

## 대기혼합층 모사를 위한 1차원 수치모형 : 특량만에서의 적용

김 유 근 · 문 승 의 · 안 중 배  
부산대학교 대기과학과  
(1997년 3월 10일 접수)

### One-Dimensional Model for Simulations of Atmospheric Mixed Layer : Application to Dukyang Bay Area

Yoo-Keun Kim, Sung-Euil Moon, and Joong-Bae Ahn  
*Dept. of Atmospheric Sciences, Pusan National University, Pusan, Korea*  
(Manuscript received 10 March 1997)

One-dimensional thermodynamic mixed layer model to simulate variations of meteorological variables within the planetary boundary layer has been developed in this study. This model consists of 2 prognostic equations, which can predict the variations of potential temperature and mixing ratio and several diagnostic equations. Physics within the surface and mixed layers has been considered separately in the model.

For the variations of the model, its result has been analysed and compared with observed data over the Dukyang Bay for one day, July 23, 1992. The simulated height of mixed layer is comparable to the observation and the variations of temperature and mixing ratio in the mixed layer are also reasonably simulated. Those imply that the model responds appropriately with given boundary conditions in spite of its simplified assumptions applied to the model and insufficient boundary and initial conditions.

Key words : Mixed layer, diffusion, boundary layer, Dukyang Bay

#### 1. 서 론

대기행성계층(atmospheric planetary boundary layer)은 대기혼합층(atmospheric mixed layer)과 표면층(atmospheric surface layer)으로 구성되어 있다. 대기혼합층은 지표면으로부터 1~2km 고도이내에 존재하며 대기혼합층의 아래쪽 지표로부터 수십 m에 이르는 곳에는 지표층이 위치하고 있다. 대기혼합층 내 기상요소들의 계절변화 및 일변화는 이 층의 윗 부분인 자유대기에서보다 심하다. 대부분의 인간의 활동은 이 층내에 이루어지며, 따라

서 이 층내 기상요소들의 변화는 해양 및 지표면의 변화와 같은 자연환경의 변화와 인간활동 및 환경의 변화에 직접적인 영향을 미친다.

대기혼합층은 역학적인 요란과 열적 요란에 의한 에디(eddy)의 활동에 의해 발생한다. 역학적 요란은 바람의 연직 변화(vertical shear)와 관련한 불안정성에 의해 발생하고 열적 요란은 대기온의 정적불안정성에 의해 발생한다. 혼합층의 변화는 대기 유체를 안정화시키려는 과정과 교란시키려는 과정에 의하여 결정된다. 따라서 대기혼합층의 특성은 대기의 열적 또는

역학적 안정도에 의하여 크게 좌우된다.

일반적으로 혼합층의 고도는 지표로부터의 현열 방출에 의해 크게 영향을 받는것으로 알려져 있다(e.g. Kraus, 1985). 즉 혼합층고도의 변화를 알기 위해서는 현열방출량을 알아야 하는데 현열의 방출을 직접적으로 관측한다는 것은 매우 힘든 일이다. 때문에 현열의 방출을 추측하는 일반적인 방법으로 관측한 지표에서의 온도와 지상에서의 온도로부터 소위 bulk formula를 사용한다(e.g., Bunker, 1972; Bunker, 1976; Businger, 1966). 이 경우 지표에서의 온도, 즉 해양에서는 해수면 온도(sea-surface temperature) 그리고 지상인 경우에는 지표면 온도(ground temperature)등이 필요하다. 그러나 대륙과 해양의 성질을 동시에 갖는 해안가나 산림과 같이 지형이 비교적 복잡한 곳에서는 위에서 사용한 방법의 이용은 힘들어진다.

본 연구에서는 해양이나 육지와 같은 지표면과 접해서 긴밀한 상호작용(interaction)을 하며 변하는 대기행성경계층의 물리적 변화를 모사(simulation)할 수 있는 모형을 개발하였다. 모형의 지배방정식으로는 열역학 방정식과 수증기 보존방정식을 이용하였다. 모형에서는 수평적이류에 의한 대기경계층의 변화를 고려하지 않았으며, 기상요소의 연직분포를 모사하기 위한 1차원 모형이다. 연구에서는 개발된 모형을 해양과 대륙의 영향을 동시에 받는 해안에 적용하였으며, 모형에 사용한 여러가지 가정과 단순화에도 불구하고 모형은 주어진 조건에 적절히 반응하는가를 보고자 한다.

## 2. 경계층 모형

### 2.1 기본방정식

모형은 온도( $\theta$ )와 비습( $q$ )의 난류혼합에 의한 변화를 예보하게 된다. 예보방정식은 다음과 같다.

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} (K_h \left( \frac{\partial \theta}{\partial z} - \gamma_\theta \right)) - w \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad (1)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} (K_h \left( \frac{\partial q}{\partial z} \right)) - w \frac{\partial q}{\partial z} \quad (2)$$

윗식에서  $K_h$ 는 연직 열확산계수(vertical heat diffusion coefficient)이고  $\gamma_\theta$ 는 counter-gradient correlation(Toren과 Mahrt, 1986)이다.  $w$ 는 연직상승속도로써 종관규모 수평은

동장으로부터 주어지게 된다. 나머지  $t$ 와  $z$ 는 각각 시간과 연직거리를 나타낸다.

