

## 복잡지형에서 도시화에 따른 대기오염 확산에 관한 시뮬레이션 Random Walk Simulation of Atmospheric Dispersion on Surface Urbanization over Complex Terrain

이 순 환 · 이 화 운<sup>1)</sup> · 김 유 근<sup>1)</sup>  
조선대학교 지구과학교육과, <sup>1)</sup>부산대학교 대기과학과  
(2001년 7월 30일 접수, 2002년 3월 7일 채택)

Soon-Hwan Lee, Hwa Woon Lee<sup>1)</sup> and Yoo-Keun Kim<sup>1)</sup>  
*Department of Earth Science Chosun University*  
<sup>1)</sup>*Department of Atmospheric Sciences, Pusan National University*  
(Received 30 July 2001; accepted 7 March 2002)

### Abstract

The coupled model (SMART) of dynamic meteorology model and particle dispersion model was developed. The numerical experiment on the relationship between change of land use and diffusion behavior in complex terrain was carried out using this model. It tried to investigate the change of particle diffusion behavior and local weather under the condition in which land-land breeze and sea breeze and mountain breeze intermingled. The numerical experiment results are as follows; 1) The more complicated local circulation field of the interaction of sea breeze, mountain breeze and Land-land breeze is formed. Then, the region circulation in which the urbanization is specific by location of the region is strengthened and is weakened. 2) Though in the region with dominant sea breeze, Land-land breeze does not appear directly, the progress of the sea wind to the inland is affected. 3) In the prediction of the air diffusion, emission high quality and accurate information of the emission site are important. That is to say, the dispersion predicting result which emission high quality and small error of the site perfectly vary for Land-land breeze in the effect may be brought about.

**Key words** : random walk model, lagrangian particle model, urbanization, land-land breeze, land-sea breeze, air pollutant dispersion

### 1. 개 요

최근 토지이용의 불균일성에 따른 국지기상에 관한 많은 연구가 수행되어져 왔다. 특히 도시화에 따

른 장기적인 도시기온의 상승은 잘 알려져 있다. Fujibe (1994)는 1946년부터 1976년까지 관측자료를 이용하여, 도쿄의 여름 최고기온이 1~1.5°C 이상 상승하였다고 보고하였다. 그리고 Fujibe and Asahi (1980)는 일본 관동지방의 기상관측치를 이용하여, 풍속이 0.2 m/s 정도인 국지풍이 동경의 중심을 향하여 불고 있음을 발견하였다. 이들은 국지풍이 도

\* Corresponding author  
Tel : +82-(0)62-230-7915, E-mail : leesh@chosun.ac.kr

교지역의 도시화에 의해 발생하는 것으로 분석하였다. Yoshikado and Kondo (1989)는 해풍전선의 이동속도가 동경부근에서 작아지는 것을 관측하고, 해풍전선 이동속도의 변화를 동경의 도시화와 관련지어 설명하였다. Kitada *et al.* (1998)은 국지 기상 모형을 이용하여, 나고야지역의 토지이용변화에 따른 대기의 영향을 보기 위하여 수치실험을 실시하였다. 그 결과 산림에서 전담으로 변화한 지역은 해풍의 이동속도가 변화하고, 도시지역의 기후도 변화하였다는 것을 보였다. 그리고 Lee and Kimura (2001)는 이상적인 수치실험을 통하여, 복잡지형에서 토지이용변화가 여러가지 형태의 국지풍을 발생할 수 있음을 보이고, 그 속에서 주요 요소를 판별하는 수치적인 인자를 제안하였다. 이와 같이 토지이용의 변화, 즉 도시화는 국지 기후를 변화시키고 기상장을 변화시킨다. 그리고 기상장의 변화는 대기오염 형태의 변화에 영향을 미친다.

도시화에 따른 대기오염의 문제는 주로 대기질변화의 관점에서 주로 연구되어졌다. Wakamatsu and Schere (1991)는 실제 발생원 자료를 이용하여, 여름철 동경지역에서 오존의 화학적변화에 관한 수치실험을 하였다. Nickerson *et al.* (1992)은 멕시코시의 부유 분진의 농도를 분석하여, 부유분진이 도심부에 대량으로 존재하고 있는 것을 확인하였다. 그리고 이는 멕시코시의 지형적인 요소가 중요하게 작용하고 있음을 밝혔다. 여기에 보듯이 대기오염은 지형적으로 형성된 기류와 도시화에 기인하는 기류에 의하여 여러가지 복잡한 오염 양상을 보여주고 있다. 이와 같이 객관적인 관측자료와 함께 수치모형을 이용한 분석이 다양하게 보고되고 있다.

수치모형을 이용한 대기오염의 예측 수법으로, 지표면에 고정된 좌표계를 기본으로 물질운동방정식을 이용하여 오염물질의 농도를 계산하는 오일러법과 오염물질의 움직임을 다수의 유적선으로 표시하는 라그랑지안법이 있다.

특히, 라그랑지안법의 일종인 라그랑지안 임의확산모형(Random Walk Model)을 기상역학모형과 결합시켜 오염물질 확산실험에 자주 이용하고 있다.

이러한 모형은 일본원자력 연구소의 SPEEDI (System for Prediction of Environment Emergency Dose Information) (Chino *et al.*, 1995), 영국의 NAME (Numerical Accident Response Model (Ryall *et*

*al.*, 1997; Maryon *et al.*, 1991), 호주의 Australian Lagrangian Atmospheric dispersion Model (LADM) (Physick *et al.*, 1992), 미국의 Regional Atmospheric modeling system-Particle Dispersion Model (RAMS-LPDM) (Eastman *et al.*, 1995), Random Particle Transport And Diffusion Model (RAPTAD) (Yamada and Bunker, 1988), Mesoscale Dispersion Modeling System (MDMS) (Uliasz, 1993) 등이 있다.

지형적인 요인으로 발생하는 기류에 의해 대기오염의 양상의 변화에 대한 연구 역시 많이 이루어져왔다. Kurita *et al.* (1990)은 일본 관동평야 NOx, SOx 등 오염물질이 지형성 기류를 타고 관동평야 북부까지 이동된다고 설명하였다. 그리고 Kimura and Kuwagata (1995)는 일본 동북지방에서 자주 발생하는 바람의 특징이 분지지역에서 형성되는 열적 저기압과 밀접한 관계가 있음을 보였다. 여기에서 보듯이 도시지역에서 발생하는 바람은 지형, 도시의 열적 환경 그리고 일반풍계 등과 얽혀 복잡한 양상을 나타내고 있다.

현재 한반도 남동해안은 급격한 도시화로 인하여, 공장 및 인구밀집지역이 확대되고 있으며, 지형적으로는 태백산맥, 소백산맥 등 큰 산이 이들 지역을 둘러싸고 있다. 그래서 이들지역은 일반 기상장과 더불어 지형과 도시화로 인하여 복잡한 국지풍계가 형성될 것으로 예상할 수 있다.

본 논문에서는 라그랑지안점원 확산 모형과 대기역학 모형을 결합한 수치실험을 통해 기복이 심한 복잡지형에서 도시화에 따른 국지적 기상환경변화를 알아보았다. 종관 기상장의 변화가 오염물질 확산의 양태에 어떤 영향을 주는지를 명확히 하고, 실제 한반도 남동 해안에서 도시화에 의한 오염입자의 동태변화를 밝혀, 정확한 대기오염예측에 관련된 주요인자를 살펴보고자 한다.

## 2. 대기오염 예측 모형

### 2.1 대기 역학 모형

본 논문에서 사용된 대기 역학 모형은 SMART (System of Multi-scale Atmospheric and Random particle Transport model)이다. 이 모형은 Kikuchi *et al.* (1983)에 의해 개발된 LCM (Local circulation Mo-

del)을 Kimura and Takahashi (1991), Lee (1998)가 비정역학과정과 식생과정을 개량하여 만든 모형이다. 모형의 물리과정은 Kimura and Takahashi (1991)와 Lee (1998)에 구체적으로 기술되어져 있다. 여기에서 간단한 기본 방정식계와 지표면과정을 기술하였다.

모형은 3차원 비정역학 대기를 가정하고, 좌표계는 지형 준거 좌표계 ( $z^*$ )를 채용하였다. 지형 준거 좌표계는 아래와 같다.

$$Z^* = Z_T(Z - Z_G) / h, h = Z_T - Z_G$$

$Z_T, Z_G$ 는 각각 모형의 상단과 지표면의 고도,  $Z$ 는 격자점들의 실제고도를 의미한다.

2.1.1 기초방정식

지형준거좌표계의 지배 방정식은 아래와 같다.

운동방정식:

$$\begin{aligned} \frac{\partial hu}{\partial t} + \frac{\partial hu}{\partial x} + \frac{\partial huv}{\partial y} + \frac{\partial huw^*}{\partial z^*} = & \\ -h\Theta \frac{\partial \Pi'}{\partial x} + h \frac{Z_t}{Z_t - Z_G} \frac{\partial Z_G}{\partial x} \frac{\partial \Pi'}{\partial z^*} & \\ + \frac{\partial}{\partial x} \left( hK_H \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( hK_H \frac{\partial u}{\partial y} \right) & \\ + \frac{Z_t^2}{h} \frac{\partial}{\partial z^*} \left( K_m \frac{\partial u}{\partial z^*} \right) & \end{aligned} \quad (1)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial hv}{\partial t} + \frac{\partial hvu}{\partial x} + \frac{\partial hvv}{\partial y} + \frac{\partial hvw^*}{\partial z^*} = & \\ -h\Theta \frac{\partial \Pi'}{\partial y} + h \frac{Z_t}{Z_t - Z_G} \frac{\partial Z_G}{\partial y} \frac{\partial \Pi'}{\partial z^*} & \\ + \frac{\partial}{\partial x} \left( hK_H \frac{\partial v}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( hK_H \frac{\partial v}{\partial y} \right) & \\ + \frac{Z_t^2}{h} \frac{\partial}{\partial z^*} \left( K_m \frac{\partial v}{\partial z^*} \right) & \end{aligned} \quad (2)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial hw^*}{\partial t} + \frac{\partial hw^*u}{\partial x} + \frac{\partial hw^*v}{\partial y} + \frac{\partial hw^*w^*}{\partial z^*} = & \\ -Z_t\theta \frac{\partial \Pi'}{\partial z^*} + gh \frac{\theta}{\Theta} \frac{\partial}{\partial x} \left( hK_H \frac{\partial w^*}{\partial x} \right) & \\ + \frac{\partial}{\partial y} \left( hK_H \frac{\partial w^*}{\partial y} \right) + \frac{Z_t^2}{h} \frac{\partial}{\partial z^*} \left( K_m \frac{\partial w^*}{\partial z^*} \right) & \end{aligned} \quad (3)$$

