



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

FACULTAD DE CIENCIAS

**ESPECTROS DE PRECIPITACION DE TORMENTAS
CONVECTIVAS SOBRE EL VALLE DE MEXICO**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE

F I S I C O

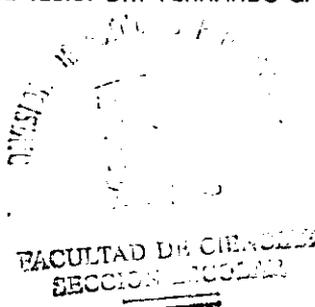
P R E S E N T A :

JULIO ENRIQUE GONZALEZ GALLEG0

DIRECTOR DE TESIS: DR. FERNANDO GARCIA GARCIA



MEXICO, D. F.



281313

2000.



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



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.



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

MAT. MARGARITA ELVIRA CHÁVEZ CANO
Jefa de la División de Estudios Profesionales
P r e s e n t e

Comunicamos a usted que hemos revisado el trabajo de Tesis:

"Espectros de precipitación de tormentas convectivas en el Valle de México"

realizado por Julio Enrique González Gallego

Con número de cuenta 8752658-1 , pasante de la carrera de Físico

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. Alipio Calles Martínez

Propietario Dr. Jorge Alfonso García Macedo

Suplente Dr. Víctor Mendoza Castro

Suplente Dr. Enrique Buzo Córdova

Consejo Departamental de Físicos

Patricia Goldstein Menache

Dra. Patricia Goldstein Menache
Coordinadora de Licenciatura



FACULTAD DE CIENCIAS
DEPARTAMENTO DE FÍSICA

Indice

Agradecimientos	I
Introducción	i

Capitulo 1.

CONCEPTOS BÁSICOS

1.1 Los Frentes y las Tormentas Frontales Sobre el Valle de México	1
1.2 Formación y Desarrollo de Lluvia Caliente y Lluvia Fría	3
1.3 Espectros de Precipitación	7

Capitulo 2.

INSTRUMENTACIÓN Y METODOLOGÍA

2.1 Instrumentación	12
2.2 Recuperación de los Datos.	14
2.3 Metodología del Muestreo.	16

Capitulo 3.

ANÁLISIS DE DATOS

3.1 Obtención de los Algoritmos de la Intensidad de Precipitación, R, y Velocidad Terminal U_0	20
3.2 Espectros de precipitación Marshall-Palmer.	26

Capitulo 4.

DISCUSIÓN DE RESULTADOS

4.1 Espectros de gotas.	33
4.2 Evolución temporal de cada una de los casos de tormenta.	34
4.3 Comparación con la Teoría.	40

CONCLUSIONES..... 43

REFERENCIAS..... 45

APÉNDICE 47

AGRADECIMIENTOS

“Una cultura sólo puede ser provechosamente nacional si es generosamente universal”

Alfonso Reyes

“El hombre se instruye sin cesar en su progreso, pues saca ventajas no solamente de su propia experiencia sino también de la de sus predecesores, porque guarda siempre en su memoria los conocimientos que ha adquirido y los de los antiguos le están constantemente presentes en los libros que le han dejado”

Blaise Pascal

“La población científica es una comunidad de locos que piensan en la realidad absoluta y viven en la realidad mundana, esa combinación los hace estar al borde de la conciencia y la razón”

Julio González

“El ser humano no debe pensar en imposibles, ni dejar de desistir al iniciar una empresa, lo más que debe tener derecho a decir es... que volverá a intentarlo... si acaso hubiese caído”.

Julio González

No es fácil acabar una carrera, más que talento, se debe tener una fuerte convicción, disciplina y tenacidad para culminarla. He visto personas y amigos que pese a desear un ideal lo abandonan, y he visto a otros que persiguen a pesar de serles inconvenientes, ¡les admiro!

Al terminar esta tesis, culminación de todos mis estudios y esfuerzos, veo en retrospectiva a todos mis amigos, conocidos, profesores y entrenadores que he tenido desde la primaria hasta hoy, y más recuerdo a quienes me apoyaron a no claudicar en mis ideas, y entre ellos se incluyen mis padres, a todos ellos estoy agradecido, y doy gracias Dios por haber estado con todos ellos.

Comino a quien lea esto que, ¡por Dios! No renuncien a sus sueños, pues "el hombre sin fantasmas es fácil de controlar, y aquel que tenga el control... tendrá el poder".

Agradezco al Dr. Fernando García García por su ayuda y dirección, desde el servicio social hasta la actual tesis.

También agradezco al M. en C. Raúl Montañez por su valiosa colaboración en la recolección de datos.

Agradezco a mis sinodales Dr. Alipio Calles Martínez, Dr. Jorge García Macedo, Dr. Enrique Buzo Córdova y Dr. Víctor Mendoza Castro, por sus observaciones y sugerencias para el presente trabajo.

A María Elena, a Don Panchito y todos los administrativos del Centro de Ciencias de la Atmósfera de la U.N.A.M. por toda su ayuda.

A mis padres:

Ma. Camelia Gallego Santisteban...¡Gracias por el libro que cambió mi vida!

Rafael L. González Vergara...¡Gracias por la calculadora científica!

A mi hermano:

Lic. Rafael E. González Gallego...¡Gracias por tu apoyo en aquellos días difíciles!

**A mis abuelos Dr. Juan Gallego Crespo y el Coronel Dr. Rafael González Villanueva,
a quien España y México les deben tanto.**

**A Eduardo Vallín (Lalo, mi otro hermano), y Magalí Sarmiento por tantos años de
amistad.**

**A todos mis amigos y excompañeros de la U.N.A.M., del remo, del Colegio Madrid y
de la Armada.**

A la "banda de mi generación", Carlos, Silvia, Mario, Guillermo y Ricardo.

A mis amigos electrónicos Elda, Víctor, Jorge, Willy y Manuel.

Al remo, por ser más que un mero deporte.

A la Universidad Nacional Autónoma de México por haberme acogido.

¡A Rosa... con todo mi corazón y mi ser!

INTRODUCCIÓN

Una de las ramas de la Física que nos ayuda a conocer, entender y explicar los fenómenos atmosféricos es la Física de Nubes. Ésta se divide en dos áreas: la Dinámica de Nubes y la Microfísica de Nubes. La primera estudia los sistemas nubosos como un todo, atendiendo la interacción entre las mismas nubes y el medio ambiente, y la segunda investiga la formación y evolución de las nubes desde el punto de vista de las partículas que las forman y su interacción entre ellas.

