

부산지방 해륙풍에 관한 Simulation

장광미* · 문승의 · 조병길

*한국과학기술연구원 시스템공학연구소 제25그룹, 부산대학교 대기과학과
(1992년 12월 17일 접수)

The simulation of the land and sea breeze over Pusan District

Kwang-Mee Jang*, Sung-Eui Moon and Byung-Gil Cho

*25 group Systems Engineering Research Institute, Korea Institute of Science & Technology
Department of Atmospheric Science, Pusan National University, Pusan, Korea
(Manuscript received 17 December 1992)

Abstract

Land-sea breeze over Pusan district is investigated by performing the numerical simulations with orography on a two-dimensional mesoscale model.

The model results show that the sea breeze strengthens and begins to move inland at 1000LST. The strongest sea breeze is occurred at 1500LST and begins to weak at 1700 LST. After 2400LST a weaker land breeze compared with the sea breeze develops. The observed datas and the simulated land-sea breeze is not coincided exactly at the event day(1983. 9. 19.). But simulated land-sea breeze is corresponded of synoptic characteristics that was studied previously.

1. 서 론

해륙풍에 관한 연구는 1950년대 이후부터 관측 뿐만 아니라 수치적 방법을 병행하여 연구되어 왔다(Fisher, 1960 ; Estoque, 1961, 1962 ; Neumann 과 Mahrer, 1971 ; Sheih와 Moroz, 1975 ; Kozo, 1982). 그러나 그 동안 컴퓨터의 한계로 실제적인 지형에서의 수치해석에는 많은 어려움이 있었다.

우리 나라에서의 해륙풍 종관적 특성에 관해서는 여러 연구에서(김유근과 안창섭, 1985 ; 이승만 과 전종갑, 1979 a, b ; 최길수등, 1982) 수행되었으나, 최근에 와서는 임해 공업지역이 발달됨에 따라 환경영향 평가를 목적으로한 해풍에 관한 관심이 고조되고, 컴퓨터의 발달등으로 수치모델도 활발히 진행되고 있다(신동빈과 이태영, 1989 ; 김유근, 1988).

본 연구는 부산지방에서 관측된 해륙풍 자료를 문승의 등(1990)에 의해 개발된 모델에 지형을 고려하여 모의하고자 한다.

2. 해륙풍의 종관적 특성

부산 지방의 해륙풍 특성에 대해 최길수 등(1982)이 10년간의 지상바람자료를 조사한 바에 의하면, 해륙풍이 가장 많이 계절로는 봄과 가을로 나타났다, 그 최대 출현 빈도는 9월로 조사되었고 맑은 날이 약 80.4% 이상을 차지하였다. 해륙풍의 교체시간은 육풍에서 해풍으로 교체되는 시간이 09~11 LST사이였고, 해풍에서 육풍으로 교체되는 경우는 18~21 LST사이였다. 해풍의 풍속은 평균 $3.9ms^{-1}$ 였고, 육풍의 풍속은 평균 $3.2ms^{-1}$ 였다. 해풍의 최대 풍속 출현 시각은 14~16 LST였고, 육

풍의 최대 출현 시각은 01~03 LST경이었다.

3. 해륙풍의 수치 모델

본 연구에서 사용한 모델은 문승의 등(1990)에 의해 개발된 모델로 지형의 기복에 관계없이 계산할 수 있는 z^* 좌표계를 사용하고, 대기 경계층을 접지층과 에크만층으로 나누고 각 층에서의 연직 방향 확산계수를 열과 운동량으로 구별해서 대기의 상태를 보다 효과적으로 표현하는 모델을 기본으로 하였다.

3.1. 기초 방정식

Cartesian좌표계에서의 기초 방정식을 지표면이 임의로 바뀔 때 표현할 수 있는 z^* 좌표계에서의 방정식으로 바꿔주기 위한 변환 식은

$$z^* = s \frac{z - z_G}{s - z_G} \quad (1)$$

이다. 여기서 z 는 고도, z_G 는 지형 고도이며 s 는 계산 영역 상면의 고도이다.

