

00323



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

81

FACULTAD DE CIENCIAS

Entrego a la Dirección General de Bibliotecas de la UNAM a difundir en formato electrónico e impreso el contenido de mi trabajo recepcional.

NOMBRE: Ulises Virafuentes

García

FECHA: 19-jun-2003

FIRMA: [Signature]

INHOMOGENEIDADES MICROFÍSICAS
EN NIEBLA A DIVERSAS ESCALAS
ESPACIALES

T E S I S
QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE
F Í S I C O
P R E S E N T A :

ULISES VIRAFUENTES GARCÍA

DIRECTOR DE TESIS: DR. FERNANDO GARCÍA GARCÍA



Entrego a la Dirección General de Bibliotecas de la UNAM a difundir en formato electrónico el contenido de mi trabajo recepcional.

NOMBRE: _____

FECHA: _____

FIRMA: _____

2003

DIVISION DE ESTUDIOS PROFESIONALES



FACULTAD DE CIENCIAS
SECCION ESCOLAR

A



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.



DRA. MARÍA DE LOURDES ESTEVA PERALTA
Jefa de la División de Estudios Profesionales de la
Facultad de Ciencias
Presente

Comunicamos a usted que hemos revisado el trabajo escrito:
"Inhomogeneidades Microfísicas en Niebla a diversas escalas espaciales"

realizado por Virafuente García Ulises

con número de cuenta 06908789-9, quien cubrió los créditos de la carrera de: Física.

Dicho trabajo cuenta con nuestro voto aprobatorio.

A t e n t a m e n t e

Director de Tesis
Propietario

Dr. Fernando García García

Propietario

Dr. Susana Orozco Segovia

Propietario

Dr. Ramiro García García

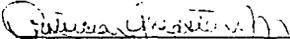
Suplente

Dr. Enrique Salvador Buzo Córdova

Suplente

M. en C. Manuel René Garduño López

Consejo Departamental de Física


DRA. PATRICIA GOLDSTEIN MENACHE
Coordinadora de Licenciatura

B

AGRADECIMIENTOS

Agradezco al Dr. Fernando García García la paciencia, enorme ayuda y dirección de esta tesis, así como a los M. en C. Guillermo Montero Martínez y Raúl A. Montañez por su gran ayuda y comprensión.

Agradezco a mis sinodales Dra. Susana Orozco Segovia, Dr. Ramiro García García, Dr. Enrique Buzo Córdova y M en C René Garduño López, por sus observaciones y sugerencias al presente trabajo.

También agradezco al personal del Departamento de Electrónica del Centro de Ciencias de la Atmósfera, la ayuda y colaboración brindada.

A todos ellos, y a una larga lista de personas que me han apoyado, valgan estos agradecimientos.

A mi Madre Ofelia García Santos

A mi Tía Gloria García Santos

A mi Esposa y mis Hijos

Por su ayuda, tolerancia y comprensión.

D

INDICE

Introducción	i
Capítulo 1	
TERMODINÁMICA DEL AIRE Y MICROFÍSICA DE LA FORMACIÓN DE NUBES CALIENTES	
1.1 – Generalidades	1
1.2 – El concepto de nucleación	2
1.3 – La ecuación de Kelvin	5
1.4 – Crecimiento por condensación	10
Capítulo 2	
FORMACIÓN DE NIEBLA	
2.1 – Mecanismos de formación de nieblas	16
2.2 – Clasificación	19
2.3 – Estructura microfísica de la niebla	21
Capítulo 3	
METODOLOGÍA	
3.1 – Instrumentación	27
3.2 – Lugares de Muestreo	30
3.3 – Análisis de datos	31
Capítulo 4	
RESULTADOS Y DISCUSIÓN	
4.1 – Teziutlán	35
4.2 – Chiapas	41
4.3 – Discusión de resultados	42
Capítulo 5	
CONCLUSIONES	
	46
REFERENCIAS Y BIBLIOGRAFÍA	
	49
Apéndice 1– Artículo: <i>Fine-scale measurements of fog-droplet concentrations: a preliminary assessment.</i>	52

INTRODUCCIÓN

La niebla es una nube baja que se desarrolla y se extiende cerca de la superficie de la tierra, además de que también se desplaza lateralmente y hacia arriba. El estudio de su formación y desarrollo representa un problema científico en el que se involucran varias disciplinas como la termodinámica, la física de nubes y la meteorología de capa límite.

Las actividades humanas se pueden ver alteradas por la niebla y, en las grandes ciudades, también por la densa bruma y por el esmog. Por ejemplo, la niebla puede ocasionar serios problemas económicos en la industria del transporte, tanto en aeropuertos como en carreteras y puertos marítimos. A pesar del avance en instrumentación para la navegación aérea, se estima que las pérdidas anuales por nieblas en los aeropuertos de los Estados Unidos son de alrededor de 100 millones de dólares y, aunque en México no hay cifras al respecto, se supone una cantidad proporcional. Por otro lado, la niebla también representa agua en forma de gotitas que es posible recolectar para suministrar agua potable a pequeñas poblaciones, así como para su uso en la agricultura o como ayuda para la reforestación. Por lo anterior, las investigaciones recientes incluyen extensos programas de medición, recolección, modelación numérica y mejora de los pronósticos de la formación de niebla, para lo cual se requiere del entendimiento de sus propiedades físicas y de sus mecanismos de desarrollo.

La Física de Nubes es la ciencia que nos permite entender y explicar los fenómenos atmosféricos como la niebla, ya que estudia los sistemas nubosos en general. Esta disciplina se divide en dos áreas: la Dinámica, que estudia a la nube como un todo, considerando sus interacciones con otras nubes y con sus alrededores; y la Microfísica, que se encarga de estudiar los cambios de fase que ocurren en la atmósfera y que dan lugar a la formación de las partículas que componen la nube, así como los procesos físicos que las llevan a la formación de precipitación. Aunque se tiene la creencia general de que la investigación formal de

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

las nubes comenzó durante la Segunda Guerra Mundial, con anterioridad hubo toda una serie de investigaciones que proporcionaron los fundamentos para su comprensión. Brevemente, se puede mencionar que Lamarck (1744-1829) fue el primero en publicar una clasificación simple de nubes en 1802, la cual recibió poca atención. Tanto Lamarck como Luke Howard (1772-1864), quien publicó otra clasificación más conocida, creían que las nubes que estudiaron estaban formadas por burbujas de agua. Esta teoría, propuesta por von Guericke en 1672, prevaleció por más de dos siglos hasta que Asmann (1845-1918) la modificó en 1880, aclarando que las partículas de niebla no se rompían al chocar, como lo hacen las burbujas. También hay que mencionar que Aitken (1839-1919) y Lord Kelvin (1824-1907) hicieron importantes contribuciones tanto experimentales como teóricas. A partir de ellos, sería larga de enumerar la lista de investigadores que han contribuido en una u otra medida al avance de las ideas y descubrimientos que se han dado. A partir de la Segunda Guerra Mundial, las investigaciones se han agilizado con la incorporación de las nuevas técnicas de observación y modelación, que incluyen aviones instrumentados, radares, computadoras, satélites meteorológicos, cámaras de clima controlado, túneles de viento, etc.

No obstante los grandes avances mencionados, actualmente la Física de Nubes se aboca a muchos temas abiertos de investigación relacionados en buena medida a la dificultad de incorporar los fenómenos microfísicos al gran contexto del complejo medio ambiente macrofísico de las nubes naturales. Esto representa un problema de escalas, tanto en extensión como en duración de los eventos de nubes pues involucra la descripción de fenómenos relacionados al crecimiento de partículas que van desde tamaños característicos de los núcleos de condensación de nube (del orden de 10^{-6} cm y aún menores) a partículas de precipitación (del orden de milímetros para gotas de lluvia y de centímetros para granizos). Es decir, hay que seguir la evolución del espectro de partículas y entender los procesos microfísicos de transferencia de masa involucrados sobre aproximadamente siete órdenes de magnitud en la escala de tamaños. Por su parte, los procesos dinámicos de la nube varían desde escalas características de turbulencia lo suficientemente

pequeñas para decaer directamente por disipación viscosa (del orden de 10^5 m) y que definen la rapidez característica de agitación de los procesos de coagulación (choque y unión) de partículas de aerosol, hasta movimientos en escalas tan grandes como la de la nube misma (de hasta 10^5 m).

Uno de estos problemas es el de las inhomogeneidades en la distribución espacial de las gotitas de la nube. La existencia de variaciones en la concentración de gotitas en diferentes partes de una nube se conoce desde hace ya algún tiempo (Squires, 1958). Estas zonas de alta y baja densidad de gotitas se pueden manifestar también en otros parámetros microfísicos, tales como el espectro y el contenido de agua líquida de la nube, y pueden ocurrir a lo largo de trayectorias tanto verticales como horizontales. Las inhomogeneidades espaciales pueden representar o influenciar diversos procesos del desarrollo de la nube en diferentes escalas. Las inhomogeneidades a escalas de cientos o miles de metros son importantes para procesos de transferencia radiativa y sus efectos en el enfriamiento y el calentamiento de la atmósfera (Slingo, 1990). A escalas de metros, están relacionadas con procesos tales como fluctuaciones turbulentas de la velocidad vertical en la base de la nube (Cooper, 1989). La descripción y comprensión de la ocurrencia de inhomogeneidades en escalas menores que un metro y de hasta milímetros, es importante para entender el desarrollo y crecimiento de nubes por condensación, así como los mecanismos de iniciación de los procesos de colisión y coalescencia (Warner, 1969). Por ejemplo, la entrada de aire seco de los alrededores y su mezcla subsecuente con el aire húmedo de la nube han sido estudiadas mediante la interpretación de espectros de gotitas medidos en nubes cumulus (Paluch y Knight, 1984). Por su parte, Srivastava (1989) demostró que el crecimiento de una gota por condensación depende de su posición y velocidad de crecimiento con respecto a otras gotitas en la nube; es decir, la sobresaturación definida en la vecindad de una gotita a escala microscópica difiere de su valor macroscópico dependiendo del volumen que ocupe dicha gota. Así mismo, la evolución del estudio de las inhomogeneidades ha estado ligada a los avances de

la tecnología observacional de espectros de gotas a altas frecuencias, por lo que en la actualidad ya es posible explorar la estructura de las nubes a escalas de centímetros (Baumgardner, 1986; Brenguier *et al.*, 1993). Al mismo tiempo, se han desarrollado métodos estadísticos para caracterizar las variaciones de las concentraciones de gotitas en nubes (Baker, 1992; Brenguier, 1993; Pinsky y Khain, 2001).

El presente trabajo de tesis tiene por objetivo la caracterización microfísica de eventos de niebla ocurridos en dos regiones de México, incluyendo una evaluación de la ocurrencia de inhomogeneidades espaciales en la distribución de las gotitas de la nube. La investigación se realizó como parte de los proyectos del Grupo de Física de Nubes del Centro de Ciencias de la Atmósfera de la UNAM, el cual cuenta con la instrumentación necesaria para realizar mediciones de espectros de gotas de nube y de precipitación. En particular, se utilizaron dos espectrómetros de gotas, uno de dispersión frontal y uno de arreglo óptico, que basan su funcionamiento en técnicas de dispersión de luz para la determinación de los espectros. El estudio incluye datos de dos campañas de muestreo de nieblas: una realizada en la Sierra Madre Oriental, cerca de Teziutlán, Puebla; y otra en la Depresión Central de Chiapas, cerca de Tuxtla Gutiérrez.

La tesis consta de cinco capítulos y un apéndice, además de la lista de referencias bibliográficas. En el capítulo 1 se presentan los conceptos básicos de termodinámica y de microfísica relevantes para el estudio de la formación de nubes calientes. El capítulo 2 describe los mecanismos de formación de niebla y una descripción general de las posibles clasificaciones de nieblas. En el capítulo 3 se da una breve descripción de la instrumentación y de las técnicas de muestreo y de análisis de datos utilizadas. El capítulo 4 contiene los resultados del análisis de los datos para determinar inhomogeneidades en las distribuciones de las gotitas de estas nieblas, así como la discusión de estos resultados. Finalmente en el capítulo 5 se presentan las conclusiones y perspectivas de trabajos futuros. El apéndice contiene el artículo de García *et al.* (2002), resultado directo de este trabajo de tesis.

CAPÍTULO 1
TERMODINÁMICA DEL AIRE Y MICROFÍSICA DE LA
FORMACIÓN DE NUBES CALIENTES

1.1 GENERALIDADES

La atmósfera terrestre es una mezcla de gases, algunos de los cuales se encuentran en concentraciones aproximadamente constantes y otros cuya proporción es variable temporal y espacialmente. Entre los primeros destacan el nitrógeno y el oxígeno, que aportan el equivalente al 99% del volumen total de la atmósfera. Entre los segundos, llamados también gases traza, se incluye el vapor de agua. La atmósfera se comporta como un gas ideal en un amplio intervalo de temperatura y presión, y se clasifica en capas según su altura a partir del nivel del mar en términos de los valores promedio de dichas variables. La mayor parte de su masa (del orden del 80%) se encuentra aproximadamente en los primeros 12 kilómetros medidos desde la superficie. Esta capa, llamada troposfera, es en la que ocurren prácticamente todos los eventos meteorológicos conocidos y se caracteriza por un descenso de la temperatura con la altura. Conocer las condiciones termodinámicas de la troposfera es de importancia para entender los diversos procesos físicos que dan lugar a la formación y desarrollo de las nubes.

En promedio, la mitad de la superficie terrestre se encuentra cubierta de nubes, algunas de las cuales alcanzan alturas de hasta 20 kilómetros. Las nubes se forman debido al enfriamiento de parcelas de aire húmedo, generalmente por ascenso adiabático o por un proceso isobárico, hasta alcanzar un estado de saturación y dar lugar a la condensación del vapor de agua en gotitas de agua líquida que conforman a la nube. (La saturación se define como una situación de equilibrio en la que el flujo de moléculas de agua que se condensan es igual al de las que se evaporan). Sin embargo, la condensación del vapor de agua en la atmósfera normalmente no se da en el momento en que la parcela alcanza el estado de saturación, ni aún en condiciones de sobresaturación extrema.

PAGINACION

DISCONTINUA

Entonces ¿cómo pueden formarse gotitas de nube en la atmósfera? La respuesta a esta pregunta clásica de la Física de Nubes es que son necesarios elementos nucleantes que inicien o activen la transición de fase del vapor de agua en gotitas de agua líquida que constituyen a la nube. Es bien conocido que en la atmósfera existen grandes cantidades de partículas suspendidas, tanto en estado líquido como sólido (tales como polvo, polen, humo, etc.), conocidas como aerosol atmosférico. Algunas de dichas partículas de aerosol, con tamaños del orden de entre centésimas y hasta decenas de micrómetros, tienen gran afinidad por el agua y pueden actuar como elementos nucleantes para la condensación del vapor de agua, por lo que se les conoce como núcleos de condensación de nubes (CCN, por sus siglas en inglés).

Una vez que las gotitas de nube se han formado, el crecimiento por condensación es eficiente mientras son pequeñas (hasta aproximadamente 20 μm de diámetro) pues, al agregarse unas cuantas moléculas de agua, su tamaño se incrementa de forma apreciable. Sin embargo, a medida que la gotita continúa creciendo mediante este proceso, su diámetro aumenta muy lentamente y el crecimiento por condensación de vapor se torna ineficiente. Para que la nube se siga desarrollando y dé lugar a la formación de lluvia caliente, es necesario que se inicien los procesos de colisión-coalescencia y rompimiento, mecanismos que no se discutirán en detalle en el presente trabajo.

En lo que sigue, se discuten con mayor detalle los mecanismos de formación y desarrollo de nubes ya mencionados, así como una descripción de los tipos de niebla más comunes desde el punto de vista de su origen y de sus características microfísicas.

1.2 EL CONCEPTO DE NUCLEACIÓN

Las transiciones de fase que llevan a una sustancia de un estado molecular menos ordenado a uno de mayor orden (vapor a líquido o a sólido, líquido a sólido), involucran el proceso de nucleación. Este proceso se presenta cuando se alcanzan ciertas condiciones críticas, que representan el punto de separación entre el

crecimiento espontáneo y el crecimiento forzado de la nueva fase (gotitas de nube, cristales de hielo, burbujas). Así, la formación de una nueva fase del agua molecularmente más ordenada o supercrítica (de crecimiento espontáneo) no ocurre en la naturaleza, a menos que primero existan condiciones de sobresaturación o de sobreenfriamiento. Éstas se definen como un "exceso" en las condiciones de equilibrio (presión de vapor para condensación y sublimación, temperatura para congelación) para transiciones entre dos fases pre-existentes. La nucleación de una sustancia puede ser homogénea (en ausencia de sustancias extrañas) o heterogénea (en presencia de sustancias diferentes, como los CCN), siendo esta última la de importancia en la formación de nubes en la atmósfera.

