

## 중규모 바람장 해석을 위한 Fine Mesh Model의 구성

이화운 · 김유근 · 이부용 · 오은주

부산대학교 대기과학과  
(1994년 11월 30일 접수)

### Composition of Fine Mesh Model for Explication of Mesoscale Wind Field

Hwa-Woon Lee, Yoo-Keun Kim, Bu-Yong Lee and Eun-Joo Oh

*Department of Atmospheric sciences, Pusan National University, Pusan, 609-735, Korea*  
(Manuscript received 30 November 1994)

#### Abstract

To predict reasonably the movement and the concentration of the pollutants in the coastal area. A simulation model should be prepared considering detail topography with land-sea and the urban effects, and the resolution near the source.

The explicit method can not be applied due to the unstability of the numerical calculation in high horizontal-grid resolution, while the ADI scheme satisfied with the high horizontal grid resolution and can be used in the fine mesh system which shows the detail topography, atmospheric flow

The ADI method which studied the high horizontal grid resolution was excellent. The two dimensional model used in the study using ADI method is proved as a reasonable model to predict the wind field in any small scale area including mountainous coastal urban area.

Key Words : explicit method, ADI method, high horizontal-grid resolution, fine mesh system

#### 1. 서론

경제 개발이 시작되면서 급속한 공업화와 산업 활동의 증가로 도시를 중심으로 하여, 대기는 해마다 오염도가 증가되어 왔으며, 최근에는 그 정도가 매우 심각한 상태에 이르게 되었다. 대기의 오염도는 배출원과 오염 물질의 종류 및 특성에 따라 좌우되지만, 그때의 기상 조건과 지형에도 큰 영향을 받는다. 그러므로 대기 오염 물질이 대기 환경에 어떠한 영향을 미치는가를 측정하고 수치 모의를 통해 예측하는 것이 필요하게 되었다.

대기 오염 농도를 정확히 예측하기 위해서는 대기 오염 물질의 수송, 확산 및 침적에 큰 영향을 미치는 대기 유동장을 표현할 수 있는 수치 모델이 필요하다. 특히 연안 지역의 대기 흐름은 해륙풍 및 육지와 바다사이의 지표면 온도와 거칠기의 갑작스러운 변화에 기인한 지역적 대기 유동장의 수치 모델을 사용하여 연구되어야 한다.

그러나, 각 지역 오염 물질 이동과 농도 분포를 정확히 예측하기 위해서는 그 지역 지형을 자세히 표현하고, 도시 효과가 고려되어야 하며, 특히 복잡한 지형의 오염물 수송 modeling은 오염원 주위

에 high horizontal grid resolution을 요구한다.

이것을 실행하기 위해서는 예측 모델 분해능이 뛰어나야 하지만 explicit method을 사용한 중규모 모델에서는 계산적인 문제 즉, 계산 안정도로 인해 지형의 세밀한 부분이나 도시 내부와 외부의 효과 차이를 나타내는데 어려움이 있었다. 즉, CFL criterion(Courant Friedrichs-Lewy criterion)

$$\left| \frac{c \Delta t}{(\Delta x)^2} \right| < 1 \quad (1)$$

을 만족해야 하고, 중규모 모델에 맞는 물리적 효과를 나타내기 위해 aspect ratio를 적당히 그 모델에 맞게 선정해야 하는 어려움이 있다. 이러한 어려움을 극복하기 위해 Chen(1991)은 nested grid model에서 fine grid model 경계의 문제점을 최소화하기 위해, 전파되는 wave를 경계에 도달하기 전에 흡수하기 위한 viscous damping layer을 적용하고, independent radiation 경계조건과 dependent rested 경계조건 등의 복잡한 해결 방법을 사용하였다. 이러한 복잡한 문제점을 보완하기 위해 여기서는 위의 조건들과는 관계없이 항상 안정한 ADI (alternating-direction implicit) method를 사용하게 되었다. Abbott와 Basco(1989), Yamada와 Bunker (1988)는 이 방법을 이용해서 Colorado의 Brush Creek에서의 바람장을 수치실험하였다.

본 연구는 중규모 모델에서 선행 연구(본문에서 사용되는 explicit method)에서 사용한 방법과 이 연구에서 도입한 ADI method를 사용하여, 두 가지 방법의 장점과 단점 및 적용 범위를 비교, 분석하였다.

## 2. 대기 유동 해석을 위한 2차원 수치 모델

본 연구에서 이용하는 수치모델은 중규모 모델 중에서도 비교적 해륙풍과 산곡풍 등의 국지풍을 잘 묘사할 수 있는 것으로, 대기경계층을 접지층과 Ekman층으로 나누어 각 층에서의 연직방향 확산계수를 계산하도록 함으로써 대기의 상태를

보다 효과적으로 표현하도록 구성되어졌다.

### 2.1. 기초 방정식

기초 방정식계는 운동량, 질량, 열에너지 등의 보존식에 기초한 운동방정식, 온위방정식, 비습방정식, 연속방정식, 정역학 방정식이다. 본 연구에서는 지형의 기복에 관계없이 계산할 수 있는 지형 좌표계를 사용하였다.

