊이의 토성이 표층의 토성과 동일한 것으로 가정하였는데, 이러한 가정은 비경작지, 특히 산림토양의 온도에 대한 모델의 예측오차가 깊이에 따라 크게 증가하는 결정적인 원인으로 작용하였을 것으로 판단된다.

한편, 토양온도 및 융설의 공간분포에 대한 모의결과는 지형과 토지피복의 영향을 잘 나타내는 것으로 나타났다. Fig. 8은 2009년 12월 28일 4개 시점(오전 2시, 오전 8시, 오후 2시, 오후 8시)의 토양표면온도 공간분포 모의결과

로서, 토지피복과 지형에 따라서 토양표면온도의 공간적 분포가 일변화하는 경향을 잘 나타내고 있다. 하루 중 토양표면온도의 공간분포는 시간에 따라 변동하는데, 야간(오전 2시)에는 토지피복에 의해서 영향을 크게 받는 반면, 주간(특히 오후 2시)에는 토지피복에 의한 차이가 많이 감소하는 것으로 나타났다. 한편, 지형에 따른 겨울철 토양온도 차이는 미미한 것으로 모의되었다. 동일한 시험 유역을 대상으로 여름철 토양온도 분포를 모의한 Kwon et al. (2009)의 연구에서는 낮 동안 지형에 따른 토양온도 차이가 현저하게 나타나지만, 이 연구에서는 모의기간이 겨울철이어서 상대적으로 단파복사에너지의 세기가 약하

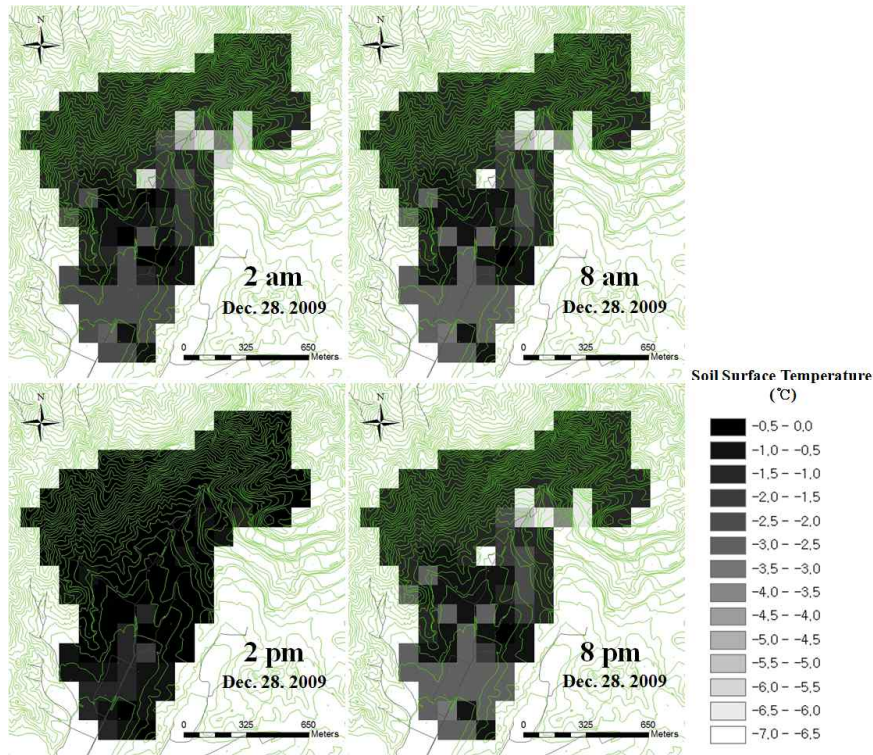


Fig. 8. Simulated Spatial Distributions of the Soil Surface Temperature at Different Times of a Day in December, 2009

