

## UHF 레이더를 이용한 대류 경계층 고도의 추정

허복행\* · 김경익\*\*

기상청\*, 경북대학교 천문대기과학과\*\*

### Estimation of the Convective Boundary Layer Height Using a UHF Radar

Bok-Haeng Heo\* and Kyung-Eak Kim\*\*

Korea Meteorological Administration\*, Dept. of Astronomy and Atmospheric Sciences, Kyungpook National University\*\*

**Abstract :** The enhancement of the refractive index structure parameter  $C_n^2$  often occurs where vertical gradients of virtual potential temperature  $\theta_v$ , and mixing ratio  $q$  have their maximum values. The  $C_n^2$  can be a very useful parameter for estimating the convective boundary layer(CBL) height. The behavior of  $C_n^2$  peaks, often used to locate the height of mixed layer, was investigated in the present study. In addition, a new method to determine the CBL height objectively using both  $C_n^2$  and vertical air velocity variance  $\sigma_w$  data of UHF radar was also suggested.

The present analysis showed that the  $C_n^2$  peaks in the backscatter intensity profiles often occurred not only at the top of the CBL but also at the top of a residual layer or at a cloud layer. The  $C_n^2$  peaks corresponding to the CBL heights were slightly lower than the CBL heights derived from rawinsonde sounding data when vertical mixing owing to weak solar heating was not significant and the heights of strong vertical  $\theta_v$  gradients were not consistent with that of strong vertical  $q$  gradients. However, the  $C_n^2$  peaks corresponding to the CBL heights were in good agreement with the rawinsonde-estimated CBL heights when vertical mixing owing to solar heating was significant and the vertical gradient of both  $\theta_v$  and  $q$  in the entrainment zone was very strong.

The maximum backscatter intensity method, which determines the height of  $C_n^2$  peak as the CBL height, correctly estimated the CBL height when the  $C_n^2$  profile had single peak, but this method erroneously estimated the CBL height when there was a residual layer or a cloud layer over the top of the CBL. The new method distinguished the peak by the CBL height from the peak due to a cloud layer or a residual layer using both  $C_n^2$  and  $\sigma_w$  data, and correctly estimated the CBL height. As for estimation of diurnal variation of the CBL height, the new method provided more stable and reliable estimations of the CBL heights in real time than the maximum backscatter intensity method even if the vertical profile of backscatter intensity had two peaks from the CBL height and a residual layer or a cloud layer.

**Key Words :** UHF radar, convective boundary layer, maximum backscatter intensity method

**요약 :** 굴절 지수 구조 매개 변수(refractive index structure parameter)  $C_n^2$ 의 증가는 보통 가운데

(virtual potential temperature)  $\theta_v$ 와 혼합비(mixing ratio)  $q$ 의 연직 기울기가 최대가 되는 고도에서 발생하며, 대류 경계층(convective boundary layer)의 고도를 추정하는데 있어서 매우 유용한 매개 변수로 사용된다. 이 연구에서는 대류 경계층 고도의 추정에 이용되는  $C_n^2$  침투의 발생 특성이 조사되었으며, 또한 UHF 레이더로 관측된  $C_n^2$ 와 연직 속도의 분산  $\sigma_w$  자료를 이용하여 대류 경계층 고도를 객관적으로 추정하는 방법이 제시되었다.

UHF 레이더의  $C_n^2$  연직 분포에서 침투는 대류 경계층의 정상부뿐만 아니라 잔류층의 정상부나 구름층에서도 발생하였다. 약한 태양 복사로 연직 혼합이 뚜렷하지 않는 경우에 대류 경계층 고도에 상응하는  $C_n^2$  침투는 레윈존데(rawinsonde) 관측 자료로부터 추정된 대류 경계층 고도보다 약간 낮았다. 반면에, 강한 태양 복사에 의해 연직 혼합이 강하고 유입대에서  $\theta_v$ 와  $q$ 의 연직 기울기가 매우 큰 경우에 대류 경계층 고도에 상응하는  $C_n^2$  침투는 레윈존데 관측 자료로부터 추정된 대류 경계층 고도와 잘 일치하였다.

$C_n^2$  침투의 고도를 대류 경계층 고도로 결정하는 최대 후방 산란 강도 방법(maximum backscatter intensity method)은  $C_n^2$  연직 분포에서 하나의 침투가 있을 경우에는 오류 없이 대류 경계층 고도를 추정하였지만 대류 경계층 고도 위에 잔류층이나 구름층이 있을 경우에는 대류 경계층 고도를 잘못 추정하였다. 본 연구에서 새로이 제시된 방법은 UHF 레이더의  $C_n^2$ 와  $\sigma_w$  자료를 이용하여 대류 경계층 고도로부터 오는  $C_n^2$  침투를 잔류층이나 구름층으로부터 오는  $C_n^2$  침투로부터 구별하여 오류 없이 대류 경계층 고도를 추정하였다. 또한 이 방법은 대류 경계층 고도의 일변화 추정에 적용되었으며, 후방 산란 강도의 연직 분포에서 두 개의 침투가 존재할 경우에도 더욱 신뢰성 있고 안정되게 대류 경계층 고도를 실시간으로 추정하였다.

## 1. 서 론

대기 경계층 고도는 대기 오염 물질의 연직 혼합을 좌우하는 중요한 매개 변수로서 대기 오염의 감시와 추정에 이용되어왔다. 또한 이 고도는 대기 경계층 안에서 운동량, 현열, 그리고 잠열의 속(flux), 변동(variance), 연직 기울기 등을 표현하기 위한 매개 변수에 반드시 포함되는 규모 인자이며, 대기 경계층의 수치 예보에 있어서 필수적으로 요구되는 기본적인 매개 변수이다(Stull, 1988; Beyrich and Weill, 1993).

주간 대류 경계층(convective boundary layer: CBL)은 일반적으로 기온 역전층에 의해 덮여져 있으며, 이 역전층은 자유 대기와 혼합층(mixed layer)의 경계면으로 작용하여 두 대기층 사이에 오염 물질이 연직 혼합되는 것을 방해한다. 자유 대기와 혼합층의 경계면, 즉 유입대(entrainment zone)에서는 자유 대기의 건조한 공기가 혼합층으

로 유입·혼합되어 가온위(virtual potential temperature)의 연직 분포가 급격하게 변하며, 또한 지표 가열에 의한 열적 플룸(thermal plume)은 최대 유입대 고도까지 도달하기 때문에 열속(heat flux)이 최소를 보인다. 이러한 특성에 따라 대류 경계층 고도는 온위(potential temperature), 가온위, 열속 등의 물리량으로 정의되어 왔다. 온위나 가온위의 연직 분포에서 온위나 가온위의 연직 기울기가 최대가 되는 고도를 대류 경계층 고도로 정의되며(Sullivan *et al.*, 1998), 열속의 연직 분포에서는 부력속(buoyancy flux)이 최소로 되는 고도를 대류 경계층 고도로 정의된다(Deardorff *et al.*, 1980; Wyngaard and LeMone, 1980).