이 방정식을 수치적으로 적분하는데 가장 중요한 매개변수화(parameterization)중의 하나는 연직 열확산계수  $K_h$  ( $m^2s^{-1}$ )를 결정짓는 일이다. 열확산계수를 얻기 위해서는 운동량 확산계수 ( $K_m$ , eddy momentum diffusivity coefficient)를 먼저 구했는데,  $K_m$ 은 다음과 같이 표현 된다.

$$K_m = \frac{u_* k z}{\phi_m} \left( \frac{1-z}{h} \right)^2 \quad (3)$$

여기서  $u_*$ 는 마찰속도(frictional velocity),  $k$ 는 von Karmann 상수이며  $h$ 는 혼합층의 고도,  $\phi_m$ 은 무차원 운동량 분포함수(nondimensional profile function)이다. 열확산계수는 무차원 turbulent Prandtl number에 의해 운동량 확산계수와 연결되어 있다.

$$K_h = K_m \text{ for stable case}$$

$$K_h = K_m Pr^{-1} \text{ for unstable case} \quad (4)$$

또한 무차원 운동량 분포함수,  $\Phi_m$

$$\Phi_m \equiv \frac{kz}{u_*} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} = \frac{k}{u_*} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \quad (5)$$

이고, 무차원 열분포함수,  $\Phi_h$

$$\Phi_h \equiv \frac{k}{\theta_*} \frac{T_v}{\theta_*} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial \ln z} \quad (6)$$

이다. 여기서  $T_v$ 는 가운데(virtual temperature)이고  $\theta_*$ 는 가운데(virtual potential temperature)이다.

그리고  $\theta_*$ 는 scaling temperature로써

$$\theta_* = - \frac{E_b}{C_p \rho u_*} \quad (7)$$

로 정의된다.  $C_p$ 는 정압비열,  $\rho$ 는 공기밀도, 그리고  $E_b$ 는 부력속(buoyancy flux)이다.

### 2.2 해를 구하는 과정

#### 2.2.1 대기가 안정된 경우

대기가 안정된 경우 무차원 운동량 분포함수는 Bussinger et al.가 보였듯이

$$\phi_m = 1 + \beta \xi \quad (8)$$

이며, 또한

$$R_i = \frac{\xi}{1 + \beta \xi} \quad (9)$$

로 표현되는 Richardson number는 관측결과로부터 근사적으로 주어진다. 위 식들에서  $\xi$ 는

높이에 대한 Monin-Obukhov length의 비로 나타낸 무차원고도이다.

식 (9)를 이용하여 식 (8)은 다음과 같이 다시 쓸수 있다.

$$\Phi_m \equiv \frac{k}{u_*} \frac{\partial \bar{u}}{\partial \ln z} = \frac{1}{1-R_i \beta} \quad (10)$$

로 표현할 수 있으며, 따라서  $u_*$ 는

$$u_* = k(1-R_i \beta) \frac{\partial \bar{u}}{\partial \ln z} \quad (11)$$

와 같이 주어진다. Bussinger et al.(1971)에서 살펴본 바와 같이

$$\phi_h = \phi_m \quad (12)$$

이므로 식 (10)과 (6)으로부터

$$E_b = -C_p \rho u_*^2 \frac{\partial \bar{\theta}_v / \partial \ln z}{\partial u / \partial \ln z} \quad (13)$$

이다. 그리고 eddy 열확산계수는 식 (4)에서 나타낸 바와 같이

$$K_h = K_m = \frac{u_* k z}{\phi_m} \left(1 - \frac{z}{h}\right)^2 \quad (14)$$

으로부터 얻어진다.

### 2.2.2 대기가 불안정한 경우

대기가 불안정한 경우, Bussinger et al. (1971)에서 보듯이 운동량 분포함수는 다음과 같다.

$$\phi_m = (1-\alpha \xi)^{-1/4} \quad (15)$$

또한 Richardson number,  $R_i$ 는

$$R_i = \xi \quad (16)$$

와 같이 주어진다. 그러므로 식 (15)는

$$\phi_m = (1-\alpha R_i)^{-1/4} \quad (17)$$

로 다시 쓸 수 있다. 식 (5)를 이용하면 frictional velocity,  $u_*$ 는

$$u_* = k(1-\alpha \xi)^{-1/4} \frac{\partial \bar{u}}{\partial \ln z} \quad (18)$$

로 나타낼 수 있는데, 여기서  $a$ 는 경험적 상수로써 약 16.0 정도의 상수이다. 그리고  $\phi_h$ 는  $\phi_m$ 의 제곱으로 나타내지는데(Bussinger et al. 1971), 즉

$$\phi_h = (1-\alpha \xi)^{-1/2} = \phi_m^2 \quad (19)$$

이며, 식 (19)와 식 (6)을 이용하면

$$E_b = \frac{C_p \rho u_*^3}{k} \frac{\partial \bar{\theta}_v / \partial \ln z}{\partial u / \partial \ln z} \quad (20)$$

이다. 또한 eddy heat diffusivity coefficient는 식 (4)에서와 같이

$$K_h = K_m Pr^{-1} \quad (21)$$

이다. 식(21)의 Prandtl number, Pr은

$$Pr = (\Phi_m + Ck^* \frac{z_s}{h})^{-1} \quad (22)$$

이다. 여기서  $z_s$ 는 표면층(surface layer)의 고도,  $h$ 는 혼합층의 고도,  $C$ 는 무차원 상수로써 Holtslag(1987)는 8.5, Troen과 Mahrt(1986)는 6.5로 하였으며 본 연구에서는 6.5로 하였다.

### 2.3 혼합층 고도의 산출

부력속은 다음과 같이 주어진다.

$$E_b = -\rho C_p K_b \left( \frac{\partial \bar{T}}{\partial z} + \Gamma \right) \quad (23)$$

여기서  $K_b$ 는 부력속 전달계수이다.

혼합층의 상층과 하층에서의 differential heating에 의해 thermal이 커지며 혼합층 위의 공기가 유입(entrainment)되는 과정은 대단히 복잡하다. 혼합층이 잘 혼합되어 있어서 온위의 분포가 거의 일정하고, 경계층의 꼭대기에 유입에 의한 열속이 지면으로부터의 열속에 비례한다고 가정하면 용이하게 해결할 수 있다. 즉, 경계층 꼭대기에서의 현열속  $E_h(h)$ 는

$$E_h(h) \equiv -a E_h(0) \quad (24)$$

인데, 여기서  $a$ 는 0.2정도로 일정하다고 가정하였다. 따라서 지면과 경계층 상부로부터 유입되는 열속의 총합은

$$E_h(0) - E_h(h) = (1+a) E_h(0) = \int_0^h \rho C_p \rho \frac{T}{\theta} \frac{d\theta}{dt} dz \quad (25)$$

이다. 만약 PBL에서의 수평이류가 일정하다고(또는 무시한다고) 가정하면  $d\theta/dt$ 는  $\partial\theta/\partial t$ 로 바꿀수 있다.