연직좌표로 지형좌표계로의 변환식은

$$z^* = s \frac{z - z_G}{s - z_G} \quad (2)$$

을 이용하였다. 여기서  $z$ 는 높이,  $z_G$ 는 지형고도,  $s$ 는 계산 영역 상면의 고도이다. 지형좌표계에 의한 2차원 중규모 대기 운동의 기초 방정식은 다음과 같다. 운동 방정식은

$$\begin{aligned} \frac{du}{dt} &= fv - c_p \theta \frac{\partial \Pi}{\partial x} \\ &+ g \frac{z^* - s}{s} \left( \frac{\partial z_G}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left( K_H \frac{\partial u}{\partial x} \right) \\ &+ \left( \frac{s}{s - z_G} \right)^2 \frac{\partial}{\partial z^*} \left( K_V^{(m)} \frac{\partial u}{\partial z^*} \right) \end{aligned} \quad (3)$$

$$\begin{aligned} \frac{dv}{dt} &= -fu + \frac{\partial}{\partial x} \left( K_H \frac{\partial v}{\partial x} \right) \\ &+ \left( \frac{s}{s - z_G} \right)^2 \frac{\partial}{\partial z^*} \left( K_V^{(m)} \frac{\partial v}{\partial z^*} \right) \end{aligned} \quad (4)$$

으로 표시된다. 온위방정식과 비습방정식은 각각

$$\begin{aligned} \frac{d\theta}{dt} &= \frac{\partial}{\partial x} \left( K_H \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) \\ &+ \left( \frac{s}{s - z_G} \right)^2 \frac{\partial}{\partial z^*} \left( K_V^{(\theta)} \frac{\partial \theta}{\partial z^*} \right) \end{aligned} \quad (5)$$

$$\begin{aligned} \frac{dq_V}{dt} &= \frac{\partial}{\partial x} \left( K_H \frac{\partial q_V}{\partial x} \right) \\ &+ \left( \frac{s}{s - z_G} \right)^2 \frac{\partial}{\partial z^*} \left( K_V^{(q)} \frac{\partial q_V}{\partial z^*} \right) \end{aligned} \quad (6)$$

이고, 연속방정식은

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w^*}{\partial z^*} - \frac{1}{s - z_G} \left( u \frac{\partial z_G}{\partial x} \right) = 0 \quad (7)$$

이고, 정역학 방정식은

$$\frac{\partial \Pi}{\partial z^*} = -\frac{s - z_G}{s} \frac{g}{c_p \theta} \quad (8)$$

이다. 또한 지중 온도 방정식은

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} (K_s \frac{\partial T_s}{\partial z}) \quad (9)$$

으로, 여기서

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

$$\Pi = \left( \frac{P}{P_{00}} \right)^{R_a / c_p} \quad (11)$$

$$\theta = T \left( \frac{P_{00}}{P} \right)^{R_a / c_p} \quad (12)$$

$$f = 2 \Omega \sin \phi \quad (13)$$

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + w^* \frac{\partial}{\partial z^*} \quad (14)$$

이다.  $u, v, w$  는 각각  $x, y, z$  방향의 속도 성분 (m/s),  $w^*$  는 지형 좌표계에 의한 연직 방향의 속도 성분 (m/s),  $t$  는 시간 (s),  $\theta$  는 온위 (K),  $qv$  는 비습 (kg/kg),  $T$  는 온도 (K),  $T_s$  는 지중 온도 (K),  $K_s$  는 토양의 열 확산 계수 ( $m^2/s$ ),  $R_a$  는 공기의 기체 상수 ( $J/kg \cdot K$ ),  $P$  는 기압 (hPa),  $C_p$  는 정압비열 ( $J/kg \cdot K$ ),  $P_{00}$  는 기준 고도의 기압 (hPa),  $f$  는 Coriolis parameter ( $s^{-1}$ ),  $\phi$  는 위도 (deg),  $\Omega$  는 지구의 회전 각속도 ( $rad/s$ ),  $g$  는 중력가속도 ( $m/s^2$ ),  $K_H$  는 수평 방향 확산 계수 ( $m^2/s$ ), 그리고  $K_v^{(m)}, K_v^{(\theta)}, K_v^{(q)}$  는 각각 운동량, 열, 비습의 연직 방향의 확산 계수 ( $m^2/s$ )이다.

## 2.2. 연직 방향의 확산 계수

대기 경계층 중 지상으로부터 50m까지를 접지층 그 위를 Ekman 층이라 하고 각각 다른 모델화를 행하였다. 난류 효과는 여러가지 모델화가 되어 있지만, 본 연구에서는 대기 상태에 따른 난류 효과를 잘 표현한다고 생각되는 Yamada(1975)에 의한 종결 모델을 사용하여 Ekman층의 난류 확산 계수를 표현하였고, 접지층내에서의 수송 저

항은 Monin-Obukhov의 상사이론에 기초한 Businger *et al.*(1971)의 무차원 풍속, 온위 표현식을 이용하여 운동량과 열 flux 및 연직 방향 확산 계수를 나타내었다.