연속방정식:

$$\frac{\partial hu}{\partial x} + \frac{\partial hv}{\partial y} + \frac{\partial hw^*}{\partial z^*} = 0 \quad (4)$$

비정수압방정식:

$$\begin{aligned} \frac{\partial^2 \Pi'}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Pi'}{\partial y^2} + \left[ \left( \frac{Z_t}{Z_t - Z_G} \right)^2 + \left( \frac{z^* - Z_t}{h} \right)^2 \right. & \\ \left. \left\{ \left( \frac{\partial Z_G}{\partial x} \right)^2 + \left( \frac{\partial Z_G}{\partial y} \right)^2 \right\} \frac{\partial^2 \Pi'}{\partial z^2} + 2 \frac{z^* - Z_t}{h} \frac{\partial Z_G}{\partial x} \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{\partial \Pi'}{\partial z} \right) \right. & \\ + 2 \frac{z^* - Z_t}{h} \frac{\partial Z_G}{\partial y} \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{\partial \Pi'}{\partial z} \right) + \frac{z^* - Z_t}{h} \left( \frac{\partial^2 Z_G}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 Z_G}{\partial y^2} \right) & \\ \left. + 2 \frac{z^* - Z_t}{h} \left( \left( \frac{\partial Z_G}{\partial x} \right)^2 + \left( \frac{\partial Z_G}{\partial y} \right)^2 \right) \right] \frac{\partial \Pi'}{\partial z} = \frac{1}{\theta} r(x, y, z^*) & \end{aligned} \quad (5)$$

여기에서

$$\Pi' = \pi - \pi_H' \frac{\partial \pi_H}{\partial z} = \frac{gh\theta}{\theta^2 Z_t} \quad (6)$$

$$\begin{aligned} ADVX = \frac{\partial hu}{\partial x} - \frac{\partial huv}{\partial y} - \frac{\partial huw^*}{\partial z^*} + fhv & \\ - \theta h \frac{\partial \pi_H}{\partial x} - \theta (z^* - Z_T) \frac{\partial Z_G}{\partial x} \frac{\partial \pi_H}{\partial z} & \\ + \frac{Z_T^2}{h} \frac{\partial}{\partial z} \left( K_m \frac{\partial u}{\partial z} \right) & \end{aligned} \quad (7)$$

$$\begin{aligned} ADVY = \frac{\partial hvu}{\partial x} - \frac{\partial hvv}{\partial y} - \frac{\partial hvw^*}{\partial z^*} - fhu & \\ - \theta h \frac{\partial \pi_H}{\partial y} - \theta (z^* - Z_T) \frac{\partial Z_G}{\partial y} \frac{\partial \pi_H}{\partial z} & \\ + \frac{Z_T^2}{h} \frac{\partial}{\partial z} \left( K_m \frac{\partial v}{\partial z} \right) & \end{aligned} \quad (8)$$

$$ADVZ = \frac{\partial huw^*}{\partial x} - \frac{\partial hvw^*}{\partial y} - \frac{\partial hw^*w^*}{\partial z^*} \quad (9)$$

열역학 방정식:

$$\begin{aligned} \frac{\partial h\theta'}{\partial t} + \frac{\partial h\theta'u}{\partial x} + \frac{\partial h\theta'v}{\partial y} + \frac{\partial h\theta'w^*}{\partial z^*} & \\ = \frac{\partial}{\partial x} \left( hK_H \frac{\partial \theta'}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( hK_H \frac{\partial \theta'}{\partial y} \right) & \\ + \frac{Z_T^2}{h} \frac{\partial}{\partial z} \left( K_m \frac{\partial \theta'}{\partial z} \right) & \end{aligned} \quad (10)$$

이다.

**Table 1. Basic features of atmospheric dynamic model.**

Coordinate	Arakawa-C grid and terrain following coordinate
Basic equation	Hydrostatic equation and non-hydrostatic equation
Planetary boundary layer	Turbulent closure model level 2 (Mellor and Yamada, 1974)
Constant flux layer	Monin-Obkhov similarity theory
Canopy and surface temperature	Heat and moisture budget canopy model (Lee, 1998)
Soil layer	Multi-layer heat diffusion equation
Short wave radiation	Kimura and Arakawa (1983)
Longwave radiation	Empirical form (Kondo <i>et al.</i> , 1991)
Top boundary condition	Wave radiation condition (Klemp and Durran, 1983)
Lateral boundary condition	Wave radiation condition (Oranski, 1976)

이상의 식에서  $u, v$ 는 각각 동서, 남북성분의 풍속,  $\theta$ 는 온위,  $\Theta$ 는 평균온위,  $\pi$ 는 exner function,  $\Pi$ 는 평균 exner function이다.  $K_H, K_M$ 는 수평, 수직의 확산 계수를 의미한다. 그리고 함수  $r$ 은 라그랑지안 압력변화를 의미하고,  $ADV_x, ADV_y, ADV_z$ 는 각각  $x, y, z$  방향의 성분압력변화를 의미한다. 대기역학 모형의 기본적인 특징은 표 1에 있다.

모형의 격자는 Arakawa-c 격자이며, 이류방정식은 플럭스형을 제외하고, 수평방향의 차분은 4차의 정도중앙차분을 사용하였다. 본 논문에서는 응결을 고려하지 않은 건조대기를 대상으로 하고 있어서 강수과정은 포함하지 않는다.

난류확산의 계산은 Mellor and Yamada (1974)의 level 2.5 종결모형을, 상부경계는 모형내부에서 발생하는 중력파의 반사를 방지하기 위하여, Klemp and Durran (1983)의 파동 경계조건을 사용하였다. 측면 경계조건도 같은 이유로 Oranski (1976)의 복사경계조건을 사용하였다. 장파와 단파복사는 Kimura and Arakawa (1983)와 Kondo *et al.* (1991)의 계산치를 이용하였다. 이것은 맑은 하늘을 대상으로 관측한 자료를 토대로 경험치와 결합한 것이다. 이 모형은 동북지방의 지형성 바람의 메카니즘 규명 (Kimura and Kuwagata, 1995), 위성자료 결합 실험 (Lee, 1998), 동경지방의 토지이용변화에 따른 민감도 평가 (Kusaka *et al.*, 2000) 등에 의하여 모형의 안정성은 검증되었다.

## 2. 1. 2 지표면 열수지모형

지표면의 현열, 잠열플럭스는 식생모형의 열, 수증기의 수지방정식에 의하여 계산된다. 식생모형은 단층의 식생캐노피와 5층의 토양으로 구성되어 있고, 토양온도, 수분량, 캐노피 온도가 예보변수로서 계산되어진다.

식생모형은 식생이 지표면을 덮고 있는 피복지수 (shielding factor)를 매개변수화한 Deardorff (1978) 모형을 기초로 하여 제작되었다. 이 모형에서는 먼저 식생의 정상에서 열수지식을 적용하여, 나무잎의 대표온도를 결정하고, 다음으로 식생면의 열수지 방정식으로 부터 지표면온도와 비습을 결정하는 구조로 되어 있다. 이 모형의 상세한 과정은 Lee and Lee (1994), Lee (1998)에 서술되어져 있고, 여기에서는 간단한 열수지 방정식에 대해서 설명한다.

식생층의 정상에서 대기로 향하는 현열 플럭스는 식생층의 현열 플럭스와 지표면의 현열플럭스의 합으로 계산되어진다.

$$\begin{aligned}
 H_s &= H_f + H_g \\
 &= 1.1 LAI \rho_a C_p C_f U_{af} (T_f - T_{af}) \\
 &\quad + \rho_a C_p C_f U_{af} (T_g - T_{af})
 \end{aligned} \quad (11)$$

여기에서  $H_s, H_f, H_g$ 는 대기, 식생, 지표면의 현열 플럭스,  $\rho_a, C_p$ 는 공기의 밀도, 대기의 정압비열이다.  $U_{af}, T_{af}$ 는 각각 식생층 내부의 풍속과 기온,  $T_g$ 는 식생의 온도와 지표면의 온도를 의미한다.

$C_f$ 는 벌크수송계수이며, 이것은  $U_{af}$ 의 함수이다. 위식에서 계수 1.1은 식물체의 가지부분에서도 현열의 교환이 발생되기 때문에 가지부분에서의 현열을 고려한 경험적인 계수이다. 단위면적에 대한 나뭇잎의 총면적은

$$LAI = \sigma_f \cdot F_{num} \quad (12)$$

이다. 여기서  $F_{num}$ 은 단위면적에 대한 나뭇잎의 수이고, 식물의 종류와 생장에 따라 달라진다. 식생층 정상에서 대기로의 잠열플럭스는 식 (11)과 동일한 방법으로 식생층에서의 잠열플럭스와 지표면의 잠열플럭스의 합으로 계산되어진다.

$$\begin{aligned}
 L \cdot E_h &= L \cdot E_f + L \cdot E_g \\
 &= L \cdot LAI \rho_a C_f U_{af} RST(q_{sat}(T_f) - q_{af}) \\
 &\quad + L \cdot \rho_a C_f U_{af} \beta(q_g - q_{af})
 \end{aligned} \quad (13)$$

여기서  $L \cdot E_s, L \cdot E_f, L \cdot E_g$ 는 대기, 식생, 지표면의 잠열플럭스를 나타낸다.  $\beta$ 는 지표면으로부터 대기로의 증발 효율을 의미한다. 그리고 RST는 최대 가능증발산량에 대한 실제증발산량의 비율이다. 이것은 다음식으로 계산되어진다.

$$RST = 1 - \delta \left( \frac{r_s}{r_s + r_a} \right) [1 - (d - d_{max})] \quad (14)$$

여기에  $\delta$ 는 스텝함수이고, 응결시에는 1, 그 이외에는 0이다.  $r_a, r_s$ 는 각각 공기저항과 식물기공에 의한 저항이다. 특히 기공저항은 잠열플럭스의 변화에 매우 민감하게 반응한다 (Lee, 1998). 이상에서 식생층 정상에서의 열수지 방정식은 다음과 같다.

$$\begin{aligned} R_{net,h} &= H_f + L \cdot E_f \\ S_h \downarrow + R_h \downarrow - S_h \uparrow - R_h \uparrow \\ &\quad - (S_g \downarrow + R_g \downarrow - S_g \uparrow - R_g \uparrow) \\ &= H_h - H_g + L(E_f - E_g) \end{aligned} \quad (15)$$

여기에  $S$ 는 단파 복사 플럭스,  $R$ 은 장파복사플럭스이다. 화살표는 각 플럭스의 방향을 의미한다. 첨자  $g, h$ 는 각각 지표면과 식생층의 정상면에서의 각종 플럭스를 의미한다.

