

이종범 · 김정식* · 김용국
강원대학교 환경학과

I. 서론

현재 대기오염 예측을 위해 Gaussian Plume식을 사용하는 확산모델을 널리 사용하고 있으며 이는 대기 정상상태를 유지한다는 가정하에 유도된 모델이다. 모델실행에 필요한 입력자료는 기상자료와 배출량자료이다. 이러한 모델들은 정확도를 높이기 위해서 정확한 입력자료를 필요로 하는데 특히, 기상조건 등의 입력자료가 부정확할 경우 오차가 크게 나타나게 된다. 이러한 오차의 주 요인은 대기안정도에 따른 plume의 수평확산폭(σ_y)과 수직확산폭(σ_z)이며, 산출방법으로는 대기의 안정도와 풍하거리 함수로부터 Pasquill-Gifford(P-G) scheme에 의하여 구하는 방법이 널리 사용되고 있다. 그러나 Pasquill 안정도 계급을 이용하여 산출한 σ_y 는 넓고 평탄한 지역에서 산출했으므로 실제 우리나라와 같이 복잡한 지형에서는 사용이 부적합하다(이와 김, 1992). 그러므로 풍향변동 성분을 직접 측정하여 σ_y 를 구할 필요가 있다.

본 연구에서는 춘천축우소노장에 설치되어있는 12m 높이의 기상탑에서 측정된 자료를 이용하여 지역의 특성에 알맞은 σ_y 를 산출하는 것을 목적으로 하였다.

II. 측정 및 연구방법

본 연구를 위하여 설치한 기상탑의 위치는 약 2km 거리에 의암호가 위치하고 있으며 반경 약 5km 거리에는 고도 300-400m의 낮은 산들이 둘러싸여 있는 분지지에 위치한 평탄한 지역이다. 기상탑의 3m 및 12m 고도에서의 기온과 풍속 그리고 12m의 풍향 및 풍향의 표준편차(σ_θ)를 이용하였으며 측정기간은 1992년 5월부터 현재까지 측정하고 있는 자료 중 1992년 12월부터 1993년 11월까지 12개월간 측정된 자료를 이용하였으며 σ_θ 자료는 sampling time 5초, 평균화시간은 10분으로 하여 수록하였다. 매 10분간 측정된 풍향성분 자료로부터 60분 평균화시간에 대한 σ_θ 를 계산하였으며 방법은 다음과 같다(이와 김, 1992).

$$(\sigma_\theta)^2 = [\overline{\sigma_{\theta 0}}]^2 + [\sigma(\bar{\theta})]^2 \quad (1)$$

여기서 $\overline{\sigma_{\theta 0}}$ 는 매 10분간 수록된 풍향의 표준편차에 대한 평균값이며, $\sigma(\bar{\theta})$ 는 60분간의 매 10분간의 평균풍향의 표준편차 값 6개의 표준편차이다. 위와같이 계산한 σ_θ 로부터 다음과 같은 관계식을 이용하여 σ_y 를 구할 수 있다.

$$\sigma_y = \tan \sigma_\theta \times F_y(t_{Ly}) \quad (2)$$

여기서 x 는 풍하 거리(downwind distance)이며, F_y 는 수평방향의 라그랑지 적분시간 스케일에 의존하는 무차원 함수이며 F_y 는 다음과 같이 구할 수 있다.

$$F_y(t_{Ly}) = 1.414(T_{Ly}/t)(t/T_{Ly} - 1 + \exp(-t/T_{Ly}))^{0.5} \quad (3)$$

T_{Ly} 는 수평방향의 라그랑지 적분시간 스케일이며, t 는 확산시간 스케일이다. T_{Ly} 는 안정도에 따라 달라짐으로 Hanna(1982)가 제안한 다음과 같은 식을 이용할 수 있다.

$$\begin{aligned} T_{Ly} &= 0.15 h / \sigma_v && \text{(불안정)} \\ T_{Ly} &= 0.11 (h / \sigma_v)(z/h)^{0.5} && \text{(안정)} \\ T_{Ly} &= 0.5 (z / \sigma_v) / (1 + fz/u_*) && \text{(중립)} \end{aligned} \quad (4)$$

여기서 σ_v 는 z 고도에서 평균풍향에 직각방향인 수평풍속의 표준편차이며, h 는 혼합층고도, u_* 는 마찰속도, f 는 코리올리파라미터이다. 혼합층고도는 주간과 야간에 큰 차이가 나타남으로 주간을 6시부터 19시 이전까지 1시간 간격으로 혼합층고도를 이종범(1991)의 결과를 참고하여 산출하였으며 야간의 혼합층고도는 마찰속도와 Monin-Obukhov 길이(L)로서 Zilitinkevich(1972)의 식으로 구하였다.

$$h = c(u_*L/f) \quad (5)$$

여기서 c는 상수로서 0.4를 이용하여 계산하였다.

