

COMISION NACIONAL DE ENERGIA ATOMICA

Gerencia de Protección Radiológica y Seguridad

UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES

Facultad de Ingeniería

MINISTERIO DE SALUD PUBLICA Y MEDIO AMBIENTE

Dirección Nacional de Saneamiento Ambiental

DISPERSION ATMOSFERICA

Lic. GUILLERMO BERRI

SERVICIO METEOROLOGICO NACIONAL

Apuntes para el curso de Post-Grado
en Protección Radiológica y Seguridad Nuclear

CNEA - UBA - MSP y MA

Buenos Aires

1982

C O N T E N I D O

1. INTRODUCCION
2. CONCEPTOS GENERALES SOBRE EL COMPORTAMIENTO DE LA ATMOSFERA
 - 2.1 Diferentes escalas de movimiento
 - 2.2 Capa límite atmosférica
 - 2.3 Turbulencia atmosférica
 - 2.4 Estabilidad vertical
3. DISPERSION ATMOSFERICA
 - 3.1 Ciclo de una sustancia en la atmósfera
 - 3.2 Altura efectiva de emisión
 - 3.3 Efectos de la estabilidad vertical
 - 3.4 Efectos del viento
4. EVALUACION DE LA DISPERSION ATMOSFERICA
 - 4.1 Enfoque general. Teoría K
 - 4.2 Enfoque estadístico. Modelo Gaussiano
 - 4.3 Emisiones instantáneas
 - 4.4 Efectos del período de muestreo
5. CALCULO DEL FACTOR DE DILUCION
 - 5.1 Modelo de Pasquill - Gifford
 - 5.2 Concentraciones integradas en el tiempo
 - 5.3 Validez del modelo estadístico

BIBLIOGRAFIA

1. INTRODUCCION.

La dispersión de sustancias en la atmósfera no es un problema de fácil solución, en particular si se pretende predecir la concentración de una sustancia un determinado intervalo de tiempo después de su emisión, a una dada distancia de la fuente y con un error, por ejemplo, menor que el 5%. La dispersión atmosférica depende básicamente del régimen turbulento del flujo y la rugosidad de la superficie subyacente. Para satisfacer un requerimiento como el planteado es necesario contar con mediciones de viento y temperatura en distintos niveles en la atmósfera como así también conocer los detalles de la rugosidad del terreno. Es evidente que contar con ésta información resulta costoso y más aun si lo que interesa es determinar una concentración no ya en las inmediaciones de la fuente sino a distancias de 10 o 100 km de su entorno. Para poder dar una respuesta a un problema complejo es necesario introducir simplificaciones y tener presente las limitaciones impuestas para la correcta interpretación de los resultados obtenidos con el modelo aplicado.

2. CONCEPTOS GENERALES SOBRE EL COMPORTAMIENTO DE LA ATMOSFERA.

La atmósfera es una envoltura gaseosa que rodea a la tierra. El 90% de su masa se halla confinada, en promedio para distintas latitudes, en los primeros 10 km sobre la superficie terrestre. La atmósfera se halla en permanente movimiento siendo su fuente de energía la radiación solar, aunque no la proveniente directamente del sol (longitudes de onda entre 0.2 y 4 micrones) para la cual es casi totalmente transparente, sino la reemitida por la superficie terrestre (longitudes de onda mayores de 4 micrones). Aquellas zonas de la superficie terrestre que reciban más radiación solar que otras calentarán más al aire en contacto con ella y lo tornarán menos denso y por lo tanto más expandido. Sobre estos puntos y a una determinada altura sobre la superficie, la presión atmosférica será mayor, sobre un plano horizontal, que sobre aquellos puntos que reciban menos energía. Por diferencia de presión el aire fluirá desde las altas a las bajas presiones, estableciéndose así el movimiento. Este movimiento del aire tal como puede ser registrado por un anemocinemógrafo es el observado desde un punto fijo a la superficie terrestre, el que constituye un sistema de referencia no inercial ya que no se mueve en forma

rectilínea y uniforme. Por lo tanto ese observador encontrará una desviación sistemática de ese movimiento y deberá postular la existencia de una fuerza que equilibrada por la de presión explique ese comportamiento. Esta última es la fuerza de Coriolis. Como consecuencia de este equilibrio el aire se mueve paralelo a las isobaras dejando las altas presiones a la izquierda (derecha) de su movimiento en el hemisferio sur (norte). A este viento resultante se lo denomina "viento geostrófico".

2.1 Diferentes escalas de movimiento.

El movimiento del aire en gran escala (distancias horizontales del orden de 1000 km ó mayores) responde al equilibrio descrito. En escalas de movimiento menores, si bien responde básicamente al mismo equilibrio, entran a jugar otros factores como la naturaleza de los accidentes topográficos que pueden condicionar tanto la dirección como la intensidad del viento. Igualmente diferentes características de la superficie terrestre pueden provocar calentamientos de tipo diferencial y originar circulaciones locales de características definidas como la brisa de mar.

Por otra parte el movimiento resultante ya explicado tiene lugar en lo que se denomina atmósfera libre, por encima de los primeros 1000 metros en promedio, sobre la superficie terrestre.

2.2 Capa límite atmosférica.

Se denomina así a la capa que se extiende desde la superficie terrestre hasta los 1000 metros de altura, en promedio. A medida que nos acercamos a la superficie terrestre los efectos de la fricción originada por el flujo en contacto con una superficie rígida se hacen cada vez más notorios. Como consecuencia de ello aparece una fuerza de fricción que se opone al movimiento y que por lo tanto reduce la velocidad del viento. Esta nueva fuerza sumada a fuerza de presión y la de Coriolis determina un nuevo balance. De esta forma se establece un nuevo equilibrio donde ahora el viento no es paralelo a las isobaras sino que corta a ellas con un determinado ángulo. Cuanto mayores sean las dimensiones de los elementos de rugosidad de la superficie terrestre mayor será la fuerza de fricción y tanto mayor el ángulo con que el viento corta a las isobaras. Este efecto de la fuerza de fricción va disminuyendo a medida que nos aleja

mos de la superficie terrestre, y por lo tanto el ángulo de corte de las isobaras decrece con la altura hasta que el viento alcanza la dirección del viento geostrófico. En la figura 1 se muestra una típica variación de la velocidad del viento con la altura sobre superficies con elementos de rugosidad de diferentes tamaños. Los valores representan porcentajes de la velocidad del viento geostrófico. En la figura 2 se muestra una típica hodógrafa, construída proyectando sobre un mismo plano el vector viento a distintos niveles y uniendo todos los extremos de los vectores con una línea continua. Esta hodógrafa se conoce como "espiral de Eckman", por su forma particular. Como se observa en la figura la rotación del viento con la altura se hace apreciable a partir de los 50 a 100 metros por encima de la superficie. Hasta esa altura la dirección del viento es prácticamente constante pero no así su módulo que crece rápidamente. Debido a ésta variación con la altura se ha normalizado la observación debiendo hacerse a 10 metros de altura.

2.3 Turbulencia atmosférica.

La figura 3 muestra un típico registro de velocidad de viento, tal como el que se puede obtener con cualquier anemocinemógrafo de registro continuo. La principal particularidad que se observa es que producen variaciones u oscilaciones en períodos de tiempo muy cortos. Esta propiedad del flujo se conoce como turbulencia y produce un movimiento "desordenado" del aire. Si se analiza un registro de dirección del viento se observa un comportamiento similar. Esta propiedad turbulenta del flujo reconoce dos orígenes uno mecánico y otro térmico. La turbulencia mecánica es consecuencia de la rugosidad de la superficie terrestre sobre la cual se desplaza el aire. Cuanto mayores y más cambiantes sean las dimensiones de éstos elementos de rugosidad, tanto mayor será la intensidad de la turbulencia. La intensidad de la misma disminuye a medida que nos alejamos de la superficie terrestre y además es inversamente proporcional a la velocidad del viento.

La superficie terrestre se calienta debido a la radiación solar que recibe y entrega parte de este calor por conducción a la atmósfera en contacto con ella. Esto hace que se generen burbujas de aire más calientes y por lo tanto menos densas que su entorno y que asciendan produciendo variaciones tanto en la velocidad como en la dirección del vien-

to, generando turbulencia térmica. La intensidad de ésta es función del calentamiento de la superficie terrestre. Por lo tanto será más intensa durante las horas de sol particularmente a media tarde y será mínima durante la noche. La turbulencia térmica produce oscilaciones de mayor amplitud y mayor período que la de origen mecánico y es más notable cuando la velocidad del viento es baja. La figura 4 esquematiza el comportamiento de dos registros de dirección del viento donde predomina en cada uno turbulencia de origen térmico o mecánico.

2.4 Estabilidad vertical

La disminución de la temperatura con la altura ($-\partial T/\partial Z$) se denomina gradiente vertical y se lo utiliza como un índice de la capacidad dispersiva de la atmósfera. Una forma de estudiarla es por el método de la parcela. Supongamos que podemos identificar una parcela de aire que está térmicamente aislada de su entorno. Si la parcela asciende (desciende) se expande (comprime) adiabáticamente, debido a la disminución de la presión con la altura, y por lo tanto su temperatura disminuye (aumenta) a razón de 1°C cada 100 metros. Aquella atmósfera cuyo gradiente es aproximadamente $1^{\circ}/100\text{ m}$ se denomina adiabática.

Esta parcela de aire ascenderá (descenderá) si está más caliente (fría) y por lo tanto menos densa (más densa) que el entorno. Si la temperatura ambiente decrece con la altura en forma mayor que la dada por el gradiente adiabático (gradiente superadiabático) la parcela estará más caliente y por lo tanto menos densa que el entorno y continuará su ascenso. De la misma forma si una parcela descende se calentará por compresión de acuerdo al gradiente adiabático y estará más fría y por lo tanto más densa que el entorno y continuará su descenso. Una atmósfera con un gradiente superadiabático se denomina inestable ya que favorece los movimientos verticales. Por lo tanto la difusión será más eficiente en este caso. Razónando en forma similar una atmósfera con un gradiente vertical menor que el adiabático se denomina atmósfera estable ya que inhibe los desplazamientos verticales. En estas condiciones la difusión se hallará notablemente restringida. En la figura 5 se esquematizan los dos casos ya mencionados como así también el caso en que la temperatura permanece constante con la altura (isotermia) lo que representa una atmósfera moderadamente estable y el caso en que la temperatura crece con la altura (inversión) y repre-

representa un caso de fuerte estabilidad y desfavorable para la difusión.

Gradientes superadiabáticos ocurren cerca de la superficie terrestre, en los primeros 100 a 200 metros de altura, durante tardes soleadas o cuando aire frío se desplaza sobre superficies más calientes. Representa las condiciones más favorables para la difusión. Condiciones de estabilidad neutra (gradiente adiabático) ocurren durante días nublados o ventosos y durante cortos períodos alrededor de la salida y puesta del sol. Representa condiciones de indiferencia respecto de los movimientos verticales. Las inversiones del gradiente vertical de temperatura ocurren cerca de la superficie terrestre durante noches despejadas con vientos calma o débiles o cuando aire caliente se desplaza sobre superficies más frías. Representa las condiciones más adversas para la difusión. La figura 6 muestra una típica variación diaria del gradiente vertical de temperatura con el crecimiento diurno de la capa de mezcla dentro de la cual la actividad convectiva es más intensa y por lo tanto la difusión es más eficiente.

3. DISPERSION ATMOSFERICA.

Es importante aclarar el significado de los conceptos difusión y dispersión, los cuales son confundidos con facilidad aún en bibliografía más o menos especializada. El término difusión se aplica al típico proceso mediante el cual un líquido o un gas, en reposo, se mezcla con la sustancia del entorno. Este proceso se conoce como difusión molecular y tiene lugar aún en un medio en reposo simplemente por agitación molecular. Pero la atmósfera es un medio en movimiento y por lo tanto tiene lugar otro proceso que contribuye a la dispersión y es el transporte, para lo cual si se requiere que el medio no está en reposo. Por lo tanto la dispersión atmosférica es la suma de dos procesos: difusión + transporte. Como es de imaginar el proceso de transporte puede ser muy eficiente pero no por ello el de difusión pasa a ser despreciable, como veremos, particularmente en el caso de la difusión turbulenta.

3.1 Ciclo de una sustancia en la atmósfera.

En la figura 7 se esquematiza el ciclo que cumple cualquier sustancia que es inyectada en la atmósfera. En ella podemos distinguir tres fases:

emisión, dispersión (difusión + transporte) y deposición.

La emisión es función de las características de la fuente (continua o instantánea), su geometría, altura, como así también del tipo de efluente, su velocidad de salida y diferencia de temperatura con la ambiente ya que cuanto más caliente está, respecto del entorno, más ascenderá por empuje hidrostático. También es función de la velocidad del viento y de la estabilidad vertical. Como se vé en la figura, el eje del penacho asciende un determinado Δh hasta que se torna horizontal. A esta altura final del eje del penacho se denomina altura efectiva de la fuente H .

La dispersión es función de la intensidad de la turbulencia, la estabilidad vertical, la dirección y velocidad del viento, la altura de la capa de mezcla que impondrá un tope para la difusión vertical y las características de los elementos de rugosidad de la superficie subyacente los cuales contribuyen a intensificar la mezcla turbulenta. El comportamiento de ésta etapa junto con la de emisión determinan la concentración ambiente.

Finalmente la fase deposición es función de la concentración ambiente y de la naturaleza de la superficie subyacente cuyos elementos de rugosidad actúan como trampa para partículas y gases. Dentro de ésta fase es necesario considerar dos procesos que tienden a reducir la concentración ambiente. Uno de ellos es el de condensación ya que ciertas partículas actúan como núcleos higroscópicos a partir de los cuales se forman las gotas que constituyen las nubes o nieblas y al cual se conoce como "rain-out". En el caso de producirse precipitación, las gotas en su caída capturan partículas o disuelven gases que son arrastrados hasta el terreno. Este último proceso se conoce como lavado ó "wash-out" y es función del tipo (lluvia, nieve, etc), frecuencia e intensidad de la precipitación.

3.2 Altura efectiva de emisión.

Se puede observar en toda emisión a partir de una chimenea que el penacho asciende una determinada altura hasta que su eje medio se torna horizontal. Como se verá más adelante, el tratamiento matemático se simplifica cuando se estudia la dispersión a partir del momento en que el

penacho se torna horizontal. A esta altura se denomina altura efectiva de emisión (H) y es igual a la altura física de la chimenea (h) más un término denominado ascenso del penacho (Δh).

$$H = h + \Delta h$$

La turbulencia atmosférica juega un papel muy importante en el comportamiento del penacho. A mayor velocidad del viento el ascenso del penacho será menor. Por otra parte cuanto mayor sea la diferencia de temperatura entre el efluente y el ambiente más ascenderá el penacho. En realidad ambos efectos se superponen. Una emisión muy caliente durante situaciones de viento calma o débiles ascenderá fácilmente habiéndose observado ascensos de hasta 1500 metros o más. Existe un gran número de fórmulas que intentan describir Δh , todas ellas empíricas. La mayoría son de la forma:

$$\Delta h \propto \frac{Q^a}{U^b}$$

donde a, b son constantes empíricas, Q es la tasa de emisión de calor (cal s^{-1}) y U es la velocidad del viento (m s^{-1}). Existen cerca de 40 fórmulas que describen Δh y entre las más difundidas se destacan las obtenidas por Briggs, quien distingue dos tipos básicos de penacho, uno el que predomina el efecto de la velocidad de salida (non-buoyant) y otro en el que predomina el efecto del empuje hidrostático (buoyant).

NON - BUOYANT	
<u>ATMOSFERA ESTABLE</u>	<u>ATMOSFERA INESTABLE O NEUTRA</u>
Calma $U=0$	Calma $U = 0$
$\Delta h = 4 \left(\frac{F_m}{S} \right)^{1/4}$	el penacho asciende sin límite

en ambos casos, cuando $U = 0$

$$\Delta h = 0.44 \left[\frac{V_s d}{U} \right]^{1/3} \times 1/3$$

BUOYANT

ATMOSFERA ESTABLE

Calma $U=0$

$$\Delta h = 5 \left(\frac{F^2}{S^3} \right)^{1/6}$$

Caso $U > 0$, depende de una distancia X_F donde la temperatura del penacho es igual a la ambiente, donde $X_F = \pi U / S^{1/2}$.

para $X < X_F$ $\Delta h = \frac{1.6 F^{1/3} X^{2/3}}{U}$

$$X \geq X_F \quad \Delta h = 2.4 \left(\frac{F}{US} \right)^{1/3}$$

ATMOSFERA NEUTRA O INESTABLE

Δh depende de una distancia X^* que es función de F :

si $F < 55$ $X^* = 14 F^{1/6}$

si $F \geq 55$ $X^* = 34 F^{2/5}$

entonces para $X < 3.5 X^*$ $\Delta h = \frac{1.6 F^{1/3} X^{2/3}}{U}$

para $X \geq 3.5 X^*$ $\Delta h = \frac{1.6 F^{1/3} (3.5 X^*)^{2/3}}{U}$

donde Γ_m es un parámetro que representa el flujo de cantidad de movimiento, está expresado de la siguiente forma:

$$\Gamma_m = \frac{T}{T_s} \frac{V^2 d^2}{S}$$

γ_s es el parámetro de estabilidad estática:

$$\gamma_s = \frac{g}{T} \left(\frac{\partial T}{\partial z} + \Gamma \right)$$

γ_s es una combinación del flujo de cantidad de movimiento y de empuje

$$F = g V_s \frac{d^2}{4} \frac{T_s - T}{T_s}$$

donde:

- T temperatura ambiente (°K)
V_s velocidad de salida del gas (m s⁻¹)
d diámetro interno de la boca de la chimenea (m)
T_s temperatura del gas a la salida (°K)
g aceleración de la gravedad (m s⁻²)
Γ gradiente adiabático seco de la temperatura = 9.76 °K/1000 m

3.3 Efectos de la estabilidad vertical

Los efectos de la estabilidad vertical sobre la difusión pueden ser tipificados en seis clases diferentes, los que se esquematizan en la figura 8.

1) Looping

Ocurre con gradientes superadiabáticos. La dispersión es muy eficiente. Grandes torbellinos arrastran al penacho hasta el suelo. Ocurre en días soleados y con vientos calma o débiles.

2) Coning

El gradiente vertical de temperatura está comprendido entre el adiabático seco y el isotérmico. El penacho adopta una forma de cono y alcanza la superficie a una distancia mayor que en el caso de looping. Es prevalente durante períodos nublados y ventosos. Las ecuaciones de difusión se ajustan mejor a la realidad que en cualquier otro caso.

3) Fanning

Ocurre cuando el gradiente vertical es estable. La mezcla vertical es casi nula y la horizontal es menor que en el caso de coning. Como el viento es en general débil el penacho meandrea en la horizontal. Dentro de éste la concentración es elevada pero el mismo difícilmente alcanza la superficie. Las condiciones más favorables para este caso son las noches despejadas con vientos calma o débiles.

4) Lofting

Ocurre con gradientes superadiabáticos por encima de una inversión en superficie. La dispersión es eficiente hacia arriba pero totalmente suprimida hacia abajo dentro de la capa de inversión. Representa una situación de transición y ocurre hacia la puesta del sol. En la medida que la inversión crece en altura es reemplazado por una situación de fanning.

5) Fumigation

Ocurre cuando se establece una inversión por encima de un gradiente superadiabático. La dispersión hacia abajo es muy eficiente pero hacia arriba es casi nula. Las concentraciones son grandes en superficie ya que todo el material emitido queda confinado por debajo de la inversión. Esta situación es frecuente en las primeras horas de la mañana.

6) Trapping

Ocurre cuando se establece una inversión por encima de un gradiente ligeramente estable. La dispersión es similar a la de coning pero limitada hacia arriba por la inversión. Las concentraciones en superficie son mayores que en este último caso.

3.4 Efectos del viento

El gradiente vertical de temperatura constituye un índice cualitativo de la turbulencia. La intensidad de ésta varía ampliamente no sólo por efectos de estabilidad vertical sino con la intensidad del viento y la rugosidad de la superficie subyacente. La mezcla vertical esta favorecida por la turbulencia mecánica inducida por las variaciones en la rugosidad de la superficie como la impuesta por la existencia de árboles, construcciones o accidentes topográficos. Influencias aerodinámicas pueden producir una convergencia local de las sustancias emitidas (fig.9). Además las circulaciones en meso escala (distancias horizontales del orden de algunas decenas de kilómetros) juegan un papel muy importante en la dispersión. Estas incluyen la brisa mar-tierra y valle-montaña. Ambas se originan por diferencias de temperatura entre la tierra y el mar, en el primer caso, y la ladera y el valle en el segundo. Su principal característica es su comportamiento cíclico es decir entre el día

y la noche se produce una variación de 180° en la dirección del viento lo que puede producir un reciclaje de las sustancias emitidas y por lo tanto incrementar las concentraciones. Por ende aquellos lugares que puedan presentar estas características no son apropiados para la instalación de una fuente de contaminación importante.

4. EVALUACION DE LA DISPERSION ATMOSFERICA.

El estudio de la dispersión atmosférica puede encararse desde distintos puntos de vista. Algunos son más rigurosos y otros, que no lo son tanto, brindan soluciones sencillas a un problema que es realmente complejo. Estos métodos son la Teoría de los coeficientes de intercambio K y la teoría estadística. Dada la complejidad del problema a veces las soluciones son empíricas y por lo tanto no demasiado rigurosas. Estas teorías han sido desarrolladas con anterioridad al problema de difusión de sustancias radioactivas por lo que necesitan ser adaptadas. En nuestro caso particular es necesario tener en cuenta lo siguiente:

- a) a diferencia de los contaminantes comunes, donde en general importa la exposición en períodos de tiempo corto, en el caso de sustancias radioactivas importan también efectos a largo plazo, por ejemplo dosis anuales.
- b) las transformaciones químicas de sustancias nocivas y el decaímiento radioactivo requieren un tratamiento especial
- c) algunas sustancias radioactivas tienen períodos de residencia atmosféricos muy largos incluso varios años.
- d) por su actividad radioactiva, el problema no termina cuando la sus - tancia se deposita sobre la superficie terrestre.

4.1 Enfoque general. Teoría K.

Vamos a tratar el problema físicamente. Invocando el principio de conservación de la masa, supongamos que tenemos una sustancia cuya concentración expresada en masa por unidad de volumen de aire es C, ésta satisfacerá la siguiente ecuación:

$$\frac{dC}{dt} = \frac{\partial C}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla C = S - R + k \nabla^2 C \quad (1)$$

donde:

$$\vec{v} = u \vec{e}_x + v \vec{e}_y + w \vec{e}_z$$

es el vector velocidad del viento con componentes u , v , w en las direcciones x , y , z cuyos versores son respectivamente $\vec{e}_x$, $\vec{e}_y$, $\vec{e}_z$;

$$\nabla = \frac{\partial(\quad)}{\partial x} \vec{e}_x + \frac{\partial(\quad)}{\partial y} \vec{e}_y + \frac{\partial(\quad)}{\partial z} \vec{e}_z \text{ es el operador nabla;}$$

S representa las fuentes de la sustancia C expresada en masa por unidad de volumen de aire y tiempo.

R representa los sumideros expresados en igual forma que S .

$k\nabla^2 C$ representa el transporte neto, debido a difusión molecular, a través del área que encierra el volumen considerado, siendo k la difusividad molecular y,

$$\nabla^2 = \frac{\partial^2(\quad)}{\partial x^2} + \frac{\partial^2(\quad)}{\partial y^2} + \frac{\partial^2(\quad)}{\partial z^2}$$

Determinando $\vec{v}$, S , y R puede resolverse la ecuación (1) para C , pero esto es complicado ya que los mismos son variables, particularmente $\vec{v}$, tanto temporal como espacialmente. La figura 10, muestra un típico registro de velocidad del viento donde se observa gran variabilidad en períodos de tiempo muy cortos. Lo mismo ocurre con la dirección del viento.

Esta propiedad del movimiento se denomina turbulencia y representa un mecanismo muy eficaz de difusión de sustancias y propiedades, como el calor. Debido a ésta propiedad del movimiento, el comportamiento de C es similar al del viento. Por lo tanto, un valor instantáneo pierde significado y se hace necesario adoptar algún tratamiento. Para ello se toman promedios en un determinado intervalo de tiempo, definido como:

$$\bar{u} = \frac{1}{\tau} \int_{t_0 - 1/2\tau}^{t_0 + 1/2\tau} u \, dt \quad (2)$$

así el valor instantáneo u puede escribirse como:

$$u = \bar{u} + u'$$

donde:

u' representa la perturbación o desviación respecto del promedio, de forma tal que:

$$\bar{u}' = 0 \quad \text{por definición.}$$

Si se escribe C , S , R y las demás componentes del viento, en igual forma que u , se reemplazan en la expresión (1) y luego ésta se promedia de acuerdo a (2), queda:

$$\frac{d\bar{C}}{dt} + \frac{d\bar{C}'}{dt} = \frac{\partial \bar{C}}{\partial t} + \frac{\partial \bar{C}'}{\partial t} + \overline{\vec{v} \cdot \nabla C} + \overline{\vec{v} \cdot \nabla C'} + \overline{\vec{v}' \cdot \nabla C} + \overline{\vec{v}' \cdot \nabla C'} = \bar{S} + \bar{S}' - \bar{R} - \bar{R}' + k\nabla^2 \bar{C} + k\nabla^2 \bar{C}' \quad (3)$$

Los términos subrayados se anulan ya que son simples promedios de desviaciones. El término (1) puede escribirse de la siguiente manera:

$$\overline{\vec{v}' \cdot \nabla C'} = \nabla \cdot (\overline{\vec{v}' C'}) - \overline{C' \nabla \cdot \vec{v}'}$$

y no se anula ya que es el promedio del producto de dos perturbaciones. Asumiendo la hipótesis de incomprensibilidad o sea que la divergencia es cero,

$$\overline{C' \nabla \cdot \vec{v}'} = 0$$

la (3) queda:

$$\frac{dC}{dt} = \frac{\partial C}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla \bar{C} = \bar{S} - \bar{R} + k \nabla^2 \bar{C} - \overline{\nabla \cdot (C' \vec{v}')} \quad (4)$$

Puede verse que la ecuación (4), para el estado medio, tiene igual forma que (1), excepto por el término que se agrega a la derecha,

$$\overline{\nabla \cdot (C' \vec{v}')}$$

$\overline{C' \vec{v}'}$ representa el flujo turbulento de la sustancia C debido a $\vec{v}'$, por lo tanto el nuevo término que se agrega, da la variación de C debido al flujo neto turbulento de la sustancia a través de la superficie que encierra al volumen considerado y por unidad de tiempo, por convergencia o divergencia.

De esta forma tengo dos incógnitas, $\bar{C}$, $\overline{C' \vec{v}'}$, y una sola ecuación, Una de las soluciones al problema, como se mencionó al comienzo de esta sección, lo constituye la Teoría de los coeficientes de intercambio K que supone que el flujo turbulento de C es proporcional al gradiente de $\bar{C}$ a través de un coeficiente K denominado coeficiente de intercambio turbulento, en tonces:

$$\overline{C' \vec{v}'} = -K \nabla \bar{C} \quad (5)$$

Para simplificar el problema se supondrá que no existen fuentes ni sumideros, por lo tanto:

$$\bar{S} = \bar{R} = 0$$

Además la difusión turbulenta es mucho más eficaz que la difusión molecular así que se despreciará el término $k \nabla^2 \bar{C}$ frente al turbulento. Con estas hipótesis y usando (5) la ecuación (4) queda:

$$\frac{dC}{dt} = \frac{\partial C}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla C = \nabla \cdot (K \nabla C) \quad (6)$$

donde se han omitido las barras pero continuamos refiriéndonos a canti

dades medias; para poder encontrar una solución analítica de (6) es necesario realizar algunas simplificaciones más:

- a) la superficie terrestre es uniforme por lo tanto el campo de viento es homogéneo en todo plano horizontal.
- b) condiciones de estado de régimen o sea que no hay variación temporal en la dirección o velocidad del viento o en la intensidad de la turbulencia, dada por ejemplo por $\overline{u^2}$.
- c) la sustancia es pasiva o sea que no decae, no interactúa con la atmósfera ni se deposita o absorbe sobre la superficie terrestre.

Por convención se alinea al eje x en la dirección del viento medio, el eje z es vertical a la superficie terrestre tal que a ésta le corresponde $z = 0$, mientras que el eje y es normal a ambos.

Con éstas suposiciones la ecuación (6), escrita en componentes, se reduce a:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = -u \frac{\partial C}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} (K_x \frac{\partial C}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (K_y \frac{\partial C}{\partial y}) + \frac{\partial}{\partial z} (K_z \frac{\partial C}{\partial z}) \quad (7)$$

Para poder hallar una solución analítica de la ecuación (7) es preciso ante todo conocer los coeficientes de intercambio $K_x, K_y, K_z = f(x, y, z, t)$. El caso más sencillo consiste en considerar $K_x = K_y = K_z = \text{cte}$, o lo que es lo mismo suponer que la turbulencia es isotrópica y estacionaria (no varía con el tiempo). Si consideramos la difusión a partir de una fuente puntual continua y asumimos las siguientes condiciones de contorno:

- a) $C \rightarrow 0$ cuando $x, y, z \rightarrow \infty$
- b) $K \partial C / \partial z \rightarrow 0$ cuando $z \rightarrow 0$ para $x > 0$ (la superficie subyacente es impermeable para la sustancia).
- c) $C \rightarrow \infty$ cuando $x, y, z \rightarrow 0$

$$d) \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} uC(x, y, z) dx dy dz = Q$$

donde Q es la cantidad de sustancia emitida por unidad de tiempo. Esta

última condición establece que no hay fuentes ni sumideros de la sustancia. Si previamente despreciamos la difusión en la dirección del e je x, $K_x \partial C / \partial x$ frente al término de advección en la misma dirección $u \partial C / \partial x$, la solución de (7) es:

$$C(x, y, z) = \frac{Q}{4\pi x (K_y K_z)^{1/2}} \exp \left[\frac{-u}{4x} \left(\frac{y^2}{K_y} + \frac{z^2}{K_z} \right) \right] \quad (8)$$

La solución (8) se muestra en la figura 11, para las direcciones x, y. Se nota una disminución en C que es inversamente proporcional a la distancia x a lo largo del eje del penacho ($y=z=0$) mientras que para un dado x la distribución de las concentraciones es gaussiana con respecto al eje y. Aunque no está representado en la figura la distribución es también gaussiana con respecto al eje z. Este modelo de difusión no es aplicable en los niveles bajos, donde se hallan las fuentes emisoras ya que los coeficientes K varían con la altura. La ventaja de la teoría K es que permite obtener soluciones explícitas para C conociendo como varían K y u con la altura. Pero la dificultad es que no existen formulaciones universales realísticas en particular para K_z . Por ello se estudió otra aproximación al problema utilizando las propiedades estadísticas de la turbulencia.

4.2 Enfoque estadístico. Modelo gaussiano.

En un caso de turbulencia homogénea, la dispersión de partículas emitidas por una fuente puntual continua es un proceso aleatorio. Así, la distribución de las partículas en planos normales al eje del penacho se puede suponer como aproximadamente gaussiana. La figura 12 esquematiza esta distribución. Este modelo con las siguientes suposiciones:

- a) la superficie terrestre es homogénea,
 - b) tanto el viento como la intensidad de la turbulencia no varían con el tiempo,
 - c) la sustancia es pasiva y no se deposita sobre el terreno,
- da la siguiente solución para la concentración:

$$c(x, y, z) = \frac{Q}{2\pi u s_y s_z} \exp\left(-\frac{y^2}{2s_y^2}\right) \left[\exp\left(-\frac{(z-H)^2}{2s_z^2}\right) + \exp\left(-\frac{(z+H)^2}{2s_z^2}\right) \right] \quad (9)$$

de la sustancia emitida por una fuente puntual continua en un punto de coordenadas (x, y, z) cuyo origen es coincidente con la fuente. De esta forma el penacho extiende su eje a lo largo de x mientras que y representa el apartamiento lateral respecto del eje x . Debido a la suposición c) el penacho se refleja perfectamente sobre la superficie. Esto se puede representar si se considera que existe otra fuente "imagen" que emite en igual forma que la estudiada, como se muestra en la figura 13. En la expresión (9) este efecto está dado por la exponencial en $-(z+H)^2$. Las desviaciones standard de la distribución gaussiana están dadas por s_y, s_z . Se puede ver que la concentración sobre el eje del penacho se obtiene haciendo $y=0$ en (9) por lo tanto:

$$c(x, 0, z) = \frac{Q}{2\pi u s_y s_z} \left[\exp\left(-\frac{(z-H)^2}{2s_z^2}\right) + \exp\left(-\frac{(z+H)^2}{2s_z^2}\right) \right] \quad (10)$$

Lo que importa más, en general, es la concentración a nivel del suelo ya que por un lado la mayoría de los receptores están en él (hombres, plantas, animales) y por otro el monitoreo se realiza en superficie. Esto se obtiene haciendo $z=0$ en (9):

$$c(x, y, 0) = \frac{Q}{\pi u s_y s_z} \exp\left(-\frac{y^2}{2s_y^2}\right) \exp\left(-\frac{H^2}{2s_z^2}\right) \quad (11)$$

En particular la concentración a nivel del suelo y por debajo del eje del penacho se obtiene haciendo $z = v = 0$ en (9):

$$c(x, 0, 0) = \frac{Q}{\pi u s_y s_z} \exp\left(-\frac{H^2}{2s_z^2}\right) \quad (12)$$

La figura 14, muestra la distribución de c en un plano $x-y$. Puede observarse que existe un máximo sobre el eje del penacho y a una determinada distancia corriente abajo de la fuente. En la figura 15 se muestra la variación de c en función de x . Existe un punto x_1 donde se produce la máxima concentración, por ejemplo en superficie, y luego esta decre-

ce exponencialmente. A partir de la ecuación (12) y aplicando la condición de máximo $\partial c / \partial x = 0$ podremos hallar $c_{\text{máx}}$. El problema es que tanto s_y como s_z son funciones de x y en general no coinciden. Pero si suponemos que $s_y = s_z$ (lo cual ocurre en condiciones neutras o ligeramente inestables), llegamos a que $c_{\text{máx}}$ se da cuando $s_z = H/\sqrt{2}$ y reemplazando en (12) sale que

$$c_{\text{máx}} \cong \frac{2Q}{\pi H^2 e u} \quad e = 2.72$$

Es de destacar que cualquiera de las expresiones (9) a (12) son independientes del tiempo ya que constituyen la solución de un caso estacionario donde tanto el viento, la turbulencia como la emisión son constantes, por lo tanto la concentración en cualquier punto es siempre la misma. Si las unidades de Q son (gr s^{-1}), las unidades de c son (gr m^{-3}). Pero no ocurre lo mismo en el caso de emisiones instantáneas.

4.3 Emisiones instantáneas.

Supongamos una fuente puntual la que, en forma instantánea emite una cantidad total de sustancia Q_i (gr). Dentro de las hipótesis de la teoría estadística y razonando en igual forma que en la sección 4.2 surge que la concentración en un punto (x, y, z) es:

$$c(x, y, z, t) = \frac{Q_i}{(2\pi)^{3/2} s_x s_y s_z} \exp \left[-\frac{(x-ut)^2}{2s_x^2} - \frac{y^2}{2s_y^2} - \frac{(z-H)^2}{2s_z^2} - \frac{(z+H)^2}{2s_z^2} \right] \quad (13)$$

donde nuevamente se ha supuesto que la superficie terrestre es impenetrable. Se puede ver que la distribución tanto para x , y , o z es también gaussiana. Pero presenta la particularidad de que es función del tiempo a diferencia de las soluciones ya vista para el caso de una fuente continua. Vamos a estudiar su comportamiento con el tiempo en un punto de coordenadas $(x, 0, 0)$, en cuyo caso la expresión (13) se reduce a

$$(14) \quad c(x, 0, 0, t) = \frac{2 Q_i}{(2\pi)^{3/2} s_x s_y s_z} \exp \left[-\frac{(x-ut)^2}{2s_x^2} \right] \exp \left(-\frac{H^2}{2s_z^2} \right)$$

En la figura 16 (a) se muestra como varía con el tiempo la concentración

en un punto $(x,0,0)$, la concentración crece hasta alcanzar un valor máximo en el instante en que la nube de sustancia pasa por el punto considerado y luego decrece exponencialmente en la medida en que ésta se aleja. La figura 16 (b) muestra como varía con el tiempo la distribución gaussiana con respecto al eje y , el máximo disminuye con el tiempo mientras la nube se extiende cada vez más. Si las unidades de Q_i son (gr), c queda expresado en (gr m^{-3}) .

4.4 Efectos del período de muestreo

El intervalo de tiempo en el cual se realiza el muestreo es de particular importancia, ya que si es limitado no llega a incluir todo el espectro de fluctuaciones en dirección del viento. A medida que la distancia recorrida por el penacho se incrementa o el período de muestreo se incrementa, la dispersión está gobernada por fluctuaciones o torbellinos de mayores dimensiones. Esta dependencia se muestra cualitativamente en la figura 17 en un plano horizontal. A medida que el período de muestreo se incrementa también lo hace el ancho del penacho. La disposición instantánea del penacho tal como se podría observar a través de una fotografía, muestra el efecto de las fluctuaciones turbulentas de pequeña escala. En la figura 18 se muestra una típica relación entre el valor pico en un período de t segundos y el cociente entre el valor pico y el valor medio de la concentración en 1 hora, para distintas clases de estabilidad, que se detallarán más adelante, de la más inestable tipo A a la más estable tipo F, pasando por la neutra tipo D. Como ejemplo se puede ver que el pico observado en 3 minutos es aproximadamente 7 veces el promedio en 1 hora para la clase más inestable es decir cuando las fluctuaciones turbulentas son mayores.

5. CALCULO DEL FACTOR DILUCION

Para evaluar los efectos sobre la población debido a inmersión, ingestión o inhalación de radionucleídos se calcula la dosis la que en general se halla de la siguiente forma:

$$\text{dosis} = \text{intensidad de la fuente} \times \text{factor de dilución} \times \text{factor de dosis}$$

El factor de dilución se puede calcular, a partir de cualquier ecuación

de (9) a (12). Ya que en general interesa la concentración a nivel del suelo, a partir de (11), el factor dilución $\hat{c}$ representa el cociente, en nuestro caso, entre la concentración de actividad c (ci m^{-3}) y la tasa de emisión Q (ci s^{-1}). Por lo tanto sus unidades son (s m^{-3}). También puede expresarse como el cociente entre la integral temporal de la concentración:

$$I = \int_0^T c(t) dt \quad (\text{ci s m}^{-3})$$

y la emisión total de la fuente:

$$Q_T = \int_0^T q(t) dt \quad (\text{ci})$$

de ésta forma, $\hat{c} = I/Q_T$ tiene como unidades (s m^{-3}). Por lo tanto, a partir de (11), el factor de dilución queda expresado como:

$$\hat{c}(x,y,z) = \frac{1}{s_y s_z u} \exp\left(-\frac{y^2}{2s_y^2}\right) \exp\left(-\frac{H^2}{2s_z^2}\right) \quad (15)$$

Conociendo el factor de dilución $\hat{c}$ es posible hallar tanto la concentración instantánea $c = \hat{c} \times Q$, como la concentración integrada $I = \hat{c} \times Q_T$. En este último caso es necesario que el factor de dilución $\hat{c}$ permanezca constante durante el período de tiempo T en el cual se emite la cantidad total Q_T . Como se aprecia en (15), $\hat{c}$ es sólo función de la situación meteorológica. Para determinar el factor de dilución es necesario conocer el viento u y los parámetros de difusión s_y , s_z que son función del estado turbulento de la atmósfera. Pasquill ha propuesto un método que permite calcular ambos parámetros.

5.1 Modelo de Pasquill-Gifford

Pasquill propone un sistema para clasificar la dispersión turbulenta sobre la base de datos horarios. La estabilidad atmosférica cerca del suelo depende básicamente de la radiación solar y del viento. Si no hay presente nubes la primera es función de la altura del sol sobre el horizonte, durante el día y durante la noche depende de la cobertura nubosa. La existencia de nubes modificará la cantidad de radiación que llegue

a la superficie. En función de ambos parámetros Pasquill establece 6 categorías de estabilidad denominadas con las letras A a F, donde a cada una de ellas corresponde la siguiente condición de estabilidad:

A	extremadamente inestable
B	moderadamente inestable
C	ligeramente inestable
D	neutra
E	ligeramente estable
F	moderadamente estable

Mediante la siguiente tabla se puede determinar la clase de estabilidad en función de la velocidad del viento y radiación solar (durante la noche, la nubosidad).

VELOCIDAD DEL VIENTO A 10 METROS (m s ⁻¹)	DIA			NOCHE	
	RADIACIÓN SOLAR			LIGERAMENTE CUBIERTO O > 4/8 NUBES BAJAS	NUBOSIDAD ≤ 3/8
	FUERTE	MODERADA	DEBIL		
<2	A	A-B	B		
2-3	A-B	B	C	E	F
3-5	B	B-C	C	D	E
5-6	C	C-D	D	D	D
> 6	C	D	D	D	D
LA NUBOSIDAD ESTA EXPRESADA EN OCTAVOS DE CIELO CUBIERTO.					

La clase neutra D, debe ser aplicada cuando hay cielo cubierto tanto de día como de noche, donde:

RADIACION SOLAR	ALTURA DE SOL h
FUERTE	$h \geq 60^\circ$
MODERADA	$35^\circ \leq h < 60^\circ$
DEBIL	$h < 35^\circ$

Esta clasificación es válida para casos de cielo descubierto. La misma puede ser corregida por nubosidad. Un caso de fuerte radiación solar

puede reducirse a moderada por nubes medias ó a débil por nubes bajas. Turner modificó esta clasificación adaptándola a observaciones meteorológicas horarias. Al lector interesado se lo refiere a la bibliografía que se da al final. Pasquill inicialmente relacionó estas clases con una dispersión lateral θ en grados y una vertical h en metros. Posteriormente Gifford las relacionó con los parámetros s_y , s_z , empíricamente, con la distancia recorrida por el penacho. En la figura 19 se muestra esta dependencia de s_y , s_z para cada clase de estabilidad. Esta familia de curvas juntamente con la tabla se conocen como modelo de Pasquill-Gifford. Su aplicabilidad está ampliamente difundida y ha sido verificada en numerosas experiencias. Es además el método recomendado por la OIEA para los cálculos de dispersión. Para hallar el factor de dilución es preciso conocer la velocidad del viento y estimando la radiación solar en superficie, mediante la tabla se determina la clase de estabilidad. Conocida ésta se hallan s_y , s_z a partir de la figura 19 y ya se puede calcular el factor de dilución a través de (14).

5.2 Concentraciones integradas en el tiempo

Es de particular interés conocer los efectos de exposición por emisiones de larga duración, por ejemplo un año. Para emisiones de corta duración pueden seleccionarse períodos en los cuales la estabilidad atmosférica permanezca aproximadamente constante. Para emisiones de larga duración el factor de dilución puede determinarse como una superposición de magnitudes parciales calculadas para períodos, por ejemplo horas, en los que se suponen condiciones meteorológicas constantes. Para emisiones constantes o continuas que se suponen distribuidas por el viento de acuerdo con la distribución anual de frecuencias de las distintas condiciones meteorológicas, es posible calcular el factor de dilución a largo plazo.

Si la rosa de vientos se divide en N sectores, el factor de dilución promedio en una dirección del viento se obtendrá de la integración en la dirección normal de la ecuación (15) resultando la expresión

$$\hat{c}'(x) = \frac{N\sqrt{2/\pi}}{2\pi x s_z u} \exp\left(-\frac{H^2}{2 s_z^2}\right)$$

Si se considera la distribución de frecuencias tridimensional p_{ijk} (casos horarios) para las distancias condiciones meteorológicas, donde i indica la clase de estabilidad ($i = 1$ a 6) correspondiendo a las clases A a F respectivamente, j la dirección ($j = 1$ a N) y k la velocidad, el factor de dilución a largo plazo para cada dirección estará dado por

$$\hat{c}'_j(x) = \frac{N}{\sqrt{2\pi^3} x} \sum_{i=1}^6 \sum_k \left(\frac{p_{ijk}}{u_k} \right) \frac{1}{s_{z_i}} \exp \left(-\frac{H^2}{2s_{z_i}^2} \right) \quad (16)$$

Es necesario destacar que las unidades del factor de dilución son ($s \cdot m^{-3}$). La expresión (16) representa, en cada punto, el aporte de las 8760 horas de un año por lo tanto es necesario multiplicar por la emisión total de una hora Q_A (ci) para hallar el aporte total de un año en el punto y sus unidades son ($ci \cdot s \cdot m^{-3}$). La figura 20 muestra un típico comportamiento del factor de dilución en función de la distancia a la fuente para dos alturas de emisión diferentes.

5.3 Validez del modelo estadístico

Los coeficientes de dispersión s_y , s_z han sido cálculos a través de una experiencia en la que se realizaron numerosas mediciones a partir de una fuente en cuyo entorno el terreno era horizontal y homogéneo es decir la rugosidad de la superficie era prácticamente constante, por lo cual el modelo no puede ser aplicado a discreción en cualquier entorno. Además puede apreciarse, por ejemplo en la expresión (11), que la misma no resuelve los casos de calma $u = 0$ ya que la concentración sería infinita. En el caso de fuertes accidentes topográficos (valles, montañas) la dispersión puede estar totalmente condicionada por los mismos. Todos estos casos mencionados requieren tratamientos especiales. Al lector interesado se lo refiere a la bibliografía que se cita al final donde podrá hallar las correcciones a aplicar a s_y , s_z para tener en cuenta esos efectos. Excluyendo estos casos especiales puede decirse que el modelo gaussiano probó su efectividad como solución a un problema tan complejo como el de la dispersión turbulenta en la atmósfera. En casos aislados las soluciones obtenidas con este modelo pueden diferir hasta en un factor 2, pero cuando se trabaja con un gran número de casos, como el cálculo del factor de

dilución para emisiones de larga duración, el error es del orden del 20%.

B I B L I O G R A F I A

"Micrometeorology", Sutton O.G., Mc Graw-Hill Book Company, 1953.-

"Atmospheric Difussion", Pasquill F., Van Nostrand and Company, 2nd.Edition, 1970.

"Turbulent Diffussion in the Environment", Csanady G.T., D. Reidel Publishing Co., 1972.-

"Meteorology and Atomic Energy", USAEC, 1968.-

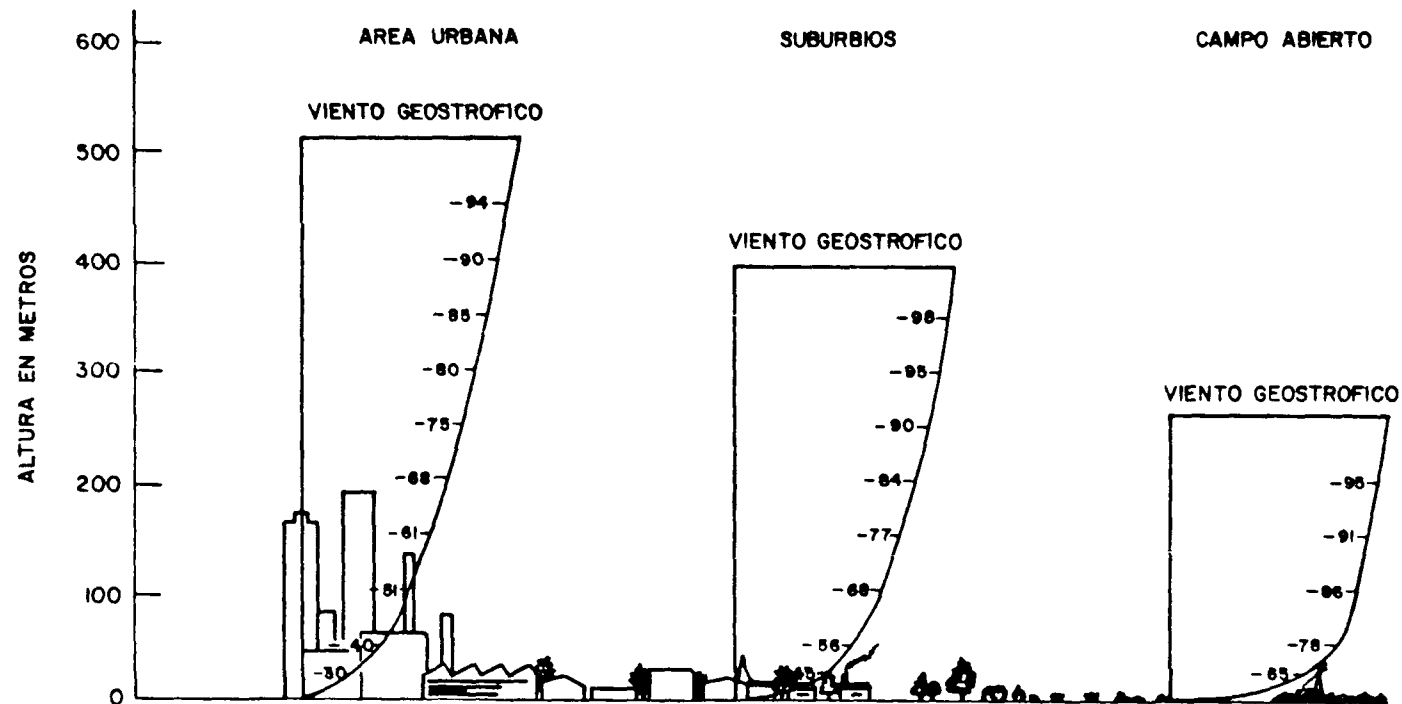


FIGURA I
(ADAPTADO DE DAVENPORT)

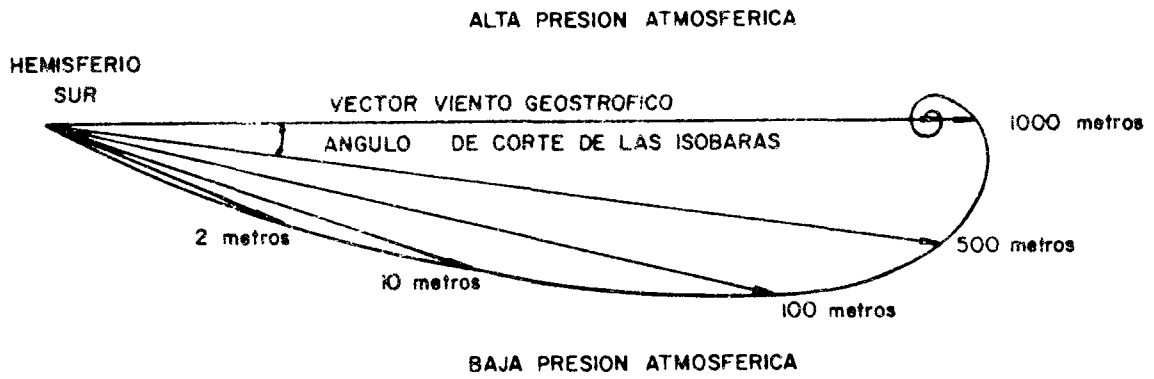


FIGURA 2

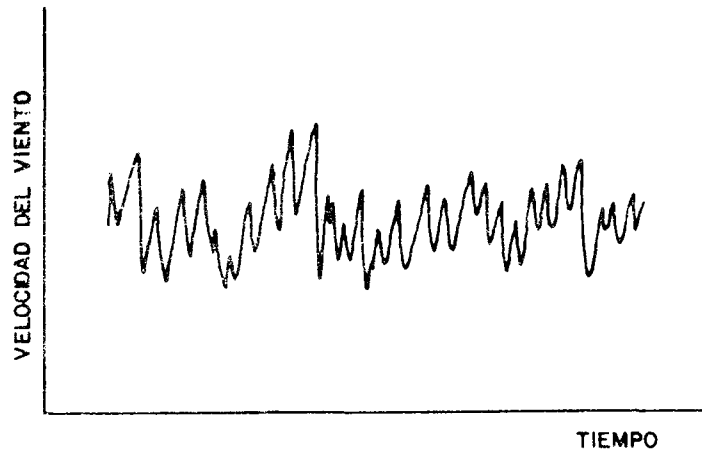


FIGURA 3

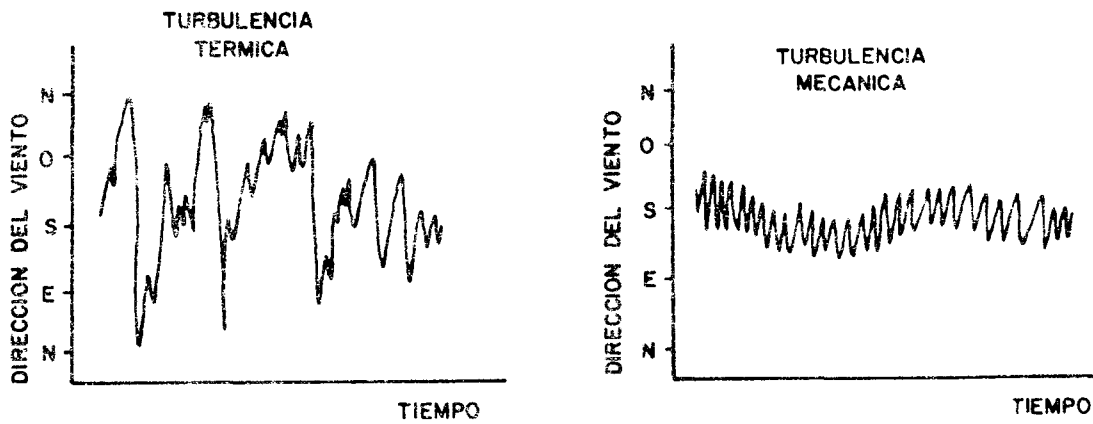


FIGURA 4

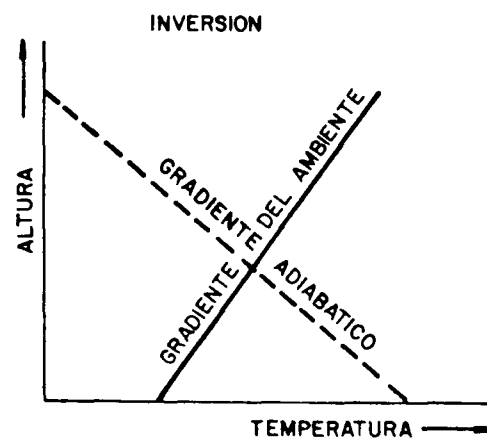
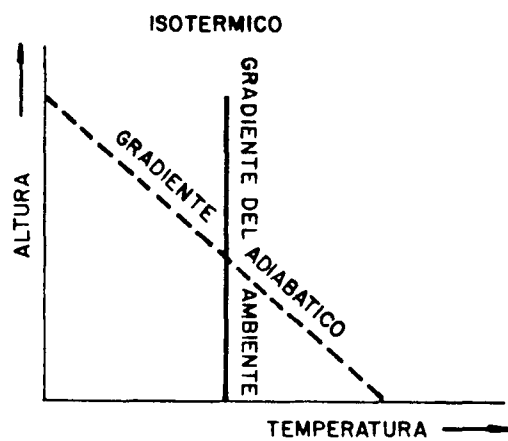
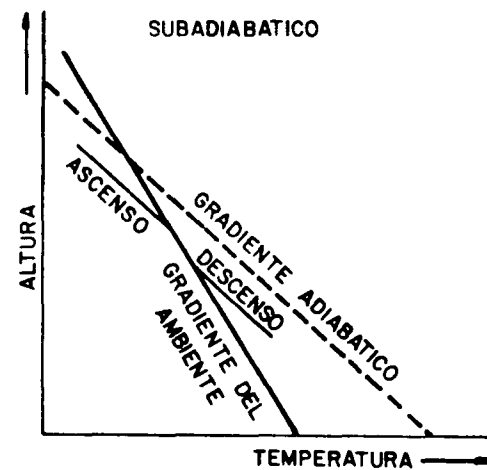
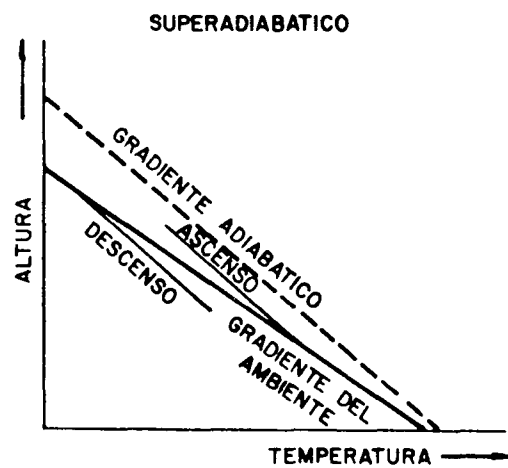


FIGURA 5

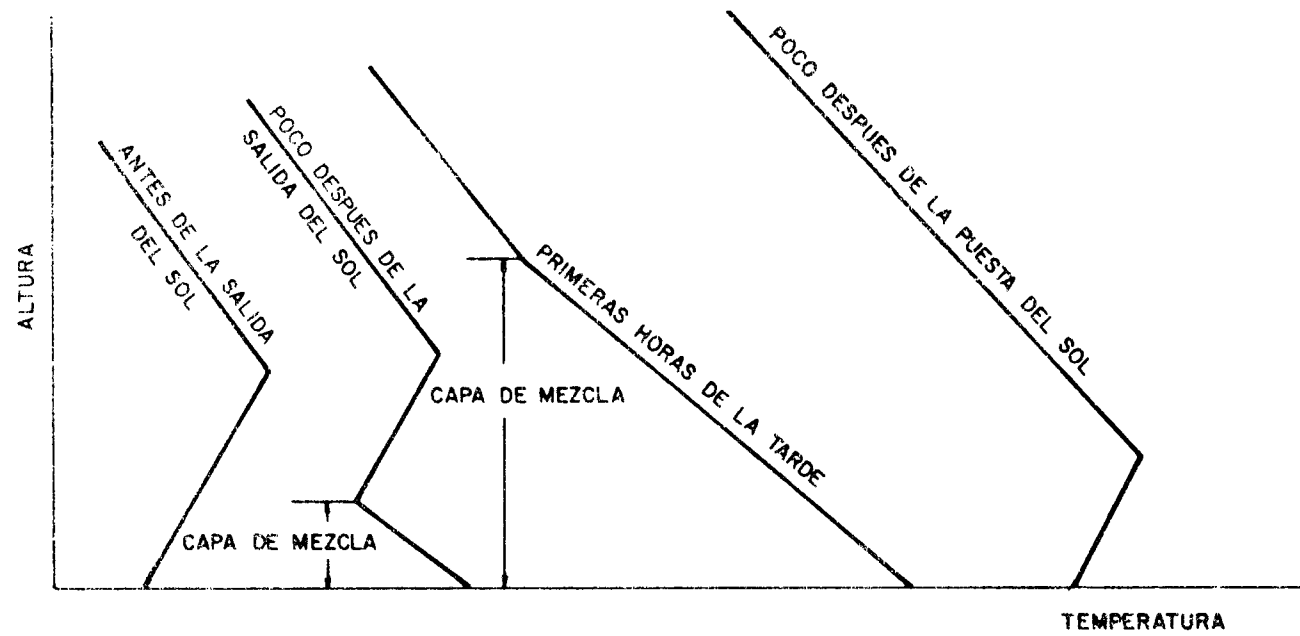
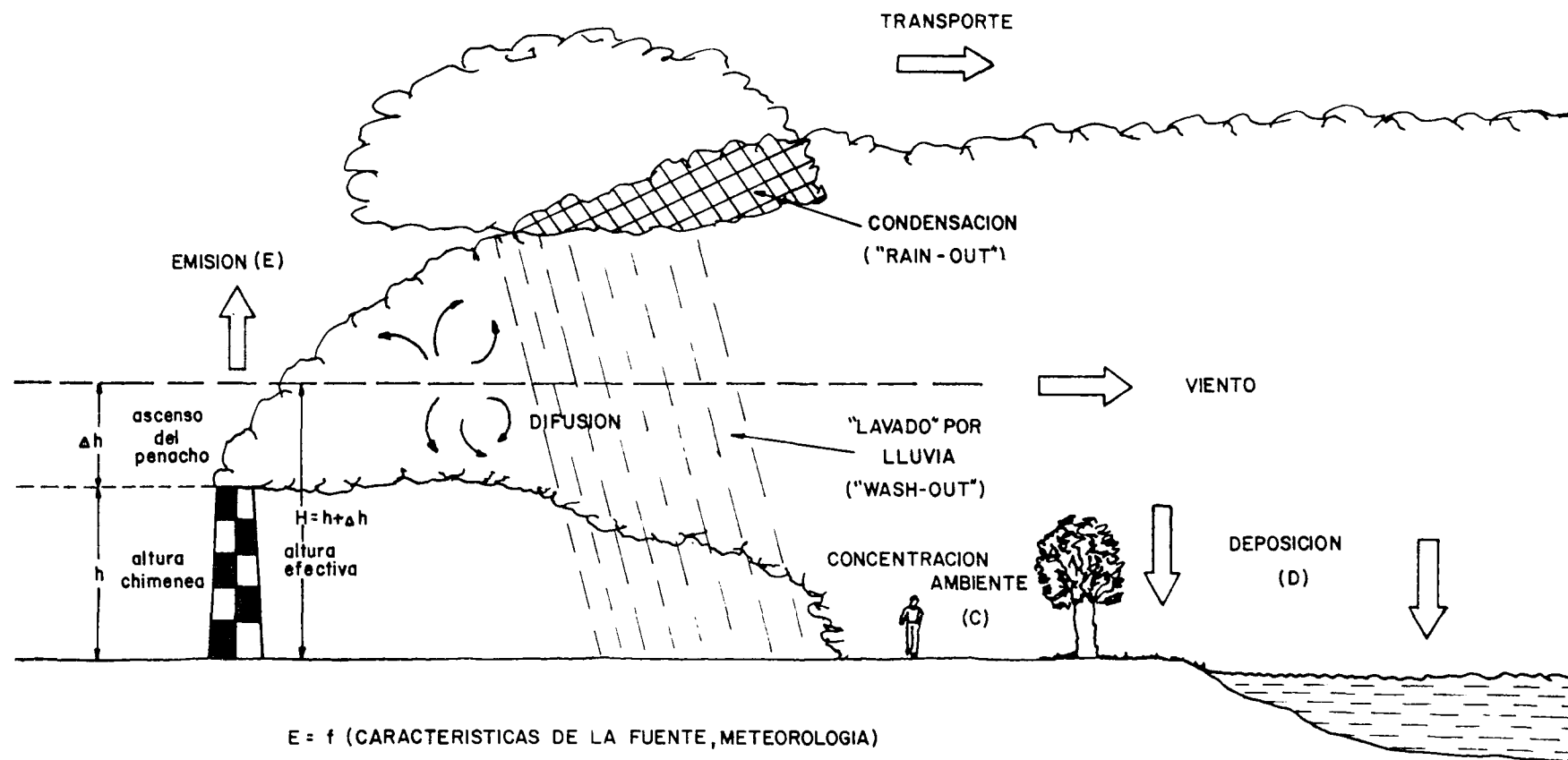


FIGURA 6



$E = f(\text{CARACTERISTICAS DE LA FUENTE, METEOROLOGIA})$

$C = f(E, \text{METEOROLOGIA, TOPOGRAFIA})$

$D = f(E, \text{METEOROLOGIA, CARACTERISTICA DE LA FUENTE})$

FIGURA 7

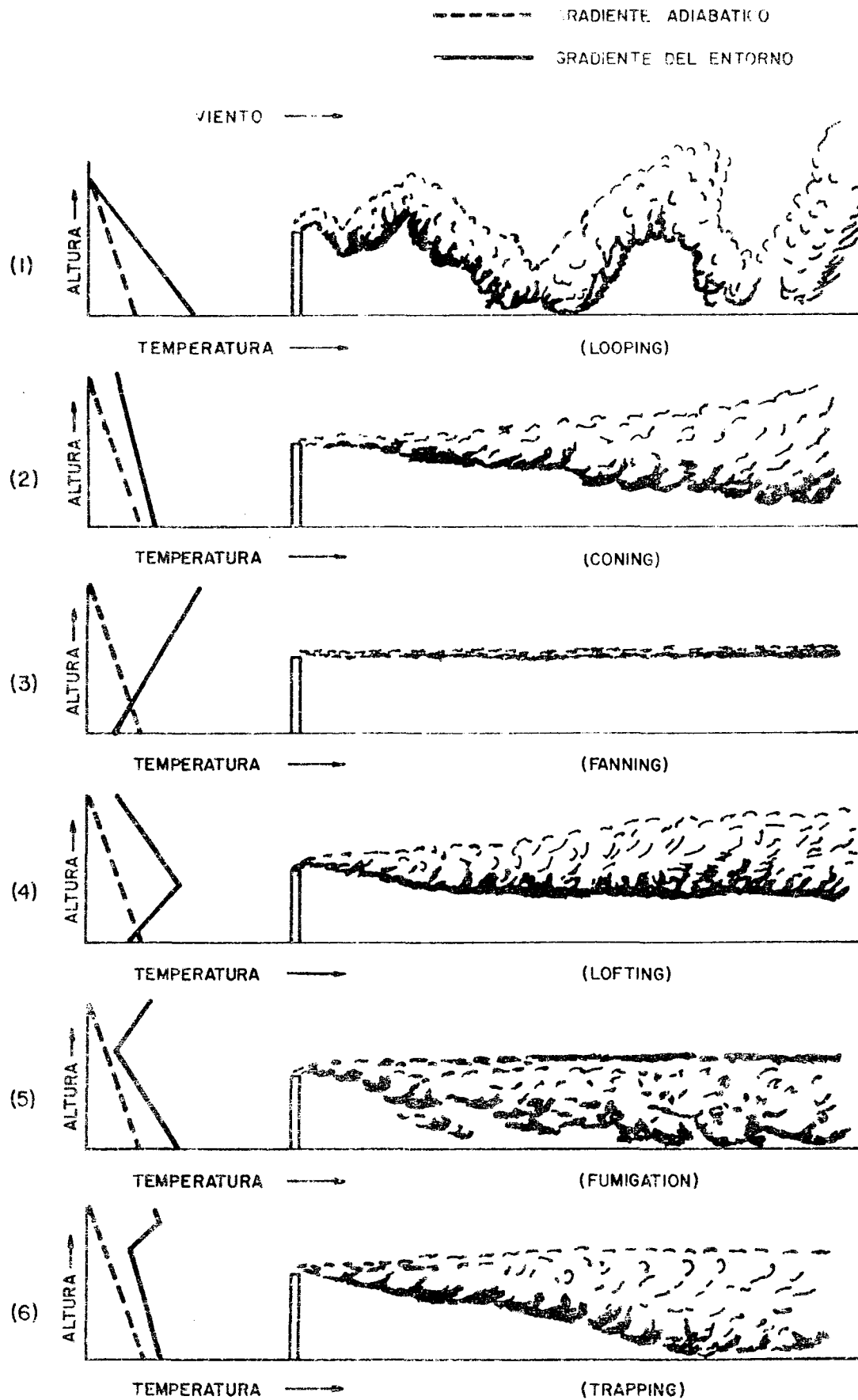


FIGURA 8

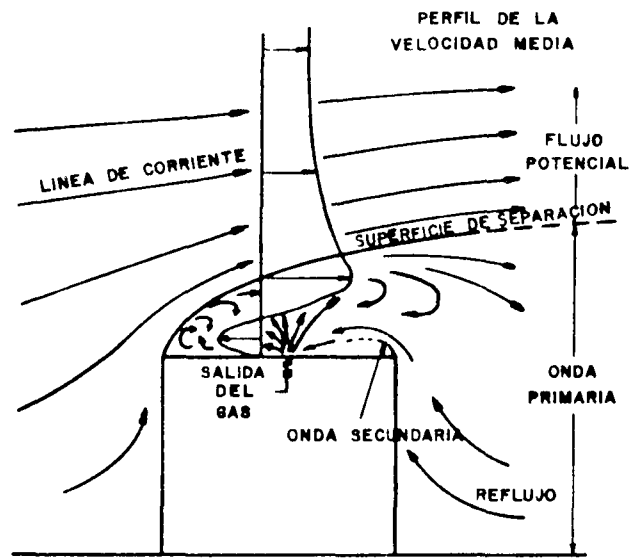


FIGURA 9
(TOMADO DE ACADEMIC PRESS)

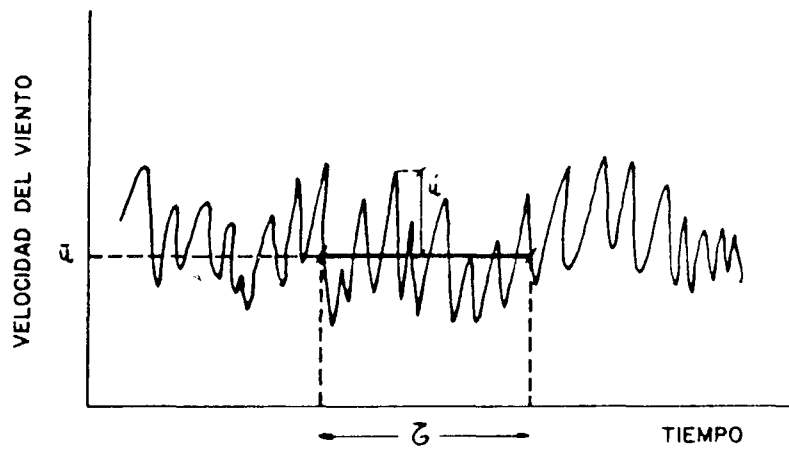


FIGURA 10

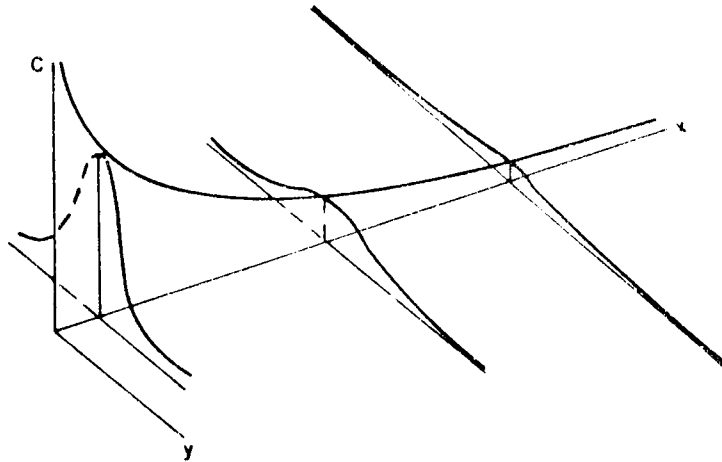


FIGURA 11
(TOMADA DE MUNN)

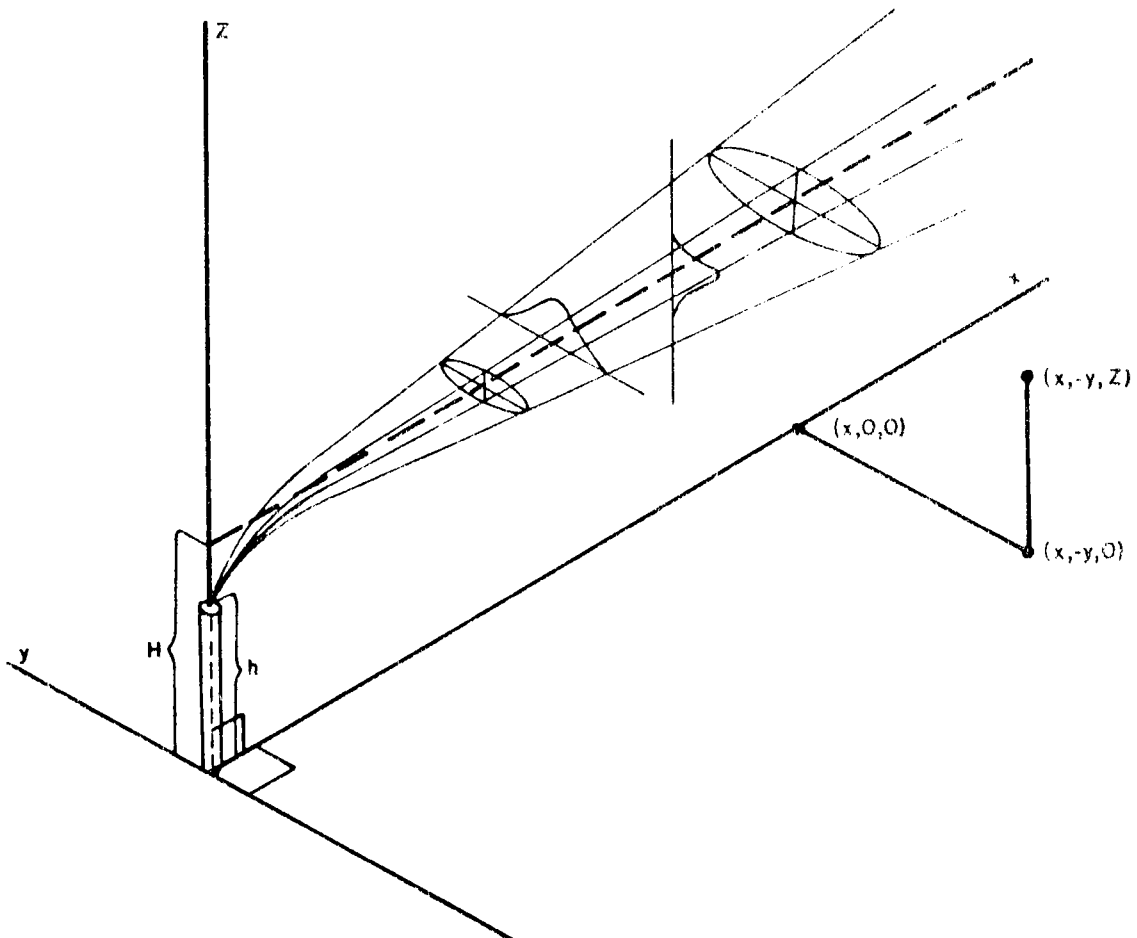


FIGURA 12
(TOMADA DE TURNER)

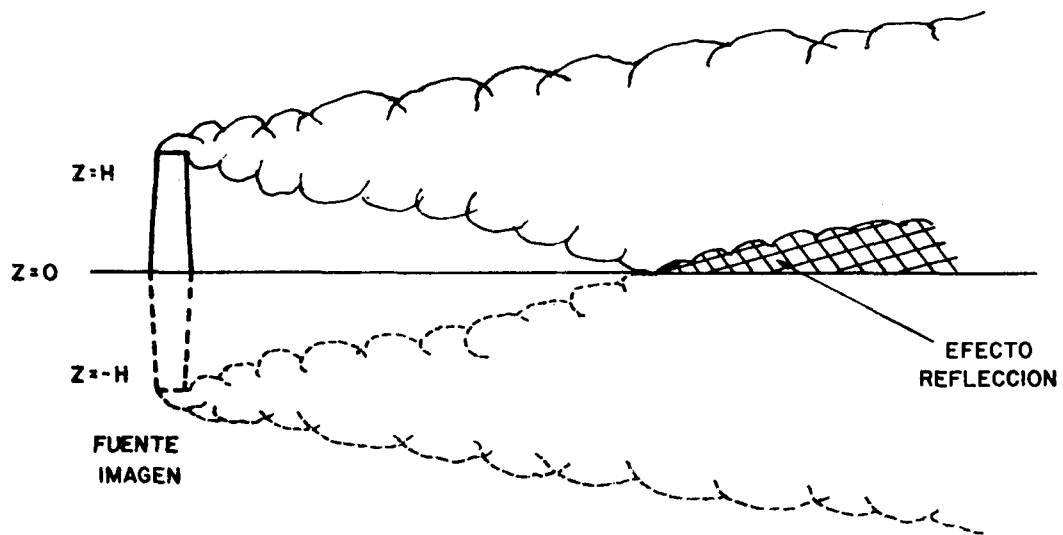
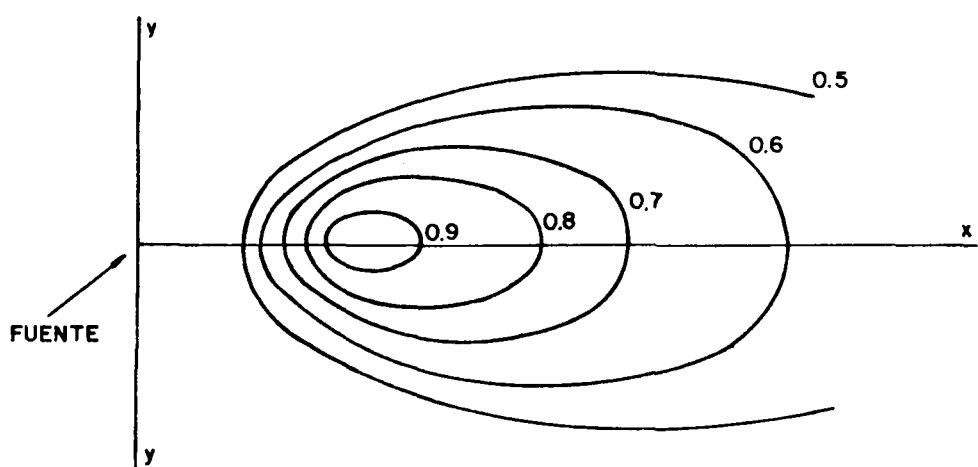


FIGURA 13



LOS VALORES CORRESPONDEN A

$$\frac{C}{C_{\max}}$$

FIGURA 14

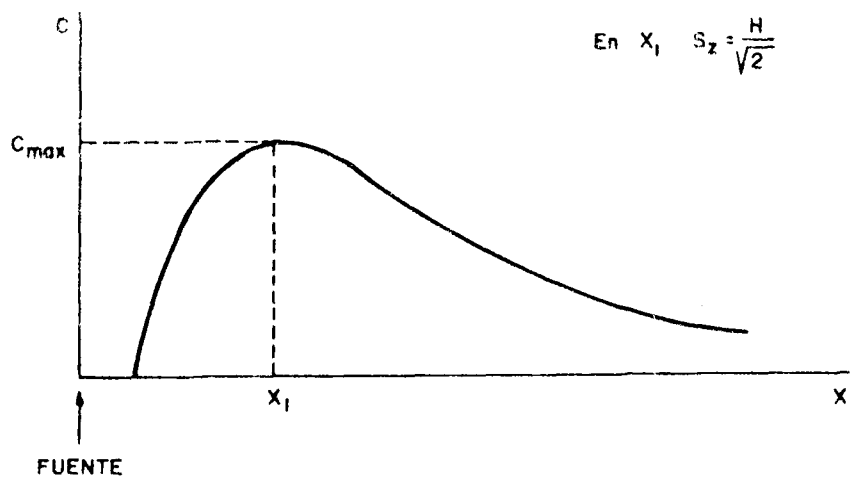


FIGURA 15

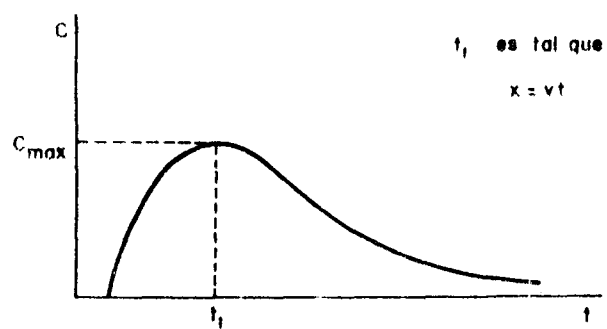


FIGURA 16(a)

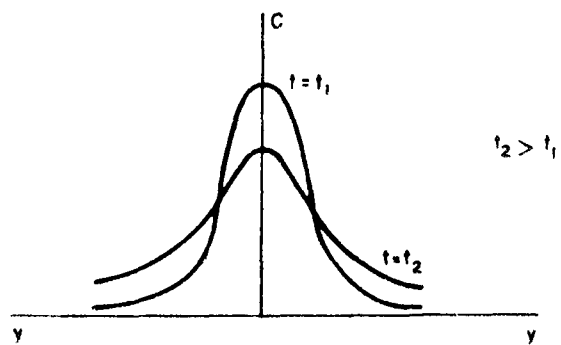


FIGURA 16(b)

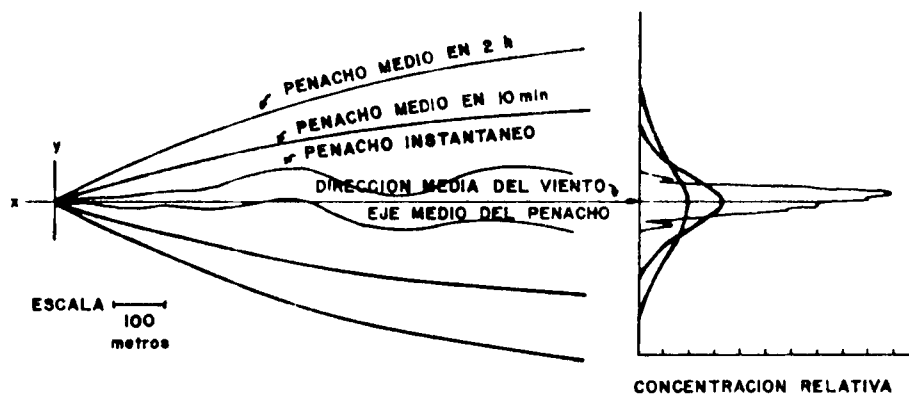


FIGURA 17
(TOMADA DE MUNN)

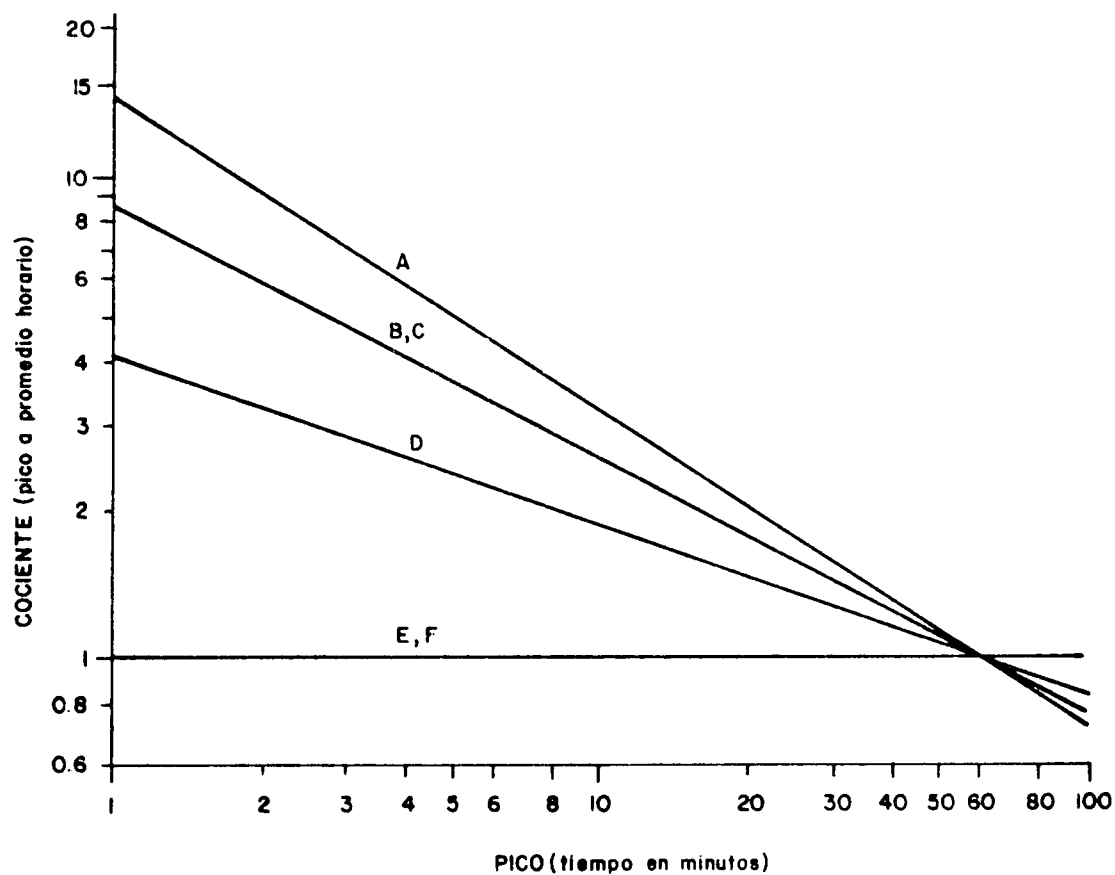


FIGURA 18

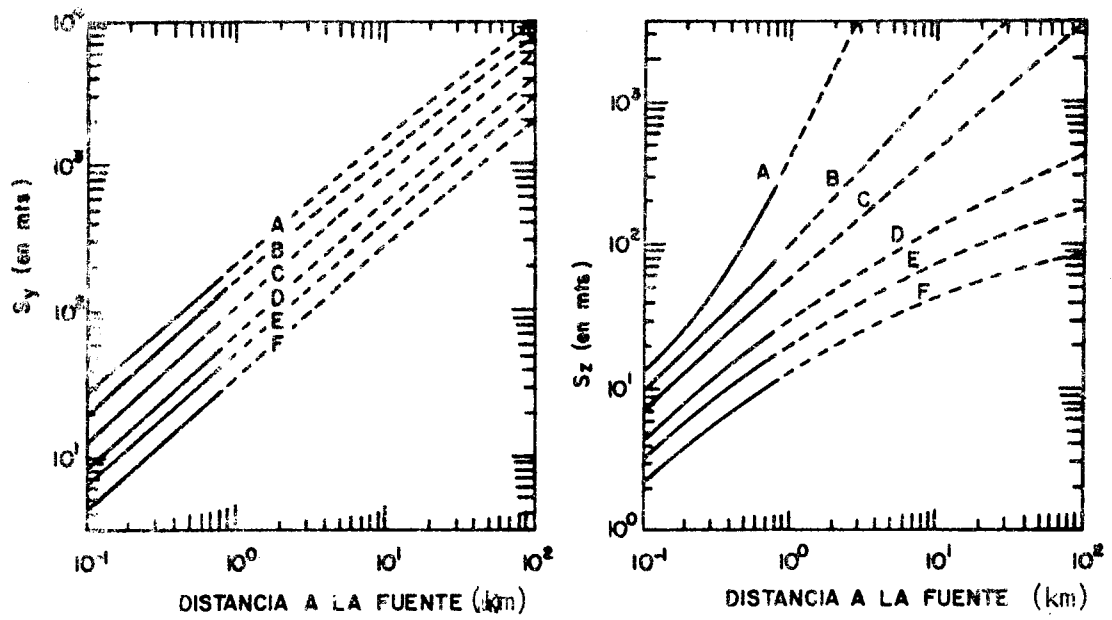


FIGURA 19

(TOMADA DE GIFFORD)

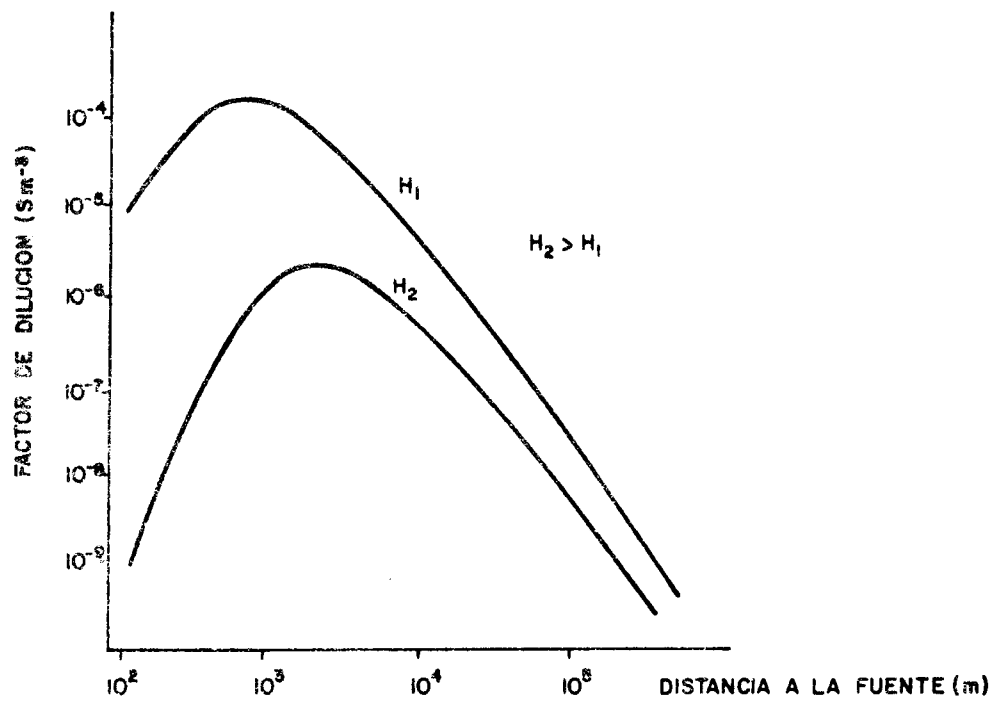


FIGURA 20