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

먼저 운동방정식은

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

$$\begin{aligned} \frac{dv}{dt} = & -f(u - U_g) + \frac{\partial}{\partial x} (K_H \frac{\partial v}{\partial x}) \\ & + \left(\frac{S}{s - z_G} \right)^2 \frac{\partial}{\partial z^*} (K_U^{(m)} \frac{\partial v}{\partial z^*}), \end{aligned} \quad (3)$$

으로 표시된다. 온위방정식과 비습방정식은 각각

$$\frac{d\theta}{dt} = \left(\frac{S}{s - z_G} \right)^2 \frac{\partial}{\partial z^*} (K_V^{(\theta)} \frac{\partial \theta}{\partial z^*}) + \frac{\partial}{\partial x} (K_H \frac{\partial \theta}{\partial x}), \quad (4)$$

$$\frac{dq_v}{dt} = \left(\frac{S}{s - z_G} \right)^2 \frac{\partial}{\partial z^*} (K_V^{(q)} \frac{\partial q_v}{\partial z^*}) + \frac{\partial}{\partial x} (K_H \frac{\partial q_v}{\partial x}), \quad (5)$$

이고, 연속 방정식은

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w^*}{\partial z^*} - \frac{s}{s - z_G} \left(u \frac{\partial z_G}{\partial x} \right) = 0 \quad (6)$$

이고, 정역학방정식은

$$\frac{\partial \Pi}{\partial z^*} = - \frac{s - z_G}{S} \frac{g}{c_p \theta} \quad (7)$$

여기서,

$$w^* = -w \frac{s}{s - z_G} + \frac{z^* - s}{s - z_G} \left(u \frac{\partial z_G}{\partial x} \right), \quad (8)$$

$$\Pi = \left(\frac{P_{00}}{P} \right)^{Rd/C_p}, \quad (9)$$

$$\theta = T \left(\frac{P}{P_{00}} \right)^{Rd/C_p}, \quad (10)$$

$$f = 2\Omega \sin \phi, \quad (11)$$

$$\frac{dT_s}{dt} = \frac{\partial}{\partial z} (K_s \frac{\partial T_s}{\partial z}), \quad (12)$$

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + w^* \frac{\partial}{\partial z^*} \quad (13)$$

로 정의 된다.

이상의 방정식에 나오는 기호들은 다음과 같다.

u, v, w 는 x, y, z 방향의 속도 성분, w^* 는 z^* 좌표계에 의한 연직 방향의 속도 성분, t 는 시간, θ 는 온위, q_v 는 비습, T 는 온도, Rd 는 공기의 기체상수, C_p 는 정압비열, P 는 기압이고, P_{00} 는 기준 고도에서의 기압으로 본 연구에서는 1000mb로 하였다. f 는 Coriolis parameter, Ω 는 지구의 회전각속도, ϕ 는 위도, g 는 중력 가속도이다. K_H 는 수평 방향 확산 계수이며, $K_V^{(m)}$, $K_V^{(\theta)}$, $K_V^{(q)}$ 는 각각 운동량, 열, 비습의 연직 방향의 확산계수이고, K_s 는 토양의 열 확산 계수이다.

3.2. 연직 방향 확산 계수

대기층 내부 대기의 운동과 온도등이 지구 표면의 영향을 받는, 지표로부터 고도 1~2km까지를 대기 경계층이라 하고, 이 대기 경계층은 열적, 열역학적 원인에 의해서 생기는 난류가 강한 것이 특징이다. 대기경계층(Planetary boundary layer) 내에서도 지표로부터 고도 수십 m까지의 기층 즉,

접지층(Surface layer)은 지표면의 영향이 매우 크기 때문에 운동량과 열의 연직방향 Flux가 지표에서의 값과 거의 같으며, Flux가 일정한 기층이다. 본 연구에서는 대기 경계층을 접지층(Surface~50 m)과 에크만층(50m이상)으로 나누어, 모델화를 행하였다. 에크만층에서의 난류확산계수는 지표층 상단으로부터 선형적으로 감소한다고 둔 Estoque의 모델을 쓰기로 하고, 접지층내에서는 Monin-Obukhov의 상사이론에 기초를 둔 Businger 등(1971)의 무차원 풍속, 온위 분포식을 이용하여 운동량과 열의 연직방향 확산계수를 사용하였다.

3.3. 수평 방향의 확산계수

해륙풍 계산에서 수평 방향의 확산계수 K_H 는 대기의 상태에 의해서 결정되는 연직방향의 확산계수와는 달리 주로 계산을 안정하게 하는 목적으로 많이 사용된다. 이때문에 수평 방향의 확산계수에 대해서는 $10^3 \sim 10^4 (m^2 s^{-1})$ 정도의 일정한 값을 주는 방법, mesh간격과 경도의 함수로써 표현하는 방법, 또는 평활법을 사용하는 방법등이 있는데, 여기서는 계산이 불안정하게 되지 않을 정도의 충분히 큰 값인 $10^4 (m^2 s^{-1})$ 의 일정치로 하였다.

