

수식모델에 의한 풍력시스템 위치선정에 관한 연구

Mumerical Studies to Determine Sites of wind Energy Conversion System

신 동 열* 이 인 영**
(Dong Ryul Shin) (In Y. Lee)

ABSTRACT

A planetary boundary layer model has been modified to study the feasibility of siting the wind energy conversion systems over Jeju island. Our objective is to demonstrate a numerical model that is simple enough to be economical in terms of computational cost and contains most of the mesoscale processes occurring in the planetary boundary layer at the same time. Simulated fields of atmospheric parameters are compared favorably with available climatological data and interpreted in terms of physical phenomena occurring.

1. 서 론

풍력시스템의 위치선정과 설계에서 가장 중요하고 먼저 결정되어야 하는 사항은 지표면과 접하고 있는 혼기층 내에서 변화되는 바람의 분포를 이해하는데 있다.

계절적인 바람은 천천히 변화되는 기압분포에 의해 결정되나 혼기층 내에서는 짧은 주기를 갖는 지표면의 온도변화, 지형특성 및 지표면 사용도 등에 의존하는 복잡한 함수관계를 갖고 변화하므로 한 관측소에서 실측된 데이터는 수키로미터 떨어진 곳에서의 값과 같다고 볼 수 없다. 그러므로 풍력시스템의 위치선정과 설계를 위한 기본으로서 혼기층내의 대기물리 및 동적현상을 묘사할

수 있는 수식모델로부터 바람분포를 구하는 것이 필요하게 된다. 그러므로 본 연구는 혼기층내에서 서로 함수관계에 있는 바람, 온도, 습도 및 공해 등의 기본변수들을 계산하여 이 결과로서 바람분포를 알고 풍력시스템에 응용하기 위한 계산모델 연구이다.

혼기층 현상을 이해하기 위한 많은 선행연구가 있었다.

Lavoie [1]는 본 모델과 유사하게 기본 방정식을 혼기층 깊이를 통한 평균값으로 표시하고 혼기층 윗면의 난류유속은 밑면에 비해 적으므로 무시하였으며 자유대기층에서의 유입이 없다고 생각하여 혼기층 깊이를 계산하였다.

Pielke [2]는 기본 방정식을 3-D로 취급하고 난류유속을 수직과 수평성분으로 나누어서 수평의 경우는 확산운동으로 취급하고 수직의 경우는 표면에서의 변환계수가 표면마찰속도와 바람구배 프로파일의 함수로 보았으며 임의높이

* 正會員 한국동력자원연구소

** 미국 Argonne National Lab.

에서의 변환계수는 표면변환계수의 수직변화로 계산하는 “점성(點性) 모델”을 연구하였으며 합리적이거나 복잡하고 계산비용이 많이 든다.

Deardorff [3]는 1-D 모델로 Wangara data를 Simulation 하였으며 그 결과 혼기층이 불안정할 때의 깊이변화가 자유대기층 안정도, 표면마찰속도, 대류속도, 감열 및 온위난류유속 등의 함수로 되는 실험식을 제의하였다.

Smeda [4]는 혼기층을 안정층과 불안정층의 경우로 나누어서 불안정층의 경우는 혼기층 깊이 변화식을 Deardorff [3] 식을 사용하고 안정층의 경우는 표면마찰속도에 의해 생기는 힘에 비례하는 실험식을 만들었다. 한편 위와 같은 연구결과나 수식모델을 이용하여 풍력시스템을 위한 바람 및 풍력분포를 계산하는 연구로는 Patnaik [5]의 SIGMAT 계산모델과 Phillips [6]의 NOABL Objective Analysis 모델이 있다. 전자는 바람분포를 계산하기 위해서 기본방정식들을 사용하여 만든 메조스케일 기상모델을 이용하여 σ -좌표계를 사용하고 난류운동을 수평, 수직의 확산운동으로 보고 변수화 하였으며 후자는 계산 목표지역의 바람분포를 알기 위해 실측된 지표면 또는 윗면의 기상자료를 외삽(外插) 또는 보삽(補插)하여 초기분포를 구한후 지형효과, 비발산 조건등을 고려하여 연속방정식으로 최종분포를 결정한다. Traci [2]는 앞의 두가지 계산모델로서 메조스케일의 같은 지역을 계산한 후 비교해서 풍력이 많은 지역을 선정한 후 NOABL 코드로서 마이크로 스케일 계산을 하여 최종의 풍력시스템 위치를 선정하는 연구결과를 발표하였다. Liu와 Yocke [7]는 모델을 간략화하여 연속방정식으로 바람분포를 구하며 초기바람은 지형효과, 지표면 바람에 의한 경계효과, 열에 의한 난류운동 및 산, 골바람 효과등을 변수화하여 계산하는 결과를 발표하였다.

한편 본 모델은 Lee와 Swan [8]에 의해 연구된 공해이동에 관한 현상을 구명키 위한 혼기층 모델을 풍력시스템 위치선정을 위한 바람분

포를 계산하는 목적으로 개량하고, 정확하고 경제적인 계산을 위해 연구되었으며 혼기층내의 바람분포를 구하기 위해 서로 상관관계에 있는 기본 변수들을 계산하는 메조스케일의 2-D 모델로서 기본방정식들을 σ -좌표계로 변환하고 혼기층을 통한 평균값으로 나타내어서 난류운동을 혼기층 위면과 지표면의 차이로 나타낸 후 윗면에서는 자유대기에서의 유입을 고려하나 공기가 안정할 때에는 유입이 없다고 보았으며 밑면에서는 풍속, 전달계수 및 각 변수의 구배에 관한 함수로 구하는 모델이다.

본 모델의 실제응용으로서는 사면이 바다로 되어 있으며 섬에 높은 산이 위치한 제주도를 계산 목표지역으로 하여 복잡한 지형에 따른 바람분포와 하루주기의 해풍, 육풍의 현상을 이해하며 그 결과를 계산지역내 실측데이터와 Wangara 데이터(1971)로 입증하고 풍력시스템의 최적위치를 선정하였다.

2. 모델방정식

대기의 운동을 구사하는 풍속, 온위, 습기 및 공해의 변화를 계산하는데 있어서 복잡한 지표면이 모델바닥을 형성하고 있으므로 Z -좌표계로 표시되는 방정식을 그대로 이용하는 것보다도 지표면이 모델바닥이 되며 그 값이 지표면에서 일정한 값을 갖는 σ -좌표계를 사용하는 것이 편리하다.

σ -좌표계를 정의하면

$$\sigma = P - P_T / P_S - P_T$$

과 같다 (기호설명 참조). 정의에서 알 수 있듯이 σ -좌표계의 모델 밑면은 좌표표면이 되는 동시에 지표면이 되므로 $\dot{\sigma}$ 의 값은 영으로 놓을 수 있고, 모델 윗면에서는 $dP/dT = \pi \dot{\sigma}$ 가 되는데 윗면에서의 압력이 혼기층 내에서의 압력변화에 의해서 영향을 받지 않는다고 가정하면 $\dot{\sigma} = 0$ 로 놓을 수 있다. σ -좌표계와 Z -좌표계 사이의 ∇ -연산자 관계는

$$\nabla_P = \nabla_\sigma - \frac{\sigma}{\pi} \nabla \pi \frac{\partial}{\partial \sigma}$$

로 표시되므로 σ -좌표계에서의 연속방정식은 다음과 같이 된다.

$$\frac{\partial \pi}{\partial t} + \nabla_{\sigma} \cdot (\pi V) + \dot{\sigma} (\pi \dot{\sigma}) = 0 \quad (2-1)$$

한편 σ -좌표계에서 전 미분 $\frac{d}{dt}$ 는

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + V \cdot \nabla + \dot{\sigma} \frac{\partial}{\partial \sigma}$$

로 표시되며 지위와 정수압 상태에서의 기압변화와의 관계는 $\delta \phi = -\pi \alpha \delta \sigma$ 로 표시할 수 있으므로 압력구배는

$$\nabla_p \phi = \nabla_{\sigma} \phi + \sigma \alpha \nabla \pi$$

로 되어 두개의 항으로 구성되는데 지표면의 경사가 가파르면 각항의 값은 커지게 되나 서로 반대부호를 갖게 되므로 두항의 합은 근소한 값을 갖게 된다.

위와 같은 Z- 및 σ -좌표계 사이의 관계식들을 이용하여 Z-좌표계에서의 기본방정식들을 σ -좌표계로 변환하면 다음과 같이 된다.

$$\begin{aligned} \frac{\partial W}{\partial t} + W \cdot \nabla W + \dot{\sigma} \frac{\partial W}{\partial \sigma} + f |KXW \\ = -\nabla \phi - \sigma \alpha \nabla \pi + \frac{g}{\pi} \left(\frac{\partial F}{\partial \sigma} \right)_W \end{aligned} \quad (2-2)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \theta}{\partial t} + W \cdot \nabla \theta + \dot{\sigma} \frac{\partial \theta}{\partial \sigma} \\ = \frac{\theta g}{C_p \pi T} \left(\frac{\partial F}{\partial \sigma} \right)_{\theta} + \frac{L}{C_p} \frac{\partial M_c}{\partial t} \end{aligned} \quad (2-3)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} + W \cdot \nabla q + \dot{\sigma} \frac{\partial q}{\partial \sigma} = \frac{g}{\pi} \left(\frac{\partial F}{\partial \sigma} \right)_q - \frac{\partial M_c}{\partial t} \quad (2-4)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + W \cdot \nabla Q + \dot{\sigma} \frac{\partial Q}{\partial \sigma} = \frac{g}{\pi} \left(\frac{\partial F}{\partial \sigma} \right)_Q + \frac{\partial M_c}{\partial t} \quad (2-5)$$

$$\frac{\partial C}{\partial t} + W \cdot \nabla C + \dot{\sigma} \frac{\partial C}{\partial \sigma} = \frac{g}{\pi} \left(\frac{\partial F}{\partial \sigma} \right)_C + f(t) C \quad (2-6)$$

본 모델에서의 기본 방정식인 식(2-1)에서 (2-6)까지의 6개의 방정식에서 식(2-2)는 u, v

로 분리되어 총 7개의 방정식이 되며 식(2-6)에서 화학반응에 관계되는 항을 $f(t) = 0$ 로 놓으면 미지수는 u, v, θ , q, Q, C, π , $\dot{\sigma}$ 등 8개의 기본변수와 $\left(\frac{\partial F}{\partial \sigma} \right)_u$, $\left(\frac{\partial F}{\partial \sigma} \right)_v$, $\left(\frac{\partial F}{\partial \sigma} \right)_q$, $\left(\frac{\partial F}{\partial \sigma} \right)_Q$, $\left(\frac{\partial F}{\partial \sigma} \right)_C$ 등의 6개의 난류변화, 응축에 의한 변화, $\left(\frac{\partial M_c}{\partial t} \right)$ 등 총 15개의 미지수가 있게 된다. 그러므로 본 모델계산을 위해서는 8개의 방정식이 더 필요하다.

자유대기층과 혼기층이 만나는 경계에서의 대기순환이 연속성을 갖는가를 보기 위해서 식(2-1)의 연속방정식을 경계면과 접하고 있는 미소층(+ ϵ 에서 - ϵ 까지)에 대하여 적분하여 정리하면

$$(\dot{\sigma}')_{-\epsilon} = (\dot{\sigma}')_{+\epsilon}$$

을 얻을 수 있으므로 식(2-1)을 모델깊이, $\sigma = (0, 1)$ 에 대해 적분하여 경계면에서의 질량연속성을 이용하면 다음과 같은 압력변화식을 구할 수 있다.

$$\frac{\partial \pi}{\partial t} = -\nabla \cdot \int_0^{\sigma_b} \pi V_f d\sigma - \nabla \cdot \int_{\sigma_b}^1 \pi V d\sigma \quad (2-7)$$

위식에서 보면 π 는 자유대기층과 혼기층내에서의 질량발산 또는 수렴에 의해 변화되나 본 모델에서는 π 가 혼기층내에서의 대기운동에 의해서만 변화된다고 가정한다.

한편 식(2-1)의 연속방정식을 혼기층내에서만 적분하여 $(\dot{\sigma})_b$ 를 구하고 이 식을 혼기층 질량변화를, $\frac{\partial \pi(1-\sigma_b)}{\partial t}$, 나타내는 식으로 변환하여 자유대기층으로부터 질량의 유입을 의미하는 항을 E라 하고 정리하면

$$(\dot{\sigma})_b = \frac{1-\sigma_b}{\pi} \left(\frac{\partial \pi}{\partial t} + \nabla_{\sigma} \cdot \pi V \right) \quad (2-8)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \{ \pi(1-\sigma_b) \} + \nabla \cdot \{ \pi V(1-\sigma_b) \} \\ - gE = 0 \end{aligned} \quad (2-9)$$

와 같은 두개의 식을 얻을 수 있다.