Las transiciones de fase suceden a presión y temperatura constantes, por lo que el potencial termodinámico adecuado para describir este proceso es la energía libre de Gibbs, G , definida como (Sears y Salinger, 1978):

$$G = U - TS + pV \quad (1.1)$$

donde U es la energía interna, T la temperatura absoluta, S la entropía, p la presión y V el volumen. El crecimiento de la nueva fase conlleva un cambio en la energía libre de Gibbs (ΔG), que corresponde a la diferencia de G entre la nueva fase y la original. Para que ocurra la nucleación, es necesario que un número suficiente de moléculas de la sustancia coincidan en un punto en el tiempo y en el espacio para formar un aglomerado que muestre la estructura de la nueva fase y ésta pueda crecer espontáneamente. En otras palabras, es necesario "vencer" una barrera de energía, definida como un extremal en ΔG que se alcanza para un valor crítico del tamaño de la partícula.

NUCLEACIÓN HOMOGÉNEA

La nucleación homogénea ocurre sin partículas de aerosol, es decir, sólo están involucradas moléculas de agua en el proceso. El tamaño crítico para la nucleación se da cuando un número suficiente de moléculas de agua converge para formar un

aglomerado que muestre la estructura de la nueva fase. Este es un proceso estadístico que se ve favorecido al aumentar la sobresaturación.

El número de moléculas necesarias para la formación de un germen o gotita de tamaño crítico, r^* , por nucleación homogénea depende de la sobresaturación (ver tabla 1.1). Sin núcleos, se necesitaría una humedad relativa (definida en términos del equilibrio con respecto a una superficie plana de agua) de un 400% para que se juntaran unas 90 moléculas de agua en algún punto del espacio, y en muy corto tiempo, para formar una gotita lo suficientemente grande que pudiera subsistir sin evaporarse de inmediato (Rogers, 1976). Los números muestran claramente que la nucleación homogénea no es real para el caso de procesos atmosféricos. Aquí no se describirá una teoría completa de nucleación homogénea; la presentación se limita al problema general de la nucleación de una gotita del tamaño crítico del germen, y se extiende al caso de nucleación heterogénea.

TABLA 1.1 Número de moléculas necesarias para la formación de una gotita de tamaño crítico.

Saturación (%)	r^* ($\times 10^{-10}$ m)	Número de Moléculas (#)
100	∞	∞
200	1.73	730
250	13.1	309
300	1.09	183
400	0.867	91
500	0.746	58

NUCLEACIÓN HETEROGÉNEA

En la atmósfera las transiciones de fase del agua requieren de sobresaturación o de sobreenfriamiento, y ocurren en la presencia de otras sustancias que actúan como núcleos para las moléculas de agua. Las fuerzas de cohesión involucradas pueden ser potenciales (eléctricas o de Van der Waals) o químicas (que involucren reacciones químicas).

Las observaciones indican que el mecanismo más común de nucleación de gotitas en la atmósfera se da mediante sustancias solubles, que abundan en forma

de núcleos iniciales. Debido a que estos evolucionan al coagular con aerosoles insolubles, puede decirse que todos los núcleos de coagulación son al menos parcialmente solubles en agua. Este es el problema que consideraremos aquí, y su descripción será suficiente para desarrollar la teoría de nucleación heterogénea.

1.3 LA ECUACIÓN DE KELVIN

Como se mencionó anteriormente, el potencial termodinámico que se utiliza en la teoría de nucleación ya sea homogénea o heterogénea, es la energía libre de Gibbs (G). Concretamente, se utiliza la energía libre de Gibbs por molécula, llamada potencial químico: $\mu = (\partial G / \partial n_i)_{T,p,n_j}$ donde n_l y n_v son el número de moléculas de las fases líquida y vapor, respectivamente. Estrictamente hablando, n_v no es constante, pero puede suponerse que lo es en la atmósfera si se piensa que 1 kg de masa de aire puede contener sólo unas cuantas moléculas de vapor.

La disminución en la energía libre de Gibbs del sistema durante la nucleación de vapor de agua en una gotita líquida (condensación), viene dada por $n_l(\mu_l - \mu_v)V$.

Además se requiere hacer trabajo para crear el área superficial ($A = 4\pi r^2$, con r el radio de una gotita esférica) que viene dado por $A\sigma$, donde σ es la tensión superficial del agua. Entonces podemos escribir:

$$\Delta E = A\sigma - n_l(\mu_l - \mu_v)V \quad (1.2)$$

donde ΔE es el cambio neto en la energía del sistema debido a la formación de la gotita. La diferencia de potenciales químicos se puede calcular considerando el trabajo realizado al transferir una molécula de vapor de agua en una atmósfera saturada (caracterizada por T y su correspondiente presión de saturación, e_s) a una gotita líquida de radio r (con su correspondiente presión de vapor e_r). Utilizando la ecuación del gas ideal y considerando que el volumen del vapor es mucho mayor que el de la gotita, tenemos:

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

$$\mu_v - \mu_l = \int_{e_s}^{e_r} kT \frac{de}{e} = kT \ln \frac{e_r}{e_w} \quad (1.3)$$

donde k es la constante de Boltzmann, e_s es la presión de vapor de saturación, e_r es la presión de vapor sobre la gotita (superficie esférica) de radio r y e_w es la presión de vapor sobre una superficie plana de agua.

El crecimiento espontáneo de la gota sólo es posible después de que la diferencia en la energía de formación ha alcanzado un máximo (ver Figura 1.1), es decir, en el punto de nucleación. Sustituyendo y derivando parcialmente a ΔE con respecto a r , e igualando a cero, obtenemos la ecuación que describe el punto de nucleación:

$$\ln \frac{e_r}{e_w} = \frac{2\sigma}{n_l kT r^*} \quad (1.4)$$

Esta es la llamada Ecuación de Kelvin. Suponiendo $\frac{2\sigma}{n_l kT r^*} \ll 1$:

$$\frac{e_r}{e_w} = 1 + \frac{2\sigma}{n_l kT r^*} \quad (1.5)$$

donde r^* es el radio crítico del germen para el caso de nucleación homogénea. Una vez que la gota ha sobrepasado este radio crítico, crecerá de manera espontánea en un ambiente dado. Esta última ecuación fue obtenida por Lord Kelvin y se usa para calcular la variación de la presión de vapor de saturación (PVS) sobre una superficie plana (ver Figura 1.1). Esto se hace sustituyendo r^* por el radio de curvatura, a pesar de que la ecuación es válida estrictamente sólo para el radio crítico o de nucleación.

La energía libre de Gibbs es un potencial termodinámico válido para sistemas cerrados al transporte de masa y mantenidos a presión y temperatura constantes.

También es adecuado para el tratamiento de la nucleación de una gotita en un sistema abierto (sin fronteras) a presión de vapor y temperatura del aire constantes.

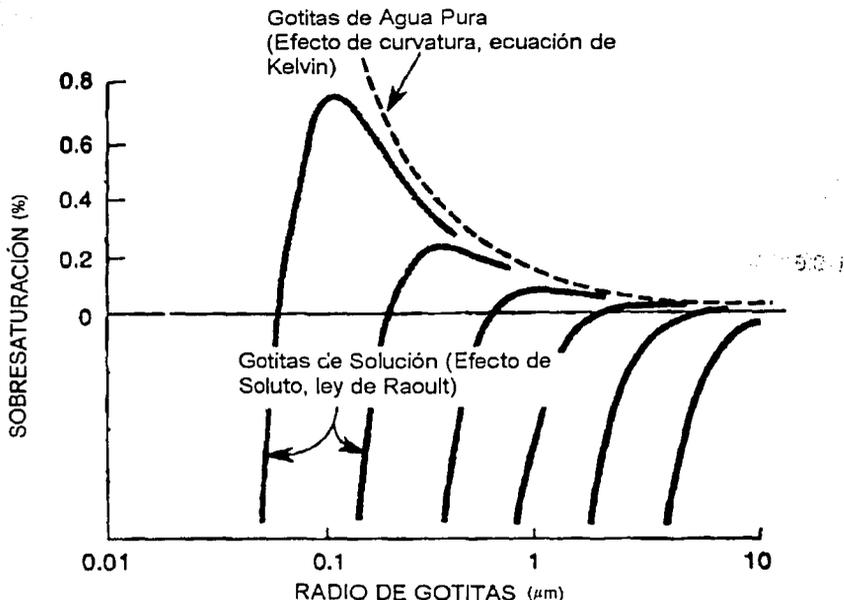


Figura 1.1 Gráfica de la variación de la sobresaturación con el tamaño de gotitas de agua pura y de soluciones con diferentes concentraciones. (Hobbs 1993)

Sin embargo, puesto que un ensamble de gotas es considerado como un sistema limitado, las condiciones para aplicar el potencial de Gibbs no se cumplen estrictamente. Además de la presión del aire hay otras dos presiones involucradas: la presión de vapor en el aire y la presión de vapor de las otras gotitas. Si la cantidad de agua condensada está cambiando, como es el caso que nos ocupa, las otras presiones involucradas no se mantienen constantes. En otras palabras, se

necesita otro potencial termodinámico diferente al de Gibbs, para tratar el caso especial de la evolución de un núcleo en la gotita de nube. No obstante, se considera dentro del ámbito de Física de Nubes que la ecuación de Kelvin es satisfactoria a pesar de sus limitaciones.

LA FÓRMULA DE KELVIN-KÖHLER-JUNGE

En el caso de nucleación heterogénea, es necesario incluir el efecto de sustancias solubles en la presión de saturación de vapor (PVS). De la ley de Raoult (Byers, 1965) se sabe que las soluciones pueden tener PVS más bajas que el agua pura, siempre y cuando los solutos tengan concentraciones suficientemente bajas:

$$\frac{e_d}{e_w} = \frac{n_w}{n_w + i n_0} = \frac{1}{1 + i \frac{n_0}{n_w}} \quad (1.6)$$

donde n es el número de moles ($n = m/M$, con m la masa y M la masa molecular), y los subíndices d , w y 0 se refieren a la gota, el agua pura y el soluto, respectivamente. i es el factor de Van't Hoff o grado de disociación iónica (i es del orden de 2 a 3 para la sal común, dependiendo de la concentración). Si definimos el factor higroscópico consolidado, $\Gamma = i m_w / M_0$, la ley de Raoult se puede escribir de la siguiente forma para soluciones diluidas ($m_0 \ll m_w$):

$$\frac{e_d}{e_w} \approx 1 - \frac{i \frac{m_0}{M_0}}{\frac{m_w}{M_w}} = 1 - \frac{\Gamma m_0}{m_w} = 1 - \frac{\Gamma \delta_0 r_0^3}{\delta_d r_d^3 - \delta_0 r_0^3} \quad (1.7)$$

donde δ es la densidad y se ha supuesto que las partículas involucradas son esféricas. Esta ecuación representa el cambio de la PVS sobre una solución con respecto a la de una superficie plana de agua pura. Nótese que, en una solución

débil, la PVS disminuye como función tanto del volumen de la gota como del de la sustancia soluble con respecto a la del agua pura. Suponer aquí una parte insoluble llevaría a mayores complicaciones, aunque hay que notar que la suposición de una solución débil no se cumple cuando comienza el proceso de "mojamiento" del aerosol. En lo siguiente, se supondrá que el radio de la gota, r_d , es el radio crítico, r^* .

Combinando la ecuación anterior con la ecuación de Kelvin, obtenemos la llamada Fórmula de Kelvin-Köhler-Junge:

$$\frac{e_{r,d}}{e_s} = 1 + \frac{2\sigma}{n_1 k T r} - \frac{\Gamma \delta_0 r_0^3}{\delta_d r_d^3 - \delta_0 r_0^3} = 1 + \frac{A}{r} - \frac{B}{r^3} \quad (1.8)$$

Esta ecuación expresa que la PVS sobre una gota de tamaño crítico (consistente de una solución) es, a primer orden, igual a la PVS sobre una superficie plana: la PVS se incrementa conforme la curvatura crece. Este incremento sin embargo, es contrarrestado por una disminución en la PVS debida a la(s) partícula(s) de aerosol que contiene la gota. La misma Figura 1.1 muestra el comportamiento de la PVS para gotitas de diferentes tamaños y masas del soluto.

Como se mencionó anteriormente, las suposiciones hechas para obtener la fórmula de Kelvin-Köhler-Junge no siempre se satisfacen, porque la ecuación se derivó estrictamente para radios críticos. Por otro lado, para gotitas supercríticas no se satisfacen las condiciones de equilibrio, pero sí para el caso de tamaños subcríticos, aunque en este último caso no se puede asegurar que la solución sea débil.

En la curva de la Figura 1.1 para el agua pura, se observa que cuando el radio tiende a cero, la saturación necesaria para alcanzar el tamaño crítico tiende a infinito. Pero también puede observarse que la sobresaturación ($S - 1$) necesaria para gotitas de tamaño crítico no sólo es finita, sino también muy pequeña y depende del tamaño del aerosol soluble seco original. Para tamaños subcríticos del germen, hay un valor del radio en equilibrio que depende del grado de saturación,

es decir, el germen es capaz de absorber un cierto número de moléculas de H₂O que está determinado por la humedad relativa ambiente.

Definamos al factor de crecimiento $\bar{n} = r^*/r$ así como a la razón de solubilidad ϵ como:

$$\epsilon = \frac{\text{volumen de la partícula que es soluble}}{\text{volumen total de la partícula}} \quad (1.9)$$

para el caso de que la partícula de aerosol original no sea totalmente soluble.

Aquí, la palabra *partícula* se refiere a una entidad subcrítica, es decir a un germen. Si la diferencia entre la densidad del agua y de la parte insoluble se desprecia, ϵ puede aplicarse para extender la teoría al caso de aerosoles parcialmente solubles. Bajo estas condiciones, el radio del aerosol seco original se puede calcular como función de ϵ y la sobresaturación crítica S^* . Los resultados se muestran en la Tabla 1.2. Los valores para partículas insolubles ($\epsilon=0$) se aplican mientras la partícula sea "mojable".

TABLA 1.2 Radios iniciales (secos) de partículas de aerosol (en μm) como función de la sobresaturación crítica (S^*) y la razón de solubilidad (ϵ)

$\epsilon =$	1.0	0.4	0.2	0.1	0.04	0.0
$S^*=0.1\%$	0.075	0.100	0.13	0.16	0.20	0.90
$S^*=0.2\%$	0.046	0.062	0.08	0.10	0.14	0.48

Como las partículas de aerosol con radios mayores que 0.1 μm son comunes en la atmósfera, es suficiente una sobresaturación crítica del 1% para el crecimiento de gotas por encima de la barrera de nucleación. Una partícula de aerosol promedio ($\epsilon=0.2$) de 1 μm de radio requiere de una saturación menor al 0.01% para crecer más allá del tamaño crítico.

1.4 CRECIMIENTO POR CONDENSACIÓN

La etapa siguiente a la nucleación de una gotita al sobrepasar la barrera de energía libre o radio crítico, es la de crecimiento por difusión de vapor hacia ella.

Este crecimiento se mantiene mientras prevalezca la razón de saturación o sobresaturación requerida para ello, siendo muy rápido al principio, ya que la gotita crece del tamaño del núcleo a tamaño visible en fracciones de segundo, aunque igualmente se puede desvanecer. Estos procesos de condensación y evaporación están gobernados por la ley de difusión y es lo que se considera enseguida.

TEORÍA DE CRECIMIENTO Y EVAPORACIÓN DE UNA GOTITA.

Al considerar el crecimiento de una gotita por condensación, suponemos lo siguiente:

1. Una mezcla binaria de vapor de agua y aire seco (ambos ideales).
2. Que la parcela de aire es un sistema cerrado al intercambio de masa, pero abierto al de energía.
3. La presencia de otras gotitas no afecta a la gotita estudiada (simetría radial).
4. La condensación se da en CCN's (núcleos de condensación de nube) que están formados por sólo un tipo de material soluble.
5. Hay un equilibrio vapor-gotita en la superficie de ésta: T y e_g están determinadas por las propiedades de la gotita. Aquí e_g es la presión de saturación del ambiente exterior sobre la gotita.

Los procesos de transporte involucrados son:

1. Flujo de masa (del vapor hacia la gotita), y
2. Flujo de energía (calor latente)

Las ecuaciones representativas de estos procesos básicos son la 1a. ley de Fick para el flujo de vapor en el aire

$$F_v = -\frac{1}{A} \frac{dM}{dt} = -D_{w,a} \nabla P_v \quad (1.10)$$

y para el flujo de calor:

$$F_H = \frac{1}{A} \frac{dH}{dt} = -K \nabla T \quad (1.11)$$

en las que $D_{w,a}$ es la difusividad de vapor de agua en aire, y K la conductividad térmica.

