



José Ignacio IBARRA MARROQUIN es Ingeniero Industrial por la ETSII de Bilbao, en la especialidad de Técnicas Energéticas.

Se incorpora en 1981 a la Sección Nuclear de SENER, realizando actividades relacionadas con el análisis radiológico y dispersión de contaminantes atmosféricos. En 1983 se integra en el departamento de Protección Radiológica de CIAT NUCLEAR, S. A., desarrollando los programas de control dosimétrico del personal para la CN Cofrentes. En 1984 pasa a formar parte del departamento de Ingeniería y Análisis Nucleares de HE, en actividades relativas a análisis radiológicos y medio ambiente.

DISPERSION LATERAL EN CONDICIONES ESTABLES DE VIENTO DEBIL

J. IBARRA

INTRODUCCION

Son bien conocidas las dificultades existentes para la correcta modelización de la dispersión atmosférica de contaminantes en la baja atmósfera durante condiciones estables nocturnas asociadas a vientos débiles y de naturaleza variable.

Existe abundante evidencia bibliográfica de procesos de meandro lateral debidos a efectos locales de mesoescala que inducen intensidades relativamente apreciables de la turbulencia lateral y de la difusión horizontal en el interior de la capa límite estable.

A medida que la intensidad de viento disminuye, las fluctuaciones de la dirección horizontal del viento aumentan tendiendo a valores máximos en torno a 104° propios de una distribución circular. Este fenómeno es bien conocido por los meteorólogos quienes utilizan la terminología "vientos débiles y variables" para caracterizar tales situaciones.

Debido a que la dispersión lateral σ_y es directamente proporcional a σ_z , resulta imprescindible incorporar dicho efecto meandro en los modelos de dispersión atmosférica para una correcta simulación numérica. Mitchell y Timbre (1979) y Van der Hoven (1976) sugieren expresiones empíricas para la evaluación realista de σ_y en condiciones estables de viento débil. Hanna (1985) proporciona una sistemática para la utilización de estos métodos en modelos de dispersión atmosférica. Sin embargo, existen pocas bases de datos que puedan ser utilizadas para nuevos avances en el desarrollo de los modelos de cálculo.

Este artículo describe el análisis de datos experimentales recopilados en un emplazamiento valle de orografía compleja bajo condiciones estables y viento débil.

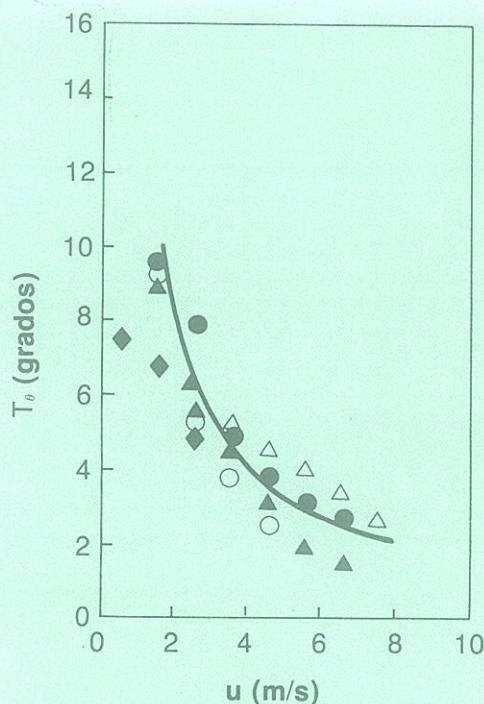
Los resultados de dicho análisis se comparan con aquéllos obtenidos por diversos investigadores y se proporciona un nuevo método de cálculo validado experimentalmente para su uso en modelos de dispersión atmosférica.

PROGRAMA DE MEDIDAS

La campaña de medidas se extiende a lo largo del mes de julio de 1989. Se utiliza un mástil de 20 m. de altura, instrumentado con un anemómetro triaxial de la firma Young con un umbral de medida inferior a 0,3 m/s. Los datos se adquieren a intervalos de 2 segundos y se obtienen promedios cada 5 minutos. Se disponen, igualmente, dos sensores de temperatura ventilados y apareados para lecturas de temperatura y ΔT a 3 y 20 m. de altura. Dos sensores completos para la medida del viento horizontal se colocan a 3 y 10 m. de altura, respectivamente, completando el dispositivo de medidas.

Se obtienen valores promedio de las componentes vectoriales del viento (u, v, w), varianzas horizontales y verticales de las componentes vectoriales, desviación típica de la dirección horizontal del viento, temperatura y ΔT .

