

GRID/GIS 및 RS 자료를 이용한 에너지 평형 모형으로부터의 국지적 지표 온도 산출

신선희* · 하경자* · 김재환* · 오현미* · 조명희**

부산대학교 대기과학과*, 경일대학교 도시정보·지적공학과**

Estimation of Local Surface Temperature from EBM with the Use of GRID/GIS and Remote Sensed data

Sun-Hee Shin*, Kyung-Ja Ha*, Jae-Hwan Kim*, Hyun-mi Oh*, and Myung-Hee Jo**

Dept. of Atmospheric Sciences, Pusan National University*

Dept. of Urban Information & Cadastral Engineering, Kyung-il University**

Abstract : The mesoscale atmospheric models to produce surface temperature can not generally consider the effect of the sloped terrain for direct solar radiation. These have not showed the regional difference of solar radiation and as a result, have made the big error in the local surface temperature. Therefore, we wished to represent the exact locality of surface temperature by considering the geometric properties of surface as well as the vegetated properties of surface. The purpose of the study is to produce local surface ground temperature in sloped terrain diagnostically using surface Energy Balance Model (EBM) with the use of GRID model in Geographic Information Systems (GIS).

In this study, surface inhomogeneity over southeastern part of Korean peninsula are considered in estimation of the absorbed surface solar radiation in terms of the illumination angle, depending on topographical aspect and slope in GRID. Also, the properties of vegetated surface which the major components for the variability of surface temperature are considered in terms of NDVI.

The results of our study show the locally changes in the surface ground temperature due to local ground aspect and slope effect and local properties of vegetated surface. The more detailed distribution of local surface temperature may drive the local circulation at lower atmospheric and it may explain better the real local circulation.

Key Words : Local Surface Temperature, Energy Balanced Model (EBM), Sloped Terrain, Geographic Information Systems (GIS), Illumination Angle.

요약 : 지표 온도를 산출하는 중규모 대기 모형은 일반적으로 태양 복사의 직달 일사량에 대하여 경사진 지형의 효과를 고려하지 않는다. 이는 실제 태양 복사량의 국지적 차이를 나타내지 못하며, 그 결과 국지적인 지표 온도에서의 큰 오차를 가져온다. 따라서 지형의 기하학적 특성뿐만 아니라

지표의 식생 특성을 고려함으로써, 정확한 국지적 지표 온도를 나타내고자 하였다. 본 연구의 목적은 GIS의 그리드 모형을 적용한 에너지 균형 모형(EBM)을 사용하여 진단적으로 지역적 지표 온도를 산출하는 것이다.

본 연구에서, 한반도 남부 지역의 지형적 비균질성은 그리드 내의 지형 방위각과 경사각의 함수인 조도각의 향으로써 흡수된 지표 일사량 계산에 고려되었다. 또한 지표 온도 변화에 주요한 변수가 되는 지표의 식생 특성이 NDVI의 향으로 사용하였다.

지표의 경사진 지형의 효과와 식생 특성이 고려된 지표 온도의 상세한 지역적 분포가 연구 결과로써 제시되었다. 이러한 지역적 지표 온도 분포는 저층 대기에서 지형에 의한 지역 순환을 형성할 수 있으며, 실제 자연에서의 지역 순환을 더욱 잘 설명할 수 있을 것이다.

1. 서론

현재 한반도 내에서 관측되는 AWS(Automatic Weather Stations) 자료의 해상도는 15km 정도이며, 종관 관측망에 비하여 조밀한 지상 관측 자료 네트워크를 구성하고 있다. AWS에서 관측되는 기상 요소로는 기온, 기압, 상대 습도, 풍속, 풍향 등이 있다. 반면, 지표 온도와 지중 온도와 같은 지면 정보를 제공하는 종관 관측 자료는 약 80km의 평균 거리로 AWS 보다 더 낮은 해상도의 네트워크를 구성하고 있다. 한반도의 지형이 매우 복잡한 것에 비해 관측 자료는 매우 제한적인 정보를 제공하며, 이러한 관측 정보만으로 지역적인 지표 상태를 설명하기란 불가능하다. 따라서 더욱 상세한 지면 정보가 요구되며, 본 연구에서는 에너지 균형 모형(Energy balance model)을 사용하여 지역적인 지표 온도를 구하고자 하였다.

본 연구의 목적은 에너지 균형 모형을 사용하여 진단적으로 지표 온도를 산출하는 것이다. 대부분의 에너지 균형 모형은 모형 내에서의 지표가 복사적, 열적 그리고 지형적 성질이 균질하다는 가정을 기반으로 하고 있다(Bornstein, 1986; Oke, 1987). 그러나 우리나라와 같이 매우 복잡한 지형을 가지는 곳에서는 지표가 상대적으로 균질한 작은 부분들로 분할되어야 할 필요가 있으며, 그 균질한 영역에 대해 각 방정식들이 적용되어야 한다. 따라서 본 연구에서는 Wu(1996)가 제안한 GRID/GIS를 이용하여 이점을 보완하고자 하였

다. 다시 말해 GIS에서의 GRID 구조는 지표를 상대적으로 균질한 부분으로 재구성하며, 이는 모형이 비균질 지역에서의 지표 온도와 지표 플럭스들의 공간적 변동을 모사하는데 큰 향상을 가져올 것으로 기대하였다.

지표 비균질성은 조도각의 향으로써, 태양 복사 계산 시 고려되었다. 지형은 태양 고도에 따라 그림자 효과를 야기 시키며, 이는 지표 온도에 직접적인 변화를 가져온다. 그러나 일반 기상 모델에서는 태양 복사의 직달 일사량에 대하여 기울기를 가지는 지형의 효과를 고려하지 않고 있으며, 결국 실제 태양 복사량의 국지적 차이를 나타내지 못하고 있다. 본 연구에서는 이를 보완하고자 GIS 기법으로부터 기울기를 가지는 지형에 대한 상세 정보를 얻고자 하였다. 또한, 지표 온도 변화에 주요한 변수가 되는 지표의 식생 특성을 고려하기 위해 NDVI를 사용하였으며, 이를 보엔비(Bowen ratio)에 표현하여 지표 플럭스 계산시 사용하였다. 이러한 지역적인 지표의 복사적, 열적, 지형적 특성이 모형에 고려됨으로써 국지적 지표 온도가 산출되며, 이러한 지역적 온도 분포는 지표 부근의 지형에 의한 지역 순환을 형성할 수 있고, 실제 자연에서의 지역순환을 더 잘 설명할 수 있을 것이다.

2. 에너지 균형 모형의 설계

Wu(1996)가 제안한 GRID/GIS를 이용한 지표

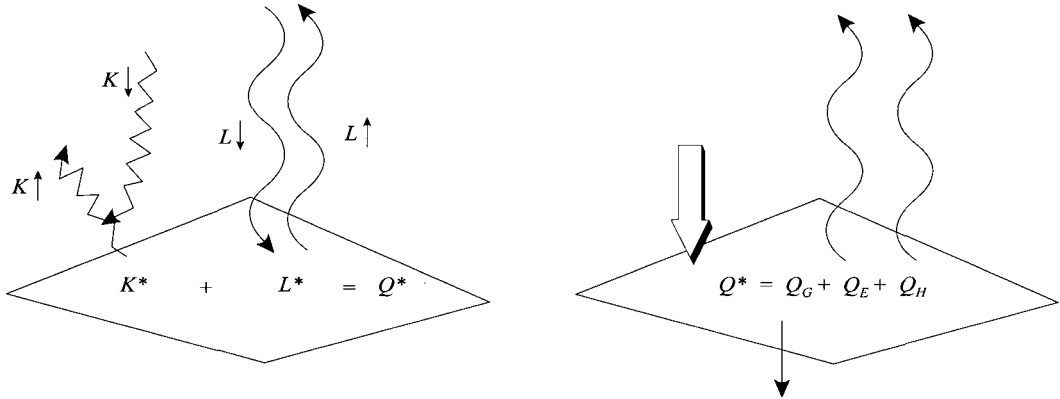


Fig. 1. Diagram of energy balance equation.