Considerando simetría esférica, simplificando y combinando las ecuaciones anteriores obtenemos la ecuación implícita de crecimiento por condensación de una gotita:

$$T_r = T_\infty [1 + \delta] \quad \text{con} \quad \delta = \frac{L_v \rho_s}{K T_\infty} r \frac{dr}{dt} \quad (1.12)$$

La razón de las presiones de saturación en términos de la temperatura de la gota (T_r) y la temperatura ambiente (T_∞) es dada por la ecuación de Clausius-Clapeyron (Byers, 1965)

$$\frac{de_s}{dT} = \frac{e_s L}{R_v T^2} \Rightarrow \frac{e_s(T_r)}{e_s(T_\infty)} = \exp\left[-\frac{L}{R_v} \left[\frac{1}{T_r} - \frac{1}{T_\infty}\right]\right] \quad (1.13)$$

Al combinar la ecuación anterior con las ecuaciones (1.8) y (1.12) se obtiene la ecuación explícita de la razón de crecimiento de una gotita por condensación:

$$r \frac{dr}{dt} = \frac{D_{w,a}}{R_v \rho_s T_\infty} \left\{ e_\infty - e_s(T_\infty) \exp\left[\frac{L_v \delta}{R_v T_\infty}\right] \exp\left[\frac{2\sigma}{\rho_s r R_v T_\infty}\right] \left[1 - \frac{\Gamma \rho_0 r_0^3}{\rho_s r^3}\right] \right\} \quad (1.14)$$

Las consideraciones respecto a esta ecuación son:

- No se puede resolver analíticamente.
- La ecuación implica tomar en cuenta la diferencia de temperatura entre la gotita (T_r) y el medio ambiente (T_∞) [se utilizó $T_r = T_\infty(1 + \delta)$]. No considerarlo implica cometer grandes errores para todos los tamaños de núcleos de condensación de nubes y de gotas.
- El término de curvatura es proporcional al término: $\exp[2\sigma / \rho_s r R_v T_\infty]$. De no tomarlo en cuenta, se tienen errores del 10 % para gotas $\geq 1 \mu\text{m}$

d) El efecto del soluto es proporcional al término $[1 - \Gamma \rho_0 r_0^3 / \rho_s r^3]$. Al despreciarlo, se tienen errores que dependen de r_0 [ya que es válido para $(r_0/r)^3 \sim 5 \times 10^{-4}$].

CRECIMIENTO DE UNA POBLACIÓN DE GOTITAS.

En la atmósfera existe un amplio rango de tamaños de núcleos de condensación y todos ellos compiten por el agua disponible dentro de una nube. La disminución de la temperatura de una parcela de aire al ascender adiabáticamente suministra la humedad requerida para el crecimiento por condensación de los gérmenes. Una vez que éstos han activado (formando gotitas de agua mayores que un tamaño crítico) a una sobresaturación dada, las gotitas aumentan su masa de forma continua pero con diferentes razones de crecimiento. La razón de crecimiento es inversamente proporcional al tamaño de la gotita, de tal manera que $dr/dt \propto r^{-2}$ y $dM/dt \propto r^{-1}$. Así, si la sobresaturación en el ambiente disminuye, las más pequeñas desaparecen y el espectro se estrecha.

En 1949, Howell publicó los primeros resultados de cálculos de tamaños de espectros resultantes de crecimiento por difusión en nubes a partir de distribuciones dadas de CCN y de las varias sobresaturaciones resultantes por las razones de enfriamiento durante el ascenso de una parcela de aire y condensación del vapor sobre la superficie de las partículas. Resultados de Neiburger y Chien (1960) simulados por computadoras, aportaron información interesante respecto a los procesos de crecimiento. En tamaños grandes, si se considera la sedimentación, la situación se complica.

La Figura 1.2 muestra un ejemplo de curvas de crecimiento para núcleos de NaCl de distintos tamaños a una determinada velocidad ascensional. Las líneas continuas dan el crecimiento de las gotitas para un intervalo del tamaño inicial de los núcleos. La línea de trazos muestra la variación de la sobresaturación con la altura. Puede verse que cuando la sobresaturación alcanza su máximo, las curvas de crecimiento de las gotitas presentan el mayor ritmo de aumento. Aunque se

representen esos resultados en forma distinta, y se calculen de distintas distribuciones de núcleos de NaCl y razones de enfriamiento (velocidades de ascenso del aire), se muestra el mismo efecto: un pronunciado estrechamiento del espectro de tamaños.

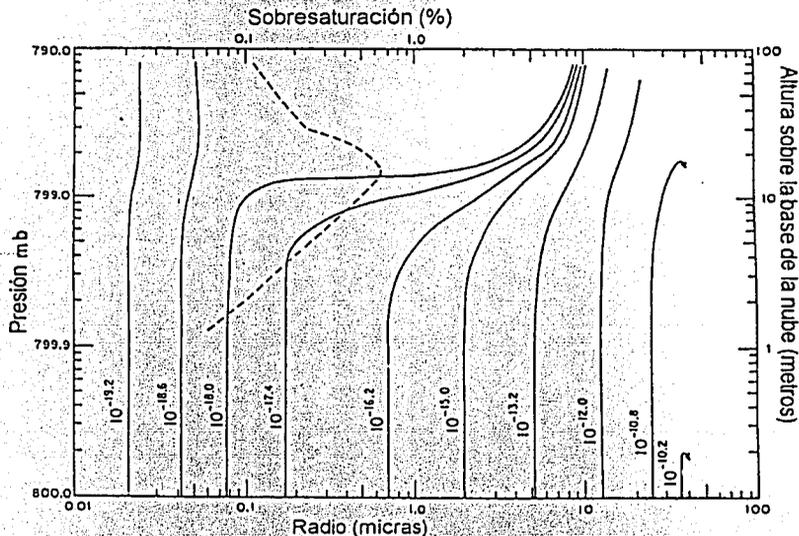


Figura 1.2 Relación entre la presión y/o la altura sobre la base de la nube, con el radio de las gotas. (De Mordy, 1959).

Si hay un enfriamiento rápido, como en las nubes cúmulus, la distribución de tamaño de gotitas presentes no es muy variada. El mayor efecto se debe al tamaño del espectro inicial del núcleo. Mordy (1959) encontró que la mayor concentración de agua líquida se da en tamaños alrededor de 20 μm cuando hay muchos núcleos gigantes.

Cálculos del tipo precisamente descrito, son el problema principal de la Física de Nubes. La condensación produce un estrechamiento en el espectro de gotitas, de radio principalmente del orden de $10\ \mu\text{m}$ las que son muy pequeñas para precipitar.

CAPÍTULO 2

FORMACIÓN DE NIEBLA

En el capítulo anterior se describieron los mecanismos generales de la formación de las gotitas de nubes. En éste se presentan los mecanismos de formación de la niebla, una propuesta de clasificación de las nieblas, así como la caracterización de inhomogeneidades en la distribución de las gotitas que constituyen las nieblas, mediante algunos parámetros microfísicos, a ciertas escalas espaciales y/o temporales.

2.1 MECANISMOS DE FORMACIÓN DE NIEBLAS

Aunque existen unos quince o más tipos de nieblas, sus mecanismos físicos de formación se pueden reducir a tres procesos primarios (Jiusto, 1981):

- (1) Enfriamiento del aire hasta una temperatura menor a la de su punto de rocío. (Niebla por radiación).
- (2) Agregación de vapor de agua a la parcela de aire. (Niebla por frente).
- (3) Mezcla vertical de parcelas de aire húmedo con diferentes temperaturas. (Niebla por advección).

Durante el desarrollo de una niebla dada ocurren más de uno de los procesos de formación mencionados aunque, como es de esperarse, predomina uno de éstos. Para la descripción de estos mecanismos conviene usar un diagrama de Clausius-Clapeyrón (presión de vapor en función de la temperatura) como el de la Figura 2.1.

En la figura, las nieblas por radiación (A) se forman por el enfriamiento de una masa de aire estacionario (radiación de la superficie y divergencia del flujo radiativo del aire húmedo) cerca del suelo hasta exceder la presión de saturación del vapor. La línea recta punteada (punto inicial A), representa mejor el proceso radiativo de formación de niebla. básicamente, el contenido de humedad de aire no se conserva, pues se pierde depositándose como rocío en el suelo; después se requiere el enfriamiento adicional del aire para que se forme la niebla.

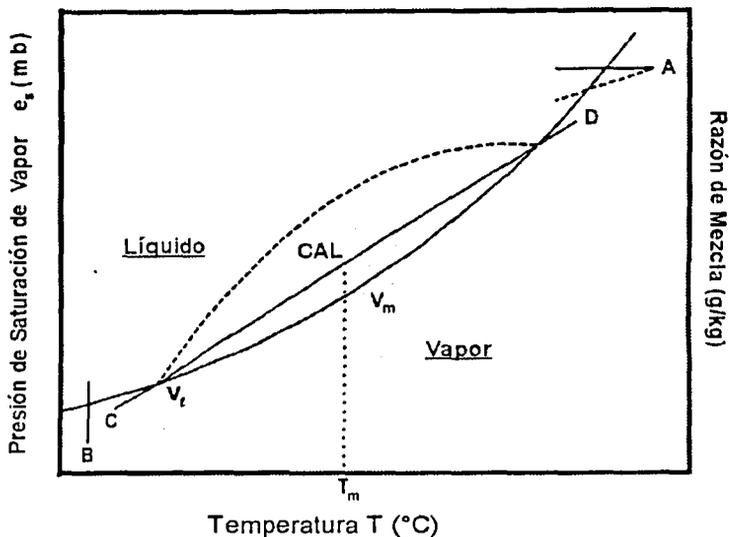


Figura 2.1 Diagrama de fases y procesos de formación de nieblas.

Las nieblas frontales (B) involucran típicamente un agregado de humedad por la caída de lluvia de capas relativamente calientes que están sobre aire seco y frío.

Las nieblas por advección o mezcla (C y D), involucran la mezcla de dos parcelas de aire a distintas temperaturas. Por ejemplo, generalmente resulta una niebla marina del paso de aire húmedo y caliente sobre una superficie oceánica fría y la consiguiente mezcla vertical hasta la saturación. No es suficiente considerar solo la mezcla para explicar el contenido de agua líquida observada en estas nieblas, pues el enfriamiento radiativo cerca del extremo superior de la niebla juega un importante papel complementario.

Las nubes que están completamente por debajo de la isoterma de 0°C se llaman nubes calientes y están formadas solamente de gotitas de agua líquida (sin hielo). Se ha estimado que el 95% de las nieblas ocurridas tienen características

similares a las nubes calientes. Al describir la microestructura de tales nubes (nieblas) estamos interesados en:

- a) La cantidad de agua líquida por volumen unitario de aire (llamado el *contenido de agua líquida* W_l y generalmente expresado en gramos por metro cúbico; como la densidad del aire es aproximadamente 1 kg/m^3 , un contenido de agua líquida de 1 g/m^3 es aproximadamente igual a 1 g/kg)
- b) El número total de gotitas de agua por volumen unitario de aire (llamada la *concentración de gotitas* y generalmente expresada como un número por centímetro cúbico), y
- c) La distribución por tamaños de las gotitas (llamado el *espectro de gotitas* y generalmente desplegado como un histograma del número de gotitas por centímetro cúbico en varios intervalos de tamaños de gotitas).

Estos tres parámetros no son independientes; por ejemplo, si se conoce el espectro de gotitas, se pueden deducir tanto la concentración como el contenido de agua líquida.

Rhode (1962) cuantificó la descripción gráfica de la niebla por advección usando como coordenadas conservativas la razón total de mezcla de agua (vapor y mas contenido de agua líquida W_l) y la temperatura potencial del bulbo húmedo T' .

Así, él obtuvo la expresión para el contenido de agua líquida como:

$$W_l = v_z - v_m + \frac{E}{H} \int_{T'}^{T_\infty} \left[c_p + T' \frac{d}{dT'} \left(\frac{L_v}{T'} \right) \right] dT' \quad (2.1)$$

donde v_z y v_m son las razones de mezcla saturada básicamente a nivel del suelo y a un nivel medio de la niebla. E y H son las transferencias turbulentas del contenido total de agua y calor, respectivamente, y el término entre paréntesis es el calor específico del aire húmedo.

Con (E/H) constante, se obtiene una línea casi recta como la CD de la Figura 2.1. Sin embargo, al darse el enfriamiento radiacional de la niebla, el efecto

cuantitativo es que la línea CD se "curve" hacia arriba, produciendo una niebla con mayor contenido de agua líquida, como se muestra en la curva punteada en la misma Figura 2.1.

2.2 CLASIFICACIÓN

La primera clasificación de los tipos de nubes fue propuesta básicamente por Luke Howard en 1803. No obstante, desde entonces no se desarrolló un sistema de clasificación para niebla sino hasta 1928 con Willet y después ampliado por Byers (1959). Esto refleja en parte el carácter diverso de las nieblas, así como las grandes variaciones regionales y los distintos mecanismos de formación. La Tabla 2.1 presenta los tipos más comunes de nieblas, la mayoría de los cuales describieron Willet y Byers.

TABLA 2.1 Tipos de Nieblas

<p>A. NIEBLAS POR ADVECCIÓN (MEZCLA)</p> <ol style="list-style-type: none">1. Niebla marina2. Niebla tropical3. Niebla continental y de brisa de mar4. Niebla de vapor (humo ártico) <p>B. NIEBLAS POR RADIACIÓN</p> <ol style="list-style-type: none">1. Niebla sobre el suelo2. Niebla por inversión alta3. Niebla por advección-radiación4. Niebla por ascenso.5. Niebla de montaña <p>C. NIEBLAS FRONTALES</p> <ol style="list-style-type: none">1. Pre-frontal (frente caliente)2. Post-frontal (frente frío)3. Por paso de frente <p>D. OTRAS</p> <ol style="list-style-type: none">1. Niebla de hielo2. Niebla de nieve.

De las nieblas por Masas de Aire (tipos A y B), las nieblas por mezcla se dan típicamente sobre aguas a cielo abierto o en lugares costeros, mientras que las nieblas por radiación se dan típicamente en lugares tierra adentro. Dependiendo de la temperatura ambiente, algunas de éstas nieblas se presentan en estado de gotas sobreenfriadas.

CATEGORIZACIÓN DE NIEBLAS Y BRUMAS

La variable más utilizada para describir la densidad (intensidad) de una niebla es la visibilidad o su rango visual en la horizontal. Términos como "ligera", "densa", "pesada" y "delgada" se usan arbitrariamente para asignar alguna información sobre la densidad de la niebla. Existe un código internacional de visibilidad, pero las condiciones asociadas del tiempo parecen ser inconsistentes con el conocimiento actual de la turbidez atmosférica y los términos más comúnmente empleados.

Un sistema de categorización de visibilidad y del tiempo debe incluir a las brumas. La bruma consiste típicamente de partículas de tamaño de submicras ya sea en estado seco (por ejemplo humos insolubles y polvos) o más comúnmente como gotitas acuosas formadas sobre núcleos higroscópicos de condensación. Las gotitas de bruma se desarrollan al aumentar la humedad relativa (HR) a valores sobre el punto de delicuescencia (propiedad o capacidad de ciertas moléculas de atraer a las del agua) de los núcleos típicamente encontrados en la atmósfera. En cierto momento la HR crítica para la formación significativa de bruma, se consideró que era alrededor de 70 a 75%; ahora debido a la urbanización y quizá mayor carga atmosférica de contaminantes higroscópicos, las brumas son evidentes a humedades tan bajas como del 50%.

Se ve que es necesario un acuerdo entre las distintas asociaciones y oficinas de servicios del tiempo con la comunidad internacional, para adoptar un sistema estándar de categorización en los reportes usuales de la variación de la visibilidad tradicional. En la Tabla 2.2, se da un sistema de clasificación preliminar de nieblas y brumas. Incluye las metodologías de mayor arraigo y las categorías de uso general

en los estudios climatológicos anteriores; también intenta reconciliar el dilema de conversión entre unidades métricas e inglesas.

TABLA 2.2 Clasificación de niebla y bruma como función del rango visual (Categorías de Turbidez Atmosférica)

CATEGORÍA	RANGO VISUAL
Niebla Muy Densa	≤ 0.1 Km ($\leq 1/16$ mi.)
Niebla Densa	≤ 0.4 Km (≤ 0.25 mi.)
Niebla	< 1 Km (≤ 0.5 mi.)
Niebla Ligera	1 a 5 Km (0.6 a 3 mi.)
Bruma Densa	> 5 a 10 Km (> 3 a 6 mi.)
Bruma Ligera	> 10 a 15 Km (> 6 a 10 mi.)
Cuasi - Claro	16 a 32 Km (10 a 20 mi.)
Claro	> 32 Km (> 20 mi.)
Excepcionalmente Claro	> 50 Km (> 30 mi.)

2.3 ESTRUCTURA MICROFÍSICA DE LA NIEBLA

Una investigación de la literatura respectiva de los datos disponibles, que típicamente se encuentra fragmentada y restringida a mediciones de superficie, permite la especificación de valores preliminares para la niebla. Hay que distinguir entre las propiedades típicas de nieblas por radiación terrestres y nieblas por advección costeras, como se muestra en la Tabla 2.3.

TABLA 2.3 Modelos Físicos de Nieblas

PARAMETROS DE LA NIEBLA EN LA SUPERFICIE	NIEBLA POR RADIACIÓN (TERRESTRE)	NIEBLA POR ADVECCIÓN (COSTERA)
Visibilidad Horizontal	100 m	300 m
Profundidad Vertical Típica	100 m	200 m
Profundidad Vertical Severa	300 m	600 m
Tamaño de CCN	0.08 a 0.8 μm	0.5 μm y mayores
Tipo de CCN	Productos de Combustión	Cloruros y Nitratos
Rango de Tamaño de Gotitas	5 a 35 μm	7 a 65 μm
Diámetro Promedio de Gotitas	10 μm	20 μm
Contenido de Agua Líquida	110 mg/m^3	170 mg/m^3
Concentración de Gotas	200 cm^{-3}	40 cm^{-3}

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Estos modelos estructurales iniciales sirvieron como guía conceptual y como vehículo para cálculos preliminares. Durante la década de 1970 se agregaron mediciones realizadas por varias agencias gubernamentales e instituciones de investigación en Estados Unidos, lo que ha aumentado considerablemente el conocimiento de la estructura de la niebla. Hay varios grupos con programas activos en nieblas, y quedan aún por salvar muchos obstáculos, pero con el uso de sensores cada vez más sofisticados (terrestres y aéreos) se obtendrá una mejor descripción de la niebla.