3.4. 지표면 열수지 모델

지표면에서 열의 축적이 없다고 가정한다면 전도, 대류, 복사에 의한 지표면에서의 열량의 합은 0이 된다. 그러므로 지표면에서의 열수지방정식은 다음과 같이 표현된다.

$$R_s - R_L - H - LE - Q_G + Q_A = 0 \quad (14)$$

여기서, R_s 는 지표면에 흡수되는 태양복사, R_L 는 지표면에서 대기 방출되는 장파복사, H 과 LE 는 각각 지표에서 대기로 방출되는 현열속과 잠열속을 나타낸다. 그리고 Q_G 는 토양으로의 전도열속, Q_A 는 인공열속을 나타낸다.

지중에서는 열전도만을 고려하고, 대기중에서는 열전도를 무시하고 난류확산만을 고려한다. 매개변수화한 각 항들의 식은 문승의 등(1990)과 같은

식을 이용하였다.

3.5. 유한 차분 근사식

기초방정식을 차분근사하는 방법에는 대상으로 하는 문제와 계산의 안정성등에 따라 여러가지 방법이 사용되고 있다. 이 모델은, 이류항은 풍상차분법, 확산항은 Mahrer와 Pielke(1975)의 Dufort-Frankel법, 시간에 대해서는 전진 차분법을 사용하고, 나머지 항들은 중심 차분법을 사용하였다.

3.6. 초기조건과 경계조건

3.6.1. 초기조건

계산의 초기조건으로는 먼저 전영역이 정상상태에 있다고 가정하고 다음과 같이 정하였다.

(1) 풍속

연직 방향의 풍속성분은 전영역에서 $w=0$ 이며, 수평방향의 풍속성분 u, v 에 대해서는 지균풍 V_g, U_g 이 있는 경우에는 에크만층의 방정식인

$$K_v \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} + f(v - V_g) = 0 \quad (15)$$

$$K_v \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} - f(u - U_g) = 0 \quad (16)$$

으로 K_v 는 일정하게 두고, 복소수를 이용해서 다음과 같이 구한

$$u = U_g [1 - \exp(-\lambda z) \cos(\lambda z)] - V_g \exp(-\lambda z) \sin(\lambda z) \quad (17)$$

$$v = V_g [1 - \exp(-\lambda z) \cos(\lambda z)] + U_g \exp(-\lambda z) \sin(\lambda z) \quad (18)$$

의 해를 이용하였으며, 여기서 $\lambda = (f/2K_v)^{1/2}$ 이다.

한편 지균풍이 없는 경우는

$$u = v = 0 \quad (19)$$

를 각각 초기조건으로 하였다.

(2) 온위

일반풍이 없는 경우는

$$\theta = \theta_{sea} + \Gamma \{z^* [s - z_G(x, y)] s^{-1} + z_G(x, y)\}, \quad (20)$$

일반풍이 있는 경우

$$\theta = \theta_{sea} + \Gamma z \quad (21)$$

로 두었다. 여기서 Γ 는 연직 방향의 온위 경도이다.

(3) 기압

기압에 대해서는 좌표 원점에서의 값을 1013 mb로 가정하고 온위의 초기 조건과 모델 상단에서의 지균풍 근사인

$$C_p \rho \frac{\partial \Pi}{\partial x} = fV_g \quad (22)$$

$$C_p \rho \frac{\partial \Pi}{\partial y} = -fU_g \quad (23)$$

을 이용하여 상단에서의 Π 의 값을 결정하였다. 상단의 값과 (7)식으로 전영역의 Π 값을 구한 후, (9)식으로 기압을 결정하였다.

(4) 비습

비습에 대해서는 온위의 경우와 같이 일반풍이 없는 경우는

$$q_v = q_{vGO} + \Gamma_q \{z^* [s - z_G(x, y)] s^{-1} + z_G(x, y)\} \quad (24)$$

일반풍이 있는 경우는

$$q_v = q_{vGO} + \Gamma_q z \quad (25)$$

로 하였다. 여기서 q_{vGO} 는 지표면의 초기비습이고, Γ_q 는 비습의 연직구배이다.

