한국환경과학회지 제5권(제6호), 727~738, 1996
*J. of the Korean Environmental Sciences Society*

# 지표면의 특성을 고려한 대기경계층내의 열수지 parameter 추정

-열수지 parameter를 이용한 중규모 순환의 수치예측-

이화운, 김유근, 박종길*, 이순환, 원경미
부산대학교 대기과학과, *인제대학교 환경학과

*(1996년 10월 15일)*

# Estimation of the Heat Budget Parameter in the Atmospheric Boundary Layer considering the Characteristics of Soil Surface

**Hwa-Woon Lee, Yoo-Keun Kim, Jong-Kil Park*, Soon-Hwan Lee and Gyeong-Mee Won**

*Dept. of Atmospheric Sciences, Pusan National University, Pusan 609-735, Korea*

**Dept. of Environmental Sciences, Inje University, Kimhae, 621-749, Korea*

*(Manuscript received 15 October 1996)*

**An one dimensional atmosphere-canopy-soil interaction model is developed to estimate of the heat budget parameter in the atmospheric boundary layer. The canopy model is composed of the three balance equations of energy, temperature, moisture at ground surface and canopy layer with three independent variables of $T_f$(foliage temperature), $T_g$(ground temperature), and $q_g$(ground specific humidity). The model was verified by comparative study with OSUID(Oregon State University One Dimensional Model) proved in HAPEX-MOBILHY experiment. Also we applied this model in two dimensional land-sea breeze circulation.**

**According to the results of this study, surface characteristics considering canopy acted importantly upon the simulation of meso-scale circulation. The factors which used in the numerical experiment are as follows ; the change for a sort of soil(sand and peat), the change for shielding factor, and the change for a kind of vegetation.**

**Key Words :** heat budget parameter, atmosphere-canopy-soil interaction model, canopy model, land-sea breeze circulation.

## 1. 서 론

중규모 순환은 지표면의 특성과 지표면 온도의 불균일적 분포에 의한 수평경도에 의해 발달하는 것으로, 수치모델을 이용해 이를 연구할 때는 하층경계인 지표면의 특성을 정확히 모수화하는 것이 중요한 요소로 작용한다. 대부분 계산의 안정성을 위해 지표면을 나지(bare soil)로 이용하고 있는데, Sasamori(1970)는 간단한 수치실험을 통하여 지표의 특성을 밝혔고, Garratt와 Pielke(1989)는 지표경계층의 변수에 대해 민감도를 측정하여 상수사용의 중요성을 보였으며, Kondo *et al.*(1990)은 나지에서의 증발을 연구하는데 필요한 토양의 공극을 정확히 모수화하였다. 또한 McCumber(1980)는 해륙풍의 수치모의에서 하층경계의 토양분포를 달리하므로써 해륙풍의 강도 변화를 보였고, Benjamin과 Chalson(1986)은 지표면에 지형을 고려함으로써 지표면의 부등가열에 의해 중규모

순환이 형성됨을 보였다.

실제로 지표면은 나지뿐만 아니라 많은 부분이 식물계로 덮혀 있어 하층경계를 정확히 모수화하기 위해서는 식물계에 대한 고려가 포함되어져야 한다. Deardorff(1978)는 1차원 식물계를 포함하여 지표온도와 수분예보의 방법을 제시하였으며, Sellers *et al.*(1986)는 GCM에서 고려되어질 수 있는 열수지 방정식의 요소에 식물계를 포함시켰고, Randal *et al.*(1992)는 기후모델에서 독립요소로 식물계를 고려하였다. 또한 Griend *et al.*(1989)은 원격탐사자료와 수분 수지방정식에 의한 수치자료를 이용하여 식물이 존재할 경우의 습도분포에 관하여 조사하였다. Kondo와 Kawanaka(1986)는 식물계를 하나의 층으로 보고 간단한 전이계수를 구하였으며, Kondo와 Watanabe(1992)는 식물계를 다층으로 나누어 풍속이 고려된 전이계수를 구하였고, Massman *et al.*(1989)은 전이계수를 canopy저항과 관련시켜 표현하였다.

본 연구는 중규모 순환 모델의 수치모의에 있어서 지표면의 특성에 식물계를 고려한 대기경계층내 열수지 parameter를 추정하여 지표와 대기의 상호관계에 대한 수치예측 결과의 변화를 종합적으로 비교, 분석하였다. 먼저 접지층과 Ekman층으로 구성된 대기경계층, 식물계가 포함된 canopy층, 토양층으로 구분해 각각을 모수화하여 전체적인 지구 경계층 모델을 구성한 후, 수치실험에 있어서 하층 경계조건의 변화에 따른 각종 열수지 parameter의 변화를 비교, 분석하고, 이것이 대기에 미치는 영향을 1차원적으로 고찰하였다. 또한 식물계가 고려된 경우를 2차원 해륙풍 모델에 적용시켜 식물계와 대기간의 상호 연관성이 중규모 순환에 미치는 영향을 고찰하였다.

## 2. 모델의 구조

1차원 모델의 기본 구조(Fig.1)는 대기를 접지층(surface layer)과 에크만층(Ekman layer), 자유대기층(free atmosphere)으로 나누고, 하층경계는 나지(bare soil)와 식물층의 결합으로 구성하였다. 2차원 해륙풍 모델의 기본 구조는 격자의 일부를 바다로 가정하고,대기와 육지는 1차원과 같은 형태로 구성하였다.

## 3. 대기모델

### 3.1. 1차원 모델의 기초 방정식

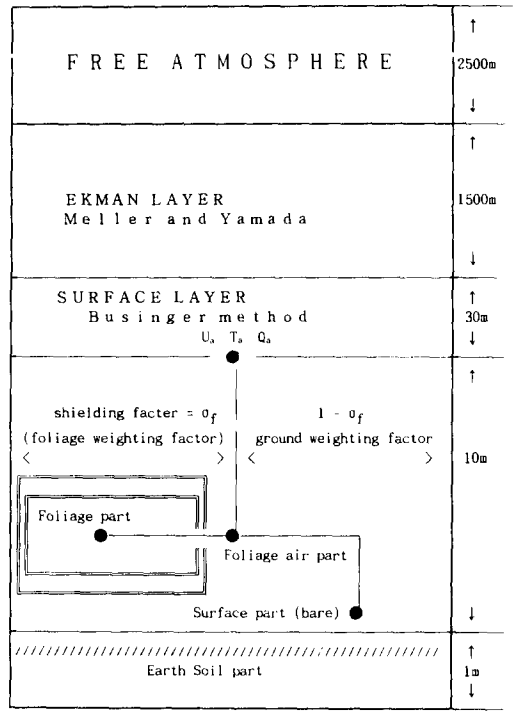


**Fig.1. Basic framework of one dimensional model.**

기초방정식은 운동방정식, 온위방정식, 비습방정식, 정역학방정식으로 구성되며, 아래와 같다.

