

風向變動幅의 高度에 따른 變化特性

Vertical Variation of Wind Direction Standard Deviation

李 鍾 範* · 金 龍 國

(江原大學校 環境學科)

I. 서론

Plume의 수평확산폭(σ_y) 및 연직확산폭(σ_z)은 대기오염확산모델의 정확도를 결정짓는 중요한 입력자료 중의 하나이다. 현재 흔히 이용되고 있는 Gaussian 확산모델에서는 Pasquill-Gifford (P-G) scheme에 의하여 대기안정도 및 풍하거리로부터 σ_y 및 σ_z 를 계산하는 것이 일반적이며(Turner, 1964), 이 경우 대기안정도는 Pasquill 안정도계급을 사용한다. 그러나 이러한 방법은 Pasquill 안정도계급이 실제의 대기안정도와 차이가 큰 경우가 많다는 점(이와 김, 1990)이 문제가 된다.

한편 σ_y 와 σ_z 는 수평풍향변동의 표준편차(σ_θ)와 수직풍향변동의 표준편차(σ_ϕ)로부터 구할 수 있으나, 이 경우 실제 연기가 확산되는 수 100 m 상층의 σ_y 및 σ_z 를 산출하기 위하여서는 σ_θ 와 σ_ϕ 의 고도에 따른 특징을 파악할 필요가 있다.

본 연구의 목적은 기상탑에서 측정된 난류자료를 분석하여 σ_θ 와 σ_ϕ 의 고도에 따른 특징을 조사하는 것이다.

II. 방법

수직, 수평풍속의 변동성분을 직접 이용하는 경우 다음 식으로부터 σ_y 및 σ_z 를 계산할 수 있다(Hanna et al., 1977; Irwin, 1983).

$$\sigma_y = \sigma_v \cdot t \cdot f_y \quad (1)$$

$$\sigma_z = \sigma_w \cdot t \cdot f_z \quad (2)$$

여기서 σ_v 및 σ_w 는 각각 평균풍향방향에 대하여 직각방향인 수평풍속의

표준편차 및 수직풍속의 표준편차이며, t 는 시간, f_y , f_z 는 확산실험으로부터 결정되는 무차원 함수이다.

한편, 평균풍속을 u , 풍하거리를 x 라하면 $\tan \sigma_\theta = \sigma_v/u$ 이며 σ_θ 가 작은 경우에는 $\sigma_\theta = \sigma_v/u$ 이므로 $u \cdot t = x$ 를 고려하면 식(1) 은 $\sigma_y = \sigma_\theta \cdot x \cdot f_y$ 이 된다. 또한 $\sigma_e = \sigma_w/u$ 이므로 식 (2)는 $\sigma_z = \sigma_e \cdot x \cdot f_z$ 이 된다. 그러므로 σ_θ 와 $\sigma_e (= \sigma_w/u)$ 로부터 σ_y 와 σ_z 를 구할수 있다.

σ_w 는 대기가 불안정상태인 경우 접지층에서 $\sigma_w/u_* = 1.25(1 - 3z/L)^{1/3}$ 인 관계(Nieuwstadt, 1985)가 있으며, 대기가 안정상태인 경우 야간경계층 내에서는 $\sigma_w/u_* = c_w (1 - z/h)^{3/4}$ 로 표현된다(Panofsky and Dutton, 1977). 여기서 u_* 는 마찰속도, L 은 Monin-Obukhov 길이, z 는 고도, h 는 경계층의 높이, c_w 는 상수로서 1.4 이다.

이와같이 σ_θ 와 σ_w/u 는 고도 및 안정도에 의존하게 되므로 기상탑으로부터 측정된 난류측정자료를 분석하여 이러한 특징을 파악하였다.

III. 자료

본 연구에사용된 자료는 일본의 Kanto 평야 중심부에 설치된 일본기상연구소(Japan Meteorological Research Institute, MRI)의 213m 기상탑으로부터 측정된 난류측정자료로서 기상탑의 측정고도는 지상 10, 25, 50, 100, 150, 200m 의 총 6개 고도이며 각 고도별로 측정된 기온, 풍속 및 난류측정자료를 사용하였다. 자료는 총 1032 시간의 매시간 평균자료이며, σ_θ 와 σ_w/u 의 sampling time 은 10 분이고 이들 6 개의 10 분간자료로부터 매시간의 평균값을 구하여 분석하였다.

IV. 결과

Fig.1과 Fig. 2는 σ_θ 와 σ_w/u 를 대기안정도계급에 따라 분류하여 고도별로 중앙값(median)을 구하여 나타낸 것이다. 대기안정도는 지상 25 m 고도에서 측정된 L 로부터 Lee et al.(1991)의 방법으로 결정하였다.

σ_θ 는 대기가 불안정할수록 크며 또한 지표부근에서 크고, 지상 약 100 m까지는 감소하다가 그 이상에서는 대체로 일정한 특징을 보인다.

σ_w/u 는 대기가 불안정할수록 커지지만 불안정한 A, B와 C계급의 경우 대체로 유사한 값을 보인다. 고도에 따른 특징을 보면 지상 100 m까지는 감소 하며 그 이상의 고도에서는 대체로 일정한 특징을 보인다.