### 2.2.1. Ekman 층의 연직 방향 확산 계수

Ekman층의 연직 방향의 확산계수는 Yamada(1975)의 종결 모델에 의해 다음과 같이 구할 수 있다.

$$q^2 = B_1 \ell^2 \left[ \left( \frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left( \frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right] (1 - Ri_f) S_M \quad (15)$$

$$\overline{w'^2} = \left[ \frac{1}{3} - 2 \frac{A_1}{B_1} - 6 \frac{A_1}{B_1} \times \left( 1 - \frac{2}{3} C_1 \right) \frac{Ri_f}{1 - Ri_f} \right] q^2 \quad (16)$$

$$-\overline{u'w'} = \ell q S_M \frac{\partial u}{\partial z} \quad (17)$$

$$-\overline{w'\theta'} = \ell q S_H \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad (18)$$

$$-\overline{u'\theta'} = -3 A_2 \ell^2 (S_M + S_H) \times \frac{\partial \theta}{\partial z} \frac{\partial u}{\partial z} \quad (19)$$

$$\overline{\theta'^2} = B_2 \ell^2 S_H \left( \frac{\partial \theta}{\partial z} \right)^2 \quad (20)$$

$$S_M = C_M \frac{(Ri_{fc} - Ri_f)(R_{f1} - Ri_f)}{(1 - Ri_f)(R_{f2} - Ri_f)} \quad (21)$$

$$S_H = C_H \frac{Ri_{fc} - Ri_f}{1 - Ri_f} \quad (22)$$

여기서  $q^2$ 은 속도 변동 에너지,  $\ell$ 은 혼합 길이,  $Ri_f$ 는 flux Richardson수,  $Ri_{fc}$ 는 임계 flux Richardson수 ( $=0.2748189$ ),  $C_M = 1.4326687$ ,  $C_H = 1.9527037$ ,  $R_{f1} = 0.3257390$ ,  $R_{f2} = 0.3161959$ ,  $u', v', \theta'$ 는 각각  $u, v, \theta$ 의 변동량이고, 실험상수는  $A_1 = A_2 = 0.78$ ,  $B_1 = 15.0$ ,  $B_2 = 8.0$ ,  $C_1 = 0.3$ 이다.

운동량, 열, 비습의 확산 계수는

$$K_v^{(m)} = q \ell S_M, K_v^{(\theta)} = K_v^{(q)} = q \ell S_H \quad (23)$$

이다. 여기서 비습 확산 계수는 열 확산 계수와 같다고 가정하였다.

## 2.2.2. 접지층의 연직 방향 확산 계수

Monin-Obukhov의 상사이론을 풍속 및 온위의 연직 분포에 적용하여 접지층에서의 운동량과 열의 flux 및 연직 방향의 확산 계수를 구하였다. 접지층은 정상적으로 수평 방향으로 균일하다는 전제 조건하에서 풍속 및 온위의 연직 경도는 보편 함수에 의해 다음과 같이 표현되었다.

$$\phi_m(\zeta) \equiv \frac{x z}{u_*} \frac{\partial U}{\partial z} \quad (24)$$

$$\phi_h(\zeta) \equiv \frac{x z}{\theta_*} \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad (25)$$

여기서  $u_*$ 는 마찰속도,  $\theta_*$ 는 마찰온위,  $U = (u^2 + v^2)^{1/2}$ ,  $\zeta = z / L$ 이다.

운동량과 열의 연직 방향 확산 계수는 식(24), (25)를 이용하면

$$K_V^{(m)} = \frac{u_*^2}{\partial u / \partial z} = \frac{x u_* z}{\phi_m} \quad (26)$$

$$K_V^{(\theta)} = \frac{u_* \theta_*}{\partial \theta / \partial z} = \frac{x u_* z}{\phi_h} \quad (27)$$

으로 나타낼 수 있다. 따라서  $u_*$ ,  $\theta_*$ ,  $\phi_m$ ,  $\phi_h$  등이 결정되면 연직 방향의 확산 계수를 구할 수 있다. 비습의 연직 방향 확산 계수는 Ekman 층에서와 마찬가지로 열 확산 계수와 같다

( $K_V^{(q)} = K_V^{(\theta)}$ )고 가정한다.

그런데 접지층에서는 flux가 일정 즉,  $u_*$ ,  $\theta_*$ 가 일정하다고 가정할 수 있기 때문에, 식(24), (25)을 고도  $z_0$ 에서 고도  $z$ 까지 적분하면 풍속 및 온위의 연직 분포가 구해진다(Lee, 1988).

그리고 운동량, 열 및 비습의 연직 방향 확산 계수의 최소치는 다음과 같이 가정하였다.

$$K_V^{(m)}, K_V^{(\theta)}, K_V^{(q)} \geq K_{Vmin} \quad (28)$$

여기서  $K_{Vmin}$ 은 연직 방향 확산계수의 최소치이다.

## 2.3. 지표면 열수지 모델

지표면에서의 열축적이 없다면, 지표면 열수지 방정식은

$$Q_R + Q_C - Q_G + Q_A = 0 \quad (29)$$

이고, 이 식은 또한 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$R_S + R_L + H + LE - Q_G + Q_A = 0 \quad (30)$$

여기서  $Q_R$ 은 복사열로 태양 복사 flux( $J/m^2 \cdot s$ )인  $R_S$ 와 장파 복사 flux( $J/m^2 \cdot s$ )인  $R_L$ 로 나타내며,  $Q_C$ 는 대류열로 현열 flux( $J/m^2 \cdot s$ )인  $H$ 와 잠열 flux( $J/m^2 \cdot s$ )인  $LE$ 로,  $Q_G$ 는 지중열 flux( $J/m^2 \cdot s$ ),  $Q_A$ 는 인공열( $J/m^2 \cdot s$ )을 나타낸다.