III. 결과 및 고찰

기상탑에서 측정된 σ_θ 로 식 (2)에 의하여 6종류의 안정도 별로 풍하거리와 σ_y 와의 관계를 구하였다. 그림 1과 그림 2는 6가지 안정도 중 안정도 A class와 F class 경우의 예를 보인 것이다. 그림 3은 기상탑에서 측정된 σ_θ 자료를 이용하여 식 (2)로 σ_y 를 산출한 것이다. 여기서 σ_y 는 매 2km마다 각 구간별 median값을 산출한 자료를 이용했다.

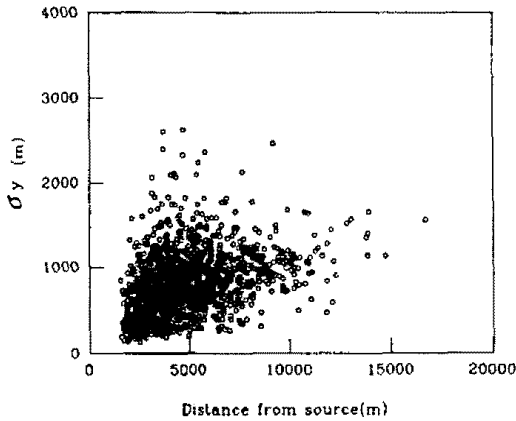


Fig. 1. σ_y for Stability Class A at the Chunchon basin for 1 hour averaging time.

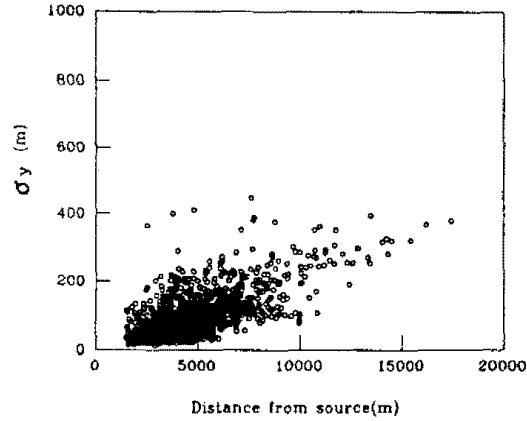


Fig. 2. σ_y for Stability Class F at the Chunchon basin for 1 hour averaging time.

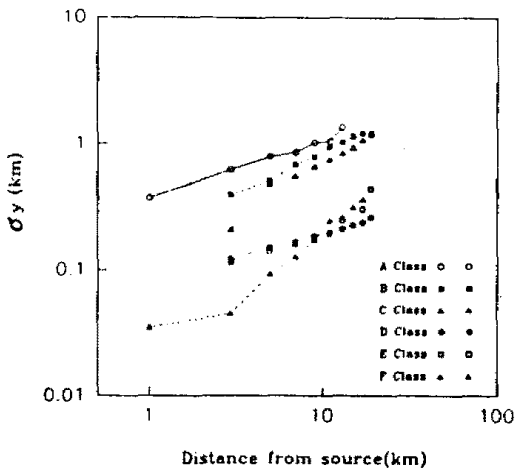


Fig. 3. σ_y for various stability classes at the chunchon basin for 1 hour averaging time.

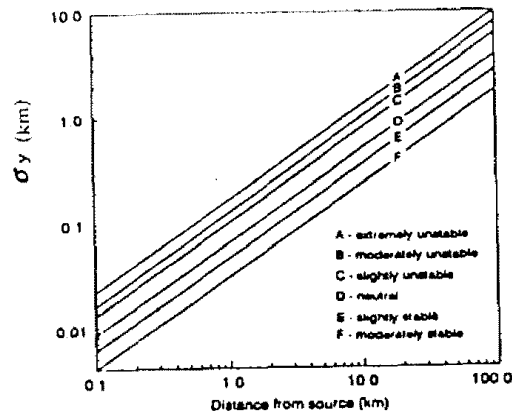


fig. 4. Correlations for σ_y based on the Pasquill stability class A - F (Gifford, 1961). These are so called Pasquill-Gifford curves

Table 1. Comparison between σ_y by Pasquill-Gifford method and σ_y by observed σ_θ in chunchon basin