(5) 지중온도

지중온도에 대해서는

$$T_s = \theta_G = \theta_{sea} \quad (26)$$

로 두었다.

3.6.2 경계조건

(1) 지표면에서의 경계조건

수평 및 연직방향의 풍속에 대해서는

$$u = v = w = 0 \quad (27)$$

로 두며, 온위에 대해서는 바다와 육지로 나누어서 해면은

$$\theta = \theta_{sea} \quad (28)$$

로 하고, 육지표면은 지표면 열수지모델을 이용해서 결정한 값을 해안선에서는

$$\theta = \frac{\theta_{sea} + \theta_{land}}{2} \quad (29)$$

를 경계치로 하였다.

비습은 지면의 습도와 온도의 함수로서

$$q_{vG} = F_w q_{vG sat} + (1 - F_w) q_v(Z_2) \quad (30)$$

로 나타내어진다. 여기서 F_w 는 지표면 습도인데 Mahrer와 Pielke(1977)의 방법에 따라 일정치로 주었고, $q_v(Z_2)$ 는 고도 Z_2 에서 비습이고, $q_{vG sat}$ 는 포화 비습이다. 포화 비습과 온도와의 관계는 다음과 같은 근사식으로 표현된다.

$$q_{vG sat} = \{3.74 + 2.64(T/10)^2\} \times 10^{-3} \quad (31)$$

지중온도의 경계조건은 $Z = 100\text{cm}$ 에서

$$\frac{\partial T_s}{\partial z} = 0 \quad (32)$$

로 하였다.

(2) 상면에서의 경계조건

가열에 의해 일어나는 일변화는 상면에 영향을 미치지 않는다고 가정하고 다음과 같이 하였다.

$$\frac{u_{i,j,kmax} + u_{i,j,kmax-1}}{2} = U_g \quad (34)$$

$$\frac{v_{i,j,kmax} + v_{i,j,kmax-1}}{2} = V_g$$

또한 전변수에 대해서

$$\frac{\partial u}{\partial t} = \frac{\partial v}{\partial t} = \frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial q_v}{\partial t} = \frac{\partial \Pi}{\partial t} = 0 \quad (35)$$

로 하였다.

(3) 측면에서의 경계조건
유입측에서는

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial x} = \frac{\partial v}{\partial x} = \frac{\partial \theta}{\partial x} = \frac{\partial q_v}{\partial x} = \frac{\partial \Pi}{\partial x} = 0 \\ \frac{\partial u}{\partial y} = \frac{\partial v}{\partial y} = \frac{\partial \theta}{\partial y} = \frac{\partial q_v}{\partial y} = \frac{\partial \Pi}{\partial y} = 0 \end{aligned} \quad (36)$$

로 하고, 유출측에서는 vector량(u, v)과 scalar량(θ, q_v)으로 나누어 경계조건을 설정하였다.

수평 풍속의 법선성분에 대해서는 Klemp와 Wilhelmson(1978)의 경계조건

$$\frac{\partial Y_n}{\partial t} + c \frac{\partial Y_n}{\partial t} = 0 \quad (37)$$

을 이용하였다. 여기서는 측면의 법선방향의 미분, C는 eddy의 위상속도로

$$C = s N / \pi \quad (38)$$

표현되며 N는 Brunt-Vaisala frequency로

$$N = \left(\frac{g}{\theta} \Gamma \right)^{1/2} \quad (39)$$

이다. 수평풍속의 접선성분과 온위, 비습은 내측의 두점의 값으로부터 다음과 같이 구하였다.

$$\begin{aligned} \phi_{bound}^m = 2\phi^{m-1} - \phi^{m-2} \\ (\phi = Y_n, \theta, q_v) \end{aligned} \quad (40)$$

여기서, 우측 상단의 첨자는 격자점을 표시한다. z_c에 대해서는 양 측면에서

$$\frac{\partial z}{\partial x} = \frac{\partial z}{\partial y} = 0 \quad (41)$$

으로 잡았다.

앞에서 서술한 2차원 모델을 사용하여 수치 실험을 하였다. 모델에서 사용된 영역은 100km×2800m이고, 수평격자는 5km, 연직격자는 100m로 하였다. 초기치와 경계치는 우리나라가 동서 고압대로 해륙풍이 잘 발달하였다고 생각되는 1983년 9월 19일(Fig. 1)을 특정일로 선정하여 주었다. 해수면 온도는 293K로 하였으며, 일중 해륙온도차의 최대치는 6K로 하여 계산하였다. 오전 8시에 계산을 시작하여 2일간 행하여, 계산 첫날은 초기 및 경계치의 영향이 있을 것으로 생각되어 이를 제외 결과를 분석하였다. 계산 간격은 1분으로 하였다.