식생면의 온도는 이하와 같은 확산 방정식에 의해서 계산된다.

$$\frac{\partial CT_g}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( \kappa \frac{\partial T_g}{\partial z} \right) + F_T \quad (16)$$

여기에  $C, \kappa$ 는 비열과 열전달 계수를 의미한다.  $F_T$ 은 지표면 열플럭스와 토양수분에 의한 상변화에 관련된 잠열의 수렴 및 발산항이다.

지표면에서 대기로의 잠열 및 현열 플럭스의 전달은 아래와 같은 방법을 이용하였다.

$$\begin{aligned} H_{total} &= \sum_n (H_{f,n} + H_{g,n}) \cdot RLU \\ E_{total} &= \sum_n (E_{f,n} + E_{g,n}) \cdot RLU \end{aligned} \quad (17)$$

여기에서  $RLU$ 은 하나의 격자내의 토지이용비를 의미한다.

즉 하나의 격자내에 존재하는 토지의 종류별 잠열 및 현열플럭스를 계산하여, 이것을 면적적분한 후 평균치를 격자의 대표온도로 설정하고, 이값을 지표면으로부터 대기로의 현열 및 잠열 플럭스로

가정하였다.

## 2.2 물질 이동 모형

본 논문에 사용된 물질이동 모형은 라그랑지안 입자 모형의 일종인 임의 확산모형 (Random walk model)이다. 다수의 입자 방출을 가정하는 임의 확산 모형은 일반적으로 오일러 방식보다 수평 분해능이 높다. 그러나 입자의 수가 적어지면, 통계적인 오차가 발생하는 단점이 있다. 본 논문에서는 고정도의 농도계산 보다는 3차원적인 입자의 운동형태를 보는데 중점을 두고 있기 때문에, 임의 확산 모형이 가지고 있는 통계적인 오차 발생의 문제점을 무시할 수 있다.

농도의 이류 확산 방정식은 다음과 같다.

$$\begin{aligned} \frac{\partial C}{\partial t} &= -u \frac{\partial C}{\partial x} - v \frac{\partial C}{\partial y} - w \frac{\partial C}{\partial z^*} + \frac{\partial}{\partial x} \left( K_{x,m} \frac{\partial C}{\partial x} \right) \\ &\quad + \frac{\partial}{\partial y} \left( K_{y,m} \frac{\partial C}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z^*} \left( K_{z,m} \frac{\partial C}{\partial z^*} \right) \end{aligned} \quad (18)$$

여기서  $C$ 는 모형의 농도,  $u$ 와  $v$  대기 역학 모형에 의하여 계산된 수평 풍속,  $w$ 는 연직 풍속,  $K_{x,m}, K_{y,m}$ 는 각각 동서방향, 남북방향의 수평확산계수,  $K_{z,m}$ 는 연직 확산 계수를 의미한다.

각 입자에 관한 이류항은

$$\begin{aligned} X_{i+1} &= X_i + u\Delta t + D_x \\ Y_{i+1} &= Y_i + v\Delta t + D_y \\ Z_{i+1} &= Z^*_i + w\Delta t + D_{z^*} \end{aligned} \quad (19)$$

여기에 식 (19)의 오른쪽 두번째항은 각 평균류에 따른 이류,  $D_x, D_y, D_{z^*}$ 는 각각  $x, y, z$  방향의 입자 난류확산을 의미한다.

입자의 확산은

$$\begin{aligned} D_x &= \sqrt{2\Delta t K_{x,m}} \cdot R_n, \quad D_y = \sqrt{2\Delta t K_{y,m}} \cdot R_n, \\ D_{z^*} &= \sqrt{2\Delta t K_{z,m}} \cdot R_n \end{aligned} \quad (20)$$

이다.

여기에  $R_n$ 은 표준편차 1의 난수이고,  $K_{x,m}, K_{y,m}, K_{z,m}$ 는  $x, y, z$  방향의 입자 확산 계수이다. 본 실험에서  $K_{x,m}, K_{y,m}$ 에 대한 수평확산은 일정하다고 가정을 하였다. 일반적으로 수치적인 발산을 방지하기 위하여 확산계수는 모델의 격자크기에 의존한다. 그리고 본 논문에서는 수평확산계수는 이하의 Gifford

의 식을 이용하였다.

$$K_h = (1/2) (d\sigma^2/dt) \quad (21)$$

여기서  $\sigma$ 는 Gifford의 장거리 확산식에 대한 수평 확산폭을 의미하고, 이것이 모델격자의 크기에 의존한다.

확산계수가 일정하고, 입자의 수가 많으면, 충분한 시간이 경과한 뒤에 입자의 분포는 해석해와 일치한다고 볼 수 있다. 그러나 식 (20)에서  $K_{z,m}$ 에 연직 기울기가 없을 경우, 이론적인 농도의 연직기울기가 없음에도 불구하고, 실제 입자의 확산은 일어난다. 이것은 모형의 적분 간격을 짧게 하여도 발생한다. 이것을 보정하기 위하여 Diehl *et al.* (1982)의 고도에 따른 선형적인  $K_{z,m}$ 의 보정항을 이용하였다. 그리고 본 논문에서는 연직확산항의 시간적분에 Matsuno차분을 이용하여 연직확산의 비선형성을 보정하였다.

$t + \Delta t$ 일때, 입자의 위치는 아래의 식과 같다.

먼저 추정값 ( $Z_{gu}$ )

$$Z_{gu} = Z(t) \pm \sqrt{2\Delta t K_{z,m}(Z)} \quad (22)$$

를 정한다. 여기서  $Z(t)$ 는 임의의 시간에서 입자의 고도를 의미한다.

여기서, 시간변화에 따른 입자의 고도는 아래식과 같다.

$$Z(t + \Delta t) = Z(t) \pm \sqrt{2\Delta t K_{z,m}(Z_{gu})} \quad (23)$$

이 방법에서  $\Delta t$ 를 충분히 작게 하면, 고도에 따른  $K_{z,m}$ 의 비선형성에 의한 오차를 줄일 수 있다. 대기 경계층에서의 확산항을 위의 방식을 이용하여 계산할 수 있다. 그러나 에크만층에서 난류에 의한 연직 확산이 거의 없다는 가정에 의해서 경계층 이상의 고도에서는 이류항과 수평확산에 의해 입자의 이동이 결정되어진다. 이류항은 Runge-Kutta 법의 2차 정도로 계산하였다.

본 논문에서는 오염입자의 대기중 이동 현상을 보고자 하는 것이 목적임으로 침적과정은 무시하였다. 그리고 입자가 지표면에 도달하면, 입자는 입사 속도와 같은 속도로 반사된다고 가정하였다.

### 3. 이상지형에서의 수치실험

#### 3.1 계산 조건

그림 1은 본 논문에서 사용된 이상 지형을 나타낸 것이며, 태백산맥과 소백산맥으로 둘러 싸인 한반도 남동해안을 상정한 지형이다. 이상지형의 높이는 1km로 상정하였다. 큰 산들이 중심을 둘러 싸고, 바다가 남쪽으로 열려 있다. 그리고 실제지형보다 중심으로 연결되는 입구가 상대적으로 좁은데, 이것은 해풍의 효과를 강조하기 위한 것이다.

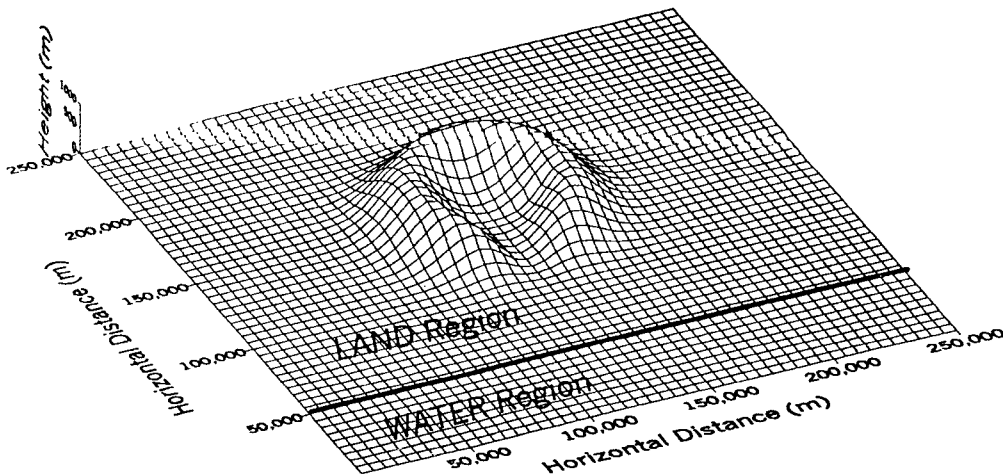


Fig. 1. Three dimensional illustration map of topography used in this study. Grid interval is 5 km. Thick solid line indicates coastal line.

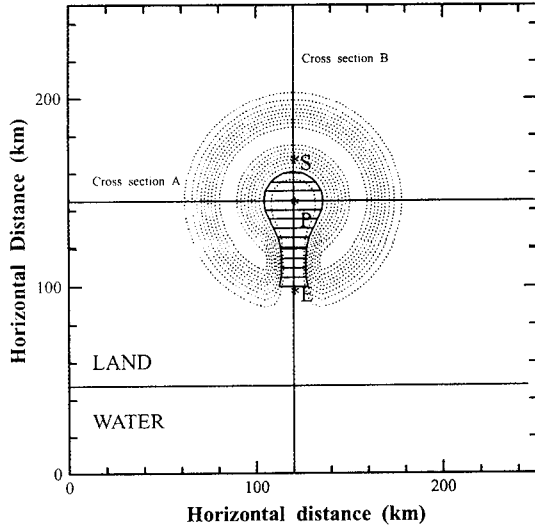


Fig. 2. Contour map used in this study. Dashed lines are contour of elevation with 100 m. Solid lines crossed with the topography indicated the vertical analysis section lines. Point E, P, S and line A, B are analysis points and lines, respectively.