운동방정식

$$\frac{\partial u}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(K_m \frac{\partial u}{\partial z}\right) + f(v - v_g) \qquad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(K_m \frac{\partial v}{\partial z}\right) - f(u - u_g) \qquad (2)$$

온위방정식 $$\frac{d\theta}{dt} = \frac{\partial}{\partial z}\left(K_h \frac{\partial \theta}{\partial z}\right) \qquad (3)$$

비습방정식 $$\frac{dq_v}{dt} = \frac{\partial}{\partial z}\left(K_h \frac{\partial q_v}{\partial z}\right) \qquad (4)$$

정역학방정식 $$\frac{\partial \Pi}{\partial z} = -\frac{g}{C_p \theta} \qquad (5)$$

여기서 $\prod = \left(\frac{P}{P_0}\right)^{R/c_p}$, $u_g, v_g$는 지균바람을 나타내며, $\theta$는 온위, $q_v$는 비습, $K_m, K_h$는 각각 운동량과 열의 연직확산계수이다.

### 3.2. 2차원 모델의 기초방정식

기초방정식계는 운동방정식, 온위방정식, 비습방정식, 연속방정식, 정역학방정식이며, 지형의 영향을 고려하기 위해서 지표면 임의로 바뀔 때 표현할 수 있는 $z^*$좌표계로 변환시킨 방정식을 사용하였다. $z^*$좌표계의 변환식은

$z^* = s\frac{z-z_G}{s-z_G}$이며, $z$는 높이, $z_G$는 지형고도, $s$는 계산영역 상면의 고도이다.

$z^*$좌표계에 의한 2차원 해륙풍 model의 기초방정식은 다음과 같다.

운동방정식

$$\frac{du}{dt} = fv - c_p\theta\frac{\partial \Pi}{\partial x} + g\frac{z^*-s}{s}\left(\frac{\partial z_G}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial x}\left(K_H\frac{\partial u}{\partial x}\right) + \left(\frac{s}{s-z_G}\right)^2\frac{\partial}{\partial z^*}\left(K_V^{(m)}\frac{\partial u}{\partial z^*}\right) \quad (6)$$

$$\frac{dv}{dt} = -fu + \frac{\partial}{\partial x}\left(K_H\frac{\partial v}{\partial x}\right) + \left(\frac{s}{s-z_G}\right)^2\frac{\partial}{\partial z^*}\left(K_V^{(m)}\frac{\partial v}{\partial z^*}\right) \quad (7)$$

온위방정식

$$\frac{d\theta}{dt} = \frac{\partial}{\partial x}\left(K_H\frac{\partial \theta}{\partial x}\right) + \left(\frac{s}{s-z_G}\right)^2\frac{\partial}{\partial z^*}\left(K_V^{(\theta)}\frac{\partial \theta}{\partial z^*}\right) \quad (8)$$

비습방정식

$$\frac{dq_V}{dt} = \frac{\partial}{\partial x}\left(K_H\frac{\partial q_V}{\partial x}\right) + \left(\frac{s}{s-z_G}\right)^2\frac{\partial}{\partial z^*}\left(K_V^{(q)}\frac{\partial q_V}{\partial z^*}\right) \quad (9)$$

연속방정식

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w^*}{\partial z^*} - \frac{1}{s-z_G}\left(u\frac{\partial z_G}{\partial x}\right) = 0 \quad (10)$$

정역학방정식

$$\frac{\partial \Pi}{\partial z^*} = -\frac{s-z_G}{s}\frac{g}{C_p\theta} \quad (11)$$

여기서,

$$W^* = w\frac{s}{s-z_G} + \frac{z^*-s}{s-z_G}\left(u\frac{\partial z_G}{\partial x}\right),$$

$$\Pi = \left(\frac{P}{P_0}\right)^{R/c_p},$$

$$\theta = T\left(\frac{P_0}{P}\right)^{R/c_p},$$

$$f = 2\Omega\sin\phi,$$

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u\frac{\partial}{\partial x} + \omega^*\frac{\partial}{\partial z^*}$$

이다. u,v,w는 각각 x,y,z방향의 속도성분(m/s), w*는 지형좌표계에 의한 연직방향의 속도성분(m/s), t는 시간(s), $\theta$는 온위(K), $q_v$는 비습(g/kg), T는 온도(K), R은 건조공기의 기체상수(J/gK), P는 기압(mb), $C_p$는 정압비열(J/kgK), $P_0$는 기준 level의 기압(mb), f는 Coriolis parameter($s^{-1}$), ø 는 위도(deg), $\Omega$는 지구의 회전각속도(rad/s), g는 중력가속도($m/s^2$), $K_H$는 수평방향의 확산 계수, $K_V^{(m)}, K_V^{(\theta)}, K_V^q$는 각각 운동량, 열, 비습의 연직방향의 확산계수($m/s^2$)이다.

연직방향 확산계수의 계산은 접지층내에서는 Monin-Obukhov의 상사이론에 기초한 Businger *et al.*(1971)의 무차원 풍속, 온위의 표현식을 이용하여 운동량과 열, 비습의 연직확산계수를 구하였다. Ekman층은 대기상태에 따른 난류효과를 잘 표현한다고 생각되는 Yamada (1975)에 의한 종결모델을 사용하여 구하였다. 또한 수평방향의 확산계수는 계산이 불안정하wl 않을 정도의 충분히 큰 값인 $10000m^2/s$로 하였다.

### 4. Canopy모델

지표상에서 식물계의 분포는 매우 복잡한 양상을 띠고 있으나, 지표와 대기사이에 있는 식물계를 하나의 층으로 고려하였다. 식물계 층을 대변하는 물리적 요소는 $T_f$(식물체의 온도), $T_g$(지표면의 온도), $q_g$(지표면 비습)의 3가지 독립요소로서, 2개의 열수지 방정식을 구성하여 $T_f$, $T_g$를 구하고, 1개의 수분 수지방정식에 의하여 $q_g$를 구하였다. 나머지 층의 물리적 요소의 변화는 이들 독립요소와 식물계 아래에 있는 토양의 물리적 요소, 식물계 위에 있는 대기의 물리

적 요소의 상호관련성에 의하여 구하였다.

식물계의 분포는 차단계수(shielding factor, $\sigma_f$)와 엽면적 지수(Leaf Area Index, LAI)로써 표현된다. 차단계수는 단위면적에 대한 식물이 덮혀진 정도를 의미하며, 엽면적 지수는 식물계의 전층을 통해서 수직방향으로의 잎의 면적을 표시하는 계수로 식물에 따라 다른데 일반적으로 차단계수가 높으면 엽면적 지수가 높다(Deardorff, 1978).

Canopy층에서의 열수지 방정식은 canopy의 열적요인을 복사과정(radiation process)과 플럭스과정(flux process)으로 나누어 구하였다.