En Microfísica de Nubes se deben considerar dos procesos fundamentales para la formación de nubes y precipitación. El primer proceso, llamado "lluvia caliente", es aquél en el cual la fase sólida del agua (hielo) no interviene; el otro proceso, llamado "lluvia fría", requiere la presencia de hielo.

Aunque se sabe por datos de radiosondeos que la precipitación convectiva sobre el Valle de México es de naturaleza de lluvia fría, las características del perfil de temperatura en la troposfera causan que las partículas de hielo que se forman y desarrollan en las nubes se derritan antes de llegar a la superficie. Por esta razón, la precipitación en el Valle rara vez se manifiesta como nieve, graupel y aún granizo, sino en forma de gotas de lluvia (agua líquida).

Para comprender la formación de lluvia y su evolución en el tiempo, se han estudiado datos de precipitación analíticamente, además de ser modelados, usando diferentes tipos de parametrizaciones. El conocimiento sobre la distribución de gotas de lluvia, es también muy importante para la meteorología de radar; las investigaciones al respecto son cada vez más importantes y la descripción detallada de los espectros de lluvia y su evolución en el tiempo es crucial para la simulación cuantitativa de esos mecanismos (Martínez y Gori, 1997).

El objetivo de este trabajo es el de estudiar y analizar el comportamiento de espectros de precipitación convectiva en el Valle de México, aplicando conocimientos de física y herramientas de cómputo e instrumentación, y compararlos para ver si se encuentran similitudes con los esquemas numéricos y aquellos que se obtuvieron por muestreos al nivel de superficie.

La actual tesis consta de un índice, una sección de agradecimientos, esta introducción, más 5 capítulos, referencias y un apéndice. En el capítulo 1 se presentan conceptos básicos sobre las características sinópticas referentes a frentes y tormentas frontales sobre el Valle de México, una breve descripción sobre la formación de lluvia fría y lluvia caliente, y la importancia de los estudios de espectros de precipitación. En el segundo capítulo se describe la instrumentación usada para los estudios, las técnicas de muestreo y la recuperación de datos. En el tercer capítulo se presenta el análisis de los datos, incluyendo los algoritmos usados para obtener la intensidad de precipitación, R , y los espectros de precipitación Marshall-Palmer. El cuarto capítulo comprende la discusión de los resultados y en el quinto capítulo se presentan las conclusiones y recomendaciones para un trabajo futuro.

Capítulo I

CONCEPTOS BÁSICOS

1.1 *Los Frentes y las Tormentas Frontales Sobre el Valle de México.*

De acuerdo a Mosiño y García (1973), existen dos factores preponderantes que comparten la influencia de la precipitación en México: la orografía y las perturbaciones de escala sinóptica.

La orografía influye en el patrón meteorológico de divergencia en el movimiento del aire en capas bajas de la atmósfera y es un factor determinante para explicar las precipitaciones en el sur del país. Por su parte, las perturbaciones de escala sinóptica no toman en cuenta los relieves del terreno, considerándolos independientes; esto es, sólo se consideran las grandes perturbaciones a escala planetaria que determinan los procesos que ocurren en México durante la mitad del año.

Los informes meteorológicos mencionan factores como "altas", "bajas", "frentes fríos", "frentes calientes" y "masas de aire". Una zona de alta presión, o alta, es un torbellino o masa de aire de grandes dimensiones que gira en el sentido de las manecillas del reloj y, en general, se mueve lentamente. Entre las altas hay zonas de bajas presiones, o "bajas", hacia donde soplan los vientos. En estos centros de baja presión es donde se forman las perturbaciones y las tormentas. Un frente se forma cuando una zona de baja presión de aire frío y pesado (una masa de aire frío) incursiona por debajo de una masa de alta presión que contiene aire más ligero y caliente (una masa de aire caliente). Estas masas de aire caliente y frío no se mezclan: la masa más fría empuja por debajo la masa más caliente y la eleva. Cuando esto sucede, se dice que se forma un frente. A medida que el aire caliente va elevándose a lo largo del frente más frío, la humedad del aire más caliente se condensa. Esto da por

resultado nubes, a menudo precipitación de lluvia y granizo y, en otras ocasiones, aguanieve y nieve en las partes altas del Valle como suele suceder en el invierno.

Conforme avanza, la masa de aire más fría va formando un frente frío. Cuando un frente frío típico irrumpe en una zona, hay al principio un aumento de vientos del sur o del sudoeste. Luego, aparecen nubes altocúmulos por el oeste o el noroeste y la presión del aire baja. Conforme el frente se acerca, las nubes van bajando y los cúmulonimbos que están por encima del frente avanzan hacia el observador. Empiezan a caer gruesas gotas de lluvia que precipitan con mayor intensidad a medida que el viento arrecia y se desplaza hacia el este o hacia el norte. A veces, hay chubascos repentinos y fuertes ráfagas de viento. Cuando un frente de éstos se presenta, el barómetro baja rápidamente. Conforme el viento se desplaza hacia el oriente, el aire se aclara con rapidez, el barómetro sube y la temperatura baja. Los vientos se vuelven uniformes, procedentes del oeste o del noroeste.

Un frente frío que se desplaza velozmente puede anteceder a una línea de chubasco. Esta es una línea de cúmulonimbos negra, amenazante, con la parte más alta de hasta 15 km de altura. Las tormentas de estas líneas de chubasco pueden ser terriblemente violentas (con fuertes descargas eléctricas) y altamente convectivas. Desde tierra, la línea de chubasco se muestra como una pared negra que avanza; la lluvia, entre ráfagas de viento, cae en cortina.

Quando una masa de aire caliente avanza, forma un frente caliente. Estos frentes cálidos avanzan a la mitad de la velocidad con que avanzan los frentes fríos. El tiempo lluvioso que acompaña a los frentes calientes dura más en general, pero es menos violento que el ocasionado por los frentes fríos. Los frentes calientes se anuncian a sí mismos con la aparición de nubes cirrus. Conforme el frente se va acercando a una zona, estas nubes se convierten en cirroestratos. Si aparecen en el horizonte cúmulonimbos, significa que el aire caliente es inestable y que éste se elevará más de prisa que el estable, causando lluvias aisladas y borrascosas a mucha distancia del frente, o de la línea del frente. Si el aire caliente es estable, caen lluvias

constantes que siempre anuncian las nubes altostratos y nimboestratos. Al pasar el frente, la lluvia cesa, el cielo se despeja y el aire se vuelve tibio. El tiempo que anuncia un frente caliente no se considera tempestuoso, a menos que vaya acompañado de descargas eléctricas.