Las experiencias se realizan en un emplazamiento valle y de topografía compleja dotado de un régimen nocturno de abundantes períodos de calmas y vientos débiles.



Valor de "s" en condiciones estables:

- △ 0,01 - 0,02
- 0,02 - 0,04
- ▲ 0,04 - 0,09
- 0,09 - 0,18
- ◆ > 0,18

donde

$$s = \frac{T(z_1) - T(z_2)}{u^2(z_3)}$$

siendo z_1 , z_2 y z_3 igual a 7,1; 1,2 y 15,5 m., respectivamente U se expresa en m/s y T en °C.

A lo largo del mes se registran un total de 8 períodos completos de situaciones estables con vientos débiles que fueron seleccionados para la realización del estudio. El volumen total de datos válidos supera los 600 promedios de 5 minutos (50 horas aproximadamente).

ANTECEDENTES

Los actuales modelos de cálculo para la simulación numérica de procesos de difusión atmosférica producen resultados satisfactorios bajo condiciones de estabilidad neutral o cuasineutral. La mayoría de tales aplicaciones están basadas en la teoría Gausiana para la dispersión de contaminantes, utilizada en una amplia variedad de situaciones carentes de la representatividad espacio-temporal para la que dicha teoría fue concebida. Incluso modelos de dispersión basados en la teoría de la semejanza o modelos de gradiente ("K-theory") producen buenos resultados en condiciones neutras donde la longitud de Monin-Obukhov no tiene apenas influencia.

Sin embargo, en condiciones estables la intensidad del viento se reduce significativamente proporcionando valores infe-

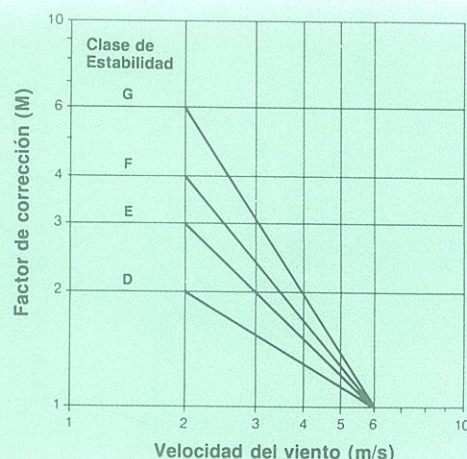
riores a 2 m/s. y afectando incluso a la representatividad de las medidas al situarse en valores próximos al umbral de arranque de la instrumentación. Esta circunstancia provoca la utilización de datos de viento y de turbulencia no realistas en la mayoría de tales ocasiones (Ibarra, 1990).

La turbulencia vertical y las tasas de difusión son reducidas, y los efectos tridimensionales de pequeña escala debidos a celdas turbulentas disminuyen drásticamente. Por el contrario, prevalecen los efectos de turbulencia lateral no sometidos a las fuerzas de estabilidad verticales. Tales efectos son debidos generalmente a ondas de gravedad, interacciones del terreno con el flujo principal en el valle, advección sinóptica y/o de mesoescala o bien diferencias en la rugosidad del terreno.

Su principal efecto es la generación de un meandro en la difusión de una nube contaminante.

Pasquill (1974) estudió la variación de la desviación típica de las fluctuaciones de la dirección del viento bajo condiciones estables (Fig. 1) y llegó a la conclusión de que tal desviación típica estaba relacionada directamente con la intensidad de turbulencia lateral mediante la expresión:

$$\tan \sigma_\theta = \sigma_v / u = i_v$$



F II Factores de corrección para valores T_θ de Pasquill-Gifford, en función de la estabilidad atmosférica.

F I Fluctuación de la dirección del viento en función de la velocidad del viento y de la estabilidad (Smith y Abbott, 1961) a una altura de 16 m. sobre terreno abierto y cubierto de hierba. Porton.

Este parámetro es muy importante en los cálculos de difusión donde participa en la definición del coeficiente de dispersión lateral σ_v . Diversos investigadores han obtenido valores de $\sigma_v = 0,3$ m/s. en terreno relativamente llano (Porton, Inglaterra) y $\sigma_v = 1,0$ m/s. en terreno complejo (Hanna, 1981). Las experiencias realizadas apuntan a que tal parámetro es independiente de la estabilidad y de la intensidad de viento bajo condiciones estables. Por otro lado, tales experiencias pusieron de manifiesto una gran variabilidad de σ_θ en condiciones de viento débil encontrándose valores que oscilaban entre 20 y 100 para una velocidad de viento de 1 m/s. (Hanna, 1981; Schacher, 1982).