Distance	σ_y calculated by Pasquill-Gifford method						σ_y calculated by observed σ_θ in chunchon					
	A	B	C	D	E	F	A	B	C	D	E	F
1 km	208	154	103	68	51	34	372	-	-	-	-	35
3 km	546	409	279	185	138	92	627	395	209	122	115	45
5 km	850	641	441	292	219	146	796	509	481	150	139	93
7 km	1136	861	597	395	296	197	858	684	558	166	159	127
9 km	1409	1071	746	495	370	247	1022	789	662	186	175	172
11 km	1671	1275	892	592	443	295	1048	953	756	197	193	248
13 km	1926	1473	1035	686	514	342	1350	1033	844	211	248	263
17 km	2415	1855	1312	870	651	433	-	1212	1071	238	302	366

한편 그림 3과 Gifford(1961)가 제시한 그림 4를 비교해 보면 대기안정도가 불안정(A, B, C class)과 안정(F class) 일때는 P G curve에 나타난 σ_y 값과 큰 차이가 없지만 중립(D class)와 안정(E class)일 때는 큰 차이가 있다. 표 1은 본 연구에서 구한 σ_y 와 풍하거리의 관계를 나타낸 것이며 Gifford(1961)가 제시한 식 $\sigma_y = ax^b$ 에 의하여 구한 σ_y 도 나타내었다. 한편 중립일 경우 강안정(F class)과 비교해 보면 풍하거리가 10km 이하에서는 σ_y 가 크게 나타나지만 10km 이상에서는 반대로 강안정인 경우에 큰 특징을 볼 수 있다. 특히 강안정(F class)인 경우 3km 이상부터는 σ_y 가 급격히 증가하는 것을 나타내며 10km이상에서는 안정일때 풍속이 비교적 강한경우로서 σ_y 가 커지는 것으로 사료된다.

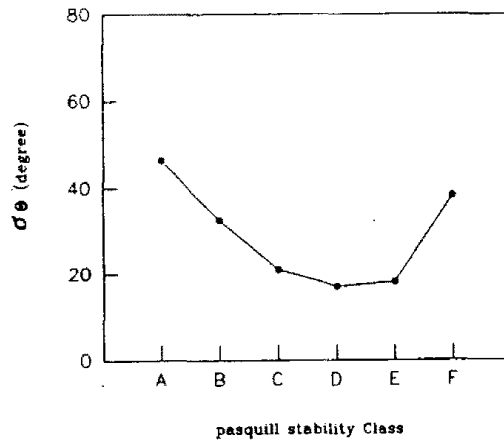


Fig 5. σ_θ for various stability classes at the chunchon basin for 1 hour averaging time

그러나, 식 (2)에서 σ_y 는 σ_θ 의 함수로써 이와 김(1992)은 15일간의 측정자료로 중립일때 보다 안정일때 σ_θ 가 큰 것을 보였으며 1년간의 측정자료로 구한 결과도 그림 5와 같이 대기안정도가 중립에 비하여 안정일때 σ_θ 가 커지는 특징을 보인다. 이와같이 안정시 σ_θ 가 커짐에도 불구하고 σ_y 가 상대적으로 작게 나타난 것은 식(3)에 의하여 구하여지는 F_y 값이 안정일 경우에 매우 작기 때문이다. 식(3)은 평탄한 지역에 적용되는 식이므로 지형의 영향을 많이 받는 지역에 적용하기 위해서는 수정할 필요가 있으리라 생각된다.

IV. 결론

지역적 특성에 맞는 σ_y 를 산출하기 위해서 춘천기상탑에서 직접 측정한 σ_θ 를 이용하여 대기안정도별로 분류한 후 식(2)에 의하여 σ_y 를 계산한 결과 불안정(A, B, C class)과 강안정(F class)한 상태에서 비교적 Pasquill-Gifford(P-G) Curve에서 제시한 것과 큰 차이가 없지만 중립(D class)과 안정(E class)인 상태에서 비교적 큰 차이를 나타냈다. 특히 10km 이상일때 강안정(F class)인 대기상태가 중립(D class)과 안정(E class)인 대기상태보다 σ_y 가 크게 나타난 것은 강안정한 대기상태하에서 풍하거리가 길어질수록 풍향의 meandering이 크게 나타나기 때문으로 사료된다.

참고문헌

- 이종범, 김용국 (1992) 대기안정도와 지형조건에 따른 풍향변동폭의 특성. 한국대기보전학회지, 8(2), 138-145
- Hanna S.R. (1982) Application in modeling. In Atmospheric Turbulence and Air Pollution Modelling (edited by Nieuwstadt F.T.M. and Van Dop H.), pp.275-310.
- Zilitnkevich S.S. (1972) On the determination of the height of the Ekman boundary layer. Boundary-Layer Met. 3, 141-145
- Gifford, F.A. (1961). Nuclear Safety 2, 47-55.