Table 2. Surface parameters used in each simulation.

Run name	Cont		
	All area	Urban area	Rural area
Moisture availability ( $\beta$ )	0.6	0.1	0.6
Roughness parameter ( $z_0$ ) [m]	0.01	5.0	0.01
Heat conductivity [ $Wm^{-1}K^{-1}$ ]	1.0	1.7	1.0
Heat capacity [ $Jm^{-3}K^{-1} \times 10^6$ ]	1.3	2.1	1.3
Albedo	0.15	0.18	0.15

수치실험에서 사용된 계산 조건은 표 2에 나타내었다. 모형의 격자수는 수평 방향으로  $50 \times 50$ , 연직 방향으로 30층이다. 수평격자 간격은 5 km이며, 연직방향은 지표면이 가까울수록 조밀하고, 상층으로 갈수록 간격이 넓어지는 부등 격자를 사용하였다. 계산 개시 시각은 오전 3시이고, 48시간 적분을 하였다. 그리고 24시간 이후의 자료를 해석에 이용하였다.

본 논문에서는 육지의 지표면을 동일한 상태를 가정한 경우(이하 CONT)와 2종류의 다른 지표를

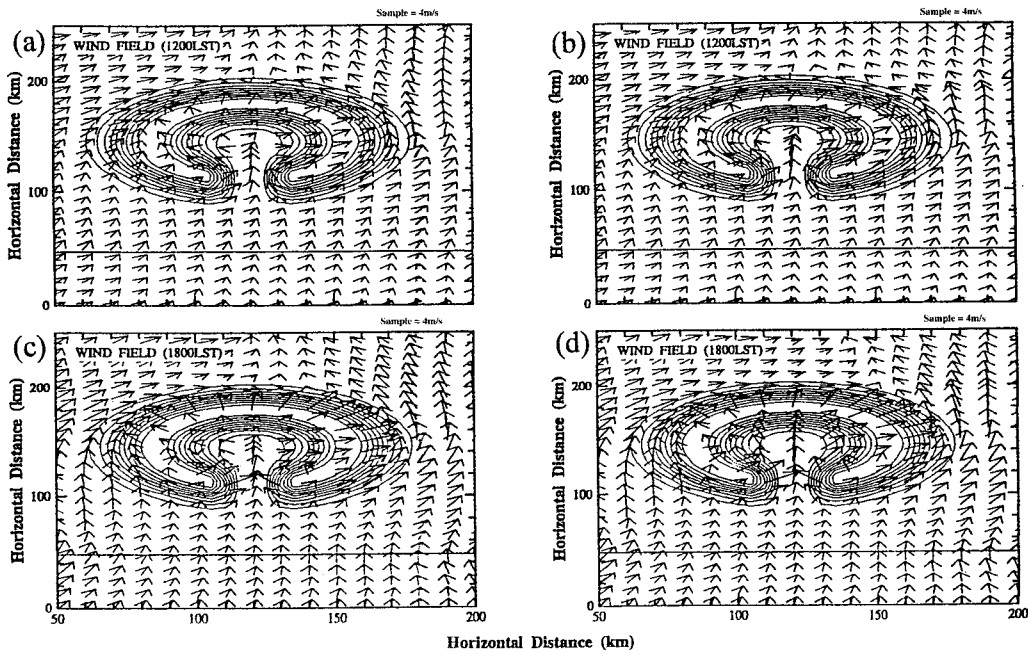


Fig. 3. Wind velocity vectors which calculated by RUN-CONT and RUN-URBAN at 10 m above the ground surface: (a) RUN-CONT at 1200 LST, (b) RUN-URBAN at 1200 LST, (c) RUN-CONT at 1800 LST, (d) RUN-URBAN at 1800 LST. Dash lines are contours elevation with 100 m.

가정한 경우(이하 URBAN) 등 2종류의 수치실험을 실시하였다. 실험 URBAN의 경우는 산으로 둘러싸인 분지에 도시가 존재한다는 가정을 두어, 도시(urban area)와 교외지역(rural area)으로 나누고, 각각 다른 지표면 상태를 가정하였다. 그림 2는 본 논문에서 사용된 지형의 평면도이고, 정중앙의 부분은 도시지역으로 가정한 부분이다. 그리고 분지로의 입구(E), 분지의 중앙(P), 산사면(S)는 결과 해석을 위한 지점을 표시한 것이다. 각 실험에 사용된 매개변수는 표 2에 나타내었다.

표 2의 매개변수는 Kondo and Watanabe (1992)의 관측에서 산정된 것이다. 도시지역에서의 인간활동과 빌딩에서 발생하는 인공열은 도시의 열환경을 결정하는 중요한 역할을 한다. 그러나 본 논문에서는 도시 인공열의 역할을 정량적인 측면이 아닌 정성적인 측면에서 해석을 실시하고자 한다. 따라서 정량적인 도시열의 크기를 고려하지 않고, 교외지역과의 상대적인 열적 차이만을 고려하여 수치실험을 실시하였다. 인공열은 도시현상을 설명하는 중요한 인자중에 하나이다. 인공열은 특히 육풍이 발생하는 야간에는 더욱 민감하게 작용을 한다. 그리고 야간의 인공열은 양적으로는 주간보다 작으나, 중규모 기상장에 미치는 영향은 주간보다 더욱 크다고 생각 되어진다. 따라서 본 논문에서는 야간 인공열 산정의 어려움으로 인하여 1일 중 주간에 대한 해석만 실시하였다. 그리고 지표면 열적환경의 변화에 따른 국지 순환을 명확히 하기 위하여 고기압의 종관적인 기상상태를 가정 하였다.

### 3.2 대기 역학적인 영향

지표면 상태 변화에 따른 유동장의 변화를 나타내기 위하여, 그림 3에서는 실험 CONT와 실험 URBAN의 12시와 18시의 고도 10m의 평균 바람장을 나타내었다. 12시의 바람장을 보면, 두 실험에서 큰 차이를 발견할 수가 없다. 바다에서 육지로 향하는 해풍이 발생하여 분지쪽을 향하고 있다. 그리고 분지 내부에서는 평지에서 산으로 향하는 곡풍이 발생하고 있음을 알 수 있다.

18시의 경우도 전체적인 바람장의 형태는 크게 변화하지 않는다. 그러나 분지 내부의 바람이 URBAN에서 매우 강하게 불고 있음을 볼 수 있다. 실험 URBAN과 CONT에서의 최대풍속은 각각 8.5 m/s,

5.9 m/s이다. 이것은 실험 URBAN의 경우, 분지지역 내부의 강한 현열에 의하여 사면 상승류가 강하여지고, 이것에 대한 보상류로써 남쪽의 바다로부터 강한 해풍이 분지내로 유입되었음을 의미한다.

그림 4a는 분지내부의 세지점, 즉 분지로의 입구(Entrance), 분지의 중앙(Plane), 산사면(Slope)에서의 기류의 시간 변화를 보였다. 그림의 E, P, S은 이들 3지점을 의미한다(그림 2). 풍속은 중앙 평지와 분지내 유입구에서 시간이 지남에 따라 점점 증가하는데, 15시가 되면 최대치를 나타낸다. 그리고 15시가 넘으면 풍속은 약해진다. 이들의 변화는 해풍의 분지내 유입과 발달 주기와 일치한다.

두 실험에서 각 위치의 15시 풍속의 차이를 비교하면, 분지내의 풍속의 차가 다른 두지점의 풍속의

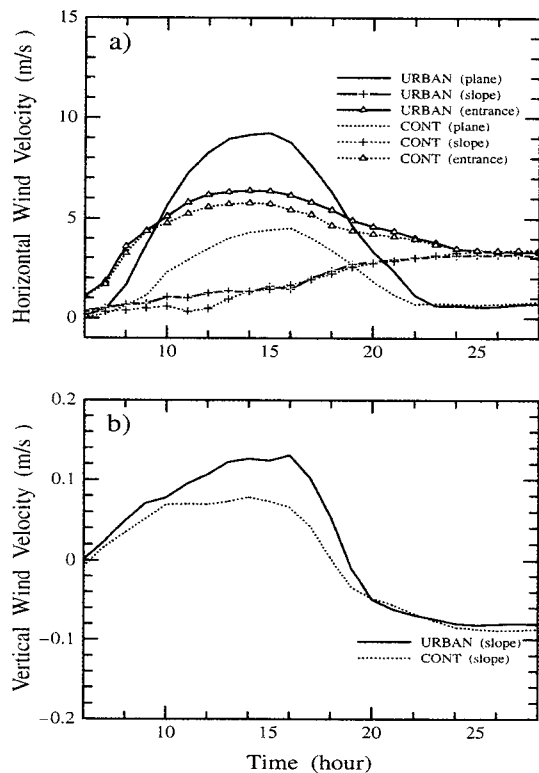


Fig. 4. (a) Time series of surface horizontal wind speed at entrance (E), plane (P) and slope (S) of mountain shown in Fig. 5. (b) Time series of surface vertical wind speed at slope of mountain. Solid and dashed lines indicate RUN URBAN and RUN CONT, respectively.



차에 비하여 매우 크다는 것을 볼 수 있다. 분지내의 도시열에 의한 영향이 크다는 것을 의미한다.

그림 4b는 경사면에서 연직 풍속의 시간 변화를 나타낸 것이다. 16시 부근에서 실험 URBAN과 CONT의 풍속을 비교하면, 최대 2배의 차이가 발생하며, 이 시간이 지나면 산사면에서 상승풍은 약해진다. 이 연직풍은 확산에 큰 영향을 미치는 것으로 생각할 수 있다.

연직류의 공간적인 구조를 보기 위하여, 그림 4는 중규모 순환장의 연직단면도를 나타낸 것이다. 그림 4의 단면 위치는 그림 2의 B이다. 여기서 실선과 점선은 각각 상승류와 하강류를 의미한다. 12시에는 열려진 남쪽 입구부근의 풍속차이를 제외하고는 전체적으로 큰 차이를 찾아 볼 수 없다. 입구부근에서는 해풍의 침입이 있고, 차가운 해풍의 밀도 때문에 입구부근에서는 하강하는 경향이 있다. 하강강도는 실험 URBAN의 경우가 실험 RURAL 보다 강하다. 실험 URBAN의 경우, 원점에서 140 km와 150 km

지점의 고도 500 m에서 상승류와 하강류가 연속해서 나타나고 있다. 이는 이시간대에 평지가 아직 해풍의 영향을 받지 않고, 분지내에는 도시열에 의한 2차적순환, 즉 경계풍(land-land breeze)이 존재하는 것을 의미한다. 이러한 경계풍은 실험 CONT에서는 발견할 수 없다.

