

UN METODO PARA LA DETERMINACION DE COEFICIENTES DE DIFUSION ATMOSFERICA

NICOLAS A. MAZZEO

Departamento de Meteorología, Facultad de Ciencias Exactas y
Naturales, Universidad de Buenos Aires

Muchos métodos utilizados en la predicción de la concentración de contaminantes emitidos desde fuentes continuas puntuales o distribuidas en su superficie, requieren del conocimiento de los coeficientes de difusión atmosférica. Existen varios procedimientos para determinar dichos coeficientes: distintas ecuaciones, análisis de los registros de viento y gráficos. Utilizando diferentes experimentos de difusión atmosférica se desarrolla una ecuación general que se adapta bastante bien a los límites teóricos. Esta ecuación da buenos resultados en todos los casos, excepto para la difusión vertical de contaminantes emitidos desde fuentes en superficie durante condiciones atmosféricas inestables y desde fuentes elevadas en condiciones estables. Esto podría deberse a la falta de homogeneidad vertical. Una técnica alternativa es propuesta.

Many methods used to predict the concentration of contaminants from continuous point or area sources require the diffusion parameters. There are several methods available to determine them: Different equations, wind records and graphs. Based on field experiments, a general equation is developed that approaches the correct theoretical limits. This equation gives satisfactory estimates in all cases except for vertical diffusion from ground sources during unstable stratification and vertical diffusion from elevated sources during stable stratification, presumably because of lack of vertical homogeneity. Alternate techniques are suggested for these cases.

INTRODUCCION

Frecuentemente, en la solución de los problemas de contaminación de la atmósfera, es necesario estimar las concentraciones de contaminantes en aire. Para efluentes emitidos desde fuentes continuas, en la gran mayoría de los casos, se utiliza la ecuación de difusión tipo "gaussiana", que requiere del conocimiento de los coeficientes lateral y vertical de difusión atmosférica. Estos coeficientes están representados por las desviaciones normales horizontal (σ_y) y vertical (σ_z) de la distribución de concentraciones. Los métodos empleados para determinar estos parámetros deben ser consistentes con la teoría de la difusión de aerosoles en una atmósfera en estado de turbulencia estacionaria y homogénea desarrollada por G.I. Taylor (1921). La conclusión final de esta teoría puede ser expresada mediante las siguientes expresiones:

$$\sigma_y^2 = 2 \overline{v'^2} \int_0^t \int_0^t R_\xi d\xi dt \quad (1)$$

$$\sigma_z^2 = 2 \overline{w'^2} \int_0^t \int_0^t R_\xi d\xi dt \quad (2)$$

donde R_ξ es el coeficiente "lagrangiano" de autocorrelación de la componente correspondiente de la velocidad de fluctuación del viento

$$(R_\xi = \frac{u'(t) u'(t+\xi)}{\overline{u'^2}})$$

$\overline{v'^2}$ y $\overline{w'^2}$ son las varianzas de las componentes lateral y vertical de la velocidad del viento.

T es el tiempo de difusión.

El coeficiente de autocorrelación es igual a 1 para T pequeños y es nulo para T muy grandes. De esta forma, para T pequeños resulta:

$$\sigma_y = \sqrt{\overline{v'^2}} T \quad \text{y} \quad \sigma_z = \sqrt{\overline{w'^2}} T$$

y para T grandes es:

$$\sigma_y = \left[2 \left(\int_0^t \int_0^t R_\xi d\xi \right) \overline{v'^2} T \right]^{1/2}$$

$$\sigma_z = \left[2 \left(\int_0^t \int_0^t R_\xi d\xi \right) \overline{w'^2} T \right]^{1/2}$$

Por lo tanto, cerca de la fuente el crecimiento del pluma es proporcional a T y lejos a $(T)^{1/2}$. El comportamiento del coeficiente de autocorrelación para T intermedios no es simple y los resultados son inaplicables en el uso rutinario. Diversos métodos que no requieren del coeficiente de autocorrelación han sido desarrollados, para estimar σ_y - σ_z (Mazzeo, 1975).