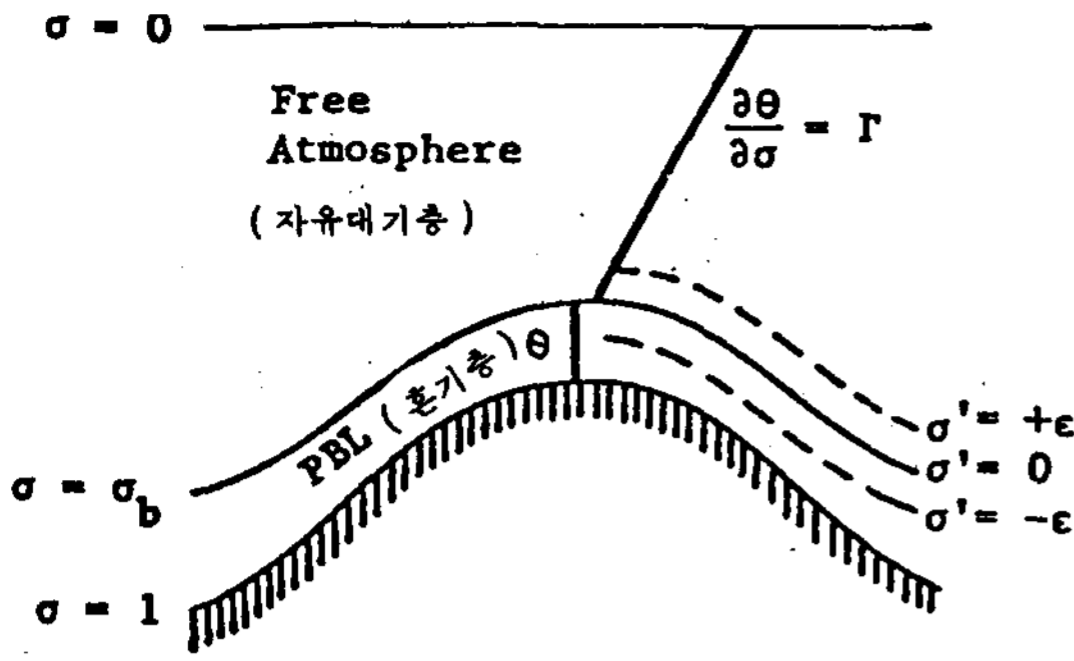


Fig. 1 PBL parameterization.

한편 본 모델에서는 혼기층내의 각 변수들의 값은 균일하다고 보므로 그림 1과 같이 혼기층 두께를 통한 평균값으로 변수를 나타낼 수 있기 때문에 기본방정식을 혼기층 깊이에 대해 적분하고 깊이로 나누어 정리하면

$$\begin{aligned} \frac{\partial \mathbf{W}}{\partial t} + \mathbf{W} \cdot \nabla \mathbf{W} + f \mathbf{k} \times \mathbf{W} \\ = \frac{1}{1 - \sigma_b} \left\{ \int_{\sigma_b}^1 (\nabla \phi + \sigma \alpha \nabla \pi) d\sigma \right. \\ \left. + \frac{g}{\pi} (|F_{vb}| - |F_{vs}|) \right\} \end{aligned} \quad (2-2')$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \theta}{\partial t} + \mathbf{W} \cdot \nabla \theta = \frac{\theta g}{(1 - \sigma_b) C_p \pi T} (F_{\theta s} - F_{\theta b}) \\ + \frac{L}{C_p} \frac{\partial M_c}{\partial t} \end{aligned} \quad (2-3')$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial q}{\partial t} + \mathbf{W} \cdot \nabla q = \frac{g}{(1 - \sigma_b) \pi} (F_{qs} - F_{qb}) \\ - \frac{\partial M_c}{\partial t} \end{aligned} \quad (2-4')$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial Q}{\partial t} + \mathbf{W} \cdot \nabla Q = \frac{g}{(1 - \sigma_b) \pi} (F_{Qs} - F_{Qb}) \\ + \frac{\partial M_c}{\partial t} \end{aligned} \quad (2-5')$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial C}{\partial t} + \mathbf{W} \cdot \nabla C = -\frac{g}{(1 - \sigma_b) \pi} F_{Cb} + \left(\frac{\partial C}{\partial t}\right)_s \\ + f(t)C \end{aligned} \quad (2-6')$$

과 같이 된다. 위와 같이 난류유속에 관한 항이

변수화되어 본 모델에서 계산되어야 할 변수들은 $u, v, \theta, q, Q, C, \pi, \sigma_b, (\dot{\sigma})_b, F_{vb}, F_{vs}, F_{us}, F_{\theta b}, F_{\theta s}, F_{qb}, F_{qs}, F_{Qb}, F_{Qs}, E, M_c, \left(\frac{\partial C}{\partial t}\right)_s$ 등이나 $\left(\frac{\partial C}{\partial t}\right)_s$ 는 계산에서 주어지는 값이므로 총 23개의 미지수가 있으며 현재에서 구하여진 방정식은 식 (2-2')에서 (2-6')까지의 기본방정식과 식 (2-7), (2-8), (2-9) 등 9개의 식이다.

혼기층 윗면에서의 난류유속은 식 (2-2)에서 식 (2-6)까지의 기본방정식을 σ' -좌표계로 변환한 후 각 변수들이 경계면을 포함하는 미소층에 대해 체적 적분을 한 후 $\epsilon \rightarrow 0$ 의 극한을 취하고 σ' 의 연속성과 자유대기층에서의 유입만을 고려하여 정리하면

$$F_{vb} = -\Delta \mathbf{W} E \quad (2-10)$$

$$F_{\theta b} = -\frac{TC_p}{\theta} \Delta \theta E \quad (2-11)$$

$$F_{qb} = -\Delta q E \quad (2-12)$$

$$F_{Qb} = -\Delta Q E \quad (2-13)$$

$$F_{Cb} = -\Delta C E \quad (2-14)$$

과 같은 관계식을 구할 수 있다. 윗식에서 보면 유입을 E가 결정되면 윗면에서의 난류유속을 구할 수 있다. E를 결정하는 방법은 여러 연구자들에 의해 제의됐으나 본 모델에서는 E의 값이 표면열속, 혼기층 깊이 및 자유대기층의 열안정도에 의존하는 Deardorff [3.9] 식을 사용하며 그 식은 다음과 같다.

$$E = \frac{1.2 F_{\theta s}}{C_p (1 - \sigma_b) \left(\frac{\partial \theta}{\partial \sigma}\right)_{+\epsilon}} \quad (2-15)$$

한편 지표면으로부터의 난류유속은 전달계수, 풍속 및 각 변수들의 구배에 따라 변화되는 Priestley [10]에 의한 계산식을 사용하며 다음과 같이 표시된다.

$$F_{vs} = -C_D \rho |\mathbf{W}| \mathbf{W} \quad (2-16)$$

$$F_{\theta_s} = c_p \rho C_D' |W| (\theta_s - \theta) \quad (2-17)$$

$$F_{q_s} = \rho C_D'' |W| (q_s - q) \quad (2-18)$$

$$F_{Q_s} = \rho C_D'' |W| (Q_s - Q) \quad (2-19)$$

$$F_{c_s} = \rho C_D'' |W| (C_s - C) \quad (2-20)$$

혼기층에 구름이 형성되면 온도, 습도 등의 분포에 영향을 미치게 되어서 대기현상의 변화를 가져온다. 만약 공기의 실 증기압이 포화수증기압보다 크면 과증기량이 응축되어 구름을 형성하나 과증기량의 일부분은 응축과정의 잠열 방출때문에 생긴 온도상승 상태에서의 포화상태를 유지하기 위해 대기속에 증기형태로 저장된다. 이와 같은 이론으로 응축수증기량을 변수화한 Asai [11]의 공식으로 본 모델에서 구름 형성량이 계산되며 그 식은 다음과 같다.

$$dM = (q - q_{sat}) / (1 + L^2 q_{sat} / C_p R_v T^2) \quad (2-21)$$

3. 계산과정

본 모델에서 요구되는 계산은 2절에서 설명된 바와 같이 식(2-2'), (2-10), (2-16)이 u, v로 각각 2식이 되므로 식(2-2')에서 (2-21)까지 총 23개의 식에서 u, v, θ , q, Q, C, π , σ_b , $(\dot{\sigma})_b$, F_{ub} , F_{vb} , $F_{\theta b}$, F_{qb} , F_{Qb} , F_{cb} , F_{us} , F_{θ_s} , F_{q_s} , F_{Q_s} , F_{c_s} , E, Mc 등 23개의 미지수를 구하는 계산이 되나 계산지역내의 바람분포를 구하는 것이 목적이므로 공해에 관한 식을 제외하면 총 20개의 식에서 20개의 미지수를 구하는 계산이 된다.

계산지역내의 좌표원점은 서남쪽 끝이며 계산지역의 크기는 제주도를 포함하여 $100 \times 75 \text{ km}^2$ 로 하고 격자크기는 6.24 km 로 하였으며 Δt 는 60초로 계산하였다. 모델 윗면에서의 기압은 200mb로 하였으며 경계면에서의 u, v, q 값의 차이는 영으로, 그들의 수직구배는 각각 $40 \text{ m/sec}/\sigma$, $40 \text{ m/sec}/\sigma$, -6 g/kg

$/\sigma$ 로 하고 자유대기층에서의 온위의 수직구배는 $40 \text{ deg.}/\sigma$ 로 하였다. 해상 및 육상에서의 초기온위는 다같이 295K로 하였으며 초기풍속 u, v는 모두 4 m/sec 의 남서풍으로 하였다. 각 그리드 점에서의 압력은 정수압상태의 기압조건과 Geostrophic Approximation을 만족하게끔 계산하였다. 계산지역내에서 지형고저가 급변하는 것을 막기 위해서 9점근사방법을 사용하였으며 계산결과에 대해서는 5점근사방법을 사용하였다.

계산순서는 먼저 u, v 변화에 관한 계산을 한 후 $t + \Delta t$ 에서의 변수들 값을 계산하였다. 이와 같은 Semi-implicit 방법이 계산에서 오는 진동을 감소시키므로 안정도가 증가한다고 본다 (Chen and Miyakoda, [12]) 기본방정식에서 $U \frac{dA}{dx}$ 로 표시되는 비선형 항들은 다음과 같은 Upstream scheme을 이용하여 계산하였다 (Haltiner, [13])

i) $U_i > 0$ 의 경우,

$$U_i \frac{\Delta A_i}{\Delta X} = U_i (A_i - A_{i-1}) / \Delta X$$

ii) $U_i \leq 0$ 의 경우

$$U_i \frac{\Delta A_i}{\Delta X} = U_i (A_{i+1} - A_i) / \Delta X$$

위와 같은 미분방법은 계산결과 해가 감쇄 (Solution damping)되는 약점이 있으나 본 모델과 같은 짧은 주기를 갖는 계산에서, $\frac{U \Delta t}{\Delta X} < 1$ 한 안정하다고 본다 (Molenkamp, [14]).

한편 압력계산에서 본 모델에서 고려되는 시간주기내에는 자유대기의 압력변화가 적다는 가정하에 계산하므로 압력변화식(2-7)에서 첫항을 무시하여 계산하며 계산방법은 다음과 같은 Upwinding scheme을 이용하였다 (Lim, [15]).

i) $\hat{U}_{i+1/2, j} > 0$, $\hat{U}_{i-1/2, j} \leq 0$ 의 경우

$$\begin{aligned} \frac{\partial \pi}{\partial t} \Big|_{i, j} = & - \{ P_{i, j} (1 - \sigma_{bi, j}) \\ & \times \hat{U}_{i+1/2, j} - P_{i, j} (1 - \sigma_{bi, j}) \\ & \times \hat{U}_{i-1/2, j} \} / \Delta X \end{aligned}$$

ii) $\hat{U}_{i+1,j} \leq 0, \hat{U}_{i-1,j} > 0$ 의 경우

$$\frac{\partial \pi}{\partial t} \Big|_{i,j} = - [P_{i+1,j} (1 - \sigma_{bi+1,j}) \times \hat{U}_{i+1/2,j} - P_{i-1,j} (1 - \sigma_{bi-1,j}) \times \hat{U}_{i-1/2,j}] / \Delta X$$

iii) $\hat{U}_{i+1/2,j} > 0, \hat{U}_{i-1/2,j} \geq 0$ 의 경우

$$\frac{\partial \pi}{\partial t} \Big|_{i,j} = - [P_{i,j} (1 - \sigma_{bi,j}) \times \hat{U}_{i+1/2,j} - P_{i-1,j} (1 - \sigma_{bi-1,j}) \times \hat{U}_{i-1/2,j}] / \Delta X$$

iv) $\hat{U}_{i+1/2,j} < 0, \hat{U}_{i-1/2,j} < 0$ 의 경우

$$\frac{\partial \pi}{\partial t} \Big|_{i,j} = - [P_{i,j} (1 - \sigma_{bi,j}) \times \hat{U}_{i-1/2,j} - P_{i+1,j} (1 - \sigma_{bi+1,j}) \times \hat{U}_{i+1/2,j}] / \Delta X$$

혼기층내의 온위나 습기의 변화는 수증기 응축이나 증발에 관한 현상도 포함되어야 하므로 본 모델에서의 온위나 습기에 관한 기본과정을 계산한 후 수증기 응축 및 증발에 관한 과정을 첨가하여 최종변화를 계산한다.

실제계산에 있어서 혼기층의 온위가 경제면과 접하는 자유대기층 온위보다 클때가 생기는데 이때는 계가 평형상태가 될 때까지 대류조정(convective adjustment)이 요구되며 온위에 관한 조정에서 혼기층 깊이가 조정되고 따라서 풍속의 조정이 뒤따르게 된다(그림 2.a 참조).