18시의 경우, 두 실험의 풍속의 차이는 커지며, 특히 분지의 입구(원점에서 125 km 지점)와 산사면(원점에서 160 km 부근)에서는 큰 차이를 볼 수 있다. 이것은 분지내의 강한 현열플럭스에 의해 생성된 강한 사면 상승류와 이에 의해 평지면에서 발생하는 열적 저기압에 의해서 입구로 부터 강한 보상류가 유입되었음을 의미한다. 그리고 12시에 발생한 분지내 경계풍은 시간이 지남에 따라 강한 보상류에 의하여 상쇄되어 나타나지 않는다. 그리고 분지 외측(원점에서 180 km)에서는 두 실험의 바람장은 큰 차이를 발견할 수 없다.

그림 6은 도시화가 영향을 미치는 고도를 보기

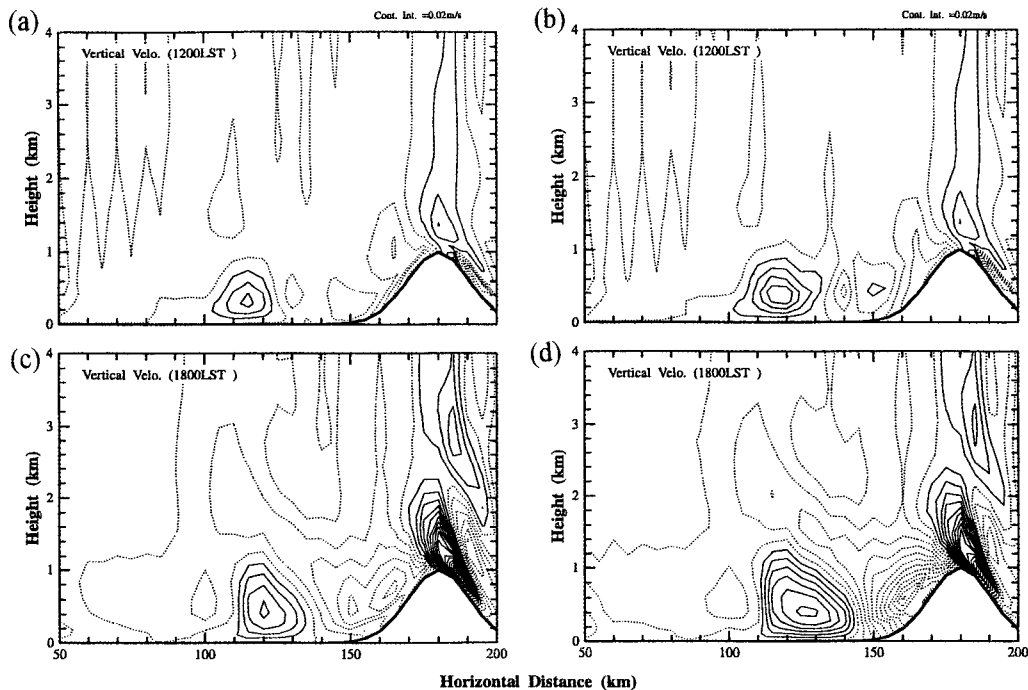
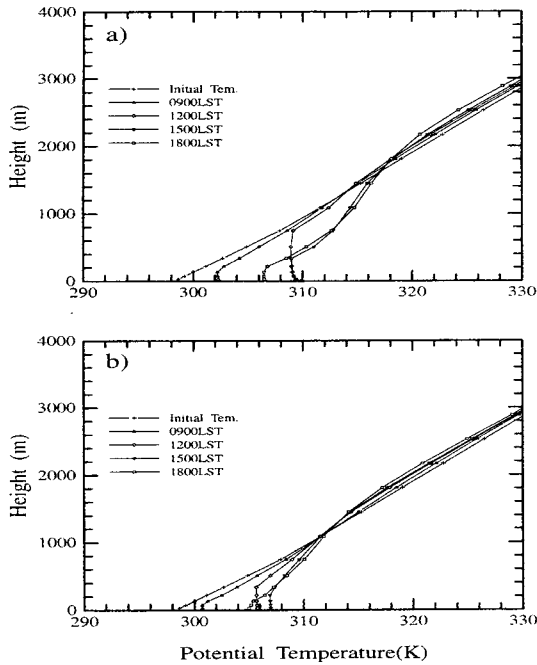


Fig. 5. Contours of vertical velocity with cross section line B shown in Fig. 5 : (a) RUN-CONT at 1200 LST, (b) RUN-URBAN at 1200 LST, (c) RUN-CONT at 1800 LST, (d) RUN-URBAN at 1800 LST. Thick solid line means the topography. Maximum value of vertical wind speed is 0.83 m/s and contour interval is 0.02 m/s.



**Fig. 6. Vertical profiles of potential temperature for (a) RUN URBAN and (b) RUN CONT. The line with triangles, diamonds, revers triangles, and squares represent 0900 LST, 1200 LST, 1500 LST, and 1800 LST, respectively. Line with cross indicate the potential temperature profiles of initial condition.**

**Table 3. Numerical parameters and initial conditions.**

Horizontal grid	50 (x) × 50 (y)
Grid length	5,000 m (x) × 5,000 m (y)
Vertical grid	30 levels
	Grid level z = 10, 34, 68, 116, 184, 281, 417, 611, 844, 1084, 1324, 1564, 1804, 2044, 2284, 2524, 2764, 3004, 3244, 3484, 3724, 3986, 4299, 4670, 5112, 5638, 6262, 7005, 7829, 8609
Time step	20 sec
Julian day for solar radiation	227 (15. August)
Start time of simulation	0300LST
Simulation times	48 hours
Initial surface potential temperature	25°C at the sea level
Initial vertical gradient of potential temperature	0.004°C m <sup>-1</sup>
Initial surface relative humidity	80%
Initial gradient relative humidity	-0.009% m <sup>-1</sup>
Initial wind speed	westerly 0.5 m/s

위하여 분지 중앙의 09, 12, 15, 18시의 온위의 연직 분포를 살펴보았다. 여기에서 Initial Temp.는 초기의 온도분포를 의미한다. 09시의 경우 실험 URBAN (그림 6a)와 RURAL (그림 6b)의 온위분포는 큰 차이는 없다. 단지 실험 URBAN의 지표면 부근의 온위가 0.81 K가 높다. 그러나 12시가 되면, URBAN에서는 고도 844 m까지 혼합층이 성장하지만, CONT에서는 급격한 혼합층의 성장은 볼 수 없다. 15시의 실험 URBAN에서는 고도 500 m에서 1,000 m사이에서의 급격한 온도의 상승은 지형적인 사면경사류에 의한 바람의 영향으로 생각되어진다. 즉 12시까지는 산의 영향을 받지 않고, 혼합층이 성장하지만, 15시가 되면 산사면의 영향을 받아 분지내의 상대적으로 높은 고도에서 기온이 상승한다. 그리고 사면상승류에 의하여 분지내 상층공기의 급격한 온도 상승을 일으켰다고 볼 수 있다. 그리고 18시가 되면, 두 실험 모두 지표면 부근에서 부터 혼합층은 소멸하기 시작한다.

이와 같이 이상적인 복잡지형에서는 도시열은 해풍 유입시간의 변화, 산사면의 상승기류 강화, 도시지역과 근교지역의 현열 플럭스 차이에 의한 경계풍의 발생에 영향을 미치고 있다고 생각할 수 있다.

### 3.3 입자확산에 미치는 영향

입자의 확산은 근본적으로 바람장과 밀접한 관계를 갖고 있기 때문에 앞절에서 살펴본 바와 같이 기상장의 변화에 상응하는 입자확산의 변화를 예상할 수 있다. 이들의 정확한 이동변화를 보기 위하여, 열려진 남쪽 입구에서 오염입자를 방출하여, 이들 입자의 확산추이를 살펴보았다.

오염입자의 방출원은 남쪽경계에서 80 km 떨어진 곳에 설정하였다. 입자의 방출 시작은 10시, 방출고도는 10 m로 하였다. 그리고 1시간당 15,000개의 입자를 방출하였다. 본 논문에 사용된 입자는 질량과 크기를 가지고 있지 않는 이상기체입자를 가정하였다.

그림 7은 실험 URBAN과 CONT의 12시 부터 18시 까지의 3시간 간격의 입자분포를 나타내었다. 12시에 두 실험의 입자는 분지 입구에 도달하였음을 볼 수 있다. 이 경우 해풍이 입구에 도달하는 시점으로 대기 난류의 확산이 중요하게 작용한다. 그리고 분지내의 열적 영향은 아직 받고 있지 않는 것

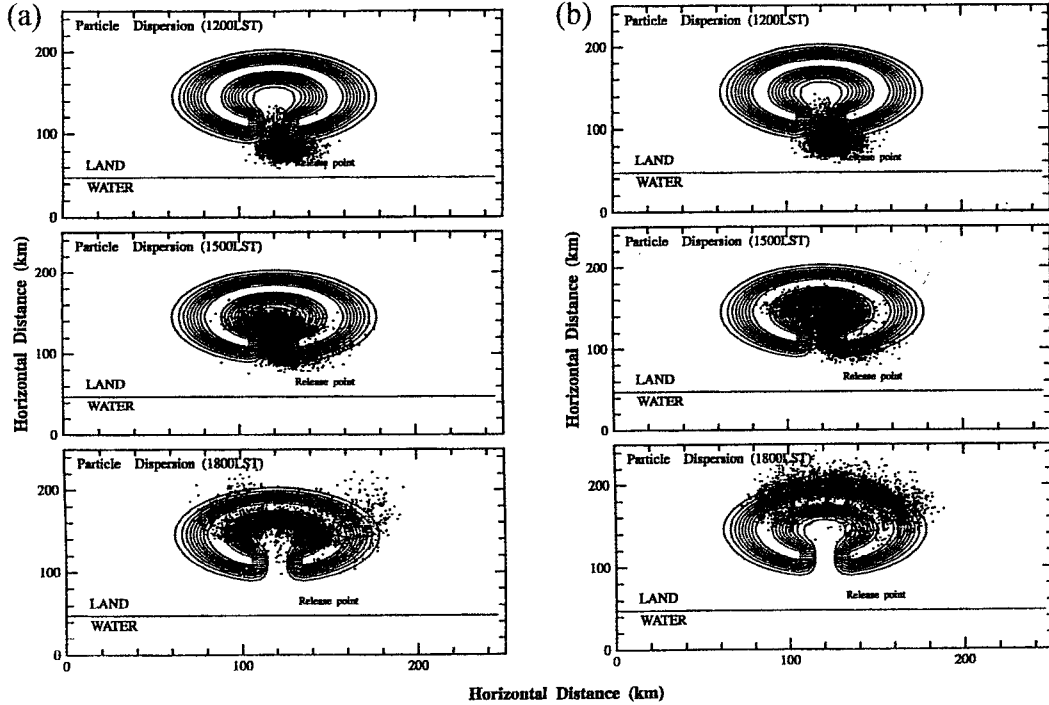


Fig. 7. Time series of tracer particles distribution from 1200 LST to 1800 LST, produced by random walk model using wind and turbulence results of atmospheric numerical model: (a) RUN-CONT and (b) RUN-URBAN. Dashed lines are elevation of mountains with 100 m.