지중에서는 열전도만을 고려하고, 대기중에서는 열전도를 무시하고 난류 확산만을 생각한다.

식(30)의 각 항은 아래와 같이 수식화할 수 있으며, 태양 복사 flux  $R_S$ 는 다음과 같이 표현된다.

$$R_S = (1 - A) T_r R_0 \cos Z \quad (31)$$

$$\cos Z = \sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \cosh \quad (32)$$

여기서  $A$ 는 지표면 알베도,  $T_r$ 는 대기의 투과율,  $R_0$ 는 태양상수( $=1358 J/m^2 \cdot s$ ),  $Z$ 는 천정각(deg),  $\phi$ 는 위도(deg),  $\delta$ 는 적위(deg),  $h$ 는 태양시각(deg)이다.

우리 나라의 경우  $h$ 는

$$h = 15(t - 12) + \phi_{lon} - 135 + e/4 \quad (33)$$

이고, 여기서  $t$ 는 시각,  $\phi_{lon}$ 는 경도(deg),  $e$ 는 군시차이다.

장파 복사 flux인  $R_L$ 은 간단히 일정치로 생각하는 방법, 수증기와  $CO_2$ 의 복사 함수로 생각하는 방법 등이 있다. 전자는 대기 상태가 전혀 고려되지 않는 경우이고, 후자의 경우는 대기 상태가 고려된 것으로 Idso와 Jackson(1969)에 의하면 아래와 같다.

$$R_L = \sigma [ \{ E_a(1 - C_{cloud}) + C_{cloud} \} T_a^4 ] - \sigma T_G^4 \quad (34)$$

$$E_a = 1 - 0.261 \exp \{ -7.77 \times 10^{-4} (273 - T_a)^2 \} \quad (35)$$

여기서  $\sigma$ 는 Stefan-Boltzman 상수 ( $=5.79 \times 10^{-3} J/m^2 \cdot s \cdot K^4$ ),  $T_a$ 는 Stevensen screen 고도(=1.5m)의 기온,  $T_G$ 는 지표면 온도,  $C_{cloud}$ 는 운량이다.

현열과 잠열 flux(H와 LE)는 각각 다음과 같이 표현된다.

$$H = -\rho c_p \overline{w'\theta'} = \rho c_p K_V^{(a)} \frac{\partial \theta}{\partial z} = \rho c_p u_* \theta_* \quad (36)$$

$$\begin{aligned} LE &= -\rho L_w \overline{w'q'_v} = \rho L_w K_V^{(a)} \frac{\partial q_v}{\partial z} \\ &= \rho L_w u_* q_{v*} \end{aligned} \quad (37)$$

여기서,

$\rho$ 는 대기밀도(=1.226 kg/m<sup>3</sup>, 15 °C),

$L_w$ 는 잠열(=2.46 J/kg, 15 °C),  $w'$ ,  $\theta'$ ,  $q'_v$ 는 각각  $w$ ,  $\theta$ ,  $q_v$ 의 변동량이다.

토양으로의 열 flux  $Q_G$ 는 다음과 같이 표현되어진다.

$$Q_G = \nu_s \left. \frac{\partial T_s}{\partial z} \right|_G \quad (38)$$

식(9)을 적분해서, 식(38)과 토양으로의 열 확산 계수  $K_s = \nu_s / \rho_s C_s$ 을 이용하면

$$\begin{aligned} \rho_s C_s \int_{-z_{G_0}}^0 \frac{\partial T_s}{\partial t} dz &= \int_{-z_{G_0}}^0 \frac{\partial}{\partial z} \left( \nu_s \frac{\partial T_s}{\partial z} \right) dz \\ &= Q_G - Q \Big|_{-z_{G_0}} \end{aligned} \quad (39)$$

이므로, Q=0인 충분한 깊이를 경계로 취하면, 토양의 열 Flux는

$$Q_G = \rho_s C_s \int_{-z_{G_0}}^0 \frac{\partial T_s}{\partial t} dz \quad (40)$$

로 표현된다.

여기서,  $T_s$ 는 토양온도,  $\rho$ 는 토양의 밀도 (kg/m<sup>3</sup>),  $C_s$ 는 토양의 비습(kg/kg),  $\nu$ 는 토양의 열전도율(J/mkg),  $Z_{G_0}$ 는 지중경계의 깊이(m)이

다.

$Z_{G_0}$ 는 토양의 온도의 일변화가 거의 생기지 않는 충분히 큰 값인 1m로 하고, 토양의 열 flux는 식(40)을 이용해서 계산한다. 이때 지중 온도에 대한 식(9)의 차분 근사식은 계수의 matrix가 삼중 대각 행렬이 되므로 TDMA(Tri-Diagonal Matrix Algorithm)으로 구할 수 있다.

