

《原著》

눈 속에서의 용질이동 및 용설의 동위원소변동에 관한 모델개발

이 정 훈^{1,2*}

¹다트머스대학 지구과학과,
²극지연구소 극지지구시스템연구부

Development of Mathematical Model for Both Solute Transport in Snow and Isotopic Evolution of Snowmelt

Jeonghoon Lee^{1,2*}

¹Dept. of Earth Sciences, Dartmouth College
²Division of Polar Earth-System Science, Korea Polar Research Institute (KOPRI)

ABSTRACT

Chemical and isotopic variations of snowmelt provide important clues for understanding snowmelt processes and the timing and contribution of snowmelt to catchment or watershed in spring. The newly developed model includes a hydraulic exchange between mobile and immobile water (ω), and isotopic exchanges between both mobile water and ice (f_1) and immobile water and ice (f_2). Since the new model is based on the mobile-immobile water conceptualization, which is widely used for describing chemical tracer transport in snow, it allows simultaneous calculations of chemical as well as isotopic variations in snowpack discharge. We compare the model results with a study of solute transport and isotopic evolution of snowmelt in snow, using artificial rain-on-snow experiments with conservative anion (Br^-). These observations are used to test the newly developed model and to better understand physical processes in a seasonal snowpack where our model simulates the chemical and isotopic variations.

Key words : Snowmelt, Solute transport, Isotopic evolution of snowmelt, Mobile-immobile water model

1. 서 론

물의 순환계(hydrological cycle system)에서 눈의 중요성은 기후변화에 대한 관심과 함께 새롭게 부각되고 있다. 수자원확보 및 발전소 운영을 위해서 전통적으로 미국 서부 및 북동부, 일본 및 북유럽에서는 가을부터 쌓이기 시작하여 다음 해 봄에 녹기 시작하는 눈(seasonal snow)에 대해 많은 연구가 이루어져 왔다(Wankiewicz, 1978; Bales et al., 1989; Singh et al., 1997; Zhou et al., 2008). 최근에 기상변화로 인해 겨울철에 기온이 상승하게 되면 눈이 더 이상 쌓이지 못하고 녹기 시작하고 동시에 증발 또한 함께 일어나게 된다(Christensen et al., 2007). 이렇게 되면 눈에 의해 지표수나 지하수가 충전(recharge)되는 지역에서는 겨울철에 증발한 만큼의 수량

확보측면에서 손실을 입게 된다.

봄철의 눈이 녹은 물, 즉 용설(snowmelt)의 화학 및 동위원소 조성에 대한 연구는 지난 30년간 꾸준히 이루어져 왔다(Colbeck et al., 1982; Feng et al., 2001; Taylor et al., 2001; Lee et al., 2010a). 겨울철에 쌓은 눈은 봄이 되면 한꺼번에 녹아서 수계 및 생태계에 많은 양의 물을 배출하는데, 홍수 및 이온펄스(ionic pulse) 같은 자연재해 및 환경문제를 일으킬 수도 있다. 이를 해결하고자 용설의 화학조성을 연구하여 용질 및 이온이 눈 속에서 어떻게 이동하는가에 대한 연구가 이루어져 왔다(Feng et al., 2001; Lee et al., 2010a; Lee et al., 2010b). 또한 용설이 수계에 지하수와 더불어 얼마나 영향을 주는가에 대한 질문에 대답하기 위해 눈의 동위원소에 대한 연구도 진행되어 왔다(Taylor et al., 2001; Lee

*Corresponding author : jeonghoon.d.lee@gmail.com

원고접수일 : 2012. 7. 1 심사일 : 2012. 10. 23 게재승인일 : 2012. 10. 25
질의 및 토의 : 2012. 12. 31 까지

et al., 2009; Lee et al., 2010a; Lee et al., 2010b). 특히 Lee et al.(2010a)에서는 용설의 화학 및 동위원소 조성을 함께 모사할 수 있는 모델을 제시하였다. 이 연구에서는 화학조성을 설명하는 Mobile-Immobile water Model (MIM)을 용설의 수분동위원소모델(stable water isotopes model)에 적용하였다.

본 논문에서는 스노우팩 표면으로부터 태양복사에너지에 의해 용설이 생성되어 눈 표면 및 눈 속에 있는 용질의 이동 및 용설의 수분동위원소 변동을 모사하기 위한 모델의 수학적 개념 및 지배방정식을 전반적으로 설명하고 미국 캘리포니아에 있는 Central Sierra Snow Laboratory(CSSL) 실험부지에서 2003년에 이른 봄에 수행되었던 인공강우실험(artificial rain-on-snow experiment) 실험 자료를 이용하여 모델결과와 비교하였다. 대부분의 온대지역에서 봄이 되면 눈 표면에서는 태양복사에너지에 의해 온도가 증가하게 되고 0°C 이상이 되는 경우 용설이 발생하게 된다. 본 연구에서는 이렇게 발생된 용설이 눈 속을 통과하면서 어떻게 용질을 이동시키며 눈과의 동위원소반응을 통해 용설 자체가 어떻게 동위원소변화가 되는지에 대한 모델을 개발하고자 하였다. 따라서, 본 연구의 목적은 눈 표면에서 생성되어 눈 속을 흐르는 용설에 의해 용질 이동 및 수분안정동위원소가 변동하는 기작에 대한 수학적 개념을 정립하고 이렇게 개발된 모델을 현장의 실험과 비교하여 모델을 검증하는 데에 있다.