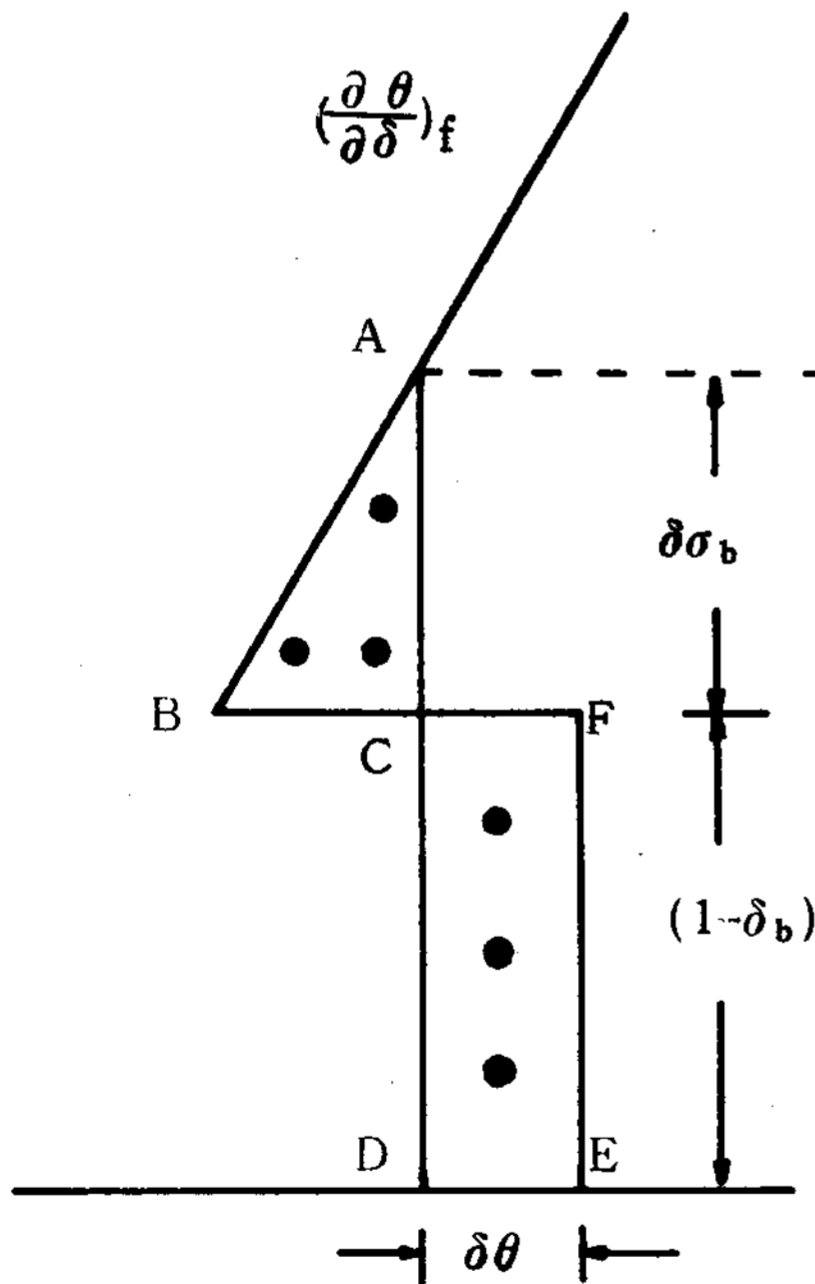


Fig.2a Convective adjustment for potential temperature and PBL depth

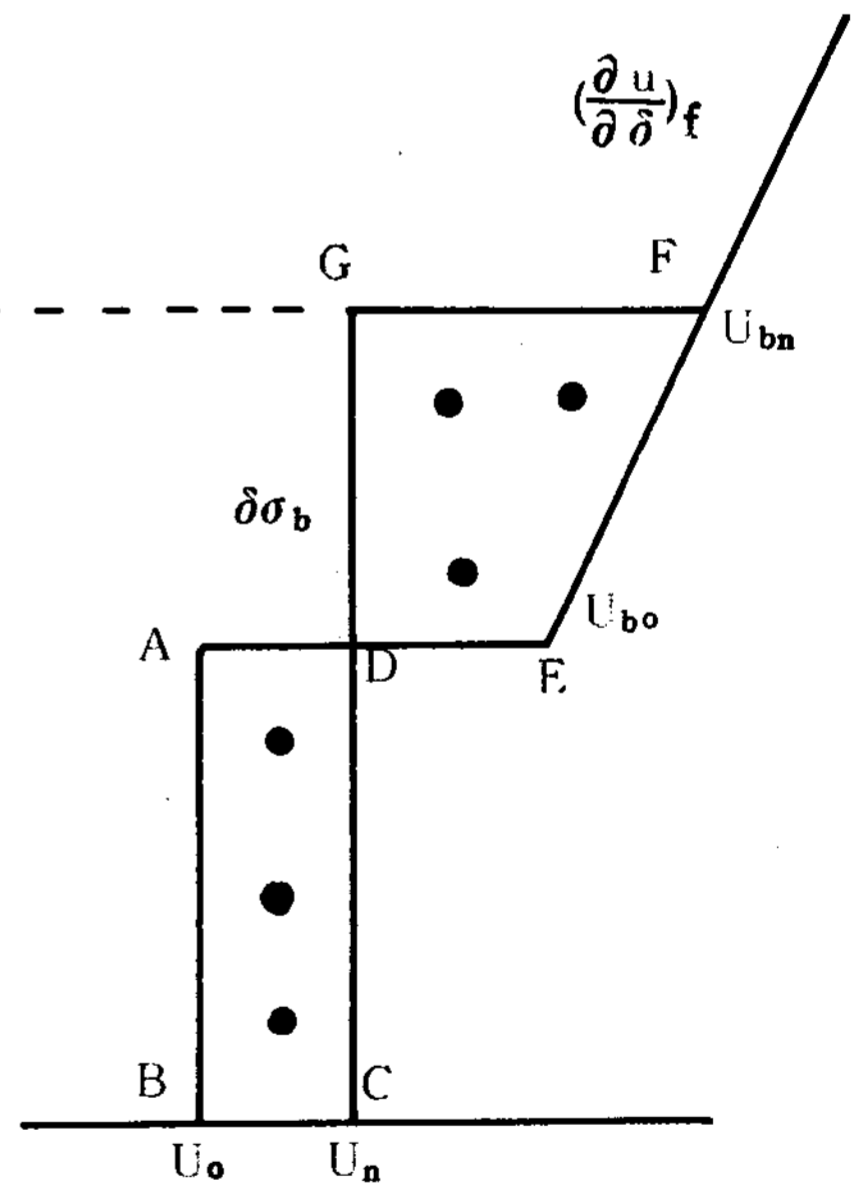


Fig.2b PBL momentum adjustment

자유대기층의 열안정도를 $(\frac{\partial \theta}{\partial \sigma})_f$ 라고 하고 경제면에서의 θ 와 σ 의 초기값을 각각 θ_0, σ_0 라고 하면 경제에서의 자유대기층이 갖는 온위는

$$\theta_b = \theta_0 + (\frac{\partial \theta}{\partial \sigma})_f (\sigma_0 - \sigma_b)$$

가 된다. 그림에서 조정전의 온위인 θ 가 θ_b

보다 크다면 계가 평형상태에 도달키 위해 혼기층 깊이는 $d\sigma_b$ 만큼 증가하고 온위는 $d\theta$ 만큼 감소하게 되므로 면적 ABC와 면적 CDEF가 같게 되어서

$$\delta\theta \cdot (1 - \sigma_b) = \frac{1}{2} (\theta - \theta_b - \delta\theta) \cdot \delta\sigma_b$$

와 같이되며 그림에서 온위의 감소분은

$$\delta\theta = \theta - \theta_b - \left(\frac{\partial\theta}{\partial\sigma}\right)_f \cdot \delta\sigma_b$$

가 되므로 조정되는 $\delta\sigma_b$ 는

$$\delta\sigma_b = \frac{-(1 - \sigma_b) \left(\frac{\partial\theta}{\partial\sigma}\right)_f + \left\{ (1 - \sigma_b) \left(\frac{\partial\theta}{\partial\sigma}\right)_f \right\}^2 + 2(1 - \sigma_b) \left(\frac{\partial\theta}{\partial\sigma}\right)_f (\theta - \theta_b) \right)^{\frac{1}{2}}}{\left(\frac{\partial\theta}{\partial\sigma}\right)_f}$$

와 같이 된다. 위와같이 혼기층 깊이가 조정됨에 따라 운동량 조정도 요구되므로 위와 같은 방법으로 계산하면(그림 2.b 참조),

$$U_n = [U_0(1 - \sigma_b) + 0.5(U_{b0} + U_{bn}) d\sigma_b] / [1 - \sigma_b + d\sigma_b]$$

와 같이 된다.

수증기 응축 또는 증발에 관한 계산은 식(2-20)으로 하며 과증기량이 영보다 크면 응축이 일어나고 응축에 따른 온도 증가, 수증기 혼합을 감소, 물 혼합을 증가 등과 같이 각 변수들이 변화되고 변화된 온도에 응하는 새로운 과증기량이 계산되므로 수정전과 수정후의 온도차이가 0.001도가 되어 평형상태가 됐다고 볼 때까지 계속 반복 계산된다. 지표면으로부터의 난류유속을 결정하는데 필요한 표면 변환계수는 해상에서는 풍속에, 육상에서는 지형고저에 의존하는 Arakawa[16] 공식을 이용하였으며 그 식은 다음과 같이 표시된다.

해상에서는

$$C_D = 0.001 (1 + 0.007V), \text{ for } DT = 0$$

$$C_D = 0.001 (1 + 0.007V) (1 + (10000 DT/V^2)^{1/2}), \text{ for } DT > 0$$

$$C_D = 0.001 (1 + 0.007V) / (1 - 70000 DT/V^2), \text{ for } DT < 0$$

육상에서는

$$C_D = 0.002 + 1.2 \cdot 10^{-8} H, \text{ for } DT = 0$$

$$C_D = (0.002 + 1.2 \cdot 10^{-8} H) (1 + (10000 DT/V^2)^{1/2}), \text{ for } DT > 0$$

$$C_D = (0.002 + 1.2 \cdot 10^{-8} H) (1 - 70000 DT/V^2), \text{ for } DT < 0$$

지표면의 온도변화는 태양방사열, 지표면 복사열, 감열 및 증발잠열에 의존하는 다음과 같은 식을 사용한다.

$$C_a dT_s / dt = S_s - R_s - H_s - LE_s$$

이 식에서 태양방사열은 Katayama [17]와 Joseph [18]에 의해 설명된 3-층 계산식을 2-층 계산식으로 응용하여 다음과 같은 식을 만들어 사용하며 맑은 날일 경우는

$$S_s = (1 - A_s) \left\{ S_{oa} (1 - 0.271 (D_T - D_P)^{0.303}) + S_{os} \frac{1 - A_a}{1 - A_a A_s} \right\}$$

로 되고 구름이 있을 때는

$$S_s = (1 - A_s) \left\{ S_{oa} \frac{1 - A_{ca}}{1 - A_{ca} A_s} (1 - 0.273 X^{0.303}) + S_{os} \frac{(1 - A_a)}{1 - \left\{ 1 - \left(\frac{1 - A_{cs}}{A_{cs}} \right) (1 - A_a) \right\}} \right\}$$

과 같이 표시되며 여기서 X는

$$X = (D_T - D_P) \frac{1 - \cos\theta}{\cos\theta} + \left\{ \frac{1.107 + 0.7 (D_T - D_P)^{0.303}}{1 - A_{ca}} - A_{ca} (D_T - D_P)^{0.303} \right\}^{0.30033}$$

과 같이 된다. 지표면에서의 순복사열은 다음 식으로 구할 수 있다.

$$R_s = \sigma(1 - \epsilon_p) T_s^4 - \sigma(\epsilon_T - \epsilon_p) T_B^4$$

이 식에서 요구되는 혼기층과 전 대기층의 방사율은 Brooks 데이터로부터 만든 공식을 사용하였다(Brooks, [19]).

토양의 열량 C_a 는 온도변화에 관한 확산방정식을 풀어서 열속을 구하면 알 수 있으며 다음과 같이 표시된다.

$$C_a = \left(\frac{\rho_s C_p \lambda}{\omega} \right)^{1/2}$$

4. 논 의

본 모델의 계산지역은 제주도를 택하였다. 제주도는 사면이 바다로 되어 있어서 계산지역 경계에서 $Z=0$ 이 아닐때 오는 계산오차를 막을 수 있으며 해면온도가 변하지 않는다고 보기 때문에 육지에서와 같이 하루주기를 갖는 혼기층의 변화를 생각지 않아도 되는 장점을 갖고 있다. 또한 제주도에 한라산이 위치하고 있기 때문에 산이 혼기층의 기상에 미치는 영향을 연구할 수 있으며 섬의 면적이 비교적 적기 때문에 메조스케일 모형(Mesoscale model)에 담기가 편리하다.

제주도는 그림 3에서와 같이 7월 평균 바다 온도를 보면 더운 조류가 남태평양으로부터 제주도를 거쳐 동해로 빠져 나가기 때문에 $20 \sim 25^\circ\text{C}$ 정도로 높다. 한편 바람은 중국대륙에 형성되는 저기압골과 일본 동쪽에 형성되는 고기압골의 영향을 받아서 일반적으로 제주도 근해에서는 남풍 및 남서풍이 불게 된다(Arakawa, [20]).