자유 대기와 혼합층의 경계면에서는 자유 대기로부터 유입된 건조 공기가 혼합층의 공기와 혼합되어 기온과 습도의 연직 분포에서 강한 기울기를 가진 층을 형성한다. 이러한 층은 UHF(Ultra High Frequency) 레이더나 SODAR(Sound Detection

and Ranging)의 신호를 강하게 산란시켜 굴절 지수 구조 매개 변수(refractive index structure parameter)  $C_n^2$ 나 신호 대 잡음비(signal-to-noise ratio: SNR)의 연직 분포에서 첨두로 나타난다. 후방 산란 강도의 연직 분포에서 첨두는 구름층에 의해서도 나타나기도 한다. 이러한 첨두는 구름 안의 난류 혼합이나 구름 안으로 주위 공기의 유입으로 기온과 습도의 기울기가 큰 층이 형성되고 이 층에 의해 후방 산란이 강해지기 때문이다 (Angevine *et al.*, 1994). 또한 후방 산란 강도의 연직 분포에서 첨두는 전 날에 형성된 주간 대류 경계층의 특성이 그대로 유지되어 형성된 잔류층(residual layer)의 정상부에서도 발생한다(Dye *et al.*, 1995). 많은 수치 모델 또는 관측의 연구에서 대기 경계층 위에 있는 기온 역전층의 기저에서 또는 습도의 연직 기울기가 큰 고도에서  $C_n^2$ 값이 크게 증가한다는 것이 밝혀졌다(Burk, 1980; Wyngaard and LeMone, 1980; Fairall 1991; Angevine *et al.*, 1994). Benech *et al.* (1997)은 기온 역전층의 기저와 정상부 사이에서  $C_n^2$ 의 첨두가 나타나며 기온 역전층의 기저 근처에서 난류 운동 에너지의 소멸률이 뚜렷하게 감소한다는 것을 밝혔다. Grimsdell and Angevine (1998)는 대류 경계층의 정상부에 뚜렷한 구름층이 있을 때 뚜렷한  $C_n^2$  첨두를 찾기 어렵거나 구름층의 고도에서  $C_n^2$  첨두가 발생할 수 있음을 밝혔다.

최근 많은 연구자들에 의해 UHF 레이더로 대류 경계층 고도를 관측하기 위한 여러 가지 기법이 개발되어왔다. White (1993)는 구름이 없는 대류 경계층에서 관측된 SNR의 연직 분포로부터 SNR 첨두를 찾고 그 고도를 대류 경계층 고도로 추정하였다. Angevine *et al.* (1994)은 일정한 기간 동안에 관측된 SNR의 연직 분포에서 SNR 첨두가 발생한 고도의 중앙값을 취하여 그 기간 동안의 대표적인 대류 경계층 고도를 추정하였다. 이 방법 모두 대류 경계층의 정상부에 있는 기온 역전층에 의한  $C_n^2$ 의 강화를 기초를 두고 있어 레이더 위에 구름층이 있어 그 구름층으로부터  $C_n^2$ 의 첨두가 발생하는 경우에는 적용하기 어렵다. Dye

*et al.* (1995)은 산재된 구름으로부터 발생한  $C_n^2$  첨두를 제거하기 위하여  $C_n^2$ 의 중앙값 연직 분포를 이용하여 대류 경계층 고도를 추정하였다. 그러나 이 방법도 레이더 위에 구름층이 일정 시간 동안 지속적으로 존재할 경우에 구름층 고도를 대류 경계층 고도로 잘못 추정하였다.

본 연구에서는 대류 경계층 고도의 추정에 기본이 되는  $C_n^2$  첨두의 발생 특성을 조사하며, UHF 레이더의  $C_n^2$  자료와 연직 속도의 분산  $\sigma_w$  자료를 이용하여 대류 경계층 고도를 추정하는 방법을 제시하고자 한다. 또한 이 방법을 맑은 날과 구름이 있는 날에 대하여 적용하여 대류 경계층 고도의 추정에 대한 수행 능력을 조사하고자 한다.

## 2. 관측 자료와 UHF 레이더의 특성

본 연구에서 이용한 관측 자료는 TRAC (Turbulence, Radar, Aircraft, Cells) 실험 기간 동안 수집된 자료이다. TRAC은 대기 경계층에서 지속성 있는 구조(coherent structure), 난류와 지속성 있는 수송의 정량화, 지표 열속과 유입, 그리고 대기 경계층과 구름 사이의 상호 작용을 조사하고, 수치 실험을 위한 관측 자료를 얻기 위하여 수행되었다. 이 실험은 1998년 6월 15일부터 7월 5까지 프랑스 중부에 위치한 60 km<sup>2</sup> 면적의 평지에서 이루어졌으며, 이 지역은 해양이나 산악 지역으로부터 수백 km 이상 떨어진 평지이다.

한 대의 도플러 레이더, 2대의 UHF 레이더, 1대의 SODAR, 1대의 운고계, 1개 지점의 레윈존데, 그리고 2대의 항공기가 운영되어 다양한 종류의 데이터가 수집되었다. 레윈존데 관측은 Viabon (48.21N, 1.68E)에서 하루에 5번, 각각 0200, 0500, 0800, 1100, 그리고 1400 LST에 실시되었으며, 이 레윈존데 관측의 고도 분해능은 약 30 m이다. UHF 레이더는 프랑스 Etablissement Degreane에 의해 개발·생산된 장비로서 대기 경계층의 바람과 난류의 관측을 위하여 레윈존데 관측 지점과 동일한 관측 지점에서 연속적으로 운영되었다. 이

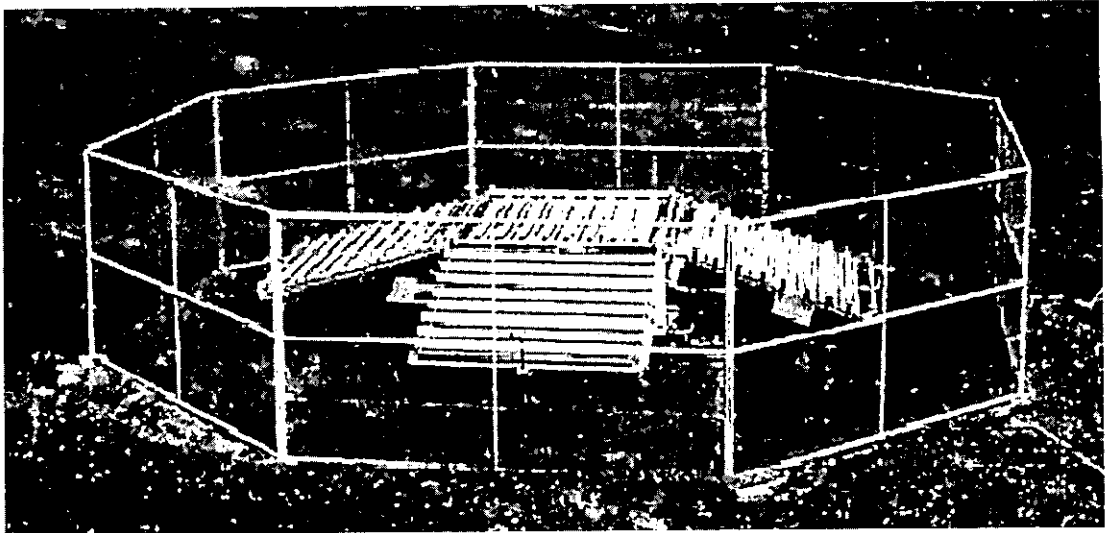


Fig. 1. Picture of UHF radar(Etablissement Degreane, France) used in TRAC experiment.

UHF 레이더의 외형은 Fig. 1과 같으며, 레이더 특성은 Table 1에 요약되어 있다. 이 레이더의 운영

Table 1. Characteristics of UHF radar used in TRAC experiment.