## 4.1. 복사과정

각 층에서의 단파복사 S는

$$S_h\uparrow = \alpha_g(1-\sigma_f)S_h\downarrow + \alpha_f\sigma_f S_h\downarrow \quad (12)$$

$$S_g\downarrow = (1-\sigma_f)S_h\downarrow \quad (13)$$

$$S_g\uparrow = \alpha_g(1-\sigma_f)S_h\downarrow \quad (14)$$

이다. 여기서 첨자 h는 canopy의 정상, g는 지표를 의미하며, $a_f$ , $a_g$는 각 canopu와 지표면에서의 반사율을 나타낸다. Idso *et al*,(1975), McCumber(1980)에 의해 지표면의 반사율은 지표면 수분함량의 함수로 표현된다.

$$\alpha_g = 0.31-0.17w_g/w_k, \quad w_g \le w_k \quad (15)$$

$$\alpha_g = 0.14, \quad w_g > w_k \quad (16)$$

여기서 $w_g$는 토양수분량, $w_k$는 $w_g$의 임계치를 나타낸다.

장파복사 L은 Stefan -Bolzman의 법칙에 의해 식물, 지표면의 온도함수로 표현된다.

$$L_h\uparrow = (1-\sigma_f)[\varepsilon_g\sigma T_g^4 + (1-\varepsilon_g)L_h\downarrow] + \sigma_f[\varepsilon_f\sigma T_f^4 + (1-\varepsilon_f)L_h\downarrow] \quad (17)$$

$$L_g\downarrow = (1-\sigma_f)L_h\downarrow + \sigma f\frac{[\varepsilon_f\sigma T_f^4+(1-\varepsilon_f)\varepsilon_g\sigma T_g^4]}{\varepsilon_f+\varepsilon_g-\varepsilon_f\varepsilon_g} \quad (18)$$

$$L_h\uparrow = (1-\sigma_f)[\varepsilon_g\sigma T_g^4+(1-\varepsilon_g)L_h\downarrow] + \sigma_f\frac{[\varepsilon_f\sigma T_f^4+(1-\varepsilon_f)\varepsilon_g\sigma T_g^4]}{\varepsilon_f+\varepsilon_g-\varepsilon_f\varepsilon_g} \quad (19)$$

여기서 $\varepsilon_f$ , $\varepsilon_g$는 각각 식물, 지표에서의 투과도, σ는 Stefan-Bolzman상수를 의미한다. $L_h\downarrow$는 야간에 지구의 복사평형을 유지하는 중요한 요인이지만 측정하기가 매우 어려운 것으로 본 연구에서는 Staley와 Juliac(1972)가 제시하고 Deardorff(1972)가 개선시킨 아래의 모수식을 사용하였다.

$$L_h\downarrow = [\sigma_c(1-\sigma_c)0.67(1670q_a^{0.08}]\sigma T_a^4 \quad (20)$$

여기서 $\sigma_c$는 구름으로 덮여져 있는 비율이다.

따라서 각층에 작용하는 순복사 R은

$$R_{net.h} = S_h\downarrow + L_h\downarrow - S_h\uparrow - (S_g\downarrow + L_g\downarrow - S_g\uparrow + L_g\uparrow) \quad (21)$$

$$R_{net.g} = -(1-\alpha_g)S_g\downarrow - L_g\downarrow + L_g\uparrow \quad (22)$$

이며, 첨자 net 는 순복사를 의미한다.

## 4.2 플럭스 과정

플럭스 과정은 현열 플럭스, 잠열 플럭스, 지중열 플럭스로 구분하여 구하였다. 식물층내 개개 잎자체에 작용하는 현열 플럭스는

$$H_{leaf} = \rho_a C_p C_f U_{af}(T_f - T_{af}) \quad (23)$$

이며, $\rho_a$는 기준대기(10m)의 밀도, $C_p$는 정압비열, $C_f$는 무차원 열전이계수(heat transfer coefficient), $U_{af}$는 식물층내에서의 풍속, $T_{af}$는 식물층내 공기의 온도를 나타낸다. 무차원 열전이계수는 canopy층내의 풍속에 의존하는 것으로 다음과 같이 표현된다(Kondo et al, 1991).

$$C_f = (0.01(1+\frac{0.3}{U_{af}}) \quad (24)$$

$$U_{af} = 0.83C_d^{1/2}U_a \quad (25)$$

여기서 $U_a$는 기준고도(10m)에서의 풍속, 마찰계수 $C_d$는

$$C_d = \frac{x}{\ln[\frac{(z-D)}{z_0}]-\Phi_m[\frac{(z-d)}{L}]} \quad (26)$$

으로 표현된다. 여기서 D는 zero-plane displacement, $z_0$는 거칠기 길이, $\Phi_m$은 운동량에 대한 보편함수, L은 Monin-obukhov길이이다.

Canopy층 사이에 존재하는 공기의 온도는

$$T_{af} = (1-\sigma_f)T_a + \sigma_f(0.3T_a + 0.6T_f + 0.1T_g) \quad (27)$$

이다. 여기서 0.3, 0.6, 0.1은 canopy내 공기의 온도에 공기, 식물체, 지표면이 미치는 영향을 비율로 표시한 것이다(Pielke, 1984).

따라서 canopy층내에 작용하는 총 현열 플럭스는

$$H_f = 1.1LAI\ H_{leaf} = 1.1LAI\,\rho_a C_p C_f U_{af}(T_f - T_{af}) \quad (28)$$

이고, 여기서 LAI는 같은 면적의 지표에 대한 전층에서 식생의 분포면적으로 $LAI = \int_0^h a(z)dz$ 이

다. canopy층에서의 현열은 식물의 잎뿐만 아니라 줄기, 잎맥 등에서도 작용하므로 계수 1.1은 이를 고려한 값이다(Deardorff, 1978).

또한 지표면에서의 현열 플럭스는 지표면 온도와 canopy층 공기의 온도차이로 표현된다.

$$H_g = \rho_a C_p C_f U_{af}(T_g - T_{af}) \quad (29)$$

따라서 canopy상부에서 대기로 나가는 현열 플럭스는 canopy 층의 현열플럭스와 지표의 현열 플럭스의 합과 같다.

$$\begin{aligned} H_s &= H_f + H_g \\ &= 1.1LAI\,\rho_a C_p C_f U_{af}(T_f - T_{af}) \\ &\quad + \rho_a C_p C_f U_{af}(T_g - T_{af}) \end{aligned} \quad (30)$$

canopy 층에서의 잠열 플럭스는 물리적, 생물학적 증발을 동시에 고려하여 구한다. 식물계 잎으로 부터의 단위면적당 증발은

$$E_{leaf} = \rho_a C_f U_{af} RST(q_{sat}(T_f) - q_{af}) \quad (31)$$

로 표현되며, RST은 최대증발에 대한 실제 증발량의 비로서

$$RST = 1 - \delta\left(\frac{r_s}{r_s + r_a}\right)[1 - (dew - d_{max}^{0.67})] \quad (32)$$

와 같이 표현된다. 여기서 $r_s$ , $r_a$는 각각 식물체의 기공저항과 대기저항, $dew$는 식물체 위의 수분량, $d_{\max}$는 $dew$의 최대치량, $\delta$는 단계함수(step function)로서 응결시 0, 그외는 1을 사용하고, $q_{af}$는 canopy층 공기의 비습으로

$$q_{af} = (1-\sigma_f)q_a + \sigma_f(0.3q_a + 0.6q_f + 0.1q_g) \quad (33)$$

이다.