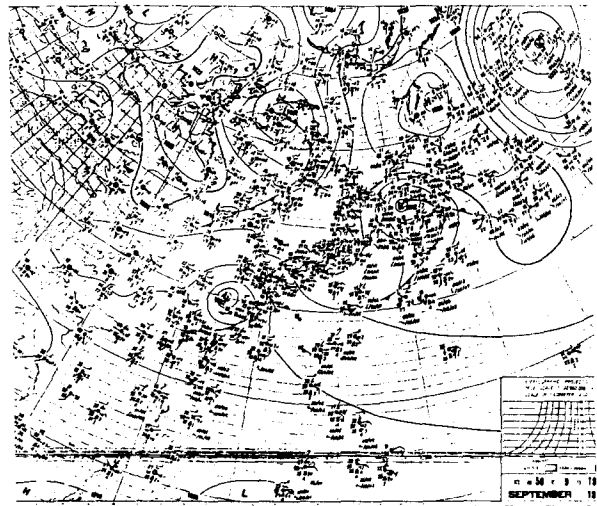


Fig. 1. The sea level weather map on 0000 GMT 19 September 1983.

Fig. 2은 연구영역인 부산지역을 나타내며, AB는 본 연구에서 해륙풍의 2차원 구조를 조사하기 위하여 선택한 u의 방향이다. Fig. 3은 4시간마다 출력된 계산결과의 해륙풍계이다. 08시에는 아직도 약한 육풍이 존재하고 있는 상황이다. 12시에는 해안선 부근에 약한 해풍순환이 생겼으나, 20km 이상의 내륙에는 미치지 못하고 있다. 16시에는 일중 최대의 해풍순환이 이루어졌고, 내륙 30km까지 순환이 미치고 있다. 20시에는 해풍순환은 넓은 범위를, 내륙 55km 이상까지 미치고, 그 크기는 점차 약해졌다. 24시에는 해풍 세력이 거의 약해지고 해안선부근에서 육풍이 생성되고 있다. 그리고 04시에는 육풍순환이 점차 발달하고 있다.

4. 수치 실험 및 결론

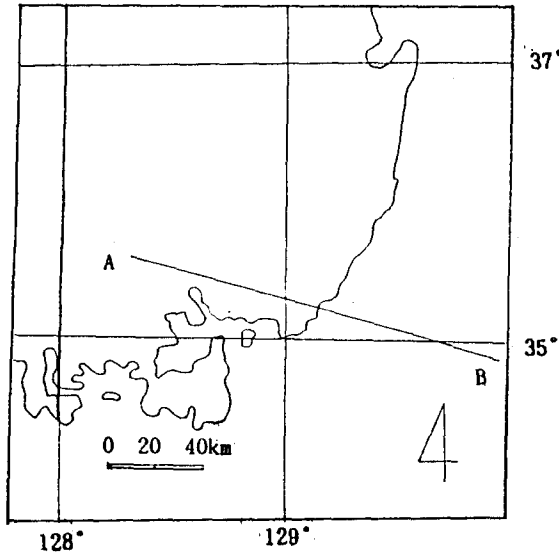


Fig. 2. The studied area used in this study.
The line AB indicates the position where the vertical cross sections are made