식 (25)에서 연직 평균을

$$\left( \rho \frac{T}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial t} \right)_m \equiv \int_0^h \rho \frac{T}{\theta} \frac{d\theta}{dt} dz / h$$

와 같이 구함으로써 경계층의 고도  $h$ 는

$$h = (1+a) \frac{1}{C_p} \left( \rho \frac{T}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial t} \right)_m^{-1} E_h(0) \quad (26)$$

와 같이 나타낼 수 있다.

## 3. 관측 및 경계층모형의 실험

### 3.1 관측내용 및 종관상태

관측은 득량만의 해안에서 1992년 7월부터 8월사이에 이루어졌다. 하층대기의 연직구조의

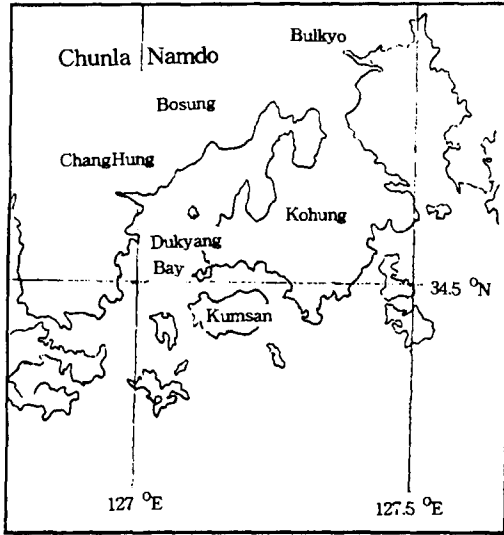
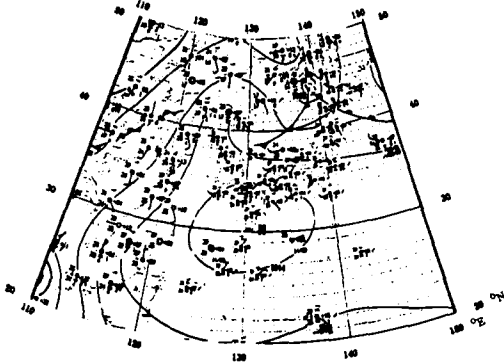


Fig. 1. Location of Dukyang Bay area. Surface and upper air observation has been done at soomoon.



1992. 7. 23 09:00

Fig. 2. Synoptic map of July 23 09:00 of observation.

관측을 위하여 air sonde를 이용하여 7월 23일 오전 9시부터 3시간 간격으로 바람과 기온 그리고 습도를 24시간동안 8회 관측하였다. 그러나 지상으로부터 고도 2km 이상을 관측한 것은 23일 15시와 24일 06시 두 경우이다. 또한 동일지점에서 매 1분마다 기상요소를 관측하여 매시 정각에 자료를 평균하여 data logger에 저장하였다. Fig. 1은 고층기상 관측과 자동기상관측을 실시한 득량만 관측지점을 나타낸다. 관측점은 만의 서북쪽 해안가에 위치한 수문이라는 곳이며, 관측점의 북쪽

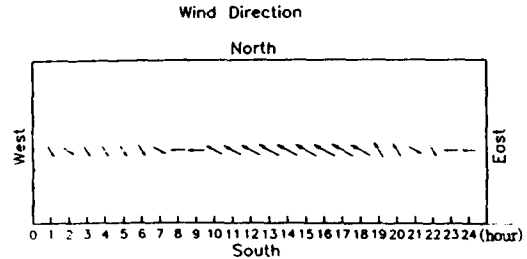


Fig. 3. Surface wind vectors during July 23 - August 24, 1992.

에는 고도 수십 m의 산이 위치하고 있다. Fig. 2는 고층관측이 실시된 1992년 7월 23일 09시의 종관적 기상상태를 나타내는 일기도이다. 관측일은 한반도가 장마전선의 영향을 받던 시기에 속하나 고층관측일 당시에는 북태평양 고기압의 가장자리에 속해 남부지역은 그 영향권 안에 있었다. 따라서 이 기간동안의 날씨를 여름의 전형적인 날씨와 비교할 수 있다고 볼 수 있다.

### 3.2 관측결과

#### 3.2.1 지상기상 관측

Fig. 3은 1992년 7월 23일부터 8월 24일까지 관측한 지상에서의 바람벡터를 시간별로 평균하여 그린 것이다. 낮시간 동안에 남동풍의 해풍이 불며 밤 9시부터 아침 7시까지는 북서풍의 육풍이 불고 있음을 볼 수 있다. 또한 낮에는 야간보다 2배정도 강한 평균 2.0m/s의 바람이 불고 있음을 볼 수 있다. 그 이유는 낮동안의 해양과 대륙간 온도차가 야간의 경우보다 크며, 또한 turbulent eddy의 활동이 주간에 활발하기 때문이다. 따라서 관측지점은 전형적인 해륙풍의 영향을 받는 곳이라 할 수 있다.