기공저항은 식물의 증산작용에 의해 발생하는 저항으로 Seller *et al.*(1986)은 다음과 같이 제시하였다.

$$r_s = \frac{r_{s.min} F_1}{LAIF_2F_3F_4} \quad (34)$$

여기서 $F_1$은 태양복사에 의한 식물의 광합성과 관련된 항으로 Dickinson(1984)과 Noilhan (1988)의 아래식을 이용하였다.

$$F_1 = \frac{1+f}{f + \frac{r_{s.min}}{r_{s.max}}} \quad (35)$$

$$f = 0.55\frac{S_h\downarrow}{L_h\downarrow}\frac{2}{LAI} \quad (36)$$

$F_2$는 지표면의 수분 stress를 표현하는 항으로 Thomson(1984)에 의하면

$$F_2 = \begin{cases} 1 & w_2 > w_{cri} \text{일 경우} \\ F_2\dfrac{w_2 - w_{wilt}}{w_{cri} - w_{wilt}} & w_2 < w_2 < w_{cri} \text{일 경우} \\ 0 & w_2 < w_{wilt} \text{일 경우} \end{cases} \quad (37)$$

이다. 여기서 $w_{wilt}$는 wilting point에서의 수분량, $w_2$는 지중온도가 변하지 않는 지점(1m)에서의 수분량, $w_{cri}$는 $w$의 임계치이다. $F_3$은 대기증기압에 의한 효과로서 Seller *et al.*(1986)에 의해 $F_3 = 1 - g(e_{sat}T_g - e_a)$이며, g는 경험값으로 식물마다 다르다. $F_4$는 대기기온의 영향으로 Dickinson(1984)에 의한

$F_4 = 1.0 - 0.0016(298.0 - T_a^4)$를 이용하였다.

대기저항은 대기에서의 흐름과 지표층에서의 흐름의 상관관계에서 구할 수 있으며 Deardorff(1978), Pielke(1984)가 제시한

$r_a = \dfrac{U_{af}}{C_p}$을 이용하였다.

전체 식물층내의 잠열플럭스는

$$\begin{aligned} L \cdot E_f &= L \cdot LAI\, E_{leaf} \\ &= L \cdot LAI\,\rho_a C_f U_{af} RST(q_{sat}T_f - q_{af}) \end{aligned} \quad (38)$$

이며, L은 증발잠열을 나타낸다.

지표면에서의 잠열플럭스는 지표면에 존재하고 있는 수분량에 지배되고

$$L \cdot E_g = L\rho_a C_f U_{af}\alpha'(q_g - q_{af}) \quad (39)$$

이며, $\alpha'$는 지표면 수분함량에 관한 함수이다.

따라서 canopy에서 대기로 나가는 잠열 플럭스는 canopy층내 잠열 플럭스와 지표면에서의 잠열 플럭스의 합으로 표현된다.

$$\begin{aligned} L \cdot E_a &= L \cdot E_f + L \cdot E_g \\ &= L \cdot LAI\,\rho_a C_f U_{af} RST(q_{sat}T_f - q_{af}) \\ &\quad + L\rho_a C_f U_{af}\alpha'(q_g - q_{af}) \end{aligned} \quad (40)$$

그리고 지중열 플럭스는 지표면에서의 복사와 플럭스 과정을 결합한 열수지에 의하여 구할 수 있다.

$$\begin{aligned} -G &= H_g + LE_g - (1-\alpha_g)S_g\downarrow \\ &\quad + L_g\uparrow - L_g\downarrow \end{aligned} \quad (41)$$

## 4.3 Canopy의 열수지 방정식

Canopy의 열수지 방정식의 사용은 식물계를 고려한 모델에서 중요한 독립변수로 작용하는 식물의 온도를 구하는데 목적이 있으며, 아래와 같이 나타낼 수 있다.

$$\begin{aligned} R_{net.h} &= H_f + L \cdot E_f \\ S_h\downarrow + L_h\downarrow - S_h\uparrow - L_h\uparrow & \\ -(S_g\downarrow + L_g\downarrow - S_g\uparrow - L_g\uparrow) & \\ = H_s - H_g + L(E_s - E_g) & \end{aligned} \quad (42)$$

여기서 포화비습에 대한 온도의 변화량은 Clausis-clapeyron식, Tetens식을 이용하여 수치적으로 재정리한 후 Newton Rhapson 반복법으로 풀었다.

## 5. 토양모델

토양모델은 다층모델을 이용하여 구성하였다. 지중온도의 예보방정식은

$$\frac{\partial T}{\partial t}=\frac{\partial}{\partial z}\frac{\nu\rho}{C(w)}\frac{\partial T}{\partial z} \tag{43}$$

로 주어지고,

$$\frac{\nu\rho}{C(w)}\left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)=G \tag{44}$$

에 의해서 앞에서 구하여진 지중열플럭스를 이용하여 지중의 온도를 구하였다.

토양수분은 Deardorff(1978), Bhumralkar (1975)에 의한 예보방정식을 사용하였다.

## 6. 모델의 초기, 경계조건

1차원 모델은 식물계의 영향을 자세히 고찰하기 위하여 수직격자를 40층으로 하고 지표의 영향을 자세히 보기 위해 지표쪽에 가까울수록 간격을 좁게 하였으며, 지중으로는 지중 1m를 10층으로 나누어 지표에서 지수로그적으로 격자를 만들었다. 2차원 모델은 수직격자를 50층으로 하고 수평격자를 5km간격으로 20개의 격자점으로 구성하였으며, 그 중 8개의 격자를 바다, 나머지를 육지로 하였다. 지중은 14개의 격자점으로 구성하여 지수로그적으로 격자를 만들었다.

모델의 시작시각은 1차원, 2차원 모두 8시로 하고 48시간 수행 중에 24시간 후의 자료를 결과분석에 이용하였다.

1차원 모델의 초기조건으로 연직방향의 풍속은 없고, 지표온위는 식물계, 지표면 모두 284K, 온위의 수직분포는 지표온도에 대한 격자점의 높이에 따른 건조감율에 의해 주어진다. 지표의 기압은 1013hPa, 비습은 지표면, 식물계 모두 6.0g/kg으로 두었다. 경계조건으로는 상층경계는 상승속도가 없다고 두고, 지표면 가열에 의한 영향을 받지 않는다고 가정하였다. 지표면 경계에서도 속도가 없다고 하였으며, canopy층 내부는 그 위의 풍속에 따라서 정하였다. 2차원 모델의 초기조건으로 격자점 8개는 바다로 가정하여 온위는 295K로 하루 중 변화가 없다고 하였고, 육지는 1차원의 초기조건을 그대로 반영하였다. 바다에서의 비습은 해수온도에서의 포화비습으로 하며, 경계조건은 1차원과 마찬가지로 상층온도의 일변화는 지표에서의 변화에 영향을 받지 않는다고 가정하였다. 풍속(u,v,w)은 없다고 하였으며, 시간에 따른 변화는 모든 변수에 대하여

$$\frac{\partial u}{\partial t}=\frac{\partial v}{\partial t}=\frac{\partial w}{\partial t}=\frac{\partial \theta}{\partial t}=\frac{\partial \Pi}{\partial t}=\frac{\partial q}{\partial t}=0 \tag{45}$$

로 두었다. 측면경계에서 유입측은

$$\frac{\partial u}{\partial x}=\frac{\partial v}{\partial x}=\frac{\partial w}{\partial x}=\frac{\partial \theta}{\partial x}=\frac{\partial \Pi}{\partial x}=\frac{\partial q}{\partial x}=0 \tag{46}$$

유출측은 경계 내측격자에서의 값이 있으면 그것과 동일하게 두었다.