2. 수학적모델 및 연구방법

2.1. 모델개념

눈 속에서 용설이 흐르면서 대기에서 기원한 이온들이 이동하게 되는데 이를 수치화하기위해서 Mobile-Immobile water Model(MIM) 개념이 도입되어 실험이나 현장에서 관찰된 결과와 모델결과값을 비교하였다(Harrington and Bales, 1998; Hibberd, 1984; Feng et al., 2001). MIM에서는 mobile water는 눈 속을 흐르면서 흐르지 않는 immobile water와 수리학적인 반응을 통해서 용질을 교환하는 것으로 정의되어 있다. 이를 Fig. 1(a)에 모식도에 제시하였다. 따라서 mobile water에 있는 용질은 이류(advection) 및 분산(dispersion)을 통하여 이동되지만 immobile water에 있는 용질은 오직 mobile water와의 수리학적인 교환을 통해서만 이동한다. Feng et al.(2001)에서는 용설의 양이 증가할 때 이온의 농도가 감소하는 현상을 관찰하고 이를 설명하기 위해서는 수리학적인 교환반응이 일정하지 않고 용설의 속도에 따라 달라짐을 증

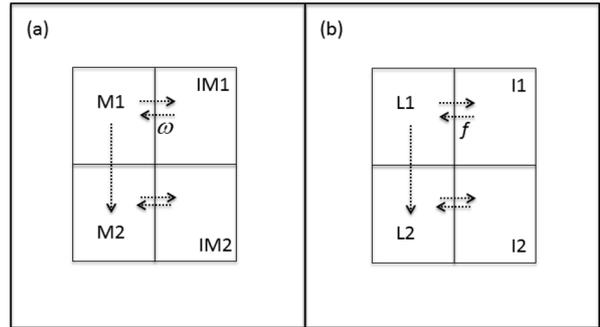


Fig. 1. Conceptual diagrams of existing models (a) mobile-immobile water model (b) ice-liquid exchange model.

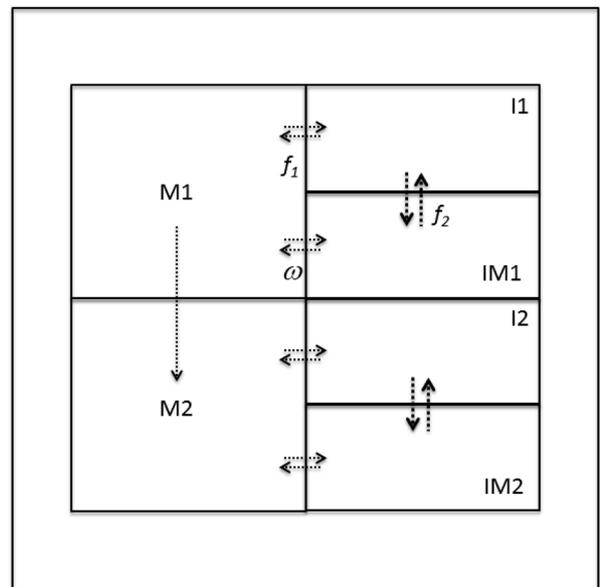


Fig. 2. A conceptual diagram of a new model incorporating mobile and immobile water.

명하였다. Lee et al.(2008a) 및 Lee et al.(2008b)에서는 다양한 수리조건에 따라 교환반응이 용설의 속도에 비례함을 보였고, 교환계수를 정량화 하였다. 두 모델의 차이점을 Table 1에 제시하였다.

한편 용설의 동위원소변동은 빙하연구 및 눈에 의해 지하수가 충전 되는 연구에서 많이 이용되어 왔다(Búason, 1972; Taylor et al. 2001). Taylor et al.(2001) 및 Feng et al.(2002)에서 액체상과 고체상의 동위원소교환반응을 바탕으로 눈 속을 흐르는 용설의 동위원소변동을 설명하였다(Fig. 1b). Lee et al.(2010b)에서는 이 모델을 이용하여 증발만이 산소-수소 동위원소관계식에서 기울기를 8에서 낮은 값으로 변화시키는 요인이 아니라는 것을 증명하였다. Lee et al.(2009)에서는 수소와 산소의 동위원소교환계수가 통계적으로 같음을 실험결과 및 모델을

Table 1. Model comparison for solute transport in snow

	Feng et al. (2001)	Lee et al. (2008a, 2008b)
Governing equation	One-dimensional water percolation in snow by mass conservation	Same as Feng et al. (2001)
Water flow	Boundary condition	Surface: Water entering snowpack (rainfall and snowmelt) equals water that leaves the surface layer
	Water flow	Preferential flow conditions
	Used parameters	Assumed immobile water content (S_i) Calculated porosity (ϕ) Reference values chosen (n, k)
Snowpack thickness	Constant	Reduced based on input energy
Governing equation	Advection, dispersion, and mobile-immobile water exchange	Same as Feng et al. (2001) except that S and u are functions of time and space
Solute transport	Boundary conditions	Surface: No-flux boundary condition Bottom: Free-draining condition ($D=0$)
	Used parameters	Exchange rate constant (ω) depending on water velocity (u)
	Initial conditions for mobile and immobile water phase	Both mobile and immobile waters are clean
Snowmelt calculations	Net radiative energy flux (not used in the model)	Net radiative energy flux and temperature
Snowmelt processes	None	Entire melted surface layer incorporated into mobile water

Table 2. Model comparison for isotopic evolution of snowmelt

	Descriptions
Taylor et al. (2001), Feng et al. (2002) and Lee et al. (2010b)	Advection, ice-liquid water isotopic exchange (Assuming $D=0$) Fraction of ice participation ($\gamma = \frac{bf}{a+bf}$), where $f < 1$
Lee et al. (2010a)	Advection, dispersion, ice-mobile water isotopic exchange, ice-immobile water isotopic exchange, mobile-immobile water exchange S and u (flow velocity) are not constant (flow condition is fully considered) Fractions of ice participating in the isotopic exchanges with the mobile water ($\gamma_m = \frac{bf_1}{a_m+bf_1}$) and immobile water ($\gamma_{im} = \frac{bf_2}{a_{im}+bf_2}$), where $f_1+f_2 \leq 1$

이용하여 제안하였다.