에너지 균형 모형을 이용하여 지표 온도를 계산하였다. 에너지 균형 모형은 다음 식(1)과 같은 기본적인 에너지 균형 방정식에 의해서 지표 온도와 에너지 교환 과정이 지배된다고 보았다.

$$Q^* = K^* + L^* = Q_H + Q_E + Q_G (Wm^{-2}) \quad (1)$$

태양으로부터의 단파 복사 에너지(K^*)와 지구 장파 복사 에너지(L^*)의 합인 총 복사에너지(Q^*)는 지표 플럭스들, 즉 현열(Q_H), 잠열(Q_E), 그리고 아지표 열 플럭스(Q_G)의 합과 균형을 이루게 된다 (Fig. 1).

본 연구에서는 에너지 균형 모형을 이용하여 진단적으로 지표 온도를 산출하고자 하였으므로, 단파 복사 에너지를 제외한 모든 항들을 지표 온도(T_s)의 함수로 모사하였다. 다음은 에너지 균형을 이루는 각 항들의 계산식을 나타낸 것이다.

1) 복사 에너지

(1) 단파 복사 에너지

총 단파 복사 에너지(K^*)는 하향 단파 복사($K \downarrow$)와 상향 단파 복사($K \uparrow$)의 균형로 표현되며, 이는 하향 단파 복사의 흡수율로 나타낼 수 있다. 또한, 하향 단파 복사 $K \downarrow$ 는 직달 일사량(S)과 산란 일사량(D)으로 표현된다.

$$K^* = K \downarrow - K \uparrow = K \downarrow - \alpha K \downarrow = (1 - \alpha)K \downarrow \quad (2)$$

$$K \downarrow = (S + D) \quad (3)$$

우선, 태양 복사의 직달 일사량(S)은 아래 식과 같이 지표에 직교하는 직달 일사량(S_0)과 태양 조도각(illumination angle)의 곱으로 계산되었다. 여기서, 태양 조도각은 지형의 경사각과 방향각의 정도가 입사하는 태양 복사에 미치는 지형의 그림자 효과를 고려한 것으로 이후에 구체적으로 설명될 것이다.

$$S = S_0 \cos \theta \quad (4)$$

$$S_0 = I_0 V^2 \psi \quad (5)$$

$$\psi = \exp \left[-0.089 \left(\frac{pm}{p_0} \right)^{0.75} - 0.174 \left(\frac{wm}{20} \right)^{0.60} - 0.083 (dm)^{0.90} \right] \quad (6)$$

$$m = \sec(z) \frac{p}{p_0}; w = 10^{(0.247 \sqrt{\epsilon_a} + 0.421)} \quad (7)$$

직교 직달 일사량(S_0)은 식(5)와 같이 계산되었다. 여기서 I_0 는 태양 복사속(solar irradiance, $I_0 = 1360 Wm^{-2}$)이며, V 는 태양과 지구 사이의 거리를 나타내는 방향 벡터, 그리고 ψ 는 대기에 의한 투과 계수를 나타낸다. ψ 는 대기의 대기압(p)과 가습수량(w), 광학적 공기 질량(m), 그리고 dust-haze factor(d)의 함수로 표현된다(Brooks, 1959). p_0 는 해면기압($p_0 = 1013 hPa$)이며, d 는 2.0으로 상수로 두었다. 대개 d 는 "clear condition"에 대해 0.6에서 1.0의 값을 가지고 "polluted condition"에 대해서 1.4에서 2.0의 값을 가진다(Terjung, 1978). 광학

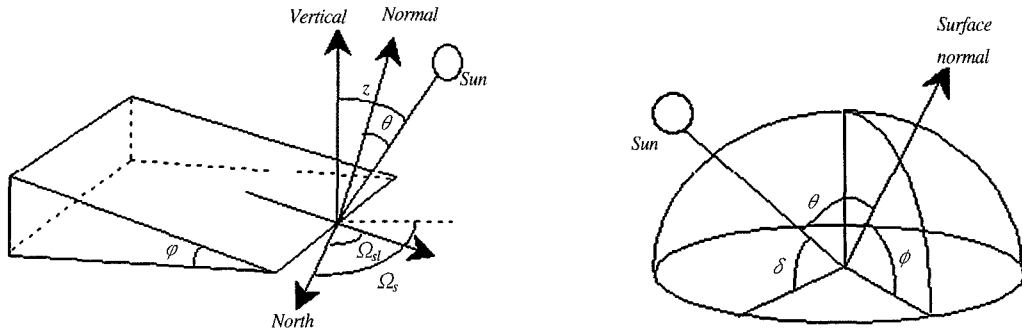


Fig. 2. Illustration diagram of illumination angle (θ) and zenith angle (Z), where ϕ , δ , and h are latitude, declination angle, and hour angle at observation point. Declination angle left (δ) is a dependent variable of the date of the year. The hour angle left (h) defines the time of a day.

적 공기 질량(m)은 고도(z)와 그 고도에서의 압력(p)에 의해 결정되고, 가강수량(w)은 수증기압(e_a)의 변화로 나타난다.

지역적인 지형의 효과를 고려하기 위해, 태양 복사 입사각에 필요한 주요 각을 Fig. 2에 표현 하였다. 일반 기상 모형에서 직달 일사량은 기울기를 가지는 지형의 효과를 고려하지 않는 천정각(zenith angle, Z)으로 계산되고 있으며, 이는 실제 태양 복사량의 국지적 차이를 나타내지 못한다. 이는 잘못된 지역적인 지표 온도를 산출하며 결국 지표 부근의 지형에 의한 지역적 순환 모사에 오차를 가져오게 한다. 따라서 본 연구에서는 기울기를 가지는 지형의 효과가 고려된 태양 조도각(illumination angle, θ)을 사용함으로써 이 점을 보완하고자 하였다. 조도각은 식(8)과 같이 지형의 경사각(slope angle, ϕ)과 방위각(aspect angle, Ω_{st}), 그리고 태양의 천정각(Z)과 방위각(Ω_s)으로 계산된다. 여기에 필요한 상세한 지형 정보는 GIS 기법으로부터 제공되었다.

$$\cos \theta = \cos \phi \cos Z + \sin \phi \sin Z \cos (\Omega_{st} - \Omega_s) \quad (8)$$

$$\cos Z = \sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \cos h \quad (9)$$

여기서, 천정각(Z)은 관측 지점에서의 위도 left(ϕ)와 해당 년도의 일수의 함수인 적위각(δ) 그리고 시간에 의해 정의되는 시간각(h)으로 결정된다.

$$\cos \Omega = \frac{\sin \phi \sin Z - \sin \delta}{\cos \phi \sin Z} \quad (10)$$

또한 태양 방위각(Ω_s)은 주어진 시간에 대한 천정각과 적위각, 그리고 관측 지점의 위도의 함수로 주어진다. 식(10)에 의해 계산된 값이 양의 값을 가진다면($\cos \Omega > 0$), 태양 방위각, Ω_s 는 0이 된다. 시간에 따라 정오 이전일 때, 태양 방위각은 $\Omega_s = 2\pi - \Omega$ 정오 이후일 때는 $\Omega_s = \Omega$ 로 계산된다.

산란 일사량(D)는 하늘로부터 산란된 복사와 주위로로부터 반사된 복사량으로 계산된다. 주위로부터 반사된 복사는 매우 복잡한 과정으로 계산되므로 본 연구에서는 모형을 간단화 하기 위해서 산란 일사량이 오직 하늘로부터 산란되어 온다고 가정하였다. 이런 가정 하에 아래 식과 같이 산란 일사량이 계산되었다.

$$D = 57.24 + 0.1253S_s - 0.1421S_h - 17.16m + 231.7 \log \left(\frac{w}{10} \right) \quad (11)$$

여기서, S_s 와 S_h 는 대기 꼭대기에서의 직달 일사와 대기 저변 수평면에 도달한 직달 일사를 나타낸 것으로 식(4)와 (5)로부터 유도된다. m 은 광학적 공기 질량이며, w 는 가강수량을 나타낸다. 식(11)은 관측으로부터 Terjung and Louie(1974)에 의해 개발된 경험적 식에 근거한 것으로 적용하고자 하는 지역에 따라 조정이 불가피하다.