ESPECTRO DEL TAMAÑO DE GOTAS

Es difícil generalizar sobre los tamaños y concentración del número de gotitas en las nieblas. Obviamente, el espectro de gotitas depende del tipo de niebla, el estado de evolución, y de la altitud a la que ésta se presenta. Complicando el asunto, está el hecho de que la mayoría de los muestreadores del tipo de impacto tienen un corte muy bajo para el registro de las gotitas muy pequeñas. También por necesidad, los tiempos cortos de muestreo pueden discriminar a las gotitas más grandes de menor concentración. Los contadores ópticos de partículas (o de gotitas) recientes, si se diseñan y emplean adecuadamente, ayudan a corregir esas limitaciones; con esto, se ha desarrollado una nueva era en la definición microfísica de la niebla (y de las nubes).

El rango de tamaño de las gotitas en las nieblas marinas y costeras (de masas de aire relativamente no contaminadas) es mayor que el de las nieblas por radiación continentales. Además, el tamaño de las gotitas aumenta con la altura del tope de la niebla. La concentración de gotitas en nieblas marinas es menor que en nieblas continentales. Las diferencias en los núcleos de condensación de las nubes en los casos respectivos están, claramente, relacionadas con la concentración de gotitas del tipo de niebla.

El índice más conveniente para la densidad de la niebla es el rango visual; de ahí la importancia de una clasificación como la sugerida en la Tabla 2.2. Como la intensidad de la niebla cambia considerablemente con el tiempo y las oscilaciones

de humedad, el espectro de gotas tiene poco significado a menos que se relacione a una medida de la densidad de la niebla.

En algunos trabajos se ha visto la influencia que tienen los CCN (o mejor dicho núcleos de niebla) sobre los tamaños de las gotitas y las concentraciones, concluyéndose que las variaciones en éstos producen grandes variaciones en la microfísica de la niebla. Como lo han notado varios investigadores, las partículas producidas por la contaminación (o el exceso de CCN) dejan no sólo numerosas y pequeñas gotitas, sino además una baja visibilidad.

La evolución del espectro de gotas, junto con los valores característicos de contenido de agua líquida y la sobresaturación estimada, es evidente durante un evento de niebla por radiación de 5 horas de duración. En estudios realizados a nieblas por radiación se observaron valores de concentración de gotitas muy altos y una distribución típicamente bimodal. (Una moda alrededor de unas 10 μm de radio y una segunda en el intervalo por debajo de 3 μm).

En resumen, el espectro de las gotitas de niebla presenta una gran variedad de anchuras, amplitudes y formas. Los espectros varían con el lugar, la altura, y el tiempo de evolución de una niebla dada. Como los valores de sobresaturación en niebla son bajos, el mezclado de gotitas de bruma con las gotitas activadas de la niebla es común y se debe considerar ambas poblaciones de gotitas en los procesos microfísicos de la niebla y el problema de la extinción de la luz. Se debe aumentar la banda de datos del espectro de la niebla que se obtiene con los instrumentos ópticos disponibles, antes de hacer generalizaciones refinadas. Se deben considerar al menos tres tipos claves de nieblas: nieblas terrestres de radiación, nieblas costeras de radiación-advención, y nieblas marinas.

La importancia de la coalescencia de gotas en las nieblas delgadas con las gotas relativamente grandes, no ha sido tratada formalmente.

CONTENIDO DE AGUA LÍQUIDA

El contenido de agua líquida (W_l) es otra variable clave al definir la microestructura de la niebla. Este parámetro proporciona una indicación directa de la

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

intensidad de la niebla y es inversamente proporcional al rango visual. Los valores de W_r varían de algunos mg m^{-3} a algunas decenas de gramo por m^3 . Los valores pico rara vez exceden de 0.1 a 0.3 g m^{-3} en superficie, y generalmente son mucho menores. A menudo valores mayores pueden hacer que se confunda a la niebla con una profunda cubierta de nubes stratus.

Algunos de los primeros valores de W_r medidos en las nieblas aumentaban hasta un valor medio y después disminuían. Un incremento inicial en el W_r con la altura es típico probablemente, aunque puede ocurrir lo contrario, con una niebla continental. Hay casos típicos de nieblas locales en tierra, en los que el coeficiente de extinción (o el W_r) aumenta lentamente con la altura, y otros en los que el gradiente se invierte y hay un máximo de extinción a un nivel bajo.

Mas allá de las anteriores generalizaciones, los valores del W_r y su variación en las nieblas requieren más estudios, y por esto se están implementando mejoras en la capacidad de las mediciones de los espectros de las gotitas de niebla. Se debe distinguir entre los componentes (típicamente pequeños) del W_r debidos a una bruma, gotitas de niebla activadas, gotas grandes de sedimentación, y gotas de brizna (gotitas con radios dentro de un rango entre $50 \mu\text{m}$ a $100 \mu\text{m}$) encontrados en las nieblas costeras "delgadas".

SOBRESATURACIÓN

La sobresaturación alcanzada en las nieblas y nubes es una variable fundamental que tiene influencia en el número y tamaño de las gotitas activadas y en el contenido de agua líquida resultante. Sin embargo, hasta hoy en día no son posibles mediciones directas de la sobresaturación de la niebla (ni de las nubes). Sólo se dispone de las estimaciones indirectas que se basan en mediciones del espectro de gotitas y en modelos numéricos.

Tal evidencia indirecta ha llevado a creer que los valores de sobresaturación en niebla son, apenas, del 0.1% y menores. Análogamente, los valores estimados parecen ser apropiados con las estimaciones de sobresaturación y W_r en nubes. También se espera que la sobresaturación S cambie con el tiempo de acuerdo a:

$$\frac{dS}{dt} = \frac{dS'}{dt} - Q \sum_i N_i \left(\frac{dm}{dt} \right)_i \quad (2.2)$$

El primer término a la derecha representa la sobresaturación de la fuente (vapor) debido al enfriamiento radiativo y/o mezcla vertical, mientras que el segundo término representa el sumidero debido al crecimiento de las gotitas de concentración N_i , creciendo a una razón de cambio de masa (dm/dt) . Q es una constante termodinámica que varía con la temperatura y la presión. En nubes con ascensos grandes, la mayoría de los modelos muestran que se alcanza un pico de sobresaturación muy rápidamente después del cual el crecimiento de las gotas la suprime gradualmente. En las nieblas con gotitas muy pequeñas, el término de la fuente S' es más gradual y pequeño, y la tendencia puede o no ser comparable directamente. Se requieren cálculos numéricos corroborados por mediciones de campo.

Recientemente se han desarrollado nuevas técnicas para medir la sobresaturación de nieblas. Hudson (1980) determinó S de medidas simultáneas del espectro del tamaño de gotas y otro correspondiente al 100% de humedad relativa (HR) en una "cámara isotérmica de bruma". Este instrumento fue diseñado por Laktionov (1972) empleando la siguiente relación entre el tamaño de gotas al 100% de HR y las sobresaturaciones críticas S_c para núcleos higroscópicos:

$$r_c = 4.1 \times 10^{-6} / S_c \quad (2.3)$$

donde r_c está en cm y S_c en porcentaje. Se puede demostrar que el tamaño crítico de gota r_c correspondiente a S_c es $r_c = \sqrt{3} r_0$.

Para calcular la sobresaturación efectiva de la niebla a partir de (2.3) se miden los dos espectros notando la intersección de la curva r_c con la curva del espectro de gotas, lo que establece un r_0 . En varias nieblas costeras y marinas del oeste en EUA, Hudson midió así sobresaturaciones del 0.06% al 0.11%.

En resumen, está comenzando a surgir una nueva e importante información respecto a la sobresaturación de la niebla, e indica que hay:

- (a) Variaciones temporales considerables en la S de la niebla;
- (b) Hasta ahora, se presentan valores máximos del 0.1% a algunas décimas de por ciento; y
- (c) Se dan condiciones de periodos de subsaturación, al menos en situaciones de niebla "ligera".

CAPÍTULO 3

METODOLOGÍA

En este capítulo se presenta una breve descripción de los instrumentos empleados para registrar los datos de las nieblas, y la forma en que estos datos se utilizaron para determinar las zonas de altas y bajas densidades de concentración de gotitas de las nieblas, que se presentarán en el siguiente capítulo.

3.1 INSTRUMENTACIÓN

Al final del capítulo anterior se mencionó que la niebla presenta variaciones temporales y/o espaciales (en dirección vertical y horizontal) en los parámetros utilizados para caracterizarla: espectro de las gotas, el contenido de agua líquida o en el diámetro volumétrico medio. Las variaciones de estos parámetros son las llamadas inhomogeneidades temporales y/o espaciales que pueden representar e influir en varios procesos de la niebla. Por ejemplo, a escala de cientos de metros las inhomogeneidades son importantes para entender la transferencia radiativa y sus efectos en el calentamiento o enfriamiento de la atmósfera. A escala de metros, se relacionan con los procesos de la fase de relajación como las fluctuaciones turbulentas en la velocidad vertical del aire en la base de la nube. A escalas de centímetros o menores, las inhomogeneidades tienen gran influencia en el crecimiento de las gotas por condensación. Por todo lo anterior, existe mucho interés en entender y determinar estas inhomogeneidades a diversas escalas.

Para medir el espectro de las gotitas de la niebla *in situ*, se han utilizado desde hace algún tiempo instrumentos que combinan principios ópticos de medición y sensores electrónicos que proporcionan la resolución necesaria para los propósitos requeridos. Algunos de estos aparatos son el Espectrómetro Medidor de Gotas de Dispersión Frontal (PMS-FSSP-100, por sus siglas en inglés y referido en lo sucesivo como FSSP) y el Espectrómetro de Arreglo Óptico de Gotitas de Nube (PMS-OAP-2DC, en lo sucesivo 2DC). Con estos instrumentos se registra el número

de gotitas a unos cuantos metros sobre el suelo (en el caso de niebla) o que estén algunos kilómetros sobre la superficie (las nubes).

El sistema óptico del FSSP (Figura 3.1) está compuesto por un láser de He-Ne, un fotodiodo de referencia, dos espejos, algunas lentes colectoras y por dos fotodetectores. El fotodiodo detecta la luz dispersada hacia delante por la gotita al pasar a través del haz láser y relaciona el tamaño de las gotas de niebla con base al ángulo de dispersión de la luz. El FSSP puede detectar partículas de diámetros en un rango entre 2.5 y 70 μm y tiene una resolución nominal de 3 μm .

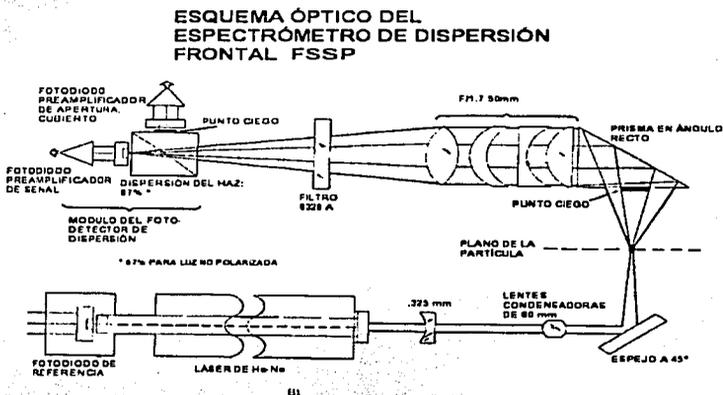


Figura 3.1 Diagrama esquemático del sistema óptico de un Espectrómetro de Dispersión Frontal (marca PMS).

El sistema óptico de un 2DC (Figura 3.2) consta igualmente de un láser, espejos y lentes pero tiene un arreglo lineal de 32 fotodiodos que detecta el tamaño de las gotas por la sombra que proyectan sobre éste (al pasar la gota, bloquea la luz que detectan los fotodiodos de manera que unos quedan cubiertos y otros no). Los detalles de funcionamiento y operación de ambos instrumentos se pueden ver en García y Montañez (1989).

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

ESPECTRÓMETRO OAP-2DC

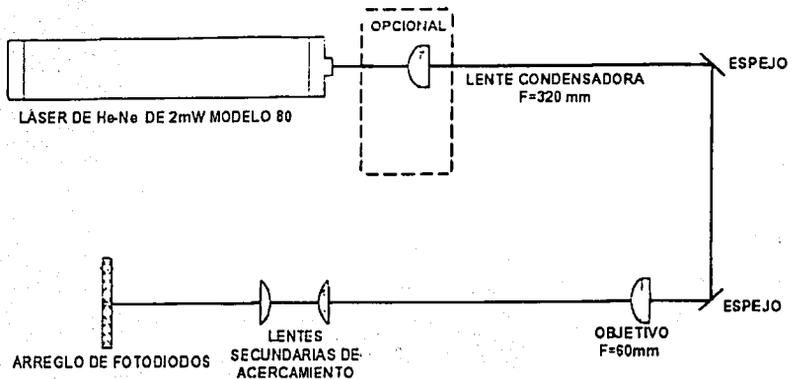


Figura 3.2 Diagrama esquemático de un Espectrómetro de Arreglo Óptico para Gotitas de Nube (marca PMS).

El 2DC utilizado para la adquisición de los datos tiene un rango nominal entre 25 y 800 μm y en los recorridos de muestreo se utilizó con dos diferentes resoluciones (15 y 23 μm).

Se hicieron calibraciones y pruebas de laboratorio en la operación óptica y electrónica del FSSP antes y después de coleccionar los datos, siguiendo las sugerencias de Dye y Baumgardner (1984), que incluyen calibraciones estándar de cuentas de vidrio para corregir inconsistencias entre la curva teórica de Mie y la respuesta de los envíos a los canales electrónicos del medidor.

Los espectrómetros se adaptan y/o ajustan especialmente según los propósitos específicos de la investigación. Por ejemplo, para muestreos de niebla se colocan en una camioneta; o para muestreos en nubes, lo común es colocarlos bajo las alas de un avión. Para efectuar las mediciones del espectro de gotitas de estas nieblas, el Departamento de Física de Nubes del Centro de Ciencias de la Atmósfera de la UNAM elaboró un estudio de evaluación de niebla realizado con una camioneta pick-up equipada con un FSSP y con un 2DC. Los espectrómetros se colocaron en

dirección horizontal al frente y en la parte alta del vehículo; junto con ellos se colocó una pequeña estación meteorológica portátil para medir la velocidad del viento respecto a la de los instrumentos y una computadora portátil para almacenar los datos que registra la estación. En la parte posterior de la camioneta se colocó un Sistema de Adquisición de Datos (DAS por sus siglas en inglés), el equipo de grabación PERTEC con cintas de carrete y un osciloscopio para ver en pantalla las imágenes de las partículas detectadas por el 2DC. Una planta eléctrica a gasolina, colocada también en la parte posterior de la camioneta, suministró la energía necesaria para la operación de todo el sistema de medición. Con el vehículo equipado de esta manera, se realizaron varias penetraciones en la niebla a velocidades de 14 y 17 m/s, en trayectos de 1 a 4 Kilómetros de longitud.

El método de muestreo en movimiento usado en la presente investigación, permite realizar penetraciones continuas en la niebla por kilómetros, con la rapidez de flujo constante que produce el movimiento relativo del vehículo respecto al aire. El FSSP se operó en su "modo normal", como lo recomienda el fabricante, para velocidades menores de 25 m s^{-1} , y no se usó ningún dispositivo extra para la medición de partículas (véase el Apéndice 1).

3.2 LUGARES DE MUESTREO

Las mediciones reportadas aquí se realizaron en nieblas que ocurrieron en dos localidades de la República Mexicana: una en la Sierra Madre Oriental en Puebla, y la otra en la Depresión Central de Chiapas, durante los inviernos de 1991 y 1993 (Figura 3.3). Las características meteorológicas generales (sinópticas) de estos lugares se pueden ver en la referencia de García y Montañez (1991), y García *et al.* (1998). Los datos reportados de las nieblas, se asocian con una situación sinóptica típica del invierno conocida como "norte", que son vientos provenientes del noreste que soplan hacia las costas del Golfo de México, y chocan contra la Sierra Madre Oriental. Esto da como resultado la entrada de masas de aire frío proveniente de latitudes altas. Cuando este frente es suficientemente intenso, los vientos cruzan hasta las costas del Pacífico a través del Istmo de Tehuantepec, dando lugar a lo

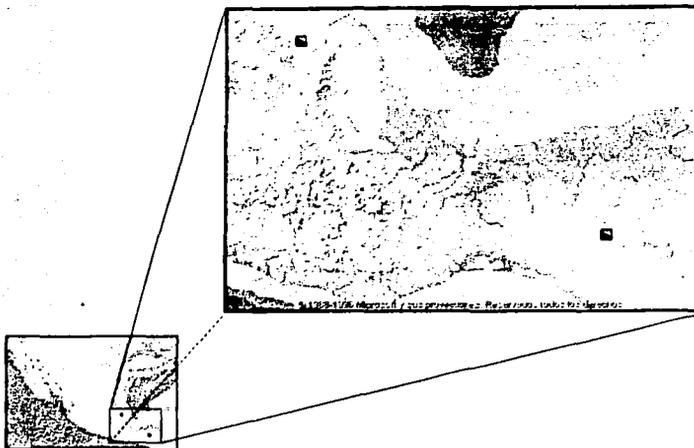


Figura 3.3 Esquema que muestra los sitios en donde se realizaron mediciones de niebla.

se conoce como un "tehuantepeco". Las velocidades típicas del viento que se midieron durante el muestreo fueron de 1 a 3 m/s y con temperaturas de 4° a 9°C, respectivamente.