이런 선행연구결과를 바탕으로 용설의 화학 조성 및 동위원소 변동을 함께 구현할 수 있는 모델을 제시한다면 수계연구에 있어 다양한 추적자를 이용하여 연구하는 데 매우 도움이 될 것이다. 앞에서 설명한 동위원소모델은 mobile과 immobile water의 수리화학적 교환을 고려하지 않았다. 용설의 화학조성을 설명하는 MIM을 이용하여 용설의 동위원소모델을 구현할 수 있는가에 대한 의문을 가

질 수 있다. Fig. 2에 이러한 개념을 모식도로 나타내었다. mobile과 immobile water 모두 고체상인 얼음과 동위원소교환반응을 immobile water가 mobile water에 비해 동위원소교환반응을 오랜 시간동안 할 수 있기 때문에 서로 다른 동위원소 조성을 가질 것이다. Lee et al.(2010a)는 이러한 물리적인 현상을 고려하여 세 가지 성분(얼음, mobile 및 immobile water)의 동위원소변동 및 화학조성을 함께 모사할 수 있는 모델을 제시하였다.

Table 2에 새로 개발된 모델과 기존 연구에서 사용된 모델의 차이점을 제시하였다.

2.2. 수학적인 지배방정식

앞 장에서 설명한 개념을 바탕으로 눈 속에서의 용설이 이동, 용질의 운반(transport), 및 눈과의 동위원소교환반응(isotopic exchange)으로 인한 용설의 동위원소변동을 모두 고려한 지배방정식을 제시하였다. 먼저 용설의 유동방정식을 제시하고 용질의 운반 방정식과 용설의 수분동위원소방정식을 설명한 다음 마지막으로 눈 속에서의 용질의 운반 및 용설의 동위원소변동을 함께 구현할 수 있는 모델의 수학적인 지배방정식을 설명하였다.

Colbeck(1972)은 최초로 균질한 눈 속을 흐르는 물의 수학적인 방정식을 제시하였으며, 스노우팩에서의 일차원 유동방정식은 질량보존(mass conservation)의 법칙을 이용하여 다음과 같이 유도되어질 수 있다.

$$\phi(1-S_i)\frac{\partial S}{\partial t} + \frac{\partial(KS^n)}{\partial z} = 0 \quad (1)$$

$$K = \frac{\rho_w \cdot k \cdot g}{\mu} \quad (2)$$

여기에서 θ 는 공극률, S_i 는 더 이상 줄일 수 없는 물(irreducible water), S 는 유효포화도(effective water saturation), K 는 수리전도도, t 는 시간, n 은 지수($n=3$, Wankiewicz, 1978), k 는 고유투수율(intrinsic permeability), μ 는 점도, ρ_w 는 물의 밀도, g 는 중력가속도이고 z 는 수직방향의 거리이다. 용설이 눈 속에서 흐르는 속도(u)는 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$u = \frac{KS^n}{\phi(S_w - S_i)} = \frac{KS^{n-1}}{\phi(1-S_i)} \quad (3)$$

용질(solute)의 운반식은 Feng et al.(2001) 및 Lee et al.(2008a)에서 사용된 지배 방정식을 이용하였다. 두 연구에 사용된 용질의 운반식은 일반적인 mobile-immobile model (MIM)이며 그 지배방정식은 다음과 같다.

$$\frac{\partial(SC_m)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(SD \frac{\partial C_m}{\partial z} \right) - \frac{\partial}{\partial z} (uSC_m) + \frac{\omega}{\phi(1-S_i)} (C_i - C_m) \quad (4)$$

$$\frac{\partial C_i}{\partial t} = \frac{\omega}{\phi S_i} (C_m - C_i) \quad (5)$$

여기에서 C_m 과 C_i 는 각각 mobile water 영역 및 immobile water의 영역에 있는 용질의 농도를 나타내며 ω 는 mobile과 immobile water의 교환속도상수이며 D 는

분산계수이다.

용설의 동위원소변동은 용설과 눈의 동위원소교환반응으로 설명될 수 있는데, Feng et al.(2002)와 Lee et al.(2010b)에서 사용된 지배방정식을 나타내면 다음과 같다.

$$\frac{\partial R_{liq}}{\partial t} = -\frac{\partial R_{liq}}{\partial z} + \psi\gamma(R_{ice} - \alpha_{eq}R_{liq}) \quad (6)$$

$$\frac{\partial R_{liq}}{\partial t} = \psi(1-\gamma)(\alpha_{eq}R_{liq} - R_{ice}) \quad (7)$$

$$\gamma = \frac{bf}{\alpha + bf} \quad (8)$$

$$\psi = \frac{k_r Z}{u} \quad (9)$$

여기에서 R_{liq} 및 R_{ice} 는 각각 액상과 고체상에서의 D/H 또는 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 이 비율을 나타내며 α_{eq} 는 0°C에서의 수소 또는 산소의 평형상태에서의 분별계수를 나타낸다. 평형 상태에서 수소 및 산소의 분별계수는 각각 3.1‰과 19.5‰이다(O'Neil, 1968). 변수 γ 는 고체상인 얼음이 동위원소교환반응에 얼마만큼 참여하는 가를 정량적으로 나타낸 것이며 변수 ψ 는 무차원동위원소 속도계수(dimensionless rate constant of isotopic exchange)이다. 여기에서 k_r 은 동위원소속도계수이며, Z 는 최초의 눈의 깊이이며, u 는 용설의 속도이다.