Parameters	Characteristic value
<b>Transmitter</b>	
frequency	1,238 MHz
wavelength	24.2 cm
peak power	4 kW
pulse length	150 m
pulse repetition frequency	20,000 Hz
one-way beam width	8.5°
<b>Antenna</b>	
type	five panel array
one vertical beam (elevation angle)	90°
four oblique beam (off-zenith angle)	17°
antenna area	2 m <sup>2</sup>
<b>Receiver</b>	
number of FFT points	128
number of incoherent integrations	10
number of coherent integrations	100
Inter Pulse Period	30μs
number of gate	50
range resolution	75 m
maximum unambiguity range	6 km
velocity resolution	0.1 ms <sup>-1</sup>
maximum unambiguity velocity	± 6 ms <sup>-1</sup>
minimum detectable signal	-18.8 dBZ

주파수는 1238 MHz이다. 안테나는 면적이 2 m<sup>2</sup>인 배열 안테나(array antenna)의 5개로 구성되어 있으며, 이 중에서 1개의 안테나에서는 연직빔이 발사되고 나머지 4개의 안테나에서는 경사빔이 발사된다. 경사빔은 천정으로부터 약 17° 기울어져 있다. 이 레이더의 첨두 출력은 4 kW이며, 반전력점의 빔 폭은 8.5°이다. 이 UHF 레이더의 펄스 길이는 150 m로서 관측 자료는 최저 고도 65 m부터 75 m 고도 간격으로 수신된다. 레이더 빔의 각 방향에서 신호 강도, 시선 속도, 그리고 스펙트럼 폭에 대한 자료가 매 60초마다 수집되며, 이 자료를 합성하여 만든 바람 관측 자료가 매 5분마다 수집된다.

### 3. 레윈존데 관측 자료로부터 추정된 대류 경계층 고도와 UHF 레이더의 C<sub>n</sub><sup>2</sup> 첨두 고도의 비교

대기 경계층에서 전자기파나 음파의 후방 산란은 온도나 습도의 연직 기울기에 의해 크게 영향을 받는다. UHF 레이더에 의해 관측된 C<sub>n</sub><sup>2</sup> 첨두는 보통 대류 경계층의 정상부에 있는 유입대에서 발생한다. 온도와 습도의 변화에 따른 C<sub>n</sub><sup>2</sup> 첨두의

특성을 조사하기 위하여 레윈존데 관측 자료로부터 대류 경계층 고도와 잠재 반사도(potential refractivity)를 추정하였다.

대류 경계층 고도는 Sullivan *et al.* (1998)의 기울기 방법(gradient method)을 이용하여 레윈존데 관측 자료로부터 추정하였다. 기울기 방법에서는 온위나 가온위  $\theta_v$ 의 연직 기울기가 최대인 고도를 대류 경계층 고도로 추정한다. 대류 경계층이나 그 정상부에 뚜렷한 구름층이 있을 경우에도 동일한 방법으로 대류 경계층 고도를 추정하였다. 이것은 산재된 구름이 있더라도 대류 경계층의 고도는 주로 태양의 지표 가열에 의해 지배를 받기 때문이다. 본 연구에서  $\theta_v$ 의 연직 기울기는 각 고도에서 중앙 차분법으로 계산하였으며, 가온위의 기울기가 양의 최대값을 갖는 고도를 대류 경계층 고도로 결정하였다.

잠재반사도  $M^2$ 은 주로 레이더 굴절 지수의 연직 기울기에 의해 결정되며, 다음 식에 의해 레윈존데 관측 자료로부터 계산된다(Ottersten, 1969).

$$M = -77.6 \times 10^{-6} \left( \frac{P}{T} \left( \frac{d\ln\theta}{dz} + \frac{15,500q}{T} \frac{d\ln\theta}{dz} - \frac{7,750q}{T} \frac{d\ln q}{dz} \right) \right) \quad (1)$$

여기서  $P$ ,  $T$ ,  $q$ ,  $\theta$ , 그리고  $z$ 는 각각 기압(hPa), 기온(K), 혼합비(kg/kg), 온위(K), 그리고 고도(m)이다.

Fig. 2는 1998년 6월 19일 0803 LST와 1059 LST에 Viabon에서 관측된 레윈존데 자료로부터 구한  $\theta_v$ ,  $q$ , 가온위 기울기( $d\theta_v/dz$ ), 그리고 잠재 반사도  $\log M^2$ 의 연직 분포이며, 레윈존데 관측 시간에 가장 근접한 시간에 UHF 레이더로 관측된  $C_n^2$ 의 연직 분포이다. 이 날은 바람이 매우 약하였으며 아주 맑은 날씨를 보였다.

Fig. 2(a)의 첫째 그림은  $\theta_v$ 와  $q$ 의 연직 분포이며,  $\theta_v$ 의 연직 분포를 보면 0.3–0.7 km와 1.0–1.6 km에서 고도에 따라  $\theta_v$ 가 크게 증가하는 강한 안정층이 있으며, 0.7과 1.0 km 사이에 고도에 따라  $\theta_v$ 값이 거의 일정한 잔류층이 존재한다.  $q$ 의 연직 분포를 보면 0.3 km부터 약 0.5 km까지 혼합비가 급격히 감소한다.

가온위 기울기의 연직 분포인 Fig. 2(a)의 둘째 그림을 보면, 0.4 km 이하에서  $d\theta_v/dz$ 의 값이 음이거나 거의 0에 가깝고 0.4 km 이상에서는 계속해서 양의 값을 가진다. 또한 0.5 km, 1.2 km, 1.5 km에서 세 개의 주요한 첨두가 나타난다. 기울기 방법에 따르면 가온위 기울기의 연직 분포에서 가장 낮은 첨두의 고도에 해당하는 0.5 km를 대류 경계층 고도로 추정할 수 있다.

Fig. 2(a)의 셋째 그림은  $\log M^2$ 의 연직 분포로서, UHF 레이더로 관측된  $C_n^2$ 의 연직 분포와 비슷한 고도 분해능으로 비교하기 위하여 레윈존데 관측 자료의 5개 고도(약 150 m)를 이동 평균한 값이다.  $\log M^2$ 로부터 추정되는 대류 경계층 고도는  $\theta_v$ 와  $d\theta_v/dz$ 의 연직 분포로부터 추정되는 대류 경계층 고도보다 약간 낮다.

Fig. 2(a)에서 마지막 그림은 UHF 레이더에 의해 관측된  $C_n^2$ 의 연직 분포로서 두 개의 첨두를 가지고 있다. 두 개의  $C_n^2$  첨두가 모두  $\theta_v$ 와  $d\theta_v/dz$ 의 연직 분포로부터 추정된 잔류층 정상부와 대류 경계층 고도 보다 약간 낮은 고도에서 발생하였다. 약 0.4 km에 있는  $C_n^2$  첨두의 고도는  $\theta_v$ 와  $d\theta_v/dz$ 의 첨두보다는  $\log M^2$  첨두의 고도와 거의 일치한다.  $\theta_v$ 와  $d\theta_v/dz$ 의 연직 분포로부터 구한 대류 경계층 고도와  $\log M^2$ 로부터 구한 대류 경계층 고도와 차이가 발생하는 이유는 대류 경계층에서 혼합비의 최대 기울기 고도가 가온위의 최대 기울기 고도와 일치하지 않으며,  $\theta_v$ 와  $\log M^2$ 에 대한 혼합비와 온도의 기여도가 서로 다르기 때문이다.