3.3 ANÁLISIS DE DATOS

El FSSP se operó en dos rangos, de 1 a 32 μm , y 2.5 a 70 μm de diámetro nominal, y los datos se registraron con diferente rapidez cada 0.2, 1 o 2 segundos. Cada uno de estos registros representa la suma sobre veinte periodos de igual tamaño del número de cuentas de gotitas al periodo de registro dado. Así, es posible extraer los datos con su rapidez de registro original, es decir, el número de cuentas cada 0.01, 0.05 o 0.1 segundos. Este esquema de recuperación de datos permite determinar la concentración de gotitas a escalas hasta de 15 cm, dependiendo de la rapidez y la frecuencia con que se realizó el muestreo. Sin embargo hay un inconveniente: el número de cuentas por periodo de tiempo puede ser tan pequeño que no permite obtener un promedio estadísticamente significativo. Por esto, en el

presente trabajo se agruparon cinco periodos o intervalos, para obtener una concentración suficiente de gotitas, evitando así esta restricción entre los parámetros, lo que a su vez causa una disminución en la resolución espacial (umbral de 15 cm). Una vez obtenidos los datos, quedan grabados en la cinta magnética y se almacenan para procesarlos posteriormente. Este proceso se realiza de dos formas en general, porque el sistema graba la información intercalada de ambos equipos: la generada por el 2DC requiere un *software* que extrae la información de carácter en carácter (originalmente en lenguaje binario) y los escribe en lenguaje hexadecimal creando un archivo de salida, una parte del cual se utilizó en el presente trabajo. La información generada por el FSSP se extrae de la cinta mediante un programa en lenguaje Fortran que es una versión modificada del programa originalmente diseñado para este fin por el Dr. Fernando Garcia (Garcia y Montañes, 1991). Este programa crea archivos de datos de salida, dejándolos disponibles para obtener gráficas usando una hoja de cálculo Excel. Los datos del 2DC se usaron para determinar sólo las tendencias de los espectros de gotitas hacia los tamaños mayores, mientras que los datos del FSSP se utilizaron para caracterizar las inhomogeneidades. En la Figura 3.4 se presenta una gráfica representativa con los datos obtenidos por el FSSP: el número de gotas, en lugar de las concentraciones efectivas, contra la distancia recorrida (aproximadamente 4000 m). Ahí aparecen las variaciones típicas registradas en la concentración de las gotitas de niebla en la localidad de Teziutlán (Puebla). Cada punto de esta gráfica es la suma de cinco datos originalmente registrados cada décima de segundo por el espectrómetro.

Sobre el acumulado de datos del FSSP se trazaron líneas que fijan los niveles de referencia respecto a la concentración media, para identificar con precisión visual las regiones o zonas de baja y de alta concentración de gotitas en la niebla, evidentes en esta gráfica, y posteriormente registrarlas. Para esto, primero se obtuvo el promedio general (o media) de esta concentración de gotas designada con n . (es la recta continua horizontal al centro del acumulado, o primer nivel de referencia). Junto con este se determinaron otros cuatro niveles para la concentración: $0.1n$, $0.5n$, $1.5n$ y $2.0n$; y son las cuatro líneas rectas horizontales

discontinuas que aparecen alrededor de la media (sólo se muestran dos arriba que corresponden a $1.5n$ y $2.0n$, respectivamente). Así, cuando la línea del acumulado va por arriba de la recta horizontal $1.5n$, indicará una región en la nube con una concentración de gotas mayor a una y media veces la concentración media total, y será una zona de alta concentración de gotas (denominada en adelante por las siglas ZACG), mientras que al encontrarse la línea por abajo de la recta horizontal $0.5n$ eso representará una región con una concentración de gotas menor a la mitad de la concentración media total y será una zona de baja concentración de gotas (denominada en adelante como ZBCG). De la misma forma para las zonas con $0.1n$ (también llamados agujeros, o zonas con muy baja concentración) y $2.0n$ (o zonas de muy alta concentración y designadas como ZMACG).

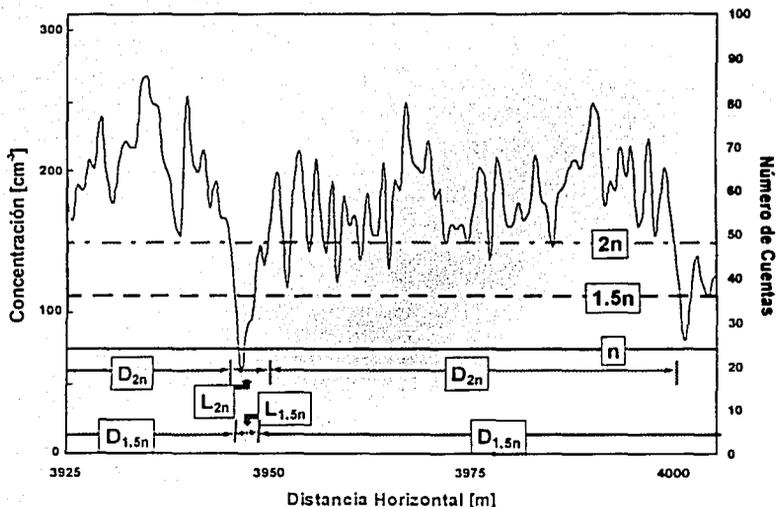


Figura 3.4 Diagrama esquemático que muestra los criterios utilizados para el cálculo de los tamaños de las zonas de alta concentración de gotas y las distancias entre ellas.

Para caracterizar y registrar estas zonas se utilizó el criterio de los cuatro puntos sugerido en el artículo de Korolev y Mazin (1993), que consiste en anotar la distancia de cruce entre las líneas de concentración y del nivel de referencia considerado (si se trata de una zona de alta concentración esta línea es la del nivel $1.5n$, o si es una de baja concentración, $0.5n$), observando que la línea de puntos del acumulado tuviera cuatro puntos como mínimo arriba (o abajo) de la línea nivel según el caso, hasta el siguiente cruce hacia abajo (o hacia arriba), anotando también la distancia correspondiente a este cruce.

En el procesamiento de los datos, se analizaron los siguientes dos parámetros para las zonas: D_{xn} , el tamaño de la zona a lo largo del recorrido, y L_{xn} , la distancia entre zonas vecinas más cercanas del mismo tipo (esto se ilustra en la Figura 3.4). La zona D de alta (o de baja) concentración será de tamaño igual a la diferencia entre la distancia del segundo cruce menos la del primero. (También se anotó el subíndice correspondiente tanto a las D 's como a las L 's). La distancia L entre zonas se consideró como aquella entre las orillas más cercanas de dos zonas vecinas y se registró por separado para cada nivel.

CAPÍTULO 4

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En el capítulo anterior se describió brevemente el funcionamiento de los instrumentos utilizados en la determinación de las zonas de concentración de gotitas de nube, conjuntamente con su espectro, realizados en dos lugares de la República Mexicana. En este capítulo se presentan y discuten resultados representativos para obtener, posteriormente, las conclusiones correspondientes del presente trabajo.

4.1 TEZIUTLÁN

El primer caso de niebla de Teziutlán, Puebla, se muestra en la Figura 4.1 (aproximadamente 4000 m). Los datos en el recuadro indican la fecha, hora, minuto y segundo de inicio del recorrido de muestreo. Cada punto de esta gráfica es la suma

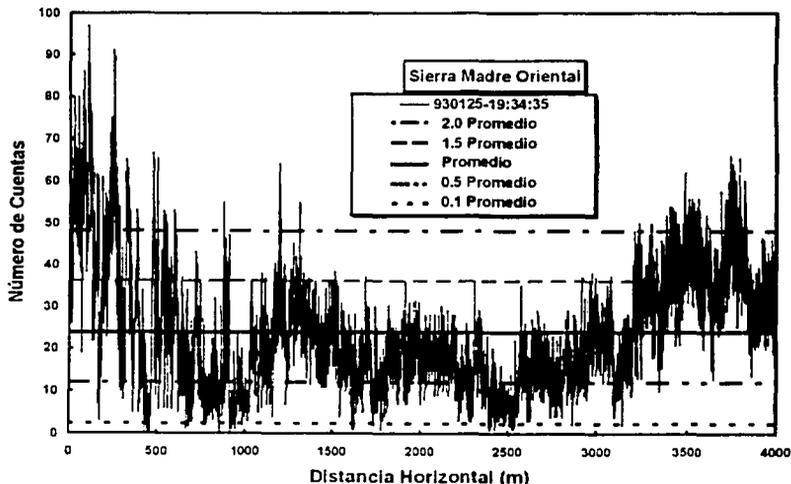


Figura 4.1 Gráfica que presenta las variaciones de concentración de gotas de la niebla en Teziutlán.

de cinco datos originalmente registrados cada décima de segundo por el espectrómetro.

El resultado del análisis se presenta resumido en la Tabla 4.1, en la cual se puede ver que las zonas tanto de alta como de baja concentración se presentaron con una frecuencia promedio de hasta tres por cada 100 m de recorrido. No hubo el caso extremo de muy baja concentración o agujero ($0.1n$), en cambio sí se registraron algunas zonas de muy alta concentración. El rango del tamaño observado de las zonas de gotitas (D_m) generalmente fue de algunos metros a decenas de metros (en dos casos de más de cien metros), y el de las distancias entre zonas vecinas de los mismos niveles (L_m) fue de uno a algunos cientos de metros (hubo dos casos de más de mil metros). No se notaron diferencias particulares en las tendencias de estos dos parámetros entre zonas de alta y baja concentración.

TABLA 4.1 Resumen de zonas de concentración de gotas de niebla en Teziutlán, Puebla, para el caso presentado en la Figura 4.1.

	#	PROM D_{xn}	MIN D_{xn}	MAX D_{xn}	MIN L_{xn}	MAX L_{xn}
$0 < L0.5n < 5$	5	34.9	4.9	134.4		
$5 < L0.5n < 10$	11	14.9	2.1	49		
$10 < L0.5n < 50$	10	12.6	2.8	48.3		
$50 < L0.5n < 15$	9	9.3	2.1	25.2		
$L0.5n > 150$	4	12.07	2.1	32.9		
SUMA	39	15.29	2.63	435.57	3.5	413.7
$0 < L1.5n < 5$	2	37.1	4.2	70		
$5 < L1.5n < 10$	3	41.7	16.1	56.7		
$10 < L1.5n < 50$	10	22.8	2.8	105.7		
$50 < L1.5n < 15$	6	25.4	3.5	120.4		
$L1.5n > 150$	3	6.1	2.8	10.5		
SUMA	24	24.91	4.75	421.14	3.5	1904.7
$0 < L2.0n < 5$	2	35.7	32.9	38.5		
$5 < L2.0n < 10$	2	11.3	2.2	20.3		
$10 < L2.0n < 50$	6	7.9	2.1	18.2		
$50 < L2.0n < 15$	0	0	0	0		
$L2.0n > 150$	2	20.3	2.1	38.5		
SUMA	12	15.16	7.25	166.75	2.8	2550.8

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

En la Tabla 4.1 se presentan también valores correspondientes para caracterizar las zonas de gotas, incluyendo el volumen relativo en la nube (columna PROM D_n) que se define como el porcentaje del tamaño de la sección de la niebla ocupado por las zonas de un nivel dado (Korolev y Mazin, 1993).

Para obtener una representación de la evolución temporal (o espacial) de la niebla se hicieron recorridos de muestreo en dirección norte-sur (entre las poblaciones de Zaragoza-Zacapoaxtla) y viceversa, lo que representó una distancia de 4000 m de datos en la primera dirección, mientras que en sentido contrario se obtuvieron 1600 m suficientes para el análisis. Estos datos aparecen en la Figura 4.2, en la que se hizo la distinción de recorrido anotando la letra (a) para la dirección Zaragoza-Zacapoaxtla, y la letra (b) para la dirección contraria (estas letras aparecen en la parte superior de las gráficas), con una velocidad de recorrido de 14.0 m/s. En el primer caso, del total de 4000 metros, sólo aparecen los últimos 1600 metros del recorrido, (Figura 4.2 a), que corresponden a la misma sección del trayecto obtenido en sentido contrario.

Ambas gráficas se presentan una tras otra para su fácil comparación, y posteriormente, están las tablas de resumen de estadísticas de las zonas de baja y alta concentración respectivas. Al procesar estas gráficas se siguieron los mismos pasos que en el primer caso. Luego se procesaron las partes seleccionadas visualmente para hacer el análisis correspondiente de las zonas de baja y de alta concentración, aplicando el mismo criterio de los cuatro puntos para el registro de las zonas, obteniendo así los resultados de las Tablas 4.2 y 4.3, en las que se puede ver la diferencia entre ambos. La diferencia en el promedio del número de gotitas en ambos recorridos es notable: en el primer caso es de 24 gotas mientras que en el segundo es de 31 gotas (aumentó en una cuarta parte aproximadamente). Este aumento en la concentración de gotas ocurrió 45 minutos después del primer muestreo. La Figura 4.3 muestra, con datos del FSSP (izquierda) y del 2DC (centro-derecha), los espectros de gotas de secciones correspondientes para ambos recorridos con el objetivo de analizar las diferencias entre ellos.

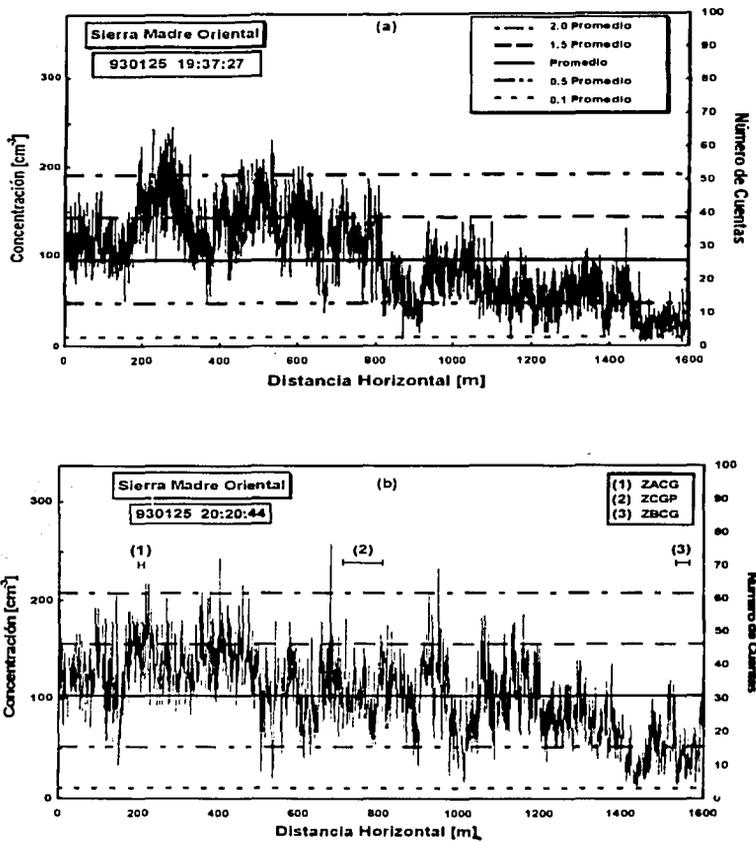


Figura 4.2 Gráfica obtenida con los datos registrados del número de gotitas contra la distancia de recorrido en dirección Zaragoza – Zacapoaxtla referida con la letra (a) y viceversa (b); los números indican: (1) una zona de alta concentración de gotas, (2) una zona de concentración promedio y (3) una zona de baja concentración.

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

TABLA 4.2 Resumen de zonas en la dirección Zaragoza-Zacapoaxtla (a).

	#	PROM. D _{xn}	MIN. D _{xn}	MÁX. D _{xn}	MIN L _{xn}	MAX L _{xn}
0<L0.5N<5	3	10.7	8.4	14.7		
5<L0.5N<10	4	7.9	6.3	10.5		
10<L0.5N<50	4	40	7	133		
50<L0.5N<150	1	9.1	9.1	9.1		
L0.5N>150	1	4.9	4.9	4.9		
SUMA	13	18.3	7.1	309.9	2.1	226.8
0<L1.5N<5	1	4.9	4.9	4.9		
5<L1.5N<10	2	15	8.4	21.7		
10<L1.5N<50	5	36.8	11.2	87.5		
50<L1.5N<150	2	5	4.2	5.6		
L1.5N>150	0	0	0	0		
SUMA	10	22.8	8.6	157.2	3.5	81.2
0<L2.0N<5	1	15.4	15.4	15.4		
5<L2.0N<10	0	0	0	0		
10<L2.0N<50	0	0	0	0		
50<L2.0N<150	0	0	0	0		
L2.0N>150	0	0	0	0		
SUMA	0	0	0	0	0	0

TABLA 4.3 Resumen de zonas en la dirección Zacapoaxtla-Zaragoza (b).

