

## 지표 특성 변화에 대한 평형온도의 반응 연구 : EBM 연구

서예원, 추정은, 하경자\*  
부산대학교 지구환경시스템학부

### On response of Surface Equilibrium Temperature for Change of Surface Characteristics : An EBM Study

Ye-Won Seo, Jung-Eun Chu, and Kyung-Ja Ha\*

*Division of Earth Environmental System, Pusan National University, Busan, Korea*

**요약** : 지표 특성 차이에 따라 외부강제력에 대한 차별적인 반응을 보이는 지표 평형온도 분포를 실험하기 위해 에너지 균형 모형(Energy Balance Model, EBM)이 사용되었다. EBM은 입사되는 복사에너지가 각 위도별로 수송되는 에너지와 방출되는 복사에너지의 합과 균형을 이루었을 때의 온도를 산출한다. 지구의 에너지 원천인 태양복사에너지를 전지구 에너지 균형에 있어 중요하게 취급하기 위하여 위도별 알베도 변화뿐만 아니라 해륙의 분포 차이에 따른 에너지 균형을 고려한 지구 평형온도 분포에 관한 실험이 수행되었으며, 입사되는 태양복사에너지를 강제력으로 하여 위도별 알베도의 선형적인 증감, 극지역 알베도의 5%, 10%, 15% 증감에 대한 반응, 극과 중위도 지역에서의 상반된 증감에 대한 반응을 실험하였다. 그리고 얼음-알베도 피드백의 유무에 대한 실험도 수행되었다.

극지역의 알베도를 증가시키면 입사되는 태양에너지를 차단시켜 위도별 열수송을 감소시키는데 이는 극지역을 저에너지 상태로 유지시킴으로써 저위도에서부터의 에너지 수송을 강화시킨다. 이러한 수송량의 차이로 인해 중위도 지역의 온도 변화는 극지역에 비해 크게 나타난다. 육지는 해양에 비해 열용량이 작기 때문에 평형온도에 도달하는 시간이 짧으며 알베도에 따른 온도변화에 민감하여 해양과의 온도차이를 유발시킨다. 따라서 평형온도는 지표가 가지는 특성인 알베도와 열용량의 차이에 따라 다르게 나타나며 알베도가 증가함에 따라 감소하고 열용량이 작을수록 변화율이 큰 특징이 있다. 얼음-알베도 피드백은 알베도의 선형적인 증가에 따른 지구 평형온도의 감소를 가속화시키지만 극지역적으로는 비선형적인 감소를 보인다.

**주요어** : 에너지균형모형, 지표 평형온도, 얼음-알베도 피드백, 극

**Abstract** : Energy Balance Model (EBM) was used to experiment the distribution of surface equilibrium temperature which responds to external forcing associated with the surface characteristics. Surface equilibrium temperature is calculated as sum of incoming solar radiation and latitudinal transport is balanced with outgoing infrared radiation. To treat incoming solar radiation, the source of the earth energy, significantly for energy balance, the experiment for surface equilibrium temperature distribution was performed considering the energy balance with the latitudinal albedo change as well as land and sea distribution. In addition, linear albedo change experiment, arctic albedo 5%, 10%, 15% change experiments and the opposite albedo change experiments between arctic and mid-latitudes were performed using incoming solar radiation as an external forcing. Moreover, with and without ice-albedo feedback experiments were performed.

Increasing of arctic albedo is blocked out the incoming solar radiation so that it induces

\* corresponding author: Prof. Kyung-Ja Ha, Department of Atmospheric Environmental Sciences, Pusan National University, Busan 609-735, Korea, Phone: +82-51-510-2177, Fax: +82-51-515-1689, E-mail: kja@pusan.ac.kr

decreasing of latitudinal heat transport. It is strengthened energy transport from low latitudes by keeping arctic low energy states. Therefore the temperature change in the mid-latitudes exhibits larger response than that of arctic due to the difference of transport. The land which has lower heat capacity than sea can be reach to equilibrium temperature shortly. Also land is more sensitive to temperature change with respects to albedo. Thus it induces the thermal difference between land and sea. As a result, the equilibrium temperature exhibits differently as the difference of albedo and heat capacity which are the one of surface characteristics. Surface equilibrium temperature decreases as albedo increase and the ratio of temperature change is large as heat capacity is small. The decreasing of surface equilibrium temperature with respects to increasing of linear albedo is accelerated by ice-albedo feedback. However local change of surface equilibrium temperature decreases non-linearly.

**Key Words** : Energy balance model, Surface equilibrium temperature, Ice-albedo feedback, Arctic

## 1. 서론

지구는 태양으로부터 받는 만큼의 에너지를 우주로 방출하면서 일정한 온도를 유지하며, 지표 온도의 지역적인 열적 차이는 지표 플럭스들에 의해 교환되면서 전지구적 에너지 균형을 이루고 있다. 전지구 에너지균형에 중요한 영향을 미치는 요소에는 지구로부터 들어오는 태양복사에너지, 대기의 투명도, 지구의 알베도, 육지와 해양의 잠재적인 열용량 등이 있으며(Sellers, 1969) 대륙빙하 또한 지표의 알베도와 직접적인 영향을 가지기 때문에 에너지균형에 영향을 미칠 수 있다.

지표평형온도는 각 요소들에 민감하게 반응하는데, Sellers(1969)는 들어오는 태양에너지의 2% 감소가 빙하기를 초래하기에 충분하다고 주장하였으며, Eriksson(1969)은 눈이 있는 지역과 없는 지역 사이의 알베도 차이가 얼음-알베도 피드백을 통해 지표평형온도를 변화시키는 중요한 요소임을 제시하였다. 또한 북극 해빙 농도는 태양복사에 대한 반사도인 알베도를 변화시켜 대기 순환과 열속에 변화를 야기한다(Liu *et al.*, 2004)

에너지균형을 통해 지구평형온도를 산출하기 위한 많은 연구들이 있었다. Sellers(1969)는 복사에너지균형을 이용한 위도별 평형온도분포에 대해 에너지 균형 모형(Energy Balance Model, EBM)을 통해 실험하였으며, Budyko(1969)는 관측 값

을 이용하여 입사되는 태양복사에너지의 변동성과 기후와의 관계를 모의실험 하였다. EBM은 North(1975)에 의해 그 해가 구해졌으며 빙하기의 상태에 관한 실험도 수행되었다. 또한 North and Coakley(NC)(1979)는 계절을 고려한 EBM을 이용하여 에너지균형에 영향을 미치는 요소들의 민감도를 실험하였다. North *et al.*(1983)에서는 NC 논문을 바탕으로 하여 육지가 고려된 2차원 모형을 사용하였지만 육지의 형태를 구분한 온도분포는 설명하지 않았고 Barry *et al.*(1993)은 관측과 모형결과를 이용하여 북극의 해빙이 얼음-알베도 피드백을 통해 지역기후와 전지구 기후에 중요한 역할을 한다고 제시하였다.

이를 바탕으로 북극의 해빙이 알베도를 변화시킨다는 가정 하에 본 연구를 진행하였으며, NC(1979) 모형을 기초로 태양복사에너지와 빙하의 증가·감소로 야기된 알베도 변화를 외부강제력으로 하여 전지구 평형온도의 분포를 실험하였다. 육지와 해양의 서로 다른 알베도와 열용량을 고려하여 2차원 EBM 실험이 수행되었고 이를 통해 위도별 평형온도를 모의하였다. 그리고 지구 평형온도에 미치는 얼음-알베도 피드백의 영향을 연구하였다.

## 2. 모형 및 실험 설계

### 2.1. 에너지 균형 모형(Energy Balance Model, EBM)

EBM은 어떠한 시스템으로 들어오는 모든 에너지와 나가는 모든 에너지를 계산하여 최종적으로 에너지가 평형에 도달했을 때의 지구 평형온도를 산출해내는 간단한 기후모형이다. 기후 시스템의 에너지 변화는 대기 꼭대기에서의 입사되는 복사 에너지와 대기-해양에서의 수평 플럭스 발산의 차이로 구성된다(Hartmann, 1994). 본 연구에서 사용된 EBM에서 변수는 오직 지구 온도 하나이며 이를  $T_e$ 로 표시하였다. 균형 항은 시스템에 축적되는 에너지 없이 평형에 있다고 가정하고 계산하였다. 수학적으로는 다음과 같이 EBM을 설명할 수 있다.

$$\frac{\partial E}{\partial t} = \bar{C} \frac{\partial T_s}{\partial t} = R_{TOA} - \Delta F \dots \dots \dots (1)$$

$$C_L \frac{\partial T_L}{\partial t} - D_0 \frac{\partial}{\partial t} (1-x^2) \frac{\partial}{\partial t} T_L + \frac{v}{f_L} (T_L - T_W) + A + BT_L = QS(x, t) \alpha_L(x, t) \dots \dots \dots (2)$$

$$C_W \frac{\partial T_W}{\partial t} - D_0 \frac{\partial}{\partial t} (1-x^2) \frac{\partial}{\partial t} T_W + \frac{v}{f_W} (T_W - T_L) + A + BT_W = QS(x, t) \alpha_W(x, t) \dots \dots \dots (3)$$

(2)와 (3)식에서의  $T_L$ 은 위도대에서 평균된 육지의 온도,  $T_W$ 는 해양의 온도를 의미하며,  $C$ 는 열용량,  $v$ 는 육지-해양 상호작용 계수,  $f$ 는 마찰계수이다. 모형에서 사용된 상수는 Table 1에 제시하였다. (2)와 (3) 식에서 첫 번째 항은 지표 열적 강제력의 변화, 두 번째와 세 번째 항은 에너지의 수송,

Table 1. Model parameters

Symbol	Value	Symbol	Value
$C_L$	$2.5 \times 10^6 \times 10$	A	204
$C_W$	$2.94 \times 10^8 \times 70$	B	2.17
Q	342.5	K	3.8

네 번째 항은 지표로부터 방출되는 적외복사이며 오른쪽 항은 입사되는 태양복사를 의미한다. 따라서 연구에서 사용된 EBM에서는 기본 에너지 균형 방정식에 의해 지구 평형온도와 에너지 교환과정이 지배된다고 보았으며 알베도와 열용량 값에 따른 위도별 지구 평형온도의 분포를 모의실험을 통해 알아보았다. 또한 에너지 균형 방정식을 푸는 문제에 있어 시간에 관한 적분이 아닌 정상상태를 고려하여 평형온도에 도달하기 전까지 계산을 반복 수행하였다.

### 2.2. 복사평형과 알베도

복사 평형이란 물체가 흡수하는 에너지의 양과 방출하는 에너지의 양이 같아져서 온도가 일정하게 유지되는 현상을 말한다. 기후 시스템을 움직이는 에너지원은 태양으로부터 받는 복사에너지이며, 지구는 태양 복사 에너지를 지속적으로 받고 있지만 받은 양만큼의 에너지를 우주 공간으로 방출하므로 복사 평형을 이루고 있다. 그 결과 지표와 대기 간의 에너지 교환을 통해 전 지구 지표면 평균 온도는 약 288K 내외로 유지되고 있다. 지구가 1분 동안 받는 태양 복사 에너지양(E)은 (지구의 단면적)×(태양 상수)로 표현된다. 평균 일사량(E')을 지표면 1cm<sup>2</sup>에 단위 시간 동안 입사되는 평균 태양복사에너지양으로 정의하고 태양복사에너지양과 지구복사에너지양이 같다고 가정하면

$$\pi R^2 I = E' 4\pi R^2 \dots \dots \dots (4)$$

이라는 식을 얻을 수 있다. 태양복사에너지를 S, 지구의 알베도를  $\alpha$ , 지구 반지름을 R이라고 두고 지구의 반사율을 계산하면

$$S(1 - \alpha)\pi R^2 = E 4\pi R^2 \dots \dots \dots (5)$$

이며 전 지구 평균 알베도  $\alpha$ 는 약 0.3이므로 지구 복사에너지(E)는 0.35cal/cm<sup>2</sup>·min으로 계산된다. 이 값은 전지구 표면에서 흡수되는 평균 태양

복사에너지의 양이며 동시에 전지구 표면에서 방출되는 지구 복사에너지의 양이 된다. 입사되는 태양복사에너지양은 위도에 따라 다르며 각 위도별로 복사평형에 도달하는 온도가 달라지며 그 온도는 Sellres(1969)와 Budyko(1969)의

$$\begin{aligned} & \text{(입사되는 복사량)} \\ & = \text{(수송항)} + \text{(방출되는 복사량)} \\ & S(\phi)\{1 - a(\phi)\} \\ & = K(T(\phi) - \bar{T}) + \{A + BT(\phi)\} \dots\dots\dots(6) \end{aligned}$$

라는 식을 통해 간단히 산출된다. 여기서  $\phi$ 는 위도이며 태양복사에너지, 알베도, 온도는 모두 위도의 함수로 표현된다. 방출되는 복사량은 Budyko의 선형 근사에 의해

$$\sigma T^4 \approx A + BT_5 \dots\dots\dots(7)$$

로 근사되었으며 여기서  $T_5$ 는 지표 온도를 뜻하며 A는 204, B는 2.17의 값을 가진다(Budyko, 1969).

입사되는 태양에너지양의 변화에 따른 지구 평형온도 변화를 모의하는 실험이 수행되었는데 태양으로부터 입사되는 에너지는 위도의 함수로 주어진다. 태양상수 S는 second Legendre polynomial에 의해

$$S(\sin \phi) = 1 - 0.477 \times P_2(\sin \phi) \dots\dots\dots(8)$$

$$P_2(x) = (3x^2 - 1)/2 \dots\dots\dots(9)$$

로 모수화되며 이렇게 구한 각 위도별 태양상수 S를 알베도와 같이 선형적으로 증가·감소시켰을 때의 지구의 위도별 온도 분포를 알아보았다.

복사평형과 알베도에 대한 지구 평형온도 차이를 모의하기 위하여 위도를 10도 간격으로 나누고 각 위도대별 동서 평균된 값을 사용하는 1차원 EBM 실험이 수행되었다. 1차원 EBM 실험에서는 전지구가 해양이라고 가정하였으며 따라서 에너지 균형 방정식에서는 식 (2)를 사용하였다. 우선 지구 평형온도에 가장 직접적인 영향을 미치는 외부

강제적인 입사되는 태양복사에너지의 변화에 따른 지구 평형온도 분포를 확인하기 위해 앞서 second Legendre polynomial에 의해 구해진 태양상수 S를 전지구적으로 2%, 4%, 10% 증가·감소시켜 지구가 에너지 균형에 도달했을 때의 온도를 살펴보았다.

그리고 또 하나의 외부 강제력으로 작용하는 알베도 변화에 따른 지구온도의 변화를 알아보기 위해 전 지구 위도대별 평균 알베도를 선형적으로 증가·감소시키는 실험이 행하여졌다. 연구에서 사용된 위도별 알베도는 Kukla and Robinson (1980)과 Robock(1980)을 바탕으로 하였으며 EBM의 모든 항(단파 복사 에너지 제외)은 지구 평형온도의 함수로 모사되었다. 또한 빙하기의 온도를 모의하기 위하여 극지역의 빙하를 증가시키는 실험이 수행되었다. 이 실험에서는 위도 60°N~90°N 지역의 얼음의 면적이 증가하였다고 가정하였으며 얼음 면적의 증가에 따른 효과로 알베도를 5%, 10%, 15% 증가시켜 지구 평균온도 모의실험을 수행하였다. 더불어 알베도 변화에 따른 지구 평형온도의 보다 뚜렷한 변화를 확인하기 위하여 60°N 이상인 지역의 알베도를 각각 5%, 10%, 15% 증가시키는 동시에 북위 30°N~60°N 지역의 알베도는 같은 비율로 감소시키는 실험이 수행되었다. 알베도 실험 설계는 Fig. 1을 통해 확인할 수 있다. Fig. 1에서 각각의 선은 위도대별 평균 알베도를 일정한 비율로 변화시킨 실험을 나타내었으며 실선은 극지역의 알베도를 증가시킨 실험, 점선은 극지역의 알베도를 감소시킨 실험을 표현한다.

1차원 EBM 실험에서는 위도대별 입사되는 태양에너지와 알베도의 증가와 감소에 따른 지구 평형온도를 모의하였다. 하지만 알베도는 지표의 형태에 따라 그 값이 달라지므로 1차원 모형을 이용할 경우 같은 위도대에서 지표 형태의 차이를 살펴보기에 적합하지 않다. 특히 해양과 육지, 빙하는 알베도의 차이가 크기 때문에 지구 평형온도 모의에

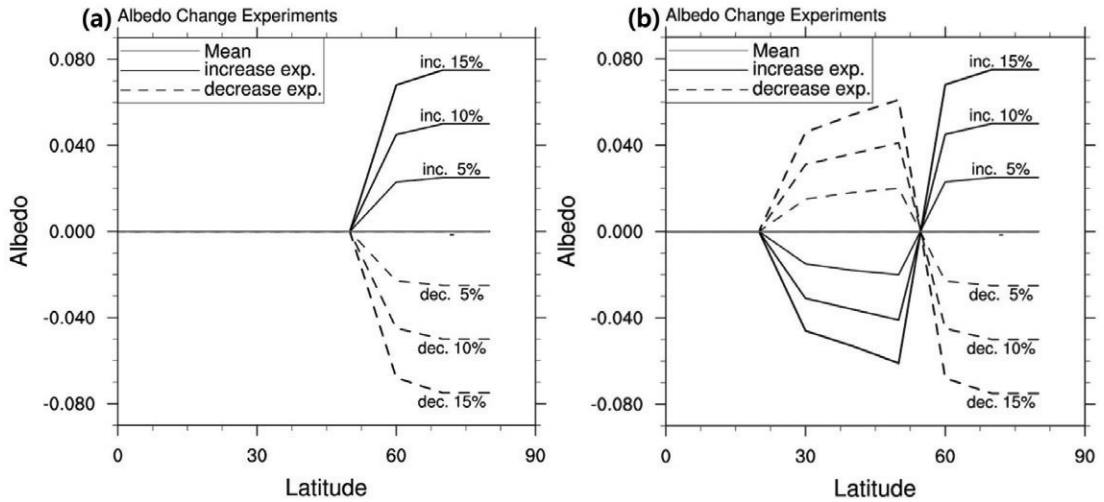


Fig. 1. Experiment design for (a) arctic albedo change and (b) arctic and mid-latitudes albedo change. Each line denotes that the ratio of albedo change with respects to mean albedo.

있어 중요한 인자로 작용하므로 세 가지 지표형태는 구분될 필요가 있다. 또한 에너지 균형 방정식에서 온도의 변화는 지표형태에 따른 알베도 뿐만 아니라 그 지표가 가지는 열용량에 따라서도 값이 다르게 모의된다. 따라서 지구 평형온도를 보다 정확하게 모사하기 위해서 지표면 상태에 따른 알베도 차이를 고려한 2차원 EBM 실험이 수행되었다. 지표면의 상태는 크게 유기질토양, 무기질토양, 얼음층 그리고 해양으로 구분하였으며 각각의 지표형태에 따라 다른 알베도 값을 사용하여 실험을 진행하였다.

Hartmann(1994)에서 제시한 바와 같이(Table 2) 지표의 형태에 따라 밀도와 비열을 세 가지로 분류하였으며 이를 이용하여 다음과 같이 열용량을 구하였다.

$$C_{W,L,D} = \rho_{W,L,D} c_{W,L,D} d_{W,L,D} \dots \dots \dots (10)$$

여기서 C는 열용량을 나타내며 c비열, ρ는 밀도, d는 열이 충분히 혼합될 수 있는 각 지표층의 깊이를 나타낸다. 해양의 경우는 혼합층의 두께를 70m로 두었으며 지표는 10m를 사용하였다. 아래첨자 W는 해양을, L은 유기질토양인 육지를, D는 무기질토양인 육지(사막)을 나타낸다. 2차원 실험에는 위도 70°N 이상인 지역이 모두 얼음으로 덮여 있다고 가정하였으며 30°N 이하인 지역은 모두 해양이라고 가정하였다. 그리고 위도 30°N~70°N 사이의 북반구 중위도의 40%에 육지가 존재한다고 가정하였다. 이렇게 지표형태에 따라 알베도의 값을 다르게 주어 육지, 해양 그리고 얼음층의 에너지 평균된 지구 평형온도가 어떻게 모의되는지 살펴해보았다. 또한 지표형태는 크게 유기질토양(육지)과 무기질토양(사막)으로 나누어 각각 실험하였으

Table 2. Properties of soil components at 293K. (Hartmann, 1994)

	Specific heat ( $c_p$ ) ( $J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$ )	Density ( $\rho$ ) ( $kg \cdot m^{-3}$ )	$\rho c_p$ ( $J \cdot m^{-3} \cdot K^{-1}$ )
Soil inorganic material (desert)	733	2600	$1.9 \times 10^6$
Soil organic material (land)	1921	1300	$2.5 \times 10^6$
Water (sea)	4182	1000	$4.2 \times 10^6$

며 두 가지 지표형태가 함께 고려된 실험도 수행되었다.

즉, 지표형태에 따른 알베도와 열용량 차이로 인한 지구 평형온도의 영향을 보기 위한 2차원 EBM 실험으로는 총 3가지 실험이 이루어졌으며, 그 첫 번째는 유기질토양인 육지를 고려한 실험, 두 번째는 육지가 모두 무기질토양, 즉 사막이라고 가정한 실험, 세 번째는 두 가지 지표형태가 함께 고려된 실험이 수행되었다. 두 가지 지표형태가 함께 고려된 실험에서는 유기질토양과 무기질토양의 비율을 6:4로 두고 실험하였다.

### 3. EBM 실험과 평형 온도 반응

#### 3.1. 1차원 EBM 실험

본 연구에서는 전 지구 알베도의 변화와 입사되는 태양복사에너지에 따른 지구의 평형온도 변화 실험이 수행되었으며 지표의 형태에 따른 알베도와 열용량의 차이에 따른 지구 평형온도의 분포, 얼음-알베도 피드백을 효과를 고려한 실험이 수행되었다.

입사되는 태양복사에너지의 선형적인 증가·감소 실험에서 태양복사에너지는 작은 비율의 변화만으로도 지구의 평균 온도에 큰 변화를 가져옴을

알 수 있었고, 특히 극지역의 경우 2% 증가 실험에서 다른 위도대에 비해 그 변화가 현저히 크게 나타났다(Fig. 2). 이는 극지역의 얼음-알베도 피드백과 관련이 깊다고 사료되며 입사되는 태양복사에너지의 증가가 얼음을 녹여 보다 어두운 색의 지표를 노출시킴에 따라 극지역의 알베도의 값이 작아졌기 때문에 결과적으로 온도의 증가가 크게 나타난 것이다.

북반구의 알베도를 선형적으로 증가·감소시킨 실험에서 알베도를 증가시키면 얼음-알베도 피드백에 의해 냉각화가 가속되어 지구의 온도가 낮아졌으며 알베도가 감소시키면 이와는 반대의 결과가 나타났다(Fig. 3). 알베도의 증가비율이 커질수록 온도변화가 가장 크게 나타나는 위도대가 60°N에 가까워지는데 이는 이 지역이 알베도 증가에 가장 민감하게 반응하는 위도대임을 제시한다. 고위도를 제외한 다른 지역에서는 일정한 온도의 변화를 보인 반면, 알베도의 감소 비율이 커질수록 극지역의 온도 변화가 크게 나타났다.

극지역의 알베도를 15% 증가·감소시켰을 경우(Fig. 4(a)) 같은 비율로 알베도의 변화를 주었음에도 불구하고 알베도를 증가시켰을 때가 감소시켰을 때보다 온도변화가 뚜렷하게 나타났다. 저위도와 중위도 지역에서의 온도는 거의 변함없이 평균과 비슷하였다.

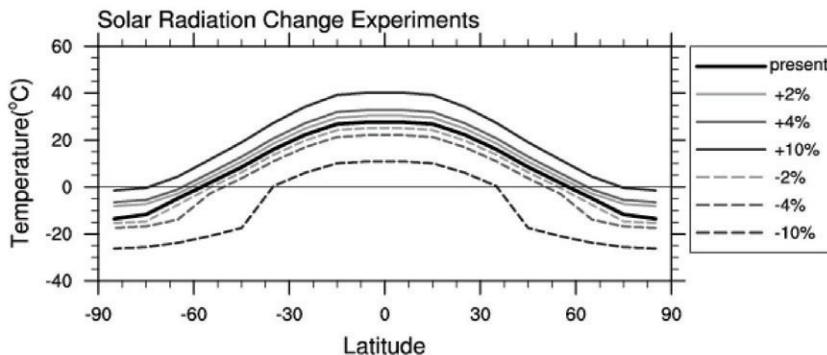


Fig. 2. Latitudinal distribution of the surface equilibrium temperature associated with solar insolation change.

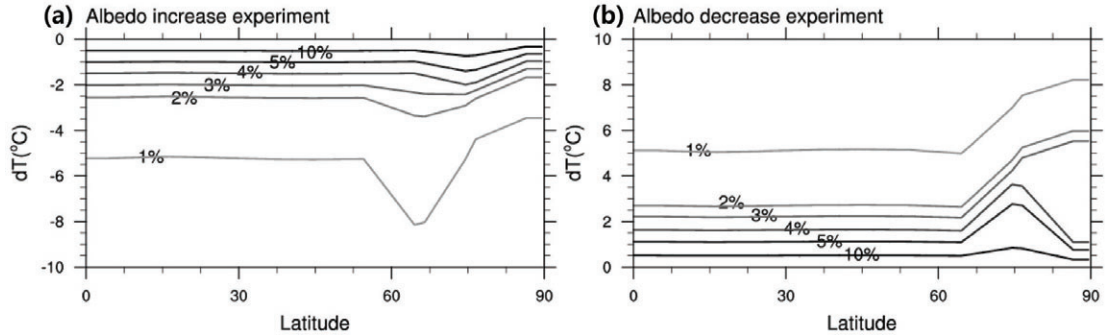


Fig. 3. Latitudinal distribution of the surface equilibrium temperature associated with (a) increase of albedo, (b) decrease of albedo over the Northern Hemisphere.

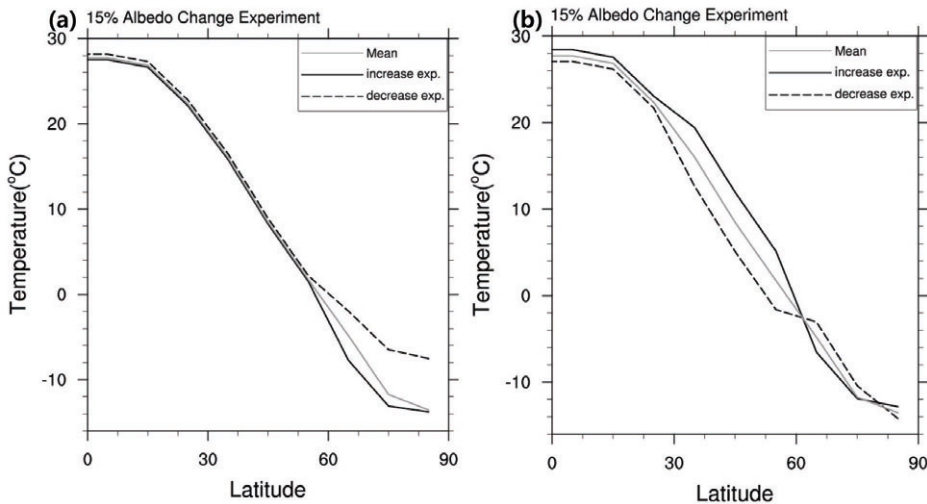


Fig. 4. Latitudinal distribution of the surface equilibrium temperature associated with (a) 15% arctic albedo change and (b) arctic and mid-latitudes 15% albedo change over the Northern Hemisphere.

극지역과 중위도의 알베도를 모두 변화시킨 실험, 즉 극지역의 알베도를 15% 증가, 중위도지역의 알베도를 15% 감소시킨 실험에서 전 지구 평균온도는 증가하는데 반해 60°N 이상 지역의 온도는

알베도의 변화를 주지 않았을 때의 온도에 비해 최대 1.8°C까지 감소하는 특징을 보였고, 그 밖의 지역에서는 평형온도가 높게 나타났다. 특히 30°N~60°N의 중위도 지역에서는 다른 위도대에 비

Table 3. Global mean temperature associated with the change of albedo ( $\alpha$ ) experiments.

	Polar		Polar and mid-latitude	
	Increase $\alpha$	Decrease $\alpha$	Increase $\alpha$ (polar), Decrease $\alpha$ (mid-latitude)	Decrease $\alpha$ (polar), Increase $\alpha$ (mid-latitude)
Mean	15.2781			
5%	15.1501	15.4313	15.6391	14.9249
10%	15.0414	15.6904	16.0303	14.5572
15%	14.9238	15.9746	16.4048	14.2459

해 온도가 최대 3.4°C까지 증가하는 뚜렷한 변화를 보였다. 극지역 알베도 감소, 중위도 알베도 증가 실험에서는 그 결과가 반대로 나타났다(Fig. 4(b)). 알베도의 변화에 따른 전지구 평균 평형온도는 Table 3에서 확인할 수 있다.

### 3.2. 2차원 EBM 실험

지표 형태에 따른 알베도와 열용량 차이가 고려된 2차원 EBM 실험은 (a) 육지-해양, (b) 사막-해양, (c) 사막-육지-해양 실험으로 구분하였다. 또한 1년 내내 영하의 기온을 가지는 지역을 설선으로 정의하고(North *et al.*, 1983) 각각의 실험 결과로부터 설선의 분포를 비교하였다(Table 4).

유기질토양을 고려한 육지-해양 실험 (a)에서 설선은 전지구가 해양이라고 가정한 실험에서 나타난 값보다 높은 값을 가진다. 즉, 설선이 남하하는 것을 알 수 있는데 이는 해양보다 높은 육지의 알베도로 인해 감소한 온도를 보상하기 위해 극의 얼음을 녹였기 때문이다. 60°N 이상의 지역에서 해양과

대륙의 온도 차이가 뚜렷하게 나타난다. 무기질토양을 가정한 사막-해양 실험 (b)에서는 사막의 높은 알베도(0.42 (Robock, 1980))가 지구로 들어오는 총 에너지를 감소시켜 전지구적인 온도감소를 야기하며 특히 육지에서의 온도가 현저하게 하강함을 알 수 있다. 그리고 설선의 변화는 3가지 실험 중 가장 뚜렷하다. 육지가 사막과 유기질 토양으로 구성된 실험 (c)에서는 서로 다른 지표형태의 경계에서 온도변화가 크게 나타났으며 특히 극지역에서 온도의 변화가 크게 나타난다(Fig. 5).

### 4. 얼음-알베도 피드백 효과

1차원, 2차원 EBM 실험에서는 기본적으로 얼음-알베도 피드백이 고려된 실험이 수행되었다. 빙하의 면적은 지구의 평형온도 산출에 중요한 인자이며 이는 극지역뿐만 아니라 전지구적 평형온도에도 영향을 미친다. 따라서 빙하의 증가로 인한 알베도의 변화가 지구 평형온도 산출에 미치는 영향을 알아보기 위해, 얼음으로 뒤덮인 지역을 위도 70°N 이상인 지역에서 위도 60°N 이상인 지역으로 그 범위를 증가시켜 전지구적 냉각화 실험을 수행하였다. 또한 얼음-알베도 피드백이 냉각화를 가속화 시키는 양의 피드백인지 냉각화를 억제시

Table 4. Snow line associated with two-dimensional EBM experiments.

Surface type	sea	(a) land-sea	(b) desert-sea	(c) desert-land-sea
Snow line	72.2356	71.9008	71.3387	71.6760

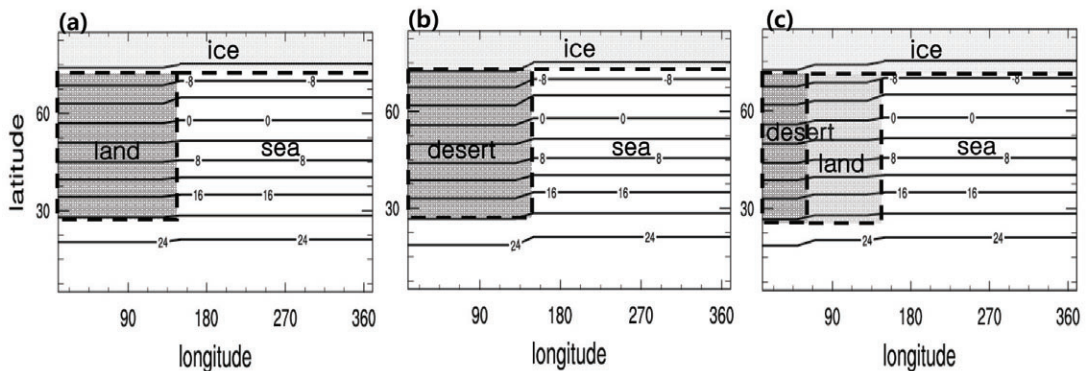


Fig. 5. Distribution of the surface equilibrium temperature of (a) land-sea, (b) desert-sea, (c) desert-land-sea experiments over the Northern Hemisphere. Dashed lines mean the surface boundary of land, sea, and ice.



키거나 또는 유지시키는 음의 피드백인지를 알아 보기 위해 얼음-알베도 피드백이 고려된 냉각화 실험과 고려되지 않은 실험이 수행되었고 두 실험의 차이를 비교해 보았다.

전지구적 냉각화를 야기시키기 위해 얼음-알베도 피드백이 고려된 육지-해양 실험(Fig. 4(a))에서 얼음층의 위도대를 10도 넓혀 얼음층의 위도를 60°N~90°N 로 바꾸어 지구 평형온도를 모의하였다. 그 결과 전지구 평형온도는 약 0.84°C 감소하였으며 이는 지구평형온도의 약 5.5%의 감소를 뜻한다. 또한 감소되는 온도는 극의 알베도를 10% 증가시키고 중위도의 알베도를 10% 감소시켰을 때의 효과로 감소되는 양보다 큰 값을 가진다. 얼음-알베도 피드백의 효과를 알아보기 위해 피드백을 제외한 후 같은 실험이 반복 수행되었다(Fig. 6). 그 결과 전지구 평균 온도가 0.60°C 감소하였고 이

는 지구 평형온도의 약 4.0% 감소와 상응하는 결과이다. 얼음-알베도 피드백의 유무에 따라 감소되는 온도가 약 0.24°C 차이 나며 피드백이 냉각화를 더욱 가속화시키는 양의 피드백으로 작용함을 알 수 있다.

## 5. 결론 및 토의

본 연구에서는 지표형태의 특성에 따른 알베도와 열용량 차이를 고려한 지구 평형온도 변화에 관한 실험이 수행되었으며, 지구 평형온도에 외부강제력으로 작용하는 입사되는 태양복사에너지량 변화에 따른 온도 분포를 살펴보았다. 또한 육지-해양의 상호작용, 얼음-알베도 피드백의 효과를 고려한 모의 실험이 연구되었다.

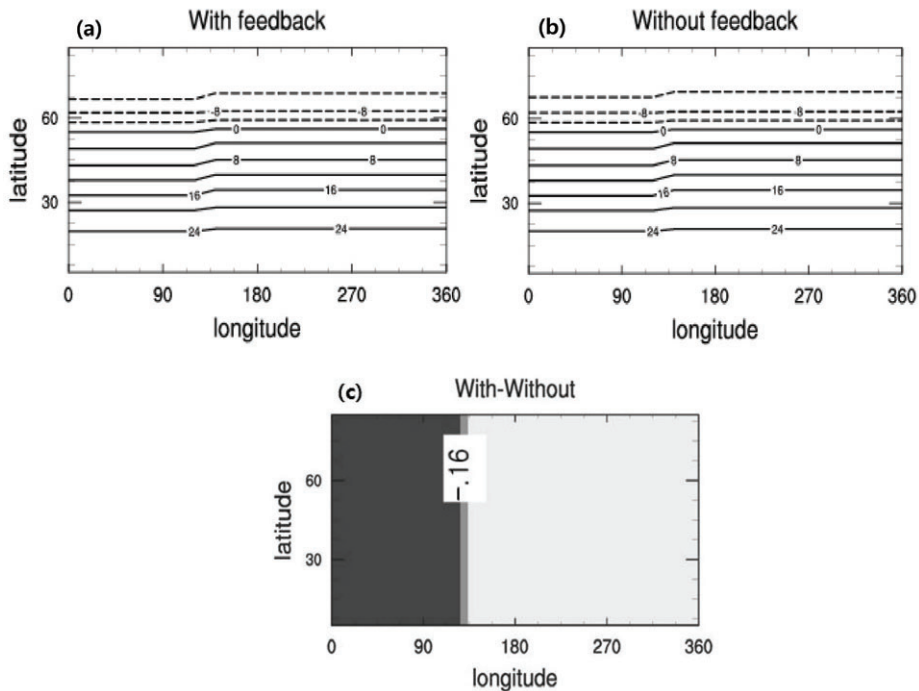


Fig. 6. Distribution of the surface equilibrium temperature with respects to albedo change (a) with ice-albedo feedback and (b) without ice-albedo feedback experiments and (c) its difference over Northern Hemisphere. Solid lines mean positive value and dashed lines mean negative value. Contour interval is 4.

EBM은 입사되는 복사에너지가 각 위도별로 수송되는 에너지와 방출되는 복사에너지의 합과 균형을 이루었을 때의 온도를 산출한다. 이러한 에너지 균형 관계를 이용하여 극지역의 얼음 분포에 변화를 주어 얼음-알베도 피드백의 효과를 확인하였다. 북극과 인근해에 존재하는 해빙은 표면에서의 반사율을 높여 태양으로부터 입사되는 에너지를 차단시키고 위도별 열수송을 감소시키는 역할을 하며 이는 극지역을 저에너지 상태로 유지시킴으로써 저위도에서의 에너지 수송을 강화시킨다. 결과적으로 알베도의 변화가 지구의 위도별 평균 온도 분포에 변화를 야기한다.

전 지구 알베도를 증가(감소)시킬 경우 지구의 평형온도는 감소(증가)함을 알 수 있고, 얼음의 분포는 얼음-알베도 피드백이라는 중요한 기후학적 과정을 통해 전지구의 온도 분포에 영향을 미칠 수 있다. 특히 설선의 분포에 영향을 주어 60°N 부근의 온도를 크게 변화시킨다. 중위도 지역 또한 온도의 변화가 뚜렷하게 나타나는데 이는 열수송이 활발하기 때문이다. 또한 극지역과 중위도 지역의 알베도 변화는 저위도 지역의 온도에까지 영향을 미친다.

육지는 해양에 비해 열용량이 작기 때문에 해양에 비해 평형온도에 도달하는 시간이 짧으며 알베도에 따른 온도변화에 민감하여 결과적으로 해양과의 온도차이를 유발시킨다. 이는 지표의 형태에 따른 열용량과 알베도의 차이가 지구 평형온도에 있어 중요한 역할을 함을 의미하며, 보다 정확한 지구 평형온도를 모의하기 위해서는 상세한 지표 형태의 구분이 요구되어야 한다. 얼음-알베도 피드백은 알베도의 선형적인 증가에 따른 지구 평형온도의 감소를 가속화시키는 양의 피드백이지만 국지적으로는 비선형적인 감소를 보인다.

본 연구에서 사용한 EBM의 각 항들은 더욱 정확한 모사 방법으로 대체함으로써 더욱 개선될 여지가 있으며, 보다 상세한 격자간격의 데이터를 이

용하여 좀 더 자세한 지구의 평형온도 모의가 진행되어야 할 것이다.

## 사 사

논문은 환경부의 “차세대핵심환경기술개발사업 (Echo-technopia 21 project)”의 지원으로 연구되었습니다.

## 참고문헌

- Barry, R. G., Serreze, M. C., Maslanik, J. A. and Preller, R. H., 1993, The Arctic sea-ice climate system: Observations and modeling, *Reviews of Geophysics*, 31, 397-422.
- Budyko, M. I., 1969, The effect of solar radiation variations on the climate of the Earth, *Tellus*, 21, 611-619.
- Eriksson, E., 1969, Air-ocean-ice cap interactions in relation to climatic fluctuations and glaciation cycles, *Meteorological Monographs*, 8, 68-92.
- Hartmann, D. L., 1994, *Global Physical Climatology*, Academic Press, San Diego, 83-85 p.
- Kukla, G. and Robinson, D., 1980, Annual cycle of surface albedo, *Monthly Weather Review*, 108, 56-68.
- Liu, J., Curry, J. A. and Hu, Y., 2004, Recent Arctic Sea Ice Variability: Connections to the Arctic Oscillation and the ENSO, *Geophysical Research Letters*, 31, L09211, doi:10.1029/2004GL019858.
- North, G. R., 1975, *Theory of energy-balance*

- climate models, *Journal of Atmospheric Sciences*, 32, 2033-2043.
- North, G. R. and Coakley, J. A., 1979, Differences between seasonal and mean annual energy balance model calculations of climate and climate sensitivity, *Journal of Atmospheric Sciences*, 36, 1189-1204.
- North, G. R., Short, D. A. and Mengel, J. G., 1983, Simple energy balance model resolving the seasons and the continents: Application to the astronomical theory of the ice ages, *Journal of Geophysical Research*, 88, 6576-6586.
- Robock, A., 1980, The seasonal cycle of snow cover, sea ice and surface albedo, *Monthly Weather Review*, 108, 267-285.
- Sellers, W.D., 1969, A global climatic model based on the energy balance of the earth-atmosphere system, *Journal of Applied Meteorology*, 8, 392.

투 고 일 10. 11. 11

심 사 일 10. 11. 12

심사완료일 10. 12. 17