태양 복사에 의해 지표 가열이 활발해질 때 전형적인  $\theta_v$ 와  $q$ 의 연직 분포는 Fig. 2(b)의 첫째 그림과 같다.  $\theta_v$ 값은 0.9 km 이하 고도에서 거의 일정하다가 1.2 km 근처에서 급격하게 증가한다. 그리고  $q$ 값은 약 0.8 km 이하의 고도에서 거의 일정하다가 0.8 km와 1.3 km 사이에서 급격하게 증가한다. Fig. 2(b)의 둘째 그림은  $d\theta_v/dz$ 의 연직 분포이다.  $d\theta_v/dz$  값은 0.9 km 이하에서 거의 0에 가까운 값을 보이며, 0.9 km 이상부터 양의 값을 가지다가 약 1.2 km에서 급격하게 증가하여 첨두로 나타난다.  $\theta_v$ ,  $q$ , 그리고  $d\theta_v/dz$ 의 연직 분포로부터

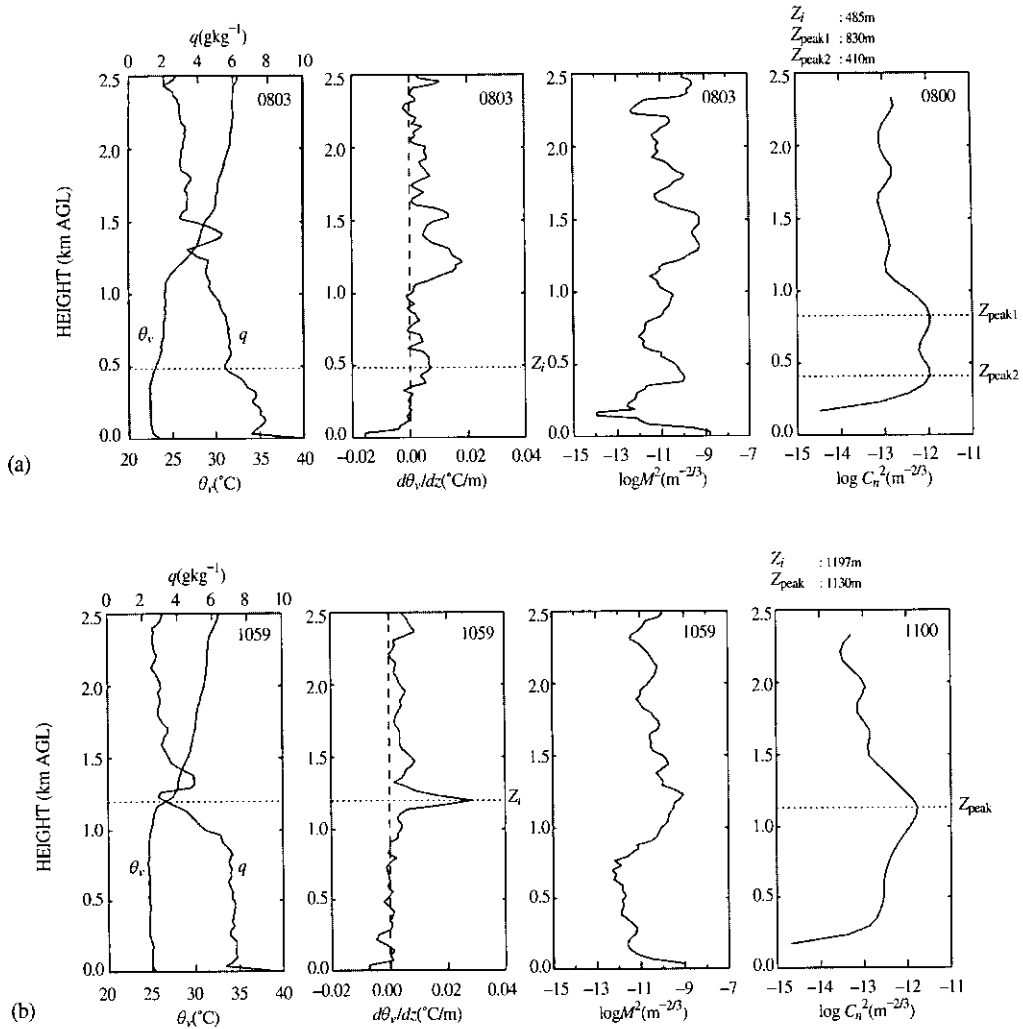


Fig. 2. Vertical profiles of virtual potential temperature( $\theta_v$ ), mixing ratio( $q$ ), virtual potential temperature gradient( $d\theta_v/dz$ ), and potential refractivity( $M^2$ ) from rawinsonde observations at (a) 0803 and (b) 1059 LST and  $C_n^2$  profiles of UHF radar observed shortly around launch time of the soundings on 19 June, 1998 at Viabon. The  $Z_i$  denotes the convective boundary layer height determined by the gradient method of Sullivan *et al.* (1998) from rawinsonde observations and the  $Z_{peak1}$  (or  $Z_{peak}$ ) and  $Z_{peak2}$  represent the primary and secondary peaks in  $C_n^2$  profiles of UHF radar, respectively.

약 1.2 km를 대류 경계층 고도로 결정할 수 있다. 추정된 고도는  $\log M^2$  침투의 고도뿐만 아니라  $C_n^2$  침투의 고도와도 아주 잘 일치한다. 이 결과는 대류 경계층에서 태양 복사에 의한 지표 가열로 연직 혼합이 활발할 때  $C_n^2$  침투가 레원존데 관측 자료로부터 추정된 대류 경계층 고도와 잘 일치한다는 것을 보여준다.

Fig. 3은 1998년 6월 29일 0802 LST, 1119 LST, 1403 LST에 관측된 레원존데 자료로부터 구한  $\theta_v$ ,  $q$ ,  $d\theta_v/dz$ , 그리고  $\log M^2$ 의 연직 분포이다. 그리고 레원존데 관측 시간에 가장 근접한 시간에 UHF 레이더로 관측된  $C_n^2$ 의 연직 분포이다. 이 날은 관측 기간 내내 상당한 양의 하층운이 존재하였다. 구름층이 있을 때  $C_n^2$ 의 특성을 조사하기 위