## 2.4. 기초 방정식에 대한 유한 차분 방법

기초방정식을 차분하는 방법으로는 실행하는 모델 규모와 그 모델 계산 안정도 등에 의해 여러가지 방법이 사용되고 있다. 이러한 계산 안정도 등을 고려하기 위해 여기서는 확실한 이론적 차이를 보이는 대표적인 두가지 방법인 간단하면서도 중규모 규모의 물리량을 잘 나타내며 안정하다는 explicit method(semi-implicit method)와 항상 안정하며 모든 규모에서 적용이 가능하며 안정한 ADI(Alternating-Direction Implicit)method를 비교하여 사용하였다.

### 2.4.1. Explicit method를 사용한 방법

본 연구에서 사용한 유한차분식은 이류항에는 풍상차분법, 확산항은 Mahrer와 Pielke(1975)의 Dufort-Frankel법, 시간에 대해서는 전진차분법을 사용하고, 나머지항들은 중앙차분법을 사용하였다.

각 변수에 대한 격자망은 Fig. 1과 같이 x축, z 축으로 불균등격자망을 사용하였다.

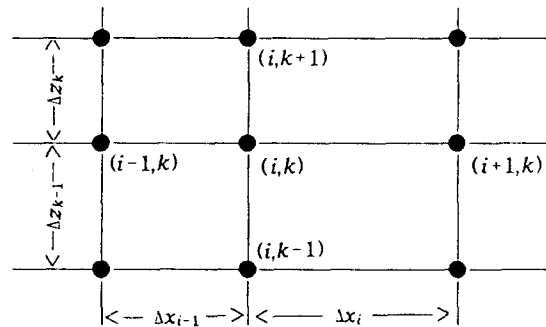


Fig. 1. Grid points of mesh in two-dimension.

2.4.2. ADI method를 사용한 방법

ADI 방법은 각 축(x, z, t)에 대해  $\Delta t/2$ 만큼씩 순차적으로 누적 적분을 수행하는 방법으로, 첫번째 시간 간격(x-direction sweeping)에서는 x, t축에 대해서 (n+1/2)만큼 적분하고, 두번째 시간 간격(z-direction sweeping)에서는 z, t축에 대해서 (n+1)만큼 적분한다. 확산항은 Crank-Nicholson method으로, 그 외의 항은 중앙 차분법으로 구성하여 Gauss-Seidel iteration을 사용하여 Tri-diagonal matrix로 차분 방정식을 푼다.

3. EXPLICIT와 IMPLICIT METHOD의 비교

기초 방정식에 explicit(semi-implicit) method와 implicit(Alternating- Direction Implicit) method를 적용하여 지형이 있는 경우의 두 방법의 분해능을 비교해 보았다.

3.1. 모델 설계

모델의 구성은 Fig. 2에 잘 표현되어 있다. 대기는 Ekman층과 지표층으로 나누고, 지표는 바다와 육지로 나누며, 육지에서는 지표층의 열수지 방정식을 사용하여 지표면 온도를 구하였다.

Fig. 2의 (1), (2), (3)에서 사용된 방법은 각각 2.2와 2.3에 자세히 표현되어 있다.

(1) EKMAN LAYER → Mellor and Yamada(1975)	
(2) SURFACE LAYER → Businger <i>et al</i> (1971)	
SEA	(3) SOIL LAYER → heat balance eq.

Fig. 2. Model design of the simulation in land and sea breezes system.

3.2. 초기와 경계조건

가상 지형은 바다가 없이 모델의 가운데 300m 산이 대칭적으로 있으며, 이것은 모델의 정확성과 산곡풍 실험을 하기 위한 것이다.

본 모델에 사용한 계산 초기조건은 전 영역이 정상 상태에 있다고 가정하였다. 지표면 경계조건으로 연직 방향의 풍속에 대해서는  $w = 0$ 으로 하였고, 수평 방향 풍속에 대해서는 지표면에 격자점이 없기 때문에 지표면에 최대로 가까운 점의 값을 지표층 마찰속도로부터 구해 그 값을 경계치로 하였다. 육지 표면은 2.3에 나타난 지표면 열수지 모델을 이용해서 결정된  $T_g$ 를 경계치로 사용하였고, 비습은 온위와 같은 방법으로 구하였다.

상면 경계조건은 지표면 가열에 의해서 일어나는 일변화가 상면에서는 일어나지 않는다고 가정하여 다음과 같이 하였다. 즉

$$u_{i, kmax} = U_g \tag{41}$$

$$v_{i, kmax} = V_g \tag{42}$$

으로 정하였고, 전 변수에 대해서는

$$\frac{\partial u}{\partial t} = \frac{\partial v}{\partial t} = \frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial q_v}{\partial t} = \frac{\partial \Pi}{\partial t} = 0 \tag{43}$$

로 하였다. 측면 경계조건은

$$\frac{\partial u}{\partial x} = \frac{\partial v}{\partial x} = \frac{\partial \theta}{\partial x} = \frac{\partial q_v}{\partial x} = \frac{\partial \Pi}{\partial x} = 0 \tag{44}$$

로 하였다.

부산 지역의 지형은 Fig. 3 과 같다. 단지 Fig. 3에 보여진 것처럼 (a)는 부산과 그 주변 지역의 지도로 등고선은 100m 간격이며, (b)는 지도(a)에 그어진 직선  $\overline{AB}$ 를 따라 자른 2차원 구조를 가지며, 바다와 230m 지형이 있다. 지면 경계조건의 온위에 대해서는 바다와 육지로 분리하여, 해면은  $\theta = \theta_{sea}$  로 하였고, 그 외의 초기조건과 경계조건은 가상 지형일 경우와 같다.