으로 보인다.

15시에는 입자의 절반정도가 분지내에 분포하고 있음을 볼 수 있다. 분지내의 입자분포를 보면, URBAN은 입자들이 분지 전체에 분포하고 있는 반면, CONT에서는 입자가 분지 입구를 중심으로 한 일부에 집중되어있다. 이것은 도시열에 의한 강한 수평풍(그림 3a)을 타고 분지내에 넓게 분포한다. 분지내에 들어오지 못한 입자는 우측 전향력에 의한 것으로 보인다.

18시가 되면, 실험 URBAN의 입자들은 그림 5에 나타난 강한 사면 상승류를 타고, 분지를 둘러 싸고 있는 산 정상에 위치하게 된다.

그림 8은 그림 2에서 보여준 A 단면에서의 입자 분포를 나타낸 것이다. 12시에는 혼합층이 아직 발달 중에 있으므로 150 m 이하에 입자가 존재한다. 두 경우 큰 차이를 발견 할 수 없다. 그러나 15시가 되면, 두 경우 혼합층이 완전히 발달하여 실험 URBAN,

CONT에서 입자의 최고 높이가 각각 1,200 m 와 600 m까지 상승한다. 그리고 실험 URBAN에서는 입자가 강한 사면 상승류에 의하여 매우 빠르게 상승한다. 18시가 되면, 실험 URBAN의 입자들은 평균고도 1.1 km를 유지하고, 대부분은 산을 넘거나 분지의 상층에 위치하게 된다.

여기서 입자의 확산은 전장에서 논의한 지형성 바람과 해륙풍 그리고 경계풍(land-land breeze)의 복합적인 요인에 의하여 분포형태가 결정되어짐을 볼 수 있다.

#### 4. 실제 지형에 대한 수치실험

##### 4.1 계산 조건

실제 지형에서 도시화에 의한 대기확산의 변화를 해석하기 위하여, 한반도 동남해안을 대상으로 수치

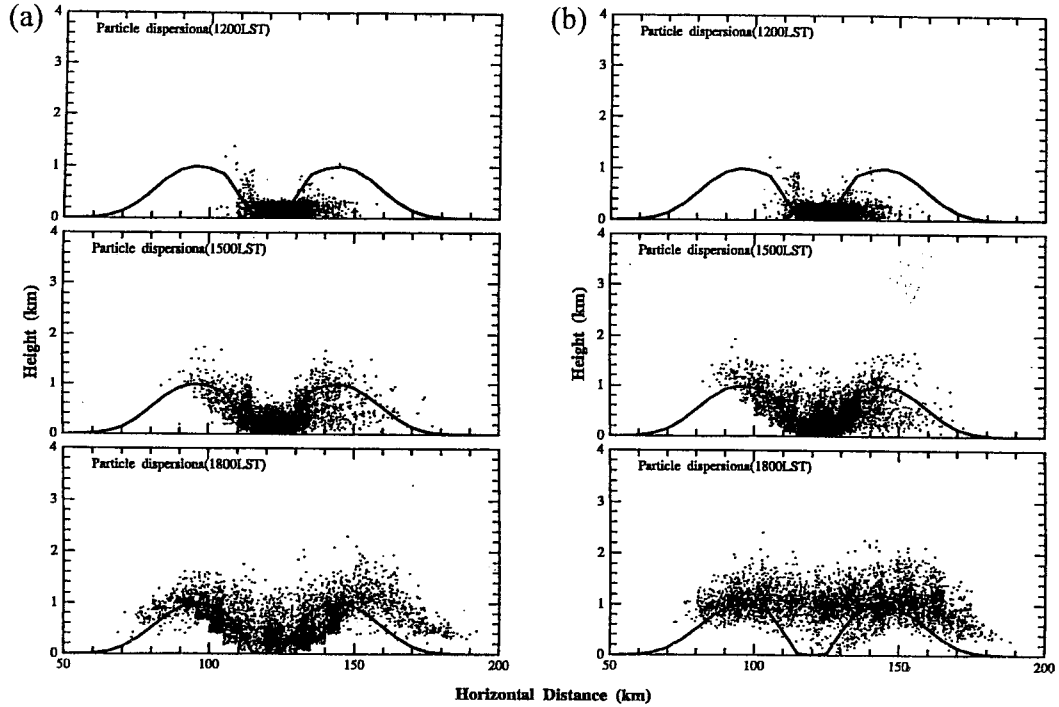


Fig. 8. Time series of vertical distribution of tracer particles from 1200 LST to 1800 LST: (a) RUN-CONT and (b) RUN-URBAN.

Table 4. Numerical parameters and simulation design used in real topography.

Horizontal grid	50 (x) × 50 (y)		
Grid length	4,300 m (x) × 4,300 m (y)		
Initial wind speed	south-easterly 0.5 m/s		
Another items	Same as Table 3		
RUN name	R-CONT	R-URBAN	
	All area	Urban area (Width 30 km from south-east coastline)	Rural area (except for urban area)
Moisture availability ( $\beta$ )	The same values as URBAN in Table 2		
Roughness parameter ( $z_0$ ) [m]	The same values as CONT in Table 2		
Heat conductivity [ $Wm^{-1}K^{-1}$ ]	The same values as URBAN in Table 2		
Heat capacity [ $Jm^{-3}K^{-1} \times 10^6$ ]	The same values as URBAN in Table 2		
Albedo	The same values as URBAN in Table 2		

실험을 실시하였다.

그림 9는 본 논문의 대상지역인 한반도 남동해안 지형을 표시한 것이다. 전체적인 지형을 보면, 서쪽으로는 지리산을 중심으로 소백산맥이 있고, 동쪽으로는 태백산맥의 끝부분으로 “영남알프스”라 불리는 산들이 있다. 중앙은 작은 산들이 존재하지만

상대적으로 평지를 이루고 있다. 이 평지의 내부에는 울산 광역시, 부산광역시, 마산, 창원 등 공업지역이 해안선을 따라 벨트를 이루고 있다. 그리고 이들 벨트의 도시는 가속적인 도시화가 실행되고 있다. 본 실험에서는 해안선을 중심으로 30km의 폭을 가진 도시화지역을 가정하고, 이들에 의해서 오염입자

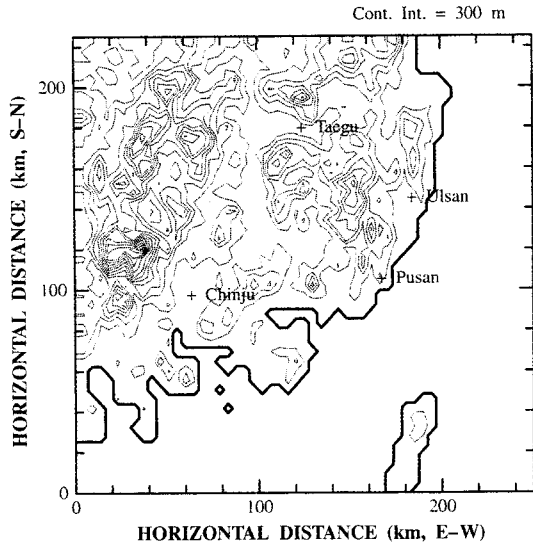


Fig. 9. The real topography in the south-western part of Korea Peninsular. The contours lines are every 300 m.

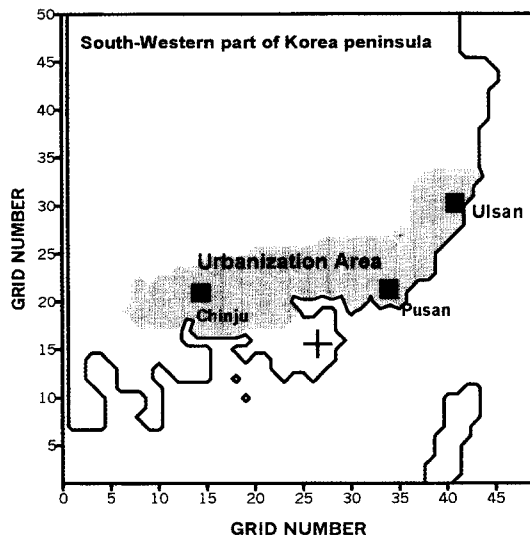


Fig. 10. Artificial urbanization area assumed in this study. Cross denote the release point in dispersion experiments. (run RURBAN and run RCONT)

의 확산의 추이를 살펴 보았다.

계산 조건은 앞절의 계산에 사용된 동일한 조건에서 실시하였으며, 다른 점은 표 4에 나타내었다.

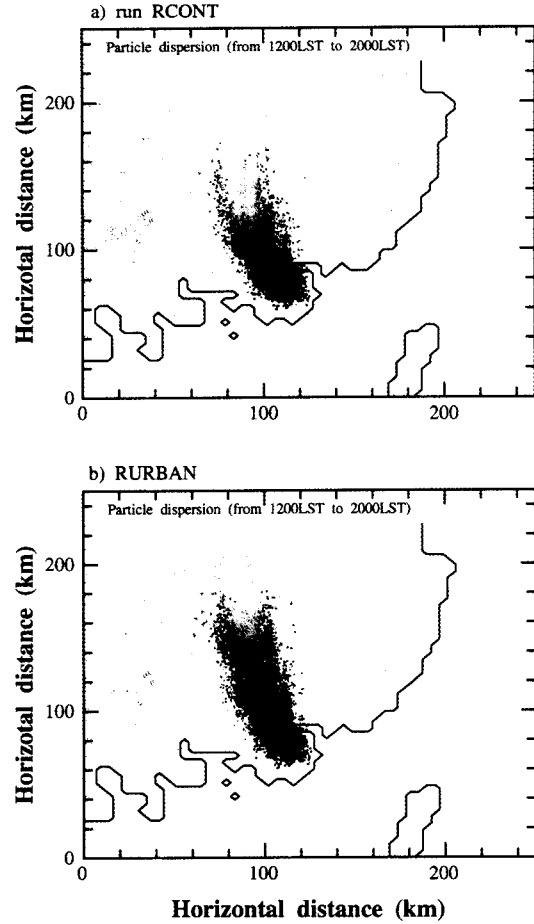


Fig. 11. Horizontal distribution tracer particles with every two hours from 1200 LST to 2000 LST in (a) RUN-RCONT and (b) RUN-RURBAN. The colors of particles denote the distribution time of particles. Black, red, blue, green and yellow mean the particle distributions at 1200, 1400, 1600, 1800 and 2000 LST, respectively.