(2) 장파 복사 에너지

총 장파 복사 에너지(L^*)는 흡수된 하향 장파

복사 ($\zeta_{long}L\downarrow$)와 상향 장파 복사 ($L\uparrow$)의 차이로 결정된다. 여기서 ζ_{long} 은 지표의 장파 흡수율로써, 키르히호프 법칙에 따라 지표의 방출률과 같다고 두었으며, 이는 지표의 식생지수인 NDVI(Normalized Difference Vegetation Index)의 함수로 표현 된다 (Van de Griend and Owe, 1993). 또한 지구 장파 복사 에너지는 스테판-볼츠만 복사 법칙에 따라 식(12)와 같이 계산되었다.

$$L^* = \zeta_{long}L\downarrow - L\uparrow ; \quad (12)$$

$$\zeta_{long} = \varepsilon_s = 1.009 + 0.047 \ln(\text{NDVI})$$

$$L\uparrow = \varepsilon_s \sigma T_s^4 \quad (13)$$

$$L\downarrow = \varepsilon_a \sigma T_a^4 ; \varepsilon_a = (0.67 + 0.05 \sqrt{e_a}) \quad (14)$$

여기서 σ 는 스테판 볼츠만 상수($5.67 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2} \text{ K}^{-4}$)이고 ε_s 는 주어진 지표의 방출률이다. T_a 는 인접한 기층(shelter level layer)에서의 기온이며, e_a 는 수증기압이다. ε_a 는 Marshunova (1966)에 의해 개발된 것으로 온도 변화에 대해 더 안정적으로 변화한다. 수증기압과 NDVI는 초기 입력 변수로 주어지므로 지구 장파 복사에서 미지 변수는 오직 지표 온도이다. 따라서 장파 복사 에너지 L^* 는 $L^*(T_s)$ 로 나타낼 수 있다.

2) 지표 플럭스

복사 에너지와 균형을 이루는 지표 플럭스들, 즉 현열과 잠열, 그리고 지중열 플럭스 등은 다음과 같이 온도의 함수로 모수화 되었다. 또한 NDVI를 사용하여 보엔비를 표현하였는데, 이는 지표 온도 변화에 중요한 변수인 지표의 식생 특성을 반영한 것이라 할 수 있다.

(1) 현열

현열 플럭스, Q_H 는 아래 식 (15)과 같이 지표 온도와 인접한 기층(shelter level layer)과의 온도 차이, 풍속, 그리고 지표 특성 변수의 함수로써 계산되었다.

$$Q_H = -\rho_a C_p C_{dh} u (T_s - T_a) \quad (15)$$

여기서 u 와 T_a 는 shelter level에서 측정된 풍속과 온도이며, ρ_a 는 공기 밀도, C_p 는 비열, C_{dh} 는 끌림

계수로써 지표 상태에 따른 상수로 주어진다. 따라서 미지 변수는 오직 지표 온도이며, 현열 Q_H 는 $Q_H(T_s)$ 로 표현될 수 있다.

(2) 잠열

잠열 플럭스, Q_E 를 온도의 함수로 유도하기 위해 보엔비 접근(Bowen ratio approach)이 사용되었다(Oke, 1987). Bowen ratio(β)는 현열과 잠열의 비로써 매우 습한 지역에서 매우 건조한 사막 지역까지 1에서 10의 값을 가진다. 식(15)와 β 를 이용하여 Q_E 를 나타내었으며, 따라서 잠열 플럭스는 T_s 의 함수, 즉 $Q_E(T_s)$ 로 표현될 수 있다.

$$Q_E = \frac{Q_H}{\beta} \quad (16)$$

여기서, Bowen ratio(β)는 초기 조건으로부터 구해진다. 증발산률(E)을 이용하여 아래 식(17)과 같이 잠열 플럭스를 구한 다음 보엔비를 구하게 되며, 이를 식(16)에 적용함으로써 잠열 플럭스는 온도의 함수로 계산된다(Kondoh and Higuchi, 2001). 여기서 ρ_w 는 물 밀도이며, λ_v 는 수증기 잠열을 나타낸다.

$$Q_E = \rho_w \lambda_v E \quad (17)$$

$$E = 6.803 \times \text{NDVI} + 1.845 \quad (18)$$

이렇게 구해진 보엔비는 초기 입력 자료를 사용하여 계산된 것으로, 초기 단계에서 공간에 따른 그리드 값으로 구성된다.

(3) 지중열

지중 열 플럭스(Q_G)는 지표와 아 지표 사이의 에너지 교환을 의미하며, 지표와 지표 아래 0.05m에서의 지중 온도의 차이와 토양의 열전도 (thermal conductivity of soil, K_G)로 계산된다.

$$Q_G = K_G \frac{(T_s - T_g)}{d} \quad (19)$$

여기서 T_g 는 지표 아래 거리 d (= 0.05m)에서의 지중 온도이며, 열전도 K_G 는 지표에 따른 물질과 습기 보유량에 의해 주어지는 상수이다. 식(19) 또한 미지 변수는 지표 온도이며 이를 T_s 의 함수

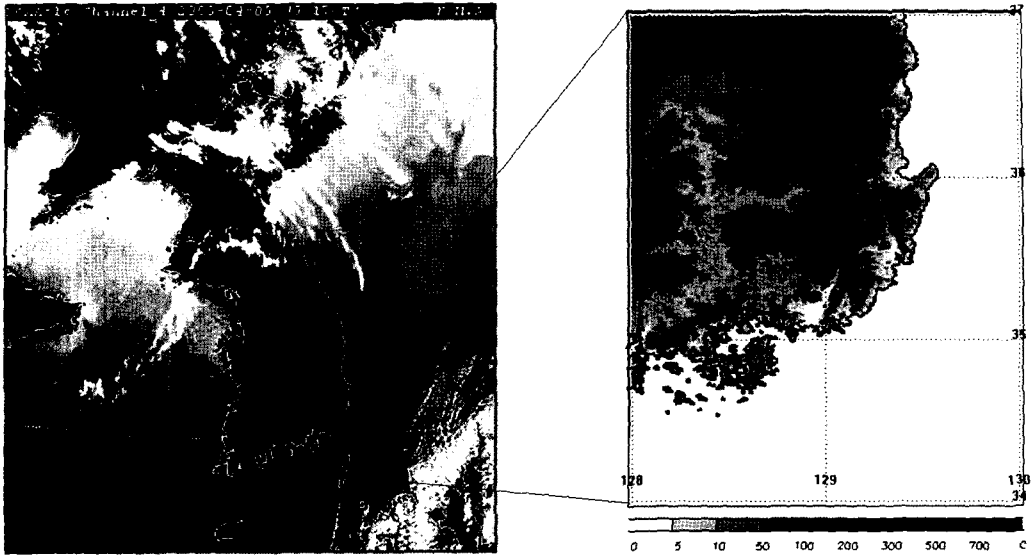


Fig. 3. Satellite image (left) and model area (right) of experiment case. Shading in the right figure shows topography(m).

인 $Q_G(T_s)$ 로 표현할 수 있다.

$$K^* + L^*(T_s) + Q_H(T_s) + Q_L(T_s) + Q_G(T_s) = 0 \quad (20)$$

따라서 에너지 균형 모형의 항들 중, 태양 복사를 제외한 모든 항들은 지표 온도의 함수로 표현되며 식(20)과 같이 정리 할 수 있다.

3. 사례

1) 사례

구름이 없는 맑은 날 오후(2003년 4월 5일 14시), 우리나라 동남부(128~130E, 34~37N) 영역의 지표 온도를 산출하고자 하였다. Fig. 3은 NOAA 위성 적외 영상과 사례 영역의 지형을 나타낸 것이다.

2) 입력 자료

초기 입력 자료는 크게 세 가지, AWS(Automatic Weather Station) 및 종관 관측 자료인 기상학적 자료와 NOAA AVHRR 자료로부터 산출된 지표의 복사적, 열적 특성 자료 그리고 GIS로부터 얻은 지형 정보 자료로 분류된다.

(1) 기상학적 자료

Fig. 4는 AWS 및 종관 관측 자료로부터 얻은 기상 자료의 수평분포를 나타낸 것이다. Fig. 4의 상단 그림은 온도의 분포를 나타낸 것으로 (A)는 지상으로부터 높이 2m에서의 공기 온도, (B)는 지표면 바로 위에서의 지면 온도, 그리고 (C)는 지표 아래 0.05m에서의 지중 온도의 수평 분포이다. Fig. 4의 하단 그림은 (D)풍속, (E)상대 습도 그리고 (F) 해면 기압의 수평 분포를 나타낸 것이다. 각 그림에서, 검은 사각 포인트는 관측 지점을 나타낸 것이며 전국적으로 산재되어 있음을 확인할 수 있다. 이러한 제한된 관측 정보는 국지적으로 상세한 지표 특성을 나타내지 못하며 매우 완곡한 분포를 나타낸다. 온도 분포에서 해안을 따라 2~3°C 정도 낮은 온도 분포를 보이며, 내륙에 비해 20~30% 높은 상대 습도 분포를 볼 수 있다. 또한 해풍의 영향으로 인한 풍속의 증가가 해안 지역에 나타남을 확인할 수 있다. 본 연구에서는 GRID/GIS를 이용하여 산출된 그리드 구조에 맞게 선형 내삽(bilinearly interpolation) 하여 도메인의 그리드 구조에 맞게(240×360)로 재구성하여 사용하였다.

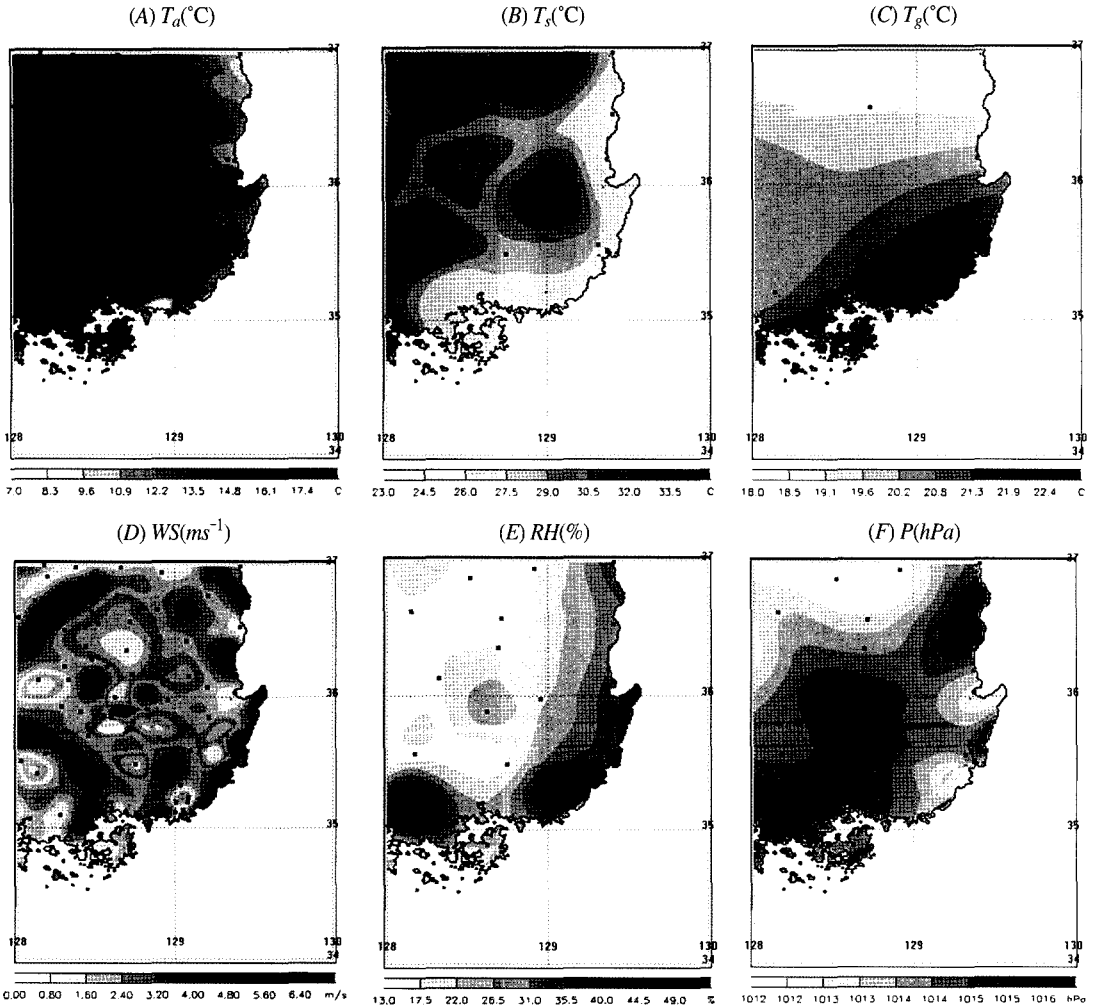


Fig. 4. Initial data field from AWS and Synoptic data that are given to input data of model. The black square is the observation point of AWS. Each component represent the air temperature (A), surface temperature (B), ground temperature (C), wind speed (D), relative humidity (E) and pressure (F) field, respectively.

(2) 지표의 복사적 및 열적 특성 자료

NOAA AVHRR로부터 1.1km×1.1km의 위성 자료를 이용하여 NDVI, 알베도 (α)와 같은 지표의 복사적, 열적 특성 계수들을 아래 식과 같은 방법으로 산출하였다. NDVI 와 알베도 (α)는 가시 채널 반사도($ch1 : 0.58\mu\text{m}\sim 0.68\mu\text{m}$)와 근 적외 채널 반사도($ch2 : 0.73\mu\text{m}\sim 1.10\mu\text{m}$)로부터 유도된다.

$$NDVI = \frac{ch2 - ch1}{ch2 + ch1} = \frac{IR - Red}{IR + Red} \quad (21)$$

$$\alpha = 2.7872 + 0.4889ch1 + 0.4605ch2 \quad (22)$$

Fig. 5는 한반도 남동부에서의 NDVI와 알베도 분포를 보인 것으로, 지표 식생의 밀도와 상태를 나타낸 것이다. NDVI는 보통 0.1에서 0.6의 값을 가지며, 높은 지수일수록 많은 식생층을 의미한다. 두꺼운 식생층이 있는 산지를 비롯해 산림이 있는 곳에서 높은 NDVI(어두운 색)가 나타나며, 한반도 남동 해안 지역과 중부 내륙 지역에 낮은 NDVI(밝은 색)가 나타난다. 특히, 도심지나 식생이 거의 없는 지역은 흰색에 가깝게 나타남을 볼

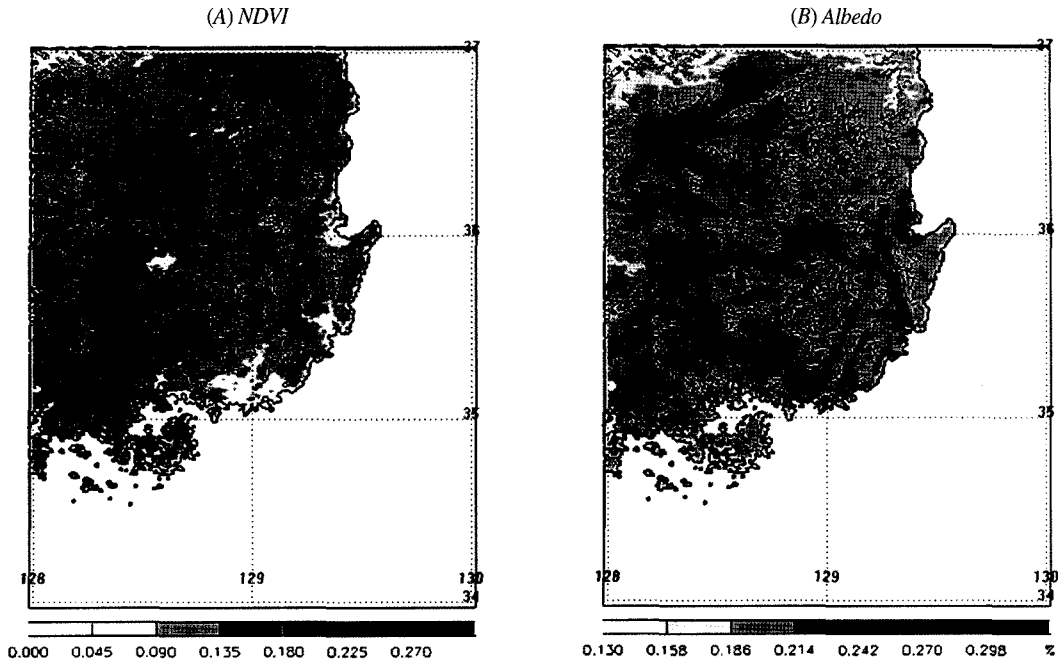


Fig. 5. Non-dimensional NDVI (A) and albedo (B) obtained by Eq. (21) and Eq. (22) with the use of NOAA AVHRR data.

수 있다. 또한, NDVI가 높은 지역에서 낮은 알베도가 나타나며, NDVI가 낮은 곳에서 높은 알베도 값이 나타나는데 이는 지표 특성에 따라 태양 복사의 반사도가 변화함을 보여 주는 것이다.

지표 온도(T_s)는 아래 식 (23)과 같이 채널 4로부터의 온도(T_4)와 수증기 효과(δ_w), 그리고 방출률 효과(δ_e)와 같은 함수로써, split-window 방법 (Becker and Li, 1990)에 따라 계산하였다. 수증기 효과와 지표 방출률 효과는 Gutman(1994)에 따라 식(23a), (23b)와 같이 나타내었다.

$$T_s = T_4 + \delta_w + \delta_e \quad (23)$$

$$\delta_w = 2.63(T_4 - T_5) + 1.274 \quad (23a)$$

$$\delta_e = [0.078(T_4 + T_5) + 1.69(T_4 - T_5)] (1 - \epsilon_s) / \epsilon_s \quad (23b)$$

여기서 T_4 와 T_5 는 채널 4($10.3\mu\text{m} \sim 11.3\mu\text{m}$)와 채널 5($11.4\mu\text{m} \sim 12.3\mu\text{m}$)로부터 구한 휘도 온도이고 ϵ_s 는 지표 방출 계수이다. NOAA AVHRR로부터 산출된 지표 온도는 관측된 지표 온도 값에 비해 매우 낮은 온도를 나타내었으며, 이는 에너지 균형 모형으로부터 산출된 지표 온도와 비교에서 보여 질 것이다.

(3) 지형 정보 자료

GIS로부터 얻은 지형 정보, 즉 지형의 경사각 (slope)과 방향각(aspect)을 나타내었다(Fig. 6). 이는 $0.925\text{km} \times 0.925\text{km}$ 의 공간 해상도를 가지는 그리드 자료로 제공된다. GIS의 GRID 구조는 지표를 상대적으로 균질한 부분으로 분할하며, 이를 이용한 에너지 균형 모형의 적용은 비균질 지형에서의 지표 온도와 지표 열 플럭스들의 공간적 변동을 시뮬레이션 하는데 큰 향상을 가져올 것이다. 또한 지형 효과를 고려해줌으로써 태양 복사 입사량이 더욱 정확하게 모사될 것이다.

3) 에너지 균형 모형에 의한 지표 온도의 산출

지역적 지표 온도(T_s)는 다음과 같은 수치 접근에 의해 구해졌다. Fig. 7은 모형의 흐름도를 나타낸 것이다(Wu, 1996). 프로세서는 임의의 초기 지표 온도로부터 시작된다. 본 연구에서는 종관 관측 지점으로 제공된 지표 온도 자료를 초기의 지표 온도라고 가정하고, 이 온도로부터 모형이 균형된 지표 온도를 산출하도록 하였다.

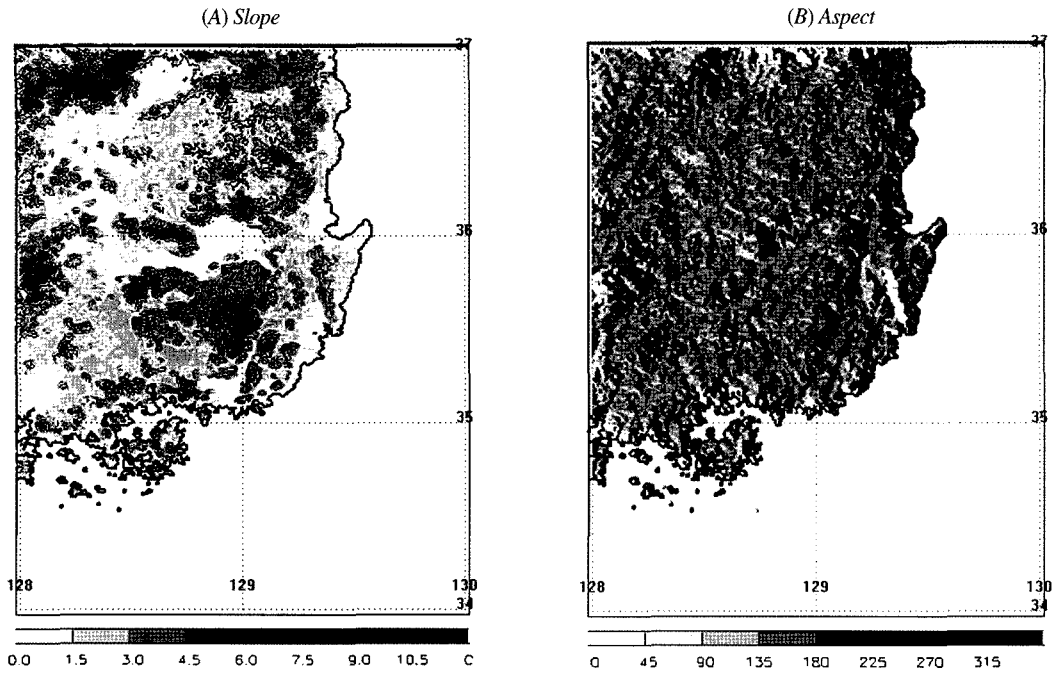


Fig. 6. Slope (A) and aspect (B) produced (240 × 360) on the grid of 0.925km by 0.925km from GIS.

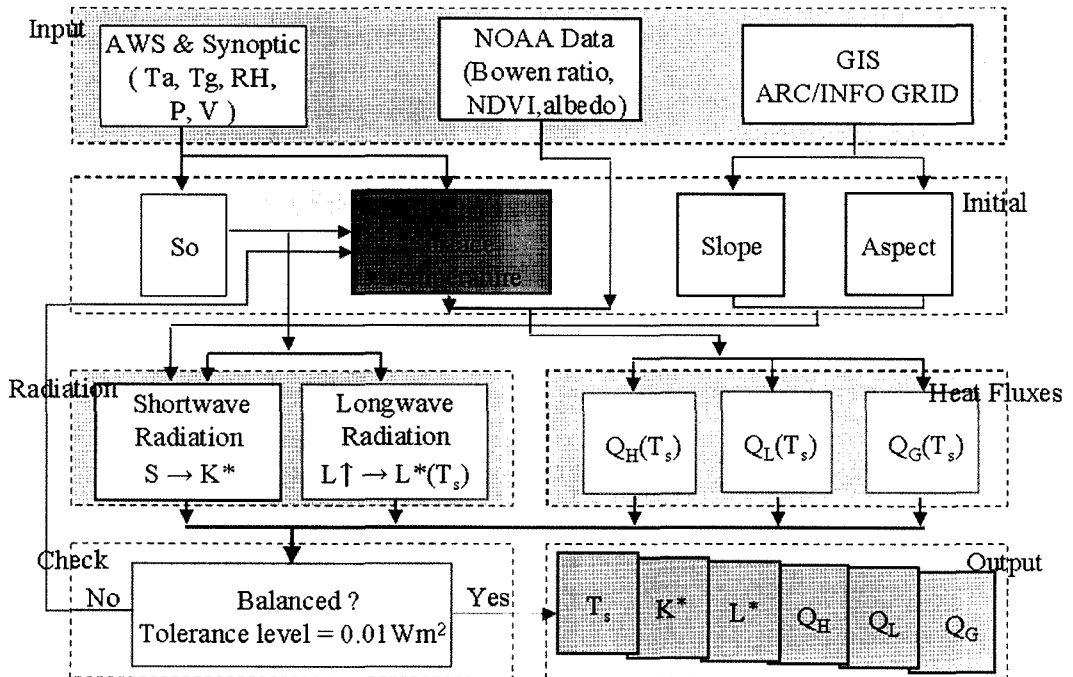


Fig. 7. Illustrative flow chart for the EBM and GRID used in this study.

앞에서 언급한 기상학적 자료, 지표의 복사적 및 열적 특성 자료, 그리고 지형 정보 자료를 사용하여 복사 항들과 지표 플럭스 항들에 필요한 변수들이 초기 단계에서 계산되며, 온도의 함수로 표현된 각 항들은 초기 지표 온도로부터 풀이 된다. 이때 초기 지표 온도는 종관 관측 자료로부터 모형의 그리드 구조에 맞게 선형 내삽하여 사용하였다. 그런 다음 프로세서는 균형을 체크한다. 총 복사 에너지와 지표 플럭스들이 균형을 이루지 않으면, T_s 는 주어진 interval에 의해 조정되며, 모형의 각 항들은 재 계산 된다. 계산이 반복 될 때마다, interval은 절반으로 감소하게 하였으며, 복사 에너지와 지표 플럭스 에너지 사이의 차가 주어진 tolerance level(= 0.01 Wm^{-2}) 이하의 값을 가질 때까지 프로세서는 반복 실행하게 된다. 균형을 이루었을 때, 지표 온도 T_s 는 풀이되며, 이에 따른 복사 항(K^* , L^*)과 지표 플럭스 항(Q_H , Q_E , Q_G)이 풀이 된다.

4. 결 과

GIS에서의 GRID 모형을 사용한 지표 EBM을 이용하여 지역적 지표 온도가 진단적으로 산출되었다. 각 GRID 내에 지역적인 지표 특성이 알베도, 식생지수(NDVI) 그리고 보엔비 등으로 주어졌으며, 기온기를 가지는 지형의 효과를 고려하기 위해 GIS 기법을 이용하여 지형의 경사각과 방향각이 제공되었다. 또한 우리는 GRID/GIS의 사용이 비 균질한 지역에서 지표 온도와 지표 플럭스들의 공간적 변동을 시뮬레이션 하는 모형의 능력을 향상시킬 것이라 기대하였다.

Fig. 8은 장파 복사, 잠열, 현열, 그리고 지중열의 수평 분포를 보인 것이다. 이는 에너지 균형 모형에서의 각 항들이 균형을 이루었을 때의 분포를 나타낸 것으로, 기온기를 가지는 복잡한 지형의 효과가 고려된 복사 에너지와 상세한 지표의 특성이 고려된 지표 플럭스들의 공간적 수평 분포가 잘 묘사됨을 볼 수 있다. 대략적으로 잠열 플

럭스의 양이 현열 플럭스의 양 보다 3배 정도 많게 나타났고 공간적으로 현열 플럭스가 많은 곳에서 잠열 플럭스의 양이 적게 나타났으며 지중열 플럭스는 다른 지표 플럭스의 양에 비해 다소 작은 양을 나타내었다. 또한 NDVI의 분포가 잠열 플럭스의 분포에 큰 영향을 미침을 확인할 수 있었다.

Fig. 9는 태양 복사의 직달 일사량의 수평 분포를 나타낸 것이다. Fig. 9(A)는 기존의 방법으로 태양 복사 입사량을 주어진 위도와 시간의 함수인 천정각으로 계산한 것이며, (B)는 천정각에 지형의 경사각과 방향각의 영향을 함께 고려한 조도각으로 보정된 태양의 직달 일사량을 나타낸 것이다. 이는 태양 복사 입사시 지형의 그림자 효과를 보여주는 것이라 할 수 있다. 지형의 효과를 고려해 주지 않은 경우 태양 복사는 주어진 시간에 위도에 따라 아주 완곡한 분포를 나타낸다. 그러나 지형의 효과가 고려됨으로써, 저위도 분지 지역에 많은 태양 복사량을 묘사하며, 산지와 같은 고지대에서 태양 복사량의 공간적 분포의 변동성을 잘 묘사한다. 태양을 마주보는 산사면, 즉 산맥의 북서 면에서는 더 많은 태양 복사량을, 그 반대인 남동 면에는 지형의 그림자 효과로 인한 적은 태양 복사량의 분포를 나타낸다.

Fig. 10(A)는 지형 효과로 인한 태양 복사량의 차이를 나타낸 것으로 Fig. 9(B)와 Fig. 9(A)의 차이를 나타낸 것이다. 그리고 Fig. 10(B)는 태양 복사량의 차이로 인한 온도 변동의 수평적 분포를 나타낸 것이다. Fig. 10(A)에서, 직달 일사량은 분지나 해안지역에서 작은 변화를 나타내지만, 산지 지역에서는 산맥의 경사와 방향으로 인한 지형의 그림자 효과로 인하여 산맥의 북쪽에는 음의 복사량을 그 남부에는 양의 복사량을 묘사한다. 그리고 지형 효과로 인한 복사량의 차이가 지표 온도에 직접적인 영향을 미침을 Fig. 10(B)를 통하여 확인할 수 있다. 태양 복사 입사량이 많은 고지대에서 지표 온도의 변화가 뚜렷한데, 이러한 온도 변화는 에너지 균형 모형에 의한 각 항들에서 지역적인 지표 특성이 반영된 결과라고 할 수 있다.

Fig. 11은 지표 온도의 수평 분포를 보인다. (A)는 에너지 균형 모형의 결과로 균형된 지표 온도 (T_s)이며, (B)는 NOAA 위성 자료로부터

산출된 지표 온도이다. Fig. 11(A)에서 검은 사각 지점과 숫자는 종관 관측 지점으로부터 얻는 관측 값을 나타낸 것이다. 이러한 관측 값만으로는 한

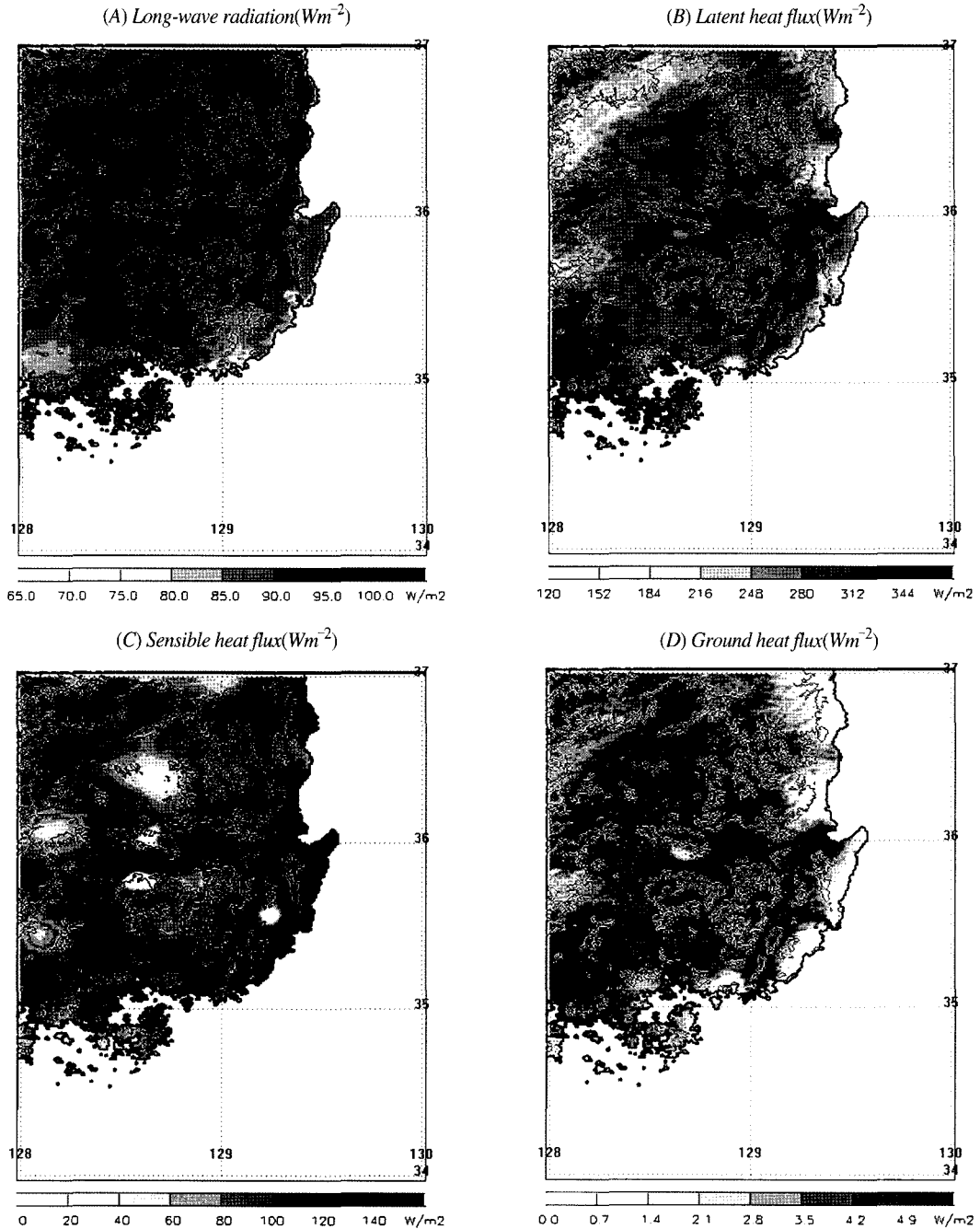


Fig. 8. Horizontal distribution of long-wave radiation (A), the three surface fluxes : latent heat flux (B), sensible heat flux (C) and ground heat flux(D).

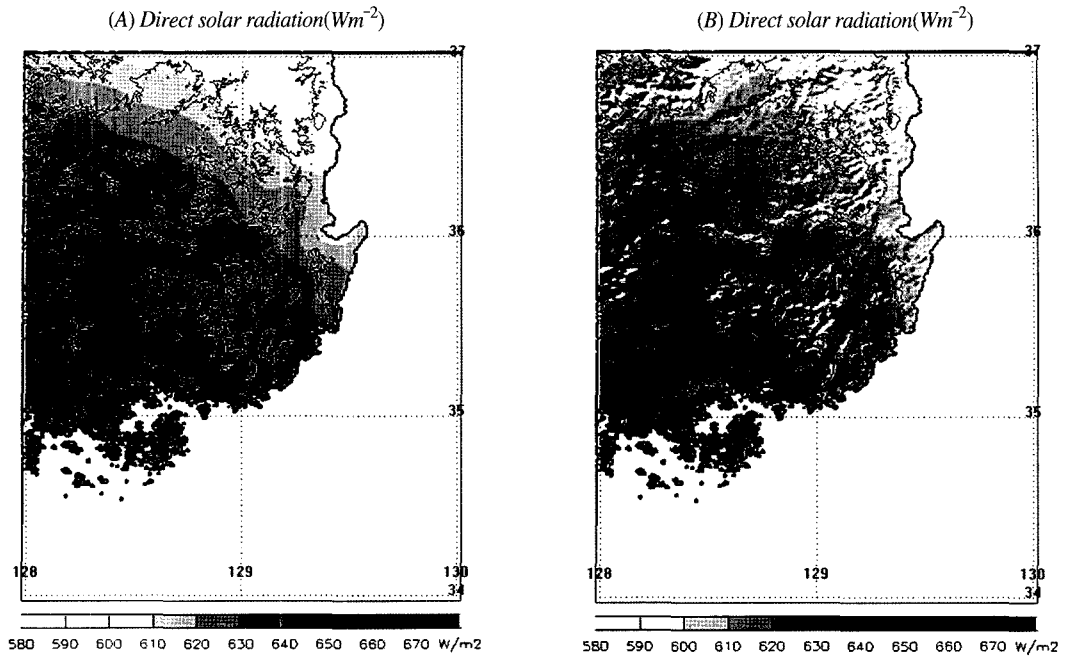


Fig. 9. (A) is direct solar radiation($S = S_0 \cos Z$) calculated by zenith angle, (B) is direct solar radiation($S = S_0 \cos \theta$) corrected by illumination angle. where Z and θ are zenith and illumination angle.

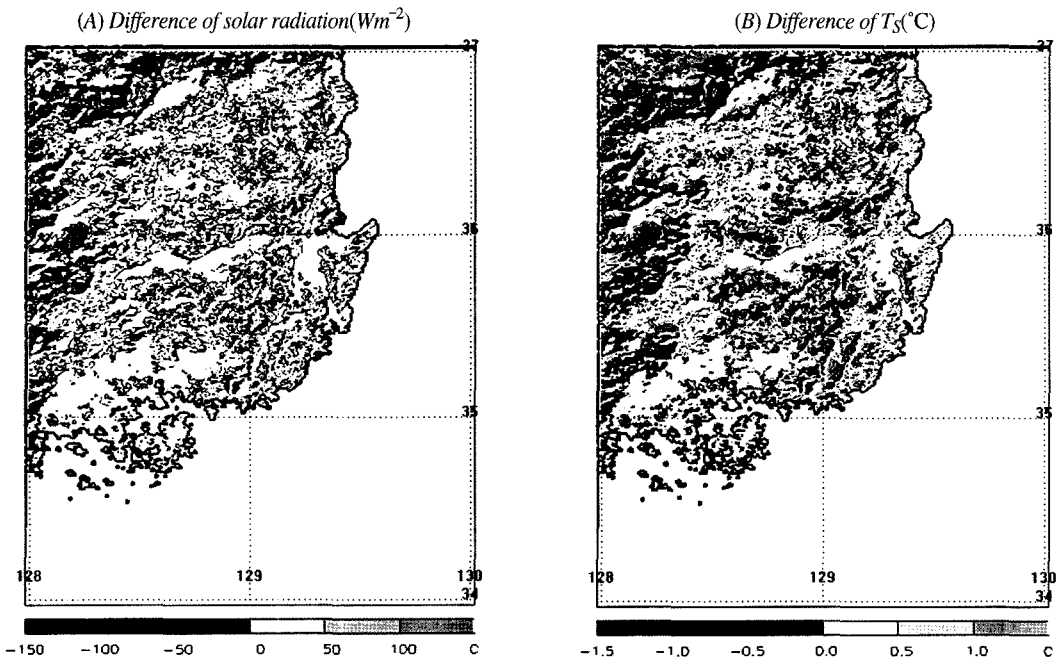


Fig. 10. (A) is difference of solar radiation between calculated by zenith angle and illumination angle and (B) is difference of surface temperature by the same method. It means effect of terrain.