Fig. 4는 같은 기간동안 시간별 평균한 (a)기온, (b)상대습도, (c)일사량 그리고 (d)풍속을 보여준다. 이 기간동안 시간별 평균최고온도는 약 29.5℃이며 평균최저온도는 약 24℃ 정도이고 최고온도는 오후 3시경 최저온도는 오전 6시경에 나타난다. 상대습도는 오후 2시경 79%정도로 가장 낮으며 일출전인 이른 아침에 91.5%정도로 나타났었다. 이는 야간 복사냉각에 의해 지면근처의 기온이 하강하면서 포화수증기량이 감소하기 때문에 나타난 현상이다. 기온과 상대습도는 일출과 동시에 각각 상승, 하강을 급격히 한다. 일사는 오전 6-7시부터 시

대기혼합층 모사를 위한 1차원 수치모형 : 득량만에서의 적용

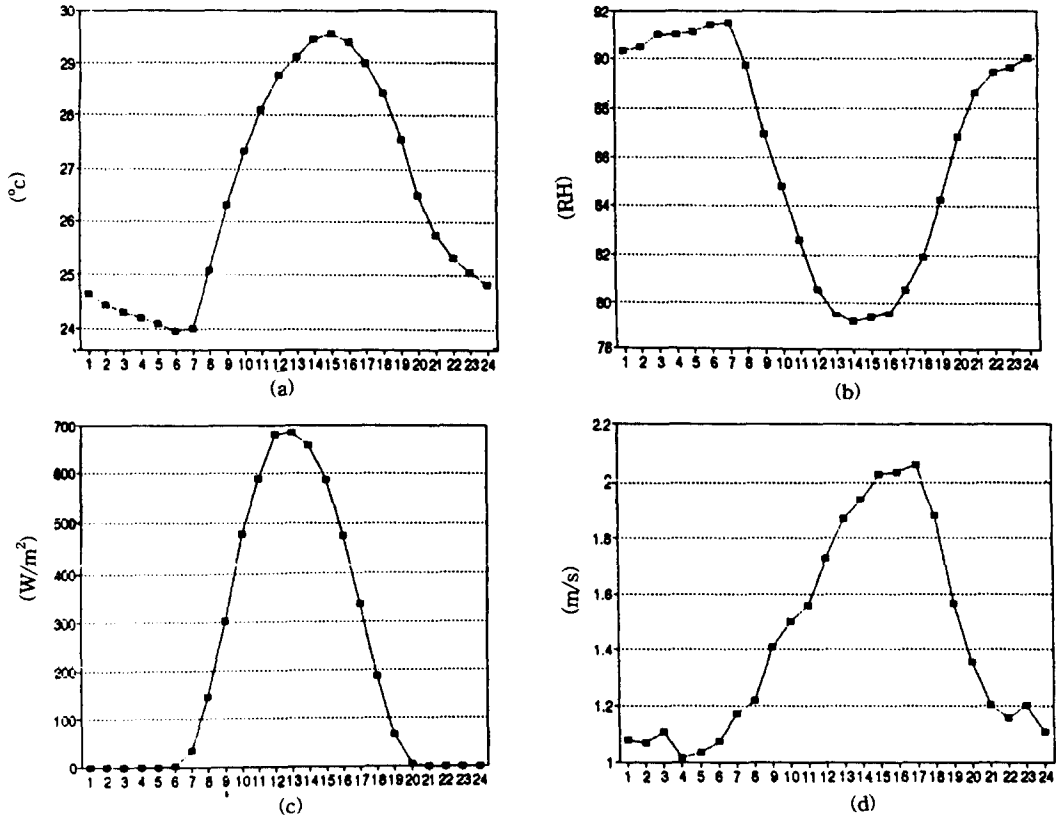


Fig. 4. Hourly averaged (a)temperature, (b)relative humidity, (c)insolation, (d)wind speed for the period of July 23 - August 24, 1992.

작되어 오후 7-8시 정도까지 계속된다. 또한 풍속은 이른 아침부터 서서히 증가하여 늦은 오후부터는 비교적 급격히 감소하는 경향을 나타내고 있다.

3.2.2 고층기상 관측

Fig. 5는 7월 23일 15:00에 관측한 대기의 연직상태이다. Fig. 5(a)에는 기온과 노점온도의 연직분포가 나타나있다. 지상에서부터 약 1.4km까지 기온은 감소하고 이후 1.6km까지는 역전층의 존재로 다시 상승하다가 고층으로 올라가면서 다시 감소하게 된다. 역전층내에서 노점온도가 급격히 감소하여 고층에서는 적은 값을 갖게되는데 이는 수증기량이 혼합층을 지나면서 급격히 감소하고 있음을 보여 준다. Fig. 5(b)는 온위와 상대온위를 나타내는 그림이다. 약 1.4km까지는 대기가 정적으로 약한 안정이나 약 1.5km정도에서 강한 안정

상태를 보이고 있다. 따라서 이상의 관측에서 잘 발달된 경계층이 지상으로부터 약 1.5km사이 에 존재하며 이 층 내에서는 수증기와 온위가 연직적으로 일정하게 분포함으로써 잘 혼합되어 있다.

한편, Fig. 6은 7월 24일 06시에 관측한 자료의 결과이다. Fig. 6(a)에서 보듯이 지상으로부터 최초의 역전층은 약 1km고도에서 나타난다. 2차 역전층은 1.8km정도에서 나타나는데 이는 약 1.5km정도에 습윤층이 있기 때문으로 보인다. 수증기는 하층 1km이하에 집중되어 있으며 그 위 1.5km고도에 수증기의 band가 또한 있으며 온위의 연직분포(Fig. 6(b))에서 보듯이 혼합층과 상층의 공기는 1.0km에 존재하는 역전층으로 인하여 뚜렷이 대조되는 모습이 다.