3.3. 계산 영역과 격자 간격

계산 영역은 수평 방향을 100km로 하고, 수평

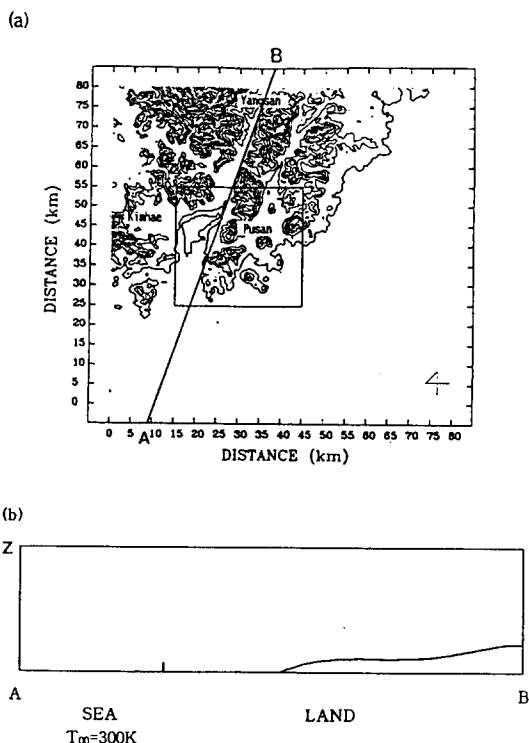


Fig. 3. (a) Topographic map of Pusan coastal area, (b) Vertical profile A-B.

격자 간격은 5km와 1km로 하였다. 연직 방향으로 2450m까지 50층으로 나누어, u와 w의 두번째의 격자점이 있는 높이 50m를 접지층이라고 가정한다. 지중은 1m까지를 14층으로 나누고 지중 1m에서의 경계 조건은 flux를 0으로 했다.

산 높이를 300m 가상 지형과 230m의 부산 지형 두가지 경우로 나누어 계산을 하였다.

### 3.4. 결과

Explicit method를 사용하여 가상지형과 부산의 실제지형을 넣은 경우의 계산결과는 다음과 같다.

가상 지형의 경우 explicit method의 결과는 Fig. 4에 나타내었다. 수평 방향 격자 간격이 5km 일 경우의 바람장은 1600LST와 다음날 0200LST에 산곡풍이 잘 나타나는데 비해, 격자간격이 1km

로 감소할 때는 계산이 불안정하여 결과가 잘 나타나지 않았다. 또한 부산의 실제지형을 넣은 Fig. 5에서도 마찬가지로 5km에서는 해륙풍이 잘 발달하지만, 1km에서는 계산이 불가능하였다. 이러한 결과에 의해 지형이 있는 경우에 수평 방향의 격자 간격이 감소하는 high horizontal - grid resolution을 계산하는데 explicit method를 사용하는 것은 한계점이 있는 것으로 생각되어 진다.

ADI method를 사용하여 계산결과를 Figs. 6~9에 나타내었다. Figs. 6에서 보여준 가상 지형에서 수평 격자 간격 5km를 사용하여 계산한 1600LST와 다음날 0200LST의 결과는 Fig. 5의 explicit method를 사용한 경우와 거의 유사하였다. 하지만 1 km 격자 간격을 사용한 계산에서는 explicit method의 경우에 계산이 불가능한 반면 ADI method의 경우에는 안정하게 계산이 되었다. Fig. 7에 보여주듯이 1 km 격자 간격의 결과는 Fig. 6의 5km 격자 간격을 사용한 경우와 차이가 없이 산곡풍이 잘 나타난다. 또한 부산의 실제지형을 넣은 Figs. 8~9에서도 가상지형의 경우와 마찬가지로 5km를 사용한 경우의 1600LST와 다음날 0200LST의 바람장에 해륙풍이 잘 발달하고, 1km에서도 같은 결과를 얻었다.

이와같이 ADI method와 explicit method를 사용하여 계산된 결과를 비교하면 수평방향의 격자 간격이 감소하는 high horizontal-grid resolution을 계산하는데 ADI method를 사용하는 것이 타당한 것으로 나타났다.

### 4. 결론

대기 오염 물질 이동과 농도분포를 정확히 예측하기 위해서는

- 1) 그 지역의 자세한 지형을 표현하고,
- 2) 도시효과를 고려하며,
- 3) 오염원 주위 high horizontal-grid resolution을 요구한다.

이와 같은 조건을 모두 갖춘 model을 구성하기 위해 지금까지 일반적으로 사용한 explicit method

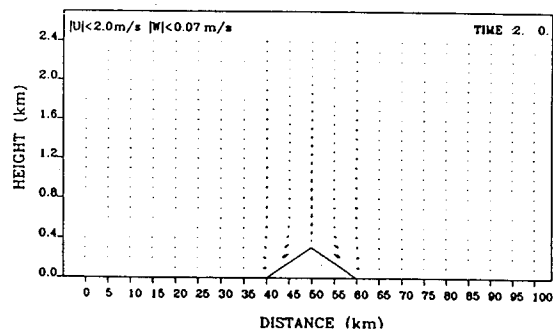
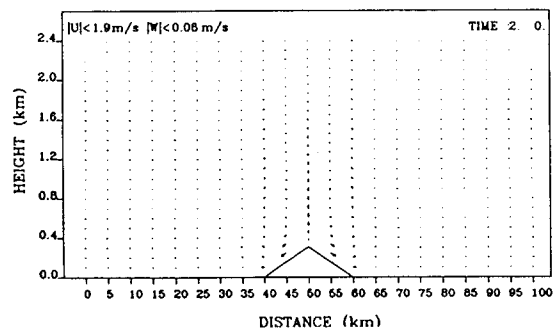
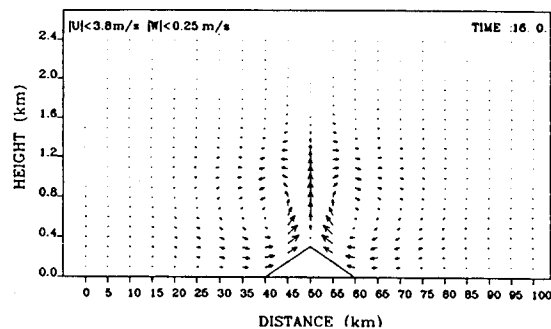
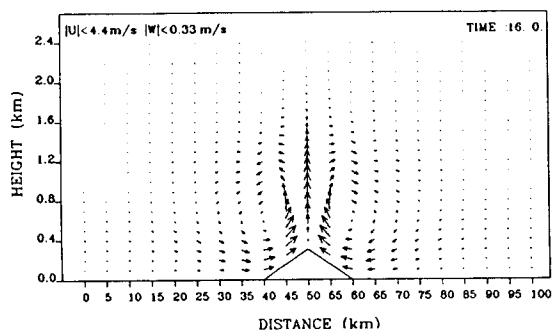


Fig. 4. Wind system on 300m imaginary topography area according to explicit method simulation with mesoscale model in horizontal grid interval 5km at 1600LST, 0200LST.

Fig. 6. Wind system on 300m imaginary topography area according to ADI method simulation with mesoscale model in horizontal grid interval 5km at 1600LST, 0200LST.

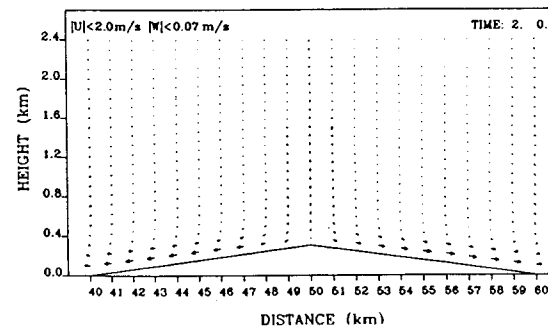
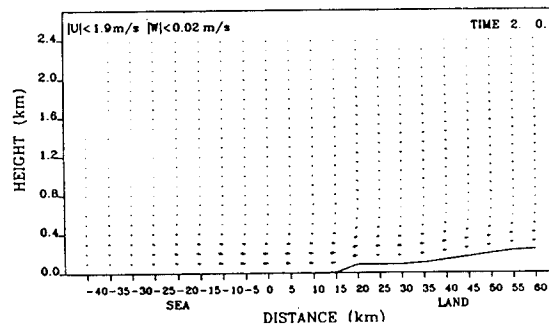
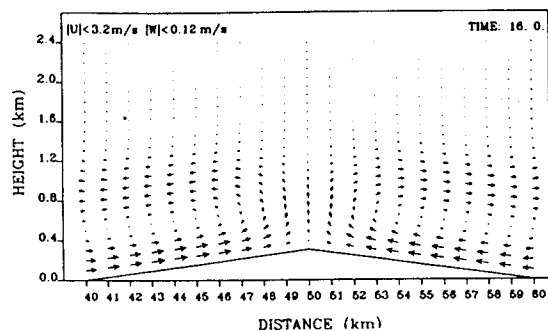
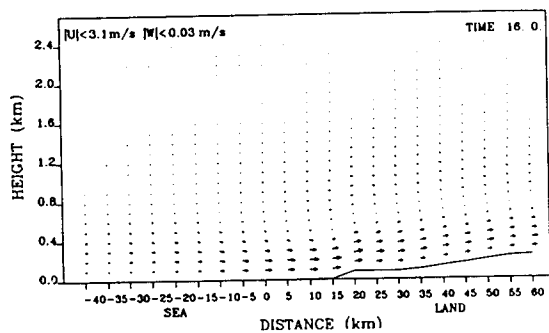


Fig. 5. Same as Fig. 4. except for Pusan coastal area.