Sin embargo, es necesario que todos esos procedimientos sean consistentes con la teoría de Taylor, de aplicación fácil y universal.

F. Pasquill (1971) propone las siguientes expresiones para los parámetros de difusión atmosférica, derivadas de la teoría de Taylor:

$$\sigma_y = \sigma_v T f_1(T/t_L) \quad (3)$$

$$\sigma_z = \sigma_w T f_2 (T/t_L) \quad (4)$$

donde $t_L = \int_0^t R_\xi dt$ y representa la escala temporal lagrangiana.

$$\sigma_v = (\overline{v'^2})^{1/2} \quad \text{y} \quad \sigma_w = (\overline{w'^2})^{1/2} ,$$

f_1 y f_2 son funciones universales restringidas por las mismas hipótesis de las ecuaciones (1) y (2).

Este trabajo tiene por objetivo encontrar formas específicas de las funciones f_1 y f_2 y desarrollar un método práctico para estimar t_L y obtener $\sigma_y - \sigma_z$.

ANÁLISIS DE LOS DATOS EXPERIMENTALES

Debido a que $\sigma_v T \approx \sigma_\theta X$ y $\sigma_w T \approx \sigma_\phi X$, las ecuaciones (3) y (4) se pueden escribir:

$$f_1 (T/t_L) \approx \frac{\sigma_y}{\sigma_\theta X} \quad (5)$$

$$f_2 (T/t_L) \approx \frac{\sigma_z}{\sigma_\phi X} \quad (6)$$

donde σ_θ y σ_ϕ son las desviaciones normales de los ángulos azimutal y de elevación de la pluma de contaminantes, y X es la distancia a la fuente en la dirección del viento.

Las formas de las funciones f_1 y f_2 pueden ser determinadas a partir de los datos obtenidos en diferentes experimentos de difusión atmosférica. Las Tablas I y II incluyen los experimentos de difusión utilizados en este trabajo.

Tratamiento de la información de difusión atmosférica

Los datos de difusión atmosférica fueron normalizados bajo la forma $\sigma_y - \sigma_z$. En los experimentos I, II, IV y V desde superficie (Tabla I) y 1, 3 y 5 desde fuentes elevadas (Tabla II) fueron computadas directamente las desviaciones normales de la pluma. En las demás experiencias, las desviaciones fueron estimadas a partir de la información suministrada.

En los experimentos III y V desde superficie se calculó la desviación normal vertical suponiendo continuidad en el emisor y una bidistribución gaussiana, mediante la siguiente expresión:

$$\sigma_z = \frac{Q}{X(o)\pi\bar{u}\sigma_y} \quad (7)$$

donde Q es la intensidad de emisión de la fuente

X(o) es la concentración de contaminantes en aire en el eje central de la pluma

\bar{u} es la velocidad media del viento

$$\pi = 3,1416$$

La consideración de la hipótesis de continuidad implica la inexistencia de depósito de los contaminantes sobre la superficie de la tierra (Mazzeo N. 1970). Con el objeto de encontrar el error de esta aproximación se compararon los obtenidos mediante la ecuación (7) y los observados. En la experiencia III desde superficie, σ_z fue estimado por medio del muestreo vertical en el arco correspondiente a los 100 m. Barad y Haugen (1959) encontraron que la pérdida de sustancia por depósito durante los primeros 100 metros no fue significativa. La relación media de depósito diurno y nocturno fue 19% y 10% respectivamente.

Islitzer y Dumbauld (1963) comprobaron que, en la experiencia V desde superficie la pérdida por depósito superó en algunos casos el 50%. En este experimento se encontró que la relación $(\sigma_z)_d / (\sigma_z)_c$ varía entre 1 y 4.

En la mayoría de los experimentos de difusión atmosférica (Tablas I y II) no se realizaron muchos muestreos de σ_z . De esta forma, la desviación normal vertical se estimó mediante la ecuación (7). Por lo tanto el efecto del depósito de contaminantes no considerado produce errores que se traduce en la sobrestimación de σ_z . En otra parte del trabajo se discuten las consecuencias de esta aproximación.