3.3 경계층 모형의 실험

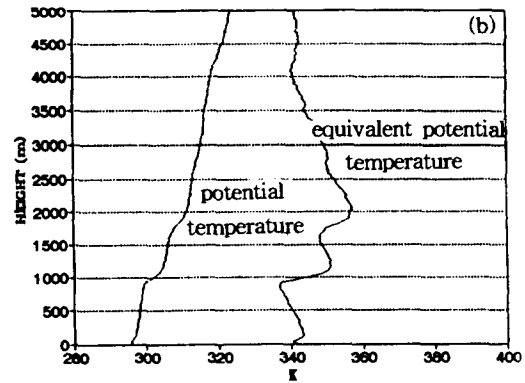
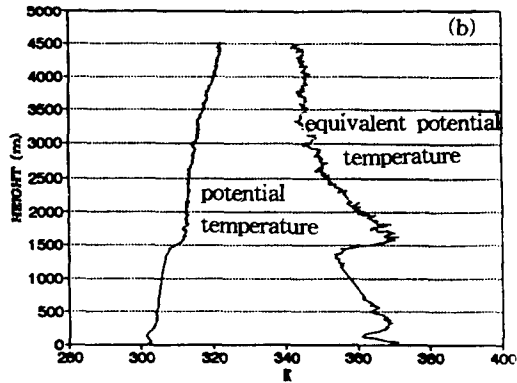
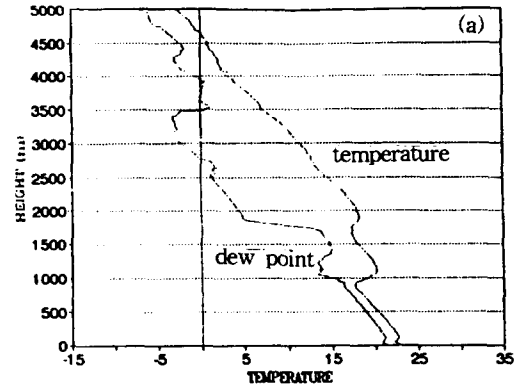
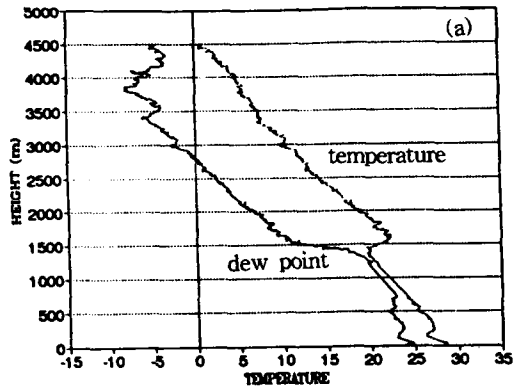


Fig. 5. Vertical distributions of (a)temperature and dew point temperature, (b)potential temperature and equivalent potential temperature of July 23 15:00, 1992.

Fig. 6. Same as Fig. 5, but for July 24 06:00, 1992.

### 3.3.1 실험 방법

3.1절에서 언급한 자료를 경계조건으로 하여 본 연구에서 개발한 모형을 실험하였다. 모형실험은 06:00의 자료를 연직적으로 단순화시킨 후 15:00의 연직분포를 살펴보는 수치실험(Experiment I)과 반대로 단순화된 15:00의 자료를 초기조건으로 사용하여 06:00의 연직분포를 살펴보는 수치실험(Experiment II)으로 나누어 실시하였다. Fig. 7과 8은 각각 Experiment I과 Experiment II에 이용된 초기조건인 기온과 혼합비의 연직분포를 나타낸다.

표면층 높이는 혼합층 높이의 1/10되는 지점에 있다고 가정하여, 두 층을 분류하여 열확

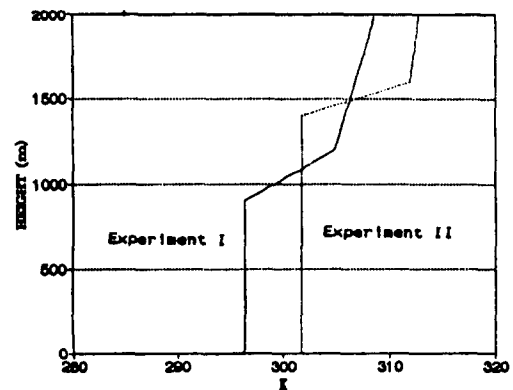


Fig. 7. Initial distribution of potential temperature for Experiments I and II.

산계수를 결정하였다.

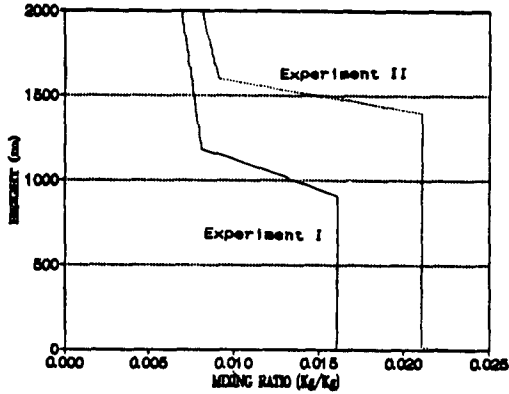


Fig. 8. Same as Fig. 7, but for the mixing ratio.

### 3.3.2 적분 방법

모형은 시간과 공간적으로 중앙차분법 (centered scheme)을 사용했으며, 분산항 (diffusion term)은 수치안정을 위해 전방차분법 (forward scheme)을 이용하였다. 또한 이류항을 해결하는데 발생할 수 있는 해의 이원화 (time-splitting) 현상을 제거하기 위하여 매 10 time-step 마다 Matsuno scheme을 이용하였다.

온위와 혼합비는 매 time-step 마다 구해지며 하층 경계조건의 renewal time interval은 매 10 분이다. 따라서 10분 마다 지표로부터의 현열속도의 경계조건들이 계산되어 적분이 진행되어 나가도록 하였다. 연직 격자간격은 40m이고 총 고도는 4km, 적분 시간 간격은 1초이다. 모형 적분에 필요한 상수와 매개변수 등은 Table 1에 나열되어 있다.