여 지형에 따른 토양온도 차이가 작게 나타나는 것으로 해석된다. 주간에 산림의 토양표면온도는 대부분의 지점에서  $-0.5 \sim 0^{\circ}\text{C}$ 의 범위로서, 미세하나마 지형에 따른 토양온도의 차이가 있으나 Fig. 8에서는 이러한 미미한 차이는 잘 나타나지 않는다. 그러나 지형에 따른 토양온도의 미세한 차이는 직접적으로 그 영향을 받는 적설상당수량 모의결과에서 더 잘 확인된다. Fig. 9는 적설이 존재하는 2010년 1월 14일부터 19일까지의 기간 중 적설상당수량의 공간분포를 나타낸 것으로서, 지형에 의해서 단파복사에너지 차단효과가 크게 나타나는 서사면이나 남서사면에 비해 남동사면에서 융설이 더 빨리 진행되는 것으로 모의되었다. 그러나 이와 같은 토양표면온도와 융설 모의 결과에서는 계곡부와 능선부 사이의 차이가 예상과는 달리 크지 않은 것으로 나타났는데, 이것은 지형의 기복에 따른 단파복사에너지의 차이보다는 조밀한 산림식생에 의한 장파복사에너지가 지표의 에너지 수지 결정에 지배적으로 작용하였기 때문이다.

### 3.3 토양 동결-융해와 수문 변화

토양얼음은 토양온도가 영하로 낮아지는 겨울철 기간에 생성되는데, 이 때 토양의 동결-융해 과정을 고려해야 토양온도 모의결과가 보다 정확해지는 것으로 분석되었

다. Fig. 10은 토양온도의 보.검정이 이루어진 4개 지점의 10 cm 깊이에서 토양얼음함량의 시간적 변화를 모의한 결과의 일부로서, 토양층 내에 얼음이 생성되거나 없어지는 시기는 토지이용과 상관없이 유사하지만, 얼음함량은 지형 및 토양 특성에 따라 달라지는 것으로 나타났다. 능선부에 위치하여 토양수분함량이 낮은 두 산림 지점은 얼음함량 또한 낮게 모의되었으며, 눈은 배수가 잘 이루어지지 않는 토양특성 때문에 높은 수분함량이 유지됨에 따라 토양 동결에 따른 얼음함량도 지속적으로 높게 유지되는 것으로 나타났다. Fig. 11은 토양의 동결-융해가 이루어지는 기간 동안 잔디밭 10cm깊이에서의 토양온도 시계열 변화를 토양얼음함량과 함께 나타낸 것이다. 여기서, 토양의 동결-융해 과정을 고려하지 않은 경우에는 토양수분의 상변화에 따른 잠열의 유입 또는 방출이 고려되지 않아 토양온도 변화의 폭이 관측치에 비해서 과대추정된 반면, 토양의 동결-융해 과정을 고려한 경우에는 토양온도의 시간적 변화를 비교적 잘 재현하고 있는 것을 확인할 수 있다. 따라서 본 연구에서와 같이 토양의 동결-융해과정을 모의하는 것은 겨울철 토양온도 예측의 정확성을 높이기 위해 반드시 필요하며 매우 효과적인 방법인 것으로 판단된다.

한편, 토양의 동결-융해 과정은 토양온도뿐만 아니라,

유역의 겨울철 물순환 과정에도 영향을 미치는 것으로 모의되었다. 전체 모의기간 동안 평균 토양얼음함량과 누적 토양침투량 및 지표유출량의 공간적인 분포를 보면(Fig. 12), 산림에서는 건조한 토양조건으로 인해 토양얼음함량이 상대적으로 낮았으며, 이로 인해 용설된 물의 많은 양

이 토양 속으로 침투되는 것으로 나타났다. 반면, 논에서는 토양얼음함량이 높아 수리전도도가 낮아진 까닭에 용설된 물의 대부분이 지표유출수의 형태로 하천에 유입되었으며, 토양침투량은 미미한 것으로 모의되었다. 모의기간 동안 시험유역 전체에서 용설에 의해서 발생한 지표수