	#	PROMEDIO	MIN D _{xn}	MAX D _{xn}	MIN L _{xn}	MAX L _{xn}
0<L0.5n<5	2	26.1	3.5	48.8		
5<L0.5n<10	1	10.5	10.5	10.5		
10<L0.5n<50	2	22.5	2.8	42.1		
50<L0.5n<150	1	17.4	17.4	17.4		
L0.5n>150	2	5.6	3.5	7.7		
L0.5n ND	1	3.5	3.5	3.5		
SUMA	9	15.5	6.1	25.4	0.7	472.0
0<L1.5n<5	0	0	0	0		
5<L1.5n<10	0	0	0	0		
10<L1.5n<50	2	2.5	2.1	2.8		
50<L1.5n<150	1	9.1	9.1	9.1		
L1.5n>150	1	8.4	8.4	8.4		
L1.5n ND	1	3.5	3.5	3.5		
SUMA	5	5.2	5	5.3	11.2	156.1
0<L2.0n<5	0	0	0	0		
5<L2.0n<10	0	0	0	0		
10<L2.0n<50	0	0	0	0		
50<L2.0n<150	0	0	0	0		
L2.0n>150	0	0	0	0		
L2.0n ND	0	0	0	0		
SUMA	0	0	0	0	0	0

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

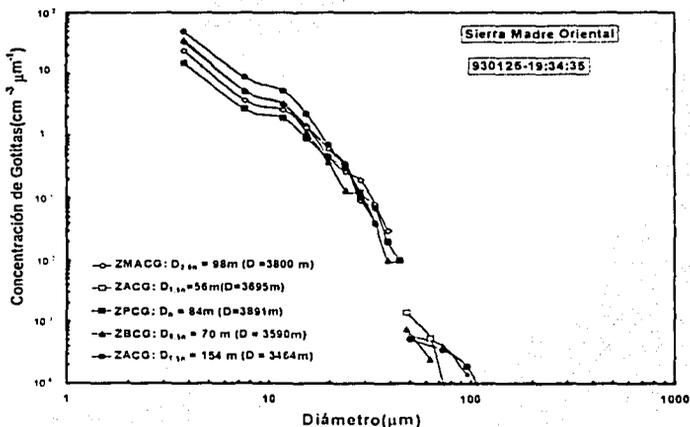
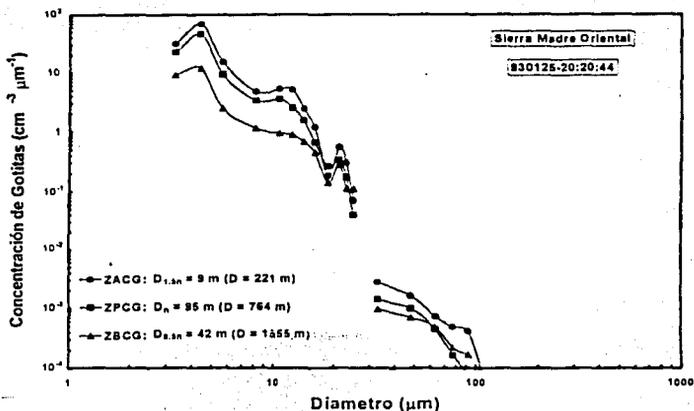


Figura 4.3 Gráfica de espectros conjuntados de los espectrómetros FMSP y 2DC que muestra los tamaños de gotitas de la niebla en Teziutlán, en dirección Zaragoza-Zacapoaxtla (panel superior) y viceversa (panel inferior).

4.2 CHIAPAS

Los datos obtenidos en la Depresión Central de Chiapas se presentan en la Figura 4.4. En esta locación se registraron más partículas por unidad de volumen que en Teziutlán. El promedio del número de partículas fue de 38 gotitas por segundo. En este caso no existen zonas de alta ni de baja concentración de gotitas de acuerdo a los criterios anteriormente acordados, por lo cual no se presenta ninguna tabla de inhomogeneidades.

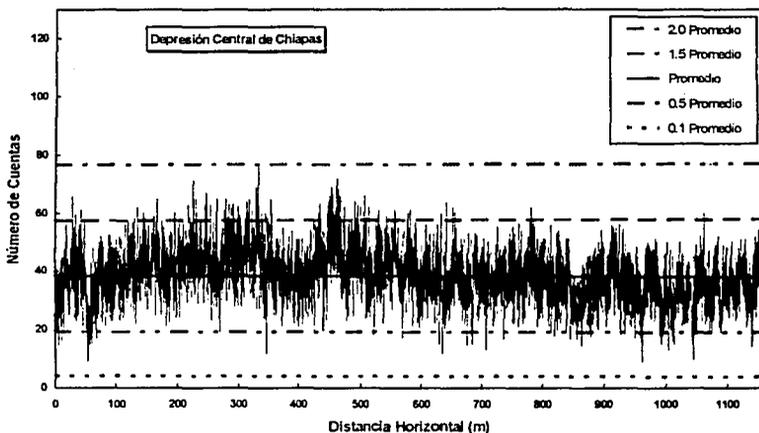


Figura 4.4 Gráfica de concentración de gotitas contra distancia de recorrido, en el caso de niebla en Tuxtla Gutiérrez, Chiapas.

No obstante, visualmente hay regiones con tendencias a altas o bajas concentraciones que no rebasan las líneas convencionales de concentración. La Figura 4.5 muestra los espectros de estas zonas, referidas como ZTACG (Zona de Tendencia a Alta Concentración de Gotitas), ZTBGP (Zona de Tendencia a Baja Concentración de Gotitas) y ZPCG (Zona Promedio de Concentración de Gotitas).

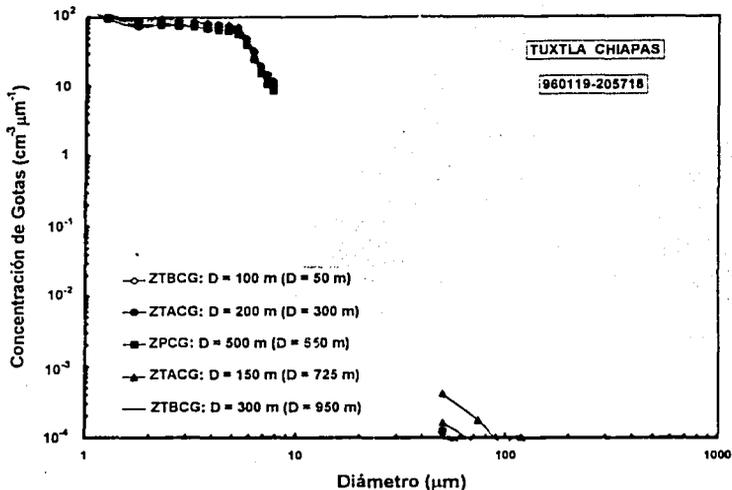


Figura 4.5 Espectro de gotitas de niebla en Chiapas. Se puede ver gran semejanza en la forma de las líneas tanto del espectro FSSP superior, como del 2DC inferior.

El espectro de gotas de este caso, refleja un comportamiento regular como en el caso de la concentración. La resolución de los espectrómetros durante este muestreo fue diferente a la utilizada en Teziutlán, de ahí la diferencia en los tamaños mostrados por la figura. No obstante, se observa un aumento (de hasta un orden de magnitud) en la concentración de gotitas con diámetros menores a $10 \mu\text{m}$ y la disminución de las gotitas más grandes respecto a los espectros de la Figura 4.3.

4.3 DISCUSIÓN DE RESULTADOS

Se hizo una caracterización de las zonas de concentración variable, hasta una resolución de centímetros, a lo largo de recorridos horizontales de nieblas calientes

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

en dos localidades de la República Mexicana, analizando un total de veinticinco secciones individuales de la niebla de entre 1.5 y 4 km de longitud (lo que da 70 km aproximadamente). Los valores promedio característicos de concentraciones de gotitas, medidos con el FSSP, fueron de 80 a 120 cm^{-3} , con algunos valores particulares máximos cercanos a 300 cm^{-3} . Notablemente, las gotitas de diámetros menores de 18 μm contribuyeron con el 90% a la concentración total mientras que las gotas mayores de 30 μm contribuyeron con menos del 5%. El análisis del espectro de las gotitas de nube mostró que hay poco cambio en la forma del espectro a pesar de la concentración creciente o decreciente. En esos casos, las formas de los espectros son notablemente parecidas en todo el rango, con diferencias relativas constantes de concentración por tamaño de intervalo entre zonas para gotas de hasta 14 μm de diámetro. Para gotas grandes, las concentraciones por tamaño de intervalo tienden a igualarse entre sí hasta quedar indistinguibles a diámetros mayores de 18 μm .

Es evidente que caracterizar inhomogeneidades puede depender no sólo de la variación espacial de la concentración de gotas, sino también de la elección de la escala espacial de interés y del tamaño de la sección de la nube. No obstante, una comparación visual entre las dos gráficas de la Figura 4.2 en lugares fijos a través del trayecto, indica que es poco probable que las inhomogeneidades se originen por efectos topográficos como ligeras diferencias de altura a lo largo de la trayectoria de muestreo, barreras de árboles, etc. Además, un análisis simultáneo de otros parámetros microfísicos de la nube, como el contenido de agua líquida (W_l) y el diámetro volumétrico medio, podría revelar otros tipos de inhomogeneidades no detectadas en el análisis de concentración de gotas. Esto se puede ilustrar con algunos resultados preliminares obtenidos para otro evento de niebla (no discutido anteriormente), como se muestra en la Figura 4.6. En esta se pueden apreciar las variaciones en la concentración de gotas, en el W_l y en el DVM de una inspección visual de esta figura. En los puntos marcados "A", la tendencia de los tres parámetros es en la misma dirección (un incremento o decremento respecto a los valores promedio de todo el trayecto de nube) aunque no necesariamente con la misma rapidez. Esto puede indicar la existencia de inhomogeneidades que se

encuentren también a otras escalas espaciales. Sin embargo, en los puntos marcados "B" y "C", una variación en la concentración es seguida por un cambio en la tendencia del W_t en cualquier dirección. Esto a su vez, parece depender de la correspondiente variación del DVM, indicando así que el espectro sufrió una modificación.

Se debe tener cuidado al interpretar la discusión previa porque, entre otras cosas, hay que notar que los parámetros de la nube involucrados no se midieron independientemente uno del otro. No obstante, puede quedar a discusión que el examen de las zonas de concentración de gotas en sí mismo, no puede ser el único criterio para basarse en la caracterización de las inhomogeneidades espaciales.

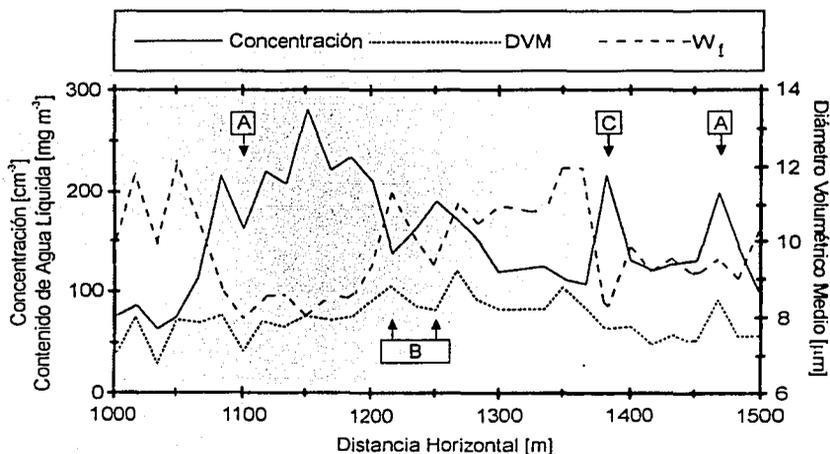


Figura 4.6 Gráfica conjunta de los parámetros microfísicos de una niebla, obtenidos a partir de la concentración; se señalan con flechas los puntos de discrepancia entre estos parámetros, en B y C.

La Figura 4.7 es una gráfica de concentración de gotas como función del diámetro volumétrico medio (DVM) de todas las zonas (alta, baja y promedio) de concentración para los dos casos presentados en la Figura 4.2. Por generalidad, ambas variables se normalizaron respecto a sus correspondientes valores de sección promedio. Es notorio que para ZACG y ZPCG con concentraciones normalizadas mayores que uno, no hay una clara tendencia de los datos, y más o menos la hay uniformemente dispersa alrededor de un DVM cercano a uno. Por otro lado, para ZBCG y la mayoría de ZPCG con concentraciones normalizadas menores que uno, hay una amplia dispersión de datos con una tendencia a tener DVM's mayores que uno. Esos resultados son una fuerte indicación de la dispersión de los espectros de gotas hacia las gotas mayores en las ZBCG, que puede tener lugar a distintos pasos en la evolución microfísica de la nube.

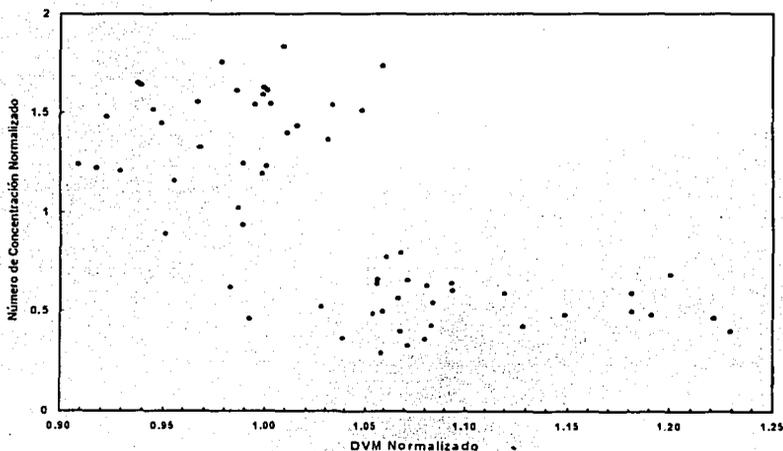


Figura 4.7 Gráfica del comportamiento de las zonas con concentración normalizada, contra el Diámetro Volumétrico Medio normalizado.

CAPÍTULO 5
CONCLUSIONES

En la discusión de resultados del capítulo anterior se mencionó la importancia de la determinación de los parámetros microfísicos de la niebla para caracterizar inhomogeneidades en la concentración de las gotitas. En este último capítulo se presentan las conclusiones y perspectivas para trabajos futuros.

De la caracterización de las zonas de diferente concentración de gotitas se puede concluir que:

- a) Las nieblas estudiadas son de características advectivo – radiativas por su origen y evolución (condiciones sinópticas) y los resultados de las mediciones de las variables microfísicas de concentración de gotitas y los espectros respectivos.
- b) Se encontraron pequeñas diferencias entre las ZACG y ZBCG (zonas de alta y baja concentración de gotitas, respectivamente) respecto a su frecuencia de ocurrencia, L_{xn} y D_{xn} .
- c) Se observó un ensanchamiento del espectro hacia las gotitas más grandes en las ZBCG. Es decir, la proporción entre gotitas grandes y pequeñas en los espectros correspondientes a zonas de alta concentración es menor que en las zonas de baja concentración, lo que significa que hay una dispersión del espectro hacia los tamaños de gotitas grandes en las zonas de baja concentración.
- d) La caracterización de las inhomogeneidades de la niebla depende de la elección tanto de la escala como del tamaño del recorrido de la nube al analizarla y no sólo de la variación espacial en la concentración de las gotitas. Además, al observar y comparar con detalle otros parámetros microfísicos de la nube, como el contenido de agua líquida y el diámetro volumétrico medio que se obtienen a partir de la concentración, se podrían revelar otros tipos de inhomogeneidades no detectadas en este análisis.



Por otro lado, se intentó un análisis sugerido por Baker (1992), aplicando a los datos la "Prueba de Pesca" (una variante de la prueba estadística de Poisson), para detectar o "pescar" inhomogeneidades en la concentración de gotas de una nube. No obstante, al aplicarla a los datos se observó que era necesario, por el diseño y operación del equipo, un mínimo de cinco cuentas por unidad de distancia establecida de muestreo (puede ser por decímetro o centímetro según se extraigan los datos) para obtener una estadística representativa.

Como los muestreos se hicieron a un nivel horizontal fijo (de la camioneta), las observaciones corresponden únicamente a ese nivel, aunque la niebla se desarrolla tanto lateral como verticalmente. En cada nivel, el desarrollo puede ser diferente, complicando la descripción del fenómeno ya que se limita la aplicación estadística de los datos, y no se pueden hacer conclusiones generalizadas.