계산 격자는 수평으로 50×50이며, 격자 간격은 4.3 km이다. 그리고 30층의 부등간격의 연직 격자를 설치하였다.

본 논문에서는 해안지역의 도시화를 가정한 실험(이하 RURBAN)과 지표면을 동일하다고 가정한 실험(이하 RCONT)을 실시하였다. 그림 10은 한반도 남동해안의 도시화 영역을 그린 것이며, 또한 입자의 방출은 거제도지역부근(19.7N 127.5E)으로 하고, 오전 10시부터 2시간 동안 6,000개 오염입자를 방

출하였다.

4.2 해석 결과

그림 11은 실험 RCONT와 RURBAN에서 입자의 수평분포를 시간별로 나타낸 것이다. 입자의 시각은 입자의 색으로 구별하며, 흑색, 적색, 청색, 녹색, 황색은 각각 12시, 14시, 16시, 18시, 20시의 입자분포를 의미한다.

두 실험의 12시의 입자분포는 큰 차이가 없고, 전체적으로 방출점 부근에 집중되어 있다. 14시의 경우, 해풍이 내륙으로 침입하기 시작하며, 입자가 내륙으로 이동하고 있다. RURBAN의 입자분포를 보면, RCONT에 비하여 입자분포의 폭이 좁고, 대신에 이동 거리가 길다. 이것은 방출원의 부근지역이 도시화됨에 따라 이 지역을 둘러 싸고 있는 바다로부터 강한 해풍의 수렴에 의해 입자의 확산 폭이 줄어들고, 대신에 내륙쪽으로 이동 거리가 길어진 것으로 볼 수 있다.

16시의 경우, 두 실험의 입자분포 차이가 확연히

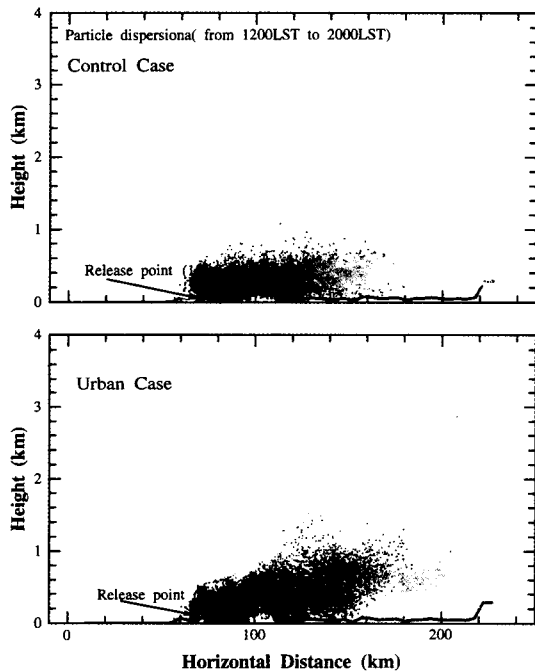


Fig. 12. Same as fig. 11 except for vertical distribution at North-South cross section of release source point.

달라진다. RURBAN의 입자는 RCONT와 비교하여 빠른 속도로 내륙으로 이동한다. 그리고 20시가 되면, RURBAN의 입자들은 대부분 모형의 영역밖으로 벗어나는데 비해, RCONT의 입자분포는 전체적으로 모형내부에 존재하고 낮은 지형을 따라서 이동하는 것을 볼 수 있다.

그림 12는 입자 이동의 시간적 변화를 남북 단면으로 표시한 것이다. 흑색, 적색, 청색, 녹색, 황색은 각각 12시, 14시, 16시, 18시, 20시의 입자분포를 의미한다. 14시의 분포를 보면, 100 km 지점부터 두 실험의 입자분포 차이가 발생한다. RURBAN의 입자들은 도시지역에 들어서 있고, 분포고도도 600 m에서 1,000 m까지 도달하여 있다. 반면 RCONT의 경우, 입자가 대부분의 높이 600 m 이하에서 존재한다.

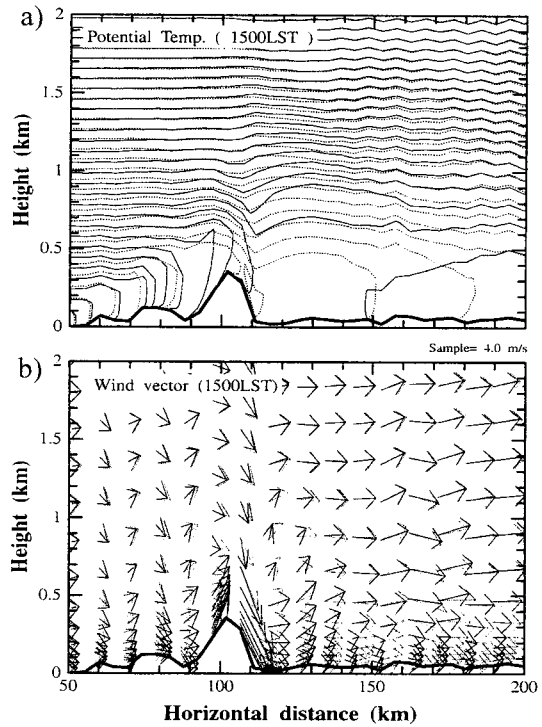


Fig. 13. Contours of potential temperature (a) and wind vectors (b) of RUN-RCONT and RUN-RURBAN at North-South cross section of release source point. Solid contour lines and solid vectors are results calculated by RUN-RURBAN, and dashed Solid contour lines and dashed vectors are computed by RUN-RCONT. Thick solid lines denote the topography.

시간이 지날수록 입자분포의 차이가 커지는 것을 볼 수 있다.

그림 13은 방출원을 지나는 남북 단면에서 15시의 온위(a)와 풍속(b)을 나타낸 것이다. 실선과 점선은 각각 RURBAN과 RCONT의 온위를 의미한다. 이들 선의 간격은 0.5K이다. 원점에서 110km에서 140km까지는 도시화를 가정한 지역이다. 이 지역의 온위 분포를 보면, 두 실험에서의 혼합층 고도 차이가 크게 나는 것을 볼 수 있다. RURBAN은 도시지역에서 900 m 정도까지 혼합층이 성장하는데 비해, 원점에서 150 km지점, 즉 도시지역을 벗어난 지역에서는 혼합층고도가 500 m 정도로 낮다. 여기서 주목하여야 할 점은 도시지역에서 성장한 높은 혼합층은 내륙에서도 쉽게 낮아지지 않는다는 것이다. 이것은 해륙풍의 내부경계층이 형성되고, 내부경계층을 입자가 이동한다는 것을 의미한다. 이것은 그림 11과 그림 12에서 보듯이 RURBAN의 입자가 높은 고도를 유지하면서 내륙으로 이동하는 이유를 볼 수 있다.

그림 13b의 풍속벡터를 보면, 고도 500 m를 중심으로 실험 RURBAN과 RCONT의 바람장이 다른 양상을 나타내는 것을 볼 수 있다. 고도 500 m 이상에서는 RURBAN의 풍속이 강하지만, 500 m 이하에

서는 RCONT의 풍속이 더 강하다. 이것은 도시와 교외의 현열플럭스차이에서 발생하는 경계풍의 영향으로 볼 수 있다. 이것을 자세히 살펴보기 위하여 해안, 도시, 교외 등 세 지점의 풍속을 살펴보았다. 그림 14는 수평 50 km, 130 km, 160 km 지점의 연직 풍속을 나타내었다. 해안지역(a)에서 풍속을 보면, 하층의 경우, RURBAN의 바람이 강하고, 상층은 반대가 된다. 이것은 도시의 영향으로 하층에서 해풍의 유입이 활발하다는 것을 의미한다. 이와 같은 분포는 도시내부(b)에서도 보인다. 그리고 도시내부의 상층 수평풍속이 해안지역에 비하여 극단적으로 작은 것을 볼 수 있다. 이것은 도시내부의 공기의 상승 성분이 강해지기 때문에 상대적으로 수평 성분은 작아진다.

교외(c)의 경우를 보면, 해안과 도시지역과는 다른 양상을 보인다. 즉 고도 500 m 이하의 하층풍속이 실험 RCONT보다 실험 RURBAN에서 작게 나타난다. 이것은 위에서 설명한 도시와 주변지역의 열수지차이에 의해 발생하는 경계풍에 의한 것으로 볼 수 있다. 전체적으로 해풍이 지배적인 환경에서 실험 RURBAN은 도시와 교외의 열적인 특성에 의해 교외에서 도시로 향하는 바람이 발생하여, 이것이 해풍의 침입을 상쇄시킨다고 볼 수 있다. 본 연

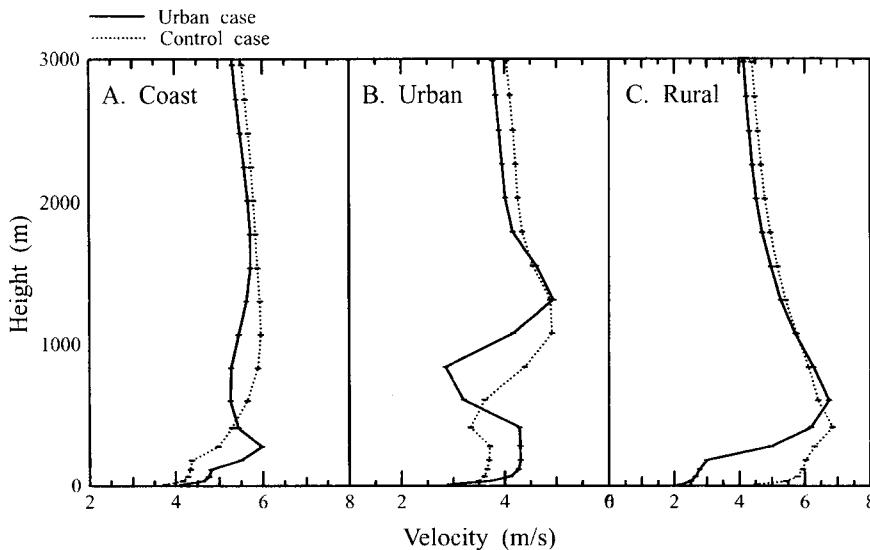


Fig. 14. The wind speed profile with height at three different area: (a) coastal area, (b) urban are and (c) rural area. Solid and dashed lines are wind speed calculated by RUN-RCONT and RUN-RURBAN, respectively.