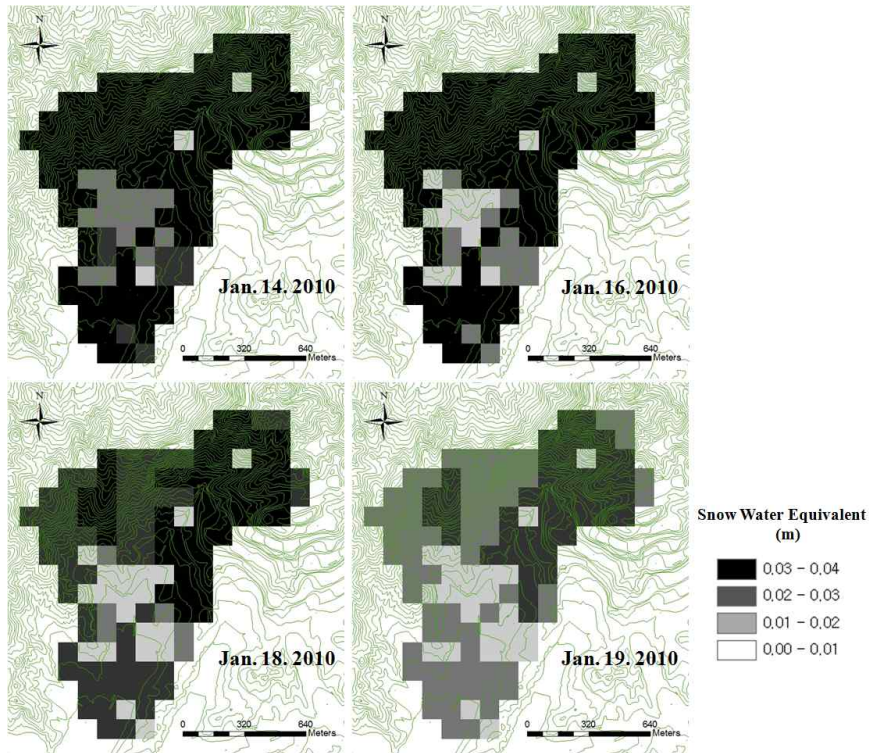


Fig. 9. Simulated Spatial Distributions of the Snow Water Equivalent (SWE) on Different Days of a Week in January, 2010

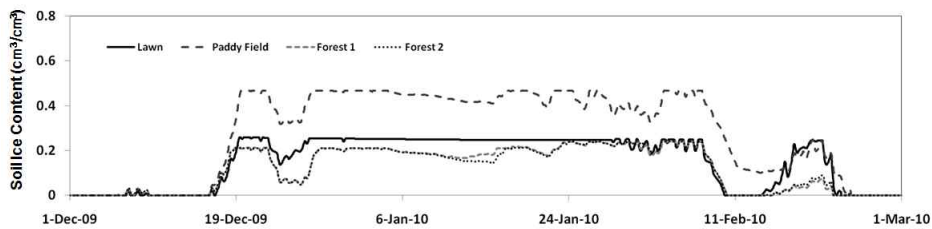


Fig. 10. Simulated Temporal Variation of the Soil Ice Content for Each of the Monitoring Sites

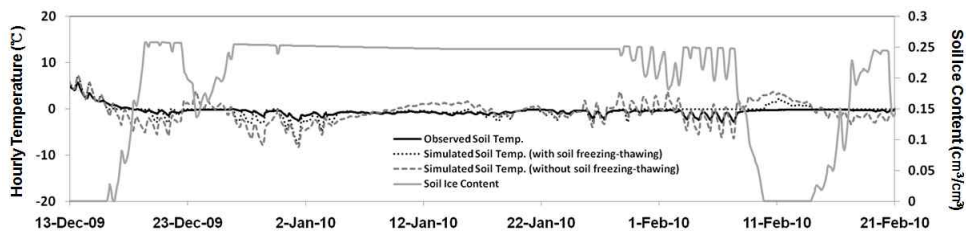


Fig. 11. The Simulated Soil Temperature at 10 cm Depth of the Lawn Soil with and Without Soil Freezing-Thawing (The observed soil temperature and the simulated soil ice content are also plotted for comparison purposes)