### 3.3.3 적분결과 및 토의

#### 1) Experiment I

Fig. 9는 Experiment I의 결과로 경계층 고도와 하층으로부터 현열속의 시간적 변화를 나타내는 그림이다. 경계층고도는 상향현열속이 양의 값을 갖기 시작하는 오전 8시부터 급격히 증가하여 오후 3시경에는 실제 관측된 고도인 1.4km의 고도보다 조금 더 높은 1.5km에 도달하고 있다.

또한 Fig. 10은 마지막 적분시간인 15:00에서의 실제 관측치와 모형의 결과를 비교한 것이다. 모형의 초기화 자료의 단순화라든지 모

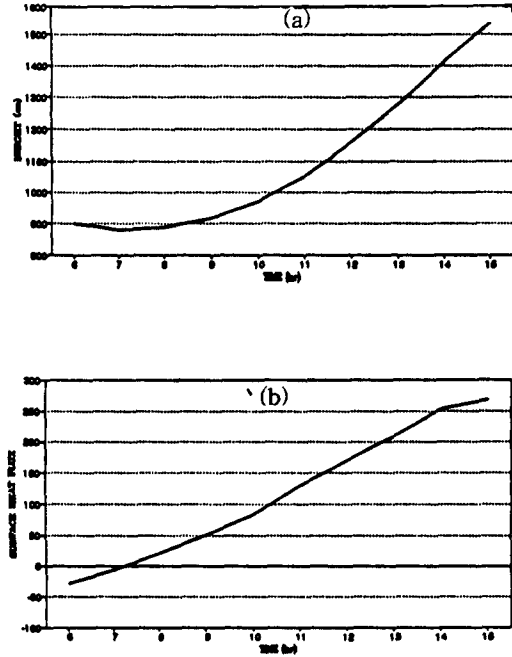


Fig. 9. Simulated time series of mixed layer height and sensible heat flux for the Experiment I.

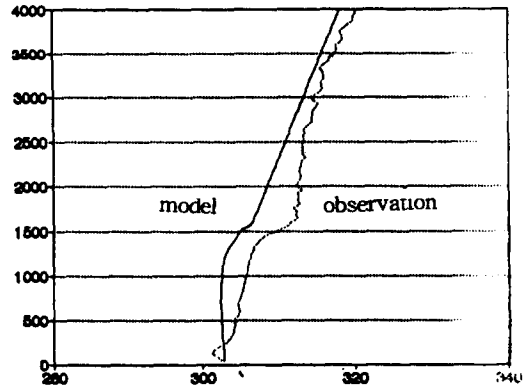


Fig. 10. Comparison of simulated and observed potential temperature at 15:00 the terminal time step of Experiments I.

형에 역학적 과정의 결여, 그리고 변수들의 수평적이류에 의한 변화 등이 이 모형에 고려되어 있지 않는 관계로 모형결과가 관측결과와 똑같게 한다는 것은 불가능하나, 그림에서 보듯이 혼합층고도나 표면층에서의 기온은 관측

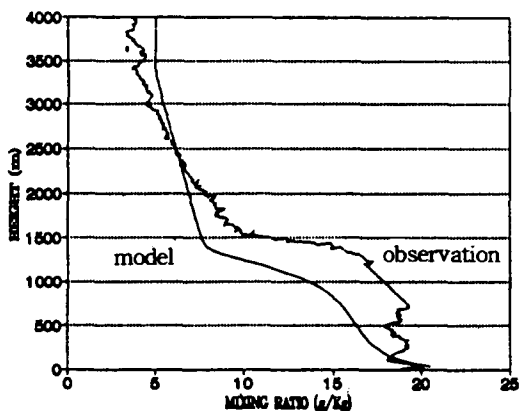


Fig. 11. Same as Fig. 10, but for mixing ratios.

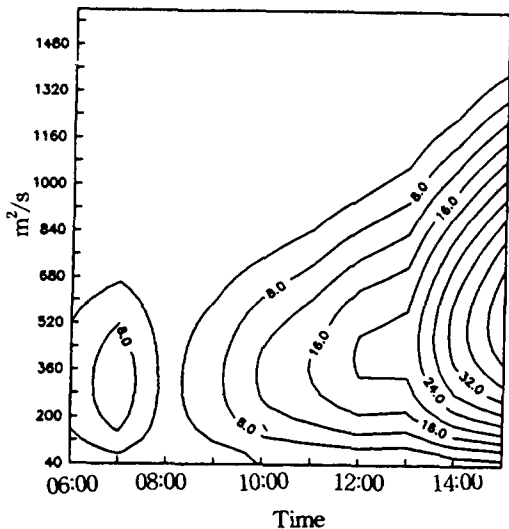


Fig. 12. Vertical distribution of eddy momentum diffusivity coefficient as a function of time in the Experiment I.

치와 유사하다.

또한 Fig. 11은 적분종료시간인 15:00에서의 실제 관측치와 모형의 결과를 비교한 것이다. 하층에서의 혼합비의 증가와 상층에서의 혼합비의 감소 pattern이 잘 묘사되어 있다. 혼합비도 경계층내에서 잘 혼합되어 분포되어 있으며, 혼합층의 고도가 높아지면서 하층의 혼합비도 증가하였다.

Fig. 12는 eddy momentum diffusivity coefficient ( $km$ )의 고도에 따른 시간적변화를

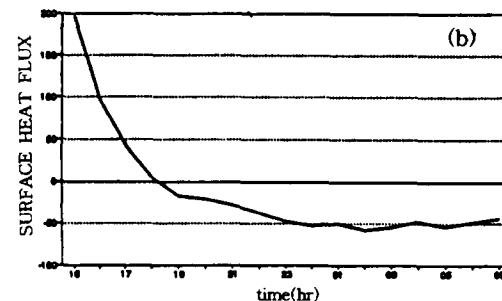
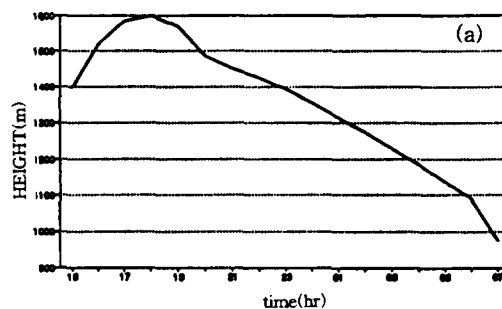


Fig. 13. Same as Fig. 9, but for Experiment II.