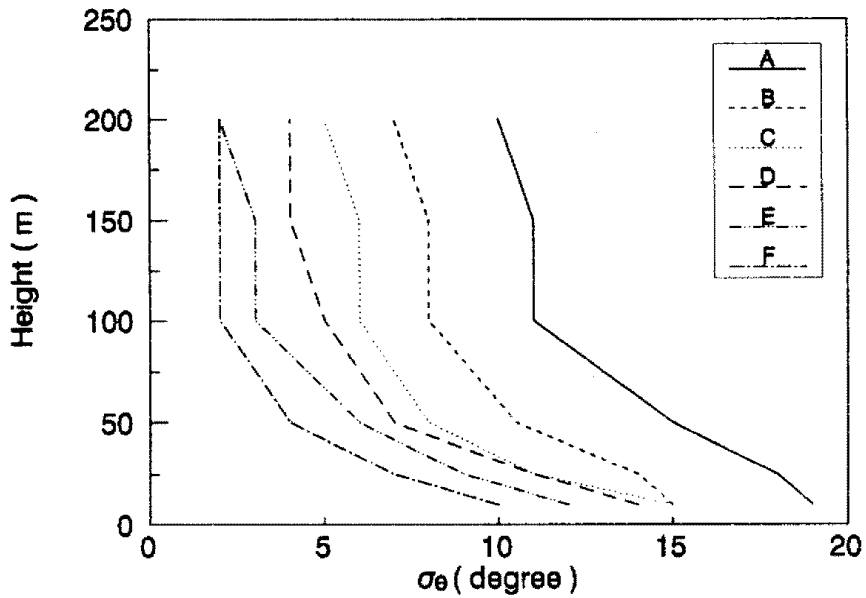


Fig. 1. Vertical variation of σ_θ for various stability regimes.

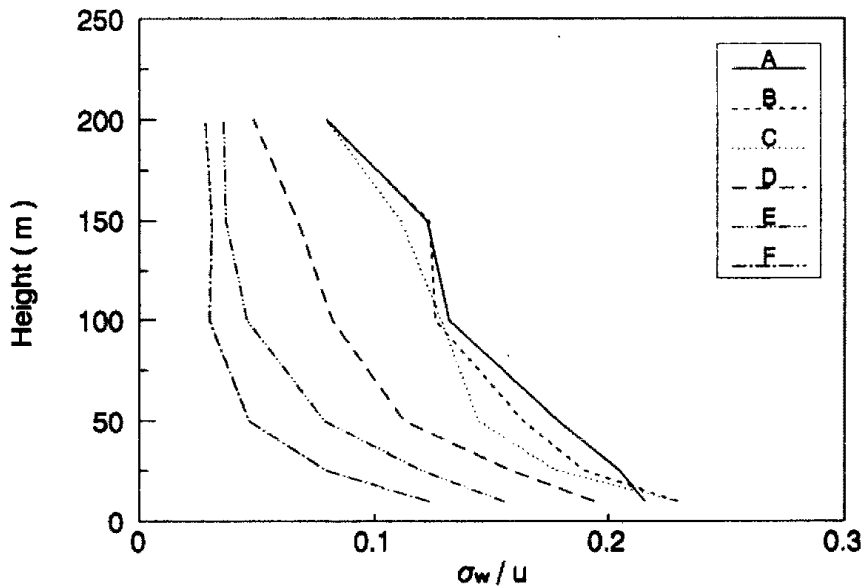


Fig. 2. Vertical variation of σ_w/u for various stability regimes.

이상의 결과에서 보면 σ_y 및 σ_z 도 안정도 뿐 아니라 고도에 따라 큰 차이를 나타낼 것으로 유추할 수 있으므로 확산모델의 정확도를 향상시키기 위하여서는 유효굴뚝 고도에서의 σ_0 와 σ_e 를 추정하는 방법이 필요하다고 생각된다.

참고문헌

이종범, 김용국 (1990) Pasquill 안정도계급의 평가와 안정도 parameter 추정방법의 개발. 한국대기보전학회지, 6(2), 168-175.

Hanna, S. R., G. A. Briggs, J. Deardorff, B. A. Egan, F. A. Gifford and F. Pasquill (1977) AMS-Workshop on stability classification schemes and sigma curves - Summary of recommendations. Bull. Atmospheric Meteorological Soc., 58, 1305-1309.

Irwin, J. S. (1983) Estimating plume dispersion - A comparison of several sigma schemes. J. Climate and Applied Meteorology, 22, 92-114.

Lee, C. B., Y. G. Kim and T. Hanafusa (1991) Relationships between atmospheric stability parameters and fluctuation of wind direction. Proc. 2nd IUAPPA Regional Conference on Air Pollution, Seoul, Korea., 2, 319-327.

Nieuwstadt, F. T. M. (1985) A model for the stationary, stable boundary layer, Turbulence and diffusion in stable environments. edited by J. C. R. Hunt. Clarendon Press, New York, 149-179.

Panofsky, H. A. and J. A. Dutton (1984) Atmospheric turbulence. John Wiley & Sons, New York.

Turner, D. B. (1964) A diffusion stability model for an urban area. J. Climate and Applied Meteorology, 3, 83-91.