## 7. 모델의 검증

모델의 검증으로 이전에 검증된 모델과 상호비교하는 방법을 이용하였다. 검증에 사용된 모델은 Oregon State University에서 제작된 1차원 대기경계층모델 1.04판(이하 OSUID)으로서 이는 HAPEX-MOBILHY 특별관측에서 검증된 것이다. 본 연구에서는 차단계수가 0.85인 경우를 본 모델과 OSUID모델에 적용시켜 검증하였다.

Fig.2는 OSUID의 경우 차단계수가 0.85일 때 순복사, 잠열, 현열, 지중열 플럭스의 일변화를 나타낸 것이며, Fig.3은 본 연구의 모델 결과를 나타낸 것이다. 잠열의 경우 오후에 본 모델이 약간 작게 평가되고 있으나, 대체로 두 모델의 결과치가 잘 일치하고 있음을 알 수 있다.

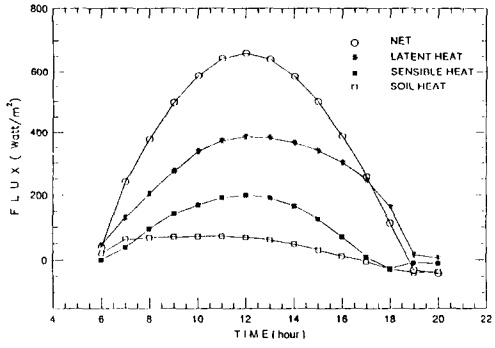


**Fig.2. Diurnal flux variation (shielding factor 0.85) simulated by OSUID model.**

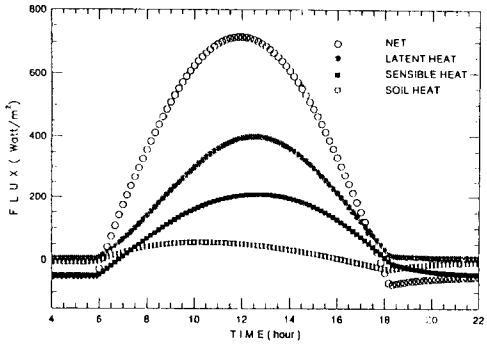


**Fig.3. Diurnal flux variation (shielding factor 0.85) simulated by model which was used this study.**

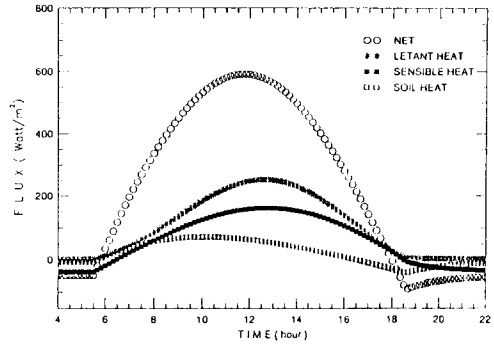


**Fig.5. Same as Fig.4 but for PEAT.**

## 8. 결 과

### 8.1. 1차원 모델

#### 8.1.1. 토양의 종류에 따른 변화

본 연구에서는 미국 농무성에서 조사된 토양의 종류 11종 중에서 가장 대표적인 2가지(sand, peat)에 대하여 살펴보았다.

두 종류 토양에 대한 플럭스의 일변화를 보면, sand의 경우 (Fig.4) 현열 플럭스(240watt/m²)가 잠열 플럭스(120watt/m²)에 비해 높게 산정되어 토양의 온도가 상대적으로 높이 올라감을 볼 수 있다. 반면 peat의 경우 (Fig.5)잠열이 크게 기여하여 토양의 온도가 sand에 비해 작게 나타나는 것을 볼 수 있다. 또한 차단계수가 0.5일 때 sand와 peat의 온위 수직분포를 나타낸 것을 보면, 아침 8시의 고도에 따른 온위분포(Fig.6)에서 지표 150m정도를 제외하고 거의 같은 분포를 하고 있으나, 12시의 온위분포(Fkg7.)에서는 sand가 지표면에서 1500m정도까지 5K정도 높게 나타난다. 이때 혼합고를 보면 sand의 경우 1800m정도까지 성장하는데 비해 peat는 1000m정도 밖에 성장하지 못하였다.

#### 8.1.2. 식생분포에 따른 변화

식물의 분포는 차단계수를 변화시켜 달리할 수 있으며, 본 연구에서는 차단계수를 0.1, 0.3, 0.6, 0.9의 4가지 경우에 대하여 보았다. 여기에서 사용한 토양은 sand loam이다.

Fig.8과 Fig.9는 차단계수를 달리 할 경우에 나타나는 하루 중 지표면의 온도와 식물계의 온도이다. 차단계수가 높을수록 지표면의 온도는 떨어지는데 반해 식물체의 온도는 상승함을 볼 수 있다. 이는 차단계수가 높을수록 지표는 식물계에 의하여 가리워져 태양복사에너지의 입사를 차단하게되고, 이로인해 온도변화가 작아지게 된 것이다. 또한 식물체는 받는 면적이 증가하여 온도가 상대적으로 커지게 되었음을 알 수 있다.