나타낸 것이다. 일사에 의해 지표면이 가열되고 이로 인해 현열속이 증가하면 하층대기가 불안정해지면서 에디의 활동이 커지면서 확산계수가 증가한다. 확산계수의 연직구조는 식 (3)에서 나타난 바와 같은 연직구조(Brost와 Wyngaard, 1978)를 갖게된다. 따라서 혼합층 고도의 중간 영역정도에서 확산계수는 큰 값을 갖게된다.

## 2) Experiment II

Fig. 13은 Experiment II의 결과로 경계층 고도와 하층으로부터의 현열속의 시간적변화를 나타내는 그림이다. 경계층의 고도는 하향현열속이 나타나는 오후 6시까지 계속 증가하며 그 이후 감소하기 시작한다. 그 감소는 Experiment I에서와 같은 급격한 성장과는 대조적으로 대단히 완만하다. 이는 경계층의 일변화에 대한 일반적관측(Oke, 1987)에서도 쉽게 나타나는 현상으로 야간에 하향현열속이 일반적으로 주간 상향현열속보다 매우 작기 때문이다. 적분 종료시간인 오전 6시에는 혼합층의



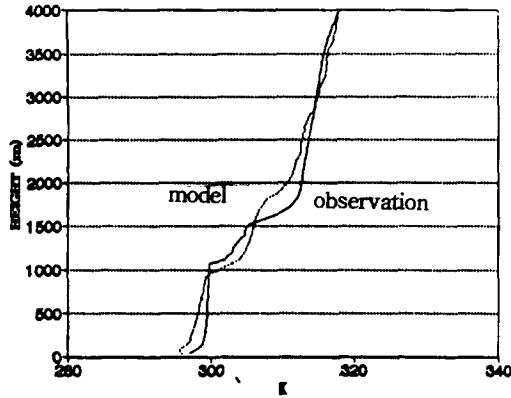


Fig. 14. Same as Fig. 10, but for Experiment II.

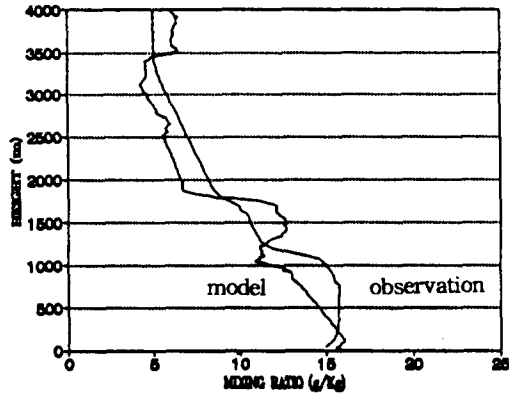


Fig. 15. Same as Fig. 11, but for Experiment II.

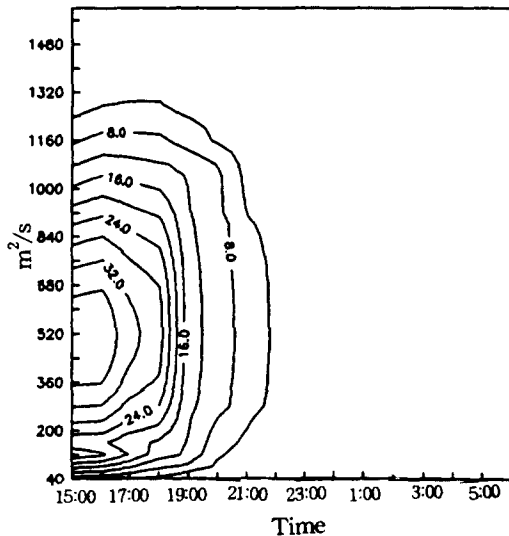


Fig. 16. Same as Fig. 12, but for Experiment II.

고도가 1km에 도달하여 실제 관측치인 0.9-1km에 근접한 결과를 보이고 있다.

그리고 Fig. 14는 마지막 적분시간인 06:00에서의 관측치와 모형의 결과를 비교한 것이다. 언급한 바와 같이 실제대기에 작용하는 많은 종관규모적인 물리적 현상과 역학적 현상을 제거한 까닭에 모양은 다르지만 혼합층의 고도나 지표층에서의 온위는 관측치와 비슷하다.

Fig. 15는 적분종료시간인 06:00에서의 모형결과와 관측치를 비교한 것을 보여준다. 비교결과, 상세 구조는 같지 않으나 유사한 형태의 모사가 가능하다는 것을 나타내주고 있다.

마지막으로 Fig. 16은 eddy momentum diffusivity coefficient의 고도에 따른 시간적 변화를 나타낸 것이다. 일사에 의해 가열되었던 지표면이 식으면서 하향현열속이 증가하면 대기는 안정해지고 따라서 eddy의 활동이 둔화되고 확산계수는 감소하게 되는데 그림은 이와 같은 변화를 보여주고 있다.

#### 4. 결 론

본 연구에서는 표면층과 대기혼합층을 포함하는 대기행성경계층내에서의 기상변수들의 변화를 모사할 수 있는 1차원 열역학 모형을 개발하였다. 모형에서는 표면층과 혼합층에서의 physics를 구별하여 고려하였다. 모형은 온위와 혼합비의 시간적변화를 예측할 수 있는 2개의 예보방정식과 그 밖에 여러가지의 진단방정식으로 구성되어 있다.