Aunque no fue parte del objetivo de esta tesis investigar los mecanismos de la ocurrencia de zonas de concentración variable en las nieblas, no está por demás mencionar que se han propuesto varios modelos de mecanismos para el caso de nubes cúmulus y estratiformes, los cuales también son aplicables a las nieblas. Estos mecanismos incluyen, entre otros, la entrada de aire seco por la parte superior de las nubes; las irregularidades del nivel de condensación (debidas a la presencia de parcelas de aire con ligeras diferencias de temperatura o humedad cerca de los límites inferiores de las nubes); y la activación de CCN intersticiales. Este último mecanismo, junto con otros, podría explicar la formación de zonas de alta concentración de gotitas, caracterizadas en el presente trabajo por un aumento en el número de gotitas pequeñas, con respecto a las que se encuentran en zonas de baja concentración. Existe otro mecanismo a considerar para el caso de nubes cerca del suelo: Como las nieblas se forman en la capa límite en donde hay una fuerte producción de turbulencia, las fluctuaciones pueden inducir la difusión de gotas y, entonces, el depósito turbulento de gotitas en tierra puede influir en la distribución por tamaños. El problema de explicar la formación de zonas de gotas e inhomogeneidades podría investigarse en trabajos a futuro.

Finalmente, el conocimiento detallado de las variaciones en el espectro de gotitas, conjuntamente con las de los otros parámetros que caracterizan a la niebla, puede dar más información del tema y quizá cambiar con ello la definición de las inhomogeneidades en las nubes. Evidentemente las inhomogeneidades, como se considera mediante varios métodos estadísticos, requieren del análisis simultáneo de otros parámetros microfísicos como el contenido de agua líquida y el diámetro volumétrico medio. Análisis posteriores de los datos, que incluyan estas consideraciones, y un gran conjunto de datos de otras regiones, son el motivo de investigaciones futuras que están en proyecto.

- Baker, B.A., 1992: Turbulent entrainment and mixing in clouds: A new observational approach. *J. Atmos. Sci.*, **49**, 387-404.
- Baumgardner, D., 1986: A new technique for the study of cloud microstructure. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **3**, 340-343.
- Brenguier, J.L., 1993: Observations of cloud microstructure at the centimeter scale. *J. Appl. Meteorol.*, **32**, 783-793.
- Brenguier, J.L., D. Trevarin, R. Peytavi and P. Wechsler, 1993: New electronics for the FSSP: The fast FSSP. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **10**, 27-33.
- Byers, H. R., 1959: *General Meteorology*, McGraw Hill, 481 pp.
- Byers, H. R., 1965: *Elements of Cloud Physics*, The University of Chicago Press, 191 pp.
- Cooper, W. A., 1989: Effects of variable droplet growth histories on droplet size distributions. Part I: Theory. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 1301-1311.
- Dye, J.E., Baumgardner, D., 1984: Evaluation of the Forward Scattering Spectrometer Probe: Part I: Electronic and optical studies. *J. Atmos. Oceanic Technol.* **1**, 329-344.
- García-García, F., y R. A. Montañez, 1989: Evaluación de un espectrómetro de gotas para estudios de microfísica de nubes. *Geos (Boletín Unión Geofísica Mexicana) Epoca II*, **9(4)**, 25-31.
- García-García, F., y R. A. Montañez, 1991: Warm fog in eastern Mexico: A case study. *Atmósfera*, **4**, 53-64.
- García-García, F., G. Paredes, U. Virafuentes and R. A. Montañez, 1998: Fog Microphysical characteristics in a rural site in Chiapas, México. *Proc. First Int. Conf. Fog and Fog Collection*. R.S. Schemenauer and H. Bridgman (Eds.). 325-328.
- García-García, F., U. Virafuentes and G. Montero-Martínez, 2002: Fine-scale measurements of fog-droplet concentrations: a preliminary assessment. *Atmospheric Research*, **64**, 179 - 189.
- Hobbs, P. V., 1993: *Aerosols-Clouds-Climate*, Academic Press Inc., 237 pp.

- Howell, W.E., 1949: The growth of cloud drops in uniformly cooled air. *J. Meteor.* **6**, 134-149.
- Hudson, J.G., 1980: Relationship between fog condensation nuclei and fog microstructure. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 1854-1867.
- Justo, J.E., 1981: Fog Structure. In *Clouds. Their Formation, Optical Properties, and Effects*, P.V. Hobbs and A. Deepak (Eds.), Academic Press, 187-239.
- Korolev, A.V., and I.P. Mazin, 1993: Zones of increased and decreased droplet concentration in stratiform clouds. *J. Appl. Meteor.*, **32**, 760-773.
- Laktionov, A.G., 1972: A constant-temperature method of determining the concentrations of cloud condensation nuclei. *Atmos. Oceanic, Phys.* **8**, 382-385.
- Mészáros, E., 1988: Cloud condensation nuclei. In: *Atmospheric Aerosols and Nucleation. Lecture Notes in Physics*, P.E. Wagner and G. Vali (Eds.), Springer – Verlag, 551-562.
- Mordy, W., 1959: Computations of the growth by condensation of a population of cloud droplets. *Tellus* **11**, 16-44.
- Neiburger, M. and C.W. Chien, 1960: Computations on the growth of cloud drops by condensation using an electronic digital computer. In *Physics of Precipitation, Geophys. Monogr. No.5. Amer. Geophys. Union*, 191-210.
- Paluch, I.R., and C.A. Knight, 1984: Mixing and the evolution of cloud droplet size spectra in a vigorous continental cumulus. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 1801-1815.
- Pinsky, M., and A.P., Khain, 2001: Fine structure of cloud droplet concentration as seen from the Fast-FSSP measurements. Part I: Method of analysis and preliminary results. *J. Appl. Meteorol.*, **40**, 1515-1537.
- Rodhe, B., 1962: The effect of turbulence on fog formation. *Tellus*, **14**, 49-86.
- Rogers, R.R., 1976: *Física de las Nubes*. Reverté. 248 pp.
- Sears, F.W. y Salinger G.L., 1978: *Termodinámica, Teoría Cinética y Termodinámica Estadística*. Reverté. 524 pp.
- Slingo, A., 1990: Sensitivity of the Earth's radiation budget to changes in low clouds. *Nature*, **343**, 49-51.

Squires, P., 1958: The spatial variation of liquid water and droplet concentration in cumuli. *Tellus*, **10**, 372-380.

Srivastava, R. C., 1989: Growth of cloud drops by condensation: A criticism of currently accepted theory and a new approach. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 869-887.

Warner, J., 1969: The microstructure of cumulus cloud. Part I. General features of the droplet spectrum. *J. Atmos. Sci.*, **26**, 1049-1059.

APÉNDICE 1

García-García, F., U. Virafuentes and G. Montero
Fine-Scale Measurements of Fog-Droplet Concentrations: A Preliminary Assessment.
Atmospheric Research (2002) **64**, 179-189.

PAGINACIÓN
DISCONTINUA

179



Atmospheric Research 64 (2002) 179–189

ATMOSPHERIC
RESEARCH

www.elsevier.com/locate/atmos

Fine-scale measurements of fog-droplet concentrations: a preliminary assessment

F. García-García*, U. Virafuentes, G. Montero-Martínez

*Centro de Ciencias de la Atmósfera, Universidad Nacional Autónoma de México,
Circuito de la Investigación Científica, Ciudad Universitaria, Del. Coyoacán, 04510 México, D.F., México*

Received in revised form 29 April 2002; accepted 13 May 2002

Abstract

Measurements of warm fog-droplet concentrations carried out in a site in Mexico were analyzed with the purpose of identifying inhomogeneous sections of clouds. The site, located in the Sierra Madre Oriental of eastern Mexico, is characterized by frequent fog events throughout the year, sometimes accompanied with drizzle. Fog droplet concentrations and size spectra were obtained with a Forward Scattering Spectrometer Probe mounted on a ground-based, instrumented van for in-motion operation. The sampling technique, along with the data retrieval scheme used, allows one to investigate fine-scale microphysical structure of fog and to identify droplet concentration zones in cloud segments over spatial resolutions from hundreds of meters to tens of centimeters. The results show that a broadening of the droplet spectra towards larger sizes occurs in zones of decreased droplet concentration. This provides new information regarding fog microstructure at scales where important droplet growth occurs by condensation and coagulation. It is concluded that detailed knowledge of droplet spectra variations along fog transects provide further information for the characterization of cloud inhomogeneities.

© 2002 Elsevier Science B.V. All rights reserved.

Keywords: Warm fog; Droplet concentration zones; Spatial inhomogeneities; Near-surface transect measurements; Mexico

1. Introduction

The existence of variations in the droplet concentration along cloud transects has been known for a long time (Squires, 1958). These zones of low and high density express

* Corresponding author. Tel.: +52-55-5622-4076, fax: +52-55-5616-0789.
E-mail address: fgg@atmosfera.unam.mx (F. García-García).

FALLA DE ORIGEN

themselves also in other microphysical parameters, such as droplet spectra and liquid water content of the cloud, and occur both in the vertical and in the horizontal. The so-called spatial inhomogeneities may either represent or influence various cloud processes at different spatial scales. Inhomogeneities at scales of hundreds of meters or larger are important for radiative transfer and its effects in the cooling and heating of the atmosphere (Slingo, 1990). At scales of meters, they are connected to phase relaxation processes, such as turbulent fluctuations of vertical velocity at cloud base (Cooper, 1989).

Much attention has been paid to describing and understanding inhomogeneities at scales of less than 1 m and of the order of up to millimeters. This interest raises from its importance in the understanding of the development and growth of clouds by condensation and the initiation of the collision-coalescence mechanisms (Wamer, 1969). For example, mixing has been studied by interpreting measured droplet spectra in cumulus clouds at small scales (Paluch and Knight, 1984). In turn, Srivastava (1989) showed that droplet growth by condensation depends on the locations and growth rates of other drops, as well as on the distribution of the vertical air velocity. In other words, the microscopic supersaturation defined near a droplet differs from its macroscopic value (and from that of one drop to another) depending on the volume occupied by that drop.

The evolution in the knowledge of inhomogeneities has been linked to the advances in observational technology. Observations at increasingly high rates are becoming available so that now cloud structure at centimeter scales is being explored (Baumgardner, 1986; Brenguier et al., 1993). At the same time, statistical methods have been developed in order to characterize in-cloud fluctuations in droplet concentrations (Baker, 1992; Brenguier, 1993; Pinsky and Khain, 2001).

In the following, preliminary results aimed at characterizing horizontal spatial inhomogeneities in warm fogs at a site in Mexico are presented. Most studies of this kind have been carried out in cumulus and, to a lesser extent, in stratiform clouds. The present data set includes fog droplet spectra measured with a Forward Scattering Spectrometer Probe mounted on an instrumented van for in-motion operation. This technique, along with the data retrieval scheme used, allows one to investigate the microphysical structure of fog with a resolution of less than 1 m. There are no previous reports known to the authors dealing with the characterization of inhomogeneities in fogs, nor that use of the sampling methodology employed here. The purpose of our investigation is to provide a preliminary assessment of the occurrence and characterization of inhomogeneities in fogs, with the aim of establishing the importance for carrying out further and more detailed research on this topic. These results are also aimed to enrich the current knowledge of inhomogeneities in clouds aloft. A secondary objective is to evaluate the pertinence of the use of our sampling methodology in comparison with other ground-based techniques.

2. Data and methodology

Measurements were carried out during fog events that occurred in the Sierra Madre Oriental of Mexico in the winter seasons of 1991 and 1993. A brief description of the synoptic situation at the sampling site, as well as the details on the instrumentation and on

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

the sampling methodology, is presented in the following paragraphs. Further details can be found in García and Montañez (1991).

Fog events in both seasons occurred associated with a typical winter synoptic situation known as "norte". A "norte" or "northerly" is a northeasterly wind that blows in the shores of the Gulf of Mexico towards the Sierra Madre Oriental, and results from an outbreak of cold air from high latitudes. When this front is deep enough, wind crosses to the Pacific Coast through the Tehuantepec Isthmus, giving way to what is known as a "tehuantepecer". Typical surface wind speeds and temperatures measured during sampling of the events reported here ranged from about 1 to 3 m s⁻¹ and from 4 to 9 °C, respectively.

For the measurement of fog microphysical parameters, a mobile, ground-based vehicle was equipped with a Forward Scattering Spectrometer Probe (PMS-FSSP-100, hereafter FSSP) and an Optical Array Spectrometer Probe (PMS-OAP-2DC, hereafter OAP). A general description of these instruments can be found in Knollenberg (1976). The OAP data (20–640 µm nominal diameter range) were recorded "on demand" with a size resolution of 15 or 23 µm. These data were only used to determine the trends of the droplet spectra at the larger sizes whereas the FSSP data were utilized for the characterization of the inhomogeneities. The probes were mounted in a horizontal orientation on the front of the van and driven at constant speeds of 14 to 17 m s⁻¹. For operation on the ground at a fixed location, the FSSP can be fitted with an inlet cone to achieve isokinetic sampling in such a way that the airflow velocity through the sample cavity can be set, typically between 12 and 25 m s⁻¹, when a proper aspiration fan or air pump is used. Although the use of a conical attachment to the accelerator insert is recommended in order to reduce the presence of flow distortion caused by suction, it is also known to produce convergent flow to the measuring volume (Norment, 1987; Gerber et al., 1999). In other words, the accelerator insert behaves as an inertial particle concentrator where droplets with diameters greater than about 20 µm may not closely follow the streamlines, thus affecting concentration determinations. Accordingly, the FSSP was operated in its normal mode as recommended by the manufacturer for sampling speeds below 25 m s⁻¹, without the use of an aspiration insert. The in-motion sampling method used in the present investigation allows one to perform continuous penetrations through fogs over thousands of meters at the speed of the upstream, unperturbed flow produced by the motion of the vehicle relative to the air. Numerical studies carried out by Norment (1987) on low-speed flows around inlet tubes with similar geometric characteristics as those of the FSSP indicate that the so-called focusing effect is much less important in our case than in that of an aspirated system. Although care was taken to mount the probes above and ahead of the front of the van in an attempt to minimize flow distortion caused by the moving vehicle, it has to be mentioned that the effect of this on the determination of the droplet concentration remains unknown. Studies on air flow and particle trajectories around vehicles, like those by King (1984) for the case of aircraft fuselages, would be necessary to quantify the error that is introduced by such sampling effects.

Calibrations and laboratory tests on the optical and electronic performance of the FSSP were made before and after field data collection, following the guidelines suggested by Dye and Baumgardner (1984). These included standard glass bead calibrations to correct for inconsistencies between the theoretical Mie curve and the response of the channels

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

electronic settings of the probe. The algorithm developed by Baumgardner et al. (1985) was applied to the raw data to estimate the effects on droplet concentration due to coincidence and dead-time losses. No attempt was made to correct for spectra broadening due to coincidence, since this becomes important only in cases of droplet concentrations greater than 300 cm^{-3} and is believed to be insignificant for concentrations below 100 cm^{-3} (Cooper, 1988). Corrections for laser beam inhomogeneities, which cause problems for numerical inversion necessary to extract the drop size distribution from the raw data (Baumgardner and Spowart, 1990), were not considered given the inherent difficulty to measure the laser beam intensity pattern. Nevertheless, the estimated error introduced by this effect would account for an underestimation of droplet size by one channel over the whole spectrum, according to Wendish et al.'s (1996) considerations for normal mode, ground-based operation at 25 m s^{-1} and in the sizing ranges used here. To avoid inertial losses due to the so-called wind ramming effect that enhances droplet concentration depending on wind speed, the orientation of the FSSP should be parallel to wind direction.

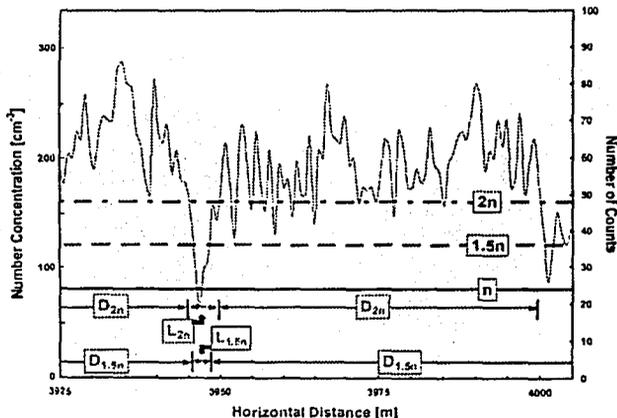


Fig. 1. Schematic diagram showing the criteria used for calculating the sizes of the increased droplet concentration zones (IDCZ) and the distances between them. Given that n is the average droplet concentration for the whole cloud transect sample, $D_{1.5n}$ and D_{2n} are the sizes at the $1.5n$ and $2n$ levels of the IDCZ, respectively; and $L_{1.5n}$ and L_{2n} are the distances between nearest neighbors of the same type. Accordingly, these parameters were calculated for the decreased droplet concentration zones (DIDCZ) at the $0.5n$ and $0.1n$ levels. The actual data shown correspond to the number of droplet counts averaged over 70-cm (0.05-s) intervals during a fog event that occurred in the Sierra Madre Oriental on 25 January 1993. The left-hand, vertical scale represents the uncorrected droplet number concentration (after Korolev and Mazin, 1993).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

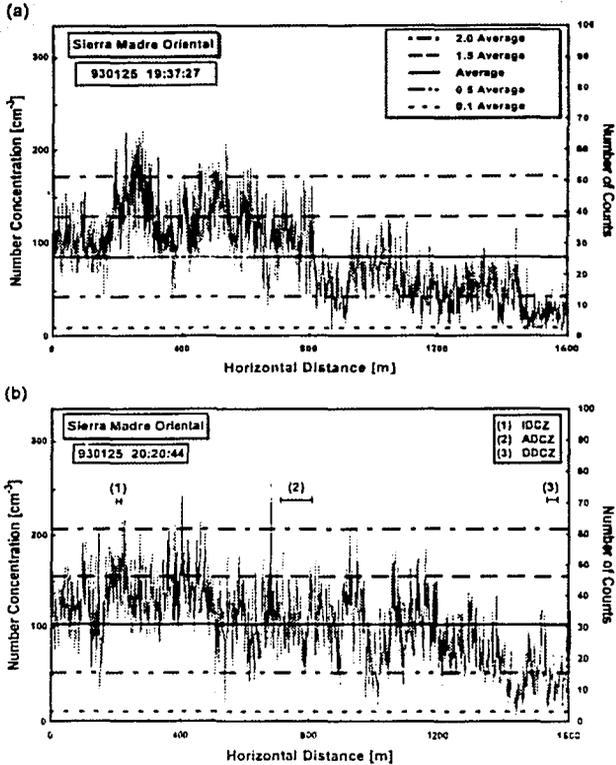


Fig. 2. Spatial variations of droplet number concentration measured with the FSSP along a north-south, 1600-m-long fog transect at the Sierra Madre Oriental site on 25 January 1993. The number of droplet counts is displayed on the right-hand, vertical scale. Length resolution: 70 cm; averaging time: 0.05 s; droplet size range: 2.5–12 μm ; air temperature: 6.2 °C; wind: 1 m s^{-1} , northerly. (a) Corresponds to a cloud penetration 45 min before that shown in (b). Numbered segments in (b) identify droplet concentration zones discussed in Fig. 3.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Given the low wind speeds that occurred during the events reported here (less than 3 m s^{-1}), these effects are minimal as compared to those caused by the inherent turbulent diffusion of droplets in the probe inlet (Norment, 1987; Gerber et al., 1999).