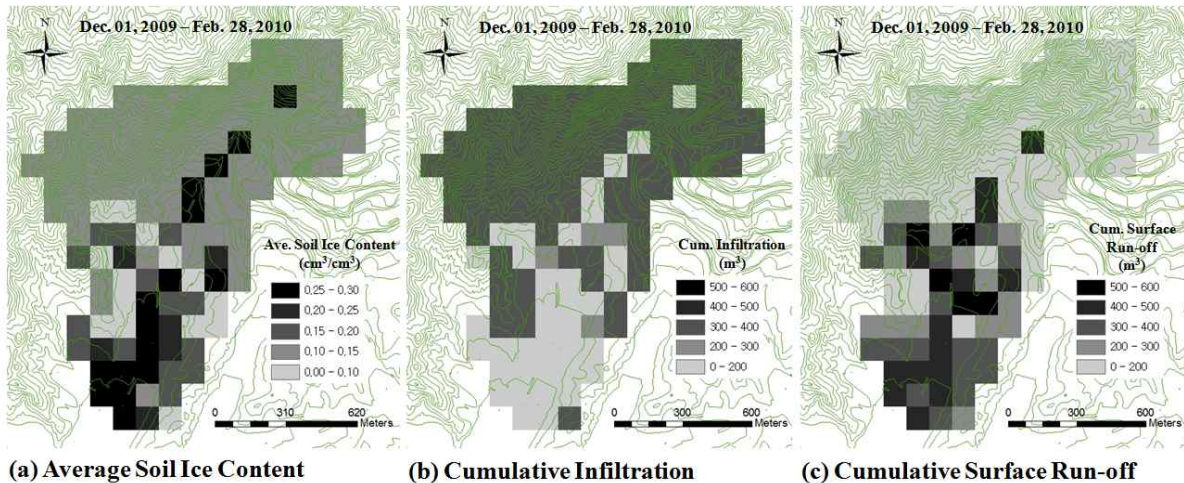


Fig. 12. Simulated Spatial Distributions of Some Hydrologic Variables: (a) Average Soil Ice Content, (b) Cumulative Infiltration and (c) Cumulative Surface Run-off over the Simulation Period

(46.7 mm)가 지표유출되는 비율은 토양의 동결-융해에 따른 수리전도도 변화를 고려한 경우 49.3%, 고려하지 않은 경우 15.0%를 차지하는 것으로 분석되었다. 이것은, 비록 관측에 의해 확인된 수치는 아니지만, 겨울철 융설이나 강우에 의한 지표유출 모의결과의 정확성을 증진하는 데 있어서 토양의 동결-융해에 따른 수리전도도 변화를 고려하는 것이 매우 중요함을 의미한다.

#### 4. 결 론

이 연구에서는 분포형 유역모델인 CAMEL의 겨울철 토양온도 예측능력을 개선하기 위해서 융설과 토양의 동결-융해 과정을 모의하는 토양온도 모델을 개발하였으며, 이를 시험유역에 적용하고 그 효용성을 평가하였다. 융설을 모의하기 위해서 에너지 수지에 기초한 간단한 알고리즘을 구성하였으며, ‘어는점 이하에서의 과냉각된 토양수분’ 개념을 적용하여 토양의 동결-융해 과정을 고려함으로써 유역모델 CAMEL의 토양온도 예측 알고리즘을 개선하였다. 개선된 토양온도 모델은 Regula Falsi 반복계산법을 사용한 적설 온도와 토양표면온도의 계산, 융설된 물의 적설 내 보유 및 유출, 토양온도와 토양수분함량에 따른 토양 내 얼음함량의 변화, 토양 동결면적과 이에 따른 토양 침투율의 변화에 대한 계산과정을 포함한다. 경기도 여주군에 위치하는 유역면적 132 ha의 시험유역을 100×100 m의 정방형 격자로 분할하여 모델을 구축하고, 총 3개월 기간(2009. 12. 01~2010. 02. 28) 동안의 토양온도를 모의한 바, 이로부터 얻은 결론은 다음과 같다.

1) 토양온도 모델은 토양표면온도에 대해서는 시계열

변화를 비교적 잘 재현하는 반면, 하부토양층 온도에 대해서는 예측오차가 다소 큰 것으로 나타났다. 이 연구에서는 깊이별 토성에 대한 현장 자료의 부재로 인해 모든 깊이의 토성이 표층의 토성과 동일한 것으로 가정하였으며, 이에 따라 토양의 깊이 따른 열역학적·수리학적 특성 변화가 무시되었는데, 이것이 하부토양층 온도의 예측오차를 크게 만든 주요 원인인 것으로 판단된다. 깊이별 토성에 대한 자료가 확보된다면, 토양온도 모델의 예측능력이 크게 향상될 수 있을 것으로 기대된다.

- 2) 토양온도 모델은 적설의 단열효과에 따른 토양온도의 변화를 잘 재현하고 있다. 적설이 존재하는 기간 동안 기온은 영하 20℃ 이하로 크게 떨어지고 일변화의 진폭이 크게 나타난 반면, 토양표면온도 관측값은 작은 진폭의 일변화와 함께 영하 5℃ 이상으로 유지되는 경향을 나타냈는데, 토양온도 모의값은 이러한 경향을 반영하고 있다. 적설은 토양표면에 도달하는 단파복사에너지와 토양표면-대기 사이의 열 교환을 차단하는 단열재 역할을 하는데, 개발된 토양온도 모델은 이러한 단열효과를 잘 모의하고 있다.
- 3) 개발된 토양온도 모델은 토지피복과 지형조건에 따른 토양온도와 적설상당수량의 공간적인 분포가 시간에 따라 변화하는 양상을 잘 모의하고 있다. 특히, 모델은 경사향에 의한 영향을 잘 모의하고 있는데, 단파복사에너지를 많이 받는 남동사면이 서사면이나 남서사면에 비해서 토양표면온도가 상대적으로 높고, 이에 따라 남동사면에 쌓인 적설이 더 빨리 녹아 없어지는 것으로 나타났다.

- 4) 토양 동결-융해 기간 동안 발생하는 토양수분의 상변화에 따른 잠열의 유입과 방출은 이 기간 동안 토양온도의 변화를 감소시키는데, 개발된 토양온도 모델은 이러한 잠열의 유입과 방출을 명시적으로 계산함으로써 토양 동결-융해에 따른 토양온도의 변화를 잘 모의하고 있다. 결과적으로, 토양의 동결-융해 과정을 고려함으로써 겨울철 토양온도의 시계열 변화에 대한 모델의 예측성능이 개선된 것으로 확인되었다.
- 5) 토양 동결-융해 과정은 토양온도뿐만 아니라, 유역의 물순환 과정에도 영향을 미치는 것으로 나타났다. 토양얼음함량이 높은 유역하류의 논토양에서는 용설된 물의 대부분이 지표유출되는 것으로 나타났으며, 건조한 산림토양에서는 토양침투량이 상대적으로 많이 발생하는 것으로 분석되었다. 이와 함께, 모의기간 동안 시험유역 전체에서 용설에 의해서 발생한 지표수가 지표유출되는 비율은 토양의 동결-융해에 따른 수리전도도 변화를 고려한 경우가 고려하지 않은 경우에 비해 3배 이상 높은 것으로 모의되었다. 이것은 겨울철 용설이나 강우에 의한 지표유출 모의결과의 정확성을 증진하는 데 있어서 토양의 동결-융해에 따른 수리전도도 변화를 고려하는 것이 매우 중요함을 의미한다.

이 연구에서 제안된 토양온도 모델은 유역규모에서 겨울철 토양의 열역학적·수리학적 특성의 시공간적 변동을 합리적으로 모의할 수 있으므로, 유역모델의 비점오염 예측성능 개선에 적잖이 기여할 수 있을 것으로 기대된다.

## 감사의 글

본 논문은 농촌진흥청 공동연구사업(과제번호: PJ01001301)의 지원에 의해 이루어진 것입니다.