제주도 지형을 9점 근사제산을 하여 등고선으로 나타낸 그림 4에서 보면 등고선이 해안선과 비슷한 모형을 하고 있으며 섬의 중앙에 높은 산이 위치하고 동서방향의 경사보다 남북방향의 경사보다 완만하며 X축으로부터 30° 정도 기울어져 있어서

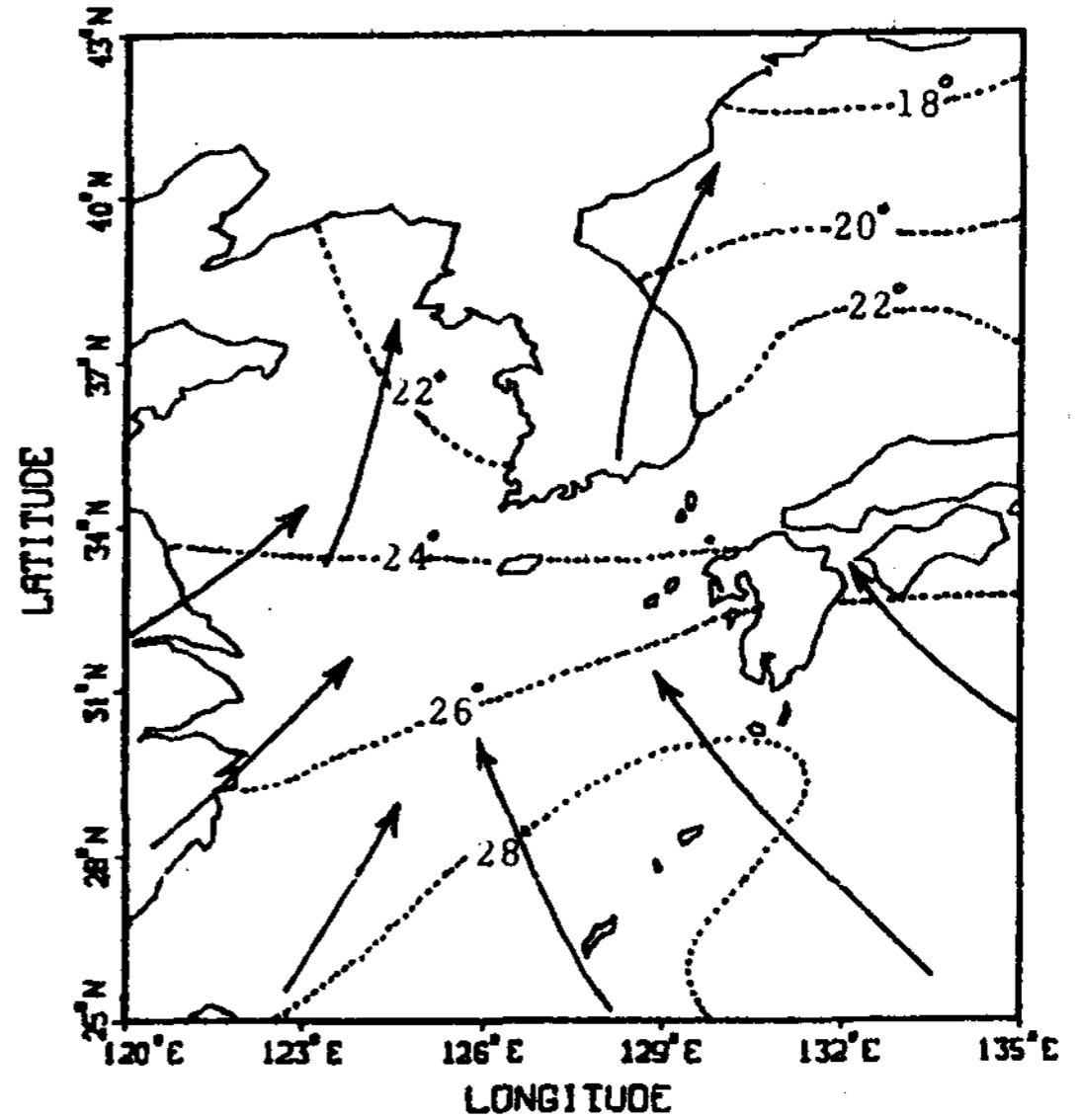


Fig. 3 The most common wind pattern and sea temperature over East Asia during July

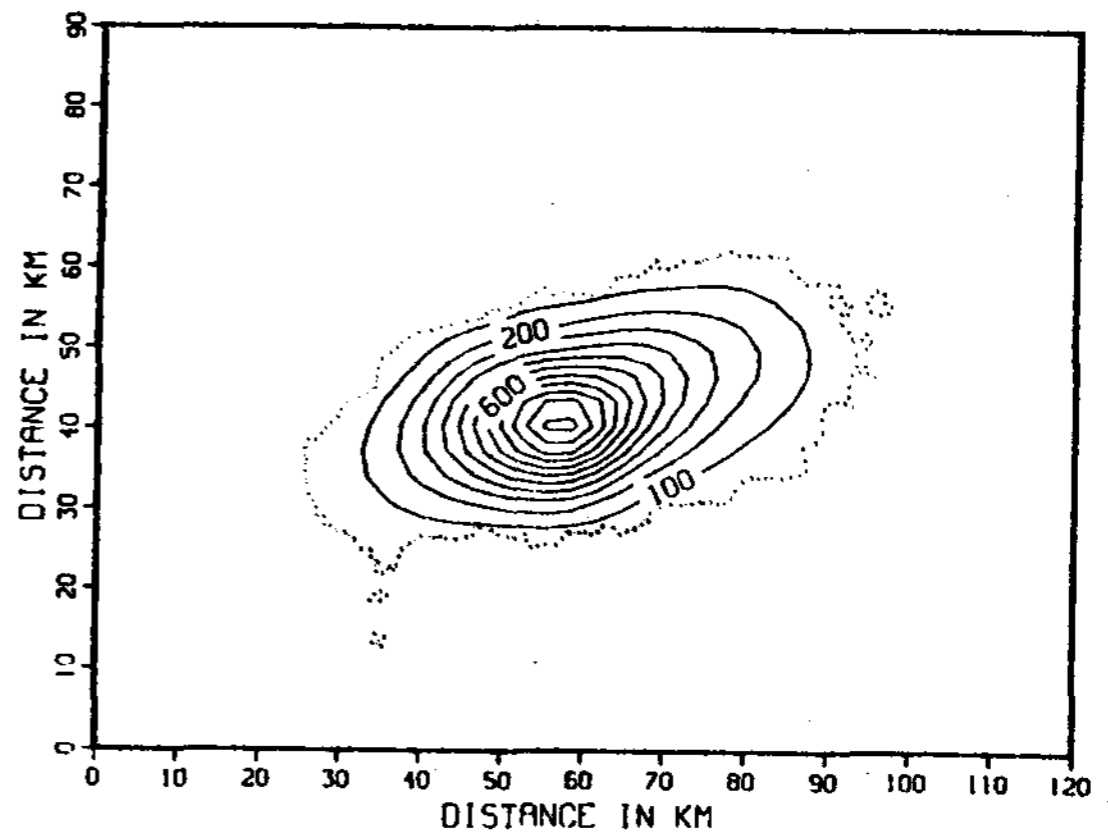


Fig. 4 Topography of Jeju island in meters.

계절적인 바람(여름) 방향과 어느 정도 일치하고 있다.

또한 사면이 바다이므로 해상과 육상에 태양열이 불균일하게 가열되어서 밤에는 육상온도 저하 때문에 육풍이 불게 되고 낮에는 지표면 온도가 높아지게 되어서 혼기층 깊이가 깊어지게 될 뿐만 아니라 해풍 및 육풍의 영향이 클 것을 예상할 수 있다.

한편 섬의 북쪽 중앙의 해안지방에 위치한 제주시의 여름의 주된 바람방향은 분명치 않으나 남쪽 해안의 서귀포는 남서풍이 현저히 많으므로 본 모델의 초기 바람 방향과 일치하며 중앙의 높은 산과 복잡한 지형효과 때문에 제주시 및 섬의 북서쪽 해안은 풍향, 풍속이 자주 변할 것이 예상된다. 그림 5, 6, 7에 0800, 1200, 1600시의

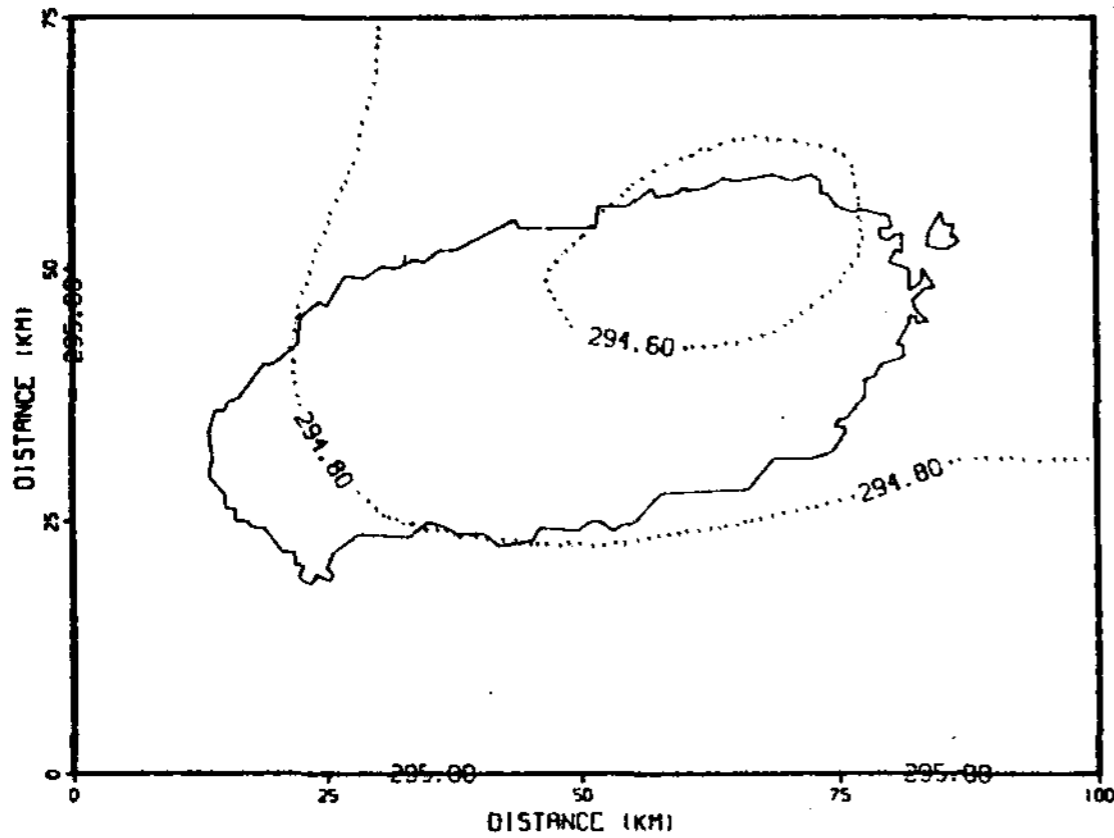


Fig. 5 Simulated potential temperature at 0800 in degree K.

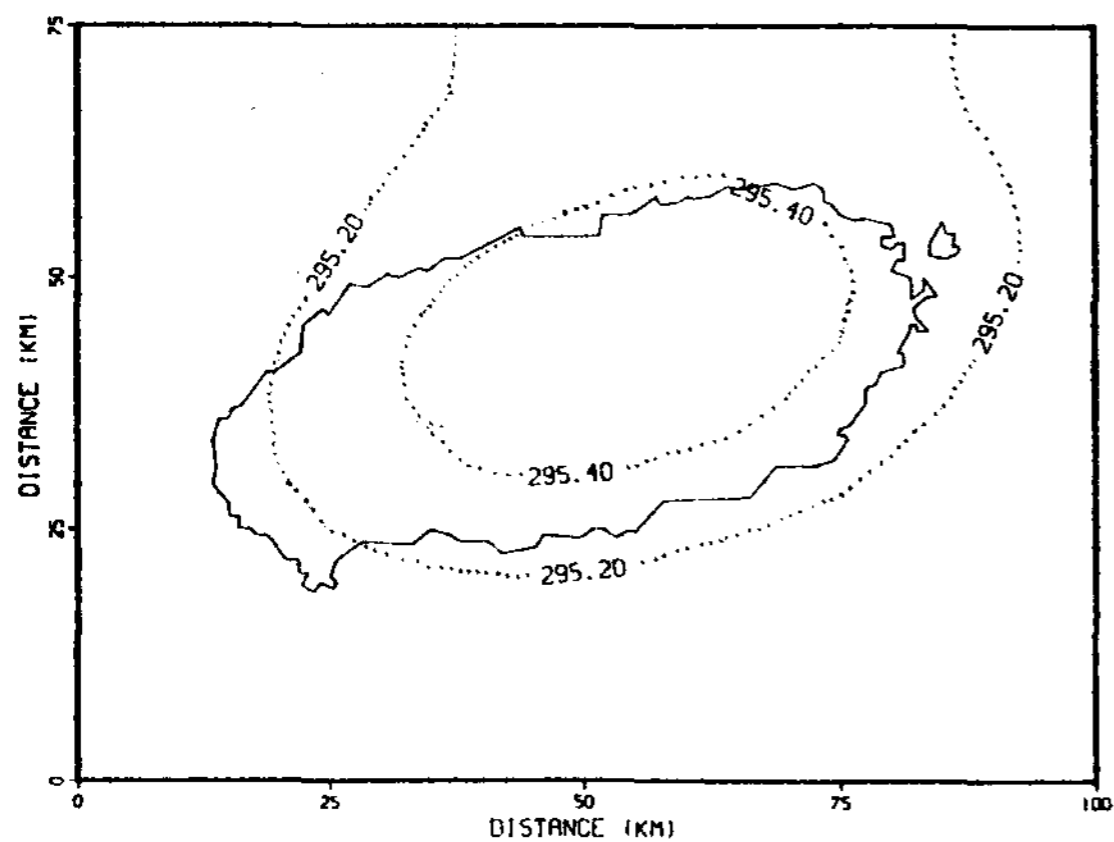


Fig. 6 Simulated potential temperature at 1200 in degree K.