또한 차단계수에 따른 현열과 잠열의 변화를 보면, 잠열 플럭스(Fig.10)는 차단계수가 증가함에 따라 증가하고 있는데 이는 차단계수가 증가

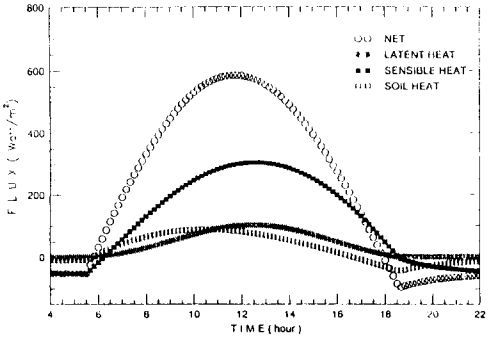


**Fig.4. Diurnal course of surface energy flux in SAND.**

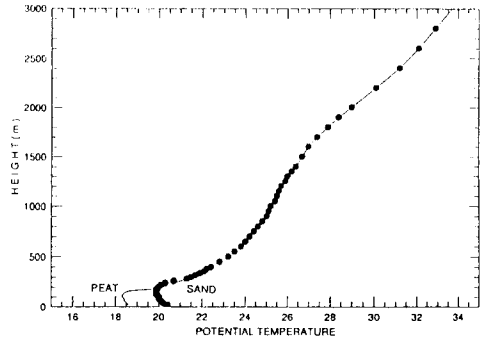


**Fig.6. The potentioal temperature profiles at 0800LST for SAND and PEAT.**

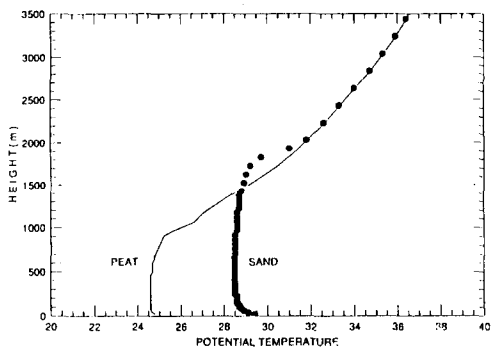


Fig.7. Same as Fig.6 But for 1200LST.

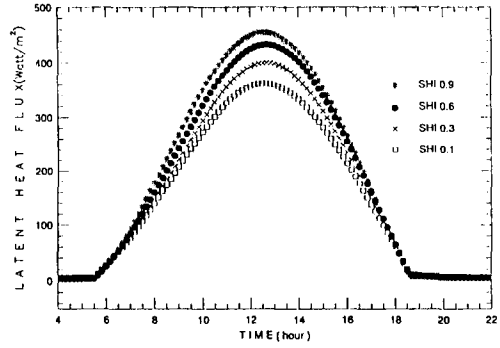


Fig.10. Diurnal variation of latent heat flux for shielding factor 0.1, 0.3, 0.6, 0.9.

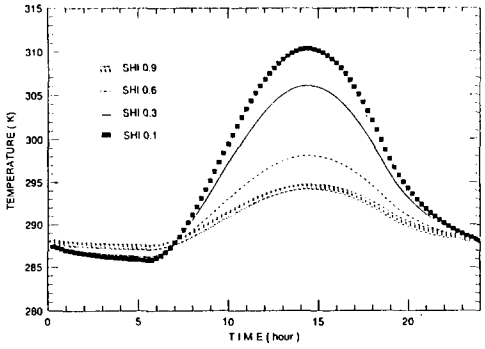


Fig.8. Diurnal variation of surface temperature(K) for shielding factor 0.1, 0.3, 0.6, 0.9.

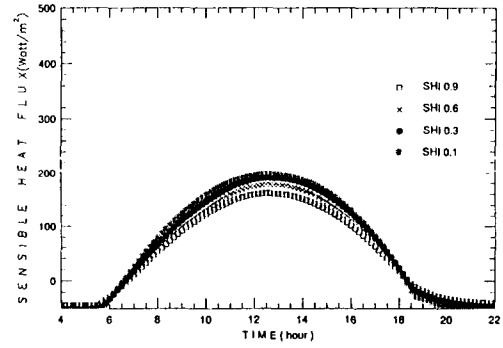


Fig.11. Same as Fig.10 but for sensible heat flux.

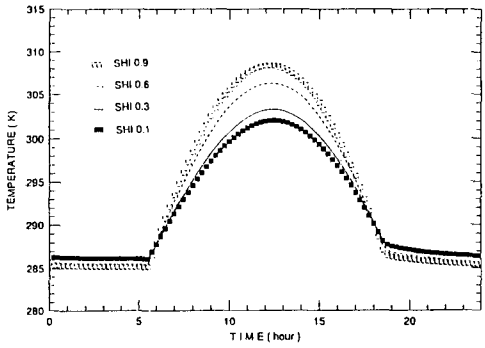


Fig.9. Same as Fig.8 but for foliage temperature (K).

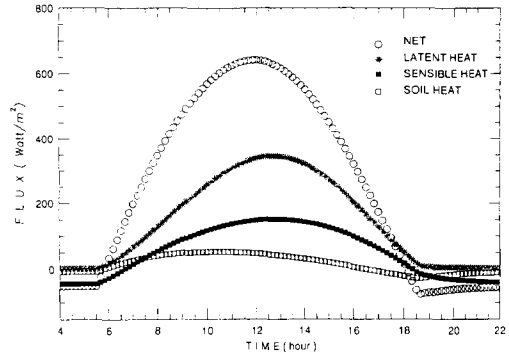


Fig.12. Diurnal course of surface energy flux in PINE.

하면 식물층의 비습이 증가하여 잠열에 의한 에너지 이동량이 많아지게 됨을 볼 수 있는 반면, 상대적으로 현열 플럭스(Fig.11)는 작아짐을 알 수 있다. 따라서 식물의 차단계수에 잠열이 현열보다 더 민감함을 알 수 있다.

### 8.1.3. 식물의 종류에 따른 변화

Canopy를 구성하는 식물의 종류가 변화됨에 따른 대기의 영향을 보기 위하여 식물은 소나무, 목화, 해바라기의 경우를 비교하였으며, 이들의

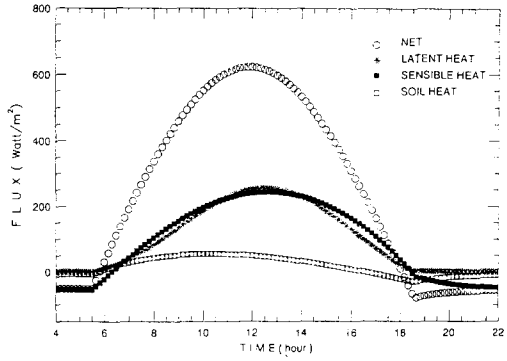


Fig.13. Same as Fig.12 but for COTTON.

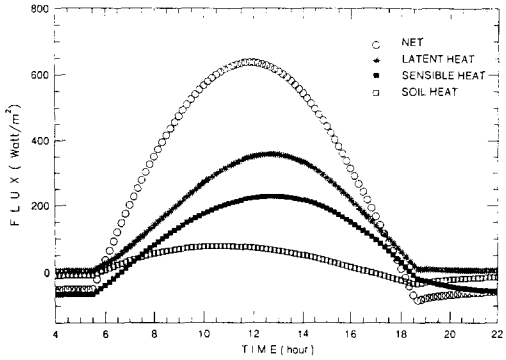


Fig.14. Same as Fig.12 but for SUNFLOWER.

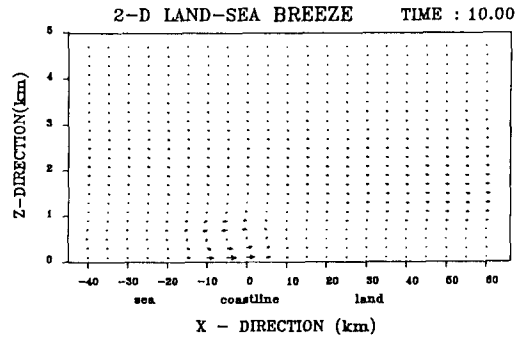


Fig.15. Wind system of land-sea breeze for shielding factor 0.9 at 1000LST.