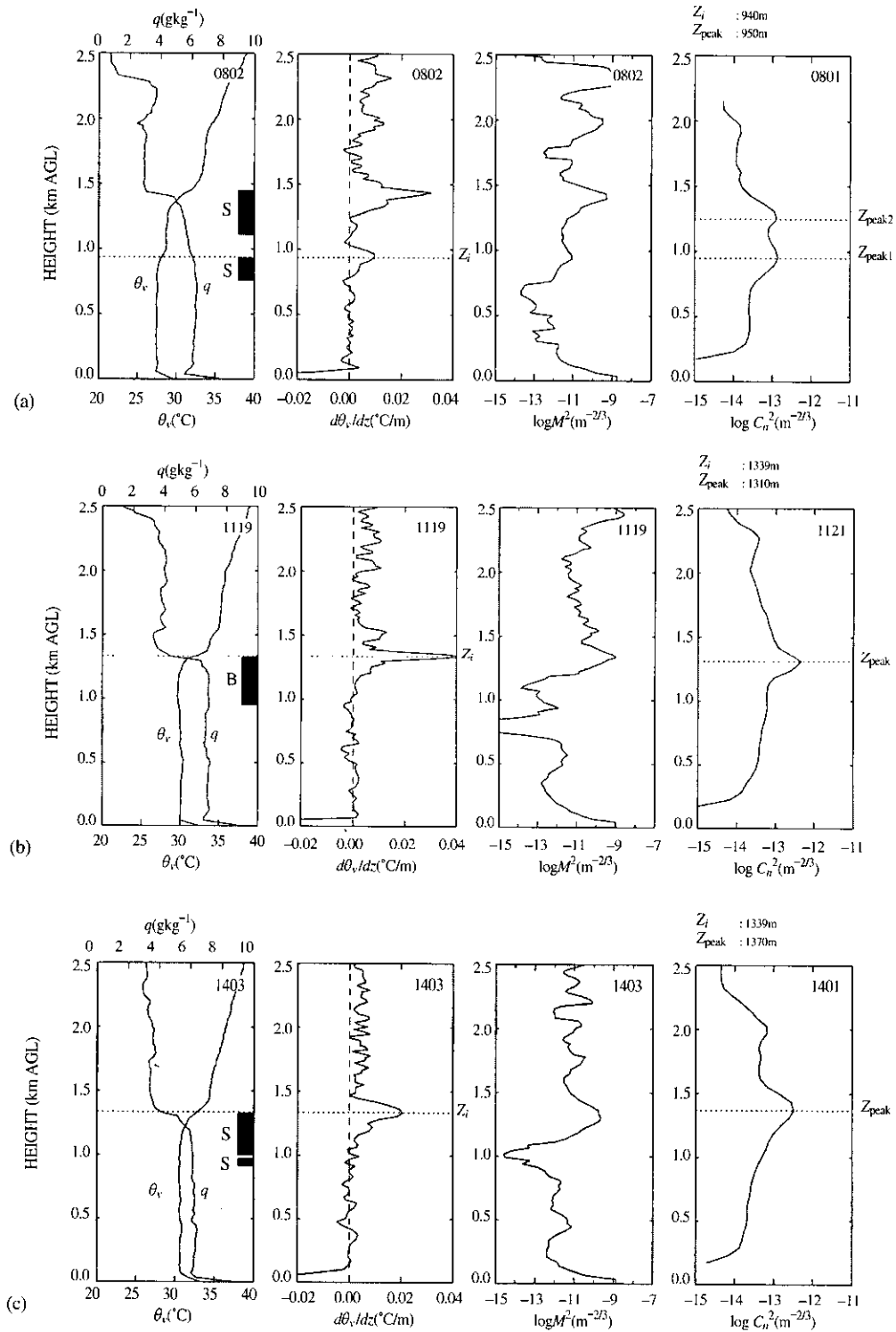


Fig. 3. As in Fig. 1 except for (a) 0802, (b) 1119, and (c) 1403 LST on 29 June, 1998. Vertical solid bars with B and S characters in the leftmost panel represent a cloud layer and broken and scattered cloud, respectively.

하여 Chernykh and Eskridge (1996)의 방법으로 레윈존데 관측 자료로부터 구름층의 두께를 추정하였다. 이 방법은 온도와 상대 습도의 연직 기울기에 대한 도함수를 이용하여 운저와 운정을 결정하며, 운량과 이슬점 편차의 관계식으로부터 운량을 결정한다.

Fig. 3(a)의  $\theta_v$ 와  $q$ 의 연직 분포에서는 두 개의 안정층 또는 전이층이 나타난다. 하나는 0.7-1.1 km에서 나타나며, 여기서  $\theta_v$ 는 증가하고  $q$ 는 감소한다. 다른 하나는 1.2-1.5 km에서 나타나며, 여기서  $\theta_v$ 는 급격하게 증가하고  $q$ 는 급격하게 감소한다. Chernykh and Eskridge(1996)의 방법에 의해 0.7-0.9 km와 1.2-1.4 km에서 구름층이 추정되었다.  $\theta_v$ 와  $q$ 의 연직 분포에서 두 개의 전이층을 고려하면 0.9 km 이하에 있는 대기층은 습윤층을 가진 대류 경계층으로 생각할 수 있다. 또한 약 1.4 km에서  $\theta_v$ 와  $q$ 의 연직 분포가 급격하게 변하는 것을 고려하면 0.9-1.4 km의 대기층은 구름층이 동반된 안정층으로 추정할 수 있다. 대류 경계층 고도와 구름층을  $C_n^2$ 의 연직 분포와 비교하면 제1과 제2의  $C_n^2$  침두는 각각 대류 경계층의 정상부와 흩어진 구름층의 정상부 근처에서 발생하였다.

오후에 태양 복사의 지표 가열에 의한 연직 혼합이 아주 활발해지면서 충분히 대류 혼합이 된 대기층은 급속하게 성장하고 그 고도가 구름층 정상부에 위치한다. 이런 경우에 대한  $\theta_v$ ,  $q$ ,  $d\theta_v/dz$ ,  $\log M^2$ , 그리고  $C_n^2$ 의 전형적인 연직 분포는 Fig. 3의 (b)와 (c)와 같다. Fig. 3(b)에서 보는 바와 같이  $\theta_v$ 와  $q$ 가 급격하게 변하고  $d\theta_v/dz$ 의 뚜렷한 침두를 가지는 고도인 1.3 km를 대류 경계층 고도와 구름층의 고도로 추정하였다. 운량이 60-80%인 구름층의 정상부에서 강한  $C_n^2$  침두가 발생하였으며, 이것은 구름 경계면에서 주위 공기의 유입에 의한 혼합과 대류 경계층 고도에서 강한 연직 혼합에 의해서 발생하였다고 볼 수 있다. Fig. 2(c)의 경우는 Fig. 2(b)와 동일한 특성을 보였으며, 대류 경계층 고도는 약 1.3 km에 이르고 가장 강한  $C_n^2$  침두는 20-60%인 구름층의 정상부에서 발생하였다.

#### 4. UHF 레이더의 $C_n^2$ 와 $\sigma_w$ 자료를 이용한 대류 경계층 고도의 관측

보통 UHF 레이더에 의한 대류 경계층 고도의 추정에는 대류 경계층 고도에서 온도와 습도의 급격한 변화에 따른  $C_n^2$  침두의 특성을 적용한 최대 후방 산란 강도 방법(maximum backscatter intensity method)이 이용된다. 이러한 최대 후방 산란 강도 방법은 구름층이나 잔류층의 정상부에서 지속적으로 최대 후방 산란이 발생하였을 경우에 구름층이나 잔류층의 정상부를 대류 경계층 고도로 잘못 추정할 수 있다(Dye et al, 1995). 본 연구에서는 UHF 레이더의 연직 속도의 분산 자료를 이용하여 대류 경계층 고도에서 발생한  $C_n^2$  침두와 구름층이나 잔류층 등과 같은 요인에 의해 발생한  $C_n^2$  침두를 구별하는 알고리즘을 제시하였다.

대류에 의해 충분히 혼합된 대기층에서 열속은 지면으로부터 선형으로 감소하여 대류 경계층 고도에서 최소가 된다. 이러한 열속의 연직 분포는 연직 속도의 분산 자료로부터 다음과 같은 방정식을 이용하여 계산할 수 있다(Weill et al, 1980).

$$\frac{\sigma_w^3}{z} \approx \alpha^{\frac{3}{2}} \frac{g}{\theta} (\overline{w'\theta_v'}) \quad (2)$$

여기서  $\sigma_w$ ,  $z$ , 그리고  $\alpha$ 는 각각 연직 속도의 표준 편차, 고도, 그리고 보편 상수( $\alpha=1.4$ )이다. 식의 오른쪽 ( $g/\theta$ )항은 국지적인 부력 생성을 나타내며, 여기서  $g$ ,  $\theta$ ,  $\theta_v$ , 그리고  $w'$ 은 각각 중력 가속도, 온위, 가온위, 연직 속도의 변동이다. 본 연구에서는 대류 경계층 고도를 결정하기 위하여 기준 고도  $Z_0$ 를 도입하였으며, 이 고도는 대류 경계층에 의한  $C_n^2$  침두를 구름층이나 잔류층에 의한  $C_n^2$  침두로부터 구별하는데 이용된다. 기준 고도는 열속이 0인 고도로 정의하며, 이 고도는 보통 대류 경계층 고도 근처에서 위치한다.