Estos resultados subrayan la existencia de una intensa turbulencia lateral asociada a situaciones estables y vientos débiles típicas de las horas nocturnas, y ponen en entredicho la validez del criterio de estabilidad de Pasquill fundamentado en las medidas de σ_θ .

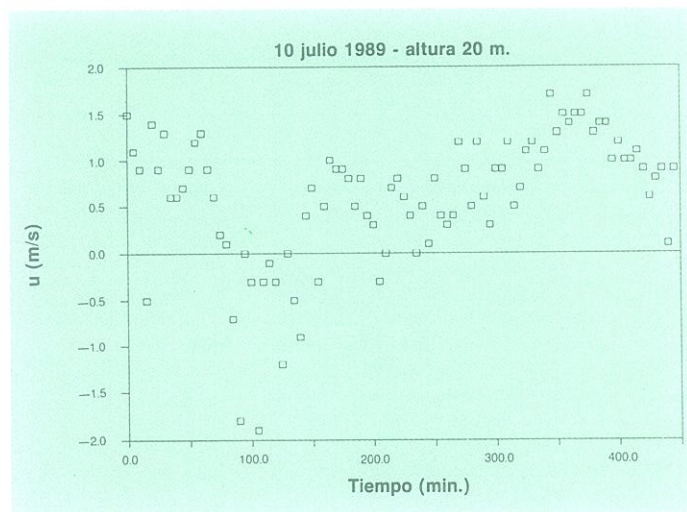
Clase de estabilidad de Pasquill

Estabilidad	σ_θ (grados)
A	$\geq 22,5$
B	17,5—22,5
C	12,5—17,5
D	7,3—12,5
E	3,8—7,5
F	$< 3,8$

De acuerdo con este criterio, únicamente se observarían valores elevados de σ_θ bajo condiciones convectivas de acusada inestabilidad atmosférica. La asignación de valores reducidos de σ_θ en condiciones estables (E,F) se debe fundamentalmente al tipo de instrumentación habitualmente utilizada y cuyo diseño está pensado para dar una adecuada respuesta en condiciones de flujos bien definidos, siendo deficiente su operación en condiciones de viento débil (≤ 1 m/s) próximos al umbral de arranque. La Nuclear Regulatory Commission (1979) reconoce

T I TIEMPOS DE ESCALA ESTIMADOS A PARTIR DE AUTOCORRELOGRAMAS

Fecha	Componente viento	T _i (min.)
9.7.89	u	—
	v	92
10.7.89	u	110
	v	75
11.7.89	u	115
	v	85
14.7.89	u	125
	v	120
15.7.89	u	50
	v	50
22.7.89	u	42
	v	66
23.7.89	u	50
	v	100
24.7.89	u	—
	v	50
Mediana		80
Media		81
Rango		42-125



F III Serie temporal componente u.

esta inconsistencia y sugiere en su R.G. 1.145 la introducción de factores correctores para tener en cuenta el efecto meandro (Fig. II). Sin embargo, este Organismo regulador hace especial hincapié en que tales recomendaciones son preliminares y necesitan ser probadas experimentalmente.

Los apartados que siguen pretenden arrojar cierta luz sobre la influencia del efecto meandro en la difusión atmosférica y su introducción en los modelos de cálculo de forma realista.

ANÁLISIS DE SERIES TEMPORALES

Para cada uno de los 8 períodos de estabilidad seleccionados se han estudiado las series temporales de cada una de las componentes horizontales del vector viento. Se suprimieron tendencias lineales en las series de cada componente, puesto que tales tendencias habrían supuesto una gran cantidad de energía en los puntos de más baja frecuencia del espectro de energía. Los comienzos y finales de cada período son suavizados con objeto de evitar comportamientos no realistas del espectro a elevadas frecuencias.

Se obtuvieron, igualmente, autocorrelogramas de cada una de las series temporales que se utilizaron en la determinación de los tiempos de escala asociados a la función sinusoidal de cada componente vectorial. Estos tiempos de escala expresan el período en que se produce la máxima energía turbulenta y son parámetros utilizados en modelos de difusión para simular la dispersión de partículas lagrangianas liberadas desde un foco emisor real o potencial.