온위에 관한 계산결과를 보였다. 온위의 변화는 어드벡션(Advection)과 난류유속 및 응축에 따라 변하게 되나 본 모델에서는 계산의 간략을 위해 q의 초기 값을 적은 값으로 놓아서 응축이 일어나지 않게 하였다. 또한 본 계산을 시작하는

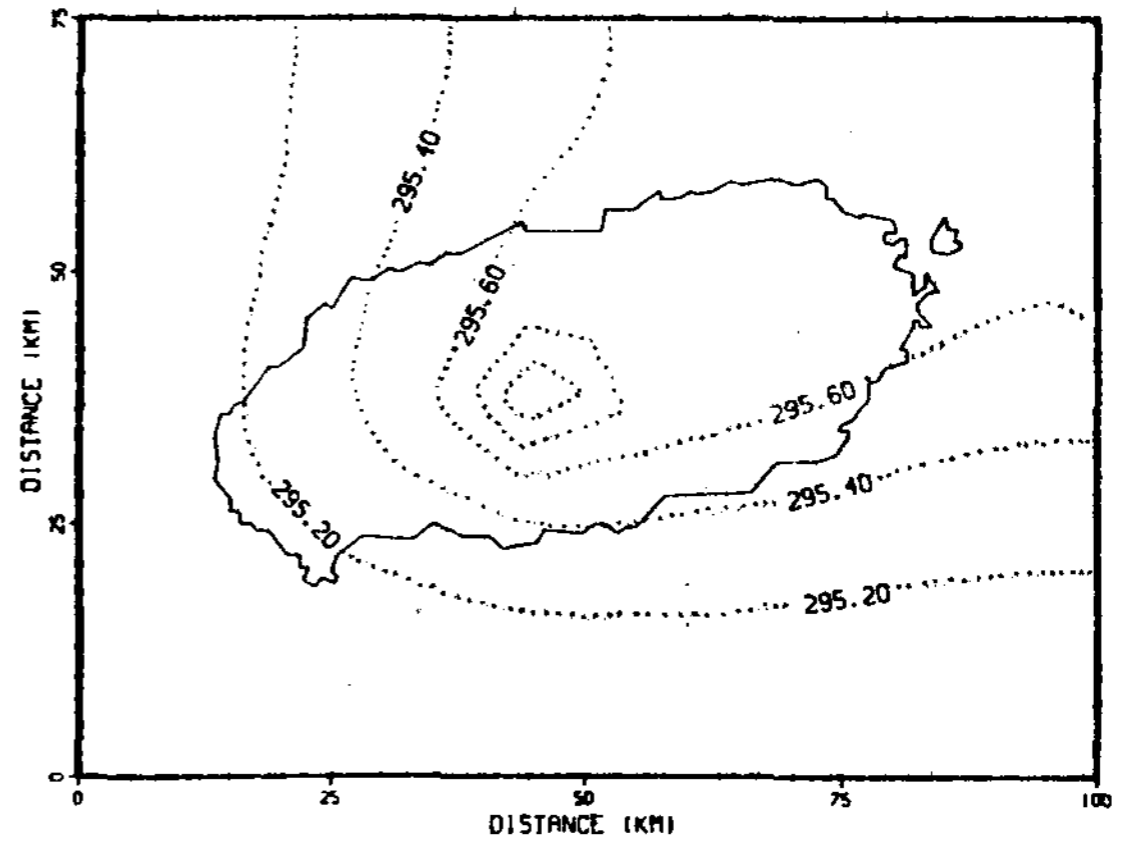


Fig. 7 Simulated potential temperature at 1600 in degree K.

0000시 경에는 육상과 해상의 온도가 같다고 보았으며(22℃) 시간이 갈수록 해가 뜨기 전까지는 육상온도가 감소되고 그 후는 증가되어서 밤과 낮의 온도차이가 지표면에서는 최대 10℃ 정도 된다. 그림 5, 6, 7에서 아침에는 육상의 온도가 높아지면 지표면으로부터의 난류유속이 많아져서 시간이 갈수록 육상의 온위가 증가됨을 볼 수 있다.

또한 오후의 온위 등고선이 섬의 북동쪽으로 퍼져 나감을 볼 수 있는데 이것은 한라산의 영향으로 남서풍이 산의 바깥쪽으로 약간 바뀌어서 불게 되므로 섬의 남서쪽에는 바다의 찬공기가 육상에 까지 영향을 미치고 섬의 북동쪽에는 육상의 더운 공기가 영향을 미치게 되어 그림과 같은 동북쪽으로 퍼져 나가는 등고선이 그려지게 된다.

그림 8, 9, 10에 0800, 1200, 1600시의 혼합층 깊이에 관한 계산결과를 보였다. 예상한 바와 같이 아침에는 지상의 온도저하로 인하여 혼합층 깊이가 낮고 시간이 갈수록 깊어져서 1600경에는 아침보다 최대 1000m 정도가 더 깊어졌음을 볼 수 있다. 일반적으로 혼합층 깊이의 변화는 혼합층내의 바람에 의한 질량의 수렴과 발산에 의한 변화와 지표면의 온도증가로 인한 대류현상과 자유대기층으로부터의 질량의 유입에 의해 변하게 된다. 그림 8, 9, 10에서 볼 수 있

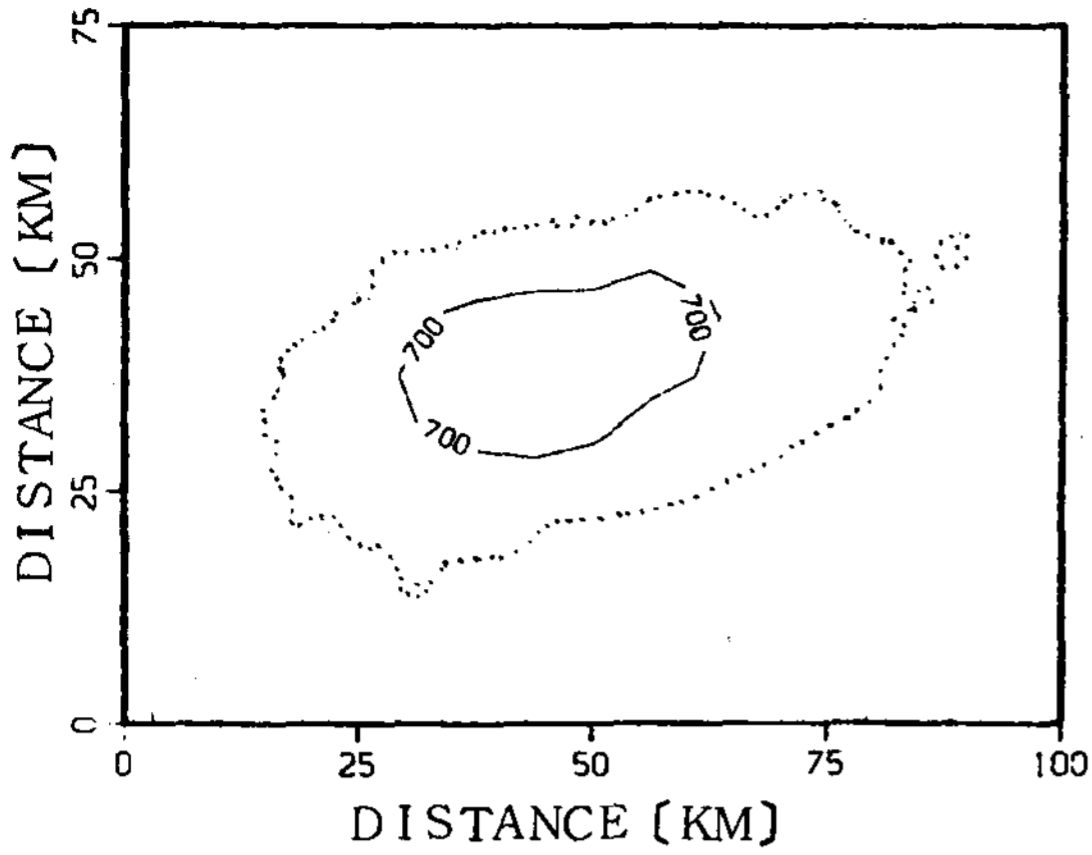


Fig. 8 Simulated PBL depth at 0800 in meters.

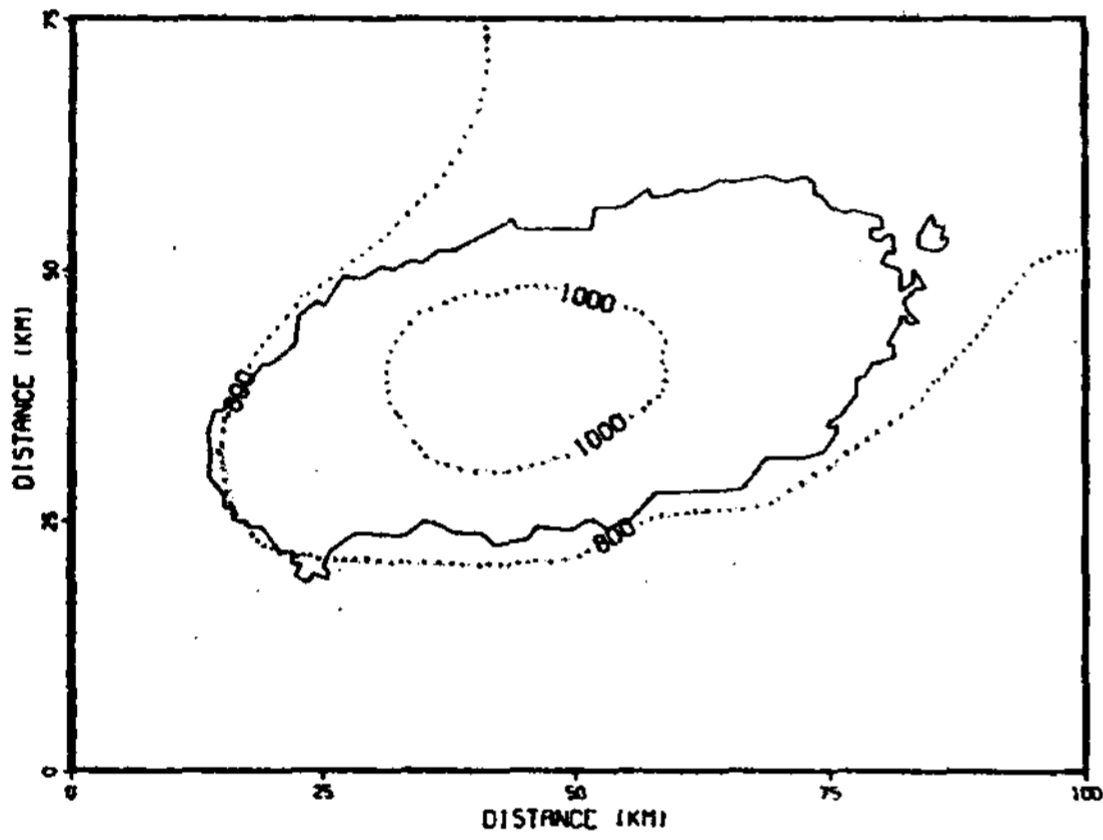


Fig. 9 Simulated PBL depth at 1200 in meters.

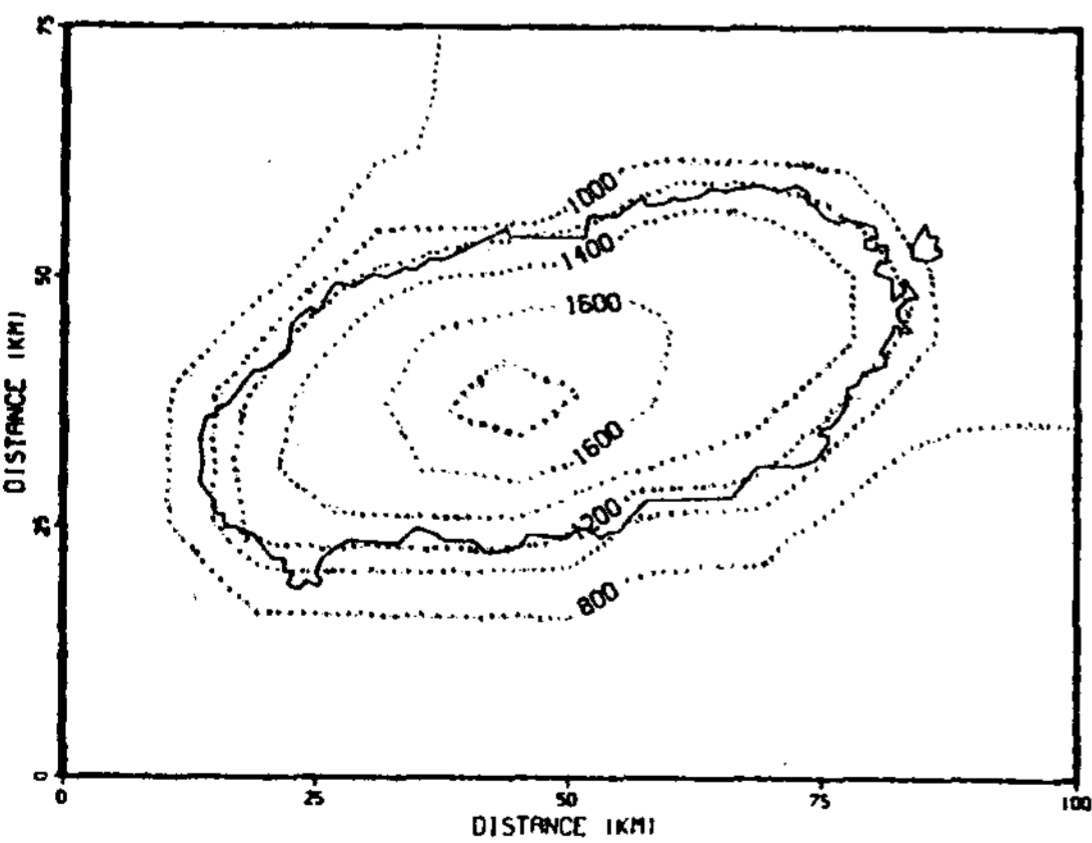


Fig. 10 Simulated PBL depth at 1600 in meters.

듯이 아침의 지표면 온도보다 낮의 지표면 온도가 높아짐에 따라 대류현상이 생겨서 혼기층 깊

이가 육상에서는 현저히 깊어짐을 볼 수 있다.