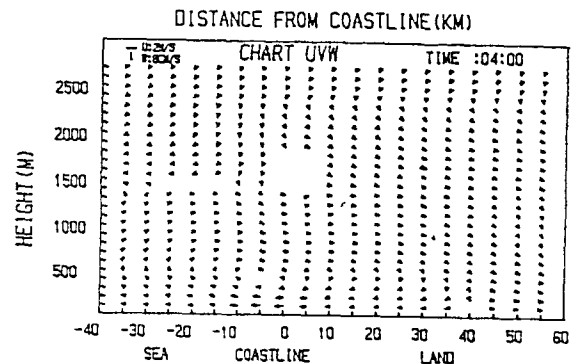
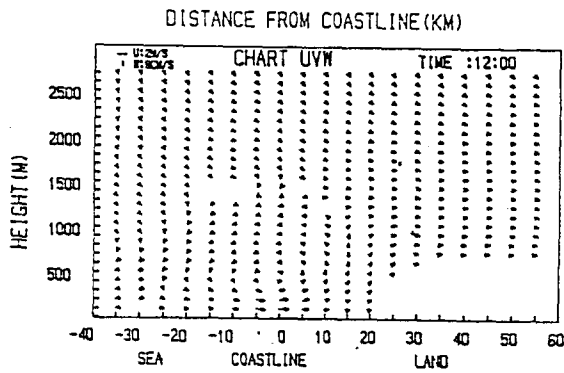
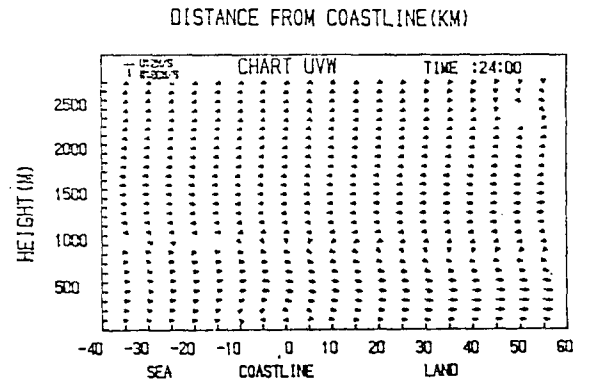
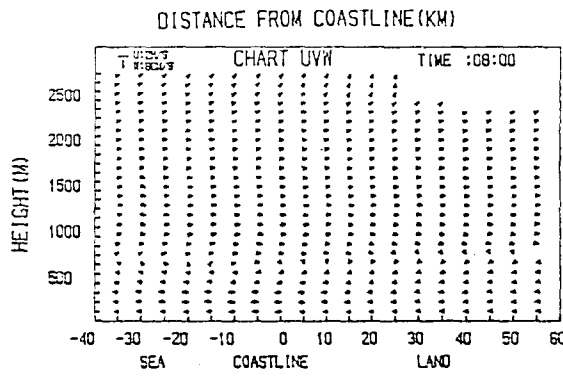
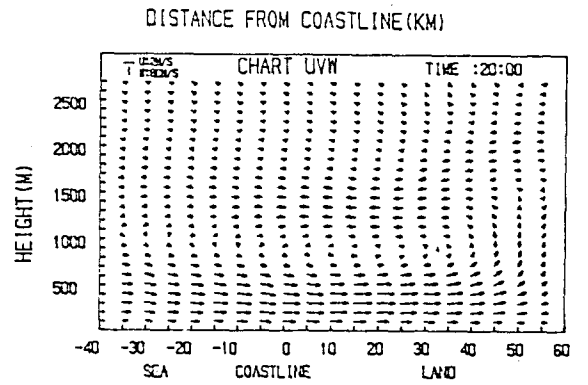
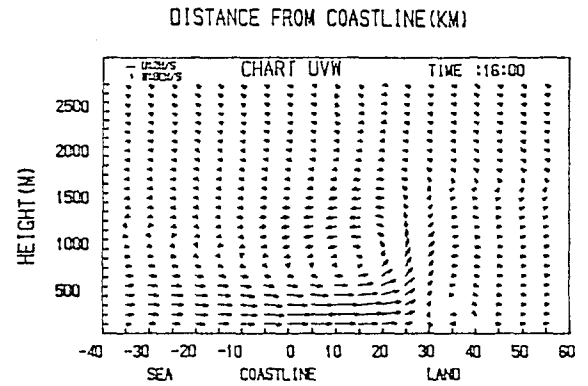


Fig. 3. Land and sea breeze are simulated by the model at 0800, 1200, 1600, 2000, 2400 and 0400 LST.

Fig. 4는 해안에 근접해 있는 부산지방기상대의 특정일의 관측자료와 수치결과의 지상풍을 비교하여 나타낸 것으로, 관측한 지상풍은 벡터분석하여 해안선과 수직인 성분만을 고려한 것이다.