본 연구에서 개발된 방법은  $\sigma_w^3/z$ 의 연직 분포를 이용하여 기준 고도를 결정하고  $C_n^2$  침두로 대류 경계층 고도를 추정하는 세 단계로 구성되어 있다. 먼저, 각각의  $C_n^2$  연직 분포에서 제1과 제2



의 침두를 선택한다. 그리고 가장 낮은 고도의 침두를 혼합층 고도에 대한 초기 추정값  $Z_1$ 로 선택한다. 가장 낮은 고도의 침두를 선택하는 이유는 혼합층 내에 있는 자료가 선택되도록 하기 위한 것이다. 다음으로  $\sigma_w^3/z$ 의 연직 분포를 이용하여 지표면에서 관심 고도까지 각 고도에서 열속을 계산하고,  $0.2Z_1$ 와  $Z_1$  사이의 열속 자료를 최소 자승법으로 적합하여 식 (2)에 대한 선형 회귀 직선을

구한다.  $0.2Z_1$ 와  $Z_1$  사이의 열속 자료만을 이용하여 적합하는 이유는 대류 경계층의 약 10%를 차지하고 있는 지표층의 영향을 배제하고 순수한 혼합층의 자료만 사용하기 위한 것이다. 마지막으로 회귀 직선의 외삽으로 열속이 0인 고도  $Z_0$ 를 추정하고,  $Z_0$ 에 가장 가까운  $C_n^2$  침두의 고도를 대류 경계층 고도로 결정한다.

Fig. 4는 1998년 6월 19일의 0800 LST와 1100

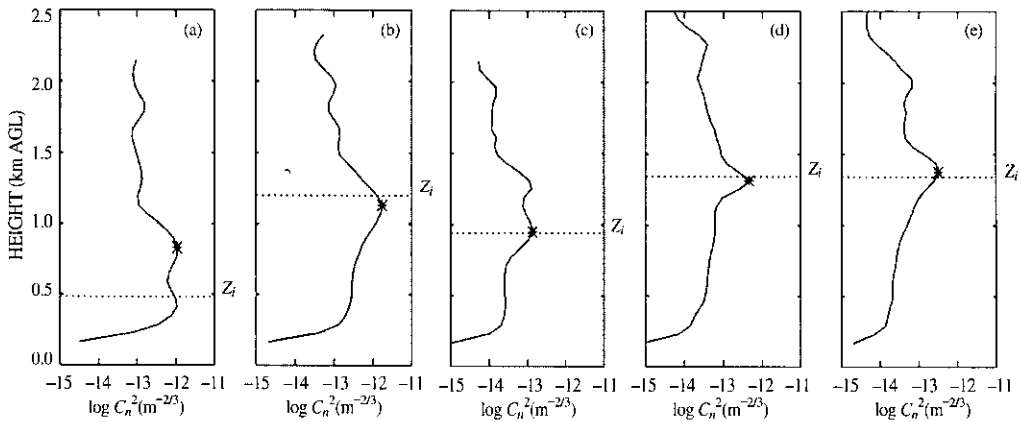


Fig. 4. Vertical profiles of UHF backscatter intensity and the CBL heights(asterisks) estimated by the maximum backscatter intensity method at (a) 0800, (b) 1100 LST on 19 June, (c) 0801, (d) 1121, and (e) 1401 LST on 29 June 1998. The  $Z_i$  denotes the convective boundary layer height determined by the gradient method of Sullivan *et al.* (1998) from rawinsonde observations.

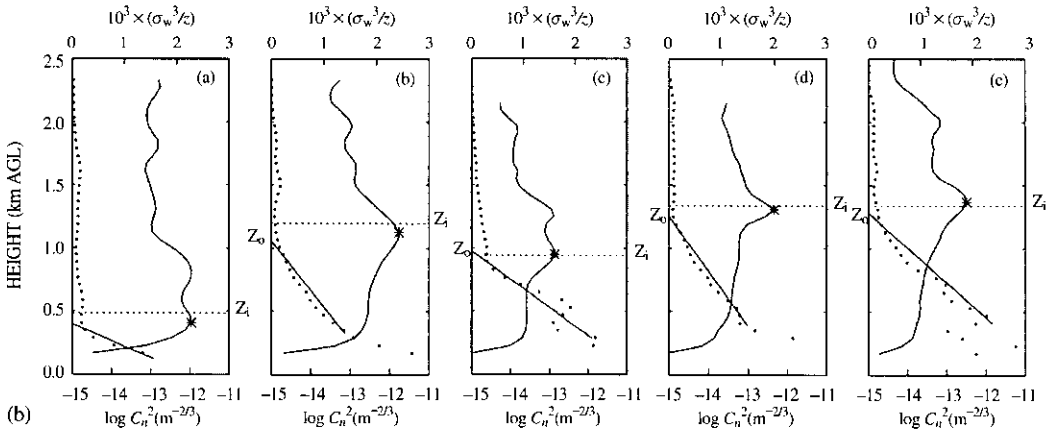


Fig. 5. As in Fig. 4 except for the new method using  $C_n^2$  and  $\sigma_w$  data. The straight solid lines and  $Z_0$  represent lines of linear regressions and the height of zero heat flux obtained by linear interpolations of the heat flux from the variance of vertical air velocity, respectively.

LST. 29일의 0801 LST, 1121 LST, 1401 LST에 UHF 레이더에 의해 관측된  $C_n^2$ 를 이용하여 최대 후방 산란 강도 방법으로 추정된 대류 경계층 고도이다. Fig. 4(a)만 제외하고  $C_n^2$  침두로부터 유도된 대류 경계층 고도는 레원존데 관측 자료로부터 추정된 대류 경계층 고도와 거의 일치하였다. Fig. 4(a)의 경우에  $C_n^2$  연직 분포에서는 대류 경계층 고도에 상응하는 아래의 침두와 잔류층 고도

에 해당하는 위의 침두를 나타낸다. 최대 후방 산란 강도 방법은 잔류층으로부터 발생한 제1의 침두를 대류 경계층 고도로 잘못 추정하였다.

Fig. 5는 Fig. 4와 동일한 UHF 레이더 관측의  $C_n^2$ 와  $\sigma_w$  자료를 이용하여 추정된 대류 경계층 고도이다. 모든 경우에서 열속이 0인 고도는 레원존데 관측 자료로부터 추정된 대류 경계층 고도 근처에서 나타나며, 본 연구에서 개발된 방법은 Fig.