En el gráfico de la figura III se recoge un ejemplo de la serie temporal de la componente u del viento el día 10 de

julio donde puede observarse la presencia de procesos cíclicos de mesoescala a intervalos variables entre 50 min. y 100 min., aproximadamente. La presencia de estas celdas laterales de mesoescala ha sido la constante observada en las 16 series temporales analizadas en las que el viento puede disminuir o aumentar en función de la porción del ciclo sinusoidal en que se encuentre. Esta energía de mesoescala debe, pues, contemplarse como una tendencia o meandro durante períodos de aproximadamente 1 hora, más que como una fluctuación turbulenta.

El hecho de que los tiempos medios de escala de tales procesos sea del mismo orden que los períodos promedio horarios habitualmente utilizados tanto en modelizaciones como en medidas ambientales hace imprescindible su incorporación a los mismos de forma explícita. Así, resulta de sumo interés utilizar directamente valores de σ_u , σ_v/u o la distribución horaria real del viento para modelizar el transporte y el impacto a nivel del suelo basado en promedios horarios. Resulta, igualmente, aconsejable la utilización de períodos de advección y de cálculo de concentraciones inferiores a una hora si fuera posible puesto que, como se pone de manifiesto en la figura III se detectan oscilaciones de período inferior a 1 hora. Se observa, así mismo, como el patrón de la figura III dista mucho de ser representativo de derrames catabáticos caracterizados por una dirección del viento muy constante y una reducida variabilidad del viento.

TIEMPOS DE ESCALA

El cálculo de los tiempos de escala se realiza por medio del estudio de los autocorrelogramas de las componentes vectoriales del viento. Este método implica la estimación del período en que se

produce la máxima energía de turbulencia. De acuerdo con Hanna (1981) este tiempo coincide con aquél en que por vez primera el autocorrelograma desciende hasta 0,37 o T (1/e), corregido mediante un factor multiplicativo igual a 5: $T_{\max} = 5T$ (1/e). Este factor procede del cálculo del espectro de energía para una fluctuación sinusoidal.

En la tabla I se recoge un resumen del análisis de las 16 series temporales, con los resultados de los tiempos de escala calculados para cada una de las componentes vectoriales del viento. Se obtiene un valor medio en torno a 80 minutos semejante a los obtenidos por Hanna (1983) en un emplazamiento de semejantes características al estudiado.

El gráfico de la figura IV presenta el autocorrelograma de la componente u del viento el día 10 de julio. En él se observa un apreciable comportamiento cíclico alcanzándose un mínimo de 0,30 al cabo de 85 minutos y un segundo máximo apenas perceptible al cabo de 110 min. Del análisis de las 16 series temporales se deduce que este segundo máximo apenas alcanza 0,20 y constituye un límite en sí mismo para la manifestación de efectos de meandro locales.

PARAMETROS DE DISPERSION LATERAL

Se han estudiado principalmente los parámetros σ_u y σ_v o bien σ_v/u . Como situaciones estables se han evaluado aquéllas en que el gradiente de temperatura potencial es positivo.

ANÁLISIS DE σ_u

La distribución de valores de σ_u presenta una acentuada variabilidad bajo condiciones estables, caracterizada por datos

promedio de 5 min. comprendidos entre 10 y 80 grados cuando la intensidad del viento es de 1 m/s. No se observa dependencia alguna entre σ_v y la intensidad del viento. Como ya se indicó anteriormente, las fluctuaciones laterales de la dirección del viento parecen ser insensibles tanto a la estabilidad como a la intensidad del viento.

Sí se ha detectado, sin embargo, una clara tendencia entre los valores de σ_v y de la constancia de viento (definida como la relación entre el viento medio vectorial y el viento medio escalar). La constancia del viento disminuye a medida que σ_v aumenta. Esta dependencia podía esperarse puesto que la constancia no es sino una medida indirecta de la variabilidad del viento (o de su persistencia) más manifiesta cuanto mayor sea σ_v . Siendo evidente tal relación, se sigue observando una cierta variabilidad en la distribución de valores de σ_v .

Así, para una constancia de 0,7 los valores de σ_v oscilan entre 35 y 70 grados, y para una constancia de 0,3 esta oscilación se extiende entre 60 y 100 grados.

Los valores más altos de σ_v ($\sigma_v > 50$ grados) se registran mayoritariamente en el intervalo de velocidades de viento inferiores a 2 m/s., donde la hipótesis de una distribución Gaussiana de la dirección del viento queda, cuando menos, en entredicho.