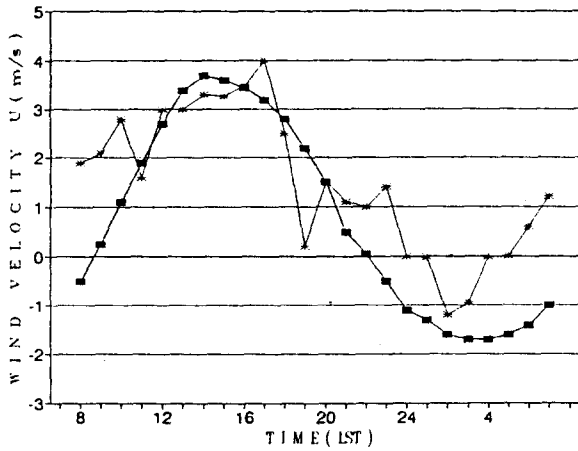


Fig. 4. Diurnal variations of u-component is simulated by the model(■) and observed (*) at Pusan.

Fig. 4의 관측자료를 보면, 부산지방에서 육풍이 해풍으로 교체되는 시간은 06시이며 해풍에서 육풍으로 교체되는 시간은 01시로 해풍은 19시간동안 지속되었으며, 육풍은 01시에서 06시까지 약하게 불었거나 거의 무풍상태였다. 그러나 계산결과는 해풍에서 육풍으로의 교체시각과 육풍에서 해풍으로의 교체시각이 각각 24시, 10시였고, 해풍이 육풍보다 강하게 나타났으며, 해풍이 가장 강하게 나타날 시간은 15시였다. 해풍과 육풍의 지속시각은 각각 13시간, 11시간으로 나타났다. 따라서 특정일의 계산결과와 관측결과는 정확하게 일치하지 않다. 그러나 앞에서 언급된 부산지방의 종관적 특성과는 비교적 잘 맞다고 생각된다. 특정일의 수치실험이 잘 맞지않는 이유는 부산 앞바다의 영도와 오류도, 그리고 부산지형의 3차원적 고려가 이루어지지 않았다는 점등이고, 그와 더불어 정확한 관측치 묘사를 위해서는 모델에서 사용된 초기치 및 경계치의 정확한 관측이 필요하다고 본다.

References

- 김유근, 안창섭, 1985, 남해안 지방의 해풍의 특성 115~122.
- 김유근, 1988, 제주도 지방의 해륙풍의 기후학적 특성과 Simulation에 관한 연구, 부산대학교 박사 학위 논문.
- 이승만, 진종갑, 1979 a, 남서 해안 지역에서의 해풍에 관한 연구(I), 기상연구소보고서, 98pp.
- 이승만, 진종갑, 1979 b, 남서 해안 지역(군산일원)에서의 해풍에 관한 연구(II), 기상연구소 보고서, 39pp
- 최길수, 문승의, 양인기, 문영수, 1982, 부산지방의 해륙풍의 특성에 관한 연구, 자연과학논문집, 34집, 411~122.
- 문승의, 장광미, 이화운, 1990, 해륙풍의 수치 모델에 관한 연구, 기상학회지 26(2), 67~77
- 신동빈, 이태영, 1989, 한반도 중부지방에서의 해륙풍 순환에 미치는 지형의 영향, 한국기상학회지, 25(2), 56~69
- Businger, J. A., J. C. Wyngaard, Y. Izumi, and E. F. Bradley, 1971, Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer, J. Atmos.Sci., 28, 181~189.
- Estoque, M. A., 1961, A theoretical study of the sea breeze, Quart. J.Roy. Meteor. Soc., 87, 136~146.
- Estoque, M. A., 1962, The sea breeze as a function of the prevailing synoptic situation, J. Meteor. Soc., 19, 244~250.
- Fisher, E. L., 1960, An observational study of the sea breeze, J. Meteor., 18, 216~233.
- Klemp, J. B. and R. B. Wilhelmson, 1978, The simulation of three-dimensional convective storm dynamics, J. Atmos. Sci., 35, 1070~1096.
- Kozo, T. L., 1982, A mathematical model of sea

- breeze along the Alaskan Beaufort Sea coast : Part II. *J. Appl. Meteor.*, 21, 906~924.
- Mahrer, Y. and R. A. Pielke, 1975, A numerical study of the air flow over mountain using the two-dimensional version of the University of Virginia mesoscale model., *J. Atmos. Sci.*, 32, 2144~2155.
- Mahrer, Y. and R.A. Pielke, 1977, The effects of the topography of land and sea breezes in a two-dimensional numerical model., *Mon. Wea. Rev.*, 105, 1151~1162.
- Neumann, J. and Y. Mahrer, 1974, A theoretical study of the land and sea breeze of circular island, *J. Atmos. Sci.*, 31, 2027~2039.