Lo anterior está relacionado con vientos en altura donde las fuentes elevadas de calor influyen en el establecimiento anómalo de flujos de aire en altura. La única condición para la liberación de la inestabilidad convectiva es una adecuada humedad y el ascenso de corrientes. La dirección y posición de esas corrientes dependen de la configuración de los flujos en altura y no del patrón de superficie. Tales configuraciones provienen de escalas muy grandes y de gran duración. Se tiene por ejemplo que el cambio de tiempo en el invierno del Altiplano Mexicano se caracteriza por un lento progreso de los vientos en altura sin estar ligado a la configuración de superficie (época de "nortes"); mientras que en verano los vientos de circulación ecuatorial (temporada de huracanes) son los responsables del cambio de tiempo sobre la Meseta Mexicana. Los nortes tienen un papel preponderante en la producción de lluvia de invierno mientras que el verano-otoño se puede caracterizar por los grandes contenidos de humedad provenientes del Pacífico Sur o del Golfo de México.

Sin embargo lo anterior por sí solo no explica las distribuciones de precipitación en la Meseta. Como se dijo antes, la orografía cumple un importante papel al formar nubes por forzamiento, al elevar las parcelas de aire y condensar la humedad contenida provocando precipitación, además de liberar inestabilidad.

1.2 Formación y Desarrollo de Lluvia Caliente y Lluvia Fría.

Una nube es una colección de diminutas partículas de agua y/o hielo suspendidas en la atmósfera. El aire contiene vapor de agua, que es el compuesto fundamental para la formación de nubes. Para que el vapor se convierta en una gota de agua, es necesario que varias moléculas de vapor se "unan" y den lugar a un cambio de fase, es decir, se condensen. Este proceso se ve favorecido cuando, al ascender la parcela de aire, disminuye la presión y hay un enfriamiento del aire húmedo. Dicho

enfriamiento provoca un aumento en la humedad relativa, siendo ésta la proporción de vapor de agua presente en el aire a una temperatura dada respecto a la cantidad de vapor de agua que podría mantener el aire a la misma temperatura. Cuando la humedad relativa alcanza un valor del 100%, el aire está saturado y la condensación se inicia. Cuando el aire contiene más vapor de agua que la cantidad que podría tener en saturación, entonces se dice que está sobresaturado.

En el caso de la atmósfera libre, no es suficiente alcanzar una cierta sobresaturación para que la condensación ocurra, sino que además se requiere de la presencia de un cierto tipo de partículas que se denominan "núcleos de condensación de nube" (C.C.N. por sus siglas en inglés). Un C.C.N. es una partícula de aerosol sólida o líquida suspendida en el aire, compuesta de sustancias diferentes al agua, y que tiene la cualidad de que en ella se condensa el vapor, dada una sobresaturación con respecto al agua. Sin la presencia de los C.C.N. no sería posible la condensación de vapor en gotitas de agua líquida dadas las condiciones termodinámicas típicas de la atmósfera.

Existe una gran variedad de C.C.N., unos más eficientes que otros ya sea porque tienen una alta afinidad por las moléculas de agua o porque crecen en la nube en humedades por debajo de 100%. Los C.C.N. más abundantes son la sal común, el sulfato de amonio y algunas partículas del suelo acarreadas por el viento. Una vez que la condensación se inicia sobre un C.C.N., y si la humedad relativa es más grande que un cierto valor umbral, la gotita de nube crecerá libremente por condensación. Por el contrario, si la humedad relativa es menor que el valor umbral, la gotita se evaporará. Entonces el crecimiento de una gotita depende del tamaño y composición del núcleo original y de la humedad del aire. Si la humedad relativa se mantiene a un valor ligeramente más grande que el 100%, la condensación continuará y la gotita de nube seguirá creciendo de manera espontánea.

La condensación sobre gotas líquidas, aunque importante en las etapas tempranas del crecimiento de la gota, no puede producir gotas de lluvia en tiempos

realistas. Se postula que varias de las gotitas más grandes irán colectando a las más pequeñas (proceso de colisión-coalescencia) hasta alcanzar el tamaño necesario para precipitar (mayor que aproximadamente 200 μm de diámetro). A fin de producir una cantidad apreciable de precipitación (lluvia o nieve), una corriente de aire ascendente debe proporcionar una fuente continua y plena de humedad a la nube. Las nubes que tienen el suministro adecuado de vapor de agua deben procesarlo en precipitación.

La diferencia entre una gota de lluvia y una gotita de nube es su tamaño, es decir, su diámetro, siendo su deslinde convencional los 200 μm . El tamaño medio de gotas de nube es de 20 μm , mientras que el de gotas de lluvia es de 2 mm (2,000 μm). Una gota al caer es afectada por la fuerza de gravedad y por la fuerza de viscosidad del aire. A fin de que una gota que cae "colecte" a otras gotas más pequeñas, primero tiene que colisionar con ellas y el choque y la subsecuente coalescencia de esas gotas dependen críticamente de la posición relativa y del radio de las gotitas. Es posible calcular el cociente del número de gotas de un tamaño específico que chocan con una gota grande, relativa al número total de gotas del mismo tamaño que inicialmente se encuentran dentro del volumen barrido por la gota colectora en su caída. Este cociente es llamado eficiencia de colisión y depende de varios factores, incluyendo el tamaño de las gotas así como las propiedades del aire. El cociente del número de gotas que se "adhieren" respecto al número de gotas que chocan con la gota grande es llamado eficiencia de coalescencia. Experimentos de laboratorio muestran que la coalescencia ocurre con mayor facilidad en presencia de un fuerte campo eléctrico y viceversa (Pruppacher y Klett, 1997). Se sabe, además, que el producto de las eficiencias de colisión y coalescencia, llamado eficiencia de captura, se incrementa con el radio de la gota colectora y la velocidad relativa. Además, durante una colisión se puede dar el rompimiento de las gotas originales creándose otras nuevas. El mecanismo descrito, conocido como colisión-coalescencia-rompimiento, es indispensable para la formación de precipitación en nubes calientes, es decir, aquellas que no contienen hielo.