## References

- Agehara, S., and Warncke, D.D. (2005). "Soil moisture and temperature effects on nitrogen release from organic nitrogen sources." *Soil Science Society of America Journal*, Vol. 69, pp. 1844-1855.
- Anderson, E.A. (1976). *A point energy and mass balance model of snow cover*. NOAA Tech. Rep. NWS 19. US Dept. of Commerce, Silver Spring, MD. p. 150.
- Bremner, J.M., and Zantua, M.I. (1975). "Enzyme activity in soils at subzero temperatures." *Soil Biology and Biochemistry*, Vol. 7, No. 6, pp. 383-387.
- Chantigny, M.H., Angers, D.A., and Rochette, P. (2002). "Fate of carbon and nitrogen from animal manure and crop residues in wet and cold soils." *Soil Biology and Biochemistry*, Vol. 34, No. 4, pp. 509-517.
- Clark, K., Chantigny, M.H., Angers, D.A., Rochette, P., and Parent, L.-E. (2009). "Nitrogen transformations in cold and frozen agricultural soils following organic amendments." *Soil Biology and Biochemistry*, Vol. 41, No. 2, pp. 348-356.
- Cookson, W.R., Cornforth, I.S., and Rowarth, J.S. (2002). "Winter soil temperature (2-15 °C) effects on nitrogen transformations in clover green manure amended or unamended soils: a laboratory and field study." *Soil Biology and Biochemistry*, Vol. 34, No. 10, pp. 1401-1415.
- Dessureault-Rompré, J., Zebarth, B.J., Georgallas, A., Burton, D.L., Grant, C.A., and Drury, C.F. (2010). "Temperature dependence of soil nitrogen mineralization rate: Comparison of mathematical models, reference temperatures and origin of the soils." *Geoderma*, Vol. 157, No. 3-4, pp. 97-108.
- Fukasako, S. (1990). "Thermophysical properties of ice, snow, and sea ice." *Int. J. Thermophys.*, Vol. 11, No. 2, pp. 353-372.
- Gaumont-Guay, D., Black, T.A., Griffis, T.J., Barr, A.G., Jassal, R.S., and Nestic, Z. (2006). "Interpreting the dependence of soil respiration on soil temperature and water content in a boreal aspen stand." *Agricultural and Forest Meteorology*, Vol. 140, No. 1-4, pp. 220-235.
- Gongalsky, K.B., Persson, T., and Pokarzhevskii, A.D. (2008). "Effects of soil temperature and moisture on the feeding activity of soil animals as determined by the bait-lamina test." *Applied Soil Ecology*, Vol. 39, No. 1, pp. 84-90.
- Huber, W.C., and Dickinson, R.E. (1988). *Storm water management model, version 4: user's manual*. EPA/600/3-88/001a, NTIS PB88-236641/AS. US Environmental Protection Agency, Athens, Georgia, pp. 350-379.
- Kirschbaum, M.U.F. (1995). "The temperature dependence of soil organic matter decomposition, and the effect