또한 시간이 갈수록 등고선 모형이 동북쪽으로 퍼지게 되는 것은 제주도 주된 바람인 남서풍이 한라산의 영향으로 약간 산 바깥으로 방향이 바뀌면서 질량의 발산을 초래하기 때문이며 질량발산의 결과는 혼기층 깊이를 줄이게 하나 낮동안의 대류현상이 현저하므로 실제로는 그림과 같이 시간이 갈수록 혼기층 깊이가 깊어지면서 등고선이 동북쪽으로 퍼지게 된다. 한편 질량발산의 영향을 별로 받지 않는 제주도 남서, 남쪽의 해상에서는 혼기층 깊이가 별로 변하지 않음을 알 수 있는데 이것은 해상의 해면온도가 변하지 않기 때문이다.

또한 그림 9, 10에서 제주도 해변지역에서는 내륙의 경우 보다 혼기층 깊이가 현저히 적음을 볼 수 있는데 이것은 제주도가 사면이 바다이기 때문에 해풍의 영향을 받기 때문이다. 해풍의 영향은 한라산이 있으므로 섬의 남서쪽에서는 주된 남서풍과 해풍이 합쳐져서 산을 타고 올라가는 바람이 생기므로 바람의 수직성분이 생기므로 혼기층 깊이를 크게 하며 섬의 동북쪽에서는 반대현상이 일어난다. 일반적으로 해풍의 영향은 해변에서 내륙 40 ~ 50km 정도까지 영향을 미치게 되며 본모델의 계산에서 격자거리는 약 6km이므로 해풍이 미치는 영향을 볼 수 있어서 계산결과에 해풍영향이 나타나게 된다.

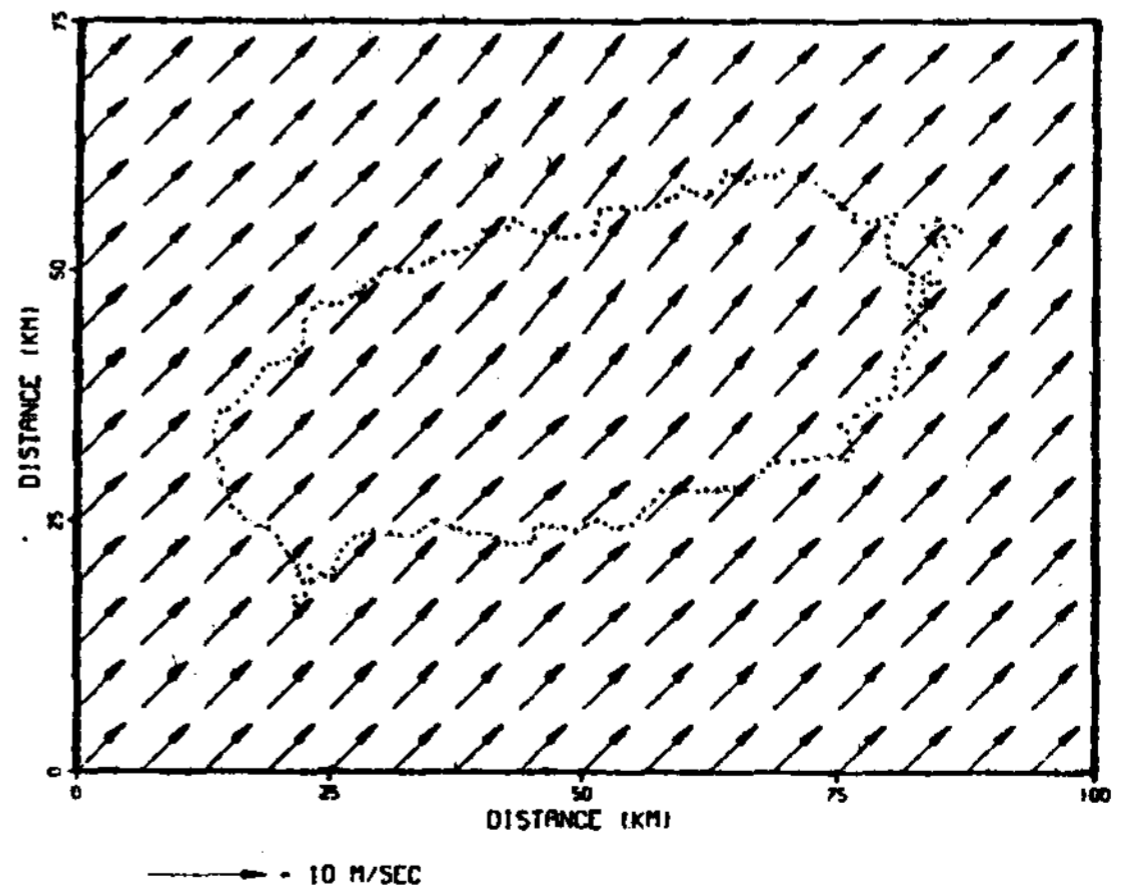


Fig. 11 Simulated wind at 0800.

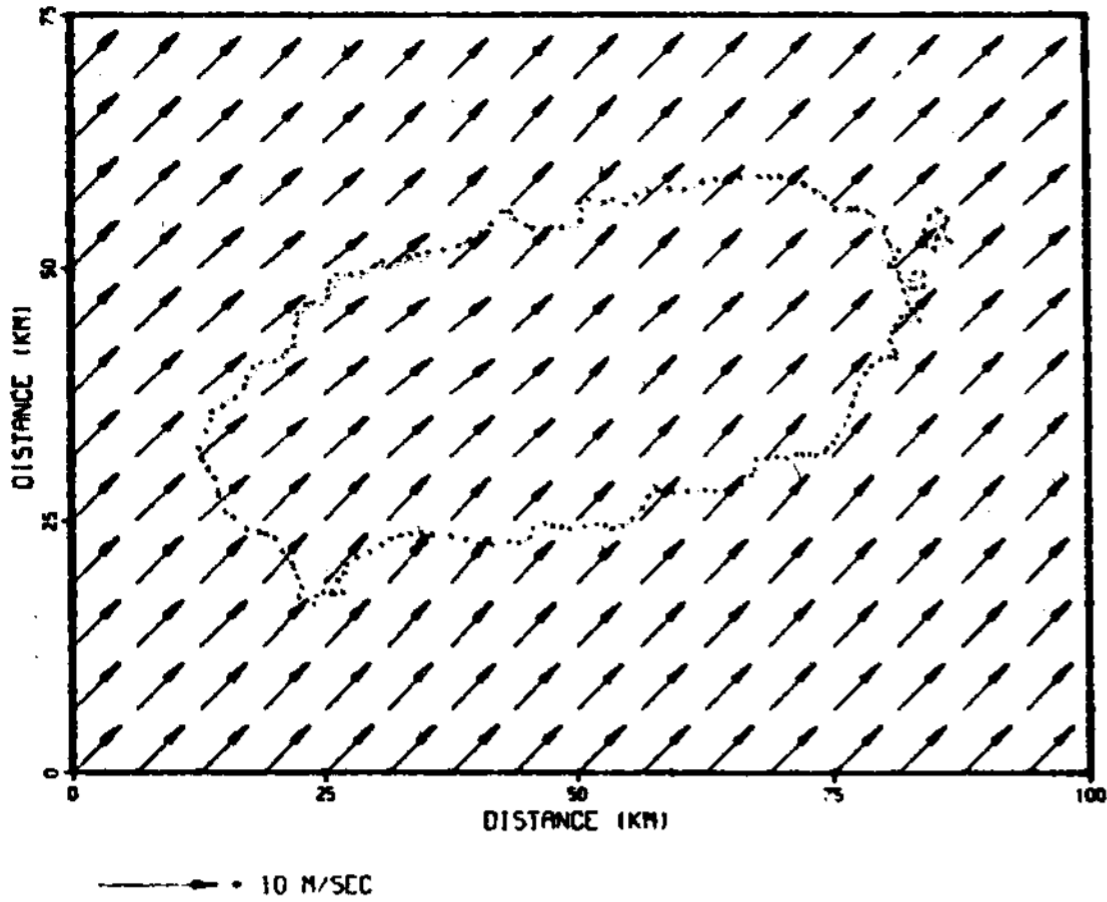


Fig. 12 Simulated wind at 1200.

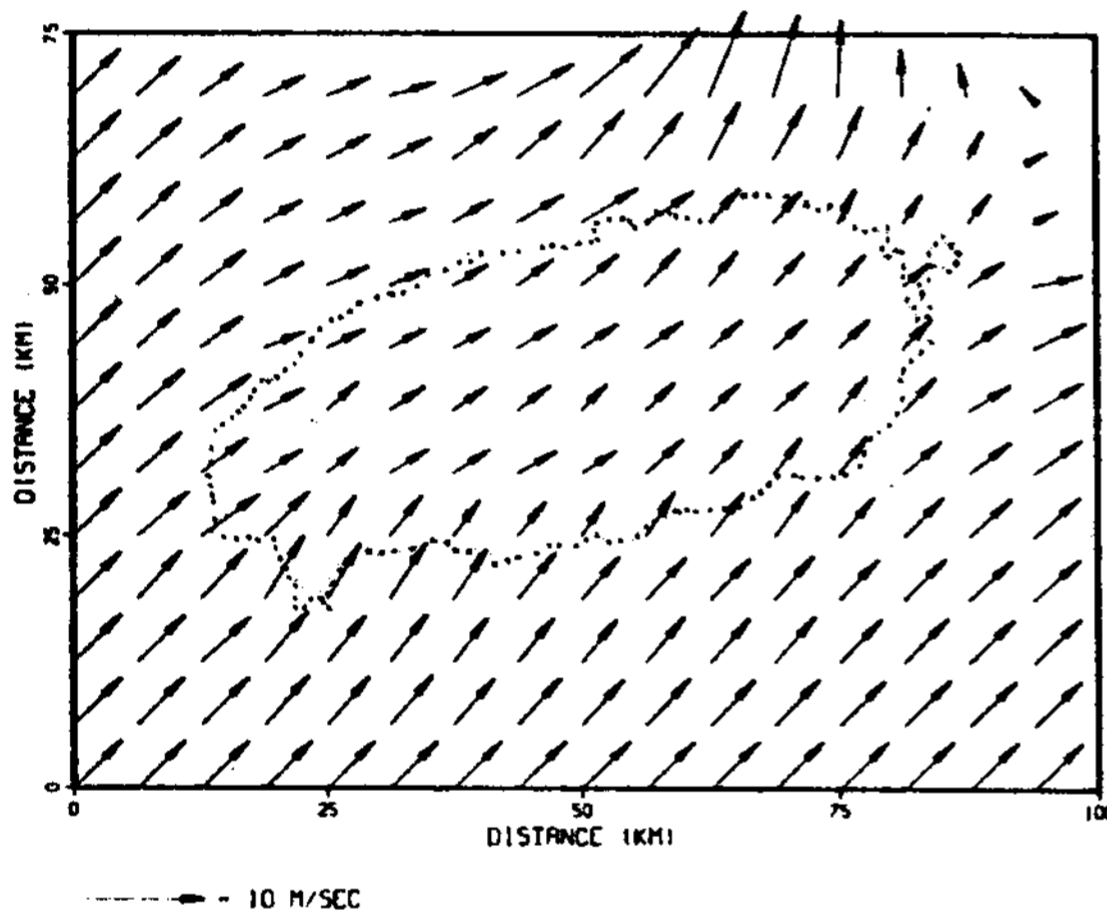


Fig. 13 Simulated wind at 1600.

그림 11, 12, 13에 0800, 1200, 1600 때의 바람에 대한 계산결과를 풍속, 풍향을 나타내는 벡터로 나타냈으며 그림 14, 15에 0800, 1600 때의 풍속을 등고선으로 나타냈다. 아침의 바람은 남서풍이 주로 지배하며 혼기층이 육상이나 해상이 비슷하게 얇기 때문에 지형의 영향만 받아서 풍향이 산의 바깥방향으로 약간 바뀌며 풍속은 초기의 값보다 최대 13% 정도 크다. 아침의 풍속을 등고선으로 나타낸 그림 14를 보면 내륙 북쪽에 강한 바람이 있게 됨을 볼 수 있는데 이는 밤동안에는 육풍이 계속되고 있어서 주바람인 남서풍이 합쳐지기 때문이며 남쪽은 반대현상이 일어나서 풍속이 약해진다. 또한 섬의 북동쪽

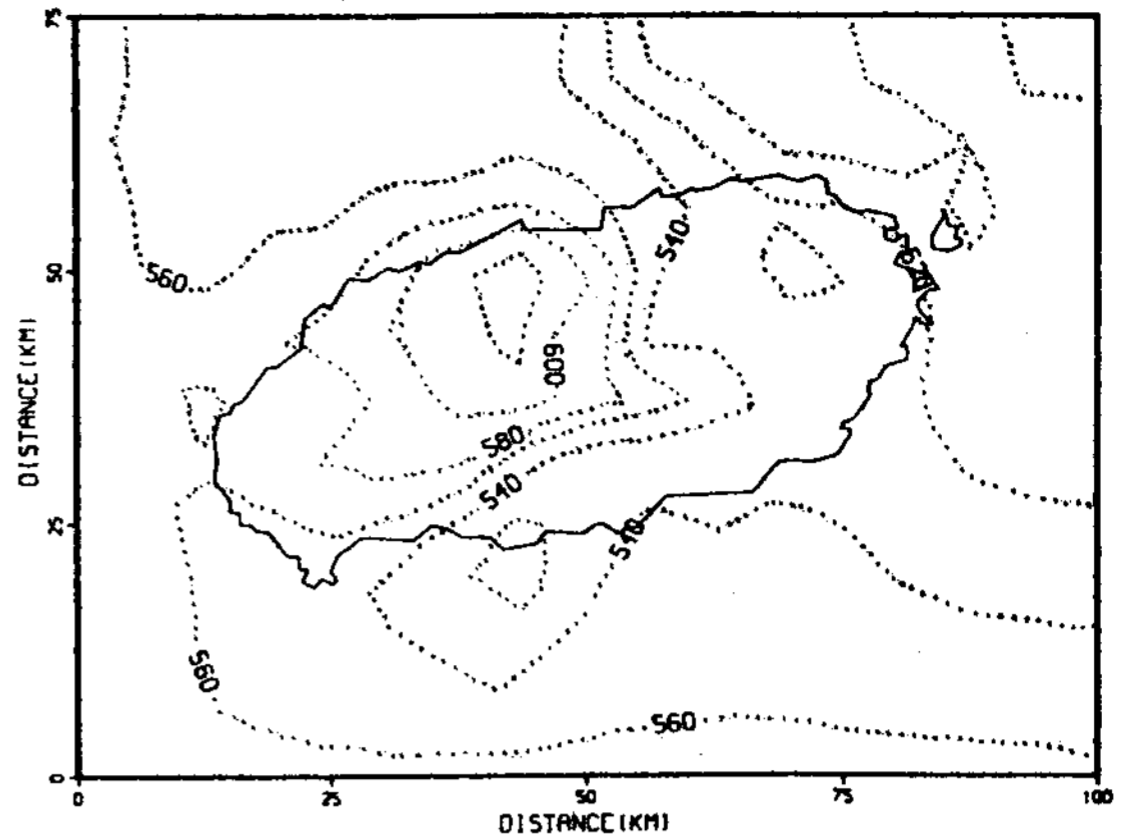


Fig. 14 Simulated wind distribution at 0800 in cm sec^{-1} .

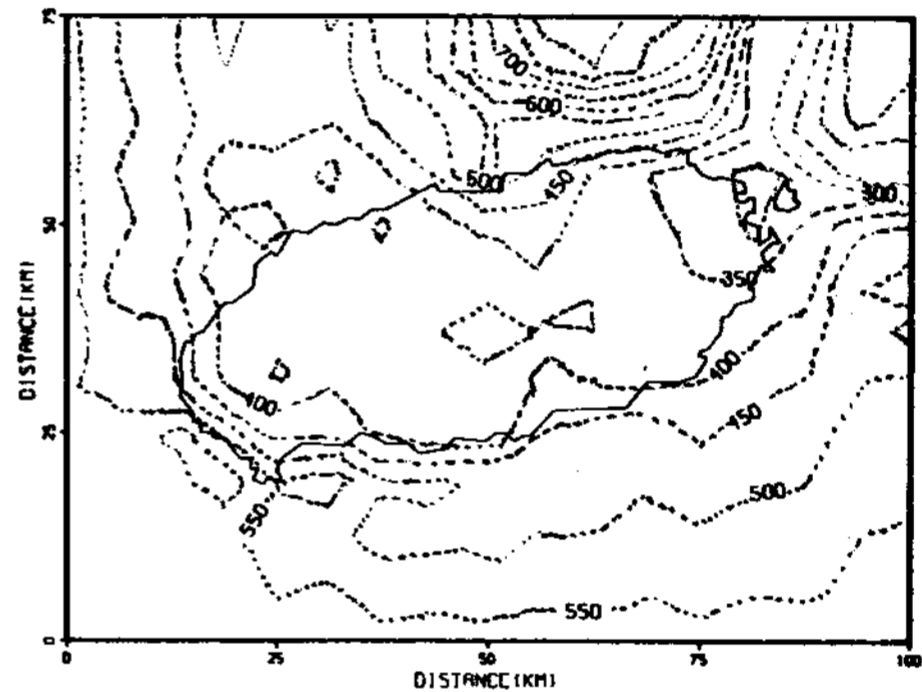


Fig. 15 Simulated wind distribution at 1600 in cm sec^{-1} .

방향에도 풍속이 약함을 볼 수 있는데 이 현상은 높은 한라산의 영향으로 남서풍이 한라산을 지난 후 산 북동쪽에 압력강하가 생겨서 바다에서 육지 쪽으로 역풍현상이 생기기 때문이다. 그림 12의 1200 때의 바람은 내륙 혼기층 깊이가 깊게 되어 육상에서는 약해졌음을 볼 수 있고 섬의 북쪽에서는 해풍의 영향으로 남쪽보다 더욱 약해졌음을 볼 수 있다. 1600시의 경우인 그림 13, 15에서는 육상온도 상승, 혼기층 변화 및 해풍등의 영향으로 아침과는 현저히 다른 바람을 형성하고 있다.

섬의 북쪽, 북동쪽, 동쪽에 강한 바람과 약한 바람이 나뉘어서 볼 수 있는데 이는 한라산의 영향으로 남서풍이 산을 지난후 북동쪽에

생기는 역풍현상 때문에 북동쪽에서는 미풍이 되고 그 양옆인 북쪽, 동쪽에서는 수렴현상이 생겨서 강풍이 된다. 또한 섬의 한가운데인 산의 정상 부근에는 미풍이 불게 되는 것은 혼기층이 깊고 대기압 구배가 적기 때문이다. 한편 섬의 내륙에는 남서풍이 서풍으로 기우는 경향이 생기는데 이것은 섬 북쪽에서는 해풍의 영향을 받아 남서풍과 북풍이 합쳐져서 서풍으로 되며 섬 남쪽에서는 남서풍과 해풍인 남풍이 합쳐지나 지형의 영향으로 서풍이 된다. 또한 섬의 남서쪽에서는 풍속이 해변에서 강하나 내륙에서는 약한 바람이 되는 것은 높은 산에 의해 남서풍이 산에 부딪칠 때 생기는 역풍때문에 기인된 현상이다.

제주도내의 오전의 강한 바람은 북쪽의 제주시 근처와 남서쪽 해안지대에 생기며(그림 14), 오후에는 북쪽 바다에 생기나 섬내에서는 북쪽과 남서쪽 해안지방이 강풍지역이 된다(그림 15). 한

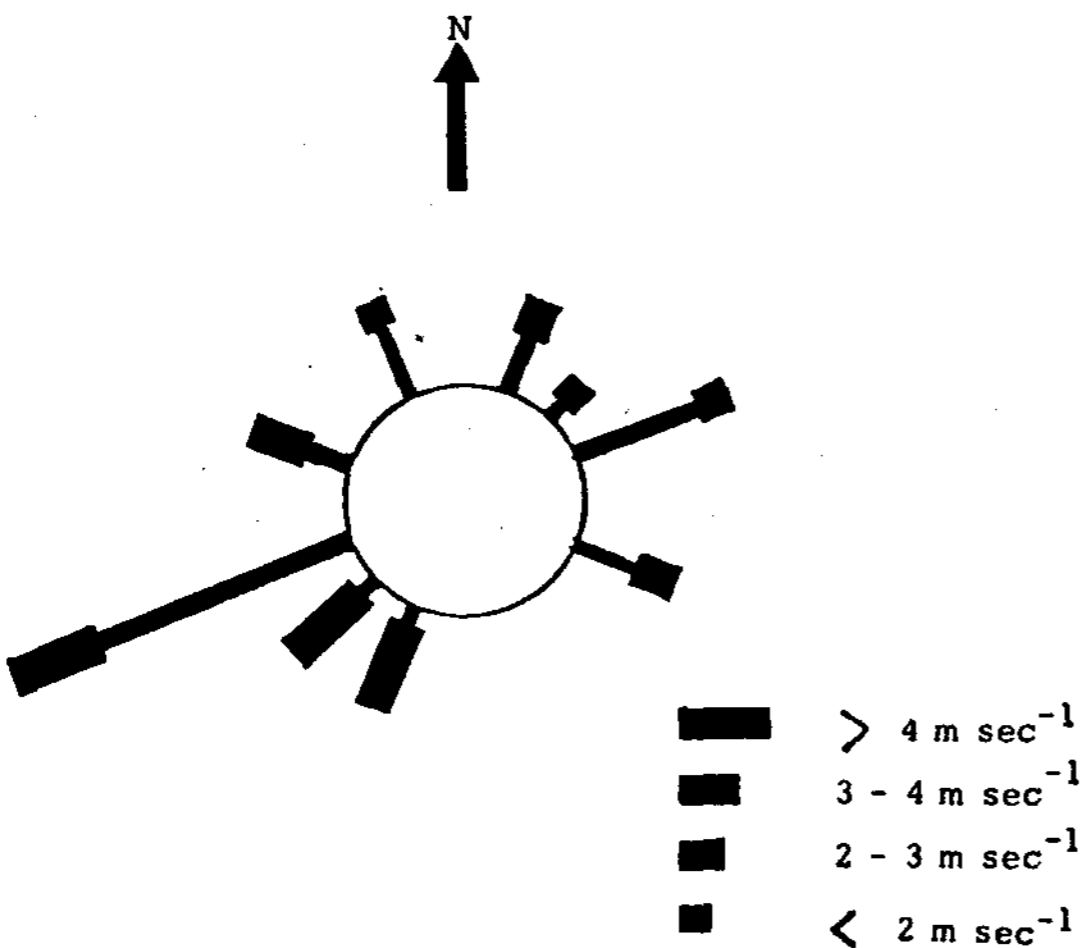


Fig. 16 Wind rose at Jeju city.

편 제주도내 측후소의 실측데이터에서 서귀포의 풍속이 2.5 m/sec 이상되고 여름의 현저한 바람인 남서풍이 불때 같은 시각의 제주시의 풍속 및 풍향으로 바람장미를 그린 그림 16에서 보면 제주시의 현저한 바람은 서남서 방향이 되고 풍속도 서남서풍이 높으며 그의 바람은 빈도, 풍속이 모두 약하나 여러 방향에서 불게됨을 볼 수 있는데 이러한 현상은 본 모델 계산결과와 일치하고 있다.

또한 제주도내 북쪽과 서남쪽 해안지방에 바람이 많이 불게 된다는 계산결과는 제주도내 5군데 측후소 및 분실의 실측데이터로 50m 환산 연평균 풍속을 계산한 표에서 보면 북쪽에 위치한 제주시와 남서쪽 대정의 연평균 풍속이 높다는 사실과도 일치하다.

표. 제주도내의 연평균 풍속(5년평균)
(Shin, 1979)

	제 주	서귀포	대 정	한림	성산포
연 평균 풍속	4.0ms ⁻¹	3.4	4.4	2.8	3.5
50m 환산풍속	6.0ms ⁻¹	5.1	7.0	4.8	6.0

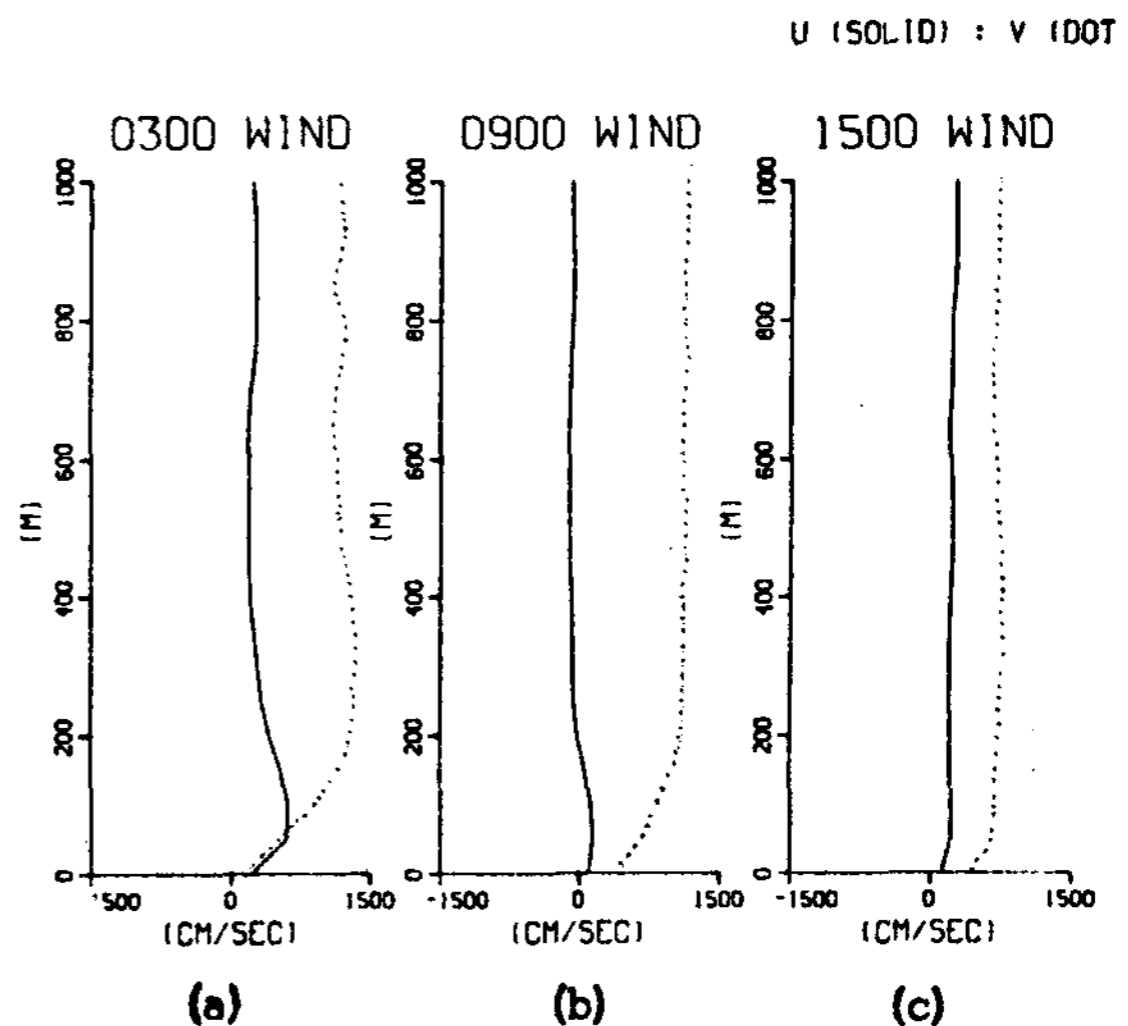


Fig. 17 Observed wind profiles at 0300(a), 0900(b) and 1500(c) during day 31 of Wangara data.

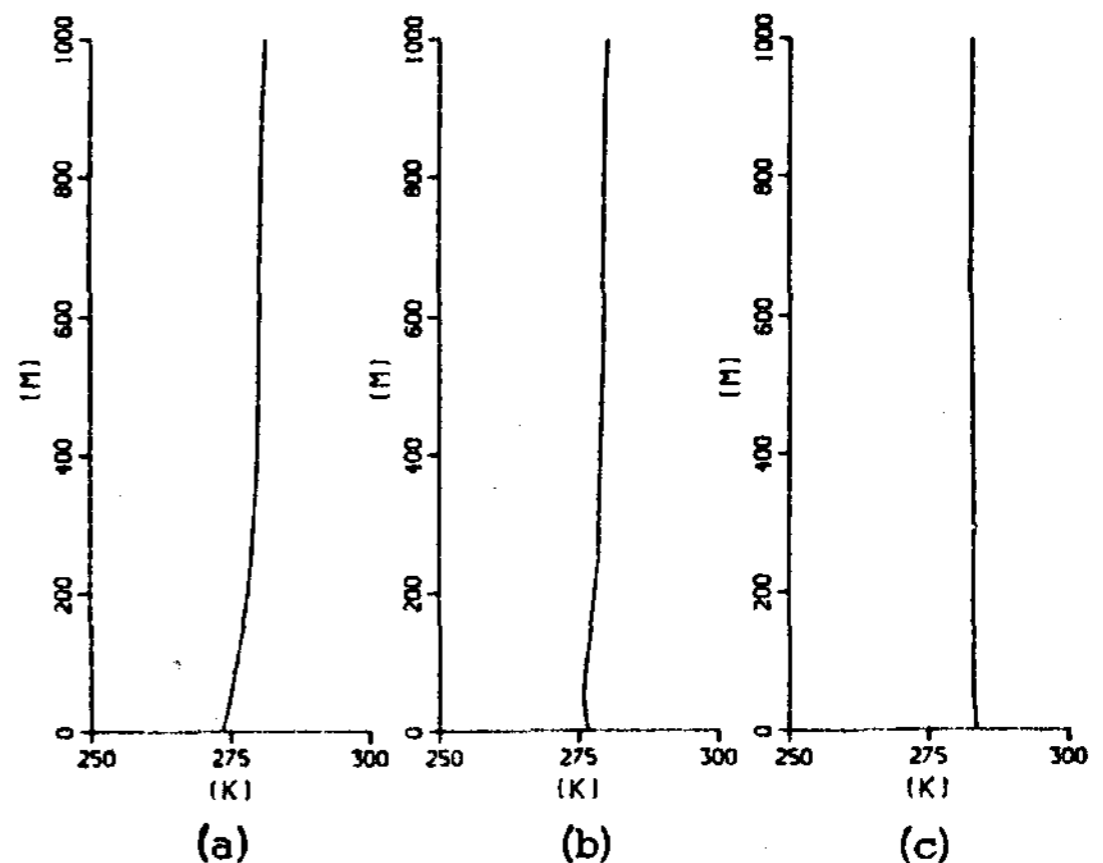


Fig. 18 Observed potential temperature profiles at 0300(a), 0900(b) and 1500(c) during day 31 of Wangara data.

한편 본 모델에서의 각 변수는 혼기층내에서는 일정하다는 가정하에서 수직적분 하였으나 실측 자료인 Wangara 데이터(Clarke, (21))의 31 번째날을 보면(그림 17, 18) 오후의 온위 프로파일(Profile)은(그림 17c) 본 모델의 가정과 같이 혼기층내의 높이에 관해 일정한 값을 가지나 그림 17b에서 볼 수 있듯이 해가 없을 때에는 지상온도가 내려가서 온위가 어느 정도높이(Nocturnal boundary layer) 이하에서는 낮아짐을 볼 수 있다. 또한 오후의 풍속 프로파일(그림 18c)을 보면 지상 50m 이상에서는 일정한 값을 갖게됨을 볼 수 있으며 오전이나 밤에는(그림 18a, 18b) 지상 200m 정도(Remnant mixing layer) 이상에서부터 일정한 값을 갖게됨을 볼 수 있다. 앞에서 제주도내 실측 자료를 50m 환산풍속으로 하여 강풍지역을 계산결과와 비교하였는데 이는 혼기층을 가정한 모델의 계산결과는 낮동안에서 관측된 데이터와 일대일로 비교가 되나 밤에는 지표면 가까이에서 일어나는 변수들의 구배를 계산할 수 없기 때문에 관측결과와 비교하는데에 문제점을 안고 있기 때문에 50m 환산풍속으로 비교하였다.

5. 결 론

이상의 논의에서 제주도의 바람은 한라산의 영향과 섬이라는 지형조건 때문에 수시로 변하고 있으나 오전의 바람이 오후보다 세며 북쪽의 제주도 근처와 남서남의 대정해안지대에 바람이 많으므로 풍력시스템의 최적위치가 된다. 한편 본 모델은 7월의 남서풍을 초기조건으로 하였으므로 실제의 연간 변화와는 다를 수 있으나 정성적인 변화를 이해할 수 있다고 보며 앞으로 계절의 현저한 바람을 초기조건으로 계산하여 연간의 바람변화를 이해하며 그 결과를 풍력시스템 위치선정과 설계에 이용하고자 한다.

기 호 설 명

- Aa 대기 알베도 (Atmospheric albedo)
- As 표면 알베도 (Surface albedo)
- Aca 흡수부분 구름 알베도 (Absorbed Part of cloud albedo)
- Acs 산란부분 구름 알베도 (Scattered Part of cloud albedo)
- C 공해농도 (Pollutant concentration)
- Ca 토양의 열용량 (Heat capacity of soil)
- Cp 공기의 정압비열 (Specific Heat of air)
- Cd 풍속의 표면 난류유속 전달계수 (Drag Coefficient for momentum)
- Cd' 열의 표면난류유속 전달계수 (Drag coefficient for heat)
- Cd'' 습기의 표면 난류유속 전달계수 (Drag coefficient for moisture)
- dM 응축 증기량 (Amount of Vapor condensed)
- Dp 혼기층 광학거리 (Optical depth)
- Dr 대기층 총 광학거리 (Optical depth of total atmosphere)
- dX X축 격자간격
- dY Y축 격자간격
- E 순 유입율 (Net entrainment rate)
- F_{wb} 혼기층 윗면에서의 W의 난류유속 (Turbulent flux of W at the interface)
- $F_{\theta b}$ 혼기층 윗면에서의 θ 의 난류유속 (Turbulent flux of θ at the interface)
- F_{qb} 혼기층 윗면에서의 q의 난류유속
- F_{Qb} 혼기층 윗면에서의 Q의 난류유속
- F_{cb} 혼기층 윗면에서의 C의 난류유속
- F_{ws} 표면에서의 V의 난류유속 (Turbulent flex W at the surface)
- $F_{\theta s}$ 표면에서의 θ 의 난류유속
- F_{qs} 표면에서의 q의 난류유속
- F_{Qs} 표면에서의 Q의 난류유속

F_{cs}	표면에서의 C의 난류유속	ϵ_T	대기층 총 방사율 (Emissivity of Total Atmos.)
f	코리올리스 상수 ($=2\Omega \sin\phi$) (Corolis parameter)	θ	은위 ($=T(\frac{P_0}{P})^\kappa$) (Potential Temp.)
$f(t)C$	공기의 화학반응항 (Air chemistry term)	θ	천정각도 (Zenith Angle)
g	중력 (gravity)	κ	R / C_p
H_s	지표면 감열 (Net upward sensible heat)	R	기체상수 (Gas constant for dry air)
L	증발잠열 (Latent heat of evaporation)	R_v	증기체상수 (Gas const. for water vapor)
P	대기압력 (Air Pressure)	ρ	공기밀도 (Air density)
P_T	모델 윗면에서의 대기압력 (Air pressure at the top of computational mesh, a constant)	σ	수직좌표
P_s	지표면에서의 대기압력 (Air pressure at the surface)	σ_b	경계에서의 σ 값
q	수증기 혼합율 (Water vapor mixing ratio)	$\dot{\sigma}$	σ -속도
q_s	지표면에서의 q	σ'	동 좌표
Q	액체 혼합율 (liquid water vapor mixing ratio)	$\dot{\sigma}'$	동 좌표에서의 시그마 속도
R_s	지표면에서의 순복사열 (Net terrestrial radiation)	$(\dot{\sigma})_b$	경계면에서의 σ -속도
S_{oa}	대기층 위에서의 태양방사열 흡수 (Absorbed part of solar radiation at the top of the atmosphere)	Φ	지위 ($=gZ$) (Geopotential Height)
S_{os}	대기층 위에서의 태양방사열 산란	π	$\pi \equiv P_s - P_T$
S_s	태양방사열	∇_σ	정 σ 수준에서의 ∇ -연산자
t	시간	$\nabla_{\sigma'}$	정 σ' 수준에서의 ∇ -연산자 (∇ -operator at constant σ' -level)
T	온도	∇_P	P 수준에서의 ∇ -연산자 (∇ -operator at P-level)
T_B	혼기층 윗면에서의 온도	ΔW	경계면에서 W의 변화 ($=W_{+\epsilon} - W_{-\epsilon}$) (Change in W at interface)
T_s	표면에서의 온도	$\Delta \theta$	경계면에서 θ 의 변화 ($=\theta_{+\epsilon} - \theta_{-\epsilon}$)
u	바람의 x 성분	Δq	경계면에서 q 의 변화 ($=q_{+\epsilon} - q_{-\epsilon}$)
v	바람의 y 성분	ΔQ	경계면에서 Q의 변화 ($=Q_{+\epsilon} - Q_{-\epsilon}$)
W	풍속 ($=u^2 + v^2$), (Horizontal wind velocity)	ΔC	경계면에서 C의 변화 ($=C_{+\epsilon} - C_{-\epsilon}$)
W_f	자유대기층 풍속 (Large scale wind)		
α	공기의 비체적 (Specific volume of air)		
ϵ_P	혼기층 방사율 (Emissivity of PBL)		

참 고 문 헌

1. Lavoie, R. L.,
A mesoscale numerical model of lake-effect storms, J. Atmos. Sci., 29, 1025-1040. 1972

2. Pielke, R. A.,
A three-dimensional numerical model of the sea breeze over the south Florida, Mon. Wea. Rev., 102, 115-139. 1974
3. Deardorff, J. W.,
Three dimensional numerical study of the hight and mean sturcture of a heated planetary boundary layer. Boundary Layer Meteorogy, 7, 81-106. 1974
4. Smeda, M. S.,
Incorporation of planetary boundary layer processes into numerical forecasting model, Univ. of Stockholm Press, Report No. DM-23, 45pp. 1977
5. Patnaik, P. C.,
A preliminary user guide for SIGMAT mesoscale meteorology code, DOE Report, RLO/2440-77/9, 106 pp. 1978
6. Phillips, G. T.,
A preliminary user guide for NOABL Objective Analysis Code, DOE Report, RLO/2440-77/10, 115 pp. 1978
7. Traci, R. M., G. T. Phillips and P. C. Patnaik,
Developing a site selection methology for wind energy conversion systems, DOE Report, DOE/ET/20280-3, 269 pp. 1978
8. Lee, I. Y. and P. R. Swan,
Transport of contaminants in the planetary boundary layer, Joint Conference on Application on Air Pollution Meteorology, Salt Lake City, Utah, 392-399. 1977
9. Deardorff, J. W.,
Parameterization of the planetary boundary layer for use in general circulation models. Mon Wea. Rev., 100, 93-106. 1972
10. Priestley, C. H. B.,
Turbulent transfer in the lower atmosphere. Univ. of Chicago Press, 130 pp. 1959
11. Asai, T.,
A numerical study of air-mass transformation over the Japan sea in winter. J. Meteor. Soc., 43, 1-15. 1965
12. Chen, J. H. and K. Miyakoda,
A nested grid computation for the barotropic free surface atmosphere, Mon. Wea. Rev., 102, 181-190. 1974
13. Haltiner, G. J.,
Numerical weather prediction. John Wiley & Sons, Inc., New York, 317 pp. 1971
14. Melenkamp, C. R.,
Accuracy of finite difference methods applied to the advection equation, J. Applied Moteorology, 7, 160-167. 1968
15. Lim, K. H.,
Private communications. 1981
16. Arakawa, A.,
Design of the UCLA general circulation model. Techical report 7, Univ. of California, LA., 116pp. 1972
17. Katayama, A.,
A simplified scheme for computing ra-

- diatire transfer in troposphere.
Technical report 6, Univ of California, 77 pp. 1972
18. Joseph, J. H.,
On the calculation of solar radiation fluxes in the troposphere.
Solar Energy, 13, 251-256. 1971
19. Brooks, D. L.,
A tabular method for computation of temperature chang by infrared radition in the free atmosphere.
J. Meteor., 7, 312-321. 1950
20. Arakawa, H.,
Climates of northern and eastern asia. World survey of climatology, Vol. 8, Elsevier Publishing Co., New York. 1969
21. Clarke, R. H., A. J. Dyer, R. R. Brook, D. G. Reid and A. J. Troup,
The Wangara Experiment; Boundary Layer Data. CSIRO Technical Paper No. 19, 340 pp. 1971