Una nube que se extiende por encima del nivel de los cero grados Celsius se le puede clasificar como nube fría (de hielo o mixta). La nube de hielo está formada de

una colección de diminutas partículas de hielo, mientras que la nube mixta está formada de partículas de hielo y de gotitas sobreenfriadas, que son gotitas de agua que pueden permanecer en estado líquido a temperaturas por debajo de los 0°C . Similarmente a las nubes calientes, las nubes frías se forman en la presencia de núcleos denominados "núcleos de hielo". Estos se agrupan en: "núcleos de congelación" (provocan la congelación de gotitas de nube sobreenfriadas, previamente formada por otros mecanismos) y "núcleos de deposición" (que sirven como centros sobre los cuales los cristales de hielo se forman directamente de la fase vapor; esto ocurre cuando el aire está sobresaturado con respecto al hielo y la temperatura es lo suficientemente baja). Las características típicas de un núcleo de deposición consisten en tener espacios moleculares y arreglos cristalográficos similares a los del hielo, el cual tiene estructura hexagonal, además de ser virtualmente insolubles en agua. Entre los agentes nucleantes de hielo típicos se encuentran algunas partículas inorgánicas del suelo, principalmente arcillas que pueden nuclear a temperaturas bastante altas (arriba de -15°C), como la kaolinita y la montorillonita. Se ha observado también que las hojas podridas de algunas plantas y el agua de mar rica en plancton contienen abundantes núcleos de hielo activos a -4°C . Una vez formadas, las partículas de hielo pueden tener tres formas de crecimiento: crecimiento de la fase vapor, crecimiento por escarchado (acreción) y crecimiento por agregación.

El crecimiento de la fase vapor se da generalmente en una nube mixta dominada por gotitas sobreenfriadas; el aire está cerca del punto de saturación con respecto al agua líquida y, por consiguiente, sobresaturado con respecto al hielo. En consecuencia, los cristales de hielo crecen de la fase vapor más rápidamente en comparación con las gotitas y, en ocasiones, a expensas de la evaporación de estas últimas. Los cristales que crecen en esta fase pueden asumir una amplia variedad de formas (e.g. placas hexagonales planas, columnas con sección transversal hexagonal) que dependen de la temperatura y de la humedad a las cuales crecen.

El crecimiento por escarchado o acreción ocurre en una nube mixta. Las partículas de hielo aumentan de tamaño por el choque con gotitas sobreenfriadas, las

cuales se congelan sobre aquéllas. Esto conduce a la formación de varias estructuras (e.g., aguja escarchada, columnas densamente escarchadas, placas densamente escarchadas y estrellas escarchadas). Cuando el escarchamiento sigue más allá de una cierta etapa, se vuelve difícil discernir la forma original del cristal de hielo original y entonces la partícula es nombrada *graupel*. El granizo representa un caso extremo del crecimiento de las partículas de hielo por escarchado.

El crecimiento por agregación es el mecanismo por el cual las partículas de hielo crecen por choque y agregación de unas con otras. A estos agregados se los conoce como copos de nieve. El que dos partículas de hielo se adhieran o no cuando chocan depende de la forma de las partículas involucradas en la colisión y de la temperatura ambiente.

1.3 Espectros de Precipitación

En los procesos de precipitación de lluvia caliente, además de los tamaños de las gotas, se deben de tomar en cuenta otros tres parámetros que son comúnmente usados para caracterizar la lluvia:

- 1) La distribución por tamaños o espectros de gotas, $n(D_0)$, expresada en términos del número de gotas por volumen de aire y por unidad de intervalo de tamaño.
- 2) El contenido o concentración de agua líquida, W_l , expresado en términos de la masa total de agua contenida en las gotas por unidad de volumen de aire.
- 3) La intensidad de precipitación, R , expresada comúnmente en mm h^{-1} .

La evolución de los espectros de distribución está determinada en parte por variables meteorológicas como la temperatura, la humedad relativa y el viento en las regiones bajas de las nubes. El espectro de distribución por tamaños es uno de los parámetros más importantes en microfísica de nubes, ya que está relacionado con la mayoría de los procesos físicos dentro de una nube y con parámetros usados para

entender la interacción nube-medio ambiente, técnicas de percepción remota, contenido de agua líquida, factor de reflectividad de radar, intensidad de precipitación, atenuación de microondas, coeficiente de extinción óptica, etc. Además, es de particular importancia para la modelación de nubes y sistemas a gran escala.

Varias ecuaciones empíricas han sido desarrolladas para describir los espectros por tamaños de las gotas de precipitación. La más ampliamente usada es la de Marshall-Palmer (1948), la cual está basada en las observaciones de Laws y Parsons (1943). Su forma general es:

$$n(D) = n_0 \exp(-\Lambda D), \quad (1.1)$$

donde D es el diámetro de la gota y n_0 y Λ son constantes particulares para cada distribución por tamaños de gota. Marshall y Palmer también establecieron que el factor Λ es una función de la intensidad de precipitación, R , de la forma $\Lambda = CR^m$, donde C y m son constantes.

Diversos estudios que han utilizado datos de diferentes partes del mundo han mostrado que n_0 depende de la intensidad de precipitación y que la distribución exponencial generalmente es una buena aproximación para mediciones de lluvia estratiforme. Así, se han desarrollado parametrizaciones cada vez más refinadas en cuanto a la resolución de los espectros de gotas. Un ejemplo de éste último es la utilizada por Low y List (1982), en donde los espectros de gotas se describen en términos de masa de las gotas (por unidad de volumen y por contenido de agua líquida) en vez de por número.

Con el desarrollo de modelos numéricos de lluvia caliente con microfísica detallada, se ha demostrado que los espectros de gotas en equilibrio (por equilibrio se entiende que el número de gotas que se crean es igual al número de las que se destruyen) pueden ser descritos por familias de curvas, como sigue:

$$f(D, R) = R \Psi(D) \quad (1.2)$$

donde $\Psi(D)$ es la función del modelo. Esto se cumple sin importar el detalle de la física de los procesos de colisión, y apoya las especulaciones de Valdez y Young (1985) de que la intersección n_0 de una distribución exponencial es generalmente proporcional a R en equilibrio, esto es:

$$f(D,R) = c R \exp(-\lambda D). \quad (1.3)$$

Sin embargo, los experimentos numéricos han demostrado que no hay más que una familia de curvas en equilibrio (Valdez y Young, 1985; List *et al.* 1987). La familia de distribución exponencial en equilibrio es básicamente posible si n_0 es una función de la intensidad de precipitación y el exponente es independiente de R (Gillespie y List, 1978).