Se estudió la posibilidad de reducir la variabilidad de σ_v y poder obtener una función empírica que mejor se ajustase al colectivo de datos analizados y pudiera ser utilizada en la modelización de la difusión lateral. El resultado de dicha investigación concluyó con la obtención de una ley que liga a σ_v con Ve/σ_v mediante la expresión:

$$\sigma_v = 1,8138 \exp\{-1,242[(Ve/\sigma_v)^{-0,8862}]^{0,58}\} \quad (1)$$

siendo Ve la velocidad media del viento o viento medio escalar.

Gráficamente puede observarse esta dependencia en la figura V. Del ajuste de la expresión anterior a los resultados experimentales se obtiene un coeficiente de correlación de 0,98042 y un error típico de la estima de 0,058 radianes (aproximadamente 10 grados). Esta expresión equivale a suponer que la distribución del viento bajo condiciones estables tiende a la circularidad, es decir, es equiprobable en todas sus direcciones. Equivale a suponer que una nube contaminante liberada en tales condiciones, se dispersaría en la atmósfera cubriendo todo un arco de 360 grados (Ibarra, 1990).

ANÁLISIS DE σ_v

Los datos de σ_v se estudian en la forma

adimensional de la intensidad de turbulencia lateral definida como:

$$i_v = \sigma_v/u$$

Se ha observado una clara dependencia entre la intensidad de turbulencia lateral y la intensidad media del viento tal como se ilustra en la figura VI. Los valores de i_v son pequeños para intensidades de viento moderadas, mientras que alcanzan magnitudes importantes cuando el viento es débil indicando una apreciable variabilidad lateral. Estos datos sugieren un valor promedio de $\sigma_v = 0,70$ m/s. durante condiciones medias nocturnas. Esta magnitud es intermedia entre la observada por Porton (0,3 m/s.) para un terreno llano y de escasa rugosidad, y el obtenido por Hanna en un terreno montañoso (1 m/s). Hanna (1983) concluyó que este valor de σ_v era igual a 0,50 m/s. en el análisis de la campaña experimental de 1980 en Cinder Cone Butte.

Este valor de σ_v (0,70 m/s.) se considera una constante propia de cada emplazamiento y que varía en función de la topografía, rugosidad del terreno, condiciones sinópticas y posibles influencias costeras. Se trata de un valor propio de la difusividad residual local motivada por efectos de meandro con tiempos de escala inferiores a 1 hora aproximadamente.

El mejor ajuste encontrado para los valores experimentales de i_v se ha logrado mediante una expresión función de la constancia del viento (Fig. IX):

$$u/Ve = \{1. + [0,8882 \sigma_v/u]^{2,35}\}^{-0,425} \quad (2)$$

El ajuste observado proporciona un coeficiente de correlación de 0,96927 y un error típico de la estima de 0,091. La figura VII recoge este ajuste.

EVALUACION DE LA DISPERSION HORIZONTAL

Con objeto de conocer la influencia de los valores de σ_v y σ_u obtenidos en la dispersión horizontal σ_y se ha contrastado el método potencial de Pasquill-Gifford habitualmente utilizado en los modelos de dispersión atmosférica dependiente de la distancia y de la estabilidad, con el basado en la teoría estadística de Taylor función de σ_v y el tiempo de escala Lagrangiano (T_L). Se calculan valores de σ_y promedios de 5 min. a una distancia de 1,5 y 10 km.

Los valores de σ_y obtenidos a partir de parámetros experimentales son en término medio 7,5 veces superiores a aquéllos comúnmente utilizados. La dispersión lateral aumenta significativamente bajo condiciones estables debido al efecto de meandro, generando concentraciones a nivel del suelo inferiores a las teóricas calculadas por procedimientos

estándar en casi un orden de magnitud. Resultados semejantes fueron ya observados por Kristensen (1981) en la pequeña isla de Sprog con estimaciones de concentraciones 4-6 veces superiores a las medidas en campo.

La comparación de estos resultados experimentales con aquéllos obtenidos por otros investigadores parece indicar que el efecto de meandro es más acusado cuanto más compleja sea la topografía y variable la rugosidad del terreno.