용질의 운송 및 동위원소변동을 함께 모사하기 위해서 유동방정식은 (1)식을 사용하였으며 용질의 운송은 (4), (5)식을 사용하였다. 동위원소변동을 설명하기 위해서는 지배방정식의 단위를 모두 농도 형태로 변환해야 하기 때문에 새로운 방정식을 유도하여야만 한다. 따라서 새롭게 유도된 mobile water의 동위원소 지배방정식은 다음과 같다.

$$\begin{aligned} \frac{\partial(SC_m)}{\partial t} = & \frac{\partial}{\partial z} \left(SD \frac{\partial C_m}{\partial z} \right) - \frac{\partial}{\partial z} (uSC_m) + \frac{\omega}{\phi(1-S_i)} (C_{im} - C_m) \\ & + S \frac{(A-C_m)^2}{A} k_r \gamma_m \left(\frac{C_{ice}}{A-C_{ice}} - \alpha \frac{C_m}{A-C_m} \right) \end{aligned} \quad (10)$$

여기에서 C_m , C_{im} 및 C_{ice} 는 각각 mobile water, immobile water 및 얼음의 ^{18}O 또는 D는 농도(단위부피당 질량)이다. A 는 H_2^{18}O (HDO)와 H_2^{16}O (H_2O)의 분자량비를 ^{18}O (D)의 농도로 변환계수(각각 20/18, 19/18)이다. 산소동위원소를 예를 들어 유도하면 다음과 같다(Lee et al., 2010a).

$$R = \frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} = \frac{\text{moleH}_2^{18}\text{O}}{\text{moleH}_2^{16}\text{O}} \quad (11)$$

$$B_{18} \equiv \frac{\text{mole}H_2^{18}O}{\text{mole}H_2^{16}O + \text{mole}H_2^{18}O} = \frac{R}{1+R} \quad (12)$$

$$A_{18} \equiv \frac{20}{18} \times 1000 \quad (13)$$

C18은 H₂¹⁸O의 농도(grams of H₂¹⁸O/liter of water)로써 변환하면 다음과 같다.

$$C_{18} \approx A_{18}B_{18} \quad \text{or} \quad R = \frac{C_{18}}{A_{18} - C_{18}} \quad (14)$$

(14) 식으로부터 다음을 유도할 수 있다.

$$\frac{\partial R}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{C_{18}}{A_{18} - C_{18}} \right) = \frac{A_{18}}{(A_{18} - C_{18})^2} \frac{\partial C_{18}}{\partial t} \quad (15)$$

(14) 식과 (15) 식을 (7) 식에 대입하면 다음과 같이 유도될 수 있다.

$$\frac{\partial C_{18(ice)}}{\partial t} = \frac{(A_{18} - C_{18(ice)})^2}{A_{18}} k_r (1 - \gamma) \left(\frac{C_{18(ice)}}{A_{18} - C_{18(ice)}} - \alpha \frac{C_{18(ip)}}{A_{18} - C_{18(ip)}} \right) \quad (16)$$

C18이 계산되면 δ 값은 다음과 같이 계산될 수 있다.

$$\delta^{18}O = \left(\frac{C_{18}}{R_{std}(A_{18} - C_{18})} - 1 \right) \times 1000 \quad (17)$$

앞 장에서 설명한 것과 같이 눈 속에서 물의 두 영역 (mobile과 immobile water)이 고체상인 얼음과의 동위원소교환반응을 정량화하기 위한 변수(γ_m과 γ_{im})를 정할 필요가 있는데, 수학적으로 이를 구현하기 위해서 다음과 같이 가정하였다: (1) mobile water와 immobile water와 동위원소반응을 하는 고체상의 영역은 서로 겹치지 않는다; (2) mobile water와 immobile water는 서로 독립적으로 고체상과 동위원소반응을 한다. 고체상인 얼음 중에서 mobile water와 동위원소반응을 한 후 immobile water와도 반응을 실제로 한다면 위의 두 가정이 옳지 않을 수도 있다. 하지만 대부분의 immobile water가 공극에 소량 존재하며 자주 mobile water에 흡수되지 않기 때문에 이 가정은 대체적으로 성립된다고 볼 수 있다(Lee et al., 2012). 따라서 고체상인 얼음이 mobile(γ_m)와 immobile water(γ_{im})와 얼마만큼 동위원소반응을 하는가를 아래와 같이 정량화할 수 있다.

$$\gamma_m = \frac{bf_1}{a_m + bf_1} \quad (18)$$

$$\gamma_{im} = \frac{bf_2}{a_m + bf_2} \quad (19)$$

여기에서 f₁와 f₂는 각각 mobile water와 immobile water와 동위원소 반응하는 얼음의 비율이며 그 합은 1보다 작아야 하며(f₁+f₂≤1), 이는 고체상인 얼음이 눈 속을 흐르는 물에 얼마만큼 접근성이 좋은지에 의해 결정될 것이다. 변수 a_m, a_{im}과 b는 각각 단위부피의 눈에 있는 mobile water, immobile water 및 얼음의 질량을 나타낸다.

$$a_m = \phi(1 - S_i)S\rho_w \quad (20)$$

$$a_{im} = \phi S_i\rho_w \quad (21)$$

$$b = (1 - \phi)\rho_{ice} \quad (22)$$

여기에서 ρ_w 및 ρ_{ice}는 각각 물과 얼음의 밀도를 나타낸다. 변수 f₁와 f₂는 직접적으로 측정될 수 없으며 모델에서 민감도분석을 통해 유도될 수 있다(Feng et al., 2002).

액체상인 immobile water의 동위원소 조성은 mobile water과의 수리화학적 교환반응과 고체상인 얼음과의 동위원소교환반응으로 결정될 수 있다. 따라서 immobile water의 동위원소지배방정식은 다음과 같다.

$$\frac{\partial C_{im}}{\partial t} = \frac{\omega}{\phi S_i} (C_m - C_{im}) + \frac{(A - C_{im})^2}{A} k_r \gamma_{im} \left(\frac{C_{ice}}{A - C_{ice}} - \alpha \frac{C_{im}}{A - C_{im}} \right) \quad (23)$$

고체상인 얼음의 동위원소 조성은 mobile 및 immobile water와의 동위원소교환반응으로 영향을 받기 때문에 그 지배방정식은 다음과 같다.

$$\begin{aligned} \frac{\partial C_{ice}}{\partial t} = & \frac{(A - C_{ice})^2}{A} \left[k_r (1 - \gamma_{im}) \left(\alpha \frac{C_{im}}{A - C_{im}} - \frac{C_{ice}}{A - C_{ice}} \right) \right] \\ & + \frac{(A - C_{ice})^2}{A} \left[k_r (1 - \gamma_m) \left(\alpha \frac{C_m}{A - C_m} - \frac{C_{ice}}{A - C_{ice}} \right) \right] \end{aligned} \quad (24)$$

2.3. 수치방정식

위 장에서 제시한 지배방정식은 해석해(analytical solution)를 구할 수 없기 때문에 수치적인 방법(numerical analysis)으로 계산하여야 한다. 유동방정식(식 1)의 경우에는 upwind 유한요소법을 이용하여 공간변수를, 2차 룬계-쿠타법(second-order explicit Runge-Kutta)법을 이용하여 시간변수를 계산하였다. 화학방정식(식 4 및 식 5) 및 동위원소방정식(식 10, 23 및 24)의 경우에는 이류(advection)식은 upwind 유한요소법, 분산식은 중앙유한요소법, 크랭크-니콜슨(Crank-Nicolson)방법을 이용하여 시

간변수를 계산하였다. 앞에서 언급한 수치적인 방법은 MATLAB을 이용하여 구현하였다.

이 유동방정식의 수치 해를 구하기 위해서는 비와 용설의 형태로 들어간 물의 유출(flux)과 일치하는 (6) 식과 같은 스노우팩 표면에서의 수리학적 경계조건이 필요하다 (Lee and Ko, 2011). 눈 표면에서의 에너지수지에 관한 연구는 Lee and Ko(2011)에 자세하게 설명되어 있다.

$$KS_{surface} \rho_w^n = V_{rf} \rho_w + (a+b)V_{melt}$$

$$= V_{rf} \rho_w + V_{melt} [\phi(1-S_i)(S_{surface} + \beta)\rho_w + (1-\phi)\rho_{ice}] \quad (25)$$

위 식에서 a ($a=a_m+a_{im}$) 및 b 는 단위 눈의 부피에 질량, V_{rf} 는 강우의 속도, V_{melt} 는 용설의 녹는 속도(10분단위), θ 는 단위 눈부피당 물의 질량, β 는 단위 눈부피당 눈의 질량 및 $\beta=S_i/(1-S_i)$ 이다. 용설의 녹는 속도 (V_{melt})를 좀 더 정확하게 구하는 것이 이 연구의 목적이기 때문에, 초기조건으로는 추운 날씨로 인해 용설이 생성되지 않았음을 가정하였다($S=0$).

용설 및 동위원소의 눈 표면 (식 26) 및 눈 밑바닥 (식 27)에서의 경계조건은 다음과 같다.

$$KS^n \rho_w C_m - D \frac{\partial C_m}{\partial z} a_m = V_{rf} \rho_w C_r + V_{melt} a_i C_i + V_{melt} a_m C_m + V_{melt} b C_{ice} \quad (26)$$

$$\frac{\partial C_m}{\partial z} = 0 \quad (27)$$

3. 연구결과 및 토의

3.1. 현장실험과의 비교

개발된 모델의 테스트 및 검증은 위해서 용설의 화학 조성 및 동위원소 조성을 인공강우 실험을 통해 모델값과 비교 및 민감도분석을 실시하였다. 본 연구에서 실험 대상 지역으로 선택한 CSSL(Central Sierra Snow Laboratory) 실험부지는 미국 캘리포니아 소다 스프링스(Soda Springs) 주변의 시에라 네바다(Sierra Nevada) 산맥의 서쪽 정상부로 북위 39°22'19.5", 서경 122°22'15"에 위치하고 있다. 실험부지인 CSSL은 서부지역 기후센터(Western Regional Climate Center)에서 운영하고 있으며, 해발 고도 2,100 m에 위치하며, 연평균 강수량 1,300 mm(강설량 10.4 m, 최대 적설 높이 2.4 m)이고(<http://www.wrcc.dri.edu/weather/cssl.html>) 연평균 최고 및 최저 온도는 각각 26°C와 10°C를 나타내었다(Lee et al., 2008a; Lee et al., 2008b). CSSL은 소나무로 둘러싸인 0.5 ha 면적의

공터이며, 연간 강수량의 평균 80% 정도가 눈으로 내리고 있어 이에 관련된 많은 연구가 이루어지고 있다(Feng et al., 2001; Unnikrishna et al., 2002; Lee et al., 2008a; Lee et al., 2008b; Lee et al., 2010).