Para obtener la distribución de equilibrio para procesos colisionales, List *et al.* (1987) realizaron una integración numérica a intervalos de un segundo, para dos horas de tiempo simulado y para varias intensidades de precipitación, utilizando un espectro inicial del tipo Marshall-Palmer. Se encontró que un período de dos horas no es suficientemente largo para alcanzar el equilibrio en el caso de intensidades de precipitación pequeñas. En la figura 1.1 se reproducen los resultados de List *et al.* (1987) y, como se puede apreciar, la función de equilibrio es trimodal (por lo que se le conoce como la *Teoría de los Tres Picos*). Los espectros de gota son múltiplos de la misma función, donde el factor de escala es la intensidad de precipitación, con máximos relativos de concentración de gotas alrededor de los 264 μm , 760 μm y 1760 μm de diámetro. Esto concuerda bien con los resultados mostrados por Valdez y Young (1985), quienes simularon precipitaciones de entre 41 y 207.5 mm/h y, en menor grado, con los de Brown (1986).

La *Teoría de los Tres Picos* establece que el equilibrio colisional es dinámico, esto es, no cesan los procesos de colisión; debido a ello, las relaciones de tamaño son

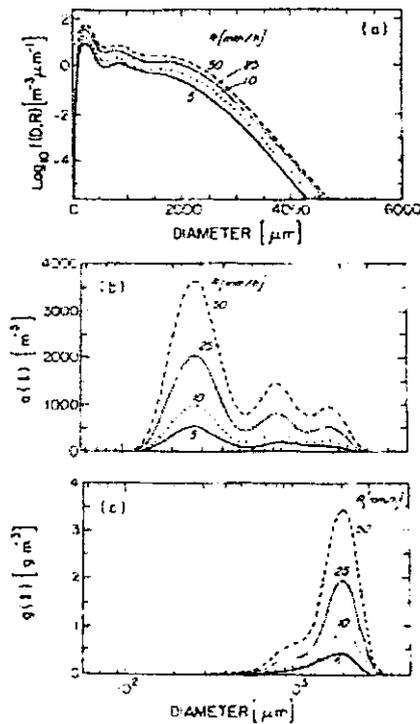


Fig.1.1 Modelo de distribución en equilibrio (después de 2 horas) usando diferentes sistemas de coordenadas de distribución y diferentes intensidades de precipitación (5, 10, 25 y 50 mm h^{-1}). Distribuciones en términos de (a) diámetro, (b) volumen / $\{\ln(d)\}$, y (c) masa (de List *et al.* 1987).

complicadas ya que cada gota gana o pierde masa en el proceso. Una explicación aproximada es que el rompimiento de las gotas grandes produce el pico de concentración de gotas en la vecindad de los 264 μm de diámetro (el esquema de Low-List produce algunas gotas de tamaños muy pequeños tales como 140 μm) y que la coalescencia remueve cualquier tamaño pequeño inicialmente presente. Las gotas pequeñas son lo suficientemente numerosas como para ser colectadas por gotas más grandes a la misma velocidad con que fueron creadas. Para gotas grandes, la parametrización de rompimiento de Low-List predice que las colisiones usualmente producen dos gotas que son ligeramente menores que aquéllas que entraron en la colisión. Esto conduce a la concentración de masa en gotas de la vecindad de los 1760 μm . Las gotas muy grandes crecen por coalescencia y coalescencia parcial, pero se restringe su crecimiento. El origen del pico intermedio aún no es claro, pero éste aparece después del desarrollo del pico de 264 μm ; esto sugiere que se necesita

de un número substancial de gotas pequeñas para crearlo. Hay modelos que se aproximan a la creación del tercer pico pero los experimentos numéricos de alta resolución están limitados todavía por la capacidad de cómputo actual y por las grandes dimensiones de las matrices de parametrización de los procesos de colisión-coalescencia-rompimiento. La posibilidad de encontrar equilibrio colisional dentro de la naturaleza depende del tiempo disponible para observar el proceso.

Tomando en cuenta todo lo anterior, y considerando que sobre el Valle de México la formación de nubes mixtas da origen a procesos de lluvia fría, puede suponerse que las partículas de hielo al precipitar y cruzar la isoterma de 0° C se funden y entonces precipitan como gotas de lluvia. Si hay suficiente tiempo de caída entre la zona de fusión del hielo y el suelo para que la precipitación esté en equilibrio, se esperaría ver distribuciones trimodales de concentración de gotas en la superficie que indicarían la presencia de procesos de lluvia caliente.

En el presente trabajo se mostrarán los resultados de las observaciones de espectros realizadas en superficie, el análisis de los mismos y la comparación con los resultados de los modelos numéricos aquí descritos.

Capítulo 2

INSTRUMENTACIÓN Y METODOLOGÍA

2.1 Instrumentación.

La determinación de los parámetros microfísicos necesarios para estudiar los procesos de formación y desarrollo de las nubes y precipitación, incluyen técnicas para medir el tamaño, la forma y la concentración de partículas (gotitas de nube, gotas de precipitación, copos de nieve, granizo, etc.). Sin embargo las mediciones no son generalmente fáciles, ya que las técnicas actuales no pueden determinar todas las partículas y sus características simultáneamente. Para el muestreo de nubes y precipitación, el grupo de Física de Nubes del Centro de Ciencias de la Atmósfera cuenta con dos espectrómetros de arreglo óptico (OAP-2D, manufacturados por Particle Measuring Systems, Boulder, CO, U.S.A.) cuyo principio de operación se basa en que miden la disminución de la intensidad de un haz de luz incidente debido al paso de una partícula a través del área de muestreo. Estos espectrómetros, originalmente diseñados para mediciones en avión, fueron adaptados para realizar muestreos en superficie. El espectrómetro usado para este trabajo fue el OAP-2DP, que tiene la capacidad de detectar partículas en el rango nominal de 100 a 6400 μm , con una resolución, también nominal de entre 100 y 200 μm .

Brevemente, el principio de operación de los OAP's consiste en que, cuando una partícula cruza total o parcialmente un plano del haz de un láser He-Ne, se crea una sombra sobre un arreglo lineal de 32 fotodetectores. Cada elemento fotodetector está habilitado para transmitir 1024 bits de información de sombra en vez de un bit por partícula. La sombra es interpretada por el sistema de registro de almacenamiento de datos (DAS) del espectrómetro como ceros en código binario. Estos ceros se interpretarán como la proyección de la sombra del cuerpo que obstruyó el paso del haz del láser y se mostrarán como una matriz ordenada de

renglones (cada renglón es llamado "rebanada" y está compuesto de 32 columnas). Cuando en un renglón se encuentran ceros, estos serán interpretados como una medida del diámetro, y el mayor diámetro encontrado en la matriz será el diámetro de la partícula.