STRESS SUPERFICIAL

El stress superficial, también conocido como velocidad de fricción (u_*) se obtiene experimentalmente como medida directa a partir de las covarianzas σ_{uw} y σ_{vw} . Si bien en la campaña de medidas tales covarianzas no fueron evaluadas, se ha estimado el stress para situaciones estables en base a las hipótesis siguientes:

- Se considera constante el perfil vertical del viento en condiciones estables en el interior de la capa límite estable nocturna. El eje z del elipsoide asociado al tensor de covarianzas es, en consecuencia, perpendicular al plano horizontal, resultando $\sigma_{uw} = \sigma_{vw} = 0$. Esta hipótesis equivale a considerar nula la correlación entre datos Eulerianos si bien la correlación Lagrangiana pudiera ser próxima a la unidad bajo condiciones estables y vientos débiles.
- El elipsoide asociado al tensor de covarianzas tiene como proyección horizontal un círculo. Esta hipótesis es coherente con los análisis anteriores donde se vio que la distribución circular del viento proporcionaba los mejores ajustes estadísticos sobre los datos medidos.

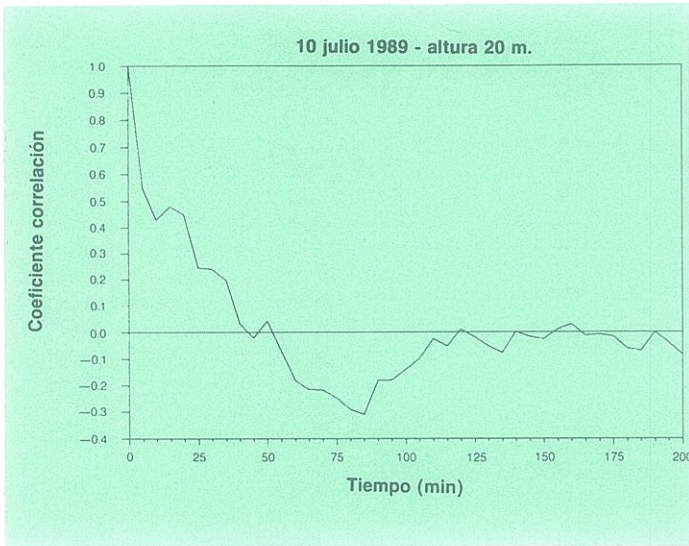
En conformidad con las hipótesis anteriores, el cálculo de la velocidad de fricción se expresaría mediante:

$$u_* = \sigma_w^{1/2} |\sigma_v^2 - \sigma_y^2|^{1/4} \quad (3)$$

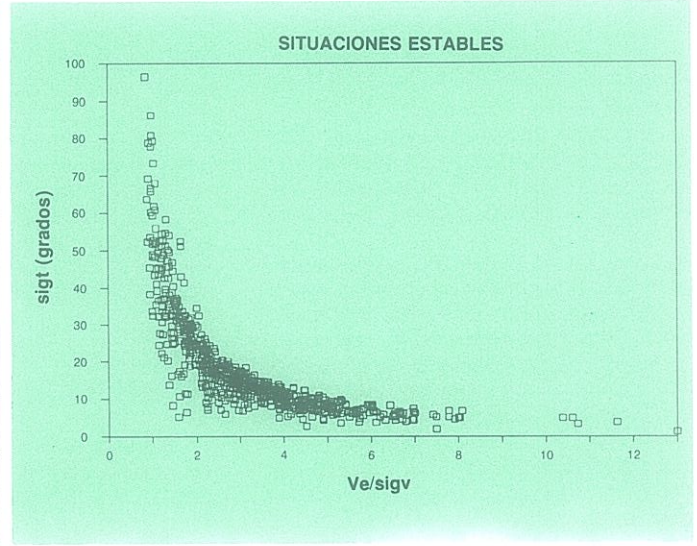
El análisis de los valores de stress calculados mediante (3) frente a los parámetros de difusión lateral condujo a una estrecha relación entre σ_v y el stress superficial. Esta relación se materializa en la expresión:

$$\sigma_v = 2,187 u_* \quad (4)$$

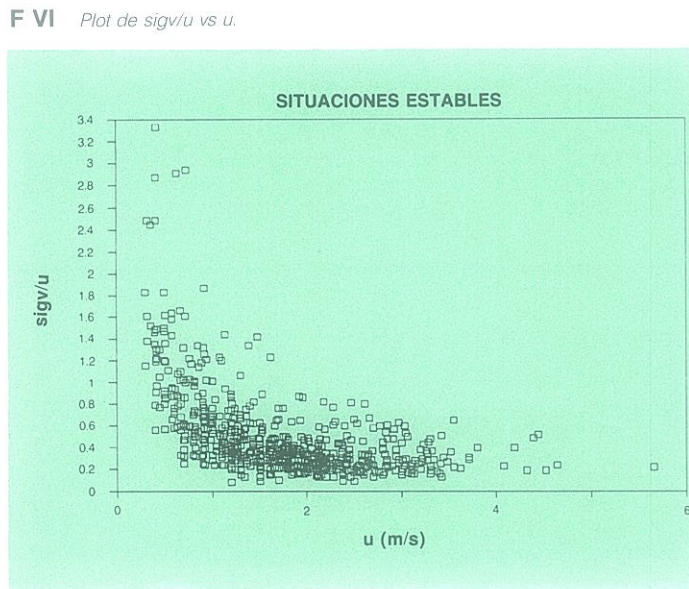
El ajuste estadístico proporciona un coeficiente de correlación de 0,90 y un error típico de la estima de 0,15 m/s. La figura VIII recoge esta dependencia funcional. La ecuación (4) es semejante a la obtenida por Panofski (1977) para situaciones neutrales y estables confirmando la validez del método teórico utilizado. Según Panofski, la relación $\sigma_v/u_* = 2,3$.



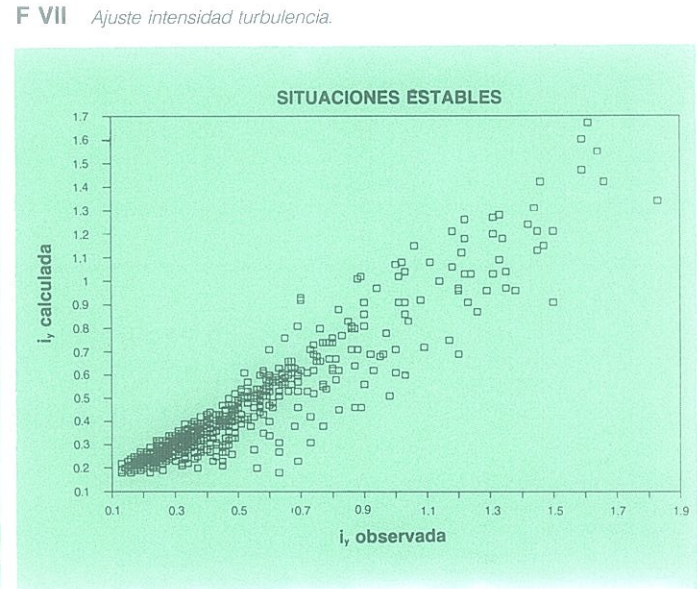
F IV Autocorrelograma componente u .



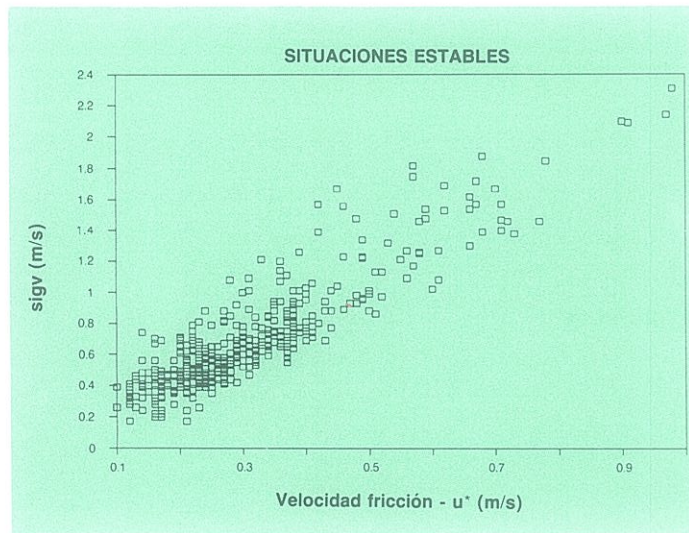
F V Plot de $sigt$ vs $Ve/sigv$.