구에서는 해풍이 강하기 때문에 도시와 교외간의 경계풍은 직접적으로 나타나고 있지는 않으나, 경계풍의 영향으로 저층의 수평풍속이 감속하였음을 알 수 있다.

## 5. 결 론

지표면 변화는 중규모순환에 중요한 요인이다. 본 논문에서는 라그랑지안 점원 확산 모형과 대기역학 모형을 결합하여, 복잡지형의 도시화에 따른 기상장의 변화와 대기확산에 미치는 영향을 보았다. 바다와 육지사이의 해풍, 도시와 주변지역사이의 경계풍, 지형에 의해 발생하는 곡풍 등 3가지 중규모 순환이 혼재할 경우를 대상으로 수치실험을 실시하였다.

이상적인 분지지형의 실험에서는 도시화에 따른 경계풍은 해풍과 곡풍을 강화시키는 역할을 한다. 해풍이 분지내로 침입하는 12시 이전에는 경계풍과 산곡풍이 지배적으로 작용하고 있다. 그러나 해풍이 분지내로 침입하면, 도시지역의 강한 현열 플러스와의 상호 작용으로 분지내의 풍속을 증가시킨다. 그리고 동시에 증가한 바람은 곡풍을 강화시키는 역할을 한다. 그리고 분지내의 강한 상승은 해풍의 유입을 강화시키는 피이드백 효과를 가져온다. 입자의 확산실험에서도 도시화에 따른 곡풍의 강화가 입자들의 빠른 분지내 확산과 관계가 있음을 확인하였다.

한반도 동남부지방을 대상으로 한 입자확산 실험에서는, 해풍이 지배적인 환경에서의 도시와 교외지역간의 경계풍은 직접적인 순환의 형태가 나타나지는 않지만, 해풍의 내륙진입을 방해하는 역할을 한다. 그리고 확산 실험에서는 도시의 강한 현열 플럭스에 의한 혼합고의 성장은 입자의 상승에 관계하며, 해풍의 내부 경계층에 의하여 상대적으로 높은 고도를 유지하며 빠른 속도로 내륙으로 이동한다. 그리고 도시가 존재하지 않는 실험에서는 입자의 급격한 상승 과정의 결여로 낮은 고도를 유지하며 내륙으로 이동한다.

이상의 수치실험에서 다음과 같은 결론을 얻을 수 있다.

- 1) 해륙풍, 경계풍, 산곡풍은 상호 작용을 하며, 복

합적인 기상장을 형성하고, 지역적인 특성에 따라 도시화에 의한 영향이 국지순환을 강화시키는 역할을 하기도 하고, 약화시키는 역할을 하기도 한다.

- 2) 해륙풍이 지배적인 지역에서 경계풍은 직접적으로 출현하지 않지만, 해풍의 진행에 영향을 미친다.

- 3) 오염물질의 대기확산에는 방출고도와 방출지점에 대한 정보의 정확성이 중요한 영향을 미친다. 특히, 도시화에 의한 경계풍의 영향으로 복잡한 기상장이 형성되고, 이들에 의해 방출지점과 방출고도의 조그마한 오차가 완전히 다른 확산 예측 결과를 가져올 수 있다.

본 연구에서는 매우 단순화된 도시를 가정하여 실험을 하였으나, 실제 도시대기는 인공열의 시간변화, 지표면 조도의 차이 등에 의해 매우 복잡한 양태를 띠고 있다. 이후 더욱 정밀하게 모수화된 도시를 이용하여 도시대기의 환경변화를 살펴볼 필요가 있다.

## 참 고 문 헌

- Chino, M, H. Ishikawa, H. Yamazawa, H. Nagai, and S. Moriuchi (1995) WSPEEDI (Worldwide Version of SPEEDI) A computer code system for prediction of radiological impacts on Japanese due to a nuclear accident in foreign countries, JAERI-1334 Japan Atomic Energy Research Institute.
- Deardorff, J.W. (1978) Efficient prediction of ground surface temperature and moisture with inclusion of a layer vegetation, *J. Geophys. Res.*, 83, 1889-1903.
- Diehl, S.R., D.T. Smith, and M. Sydor (1982) Random-Walk simulation of gradient-transfer process applies to dispersion of stack emission from coal-fired power plant, *J. Appl. Meteor.*, 21, 69-83.
- Eastman, J.L., R.A. Pielke, and W.A. Lyons (1995) Comparison of lake-breeze model simulations with tracer data, *J. Appl. Meteor.*, 34, 1398-1418.
- Fujibe, F. (1994) Long-term falling trends of pressure over Kanto plain as evidence of increasing heat content in the lower atmosphere in the daytime of a layer of the warm season, *J. Meteor. Soc. Japan*, 72, 785-792.
- Fujibe, F. and T. Asahi (1980) Some features of a surface wind system associated the Tokyo heat island, *J.*



- Meteor. Soc. Japan., 58, 149-152.
- Kikuchi, Y., S. Arakawa, F. Kimura, K. Shirasaki, and Y. Nagano (1983) Numerical study on the effects of on the land and sea breeze circulation in the Kanto district, *J. Meteor. Soc. Japan*, 59, 723-738.
- Kimura, F. and T. Kuwagata (1995) Horizontal heat fluxes over complex terrain computed using as simple mixed layer model and a numerical model, *J. Appl. Meteor.*, 34, 549-558.
- Kimura, F. and S. Arakawa (1983) A numerical experiment of the nocturnal low level jet over Kanto plain, *J. Meteor. Soc. Japan*, 61, 848-861.
- Kimura, F. and S. Takahashi (1991) the effects of land-use and anthropogenic heating on the surface temperature in the Tokyo metropolitan area: A numerical experiment, *Atmos. Environ.*, 25B, 155-164.
- Kitada, T., K. Okamura, and S. Tanaka (1998) Effects of topography and urbanization on local winds and thermal environment in Nohbi Plain, coastal region of central Japan: A numerical analysis by meso-scale meteorological model with a  $\kappa$ - $\epsilon$  turbulence model, *J. Appl. Meteor.*, 37, 1026-1046.
- Klemp, J.B. and D.R. Durran (1983) An upper boundary condition permitting internal gravity wave radiation in numerical mesoscale models, *Mon. Wea. Rev.*, 11, 430-444.
- Kurita, H., H. Ueda, and S. Mitsumoto (1990) combination of local wind system under light gradient wind conditions and its contribution to the long range transport of air pollution, *J. Appl. Meteor.*, 29, 331-348.
- Kusaka, H., F. Kimura, H. Hirakuchi, and M. Mizutori (2000) the effects of land-use alteration on the sea breeze and daytime heat island in Tokyo Metropolitan area, *J. Meteor. Soc. Japan*, 78, 405-420.
- Kondo, J., T. Nakamura, and T. Yamazaki (1991) Estimation of the solar and downward atmospheric radiation, *Tenki*, 38, 41-48.
- Kondo, J. and T. Watanabe (1992) Studies on the bulk transfer coefficients over vegetated surface with a multilayer energy budget model, *J. Atmos. Sci.*, 49, 2183-2199.
- Lee, S-H. and H.W. Lee (1994) Numerical modeling of atmospheric-surface interaction considering vegetation canopy, *J of the Korean Environ. Sci. Soc.*, 8, 653-660.
- Lee, S-H. (1998) Numerical studies on the impacts of topography and heterogeneous surface moisture estimated by satellite data on the local circulation, Ph. D. thesis, University of Tsukuba.
- Lee, S.-H. and F. Kimura (2001) Comparative studies in the local circulations induced by land-use and by topography, *Boundary Layer Meteorol.*, 101, 157-182.
- Maryon, R.H., F.B. Smith, B.J. Conway, and D.M. Goddard (1991) The UK nuclear accident model, *prog. Nucl. Energy, Prog. Nucl. Energy*, 26, 85-104.
- Mellor, G.L. and T. Yamada (1974) A hierarchy of turbulence closure models of planetary boundary layers, *J. Atmos. Sci.*, 31, 1791-1805.
- Nickerson, E.C., G. Sosa, H. Hochstein, P. McCaslin, W. Luke, and A. Schanot (1992) Project AGULIA: In Situ Measurements of Mexico city pollution by a research aircraft, *Atmos. Environ.*, 26, 445-451.
- Orlanski, I. (1976) A simple boundary condition for unbounded hyperbolic flows, *J. Comp. Phys.*, 21, 251-269.
- Physic k, W.I., J.A. Noonan, P.C. Manins, P.J. Hurley, and H. Malfroy (1992) application of coupled prognostic windfield and Lagrangian dispersion models for air quality purposes in a region of coastal terrain, *Air pollution modelling and its Application*, Vol IX, Plenum Press, 725-729.
- Ryall, D.B., R.H. Maryon, R.G. Derwent, and P.G. Simmonds (1997) Modelling long range transport of CFCs to Mace Head, Ireland, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 2871-2893.
- Uliasz, M. (1993) The atmospheric mesoscale dispersion modeling system, *J. Appl. Meteor.*, 32, 139-149.
- Wakamatsu, S. and K.L. Schere (1991) A study using a three dimensional photochemical smog formation model under conditions of complex flow, Application of Urban Airshed Model (UAM) to Tokyo Metropolitan Area, EPA/600/3-19/015.
- Yamada, T. and S. Bunker (1998) Development of a nested grid, second moment turbulence closure model and application to the 1982 ASCOT Brush Creek data simulation, *J. Appl. Meteor.*, 27, 562-578.
- Yoshikado, H. and H. Kondo (1989) Inland penetration of the sea breeze over the suburban area of Tokyo, *Bound. Layer Meteorol.*, 48, 389-407.