La técnica de reconstrucción consiste en tomar rebanadas de imagen a lo largo de la trayectoria a través del volumen de muestreo, con un arreglo lineal de fotodiodos hasta 4'000,000 sobre segundo al pasar una partícula. Si la partícula viaja a 100 m/s con respecto al OAP, 250 ns implica 25 μm de desplazamiento, que es el diámetro de cada diodo. Entonces, para este caso, la resolución de tamaño es idéntica a la resolución de la rebanada de imagen (longitud de la partícula) a través del arreglo. En la figura 2.1 se aprecia cómo es el sombreado sobre los fotodetectores al pasar una gota a través del área de muestreo del láser.

El sistema de adquisición de datos (D.A.S.) tiene una sección de datos de 32 bits. Los datos de los espectrómetros OAP-2D son escritos de acuerdo a un requerimiento determinado por la actividad de las partículas encontradas. Existen ocho clases de datos que van desde un "frame" (68 bytes) cada dos segundos hasta 100 frames por segundo. El DAS cuenta con un reloj y seis sintonizadores para introducir la hora (horas, minutos y segundos) y la fecha (año, mes y día) de muestreo. Además un *display* de cuatro dígitos muestra la selección de cualquier palabra de datos y un desplegado de imágenes de partículas está disponible para observar los datos adquiridos en tiempo real en un osciloscopio. Esta opción incluye almacenamiento independiente de 640 rebanadas de imágenes, las cuales pueden ser vistas totalmente o en grupos individuales de 160 a la vez. La imagen en memoria es actualizada cada vez que un registro es escrito en cinta. La memoria puede ser mantenida indefinidamente si se desea hacer un análisis detallado, en tiempo real, de un grupo particular de imágenes sin interrumpir la grabación de datos de imágenes ocurridas durante dicho análisis. La información proporcionada por los espectrómetros es grabada en una cinta magnética. La grabadora hace interface con DAS, por medio del cual se envía la información donde estará almacenada.

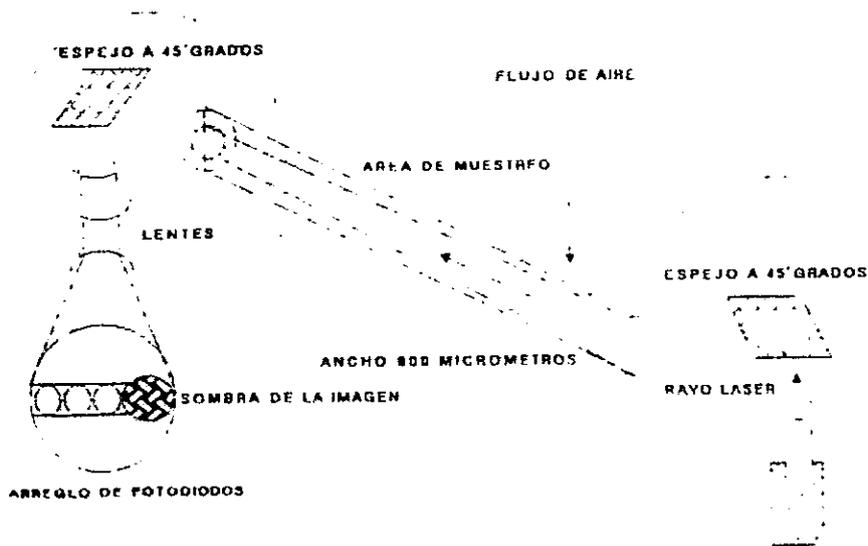


Figura 2.1. Representación esquemática de la operación del OAP-2D, indicando el sombreado de fotodiodos al incidir una gota por el área de muestreo.

2.2 Recuperación de los Datos.

Para reproducir la información adquirida por los espectrómetros de gotas, en el grupo de Física de Nubes se desarrolló un *software* interactivo (Alvarez y Torreblanca, 1992) el cual extrae la información de la cinta magnética donde se realiza el almacenamiento de los datos y los transfiere de binario a hexadecimal a otro archivo en disco duro, los interpreta y analiza. El programa muestra al operador (o usuario) la interpretación de imágenes de las partículas detectadas por los espectrómetros, el número y el diámetro medio de partículas por intervalo de tamaño, la concentración total y el porcentaje por intervalos, el contenido de agua líquida total y el contenido de agua líquida acumulada.

El *software* se creó para una minicomputadora Digital Micro Vax 3400, bajo el ambiente VMS en lenguaje C. El sistema interactúa con las cintas magnéticas de carrete (7 pulgadas, 1600 cpi y 25 ips) además de usar cintas magnéticas de cartucho TK-70 como medio para respaldar la información. El *software* fue

posteriormente automatizado (González, 1995), y validado (Paredes, 1997), ofreciendo las clasificaciones anteriores de forma inmediata.

El funcionamiento del *software* y su arquitectura se basan en la técnica de reconocimiento por autómatas finitos. Estos son reconocedores de caracteres (para un lenguaje de programación) que toman decisiones afirmativas o negativas para un proceso. Se clasifican en determinísticos (de gran rapidez en el proceso de análisis de datos pero de gran dimensión) y no determinísticos (menos rápido pero más compacto). Un autómata finito determinístico reconoce un número entero positivo como entrada y, en su estado final, reconoce un número real positivo. Además, este autómata acepta una cadena de caracteres de entrada, "x", si y sólo si hay un único camino en la gráfica de la transición, desde el estado inicial hasta el estado de aceptación tal que las transferencias etiquetadas a lo largo del camino deletreen "x". El camino puede ser representado por una secuencia de estados de transición llamados movimientos.

Para analizar la información generada por los espectrómetros, ésta se debe encontrar en disco en código hexadecimal. El sistema actual reconoce y transfiere la información de cinta magnética en este código a disco, donde es almacenada. La operación "Bajar Información de Cinta" del *software* mencionado consiste en montar lógicamente la cinta, extraer su información de carácter en carácter (originalmente en binario) y escribirlos en hexadecimal en un archivo. A partir de que la información se encuentra en disco, las operaciones a realizar son:

- 1) Ver en pantalla el contenido del archivo en hexadecimal para cualquiera de los espectrómetros.
- 2) Ver en pantalla imágenes reconstruidas de las partículas detectadas.
- 3) Contar gotas de alguno de los espectrómetros y clasificar por tamaños.
- 4) Generar una tabla con los diversos parámetros calculados al final de la operación de conteo de gotas.

La operación de "conteo de gotas" consiste en contar imágenes de las gotas de los espectrómetros en un vehículo en movimiento o parado (plataforma móvil o fija), dentro de un cierto intervalo de tiempo, para entregar como resultado una tabla que contendrá: fecha de muestreo e intervalo de tiempo analizado; intervalos de tamaños y diámetro medio de gotas; número de gotas contadas por tamaño; concentración, contenido de agua líquida, concentración por intervalo de tamaño y contenido de agua líquida acumulada.

2.3 Metodología del Muestreo.

Una camioneta *pick-up* fue adaptada y equipada para que pueda llevar tres espectrómetros en el frente del vehículo, como lo muestra la figura 2.2, en una orientación horizontal como en una aeronave (García y Montañez, 1991). En la parte superior frontal de los marcos se coloca una pequeña estación meteorológica portátil, para medir el desplazamiento de la camioneta respecto del aire para estabilizar su rapidez en 50 km/h (rapidez a la que los espectrómetros fueron adaptados). Los marcos fueron diseñados y montados para minimizar distorsiones

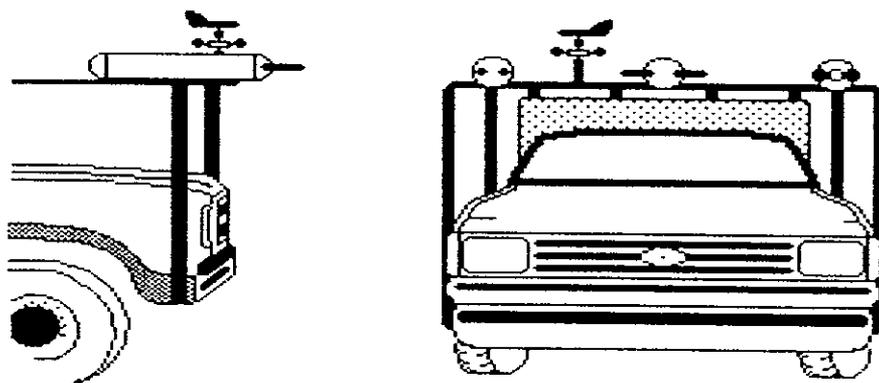


Figura 2.2 Diagrama esquemático del montaje de espectrómetros y estación meteorológica en el vehículo.

en el flujo de aire causados por el movimiento de la camioneta.

En su parte posterior, la camioneta cuenta con una caseta en donde se encuentra el DAS, el equipo de grabación PERTEC de carrete, y el CRT con el que podemos ver en tiempo real las imágenes de las partículas detectadas por los espectrómetros. También a bordo se lleva una *notebook* PC que almacena los datos de la pequeña estación meteorológica (como lo muestra la figura 2.3). Todo lo anterior está soportado por una pequeña planta de poder a gasolina que transporta también la camioneta.

Los muestreos se realizaron en Ciudad Universitaria de la U.N.A.M., en la Zona Cultural. Se eligió ese lugar por presentar muy poca actividad vehicular además de espacios abiertos, libres de árboles y postes que pudieran obstaculizar y alterar los recorridos. Estos recorridos, de aproximadamente 2 km de longitud, se realizaron al iniciar la lluvia, siguiendo una ruta previamente determinada, iniciando las mediciones al cruzar un señalamiento que indicaba el inicio del trayecto. Al terminar cada recorrido o penetración en la cortina de lluvia, se detiene temporalmente el funcionamiento del DAS mientras se da vuelta a la camioneta y, al alcanzar la rapidez requerida para las mediciones, éstas se reinician. Los trayectos se realizan hasta la finalización de la lluvia, obteniendo así muestreos secuenciales de la tormenta.

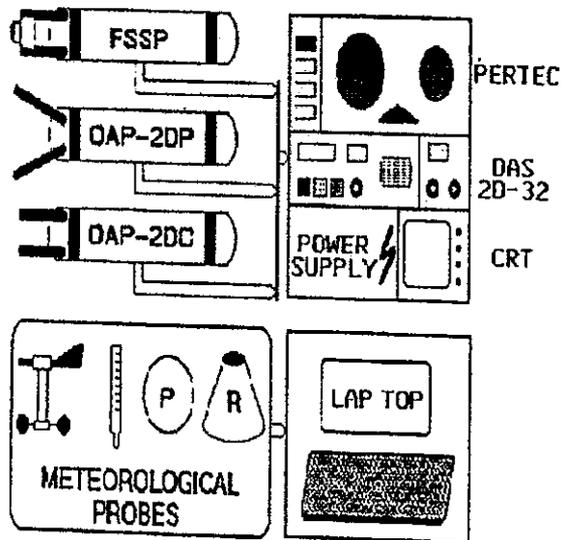


Figura 2.3 Esquematzación de conexiones del DAS con los demás dispositivos.

En las tablas 2.1, 2.2 y 2.3, tomados de la bitácora de recorridos hechos para cada tormenta muestreada, se resume la información general de los muestreos que serán objeto de análisis en el presente trabajo. En ellos, se añade la hora de muestreo, que es la hora local a la que se inició cada penetración; su correspondiente período de muestreo; la intensidad de precipitación, R , deducida de las concentraciones de gotas medidas; el tiempo "absoluto" inicial, t_i , y final, t_f , de cada penetración medido con respecto el tiempo inicial de la primera de ellas; y el tiempo perdido, correspondiente al tiempo que le tomó al vehículo frenar, virar y volver a acelerar antes de iniciar la siguiente penetración.

Hora de muestreo (Hora local)	R (mm/h)	Periodo de muestreo (s)	t_i (s)	t_r (s)	Tiempo perdido (s)
17:14	2.8	103	0	103	0
17:18	16.3	123	248	371	145
17:25	8.9	109	642	751	271
17:28	10.3	101	857	958	106
17:38	0.3	138	1432	1570	474

Tabla 2.1. Bitácora correspondiente a la precipitación del 11 de septiembre de 1995. A esta tormenta se le denominará Caso 1.

Hora de muestreo (Hora local)	R (mm/h)	Periodo de muestreo (s)	t_i (s)	t_r (s)	Tiempo perdido (s)
18:27	1.3	113	0	113	0
18:31	8.7	123	210	333	97
18:37	28.3	143	626	769	293
18:42	3.5	113	973	1086	204
18:49	0.1	119	1395	1514	309

Tabla 2.2. Bitácora correspondiente a la precipitación del 14 de septiembre de 1995. A esta tormenta se le denominará como Caso 2.