혼합층의 고도는 지표로부터의 현열속에 의해 영향을 받는다는 가정하에 구해지며, 이 혼합층의 고도와 대기의 안정도를 고려하여 열과 수증기의 확산계수의 연직분포가 결정되게 된다.

모형을 실험하기 위하여 득량만에서 1992년 7월 23일부터 한달간 관측한 지상기상자료와 1일간 관측한 고층기상 관측자료를 이용하여 모형의 결과를 분석하였다. 모형의 결과를 보면 혼합층 고도의 일변화가 관측한 일변화와 잘 일치함을 보였다. 즉, 이른 아침에서 이른 오후까지 급속한 혼합층의 성장과 늦은 오후의 최대고도, 그리고 일몰후 서서히 감소하는 혼합층의 고도등이 잘 모사되고 있다. 또한 혼합층 내에서의 온위와 수증기 혼합비의 변화등이 비교적 잘 모사되고 있음을 알 수 있었다.

따라서 모형은 주어진 경계조건에 따라 적절히 반응하고 있음을 보여주는데 이는 모형 실험이 안고 있는 결함, 즉 주어지는 경계조건 및 초기조건의 문제점 그리고 모형이 안고 있는 결함에도 불구하고 모형에 사용된 여러가지 가정이나 이론이 비교적 적절히 모수화되었음을 의미한다.

모형이 갖고 있는 가장 큰 결함은 1차원 모형이기 때문에 수평적으로는 균일한 대기 상태를 가정(또는 수평적으로는 이류가 없는 상태)한다는 점이다. 따라서 3차원 대기가 가질 수 있는 여러가지 다양성은 고려될 수 없다는 것이다. 그러므로 이와 같은 모형은 수평적으로 비교적 균일한 종관적 상태에서 사용하기 적합하며 적분기간이 길어질수록 대기는 대규모 종관상태의 영향을 더 받으므로 모형의 정확도는 급격히 낮아질 수 밖에 없다.

모형의 개선으로서 모형에 수평운동 분산 방정식을 첨가하는 것인데, 그 과정은 이미 본 모형에서 eddy momentum diffusivity coefficient를 구하기 때문에, 적절한 상층풍 자료만 주어질 경우 쉽게 해결될 수 있다.

모형의 보다 나은 개발과 개선, 그리고 실험을 위해서는 보다 더 완벽한 관측이 필요하다. 즉, air sonde에 의한 관측과 더불어 pibal이나 soda등의 장비를 이용한 상층풍의 관측과, 현열 및 잠열의 방출을 보다 정밀히 모수화 할 수 있는 고감도의 온도계, 습도계 그리고 풍속계 등을 이용한 종합적인 관측이 있어야 대기 경계층에 대한 수치모형실험이 향상될 수 있다고 본다.

또한 대기경계층 모형의 개발과 함께 해양 경계층 모형의 개발이 이루어진다면 해양의 열수지와 대기혼합층내의 변화를 통한 두 계(system)간의 상호작용을 이해하는데 더 큰 도움이 될 것이다. 열, 질량 그리고 운동량의 상호교환에 의한 해양-대기 혼합층간의 상호진화(interactive evolution)을 모사하고자 한 노력은 그다지 많지 않았으며(e.g., Kraus and Leslie, 1982), 또한 mixed layer physics를 대규모 순환모형에 적용하려는 시도도 많지 않았다(e.g., Schopf와 Cane, 1983; Ahn, 1990). 따라서 두 모형의 개발을 통한 각개의 계 및 두 계의 상호작용연구 역시 중요한 과제라 할 수 있다.

#### 감사의 글

이 연구는 부경대학교 해양산업개발연구소의 지원과제(921-1211-06-1)의 지원과 부산대학교 컴퓨터 및 정보통신연구소의 일부지원에 의하여 이루어졌다. 관측에 참여한 이부용 선생을 비롯한 부산대 대기과학과 대학원생들과 그림과 자료 처리를 도와준 조익현군에게 감사한다.

#### 참 고 문 헌

- Ahn, J. B., 1990, A study of El Nino/Southern Oscillation: Numerical Experiments and data analysis. *Ph.D. thesis*, Oregon State Univ., 177 pp.
- Brost, R. A. and J. C. Wyngaard, 1978, A Model study of the stably stratified planetary boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, 35, 1427 - 1440.
- Bunker, A. F., 1976, Computation of Surface Energy Flux and Annual Air-Sea Interaction Cycles of the North Atlantic Ocean. *Mon. Wea. Rev.*, 104, 1122-1140.
- Bunker, A. F., 1972, Wintertime interactions of the atmosphere with the Mediterranean Sea. *J. Phys. Oceanogr.*, 2, 225-238.
- 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.
- Businger, J. A., J. C. Wyngaard, Y. Izumi, and E. F. Bradley, 1966, Transfer of momentum and heat in the planetary boundary layer. *Proc. Symp. Arctic Heat Budget and Atmospheric Circulation*, The Rand Corp., 305-331.
- Holtslag, A. A. M., 1987, Surface fluxes and boundary layer scaling ; models and application. *KNMI Sci. Rep.* 87-02.
- Kraus, E. B. and L. D. Leslie, 1982, The interactive evolution of the oceanic and atmospheric boundary Layers in

- the source regions of the trades. *J. Atmos. Sci.*, 39, 2760-2772.
- Kraus, E. B. and L. D. Leslie, 1985, Model of Interactive Mixed layers. Coupled Ocean-Atmosphere Model, J. Nihoul, Ed., *Elsevier Oceanogr. Series*, 40, 131-151.
- Schopf, P. S., and M. A. Cane, 1983, On Equatorial Dynamics, Mixed Layer physics and Sea Surface Temperature. *J. Phys. Oceanogr.*, 13, 917-935.
- Troen, I. and L. Mahrt, 1986, A simple model of the atmospheric boundary layer: Sensitive to surface evaporation. *Bound. Layer Meteorol.* 37, 129-148.