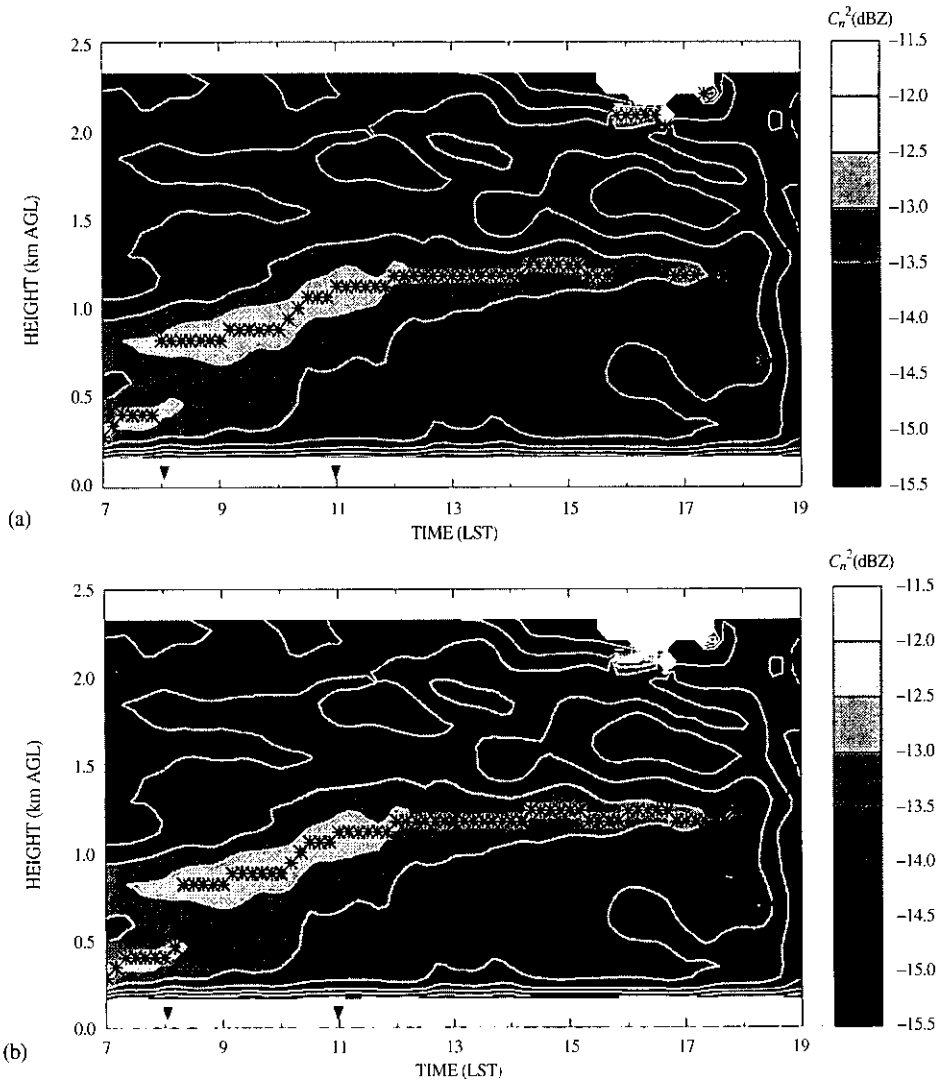


Fig. 6. Time-height cross section of refractive index structure parameter  $C_n^2$  and the convective boundary layer heights (asterisks) estimated by (a) the maximum backscatter intensity method and (b) the new method using  $C_n^2$  and  $\sigma_w$  for June 19, 1998 at Viabon. Triangles indicate launch time of soundings during the day.

4의 (a), (b), (d), (e)의 경우와 같이  $C_n^2$  침두가 하나인 경우뿐만 아니라 Fig. 4의 (c)와 같이  $C_n^2$  침두가 두 개인 경우에도 대류 경계층 고도를 훌륭히 추정하였다.

### 5. 대류 경계층 고도의 일변화 추정

단순히  $C_n^2$  침두를 대류 경계층 고도로 추정하

는 최대 후방 산란 강도 방법과 본 연구에서 제시된 방법을 맑은 날과 구름이 있는 날에 적용하여 대류 경계층 고도를 추정하고 그 수행 능력을 비교하였다.

맑은 날의 UHF 레이더의 후방 산란 강도의 연직 분포로부터 최대 후방 산란 강도 방법과 본 연구의 방법으로 추정한 대류 경계층 고도의 일변화는 Fig. 6과 같다.  $C_n^2$ 의 시간-고도 단면을 보면 0700 LST 근처에서 대류 경계층이 형성되고 성장

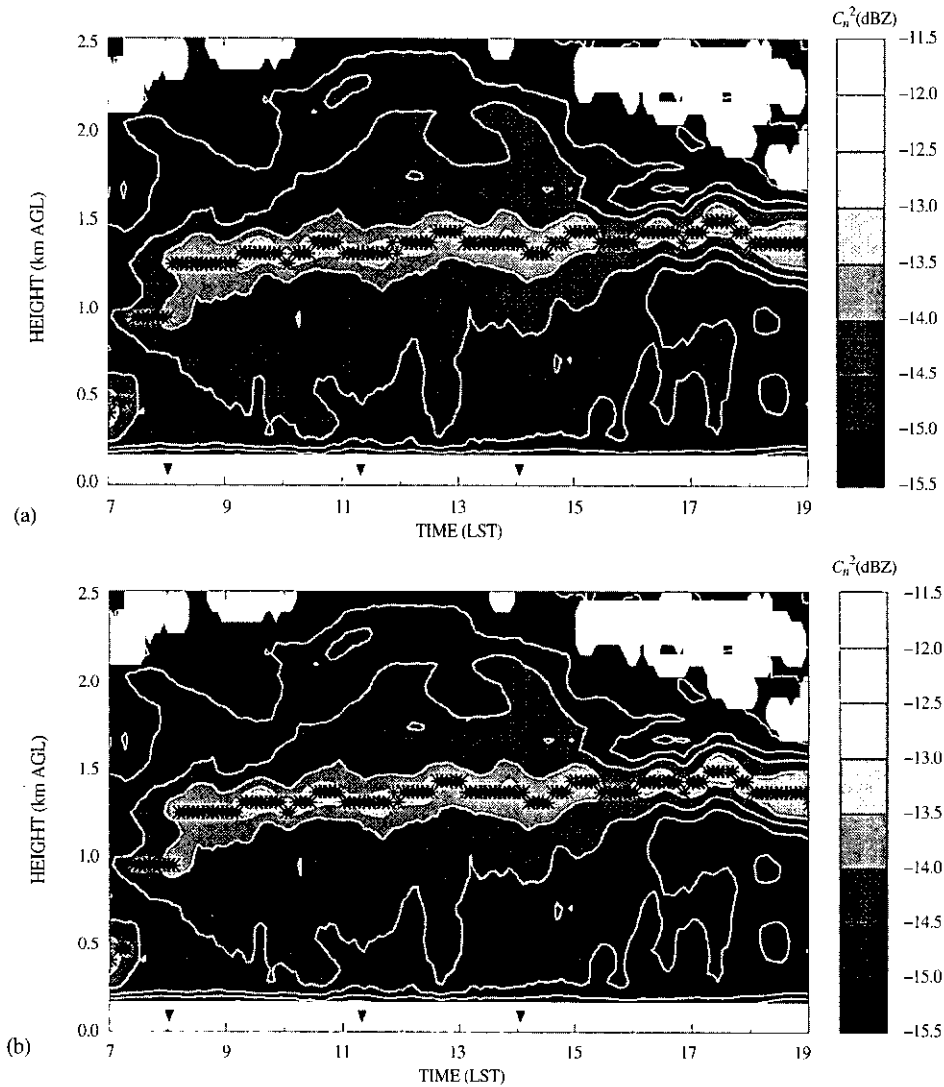


Fig. 7. As in Fig. 6 except for June 29, 1998.

하기 시작하여 0900 LST에 0.3 km에서 1100 LST에 1.1 km까지 급속하게 성장하였으며, 1200 LST에는 거의 1.3 km에 도달하였다. 그 이후로는 오후 내내 약 1.2-1.3 km를 유지하다가 일몰 직전에 갑자기 대류 경계층이 파괴됨을 볼 수 있다.

최대 후방 산란 강도 방법으로 추정된 대류 경계층 고도의 일변화는 Fig. 6(a)이다. 이 결과는 레원존데 관측 자료로부터 추정된 대류 경계층 고도와 잘 일치하며, 대류 경계층 고도가 성장하는 동안 대류 경계층 고도의 구조와 일변화를 잘 반영해준다. 그러나 이 방법은 1600 LST와 1750 LST 사이의 늦은 오후에 약 2.1 km 이상에서 부분적인 구름이 지속적으로 존재하였을 때 대류 경계층이 아닌 구름층을 대류 경계층 고도로 잘못 추정하였다.

UHF 레이더의  $C_n^2$ 와  $\sigma_w$  자료를 이용하여 추정된 대류 경계층 고도의 일변화는 Fig. 6(b)와 같다. 이 방법으로 결정된 대류 경계층의 고도는 레원존데 관측 자료로부터 추정된 대류 경계층 고도와 잘 일치하며, 또한 대류 경계층의 구조와 일변화를 잘 반영해줄 뿐만 아니라 부분적인 구름이 지속적으로 존재했을 때도 오류 없이 대류 경계층 고도를 추정하였다.