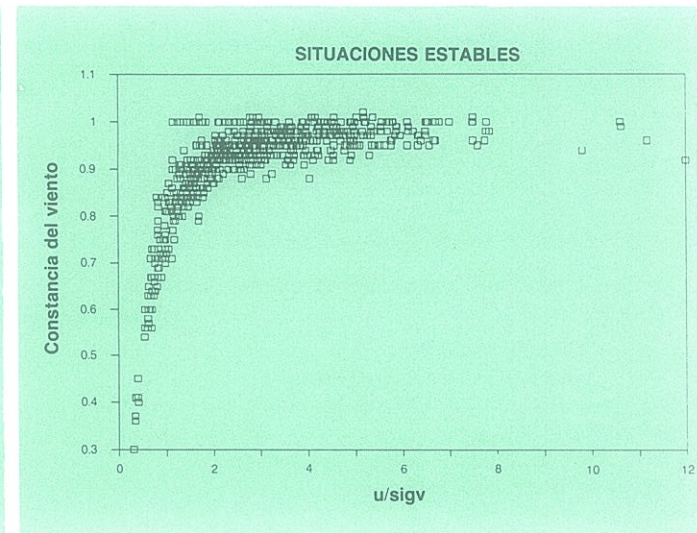
F VI Plot de $sigv/u$ vs u .



F VII Ajuste intensidad turbulencia.



F VIII Ajuste entre $sigv$ y u^* .



F IX Plot de constancia vs $u/sigv$.

CONCLUSIONES

La difusión atmosférica en la baja atmósfera bajo condiciones estables está sometida a un importante efecto de meandro en la pluma motivado por celdas de energía locales más acentuadas cuanto mayor es la complejidad del terreno y variable su rugosidad superficial.

Como resultado del estudio experimental realizado, se presentan nuevos algoritmos para la estimación realista de la difusión lateral y del stress superficial a partir de datos básicos de medida fundamentados en el cálculo de componentes vectoriales del viento y de las varianzas horizontales y vertical.

La hipótesis de distribución circular de la dirección del viento bajo condiciones estables y vientos débiles proporciona los mejores ajustes experimentales indicando con ello un alejamiento de la teoría Gausiana habitualmente utilizada en modelos de difusión atmosférica.

En tales condiciones resulta muy importante que la función de distribución del viento actual o valores reales de σ_u , i_y sean utilizados en un modelo de difusión.

Resulta, igualmente, recomendable reducir los intervalos de advección t a períodos inferiores a 1 hora (tiempo de

escala de los efectos locales que producen el "meandering") con objeto de poder acometer de forma realista tales efectos o bien incluir en los parámetros de difusión calculados como promedios horarios el efecto de una difusividad residual, que en el emplazamiento estudiado se cifraría en una $\sigma_u = 0,70$ m/s. El efecto de esta difusividad residual sería contemplar en un modelo aquellos efectos locales de "meandering" con tiempos de escala inferiores a una hora.

REFERENCIAS

- (1) HANNA, S. R., 1981a: *Diurnal variation of horizontal wind direction fluctuations σ_u in complex terrain at Geysers. CA. Boundary L. Meteorol.*, 58, 207-213.
- (2) HANNA, S. R., 1983: *Lateral turbulence intensity and plume meandering during stable conditions. J. Clim. and Appl. Meteorol.*, 22, 1424-1430.
- (3) HANNA, S. R., et al., 1985: Development and evaluation of the offshore and coastal dispersion model. *J. Air Poll. Control Assoc.*, 35, 1039-1047.
- (4) IBARRA, J. I., 1990: Algunas consideraciones sobre la dispersión atmosférica bajo condiciones de viento débil y calma. *Revista SNE*, 83, 29-32/44.
- (5) KRISTENSEN, L. et al., 1981: Lateral dispersion of pollutants in a very stable atmosphere - The effect of meandering. *Atmos. Environ.*, 15, 837-844.
- (6) MITCHELL, A. E., K. O. TIMBRE, 1979: Atmospheric stability class from horizontal wind fluctuation. Paper 79-29.2 Proceedings, 72nd Annual Meeting of the Air Pollution Control Association.
- (7) NCR, 1979: Atmospheric dispersion models for potential accident consequence assessments at nuclear power plants. *Reg. Guide 1.145*, U. S. NRC.
- (8) PANOFSKI, H. A. et al., 1977: The characteristics of turbulent velocity components in the surface layer under convective conditions. *Boundary L. Meteorol.*, 11, 355-361.
- (9) PASQUILL, F., 1974: Atmospheric Diffusion, 2nd ed. Wiley and Sons, 429 p.
- (10) SCHACHER, G. E. et al., 1982: Comparison of stability classification methods for parameterizing coastal over-water dispersion. Proc. First Int. Conf. Meteor. and Air-Sea Interaction of the Coastal Zone. The Hague, *Amer. Meteor. Soc.*, 91-96.
- (11) VAN DER HOVEN, I., 1976: A Survey of field measurements of atmospheric diffusion under low-wind-speed inversion conditions. *Nuclear Safety*, 17 (2), 223-230.