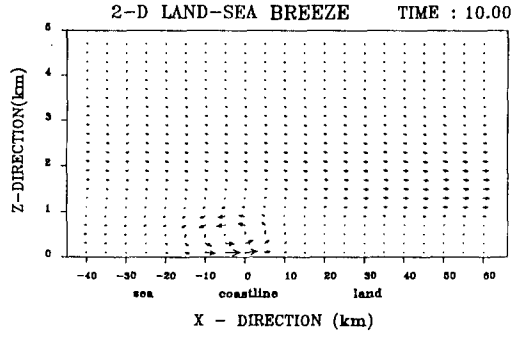


Fig.16. Wind system of land-sea breeze for shielding factor 0.1 at 1000LST.

주요한 물리적 차이는 엽면적 지수(LAI)와 최소 기공저항($R_{s,min}$)에 있다.

각 식물에 대한 하루 중의 플럭스의 변화량 (Fig.12, Fig.13, Fig.14)을 보면, 목화는 잠열 플럭스와 현열 플럭스가 거의 유사하게 나타나지만, 해바라기와 소나무는 잠열이 현열보다 2.5배 크게 나타나는 유사한 경향을 보이고 있다. 여기에서 엽면적 지수가 비슷한 경우보다 최소기공저항이 비슷한 경우 각종 플럭스가 유사한 형태로 변함을 알 수 있다.

## 8.2. 2차원 해륙풍 모델

지표면의 격자점에서 차단계수를 0.9와 0.1로 한 두 경우에 대해 해륙풍의 강도를 알아보았다.

Figs.15-26은 하루 중의 해륙풍 순환을 수치실험한 것으로, 10시가 되면 전체 풍계는 잔잔하고 해안선 근처에서 해풍세포가 성장하려고 한다. 두 경우 큰 차이는 없지만 차단계수가 낮은 경우의 세포가 좀더 뚜렷이 나타나고 있다. 14시가 되면 해풍은 육지쪽으로 세력이 성장하여 16시가 되면 해풍은 육지 깊숙이 들어와 전 지역에 해풍이 강하게 발달해 있으며, 해풍의 강도는 차단계수가 낮은 것이 크며, 세포의 규모도 큼을 알 수 있다. 시간이 경과하여 21시이후로 육풍이 발달하기 시작하여 02시가 되면 육풍은 점점 강해지고 있으나, 육풍의 강도는 차단계수가 다를 경우 해풍의 경우와는 달리 거의 차이가 나타나지 않는다. 즉 차단계수의 변화에 따라 나타나는 온도의 차이가 낮에 더 커서 해풍의 강도변화가 크게 나타난 것으로 볼 수 있다.

## 9. 결 론

중규모 순환의 수치모델에서 하층경계에 식물계를 고려함으로써 이에 따른 지표면과 대기경계층의 변화를 1차원 모델과 2차원 모델을 통해 종합적으로 고찰하여 보았다. 그 결과 아래와 같은 결론을 얻었다.

토양의 종류를 변화시켜 준 경우, sand는 현열 플럭스에 의하여 에너지를 전달하고 peat는

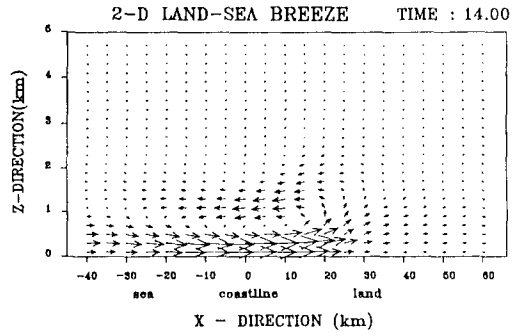


Fig.17. Same as Fig.15 but for 1400LST.

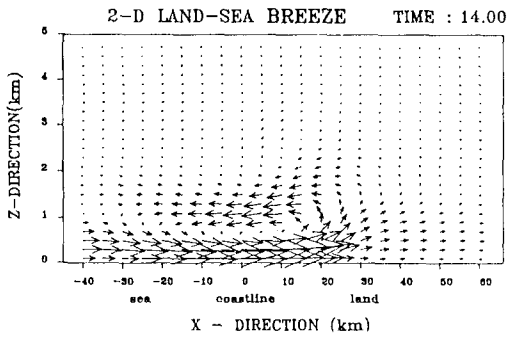


Fig.18. Same as Fig.16 but for 1400LST.

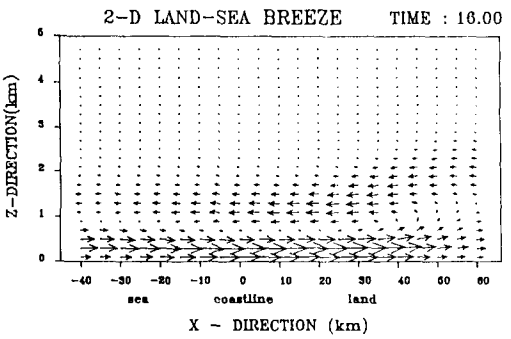


Fig.19. Same as Fig.15 but for 1600LST.

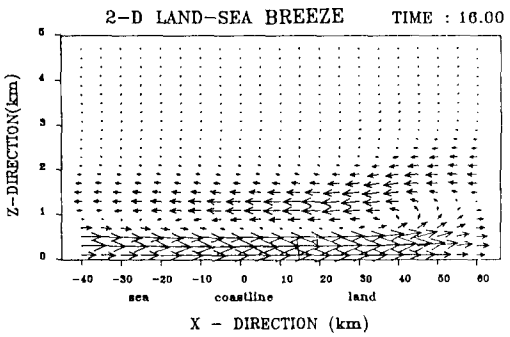


Fig.20. Same as Fig.16 but for 1600LST.

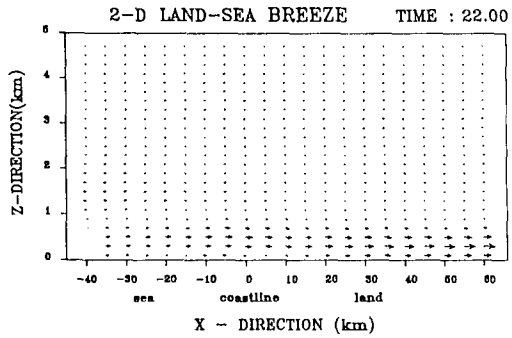


Fig.21. Same as Fig.15 but for 2200LST.