- of global warming on soil organic C storage." *Soil Biology and Biochemistry*, Vol. 27, No. 6, pp. 753-760.
- Kokkonen, T., Koivusalo, H., Laurén, A., Penttinen, S., Starr, M., Kellomäki, S., and Finér, L. (2006). "Implications of processing spatial data from a forested catchment for a hillslope hydrological model." *Ecological Modelling*, Vol. 199, No. 4, pp. 393-408.
- Kongoli, C.E., and Bland, W.L. (2000). "Long-term snow depth simulations using a modified atmosphere-land exchange model." *Agricultural and Forest Meteorology*, Vol. 104, No. 4, pp. 273-287.
- Koo, B.K., Dunn, S.M., and Ferrier, R.C. (2005). "A distributed continuous simulation model to identify critical source areas of phosphorus at the catchment scale: model description." *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, Vol. 2, pp. 1359-1404.
- Kwon, Y.H., Koo, B.K., and Lee, D. (2009). *Estimation of soil and surface water temperature at the catchment scale*. Proceedings 13th International Conference on Diffuse Pollution and Integrated Watershed Management (IWA DIPCON 2009), Seoul, Korea, pp. 234-235.
- Letsinger, S.L., and Olyphant, G.A. (2007). "Distributed energy-balance modeling of snow-cover evolution and melt in rugged terrain: Tobacco Root Mountains, Montana, USA." *Journal of Hydrology*, Vol. 336, No. 1-2, pp. 48-60.
- Liu, X., Rees, S.J., and Spitler, J.D. (2007). "Modeling snow melting on heated pavement surfaces. Part I: Model development." *Applied Thermal Engineering*, Vol. 27, No. 5-6, pp. 1115-1124.
- Malhi, S.S., and McGill, W.B. (1982). "Nitrification in three Alberta soils: Effect of temperature, moisture and substrate concentration." *Soil Biology and Biochemistry*, Vol. 14, No. 4, pp. 393-399.
- Niu, G.-Y., and Yang, Z.-L. (2006). "Effects of frozen soil on snowmelt runoff and soil water storage at a continental scale." *Journal of Hydrometeorology*, Vol. 7, No. 5, pp. 937-952.
- Oleson, K.W., Dai, Y., Bonan, G., Bosilovich, M., Dickinson, R., Dirmeyer, P., Hoffman, F., Houser, P., Levis, S., Niu, G.-Y., Thornton, P., Vertenstein, M., Yang, Z.-L., and Zeng, X. (2004). *Technical description of the Community Land Model (CLM)*. NCAR Tech. Note NCAR/TN- 461+STR, Natl. Cent. for Atmos. Res., Boulder, Colo.
- Papathodorou, E.M., Argyropoulou, M.D., and Stamou, G.P. (2004). "The effects of large- and small-scale differences in soil temperature and moisture on bacterial functional diversity and the community of bacterivorous nematodes." *Applied Soil Ecology*, Vol. 25, No. 1, pp. 37-49.
- Pape R., and Löffler, J. (2004). "Modelling spatio-temporal near-surface temperature variation in high mountain landscapes." *Ecological Modelling*, Vol. 178, No. 3-4, pp. 483-501.
- Röver, M., Heinemeyer, O., and Kaiser, E.-A. (1998). "Microbial induced nitrous oxide emissions from an arable soil during winter." *Soil Biology and Biochemistry*, Vol. 30, No. 14, pp. 1859-1865.
- Schmidt, I.K., Jonasson, S., and Michelsen, A. (1999). "Mineralization and microbial immobilization of N and P in arctic soils in relation to season, temperature and nutrient amendment." *Applied Soil Ecology*, Vol. 11, No. 2-3, pp. 147-160.
- Semádeni-Davies, A.F. (2000). "Representation of snow in urban drainage models." *Journal of Hydrologic Engineering*, Vol. 5, No. 4, pp. 363-370.
- Valeo, C., and Ho, C.L.I. (2004). "Modelling urban snowmelt runoff." *Journal of Hydrology*, Vol. 299, No. 3-4, pp. 237-251.
- Waldrop, M.P., and Firestone, M.K. (2004). "Altered utilization patterns of young and old soil C by microorganisms caused by temperature shifts and N additions." *Biogeochemistry*, Vol. 67, No. 2, pp. 235-248.
- Walter, M.T., Brooks, E.S., McCool, D.K., King, L.G., Molnau, M., and Boll, J. (2005). "Process-based snow-melt modeling: does it require more input data than temperature-index modeling?" *Journal of Hydrology*, Vol. 300, No. 1-4, pp. 65-75.
- Zhang, Y., Wang, S., Barr, A.G., and Black, T.A. (2008). "Impact of snow cover on soil temperature and its simulation in a boreal aspen forest." *Cold Regions Science and Technology*, Vol. 52, No. 3, pp. 355-370.

논문번호: 14-079	접수: 2014.08.19
수정일자: 2014.09.24	심사완료: 2014.09.24