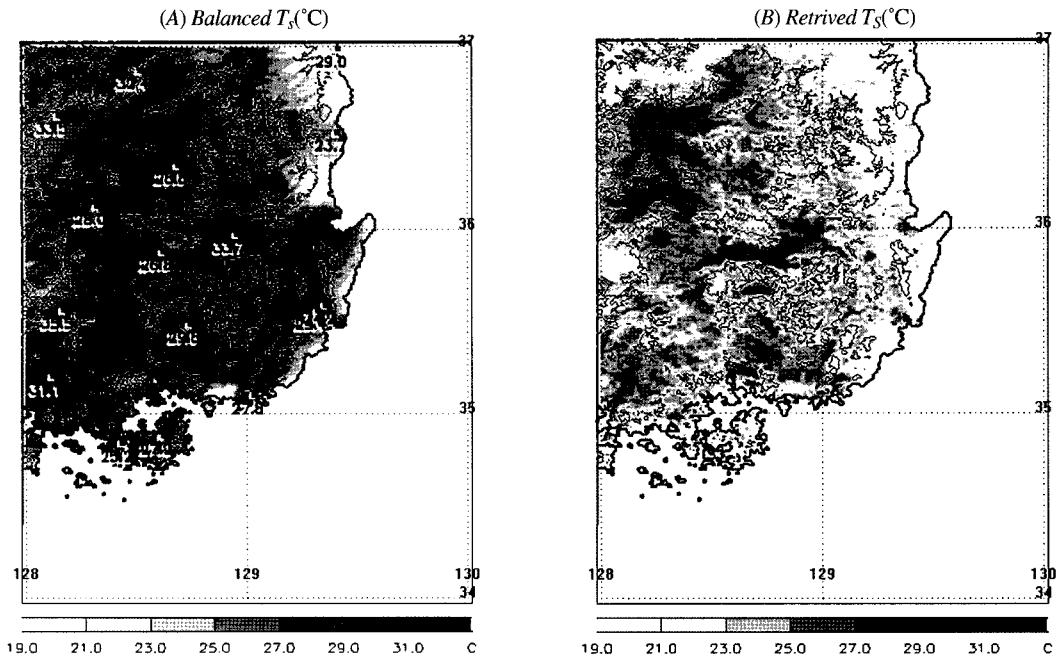


Fig. 11. (A) is balanced surface temperature by EBM and (B) is retrieved surface temperature from NOAA AVHRR.

반도의 복잡한 지표 특성을 모사하기엔 불충분하며 더 상세한 지표 정보가 요구된다. 지표 에너지 균형 모형으로부터 진단적으로 생산된 지표 온도 (Fig. 11(A))는 지형의 경사각과 방향각 뿐 만 아니라 지역적 지표 특성의 영향을 고려한 것으로 온도의 상세한 지역적 분포를 잘 보여준다. 위성 관측 자료로부터 유추한 지표 온도 (Fig. 11(B)) 또한 상세한 지역적 분포를 나타내고 있지만, 위성 자료를 통한 지면 정보는 현재 큰 오차를 나타낸다고 알려진 바 있으며, 이는 그림에서도 확인할 수 있듯이 관측값에 비해 매우 낮은 값을 나타낸다. 균형 된 지표 온도는 지역적인 지표 특성을 고려하여 제공된 것으로 관측 값에 더욱 유사한 값으로 국지적인 지표 온도를 모사한다. 지표 온도의 정확한 모사는 지표 부근의 지형에 의한 지역적 순환을 형성 할 수 있으며, 이는 실제 자연에서의 지역적 순환을 더 잘 모사하는데 도움을 줄 것이다.

5. 결론

현재 AWS 및 종관 관측 지점으로부터 제공되는 지표 관측 정보는 공간적으로 약 15km의 해상도로 제공된다. 이것은 비교적 집중적인 지상 네트워크를 구성함에도 불구하고 이 정보만으로 한반도의 복잡한 지형에 대한 지역적 특성을 충분히 설명하지 못한다. 따라서 본 연구에서는 EBM을 사용하여 상세한 지표 온도를 구하고자 하였다.

지표온도를 진단적으로 구하기 위해서 EBM의 각 항들은 지표 온도의 함수로 모사하였으며 GRID/GIS를 사용하여 상대적으로 균질한 영역으로 모형 영역을 격자화 하여 EBM이 각 그리드에 독립적으로 균형 된 지표 온도를 산출하도록 구성하였다. 또한 태양 복사량 계산 시 지형의 경사각과 방향각을 고려한 조도각을 사용함으로써 더욱 정확한 복사 에너지를 모사하고자 하였다. 이는 지형에 의한 그림자 효과가 태양 복사량에 고려됨으로써 결과적으로 태양이 비추는 산사 면에는 양의 복사량을, 그 반대 산사 면에는 음의 복사량을

나타내었다. 이러한 태양 복사량의 정확한 모사는 지표 온도 분포의 공간적 분포가 직접적인 영향을 미침을 확인할 수 있었다. 그리고 지표의 열적, 복사적 지역 특성을 잘 모사하기 위하여 지표 플럭스 계산 시, NDVI와 알베도 그리고 보엔비와 같은 지표의 식생 특성을 나타내는 변수들을 상수가 아닌 공간적 함수로 주었다. 이런 지면 상태의 상세 정보의 제공은 지표 플럭스들의 모사를 공간적으로 상세히 모사할 수 있게 하였다.

본 연구에서 사용한 EBM의 각 항들은 더욱 정확한 모사 방법으로 대체함으로써 더욱 개선될 여지가 있으며, 지역적인 지표 특성을 고려한 균형모형을 사용하여 그에 따른 지표 온도를 구했다는 점에서 더 향상된 방법으로 지표 정보를 제공하는데 의의가 있다. 결론적으로, EBM으로부터 산출된 국지적 지표 온도는 지표 부근의 지형에 의한 지역적 흐름(local circulation)을 형성할 수 있고, 이는 실제 자연에서의 지역적 흐름을 설명할 수 있다. 더 나아가 우리는 수평적, 수직적 구조를 잘 나타내기 위해 대규모 기상장이 있는 3-D 모형(우리는 대개 이들을 WRF, ARPS 등을 이용할 것이다)으로 표현하게 될 것이다.

사사

이 연구는 '기상지진기술개발사업'에 따른 연구과제 '연안기상 및 기후자료 이용기술 개발'의 지원으로 이루어졌습니다.

참고문헌

신선희, 하경자, 오현미, 2003. ARC INFO/GRID와 지상 RS 자료를 이용한 국지적 지표 온도의 산출, 한국지리정보학회, 2003 춘계 워크샵 및 학술대회 논문집.
Kondoh A. and A. Higuchi, 2001. Relationship between satellite-derived spectral brightness

and evapotranspiration from a grassland. *Hydrological processes*, 15(10): 1761-1770.
Becker, F., and Z. L. Li, 1990. Towards a local split window method over land surfaces, *Int. J. Remote Sens.*, 11: 369-393.
Bornstein, R. D., 1986. Urban climate models: nature, limitations and applications, *WMO*, 652: 237-276.
Brooks, F. A., 1959. *An Introduction to Physical Microclimatology* Davis, Univ. of Calif.
Gutman, G., 1994. Global data on land surface parameters from NOAA AVHRR for user in numerical climate models, *J. of Climate*, 7: 669-680.
Lin Wu, 1996. An Integration of a Surface Energy Balance Climate Model with TIN and GRID in GIS, *Third International Conference/Workshop on Integrating GIS and Environmental Modeling*.
Marshunova, M. S., 1966. Principal characteristics of the radiation balance of the underlying surface, edited by J. O. Fletcher *et al.*, *Soviet Data on the Arctic Heat Budget and Its Climate Influence*, Rep. R. M. 5003-PR, Rand Corp., Santa Monica, CA.
Oke, T. R., 1987. *Boundary layer climates*, 2nd ed., Methuen, N.Y.
Terjung, W. H. and P. A. O'Rourke, 1978. *An outline of boundary-layer climatology methods and analysis*, Academic Publishing Service ASUCLA, Los Angeles, CA.
Terjung, W. H. and S. S. Louie, 1974. A climatic model of urban energy budgets. *Geog. Analysis*, 6: 341-367.
Van de Griend, and A. A. Owe, 1993. On the relationship between thermal emissivity and the normalized difference vegetation index for natural surfaces, *Int. J. Remote Sens.*, 14: 1119-1131.