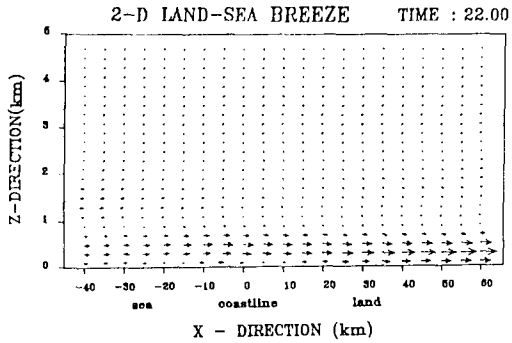


Fig.22. Same as Fig.16 but for 2200LST.

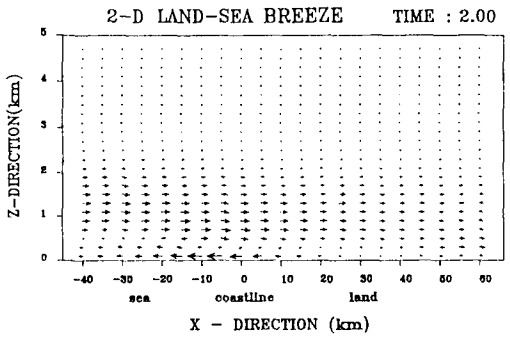


Fig.23. Same as Fig.15 but for 0200LST.

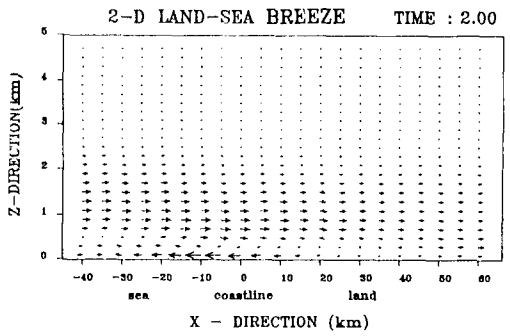


Fig.24. Same as Fig.16 but for 0200LST.

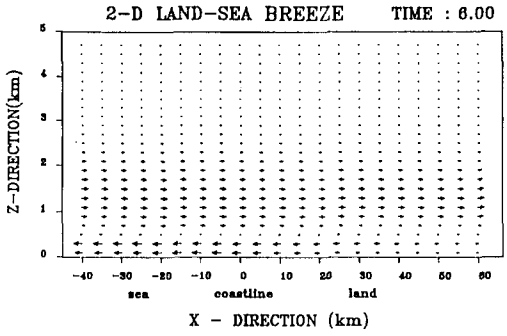


**Fig.25. Same as Fig.15 but for 0600LST.**

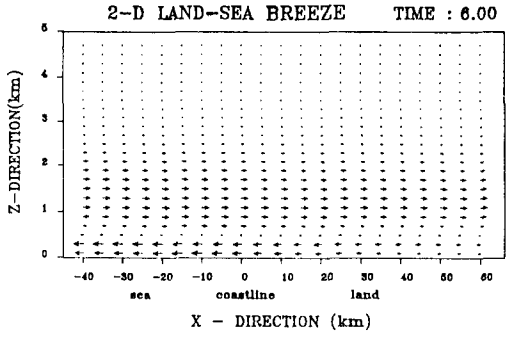


**Fig.26. Same as Fig.16 but for 0600LST.**

잠열 플럭스에 의하여 에너지를 전달하므로 하층경계의 온도는 sand인 경우가 더 높았다. 또한 혼합고를 비교해 보았을 때 12시에 sand의 경우 1800m까지 성장하는데 비해 peat는 1000m 정도 성장하였다.

차단계수가 클수록 canopy의 온도는 받는 면적이 넓어져 높아지는 반면 지표면의 온도는 식물층에 의하여 가리워져 낮아졌다. 플럭스면에서 보면 차단계수가 클수록 canopy층에서의 비습증가로 잠열플럭스에 의한 에너지 전달이 많아지고, 현열플럭스에 의한 전달은 감소하였으므로 차단계수의 변화에 대한 민감도는 잠열 플럭스가 더 크게 작용하였다.

식물의 종류를 달리 할 경우 대기에 미치는 영향은 식물의 기공저항에 매우 민감하게 반응하였다.

중규모 순환인 해륙풍에서 지표면에 식물계의 분포를 달리할 경우 식물계의 분포가 작은 경우가 강도가 강하며 규모도 컸다. 이 경우 해풍의 차이는 두드러지나 육풍의 차이는 상대적으로 크지 않았는데 이는 낮의 경우가 상대적으로 바다와 육지의 온도차가 큼을 알 수 있다.

## 감사의글

이 논문은 1995년도 한국학술진흥재단의 공모과제 연구비에 의하여 연구되었음.

## 참 고 문 헌

Benjamin, S. G and Calson, T. N., 1986, Some effects of surface heating and topography on the regional severe storm environment, Part I, 3-D simulations, Mon. Wea. Rev., 114, 309-329

Bhumralkar, C. M., 1975, Numerical Experiment on the Computation of Ground Surface Temperature in Atmospheric General Circulation Model, J. Appl. Meteor., 14, 1246-1258

Businger, J. A. *et al.*, 1971, Flux-profile relationship in the atmospheric surface layer, Phys. Atmos., 50, 98-113

Deardorff, J. W., 1978, Efficient Prediction of Ground Surface Temperature and Moisture, With Inclusion of a Layer of Vegetation, J. Geophy. Res., 83, 1889-1902

Griend, A. A. and Boxel, J. H., 1989, Water and Surface Energy Balance Model With a Multilayer Canopy Representation for Remote Sensing Purposes, Water Resources Research, 25, 949-971

Kondo, J. and Kawanaka, A., 1986, Numerical Study on the Bulk Heat Transfer Coefficient for a Variety of Vegetation Types and Densities, Boundary Layer Meteor., 37, 285-296

Kondo, J and Saigusa, N and Sato, T, 1990, A Parameterization of Evaporation from Bare Soil Surfaces, J. Appl. Meteor., 29, 385-389

Koster, R. D. and Suarez, M. J., 1992, Modeling the Land Surface Boundary in Climate Models as a Composite of Independent Vegetation Stands, J. Geophy. Res., 97, 2697--2715

Massman, W. J. and Van Dijken, A., 1989,

Water Vapor Transfer from a Vegetated Surface : A Numerical Study of Bulk Transfer Coefficient and Canopy Resistances, Boundary Layer Meteor., 49295-307

McCumner, M. C., 1980, A numerical simulation of influence of heat and moisture fluxes upon mesoscale circulations, Rep. UVA-ENVSCI-MESO

Sasamori, T., 1970, A Numerical Study of Atmospheric and Soil Boundary Layers, J. Atmos. Sci., 27, 1122-1137

Sellers, P. J., Montz, Y., Sud, Y. C. and Dalcher, A., 1986, a Simple Model(SiB) for Use within General Circulation Models, J. Atmos. Sci., 43, 505-531

Watanabe, T. and Kondo, J., 1990, The Influence of Canopy Structure and Density upon the Length within and above Vegetation, J. Meteor. Soc. Japan, 68, 227-235

Yamada, T. and Mellor, G. I., 1975, A Simulation of the Wangara Atmospheric boundary layer data, J. A. S., 2309-2329