Fig. 7. Same as Fig. 6. except for horizontal grid interval 1km



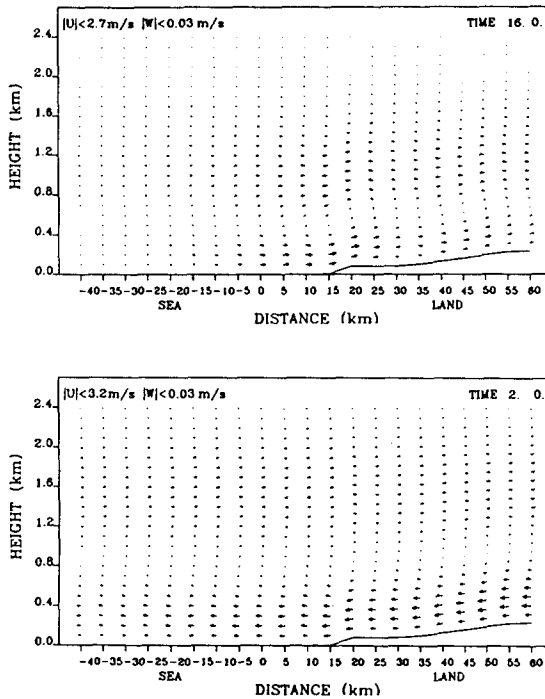


Fig. 8. Same as Fig. 6. except for Pusan area.

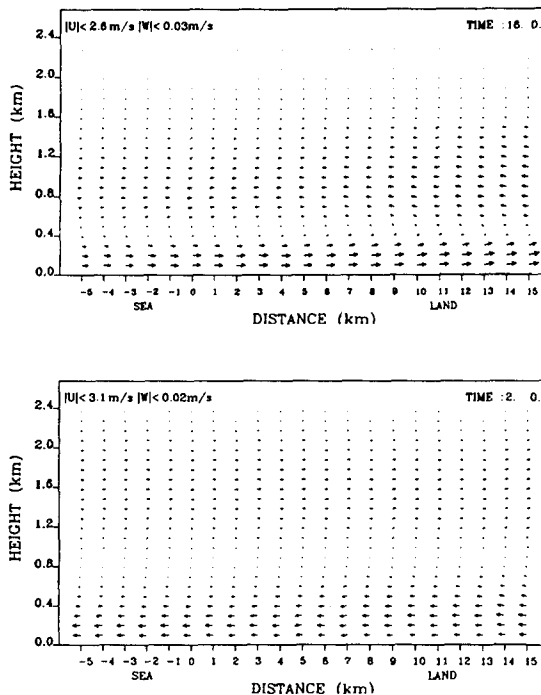


Fig. 9. Same as Fig. 8. except for horizontal grid interval 1km.

와 새로 구성된 ADI method를 비교하여 다음과 같은 결론을 얻었다.

1) explicit method에서는 계산의 불안정으로 수평 격자간격이 2 km보다 더 작은 소규모 계산 영역에서는 계산이 불가능하였다.

2) ADI method는 high horizontal grid resolution을 만족하였다.

3) ADI method는 세밀한 지형을 잘 나타내고, 더욱 정확한 오염 물질 이동과 농도분포를 알 수 있는 fine mesh system의 구성이 가능하였다.

4) fine mesh system을 이용하는 경우에 요구되는 많은 계산 시간은 nested grid system을 구성함으로써 하여 계산 시간을 줄일 수 있을 것으로 사료된다.

따라서, high horizontal grid resolution을 만족하기 위해서는 ADI method가 유용함을 알 수 있었고, 본 연구에서의 ADI method를 사용한 모델은 연안 지역의 대기 유동장을 예측하는데 아주 유용하게 사용되었다. ADI method를 이용한 3차원 모델의 개발은 도시규모나 더 작은 소규모지역에서의 대기 유동장 뿐만 아니라, 대기 오염 물질 이동과 확산을 예측하는 것이 가능하다고 사료된다.

### 감사의 글

이 연구는 1994년 한국과학재단 특정연구과제 (과제번호 94-0703) “한반도의 복잡한 지형과 관련된 중규모 대기순환의 수치모델링”의 세부과제인 “연안도시 지역의 대기유동 시뮬레이션”에 관한 연구비에 의한 것입니다. 재정지원을 해 준 한국과학재단에 깊은 감사를 드립니다.

### 참고문헌

Abbott, M. B., and D. R. Basco, 1989, Computational fluid dynamics an introduction for engineers, 425pp.

- Businger, J. A. 1971, *et al.*, Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer, *J. Atmos. Sci.*, 28, 181~189.
- Chen, C., 1991, A nested grid, nonhydrostatic, elastic model using a terrain-following coordinate transformation: The radiative-nesting boundary conditions, *Mon. Wea. Rev.*, 119, 2852~2869.
- Idso, S. D., and R. D. Jackson, 1969, Thermal radiation from the atmosphere, *J. Geophys. Res.*, 74, 5397~5403.
- Lee, H. W., 1988, Numerical modeling for predicting on regional atmospheric environment, Ph. D. dissertation., Osaka University, 306pp.
- Mahrer, Y. and R. A. Pielke, 1975, A numerical study of air flow over mountains using the two-dimensional version of the university of Virginia mesoscale model, *J. Atmos. Sci.*, 31, 2144~2155.
- Yamada, T., 1975, The critical Richardson number and the ratio of the eddy transport coefficients obtained from a turbulence closure model, *J. Atmos. Sci.*, 32, 926~933
- Yamada, T. and S. Bunker, 1988, Development of a nested second moment turbulence closure model and application to the 1982 ASCOT Brush Creek data simulation, *J. Appl. Meteor.*, 27, 562~578.