CSSL 연구 실험부지에서는 눈과 관련된 대부분의 변수들을 측정할 수 있으며, 현재는 온도, 강수 및 강설량, 장·단파 에너지 복사량, 풍속, 풍향 및 습도 등이 지속적으로 측정되고 있다. CSSL에는 용설 측, 눈 녹은 물을 채집하기 위한 두 개의 접시(melt pan: 6 m × 3 m)가 설치되어 있으며 본 실험에서는 북쪽의 한 개 접시만을 연구에 이용하였다. 시료 채취접시(melt pan)는 용설이 배수되어 모일 수 있도록 모서리가 완만하게 기울어져 있으며 유출되는 용설의 양은 4 L의 격측식 우량계(tipping bucket)를 이용하여 측정되었다. 격측식 우량계는 데이터 기록장치(data logger)가 구비된 작은 오두막 안에 설치되어 있으며 시료채취 접시(melt pan)와는 8 m 길이의 PVC 파이프를 이용하여 지하로 연결되어 있다.

비활성추적자(F과 Br)를 이용하여 2003년 4월 5일과 8일 양일간에 걸쳐 인공강우 실험을 두 번 실시하였다(Lee et al., 2008a; Lee et al., 2010). 인공강우실험에 대한 내용은 기존의 논문에 자세하게 설명되어 있다(Lee and Ko, 2011; Lee et al., 2008a; Lee et al., 2010a). 첫 번째 인공강우실험(KF)은 5.1시간동안 진행되었으며 총 눈 위에 뿌려진 강우의 양은 157 ± 15 mm이며 두 번째 인공강우(LiBr)는 5.5시간 동안 진행되었으며 눈 위에 뿌려진 강우의 양은 145 ± 8.5 mm이다. 비닐백을 이용하여 두 개의 물탱크를 눈 위에 만들어 인공강우에 필요한 물을 공급할 수 있게 하였다. 인공강우에 사용된 물은 수돗물을 이용하였으며, 탱크속의 추적자 농도는 평균 14.6 mg/L(첫 번째 탱크의 농도는 15.9 mg/L, 두 번째 탱크의 농도는 13.3 mg/L이다)이며 눈 속의 Br 배경 농도(0.0 mg/L)보다는 훨씬 높음을 알 수 있다. 수돗물의 수분동위원소조성은 산소 및 수소가 각각 -10.4‰ 및 -79.4‰이다.

Fig. 3은 인공강우 및 자연적인 용설의 생성으로 인한 눈 기저부에서의 용설의 플럭스(flux) 및 추적자의 농도를 시계열로 나타내었다. 두 번의 인공강우 실험 및 태양에너지로 인한 눈 표면에서의 용설의 생성 또한 Fig. 3(a)에 표시되어 있다. 인공강우 및 눈 표면에서 자연적인 용설의 생성으로 인해 눈 기저부에서의 용설의 플럭스의 변동은 Fig. 3(b)에서 확인할 수 있다. 두 번째 인공강우 실험에 사용된 비활성추적자(Br)의 농도변화를 Fig. 3(c)에서 알 수 있다. 두 번의 인공강우 실험으로 인한 기저

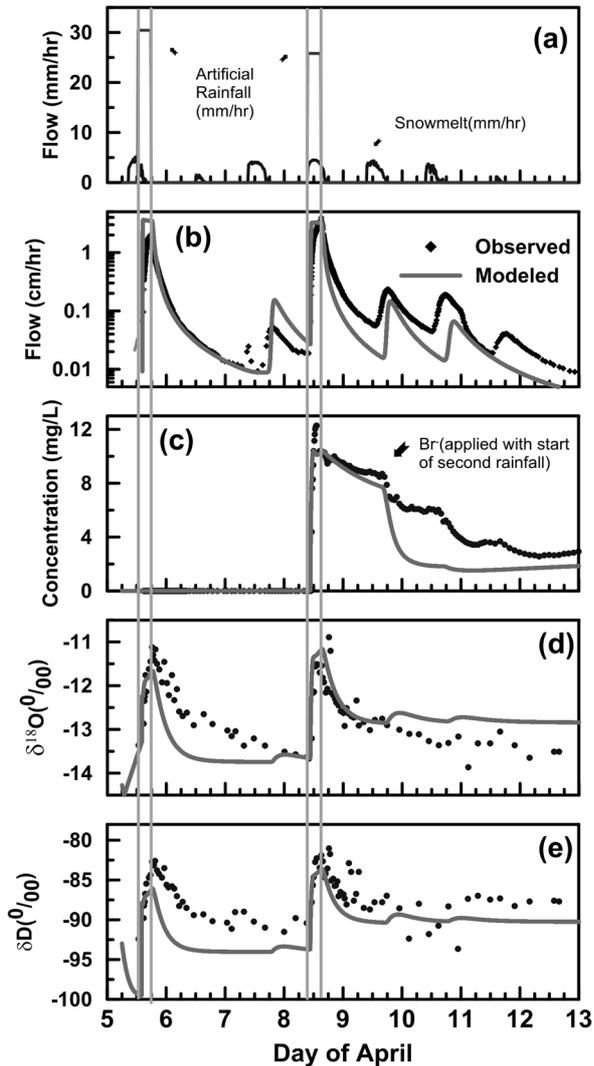


Fig. 3. Experimental observations from the two artificial rain-on-snow event. (a) Water input, including artificial rainstorms and calculated snowmelt rates. (b) Water output. (c) Bromide concentrations in the discharge from the experiments Lee et al. (2008a). (d) Oxygen and (e) hydrogen isotopic composition in the discharge.

부에서의 용설의 수분동위원소변동은 Fig. 3(d) 와 3(e)에서 확인할 수 있다.

3.2. 모델변수의 적합성

민감도분석(sensitivity analysis)을 통해 스노우팩의 고수 투수율(intrinsic permeability)를 결정할 수 있는 데, 인공 강우실험을 통하여 고유투수율은 $5.25 \times 10^{-9} \text{ m}^2$ 로 나타났다(Lee and Ko, 2011). Lee et al.(2008a)에서는 mobile 과 immobile water간의 수리학적인 교환반응을 민감도분석을 통하여 정량적으로 제시하였다. 두 영역의 교환상수

는 용설의 속도에 비례하며 제시된 관계식은 $\omega = 3.3 \times 10^{-5} u$ 또는 $\omega = S^2 / 2.25$ 이다(Fig. 3c).

Fig. 3(d) 와 Fig. 3(e)에서 제시된 인공강우실험과 모델의 비교연구결과로 몇 가지 특징을 발견할 수 있다. 먼저 모델을 계산하기 위해서는 수소 및 산소 동위원소 교환계수(k_r), mobile water 및 immobile water와 동위원소 교환반응을 하는 고체상의 얼음의 비율 (f_1 및 f_2)을 알아야한다. Taylor et al.(2002)에서 동위원소교환계수가 0.16 hr^{-1} 임을 제시하였고 Lee et al.(2009)에서는 수소와 산소의 교환계수가 같다는 것을 보였다. 이를 바탕으로 Lee et al.(2010a)에서는 인공강우실험에서의 동위원소교환반응에 참여하는 얼음의 비율을 민감도분석을 통하여 제시하였다 ($f_1 = 0.5$ 및 $f_2 = 0.4$). 인공강우실험동안 고체상인 얼음은 동위원소교환반응을 전체적으로 90% 참여하는 것으로 제시되었다. 이를 통해 immobile water가 용설의 동위원소변동에 중요한 역할을 한다는 것을 알 수 있다(Lee et al., 2010a)

3.3. 모델의 한계점 및 새로운 물리적인 모델 제안

새롭게 제시된 모델이 실험을 통해서 관찰된 용설의 화학조성 및 동위원소변동을 잘 묘사함을 알 수 있다. 하지만 모델과 실험결과 간의 차이점도 존재하는 것이 사실이며 이러한 것들이 이 모델의 한계점을 나타낸다고 볼 수 있다. 첫 번째로는 유동모델에서의 차이로 인해 화학조성 및 동위원소변동에 영향을 주는 점이다. 이는 모델에서 등방성흐름(homogeneous flow)를 가정했기 때문에 실제로 발생하는 선택류(preferential flow)를 제대로 모델에서 구현할 수 없었기 때문에 발생하는 차이일 것이다. 두 번째로는 화학 모델 및 동위원소 모델에서 가정한 밀도와 투수율 및 눈의 상태에 대한 가정이 역시 균질(homogeneous)하다고 가정했기 때문에 실제 불균질한 것을 고려할 수 없었기 때문이다. 마지막으로 앞 장에서도 언급했듯이 눈 또는 얼음이 오직 한 물의 한 영역과 동위원소교환반응을 한다고 가정했기 때문에 실제로 두 영역과 모두 교환하는 것을 수학적인 문제로 인해 고려할 수 없었다. 이러한 한계점을 감안하여 앞으로는 새로운 개념을 가진 모델의 개발이 요구된다.

4. 결 론

이 연구에서는 눈 속에서 용설의 화학적인 거동 및 수분동위원소의 변동을 함께 묘사할 수 있는 모델의 개발을 시도하였다. 새로운 모델에서는 세 가지의 구성성분(얼음,

mobile 및 immobile water)의 동위원소변동 및 화학조성을 함께 모사할 수 있다. 모델을 평가하기 위해서 2003년에 실시된 두 번의 인공강우 실험의 결과를 이용하였으며 적절한 변수선택을 통해 실험결과와 모델결과가 잘 부합함을 알 수 있었다. 먼저, mobile과 immobile water의 수리교환계수는 용설의 속도에 비례함을 알 수 있었으며 immobile water가 mobile water에 비해 눈 및 얼음과 동위원소교환반응을 오래하여 용설의 동위원소변동에 중요한 역할을 한다는 것을 알 수 있었다.

눈과 관련된 물의 순환은 기온 및 에너지 변동에 매우 민감하게 반응한다. 따라서 세계적으로 기후변화와 관련하여 눈과 관련된 많은 연구가 이루어지고 있으나 국내에서는 거의 이루어지고 있지 않다. 국내에서도 여러 지역에서 눈에 의해 지하수 및 지표수가 많은 영향을 받는 데 이러한 지역에서의 환경 및 생태변화 및 수자원확보측면에서 눈에 대한 연구가 시작되어야 할 것으로 생각된다.

사 사

이 연구는 극지연구소 주요사업 ‘극한지 빙하시추와 Ice Core Bank 운영을 위한 핵심기술 개발(PE12070)’ 및 극지연구소 신진연구원 지원과제 ‘용해에 의한 스노우팩 동위원소변동 모델개발연구(PE12110)’의 지원으로 이루어졌습니다. 논문을 심사해 주신 3명의 심사위원님께서도 감사드립니다.

참 고 문 헌

- Lee, J. and Ko, K.-S., 2011, An energy budget algorithm for a snowpack-snowmelt calculation, *J. Soil & Groundwater Env.*, **16**(5), 82-89.
- Bales, R.C., Davis, R.E., and Stanley, D.A., 1989, Ion elution through shallow homogeneous snow, *Water Resour. Res.*, **25**, 1869-1877.
- Búason, T., 1972, Equation of isotope fractionation between ice and water in a melting snow column with continuous rain and percolation, *J. Glaciol.*, **11**, 387-405.
- Colbeck, S.C., 1972, A theory of water percolation in snow, *J. Glaciol.*, **11**, 369-385.
- Colbeck, S.C. and Anderson, E.A., 1982, The permeability of a melting snow cover, *Water Resour. Res.*, **18**, 904-908.
- Christensen, J.H., Hewitson, B., Busuioc, A., Chen, A., Gao, X., Held, I., Jones, R., Kolli, R.K., Kwon, W.-T., Laprise, R., Magaña Rueda, V., Mearns, L., Menéndez, C.G., Räisänen, J., Rinke, A., Sarr, A., and Whetton, P., 2007, Regional Climate Projection. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Feng, X., Kirchner, J.W., Renshaw, C.E., Osterhuber, R.S., Klaue, B., and Taylor, S., 2001, A study of solute transport mechanisms using rare earth element tracers and artificial rainstorms on snow, *Water Resour. Res.*, **37**, 1425-1435.
- Feng, X., Taylor, S., Renshaw, C.E., and Kirchner, J.W., 2002, Isotopic evolution of snowmelt. 1. A physically based one-dimensional model, *Water Resour. Res.*, **38**, 1217, doi:10.1029/2001WR000814.
- Harrington, R. and Bales, R.C., 1998, Modeling ionic solute transport in melting snow, *Water Resour. Res.*, **34**, 1727-1736.
- Hibberd, S., 1984, A model for pollutant concentrations during snow-melt, *J. Glaciol.*, **30**, 58-65.
- Lee, J., Feng, X., Posmentier, E.S., Faiia, A.F., and Taylor, S., 2009, Stable isotopic exchange rate constant between snow and liquid water, *Chem. Geol.*, **260**, 57-62.
- Lee, J., Feng, X., Faiia, A.F., Posmentier, E.S., Osterhuber, R., and Kirchner, J.W., 2010a, Isotopic evolution of snowmelt: A new model incorporating mobile and immobile water, *Water Resour. Res.*, **46**, W11512, doi:10.1029/2009WR008306.
- Lee, J., Feng, X., Posmentier, E.S., Faiia, A.F., Osterhuber, R., Kirchner, J.W., 2008a, Modeling of solute transport in snow using conservative tracers and artificial rain-on-snow experiments, *Water Resour. Res.*, **44**, W02411, doi:10.1029/2006WR005477.
- Lee, J., Feng, X., Faiia, A.F., Posmentier, E.S., Kirchner, J.W., Osterhuber, R., and Taylor, S., 2010b, Isotopic evolution of a seasonal snowcover and its melt by isotopic exchange between liquid water and ice, *Chem. Geol.*, **270**, 126-134.
- Lee, J., Nez, V.E., Feng, X., Kirchner, J.W., Osterhuber, R., and Renshaw, C., 2008b, A study of solute redistribution and transport in seasonal snowpack using natural and artificial tracers, *J. Hydrol.*, **357**, 243-254.
- O'Neil, J.R., 1968, Hydrogen and oxygen isotope fractionation between ice and water, *J. Phys. Chem.*, **72**, 3683-3684.
- Singh, P., Spitzbart, G., Hübl, H., and Weinmeister, H.W., 1997, Hydrological response of snowpack under rain-on-snow events: a field study, *J. Hydrol.*, **202**, 1-20.
- Taylor, S., Feng, X., Kirchner, J.W., Osterhuber, R., Klaue, B., and Renshaw, C., 2001, Isotopic evolution of a seasonal snowpack and its melt, *Water Resour. Res.*, **37**, 759-769.
- Taylor, S., Feng, X., Renshaw, C.E., and Kirchner, J.W., 2002,

Isotopic evolution of snowmelt. 2. Verification of parameterization of a one-dimensional model using laboratory experiments, *Water Resour. Res.*, **38**, 1218, doi:10.1029/2001WR000815.

Unnikrishna, P., McDonnell, J.J., and Kendall, C., 2002, Isotope variation in a Sierra Nevada snowpack and their relation to meltwater, *J. Hydrol.*, **260**, 38-57.

Wankiewicz, A., 1978, A review of water movement in snow, in

Modeling of Snow Runoff, edited by S.C. Colbeck and M. Ray, pp. 222-252, U.S. Army Cold Reg. Res. And Eng. Lab., Hanover, NH.

Zhou, S., Nakawo, M., Hashimoto, S., and Sakai, A., 2008, Preferential exchange rate effect of isotopic fractionation in a melting snowpack, *Hydrol. Process.*, **22**, 3734-3740.