구름이 있는 날에 대하여 앞의 두 가지 방법으로 추정된 대류 경계층 고도의 일변화는 Fig. 7과 같다.  $C_n^2$ 의 시간-고도 단면에서 최대 강도를 가진 고도의 변화로 판단하면, 대류 경계층 고도는 0700 LST에 약 0.5 km에서 0830 LST에 1.2 km로 급격히 성장하였으며, 상승된 대류 경계면 고도는 구름층의 정상부와 일치하였다. 0830 LST 이후에 구름층에 의해 영향을 받아 대류 경계층 고도는 거의 1.2 km와 1.4 km 사이에서 변동하였다. 대류 경계층의 정상부에서  $\theta_v$ 와  $q$ 의 급격한 변화와 구름 안의 큰 난류에 의해서 1.2 km와 1.4 km 사이에서 -12.5 dB 이상의 강한 반사도와 좁은 폭을 가진 띠가 만들어졌다. 이와 같은 작용으로 형성된  $C_n^2$  침두는 매우 뚜렷하고 그 값도 커서 두 방법 모두 오류 없이 대류 경계면 고도를 추정하였다.

## 6. 요약 및 결론

본 연구에서는 대기 상태에 따른 UHF 레이더의  $C_n^2$  연직 분포에서 침두 발생의 특성을 조사하였다. 그리고 UHF 레이더의  $C_n^2$ 와 연직 속도의 분산  $\sigma_w$  자료를 이용하여 대류 경계층 고도를 추정하는 방법을 제시하였으며, 맑은 날과 구름이 있는 날에 대하여 이 방법을 적용하여 대류 경계층 고도의 추정에 대한 수행 능력을 조사하였다.

UHF 레이더의  $C_n^2$  연직 분포에서 침두는 대류 경계층의 정상부뿐만 아니라 잔류층의 정상부나 구름층에서도 발생하였다. 아침에 태양 복사와 연직 혼합이 약하여  $\theta_v$ 의 최대 연직 기울기 고도가  $q$ 의 강한 연직 기울기의 고도와 일치하지 않은 경우, 대류 경계층 고도에 상응하는  $C_n^2$  침두는 레원존데 관측 자료로부터 추정된 대류 경계층 고도와 일치하지 않았다. 반면에 오후에 강한 태양 복사에 의해 연직 혼합이 강하고 유입대에서  $\theta_v$ 와  $q$ 의 연직 기울기가 매우 클 경우, 대류 경계층 고도에 상응하는  $C_n^2$  침두는 레원존데 관측 자료로부터 추정된 대류 경계층 고도와 잘 일치하였다. 만약 대류 경계층 고도 위에 구름층이나 잔류층이 있을 경우에는 후방 산란 강도의 연직 분포는 두 개의 침두를 가진다. 특히 대류 경계층 고도가 구름층의 고도와 일치하는 경우  $d\theta_v/dz$ 와  $C_n^2$ 의 연직 분포 모두 구름층의 정상부에서 뚜렷한 침두를 가진다. 이것은 구름 경계면과 유입대에서 혼합에 의해  $\theta_v$ 의 연직 기울기가 증가하기 때문이다.

최대 후방 산란 강도 방법은  $C_n^2$  연직 분포에서 하나의 침두가 있을 경우에는 오류 없이 대류 경계층 고도를 추정하였지만 대류 경계층 고도 위에 잔류층이나 구름층이 있을 경우에는 대류 경계층 고도를 잘못 추정하였다. 본 연구에서 제시된 방법은 UHF 레이더의  $C_n^2$ 와  $\sigma_w$  자료를 이용하여 대류 경계층 고도로부터 오는  $C_n^2$  침두를 잔류층이나 구름층으로부터 오는  $C_n^2$  침두로부터 구별하여 오류 없이 대류 경계층 고도를 추정하였다. 또한 이 방법은 대류 경계층의 일변화 추정에 있어

서도 후방 산란 강도의 연직 분포에서 두 개의 첨두가 존재할 경우에도 더욱 신뢰성 있고 안정되게 대류 경계층 고도를 실시간으로 추정하였다.

본 연구에서 제시된 방법은 UHF 레이더의  $C_n^2$ 와  $\sigma_w$  자료를 이용하여 대류 경계층 고도를 안정되게 추정할 수 있으며, 많은 경우에서 주간 동안의 대류 경계층 고도의 일변화에 대한 많은 정보를 제공할 수 있을 것이다.

## 감 사

본 연구에 사용된 관측 자료는 프랑스 대기 연구 센터(Centre de Recherches Atmospheriques)으로부터 제공되었으며, 본 연구는 1998년도 한국과학재단 국제공동연구과제(985-0400-004-2)의 일환으로 수행되었습니다.

## 참고문헌

- Angevine, W. M., A. B. White, and S. K. Avery, 1994. Boundary layer depth and entrainment zone characterization with a boundary-layer profiler, *Bound.-Layer Meteor.*, 68: 375-385.
- Benech, B., B. Campistron, J. Dessens, S. Jacoby-Koaly, E. Dupont, and B. Carissimo, 1997. Comparison of turbulence measurements in the atmospheric boundary layer by UHF profiler, sodar and sonic anemometer, *Proc. 8th Workshop on Tech. and Sci. Aspects of MST Radar*, Bangalore, India, 111-114.
- Beyrich, F., and A. Weill, 1993. Some aspects of determining the stable boundary layer depth from Sodar data. *Bound.-Layer Meteor.*, 63: 97-116.
- Burk, S. D., 1980. Refractive index structure parameters: Time-dependent calculations using a numerical boundary layer model, *J. Appl. Meteor.*, 19: 562-576.
- Chernykh, I. V., and R. E. Eskridge, 1996. Determination of cloud amount and level from radiosonde soundings, *J. Appl. Meteor.*, 35: 1362-1369.
- Deardorff, J. W., G. E. Willis, and B. H. Stockton, 1980. Laboratory studies of the entrainment zone of a convectively mixed layer, *J. Fluid. Mech.*, 100: 41-64.
- Dye, T. S., C. G. Lindsay, and J. A. Anderson, 1995. Estimates of mixing depth from boundary layer radar profilers, *Proc. 9th Symp. on Meteorological Observations and Instrumentation*, Charlotte, Amer. Meteor. Soc., 156-160.
- Fairall, C. W., 1991. The humidity and temperature sensitivity of clear air radars in the convective boundary layer, *J. Appl. Meteor.*, 30: 1064-1074.
- Grimsdell, A. W., and W. M. Angevine, 1998. Convective boundary layer height measurement with wind profilers and comparison to cloud base, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 15: 1331-1338.
- Ottersten, H., 1969. Atmospheric structure and radar backscattering in clear air, *Radio Sci.*, 4: 1179-1193.
- Stull, R. B., 1988. *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*, Kluwer Academic Publishers, 666pp.
- Sullivan, P. P., C. -H. Moeng, B. Stevens, D. H. Lenschow, and S. D. Mayor, 1998. Structure of the entrainment zone capping the convective atmospheric boundary layer, *J. Atmos. Sci.*, 55: 3042-3064.
- Weill, A., C. Klapisz, B. Strauss, F. Baudin, C. Jaupart, P. Van Grunderbeck, and J. P. Goutorbe, 1980. Measuring heat flux and structure functions of temperature fluctuations with an acoustic Doppler sodar,

- J. Appl. Meteor.*, 19: 199-205.
- White, A. B., 1993. Mixing depth detection using 915-MHz radar reflectivity data, *Proc. 8th Symp. on Meteorological Observations and Instrumentation*, Anaheim, Amer. Meteor. Soc., 248-250.
- Wyngaard, J. C., and M. A. LeMone, 1980. Behavior of the refractive index structure parameter in the entraining convective boundary layer, *J. Atmos. Sci.*, 37: 1573-1585.