Tratamiento de la información meteorológica

Con el objeto de clasificar el estado de la atmósfera durante cada experimento se utilizó un parámetro de estabilidad atmosférica, el Número de Richardson aproximado (R_i).

$$R_i = \frac{g (\Delta T + \gamma_s \Delta_z) Z_M^2}{T_M \bar{u}^2 \Delta_z^2} \quad (8)$$

donde g es la aceleración de la gravedad

ΔT es la diferencia de temperatura del aire correspondiente a Δ_z

Δ_z es la diferencia de alturas de las mediciones de temperaturas

\bar{u} es la velocidad media del viento a la altura Z_M

γ_s es el gradiente adiabático seco

T_M es la temperatura a la altura Z_M

Teniendo en cuenta los valores de R_i , la estratificación térmica fue clasificada en las siguientes tres categorías:

a) Inestabilidad atmosférica ($R_i < 0$)

b) Neutralidad atmosférica ($R_i = 0$)

c) Estabilidad atmosférica ($R_1 > 0$)

Sin embargo en la práctica se utilizaron solamente dos clases (estabilidad e inestabilidad) debido a los pocos casos de neutralidad atmosférica.

Datos de difusión atmosférica

Los datos de los experimentos de difusión atmosférica (Tabla I y II) fueron clasificados según que, la emisión fuera desde superficie o altura, la estratificación atmosférica fuese estable o inestable y los valores de los coeficientes de difusión horizontal y vertical. De esta forma se graficaron los datos colocando en las ordenadas f_1 y f_2 y en las abscisas una función de T/t_2 . Sin embargo la escala temporal lagrangiana que es una constante no pudo ser estimada a partir de los datos de la mayoría de los experimentos. En su lugar se normalizó la abscisa por una cantidad T_i (constante proporcional a t_1). Taylor (1921) demostró que f_1 y f_2 se aproxima a 1 para T pequeños y es decreciente cuanto T aumenta. Así es posible definir T_i como tiempo de difusión requerido para que f_1 y f_2 sean iguales a 0,5. Más adelante se hallará la relación matemática entre t_1 y T_i .

A continuación se graficó el logaritmo de f_1 y f_2 en función de $\log T$ y se determinaron las ecuaciones de regresión correspondientes. Se encontraron los valores de T_i . Este procedimiento fue repetido para cada experimento y se calculó el valor medio de T_i , que fue utilizado en aquellas experiencias en que no pudo ser determinada la ecuación correspondiente.

Los resultados combinados para las diferentes categorías de difusión y para las fuentes en superficie y elevadas están incluidos en la Figura 1 y 2.

En la Figura 1 no se graficaron los casos de difusión vertical durante estratificación inestable y en la Figura 2 los casos de difusión vertical durante condiciones estables.

Determinación de las funciones f_1 y f_2

Los datos representados en la Figura 1 se adaptan a la siguiente expresión:

$$f_1 = f_2 = \frac{1}{1 + 0,9 (T/t_1)^{1/2}} \quad (9)$$

Esta ecuación satisface las condiciones límites de la teoría de Taylor para T grandes.

En las Figuras 1 y 2 se encuentra graficada la ecuación (9). La igualdad entre f_1 y f_2 se cumple en todos los casos excepto para la difusión vertical durante inestabilidad atmosférica desde fuentes en superficies y durante condiciones de estabilidad desde fuentes elevadas. La justificación puede encontrarse en la falta de homogeneidad de la componente vertical de la turbulencia atmosférica. Por otra parte, el efecto del depósito no computado, redundando en una sobreestimación de σ_z calculado según la ecuación (7). Los datos del experimento IV serán considerados representativos, pues están afectados de poca deposición y se observa poca dispersión. Computando, para este experimento, f_2 para cada arco y encontrando \bar{f}_2 se puede expresar de la siguiente forma:

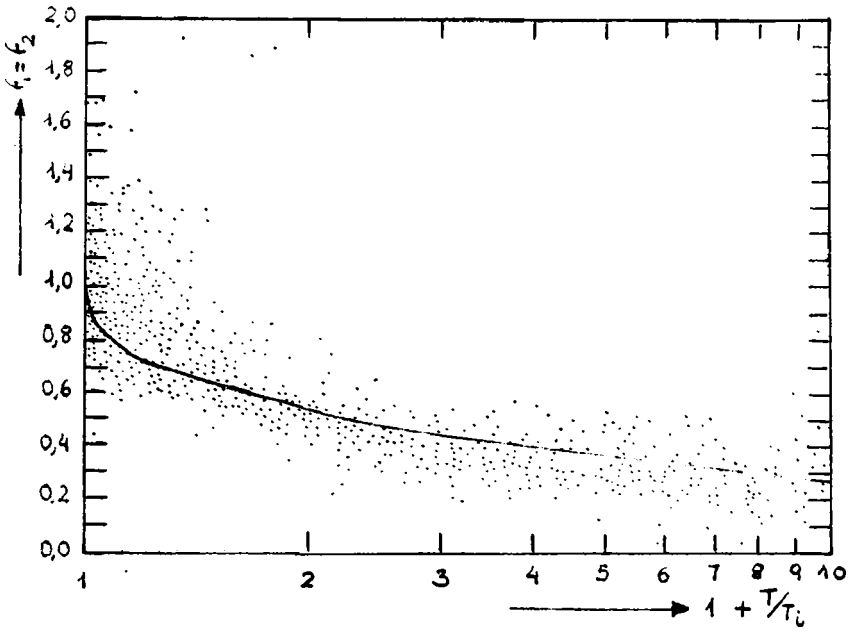


Figura 1: f_1 y f_2 para difusión desde superficie.

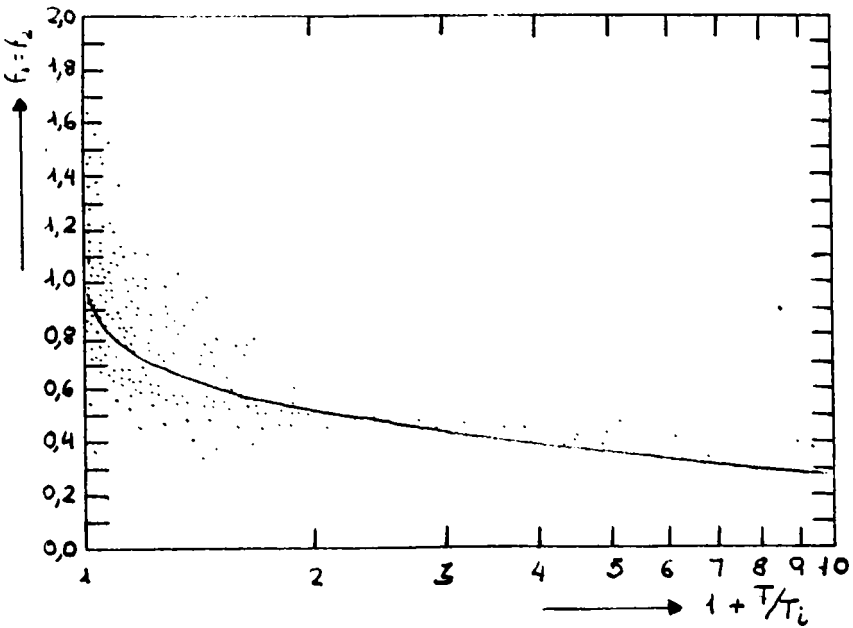


Figura 2: f_1 y f_2 para difusión desde fuentes elevadas.

$$f = \frac{0,3 (T/T_i - 0,4)^2}{0,16} + 0,7 \tag{10}$$

para la difusión desde superficie y

$$f = \frac{1}{1 + 0,95 (T/T_i)^{0,8}} \tag{11}$$

para la difusión desde altura. La ecuación (11) se parece a la (9).

Determinación de T_i

Según la ecuación (1)

$$\sigma_y^2 = 2\sigma_y^2 \int_0^t \int_0^{\xi} R_{\xi} dt d\xi$$

que cuando $T \rightarrow \infty$ toma la forma: $\sigma_y^2 = 2\sigma_y^2 t_L T$

y combinada con la ecuación (3) resulta:

$$f_1 (T/t_L) = \frac{\sigma_y}{\sigma_y T} = \sqrt{2} (t_L/T)^{1/2} \tag{12}$$

La ecuación (9) para T grandes queda:

$$f_1 (T/t_L) = \frac{1}{0,9 (T/T_i)^{1/2}} \tag{13}$$

Combinando las ecuaciones (12) y (13) resulta:

$$\sqrt{2} (t_L/T)^{1/2} = \frac{1}{0,9 (T/T_i)^{1/2}}$$

y también

$$t_L^{1/2} = \frac{T_i^{1/2}}{0,9 \sqrt{2}}$$

o sea

$$t_L = \frac{T_i}{1,64} \tag{14}$$

Que demuestra la proporcionalidad existente entre t_L y T_i .

Por otra parte las ecuaciones (5) y (6) pueden ser escritas de la siguiente forma:

$$\sigma_y \approx \sigma_{\phi} \times f_1 (T/T_i) \tag{15}$$

$$\sigma_z \approx \sigma_{\phi} \times f_2 (T/T_i) \tag{16}$$

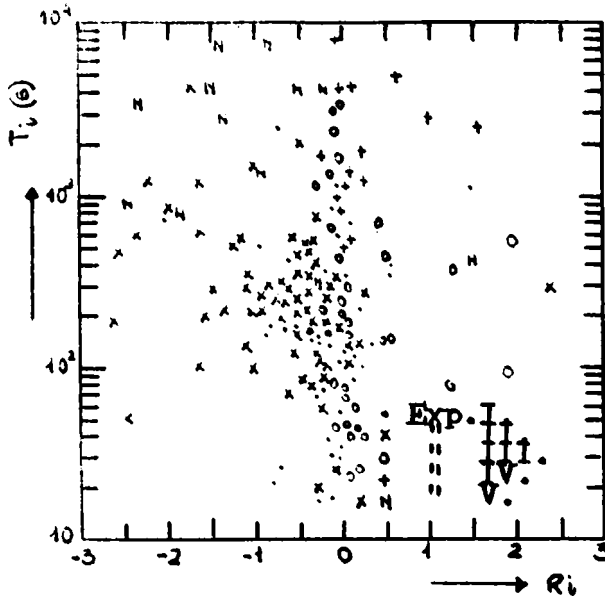


Figura 3: T_i en función de la estabilidad para difusión horizontal desde su superficie.

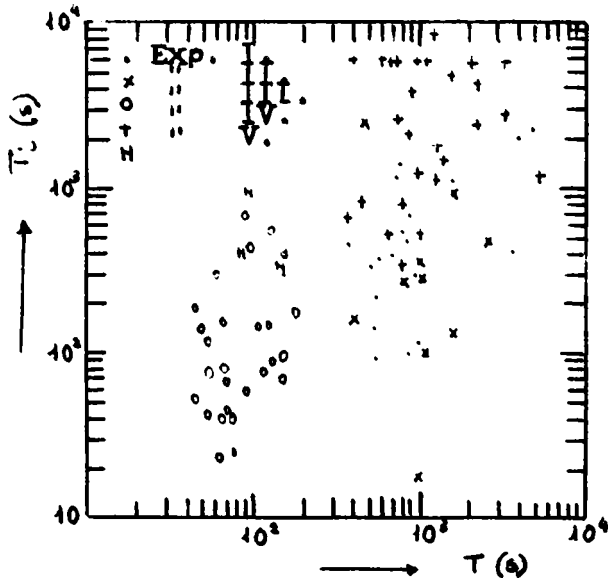


Figura 4: T_i en función del tiempo de trayectoria para difusión horizontal desde superficie durante estratificación estable.

y ser utilizadas para la estimación de σ_y , σ_z conociendo T_i y $\sigma_\theta - \sigma_\phi$.

Los valores estimados por este método pueden ser comparados con los observados. En la Figura 3 se representa T_i en función de R_i . Todos los datos de este gráfico corresponden a experimentos efectuados desde superficie. De acuerdo con lo observado no es posible establecer una relación cuantitativa entre T_i y R_i . Por otro lado se observa una diferencia significativa entre los diversos experimentos.

Para la experiencia IV, T_i es un orden de magnitud mayor que en las otras. Los más grandes valores de T_i en el experimento IV están asociados con una fuerte cortante vertical del viento. Un valor medio de T_i fue estimado para cada categoría de experiencias, utilizándose luego en todas las observaciones para encontrar $\sigma_y - \sigma_z$.

En la Tabla III se incluyen los valores medios de T_i para cada categoría de experimentos. Se utiliza un valor medio de T_i para cada clase de experiencia para simplificar el método. Los valores de $\sigma_y - \sigma_z$ estimados mediante las ecuaciones (15) y (16) no varían sensiblemente ante grandes fluctuaciones de T_i , especialmente cerca de la fuente de emisión.

Las diferencias entre los T_i pueden ser explicadas: t_L y T_i son proporcionales al tamaño de los torbellinos. Los torbellinos horizontales debido a su relativa menor restricción de escala son de mayor tamaño que los verticales. La dimensión de los torbellinos verticales aumenta con la inestabilidad y la altura. Esto puede observarse en la Tabla III.

Una de las dificultades encontradas en unificar el método fue el tratamiento de la difusión horizontal desde superficie durante condiciones de estabilidad atmosférica. La mayoría de los experimentos IV fueron llevados a cabo en condiciones estables nocturnas, observándose grandes valores de T_i .

En la Figura 4 se graficaron los valores de T_i en función del tiempo de "trayectoria" para la difusión horizontal desde superficie durante condiciones de estabilidad de la atmósfera. También se observa que los valores de T_i correspondientes al experimento IV son relativamente altos para grandes distancias. Posiblemente, el efecto de la cortante del viento sea la causa.

Para confirmar esto es necesario examinar las diferentes experiencias individuales del experimento IV. El examen de los datos de la torre micrometeorológica confirma que para las experiencias en que se registró una cortante de viento significativa de T_i fue 2.717 s y para los que no hubo cortante T_i fue sólo 1.147 s.

De esta forma se hace necesario ajustar los valores de T_i por el efecto de la cortante vertical del viento. Después de ajustar T_i por una constante de 300 s a partir de la Figura 4 se puede deducir la siguiente expresión:

$$T_i = 0,001 T^2 \quad (17)$$

Introduciendo la ecuación (17) en la (9) resulta:

$$f_1 = \frac{1}{1 + 28 T^{-0,5}} \quad (18)$$

Cuando $T \rightarrow \infty$, con f_1 dado por la ecuación (18), la (15) muestra que σ_y es proporcional a $T^{3/2}$ en condiciones de cortante. F. Smith (1965) dedujo

que para grandes valores de T , σ_y es proporcional a $T^{3/2}$.

PROCEDIMIENTO PARA DETERMINAR LOS COEFICIENTES DE DIFUSION

En base a lo desarrollado, para estimar $\sigma_y - \sigma_z$ se procede de la siguiente forma:

- Seleccionar $\bar{\sigma}_\theta$ y $\bar{\sigma}_\phi$ para un determinado período. Estos parámetros serán registrados por una biveleta y un anemómetro.
- La distancia a la que se desea calcular $\sigma_y - \sigma_z$ se convierte en el tiempo de difusión mediante $T = \frac{x}{u}$.
- Determinar las condiciones de estabilidad atmosférica. Para ello pueden utilizarse R_1 o el método de Pasquill-Turner (1964).
- Conociendo la altura de la emisión y utilizando las condiciones de estabilidad a partir de la Tabla III se determina T_1 y seleccionar las funciones f_1 y f_2 convenientes.
- Mediante las ecuaciones (15) y (16) se calcula $\sigma_y - \sigma_z$.

COMPARACION CON OTROS METODOS DE ESTIMACION DE COEFICIENTES DE DIFUSION

En la Tabla IV se compara el método propuesto en este trabajo con los procedimientos que se basan en las curvas $\sigma_y - \sigma_z$ y con una propuesta de expresión del coeficiente lagrangiano de autocorrelación.

El método que utiliza las curvas $\sigma_y - \sigma_z$ (Gifford F. 1968) estima la estabilidad atmosférica mediante σ_θ o por medio de mediciones de la radiación solar incidente y de la velocidad del viento. Las curvas fueron derivadas desde experimentos de difusión atmosférica con emisión desde superficie y promediadas con $T=10$ min. Por otra parte, el coeficiente lagrangiano de autocorrelación puede ser expresado en la siguiente forma (Pasquill F. 1962):

$$R_\xi = \exp(-\xi / t_L)$$

y sustituyendo en las ecuaciones (1) y (2), en (3) y (4) e integrando resulta:

$$f_1^2 = (t_L/T)^2 2 \left[\exp(-T/t_L) + T/t_L^{-1} \right] \quad (19)$$

En la Tabla IV se presentan ocho categorías de difusión en función del método propuesto en este trabajo, las curvas $\sigma_y - \sigma_z$ y la expresión (19). El número superior es la media geométrica de la relación $\sigma_y - \sigma_z$ estimados por medio de los diferentes métodos a los observados mediante los experimentos. El número inferior es la desviación normal del logaritmo de las relaciones anteriores. Cuanto menor sea la desviación normal y con una relación σ_L / σ_0 más cercana a la unidad la predicción resulta más aproximada. Se observa que mediante el método de las curvas $\sigma_y - \sigma_z$ para fuentes elevadas los σ_y estimados están sobrestimados. Esta limitación no se tiene en cuenta en la práctica y se computa de la misma forma para emisiones desde superficie y desde altura. En cuanto a la expresión exponencial puede ser utilizada para casos de turbulencia homogénea y estacionaria y para tiempos de difusión pequeños.

TABLA I: Experimentos de difusión atmosférica desde superficie

N°	DENOMINACION	DATOS METEOROLOGICOS	DATOS DE DIFUSION	SUPERFICIE/ EMISOR
I	Brisa Oceánica (Haugen y Fuquay, 1963)	\bar{U}, σ_{θ} a 3,7 m ΔT (16,5 - 1,8 m)	σ_y (1200, 2400, 4800 m) T. de emisión: 30 m	Dunas arenosas Sulfito de zinc
II	Canal Seco (Haugen y Fuquay, 1963)	\bar{U}, σ_{θ} a 3,7 m ΔT (16,5 - 1,8 m)	σ_y (853, 1500, 2301, 4715, 5665 m) T. de emisión: 30 m	Rugoso Sulfito de zinc
III	Hierba de la Pradera (Barad, 1958) (Haugen, 1959)	$\bar{U}, \sigma_{\theta}, \sigma_{\phi}$ a 2 m ΔT (16 - 2 m)	Concentraciones a (50, 100, 200, 400, 800 m) T. de emisión: 10 m	Llanura Dióxido de azufre
IV	Brillo Verde (Fuquay, Simpson y Hinds, 1964)	\bar{U}, σ_{θ} a 2,1 m Ri (15,2 - 2,1 m)	σ_y (200, 800, 1600, 3200, 12380, 25600 m) T. de emisión: 30 m	Llanura con pasto cortado Sulfito de zinc
V	N.R.T.S. (Islitzer y Dumbauld 1963)	$\bar{U}, \sigma_{\theta}, \sigma_{\phi}$ a 4 m Ri , (16 - 4 m) Ri , (8 - 1 m)	σ_y (100, 200, 400, 800, 1600, 3200 m), σ_z (200, 400 m) T. de emisión: 60 m	Llanura desierta Uranina

TABLA II: Experimentos de difusión atmosférica desde altura

N°	DENOMINACION	ALTURA	D. METEOROLOGICOS	D. DIFUSION	SUPERFICIE/ EMISOR
1	Suffield (Walker, 1965)	15 m δ 7,4 m	$\bar{U}, \sigma_{\theta}, \sigma_{\phi}$ a 16 m ΔT (4-0,5 m)	σ_y (27-1097 m)	Tipo pradera Polvo
2	Brookhaven (Smith, 1956)	108 m	\bar{U} , clase turbulencia, ΔT (124-15 m)	Ancho y semialtura de la pluma	Bosque bajo Gotas de aceite
3	Handford (Elderkin y otros, 1963)	56 m	\bar{U}, σ_{θ} a 61 m Ri , ΔT (91-30 m)	σ_y (100, 1500 m) σ_z (152, 1525 m)	Llanura con pasto cortado. Fluoresceína
4	N.R.T.S. (Islitzer, 1961)	46 m	$\bar{U}, \sigma_{\theta}, \sigma_{\phi}$ a 43 m ΔT (43-3 m)	Sutton (n, C_y, C_z)	Llanura desierta Uranina
5	Högstrom (Högstrom, 1964)	87 m	Tiempo de difusión. Parámetros de estabilidad	σ_y, σ_z a 5000 m	Sierras Gotas de aceite
6	Porton (Hay y Pasquill, 1957)	152 m	\bar{U}, σ_{ϕ} a 150 m ΔT (7-1,2 m)	Angulo vertical de la pluma	Llanura Lycopodium

TABLA III: Valores de T_i y ecuaciones de f_1 y f_2 a utilizar

ESTRATIFICACION	DIFUSION HORIZONTAL		DIFUSION VERTICAL	
	ESTABLE	INESTABLE	ESTABLE	INESTABLE
Emisión en superficie				
T_i (s)	300	300	50	100
Ecuación $f_{1,2}$ ($T \leq 550s$)	(9)	(9)	(9)	(10)
	(18)			
Emisión elevada				
T_i (s)	1000	1000	100	500
Ecuación $f_{1,2}$	(9)	(9)	(11)	(9)

TABLA IV: Comparación de diferentes métodos de predicción

CATEGORIA DE DIFUSION	TABLA III	CURVAS σ_y σ_z	EXPONENCIAL
Emisión en superficie	1,02	0,86	0,74
Horizontal-Estable	1,82	1,77	1,99
Emisión en superficie	0,98	0,86	0,99
Horizontal-Inestable	1,51	1,64	1,51
Emisión en superficie	1,18	1,46	1,11
Vertical-Estable	1,70	1,92	1,75
Emisión en superficie	0,90	0,69	0,46
Vertical-Inestable	2,05	2,13	2,71
Emisión elevada	0,91	0,76	1,03
Horizontal-Estable	1,59	1,52	1,60
Emisión elevada	0,95	0,61	1,08
Horizontal-Inestable	1,29	1,32	1,29
Emisión elevada	0,99		1,02
Vertical-Estable	1,35		1,35
Emisión elevada	1,01		1,12
Vertical-Inestable	1,31		1,33

BIBLIOGRAFIA

- ISLITZER, N.F., and DUMBAULD, R.K., 1963: Atmospheric diffusion-deposition studies over flat terrain. *Int. J. Air Wat. Pollut.*, Vol. 7, pp. 99-122.
- MAZZEO, N.A., 1970: Deposition de aerosoles dispersados en la atmósfera, *Meteorológica*, Vol. I, n.1.
- MAZZEO, N.A., 1975: Difusión atmosférica: definición y características dinámicas de sensores meteorológicos. CNEA.NT.8/75.
- PASQUILL, F., 1962: *Atmospheric Diffusion*. Van Nostrand. New York.
- PASQUILL, F., 1971: Atmospheric dispersion of pollution, *Q.J.R.Met.Soc.* Vol. 97, pp. 369-395.
- SMITH, F.B., 1965: The role of wind shear in horizontal diffusion of ambient particles. *Q.J.R.Met.Soc.* Vol. 91, pp. 318-329.
- TAYLOR, G.I., 1921: Diffusion by continuous movements. *Proc. London. Math. Soc.* Vol. 2, n.20.
- TURNER, D.B., 1964: *Workbook of atmospheric dispersion estimates*. Public Health Service. 999-AP-26.