The FSSP was operated at two ranges (1–32 and 2.5–70 μm nominal diameter) and data were recorded at different rates, normally every 0.2, 1 or 2 s. Each of these records represents the summation over 20 periods of equal length of the number of droplet counts at the given recording period. Thus, it is possible to extract the recorded data at the actual acquisition rate, that is, the number of counts every 0.01, 0.05 or 0.1 s. This data retrieval scheme allows one, in principle, to determine the droplet concentration at resolutions as small as 15 cm depending on the sampling frequency and travelling speed. However, there is a drawback: the number of counts per time-period may be too small for obtaining a statistically significant average. In the present study, care was taken to determine droplet concentrations accounting for the compromise between these parameters. This was accomplished by consolidating several sampling periods to calculate the average concentration, which in turn results in a coarser (than the 15-cm threshold) spatial resolution.

The methodology used here to characterize cloud inhomogeneities follows, in general terms, the one proposed by Korolev and Mazin (1993). Accordingly, zones of decreased or increased droplet concentration (DDCZ or IDCZ) were defined depending on their relative concentrations with respect to that of the average of the whole cloud transect under consideration (for details, see Fig. 1).

3. Results and discussion

Twenty five individual in-fog transects (each between 1.5 and 4 km long) were sampled for a total probing length of about 70 km. Typical values for transect averages of droplet number concentrations measured with the FSSP ranged from 80 to 120 cm^{-3} , with maximum instantaneous values below 300 cm^{-3} . Typically, droplets with diameters smaller than 18 μm accounted for 90% of the total concentration, and drops larger than 30 μm contributed less than 5%. Both DDCZ and IDCZ were observed in fogs and occurred with an average frequency of up to three per 100 m of cloud-transect length. However, extreme cases (0.1n and 2n levels) were not as common, having occasionally occurrences smaller than two per kilometer. The observed size range of the droplet zones (D_{in}) was usually from a few to tens of meters, and that of the distances between neighboring zones at the same levels (L_{in}) ranged from one to a few hundred meters. No significant differences were noticed in the tendencies of these two parameters between DDCZ and

Table 1
General characteristics of decreased (DDCZ) and increased (IDCZ) droplet concentration zones for the case shown in Fig. 2a

Zone type	Level	Number of segments	Relative volume in cloud (%)	Average D_{in} [m]
DDDZ	0.1n	0	–	–
DDDZ	0.5n	9	15.2	27.0
IDDZ	1.5n	11	16.3	23.7
IDDZ	2.0n	1	1.0	15.4

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Table 2
As in Table 1, but for the fog transect shown in Fig. 2b

Zone type	Level	Number of segments	Relative volume in cloud (%)	Average $D_{p,0}$ (m)
DDZ	0.1m	0	—	—
DDZ	0.5m	9	1.6	15.5
IDDZ	1.5m	5	8.7	5.2
IDDZ	2.0m	0	—	—

IDCZ. For the sake of brevity, only particular cases that can be considered representative of the observed general behavior are discussed in detail in the following.

Typical variations in droplet concentration across a cloud transect during a fog event are shown in Fig. 2. Corresponding values relevant to characterizing droplet zones are presented in Tables 1 and 2, including the relative volume in the cloud. This is defined as the percentage of the fog-transect length occupied by zones of a given level (Korolev and Mazin, 1993). An analysis of cloud droplet spectra showed that there is little change in the shape of the spectrum in spite of the increased or decreased droplet concentration. Representative spectra, where zones are very well defined, corresponding to one IDCZ, to one DDCZ and to one average droplet concentration zone (ADCZ) are shown in Fig. 3. In

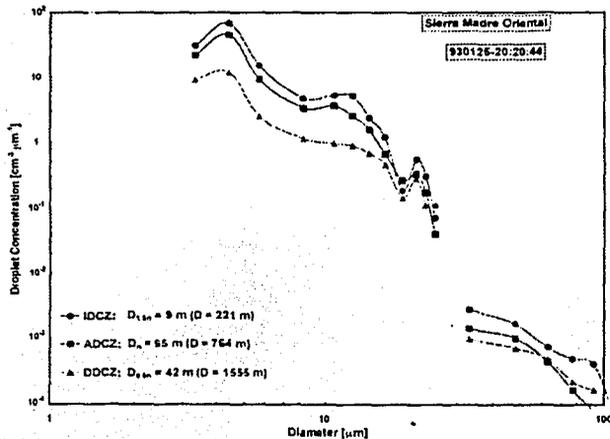


Fig. 3. Fog droplet spectra corresponding to zones marked in Fig. 2b (1) IDCZ at 221 m, (2) ADCZ at 764 m, and (3) DDCZ at 1555 m. The OAP data (diameters greater than 25 μm) show the tendency of the droplet spectra at the larger sizes, but they are not used for the characterization of the concentration zones.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

these cases, the shapes of the spectra are remarkably similar over the whole size range, with constant relative differences of concentration per size interval between zones for up to 140- μm -diameter droplets. For larger droplets, concentrations per size interval tend to equate each other until becoming undistinguishable at diameters greater than about 18 μm . Fig. 4 shows a plot of droplet concentration as a function of the mean volume diameter (MVD) for all (that is, increased, decreased and average) concentration zones defined in the two cases presented in Fig. 2. For the sake of generality, both variables were normalized with respect to their corresponding average transect values. It is apparent that, for IDCZ and ADCZ with normalized concentrations above unity, there is no clear tendency of the data, as they are more or less uniformly scattered around a normalized MVD close to one. On the other hand, for DDCZ and most ADCZ with normalized concentrations below unity, there is a wider data scattering with a tendency to bear MVDs greater than one. These results are a strong indication of the broadening of the droplet spectra towards larger droplets in DDCZ, which may take place at different stages of microphysical cloud evolution.

It is apparent that characterizing fog inhomogeneities may depend not only on the spatial variation of the droplet concentration, but also on the choice of both the spatial scale of interest and of the cloud-transect length. However, a visual comparison between the two graphs shown in Fig. 2 at fixed locations through the transect, gives an indication

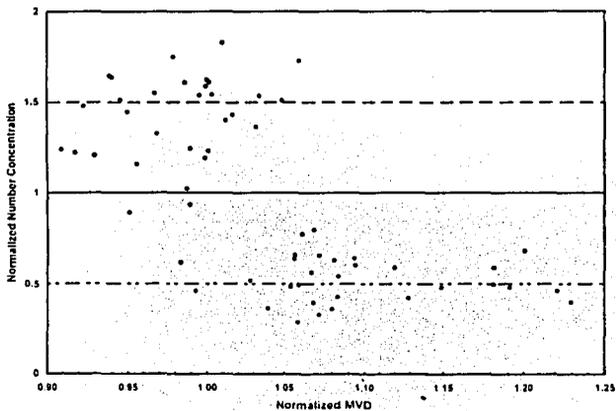


Fig. 4. Droplet number concentration as a function of the mean volume diameter (MVD) normalized to the average values of the corresponding fog transects. Data correspond to all zones (IDCZ, DDCZ and ADCZ) found in the cloud penetrations shown in Fig. 2.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

that the origin of the “inhomogeneities” due to topographical effects, such as slight differences in altitude along the sampling trajectory, tree barriers, etc., is unlikely. Furthermore, a simultaneous analysis of other microphysical parameters of the cloud, such as the liquid water content (LWC) and the mean volume diameter, may reveal other types of inhomogeneities not detected in the droplet concentration analyses. This can be illustrated with some preliminary results obtained for another fog event (not discussed before), as shown in Fig. 5. Variations in droplet concentration, LWC and MVD can be appreciated from a visual inspection of this figure. At points marked “A”, the tendency of all three parameters is in the same direction (either an increase or a decrease with respect to the average values for the whole cloud transect) although not necessarily at the same rate. This may be an indication of the existence of inhomogeneities found also at other spatial scales. However, at points marked “B” and “C”, a variation in the droplet concentration is followed by a change in the tendency of LWC in either direction. This, in turn, seems to depend on the corresponding variation of MVD, thus indicating that the droplet spectrum suffered a modification.

Some caution should be exercised when interpreting the previous discussion since, among other considerations, it should be noted that the cloud parameters involved were not measured independently of each other. However, it could be argued that the examination of droplet concentration zones on their own may not be the only criterion on which to base the characterization of spatial inhomogeneities. Nevertheless, it can be

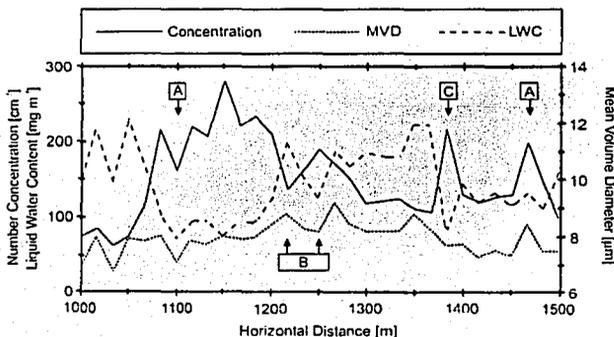


Fig. 5. Spatial variations of the droplet concentration, the liquid water content (LWC) and the mean volume diameter (MVD) along a south–north, 500-m-long fog transect at the Sierra Madre Oriental site on 13 January 1991. Spatial resolution: 16.5 m, averaging time: 1 s, droplet size range: 2.5–70 μm ; air temperature: 7.8 °C; wind: 2 m s^{-1} , northerly. Both LWC and MVD were calculated from the measured droplet spectra. Arrows point to zones discussed in the text.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

said that the detailed knowledge of the variations on the droplet spectrum may shed further information on the topic and even change the current definition for inhomogeneities.

4. Summary and conclusions

A characterization of zones of variable droplet concentration with a resolution of centimeters along horizontal transects of warm fogs has been presented. Little differences were found between zones of decreased and increased droplet concentration in regards to their frequency of occurrence, size and typical distance between nearest neighbors. However, a broadening of the droplet spectra towards larger drop sizes was observed in zones of decreased droplet concentration.

Although it is not the purpose here to investigate the mechanisms to explain the occurrence of droplet zones in fogs, it is worth mentioning that several have been proposed for the case of cumulus and stratiform clouds that are also plausible for fogs. These include, among others, entrainment of dry air through the upper boundaries of clouds; irregularities of the condensation level due to the presence of air parcels near the lower boundaries of clouds with slightly different temperature or humidity; and the activation of interstitial cloud condensation nuclei. The latter may explain, combined with others, the formation of IDCZ characterized in the present investigation by an increase of the number of small droplets with respect to that found in DDCZ. There is yet another mechanism to be considered for the case of clouds near the ground. Since fogs form in the boundary layer where there is strong production of turbulence, turbulent fluctuations may induce the diffusion of drops and, thus, turbulent deposition of droplets to the ground can influence size distributions more severely than in clouds aloft. The problem of explaining formation of droplet zones and inhomogeneities is worth to be considered in future investigations.

It is apparent that inhomogeneities, as defined through several statistical methods, require the simultaneous analysis of other microphysical parameters such as liquid water content and mean volume diameter. Further analyses of the data, which include these considerations and a larger data set from other regions, are a matter of further research and are currently under way.

Acknowledgements

Continuous technical support provided by Messrs. A. Rodríguez and V. Zarraluqui is greatly appreciated. The careful revision of the manuscript and the thoughtful suggestions by two anonymous reviewers is gratefully acknowledged. This study has been supported in part by the Instituto Mexicano de Tecnología del Agua, Comisión Nacional del Agua, Mexico.

References

- Baker, B.A., 1992. Turbulent entrainment and mixing in clouds: a new observational approach. *J. Atmos. Sci.* 49, 387–408.
- Haugmardner, D., 1986. A new technique for the study of cloud microstructure. *J. Atmos. Ocean. Technol.* 3, 340–343.

FALLA DE URGEN

- Baumgardner, D., Spowart, M., 1990. Evaluation of the Forward Scattering Spectrometer Probe: Part III. Time response and laser inhomogeneity limitations. *J. Atmos. Ocean. Technol.* 7, 666–672.
- Baumgardner, D., Strapp, W., Dye, J.E., 1985. Evaluation of the Forward Scattering Spectrometer Probe: Part II. Corrections for coincidence and dead-time losses. *J. Atmos. Ocean. Technol.* 2, 626–632.
- Brenguier, J.L., 1993. Observations of cloud microstructure at the centimeter scale. *J. Appl. Meteorol.* 32, 783–793.
- Brenguier, J.L., Trevarin, D., Peytavi, R., Wechsler, P., 1993. New electronics for the FSSP: the fast FSSP. *J. Atmos. Ocean. Technol.* 10, 27–33.
- Cooper, W.A., 1988. Effects of coincidence on measurements with a Forward Scattering Spectrometer Probe. *J. Atmos. Ocean. Technol.* 5, 823–832.
- Cooper, W.A., 1989. Effects of variable droplet growth histories on droplet size distributions: Part I. Theory. *J. Atmos. Sci.* 46, 1301–1311.
- Dye, J.E., Baumgardner, D., 1984. Evaluation of the Forward Scattering Spectrometer Probe: Part I. Electronic and optical studies. *J. Atmos. Ocean. Technol.* 1, 329–344.
- García, F., Montañez, R.A., 1991. Warm fog in eastern Mexico: a case study. *Atmosfera* 4, 53–64.
- Gerber, H., Frick, G., Rodi, A.R., 1999. Ground-based FSSP and PVM measurements of liquid water content. *J. Atmos. Ocean. Technol.* 16, 1143–1149.
- King, W.D., 1984. Air flow and particle trajectories around aircraft fuselages: I. Theory. *J. Atmos. Ocean. Technol.* 1, 5–13.
- Knollenberg, R.G., 1976. Three new instruments for cloud physics measurements: the 2-D spectrometer, the Forward Scattering Spectrometer Probe, and the Active Scattering Aerosol Spectrometer. *Prepr. Int. Cloud Phys. Conf.*, July 26–30. Amer. Meteorol. Soc., Boulder, CO, USA, pp. 554–561.
- Korolev, A.V., Mazin, I.P., 1993. Zones of increased and decreased droplet concentration in stratiform clouds. *J. Appl. Meteorol.* 32, 760–773.
- Norment, H.G., 1987. Numerical studies of sampling efficiencies of the ASCME and PMS aspirator hydrometer measurement instruments. *J. Atmos. Ocean. Technol.* 5, 253–263.
- Paluch, I.R., Knight, C.A., 1984. Mixing and the evolution of cloud droplet size spectra in a vigorous continental cumulus. *J. Atmos. Sci.* 41, 1801–1815.
- Pinsky, M., Khain, A.P., 2001. Fine structure of cloud droplet concentration as seen from the Fast-FSSP measurements: Part I. Method of analysis and preliminary results. *J. Appl. Meteorol.* 40, 1515–1537.
- Slingo, A., 1990. Sensitivity of the Earth's radiation budget to changes in low clouds. *Nature* 343, 49–51.
- Squires, P., 1958. The spatial variation of liquid water and droplet concentration in cumuli. *Tellus* 10, 372–380.
- Srivastava, R.C., 1989. Growth of cloud drops by condensation: a criticism of currently accepted theory and a new approach. *J. Atmos. Sci.* 46, 869–887.
- Warner, J., 1969. The microstructure of cumulus cloud. Part I: general features of the droplet spectrum. *J. Atmos. Sci.* 26, 1049–1059.
- Wendish, M., Keil, A., Korolev, A.V., 1996. FSSP characterization with monodisperse water droplets. *J. Atmos. Ocean. Technol.* 13, 1152–1165.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN