

## 북극 다산과학기지 활동층의 열전달 메카니즘

한 옥<sup>1</sup> · 이춘기<sup>2,\*</sup> · 남상헌<sup>3</sup> · 이방용<sup>3</sup> · 김예동<sup>3</sup>

<sup>1</sup>육군사관학교 환경학과

<sup>2</sup>서울대학교 지구과학교육과지구과학교육과

<sup>3</sup>한국해양연구원 부설 극지연구소

### 요 약

북극 동토층에 위치한 북극 다산과학기지의 시추공 지온 자동측정장치의 1년간 측정자료를 이용한 열확산도, 지열류량, 열생산률 등의 분석을 통하여 동토 활동층에서의 열전달과정을 규명하고자 하였다. 북극 동토 활동층에서의 열전달과정을 규명하기 위하여 Svalbard섬 Ny-Alesund에 위치한 다산과학기지(78°55.5'N, 11°56.0'E)에 지온 자동측정 장치를 설치하여 25 cm, 50 cm, 75 cm 깊이에서 약 1년간 매 30분마다 지온을 측정하였다. 열전도 방정식과 유한차분법으로 열확산도, 지열류량, 열생산률을 추정하였으며 평균적인 열확산도의 범위는  $4 \times 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \sim 6 \times 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ 으로 추정되었다. 지열류량의 양상은 토양의 냉각과 가열 과정을 잘 반영해주고 있으며 열생산률은 0°C 부근에서의 토양의 결빙과 해빙, 0°C 이하에서의 액체 수분 함유량에 기인하는 수분의 결빙과 해빙 및 수증기의 이동을 나타내는 지시자 역할을 한다. 특히, 지열류량과 열생산률이 뚜렷한 양의 상관관계를 보이는 겨울혹한기의 경우, 0°C 이하에서의 수분의 결빙과 해빙 및 수증기 이동이 지온경사에 의해 좌우됨을 말하며 이러한 현상은 지표면의 지열변화를 토양하부로 더욱 빠르게 전달해주는 역할을 한다.

**주요어:** 지온자동측정장치, 활동층, 지열류량, 열확산도, 동토

**Uk Han, Choon-Ki Lee, Sang Heon Nam, Bang Yong Lee and Yeadong Kim, 2005, Thermal dynamics of active layer at the Dasan station, Svalbard. Journal of the Geological Society of Korea. v. 41, no. 1, p. 91-100**

**ABSTRACT:** Borehole temperature measurements at the Dasan station were made by Baroo-Diver geothermal datalogger. During September 28, 2002 - August 12, 2003 three temperature data (at the depth of 0.25 m, 0.5 m, and 0.75 m) were obtained by Environ Mon every thirty minutes. The thermal dynamics of active layer at the Dasan Korea Arctic Research Station, Svalbard (78°55.5'N, 11°56.0'E) is represented in the soil temperature which can be measured with high accuracy and high temporal resolution. Using the continuous data over a period of 318 days at the Dasan site, Svalbard, we deduce and quantify the processes which constitute the thermal dynamics. Conductive heat flow, migration of water vapor, and heat generation from phase transition are analyzed. Average thermal diffusivity indicates the range of thermal diffusivity  $4 \times 10^{-7} \sim 6 \times 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ . The Dasan experiment is a good test of the geothermal method of climate reconstruction because the permafrost is a valuable recorder of climate change.

**Key words:** geothermal datalogger, active layer, heat flow, thermal diffusivity, permafrost

(Uk Han, Department of Environmental Sciences, Korea Military academy, Po Box 77 Kongneung-dong, Nohwon-ku, Seoul, 139-799, Korea; Choon-Ki Lee, Department of Earth Science Education, Seoul National University, San 56-1, Shillim-dong, Kwanak-ku, Seoul, 151-748, Korea; Sang Heon Nam, Bang Yong Lee and Yeadong Kim, Korea Polar Research Institute(KOPRI), KORDI, 1270, Sa-2-dong, Sangrok-ku, Kyeonggi-do, 426-744, Korea)

\* Corresponding author: Tel. +82-2-878-7233, E-mail. cklee92@snu.ac.kr

### 1. 서론

지구상의 에너지는 태양복사로부터 흡수되는 에너지와 지구내부로부터의 지열에너지가 대부분을 차지한다. 지열사 연구나 지열탐사에 있어서 지구내부의 지열에너지가 중요한 역할을 하지만 표층의 지열변화는 태양복사와 대기로부터의 열전달에 의해 좌우된다. 지온의 변화는 지각과 대기와의 열균형에 있어 중요한 의미를 가질 뿐 만 아니라 과거의 기후변화와 지구 온난화의 연구에 있어 중요한 자료가 된다(Han, 1991). 특히 북반구 육지 면적의 24%를 차지하고 있는 동토는 지구시스템의 열균형에 있어 매우 중요한 부분이다.

동토란 2년 이상 0°C 이하 온도를 유지하는 암석·퇴적물 혹은 지구구성물질을 의미하며 동토 토양의 열적·수리적 진행과정을 계량화하는 일은 변화하는 대기의 영향으로 파생되는 결과들을 예견하고 기후 모델에서 토양·대기 상호 작용의 변수화를 개선하는데 중요하다. 특히, 기온의 변화에 따라 결빙과 해빙을 반복하는 토양층을 동토 활동층이라고 하는데 활동층에서의 열전달은 매우 복잡하며 열전도뿐만 아니라 상전이에 의한 열의 발생, 수증기의 이동 등의 메카니즘에 따라 좌우된다(Roth and Boike, 2001). 동토층에 대한 연구는 주로 남극과 북극을 중심으로 이루어져 왔으며 지온 변화를 이용한 동토층의 두께 산출이나 고기후 복원 등의 표층 지온 변화가 연구되어져 왔다(Han and Jung, 1994; Harrison, 1991).

본 연구에서는 북극 동토층에 위치한 북극 다산과학기지(Fig. 1)의 지온 자동측정장치의 1년간 측정자료를 이용한 열확산도, 지열류량, 열생산률 등의 분석을 통하여 동토 활동층에서의 열전달과정을 규명하고자 하였다.

### 2. 이론적 배경

#### 2.1 열전도 방정식

열에너지 보존법칙은 다음과 같은 식으로 나타낼 수 있다.

$$\frac{\partial}{\partial t}[cT] + \nabla \cdot \vec{q} = A \tag{1}$$

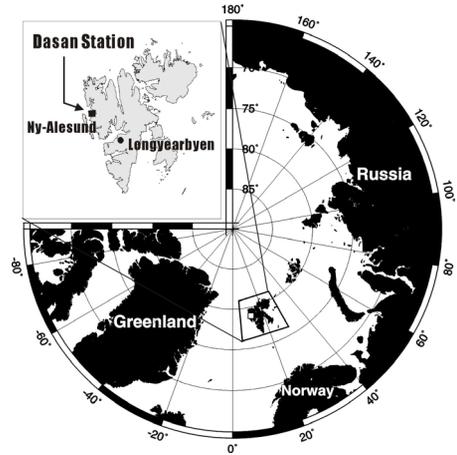


Fig. 1. Location map of study area. The Korea Arctic Research Station Dasan is located in Ny-Ålesund, Svalbard.

여기서,  $c$ 는 열용량(heat capacity),  $T$ 는 온도,  $\vec{q}$ 는 지열류량(heat flux),  $A$ 는 열생산율(heat production rate)이다.

Fourier의 법칙에 의해 지열류량은 다음과 같으므로,

$$\vec{q} = -k \nabla T \tag{2}$$

식 (1)과 (2)로부터 열전도방정식을 얻을 수 있다.

$$\nabla^2 T + \frac{A}{k} = \frac{1}{\alpha} \frac{\partial T}{\partial t} \tag{3}$$

여기서,  $k$ 는 열전도도(thermal conductivity),  $\alpha$ 는 열확산도(thermal diffusivity)이며  $\alpha = k/c$ 이다.

지열의 생성과 소멸이 일어나지 않는 반무한 매질에서 초기온도가 0, 표면온도가  $T(0, t)$ 의 함수로 주어졌을 때 식 (3)의 해는 표면온도 함수와 전달함수(transfer function)  $f_\tau$ 의 컨벌루션으로 주어진다(Carlsaw and Jaeger, 1986).

$$T(z, t) = \int_0^t T(0, \tau) f_\tau(t - \tau, z) d\tau \tag{4}$$

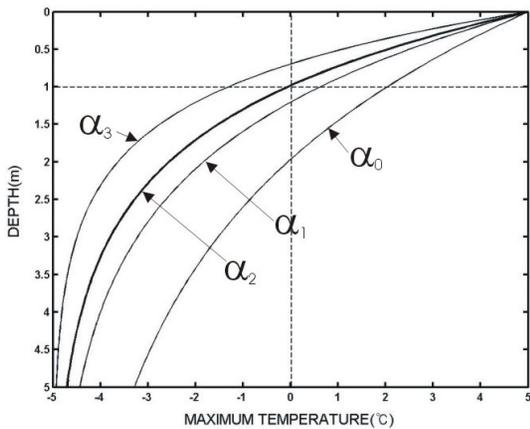
여기서, 전달함수는 다음과 같다.

$$f_T(t, z) = \frac{z}{2[\pi \alpha t^3]^{1/2}} \exp\left(-\frac{z^2}{4\alpha t}\right) \quad (5)$$

따라서, 지열의 생성이나 소멸이 없는 균일한 매질에서 열전도에 의해서만 발생하는 지하의 온도 변화는 식 (4)와 (5)를 이용하여 계산할 수 있다.

### 2.2 지온의 연변화

연구지역의 일평균 기온분포는  $-20^{\circ}\text{C} \leq \bar{T} \leq 10^{\circ}\text{C}$ 이며, 월평균 기온은  $-15^{\circ}\text{C} \leq \bar{T}_m \leq 5^{\circ}\text{C}$ 의 범위를 가진다. 지표면 온도의 변화가 각주파수  $\omega$ 의 주기함수일 때, 지온의 변화는 깊이가 증가함에 따라  $\exp(-z\sqrt{\omega/2\alpha})$ 의 크기로 감쇠하게 된다 (Turcotte and Schubert, 1982). 기온의 연변화를  $-15^{\circ}\text{C} \leq \bar{T}_m \leq 5^{\circ}\text{C}$ 의 범위를 가지는 주기함수로 가정하여 열전도에 의한 최대 지온의 변화양상을



**Fig. 2.** Amplitude decay of maximum temperature variation with depth.  $\alpha_0 = 8 \times 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ,  $\alpha_1 = 3 \times 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ,  $\alpha_2 = 2 \times 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  and  $\alpha_3 = 1 \times 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ .

살펴보면  $2 \times 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ 의 열확산도를 가질 경우 활동층의 깊이가 약 1 m 정도임을 알 수 있다(Fig. 2). 실제 다산과학기지 주변 활동층(active layer)은 평균 1 m의 심도를 나타내고 있으므로 Fig. 2에서와 같이  $2 \times 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ 의 열확산도를 가져야 하지만 결빙 또는 해빙되는 과정에서 잠열을 방출 또는 흡수하기 때문에 열전도만으로 지온의 변화를 설명할 수는 없다.

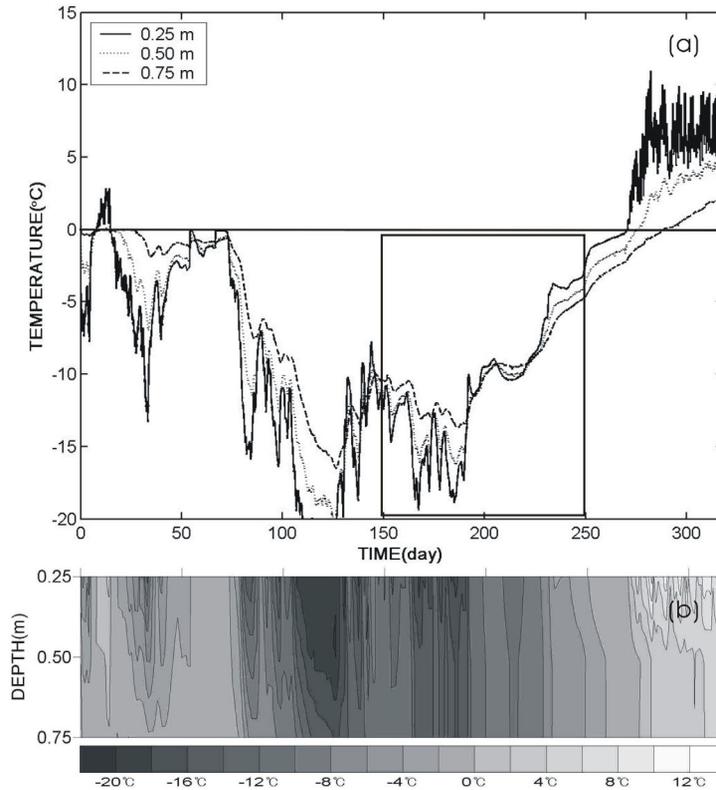
### 3. 지온관측

북극 영구 동토층에서의 지온측정을 위하여 Svalbard섬 Ny-Ålesund에 위치한 다산과학기지 ( $78^{\circ}55.5' \text{ N}$ ,  $11^{\circ}56.0' \text{ E}$ )에 지온 자동측정 장치를 설치하여 25 cm, 50 cm, 75 cm 깊이에서 매 30분마다 지온을 측정하였다.  $-20^{\circ}\text{C} \sim 80^{\circ}\text{C}$  범위의 온도를 측정할 수 있고 온도 분해능이  $0.01^{\circ}\text{C}$ 인 Baro-Diver Thermister with Environ Mon을 설치하여 2002년 9월 28일부터 2003년 8월 12일까지 318일간 지온을 측정하였다. 측정된 지온의 범위는 Table 1과 같으며, 지온 변화 양상은 Fig. 3과 같다. 측정 범위의 한계로 인하여 2003년 1월 16일부터 2월 2일까지 25 cm 깊이에서의 지온이 누락되었으며, 50 cm 깊이에서는 2003년 1월 31일부터 2월 1일까지의 지온이 누락되었다. 이 지역 동토층의 두께는 대략 100~500 m로 추정되며, 활동층(active layer)의 두께는 0.7~1.2 m의 범위를 가지고 평균 1.0 m를 나타낸다.

본 연구의 연구지역에 인접한 지역에서 Roth and Boike(2001)는 2년여에 걸쳐 지온 관측을 실시하였으며 TDR(Time Domain Reflectometry)을 이용하여 함수량(water content)을 측정하였다. 그

**Table 1.** Observed temperature variations. The value enclosed by () means that the minimum temperature dropped under the lower limit of thermistor. The temperature range of thermistor is  $-20^{\circ}\text{C} \sim +80^{\circ}\text{C}$ .

Depth (cm)	Temperature (C)		
	Range	Mean	Std.
25 cm	(-20.00) - 10.95	-6.67	7.83
50 cm	(-20.00) - 4.70	-6.47	6.52
75 cm	-16.52 - 2.07	-5.89	5.35



**Fig. 3.** Temperature variations at the depth of 25 cm, 50 cm, 75 cm from September 28, 2002 to August 12, 2003. The plots show the time-temperature plot(a) and time-depth section(b). The rectangle indicates an period with dominating heat conduction.

결과 토양의 평균밀도는  $1.7 \times 10^3 \text{ kgm}^{-3}$ , 공극률은 0.36~0.5, 가장 잘 부합하는 열확산도는  $8 \times 10^{-7} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ 인 것으로 보고하였다.

#### 4. 자료 분석

##### 4.1 열확산도의 결정

열전달 과정에서 열전도만을 고려하면 지표면의 온도변화를 식(4)와 식(5)에 적용하여 각 측정 깊이에서의 지온변화를 계산한 후 측정 자료와 가장 잘 일치하는 열확산도를 구할 수 있다. 본 연구에서는 지표면 온도 자료가 존재하지 않으므로 25 cm 깊이에서의 지온을 이용하여 50 cm와 75 cm에서의 지온을 계산한 후 실제 측정 자료와의 RMS 오차를 계산하였다. 또한, 50 cm 깊이에서의

지온을 이용하여 75 cm에서 추정된 지온의 RMS 오차와 비교하였다(Fig. 4). 25 cm~50 cm에서는  $6 \times 10^{-7} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ , 25 cm~75 cm에서는  $4 \times 10^{-7} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ , 50 cm~75 cm에서는  $3 \times 10^{-7} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ 의 열확산도가 가장 작은 RMS 오차를 나타내고 있다. 깊이가 증가할수록 열확산도가 감소하는 양상을 보이고 있으며,  $8 \times 10^{-7} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ 의 열확산도를 나타내는 Roth and Boike(2001)의 결과를 고려하면 표층에서의 열확산도는 더 높을 것으로 생각된다. 하지만, 본 연구에서는 깊이 25 cm~75 cm의 영역만을 다루므로 열확산도의 범위를  $4 \times 10^{-7} \text{ m}^2\text{s}^{-1} \sim 6 \times 10^{-7} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ 로 추정하였다. Geiger(1965)에 의하면 함수량에 따라 모래는  $3.5 \sim 7.0 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ , 점토는  $1.2 \sim 11.0 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ 의 열확산도를 가진다. 또한, 결빙된 실트질 점토의 열확산도는  $5.5 \times 10^{-7} \text{ m}^2\text{s}^{-1} \sim 8 \times 10^{-7} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ 의

범위를 가지는 것으로 알려져 있다(Yershov, 1998). 연구지역의 토양은 실트질 점토로 이루어져 있으나 추정된 열확산도는 전형적인 실트질 점토의 열확산도보다 다소 작은 값을 보인다.

Fig. 5에서는 25 cm 깊이에서의 지온으로부터 계산된 50 cm와 75 cm 깊이에서의 지온과 측정된 지온과의 차이를 도시하였다. 지온이 0°C에 가까워지거나 0°C 이상인 시기(Fig. 3)에 해당하는 0~75일 구간과 270~318일 구간에서 이론치와 측정치의 차이가 크게 나타난다. 이는 물의 상전이로 인한 잠열의 발생이 큰 역할을 하고 있기 때문이다.

4.2 지열류량 분석

동토층의 열적 특성을 이해하기 위해서는 지열류량의 변화를 살펴보는 것이 필요하다. 식(2)를 지온자료에 적용하면 식(6)과 같은 유한차분식 근사로서 지열류량을 계산할 수 있다.

$$q = -k \frac{T(z_{i+1}, t) - T(z_i, t)}{z_{i+1} - z_i} \quad (6)$$

열전도도는  $k = c\alpha$ 이므로, 열용량과 열확산도로부터

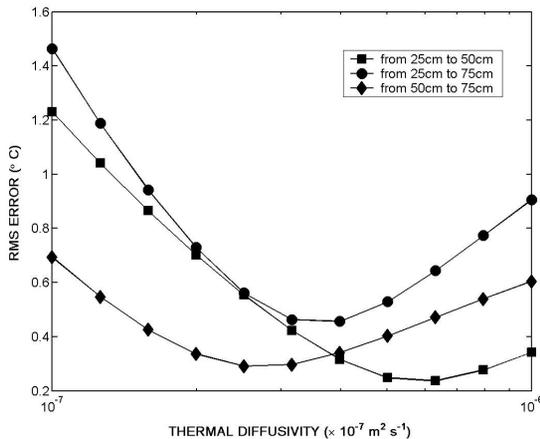


Fig. 4. RMS error between the measured and the projected temperatures during the period when conduction was the dominant mode of heat transfer. This figure shows the errors of projections of 25 cm temperature to 50 cm (squares) and 75 cm (circles) depth and the projections of 50 cm temperature to 75 cm (diamonds) depth.

터 열전도도를 결정할 수 있다. Roth and Boike (2001)에 의하면 이 지역 토양 샘플의 열용량은  $2.0 \times 10^6 \text{ Jm}^{-3}\text{K}^{-1}$ ~ $2.4 \times 10^6 \text{ Jm}^{-3}\text{K}^{-1}$ 의 범위를 가지며 평균은  $2.2 \times 10^6 \text{ Jm}^{-3}\text{K}^{-1}$ 이다. 따라서, 25 cm~50 cm 구간에서는  $6 \times 10^{-7} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ 의 열확산도와  $2.2 \times 10^6 \text{ Jm}^{-3}\text{K}^{-1}$ 의 열용량을, 50 cm~75 cm 구간에서는  $4 \times 10^{-7} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ 의 열확산도와  $2.2 \times 10^6 \text{ Jm}^{-3}\text{K}^{-1}$ 의 열용량을 적용하여 구한 지열류량을 Fig. 6에 도시하였다. 전체적으로 지온이 하강하는 구간에서는 음의 지열류량을 나타내며 상승하는 구간에서는 양의 지열류량을 나타낸다. 즉, 지열류량이 토양의 냉각과 가열 과정을 잘 나타낸다. 약 225일을 경계로 지온의 하강과 상승 구간을 잘 반영해주고 있다.

4.3 잠열의 발생

지하내부로의 열전달 과정에서 열전도에 의한 열전달이 매우 큰 역할을 하고 있지만 영구 동토층에서는 공극수의 상변화와 대류에 의한 열전달이 중요한 역할을 한다. 즉, 얼음, 물, 수증기 간의 상변화 과정에서 잠열의 생성과 소멸이 일어난다. 뿐만 아니라 물과 수증기는 대류와 확산에 의해 이동하게 되고 더 낮은 온도에서 재결빙되어 잠열을 방출하게 된다. 따라서, 상변화와 대류,

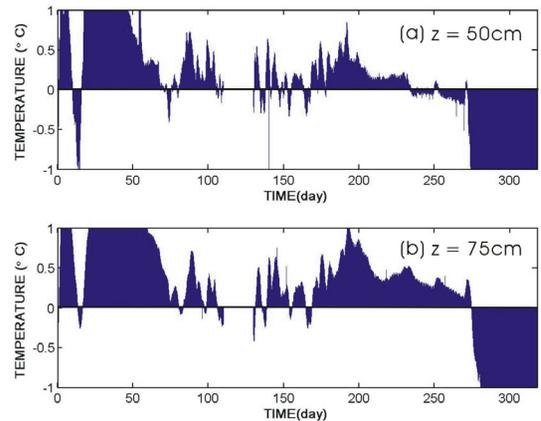


Fig. 5. Differences between the measured and the projected temperatures using  $\alpha = 6 \times 10^{-7} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$  to project 25 cm temperature to 50 cm depth(a) and  $\alpha = 4 \times 10^{-7} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$  to project 25 cm temperature to 75 cm depth(b). In the zone of missing data, between julian day 110 and 130, the difference was set to zero.

확산의 효과는 잠열의 열생산률로 정량화될 수 있다. 작은 구간  $[z_i, z_{i+1}] \times [t^j, t^{j+1}]$ 에서 열생산률은 식 (2)로부터 다음과 같이 구할 수 있다(Roth and Boike, 2001).

$$A = \frac{1}{[t^{j+1} - t^j][z_{i+1} - z_i]} \int_{t^j}^{t^{j+1}} \int_{z_i}^{z_{i+1}} A(z, t) dz dt$$

$$= c \left[ \int_{t^j}^{t^{j+1}} T(z, t^{j+1}) - T(z, t^j) dz - a \int_{t^j}^{t^{j+1}} T'(z_{i+1}, t) - T'(z_i, t) dt \right] \quad (7)$$

식(7)의 적분을 구하기 위해서는 지온의 깊이에 따른 미분치를 구하는 것이 중요하다. 관측 깊이가 3곳 밖에 되지 않으므로 25 cm~50 cm 구간에서는 전방차분법(forward difference)에 의해 25 cm, 50 cm 깊이에서의 지온의 깊이에 따른 미분치를 구하였으며, 50 cm~75 cm 구간에서는 후방차분법(backward difference)을 사용하여 50 cm, 70 cm 깊이에서 지온의 깊이에 따른 미분치를 구하였다. 온도는 각 구간의 중간지점의 온도를 선형 보간에 의해 구하였다. Fig. 7은 각 깊이에서 계산된 열생산률을 보여준다. 열용량과 열확산도의 값에 따른 열생산률의 차이를 알아보기 위해

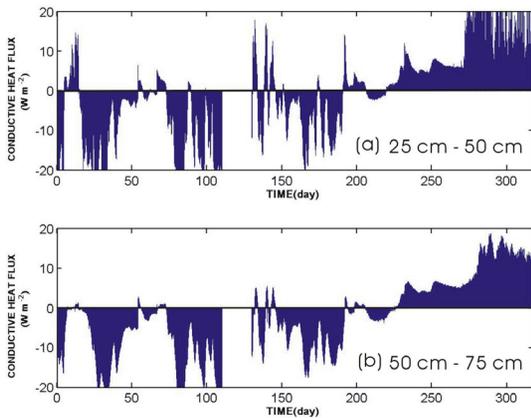
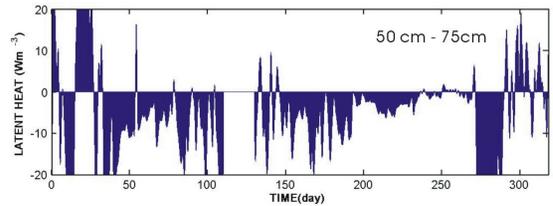
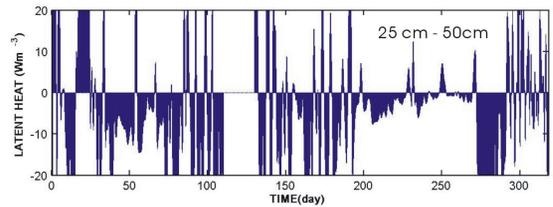
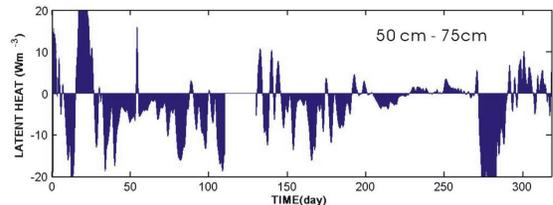
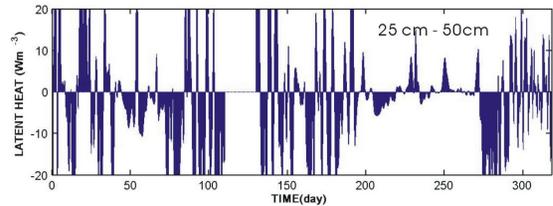


Fig. 6. Heat flux estimated from the finite difference approximation for each layer.

열용량과 열확산도의 최저값과 최대값을 사용하여 열생산률을 비교하였다. 25 cm~50 cm 구간에서 열생산률의 변화가 더 심한 것을 알 수 있으며, 열생산률의 전체적인 경향은 열용량과 열확산도의 크기에 큰 영향을 받지 않는 것으로 보인다. Fig. 4의 결과로부터 50 cm~75 cm 구간은 열확산도가 낮은 것으로 추정되므로 열용량과 열확산도의 최저값을 사용한 결과가 더 타당할 것으로 생각된다.



(a)



(b)

Fig. 7. Production of latent heat for (a) the upper bound of heat capacity and thermal diffusivity ( $c = 2.4 \times 10^6 \text{ Jm}^{-3}\text{K}^{-1}$ ,  $\alpha = 6 \times 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ) and (b) the lower bound ( $c = 2.0 \times 10^6 \text{ Jm}^{-3}\text{K}^{-1}$ ,  $\alpha = 4 \times 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ). In the layer of 25 cm ~ 50 cm, latent heat is estimated using the forward difference approximation of depth and the backward difference approximation is used in the layer of 50 cm ~ 75 cm.

#### 4.4 열전달 과정

지온의 분포양상, 지열류량, 열생산률의 분포를 고려하면 지온의 변화과정은 4개의 구간으로 크게 나눌 수 있다. 즉, 등온기(0~75일), 겨울혹한기(75~225일), 온난기(225~275일), 해빙기(275~318일)로 크게 구분할 수 있다. 각 구간에서의 열전달과정의 차이점은 열전도에 의한 열전달, 결빙과 해빙에 의한 잠열, 액체상태 물의 증발과 응결, 물이나 수증기의 확산 및 이동 등에 의해 발생한다. Fig. 8에서는 각 구간의 지온변화, 지열류량, 열생산률을 살펴볼 수 있다.

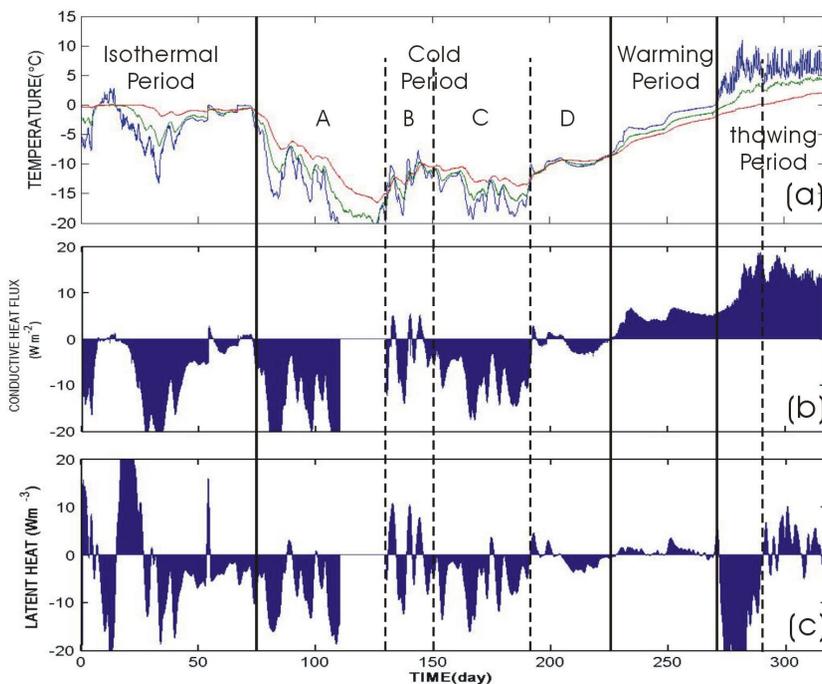
##### 4.4.1 겨울혹한기(Cold period)

동토층에서 물은 대부분 0°C에서 결빙되지만 0°C 이하의 온도에서도 액체상태의 물은 존재하며 지온이 하강함에 따라 액체 함유량(liquid water content)은 점점 줄어드는 양상을 보인다. 따라서

0°C 이하로 지온이 하강함에 따라 액체 상태의 물은 결빙되거나 증발할 수 있다. 결빙될 경우 잠열을 방출하며 증발할 경우 잠열을 흡수한다.

겨울혹한기는 온도가 하강하기 시작하여 충분히 낮은 온도로 유지되는 구간이다. Fig. 8에서 알 수 있듯이 매우 큰 잠열이 소모되며, 지열류량 역시 매우 큰 음의 값을 가진다. 이 기간에 잠열이 음의 값을 가지는 것으로 보아 증발이 우세하게 진행되고 있음을 알 수 있다. 증발에 의해 발생한 수증기는 온도가 더욱 낮은 위쪽으로 이동하게 되어 눈으로 덮여 있는 지표면까지 이동하여 응결된다. 이러한 현상은 토양 하부의 열을 표층으로 이동시키는 역할을 하여 토양 내부의 온도를 더욱 빠르게 냉각시키게 된다.

겨울혹한기를 자세히 살펴보면 온도가 충분히 낮은 상태에서 표층의 지온이 상승하는 구간이 존재한다. 즉, 130~150일, 190~225일 구간이 이



**Fig. 8.** Four periods during the annual freeze-thaw cycle: isothermal period (0~75 days), cold period (75~225 days), warming period (225~275 days) and thawing period (275~318 days). Cold period can be subdivided into four short period (A, B, C, D) and thawed period into two short periods. The plots show the variations of temperature(a), conductive heat flux(b) and latent heat production(c).

에 해당하며, 지온경사가 감소하므로 잠열과 지열류량의 값이 작아지고 변화가 심하다. 0°C 이하의 온도에서 지온이 상승하면 액체 수분 함유량이 증가하므로 낮은 온도에서도 해빙과 증발이 발생하게 되어 잠열을 생산한다. 하지만, 수증기의 이동이 역전되어 표층으로부터 수증기가 유입되고 수증기의 응결과 결빙이 동시에 발생하여 그 효과가 상쇄된다. 따라서 지온이 깊이에 관계없이 거의 일정한 상태가 되어 지열류량과 열생산률이 0을 중심으로 양과 음이 반복되는 양상을 보인다.

#### 4.4.2 온난기(Warming period)

225-270일 기간은 지온이 0°C까지 지속적으로 상승하는 구간이다. 이 기간에는 지열류량이 양의 값으로 전환한다. 즉 열전도에 의한 열전달이 토양층의 온도를 상승시킨다. 뿐만 아니라, 지표면을 덮고 있는 눈이 녹기 시작하면서 발생한 액체상태의 물과 수증기가 온도가 낮은 토양으로 이동하여 결빙과 응결이 일어난다. 이로 인해 열생산률은 작은 값이긴 하지만 양의 값을 나타내며 잠열의 발생으로 인해 보다 빠른 지온의 상승을 일으킨다.

#### 4.4.3 해빙기(Thawing period)

지표면의 온도가 0°C 이상으로 상승하는 기간으로서 해빙과 해빙된 수분의 증발에 의한 열손실이 크게 나타난다. 이 시기의 초기에는 상전이의 경계면(phase boundary)에 속하는 시기가 존재하는데 부분적으로 결빙된 토양과 완전히 해빙된 토양의 경계인 해빙 경계면(thawing front)에서도 물의 증발이 중요한 역할을 한다. 지표면의 온도가 지속적으로 상승하여 표층이 해빙되면 해빙으로 인해 발생한 물이 증발한다. 해빙 경계면 하부의 부분적으로 결빙된 토양은 온도가 더욱 낮기 때문에 수증기가 아래쪽으로 이동하여 해빙된 토양에서의 수증기 증발이 매우 활발하게 일어나 매우 큰 음의 열생산률을 나타낸다. 해빙기 초기에는 깊이 25 cm~75 cm 구간에 해빙 경계면이 존재하므로 수증기의 증발이 활발히 일어나 음의 열생산률을 보인다. 해빙 경계면 부근에서는 지표면에 비해 지온상승이 둔화되기 때문에 지열

류량은 매우 큰 양의 값을 나타낸다.

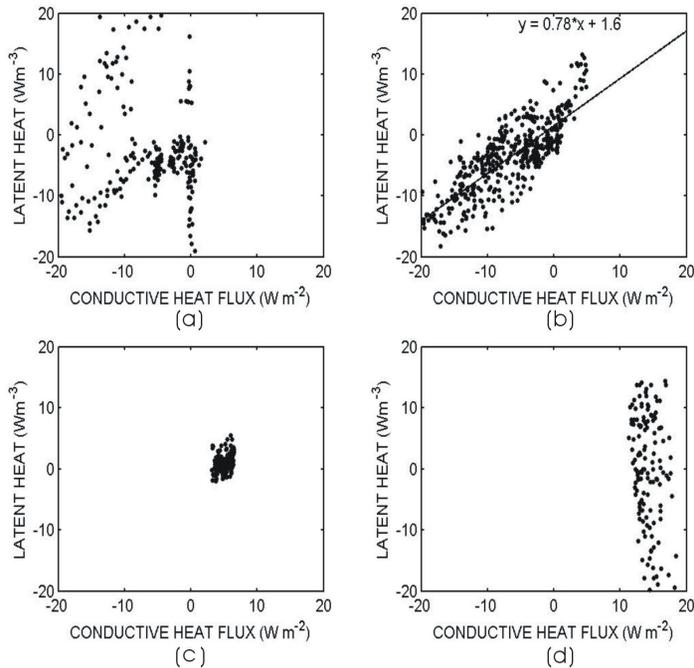
지온이 계속 상승할수록 해빙 경계면이 더욱 낮아져 토양층이 동결심도까지 완전히 해빙된다. 따라서 해빙기 후기에는 수증기의 증발보다 상부로부터의 수증기의 유입이 우세하게 발생하여 응결로 인한 열생산이 크게 증가한다. 지열류량은 큰 양의 값을 가지지만 지표면과 하부의 온도 차이가 점점 줄어들기 때문에 지열류량이 점점 감소한다.

#### 4.4.4 등온기(Isothermal period)

기온이 하강하기 시작하면서 0°C 이하로 내려가면 지표면에서는 결빙으로 인한 잠열이 발생한다. 하지만, 하부에서는 수증기의 이동이 역전되어 응결이 줄어들고 증발이 발생하여 작은 값의 열생산 혹은 열손실이 발생할 수 있다. 지표면에서 발생하는 결빙으로 인한 잠열은 열전도에 의한 열전달을 방해하여 0°C 근처에서 일정하게 유지되는 지온 변화 양상이 만들어 진다. 0~75일 구간은 기온이 0°C 이하로 하강하는 기간에 속하기 때문에 부분적으로 0°C 근처에서 일정하게 유지되는 현상을 볼 수 있다. 그러나 기온이 매우 급격하게 변하여 지온이 등온을 이루기보다는 짧은 시간에 여러 과정이 복합적으로 발생하는 양상을 보이며 열생산률과 지열류량의 변동이 심하게 나타나기도 한다.

### 4.5 열생산률과 지열류량의 상관관계

Fig. 9는 각 기간별로 열생산률과 지열류량의 상관관계를 보여주고 있다. 0-75일 구간은 전반적으로 등온기에 해당하기는 하지만 부분적으로 기온의 급격한 하강과 상승이 있어서 혹한기, 온난기의 특성을 복합적으로 반영하여 열생산률과 지열류량의 상관관계를 살펴보기 어렵다. 겨울혹한기에 속하는 75~225일 기간은 열생산률과 지열류량이 비례하는 양상을 보인다. 이 시기에는 수증기의 증발과 응결에 의해 열생산이 이루어지는데 열생산률과 지열류량이 상관관계를 가진다는 것은 수증기의 증발과 이동이 지온경사와 상관관계를 가짐을 나타낸다. 즉, 지온경사가 증가함에 따라 깊이에 따른 액체 수분 함유량의 차이가 커지게 되고 이로 인해 수증기의 이동이 활발해져



**Fig. 9.** Relationship between the production of latent heat and the conductive heat flux estimated in the layer of 50 cm - 75 cm. Four plots show the result of (a) mixed period, (b) cold period, (c) warming period and (d) thawed period. 6-hour averaged value is plotted to reduce the number of data.

서 수증기의 증발과 응결을 더욱 활성화시킨다는 것을 의미한다. 225~270일에 해당하는 온난기는 지열류량과 열생산률이 좁은 범위에 존재하는 양상을 보이는데 이는 기온의 양상이 매우 완만한 상승곡선을 그리고 있기 때문이다. 280-318일에 해당하는 해빙기는 해빙 경계면에 해당하는 시기와 완전히 해빙된 시기가 모두 포함되기 때문에 지열류량은 매우 큰 양의 값을 가지지만 열생산률은 음과 양의 값이 동시에 나타난다. 0°C 이상에서는 지온 변화의 주기가 매우 짧기 때문에 수증기의 이동과 응결에 의한 열생산률이 일정하게 유지되기 어렵다.

Fig. 10은 겨울혹한기에 속하는 기간을 보다 세부적으로 구분한 것으로 냉각이 지속되는 구간(A, C)과 낮은 온도에서의 온도 상승 구간(B, D)이 구별되는 양상을 보인다. B, D의 경우 기온 상승으로 인한 해빙과 증발, 상부로부터 유입되는 수증기의 응결과 결빙이 동시에 일어남으로 인해 지열류량과 열생산률의 반전이 반복되므로 0을 중심으로 음과 양의 값이 동시에 존재함을 볼 수 있다.

## 5. 결론

북극의 동토층에서 측정된 지온자료를 이용한 지열류량과 열생산률 분석을 통하여 연구지역의 열적 특성을 살펴보았다. 깊이 25 cm~75 cm의 영역에서 평균적인 열확산도의 범위는  $4 \times 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  ~  $6 \times 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ 이며 열전도만을 고려하는 하였을 때 지온이 0°C에 가까워지거나 0°C 이상일 경우 이론치와 관측치에 큰 차이가 나타나는데 이는 물의 상전이로 인한 잠열의 발생이 큰 역할을 하고 있기 때문이다.

동토층에서는 열전도에 의한 열전달뿐만 아니라 물의 결빙과 해빙, 수증기의 증발과 응결이 매우 큰 영향을 미친다. 이러한 물의 상전이는 잠열의 생산과 손실을 발생시키므로 잠열의 추정을 통해 열전달과정을 보다 정확히 이해할 수 있다. 유한 차분을 이용한 지온 관측 자료의 분석을 통하여 지열류량과 열생산률을 근사적으로 추정할 수 있으며 이는 토양의 가열 및 냉각 과정을 잘 나타내준다. 즉, 지온 관측이 이루어진 기간은 등온기,

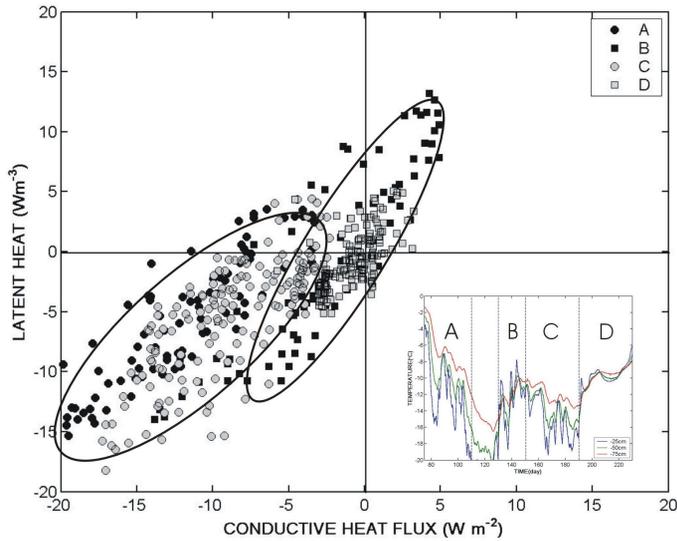


Fig. 10. Relationship between the latent heat and the conductive heat flux in the short intervals of the cold period.

겨울혹한기, 온난기, 해빙기로 크게 구분할 수 있으며 열생산률과 지열류량의 상관관계는 각 시기의 특성을 잘 반영해준다. 지열류량과 열생산률이 뚜렷한 양의 상관관계를 보이는 겨울혹한기의 경우  $0^{\circ}\text{C}$  이하에서의 수분의 결빙과 해빙 및 수증기 이동이 지온경사에 의해 좌우됨을 말하며 이러한 현상은 지표면의 지열변화를 토양하부로 더욱 빠르게 전달해주는 역할을 한다. 해빙기에는 해빙 경계면의 위치에 의해 열생산률이 크게 달라지며 해빙경계면 부근에서의 수증기의 이동 역시 토양하부의 해빙을 가속화시키는 역할을 한다. 이러한 결과는 토양과 대기의 상호작용에 대한 기본적인 정보를 제공할 수 있으며 지열 전달과정에서 수분과 수증기의 역할에 대한 보다 정량적인 해석은 지온관측과 더불어 수분 함량의 관측을 통해 이루어질 수 있을 것이다.

## 사 사

이 연구는 극지연구소 북극 환경특성연구(PE 05007) 지원에 의해 수행되었다. 저자는 북극다산 기지 동토 지온자료 관측과 방문연구를 도와준 유인성, 유규철 박사님께 감사드린다.

## 참고문헌

- Carslaw, H. S. and Jaeger, J. C., 1986, *Conduction of heat in solids*, 2nd ed., Oxford Univ. Press, New York, 510p.
- Geiger, R., 1965, *The climate near the ground*, Harvard Univ. Press, Cambridge, MA.
- Han, U., 1991, Global warming from borehole temperature evidence, *J. Kor. Earth Sci. Soc.*, 12, 93-99.
- Han, U., Jung, H. C., 1994, Temperature response in the Permafrost at the Sejong Station, Antarctica, *J. Kor. Earth Sci. Soc.*, 15, 170-176.
- Harrison, W. D., 1991, Permafrost response to surface temperature change and its implications for the 40,000 year surface temperature history at Prudhoe Bay, Alaska. *J. Geophys. Res.*, 96, 683-695.
- Roth, K. and Boike, J., 2001, Quantifying the thermal dynamics of a permafrost site near Ny-Ålesund, Svalbard. *Water Resource Research*, 37, 2901-2914.
- Turcotte, D. L., Schubert, G., 1982, *Geodynamics application of continuum physics to geological problems*, John Wiley & Sons, New York, 450p.
- Yershov, E. D., 1998, *General Geocryology*, Cambridge Univ. Press, New York.

투 고 일 : 2004년 10월 26일  
 심 사 일 : 2004년 11월 22일  
 심사완료일 : 2005년 2월 22일