Hora de muestreo (Hora local)	R (mm/h)	Periodo de muestreo (s)	t_i (s)	t_r (s)	Tiempo perdido (s)
18:27	0.3	90	0	90	0
18:31	0.2	116	260	376	170
18:37	0.4	78	560	638	184
18:45	0.3	103	984	1087	103
18:48	0.2	113	1202	1315	115
18:56	0.4	109	1674	1783	359
19:00	0.4	111	1888	1999	105
19:10	0.9	113	2488	2601	113
19:13	1.4	116	2706	2822	116
19:24	0.9	113	3346	3459	524
19:27	0.9	106	3560	3666	101
19:39	1.6	110	4266	4376	110
19:43	0.6	164	4483	4647	107
19:58	1.1	120	5474	5594	827
20:02	1.0	105	5695	5800	101
20:06	0.9	71	5966	6037	166
20:08	2.0	30	6048	6078	11
20:10	0.6	96	6188	6284	110

Tabla 2.3. Bitácora correspondiente a la precipitación del 26 de septiembre de 1995. A esta lluvia se le denominará Caso 3.

Capítulo 3

ANÁLISIS DE DATOS

3.1 Obtención de los Algoritmos de Intensidad de Precipitación y Velocidad Terminal.

Como se mencionó en el capítulo anterior, del sistema de *software* para la recuperación de datos de los espectrómetros se obtienen los siguientes parámetros: el número de gotas y diámetro medio por intervalo de tamaño, la concentración total y el porcentaje por intervalo de tamaño; el contenido de agua líquida total, el porcentaje por intervalo y el contenido de agua líquida acumulada. Para obtener la intensidad de precipitación, R , se creó un algoritmo que determina primero la velocidad terminal de caída de gota (U_{∞}), en función de su diámetro, por intervalo de tamaño. La ecuación que define R es:

$$R(\text{mm/h}) = \int n(D_o) V(D_o) U_{\infty} \delta D_o \quad (3.1)$$

siendo $n(D_o)$ la concentración por intervalo de tamaño de gota, $V(D_o)$ el volumen de cada gota en función de su diámetro, U_{∞} su velocidad terminal de caída y δD_o el intervalo de tamaño de gota. Para calcular R , se deberá obtener la velocidad terminal U_{∞} de caída de cada gota (por intervalo de tamaño) en la troposfera. U_{∞} es determinada a través de la condición de balance entre las fuerzas gravitatoria y de arrastre actuando sobre la gota (Pruppacher y Klett, 1997).

Para obtener la velocidad terminal se deben considerar dos casos de intervalo de tamaño de gota: el primero para gotas en el rango de 20 a 1070 μm (gotas con un número de Reynolds significativo, donde se asume que son esferas sólidas dentro de un flujo continuo para la cual ambas fuerzas, la gravitacional y la de arrastre, son similares), y el segundo para gotas entre los intervalos 1,070 y 7,000 μm de diámetro

(estas gotas no pueden ser consideradas esféricas e implica que la fuerza de arrastre y, por ende, la velocidad terminal, dependen de la deformación de la gota).

En el primer caso, se calcula del número de Best, $C_D N_{Re}^2$:

$$C_D N_{Re}^2 = \frac{64 a^3 (\rho_w - \rho_a) \rho_a g}{3 \eta_a^2} \quad (3.2)$$

donde a es el radio de la gota en μm , ρ_w es la densidad del agua (0.998 g/cm^3), ρ_a es la densidad del aire, g es la aceleración de gravedad terrestre (977.90 cm/s^2) y η_a la viscosidad del aire. De la definición de la densidad del aire, despejando el volumen, V , se obtiene:

$$V = n M \rho^{-1} \quad (3.3)$$

donde n es el número molar y M el peso molecular del aire (28.8 g/mol).

De la ecuación de gas ideal se obtiene $V = n R T P^{-1}$ (Zemansky y Dittman, 1984); igualando ésta con (3.3) y despejando, se obtiene ρ_a :

$$\rho_a = M R^{-1} P T^{-1} = 3.464 \times 10^{-7} [\text{g K erg}^{-1}] P T^{-1} \quad (3.4)$$

siendo R la constante de los gases ($8314 \times 10^4 \text{ erg/mol K}$), T la temperatura en Kelvin y P la presión en dinas/cm².

La viscosidad del aire, η_a , se obtiene de Kestin y Whitelaw (1965):

$$\eta_a = 1.718 + 0.0049 t_a \cdot 10^{-4} = 1.816 \times 10^{-4} \text{ g/cm}^3, \quad (3.5)$$

siendo t_a la temperatura del aire (se estimó para el cálculo a 20°C). Con los resultados anteriores se calcula el número de Best.

Una vez obtenido el número de Best, de acuerdo a Beard (1976) se sigue que $X = \ln C_D N_{Re}^2$. Como $C_D N_{Re}^2 = f(N_{Re})$, entonces se aplica el ajuste de curvas sugerido por Beard usando el siguiente polinomio:

$$Y = B_0 + B_1 X + B_2 X^2 + \dots + B_6 X^6, \quad (3.6)$$

donde $B_0 = -0.318657$, $B_1 = 0.992696$, $B_2 = -0.153193 \times 10^{-2}$, $B_3 = -0.987059 \times 10^{-3}$, $B_4 = -0.578878 \times 10^{-3}$, $B_5 = 0.855176 \times 10^{-4}$ y $B_6 = -0.327815 \times 10^{-5}$.

El Número de Reynolds, N_{Re} , se describe como:

$$N_{Re} = e^Y. \quad (3.7)$$

Entonces, para el cálculo de la velocidad terminal de una gota se tiene:

$$U_{\infty} = \eta_a N_{re} (2 \rho_a a)^{-1} 1X10^4 \text{ [cm/s]} \quad (3.8)$$

donde el factor $1x10^4$ es para ajustar a unidades c.g.s.

En el segundo caso, U_{∞} depende de tres ecuaciones: el número de Reynolds, $N_{Re} = 2a_0 U_{\infty} \rho_a \eta_a^{-1}$, el número de Bond, $N_{Bo} = g (\rho_w - \rho_a) a^2 \sigma^{-1}$; y el "número de propiedad física", $N_p = \sigma^3 \rho_a^2 \eta_a^4 g (\rho_w - \rho_a)$. El número de Bond es un número de similitud utilizado para estimar la importancia relativa entre la fuerza gravitacional y la tensión superficial sobre la gota, σ , esto es, las fuerzas de arrastre sobre las gotas con velocidad terminal. El parámetro N_p se define para eliminar el cociente entre los números de Davies y Bond.

De las observaciones de Garner y Lihou (1965) se establece que:

$$N_{Bo} N_p^{1/8} = f(N_p^{-1/8} N_{Re}), \quad (3.9)$$

entonces:

$$N_p = \sigma^3 \rho_a^2 \eta_a^4 \cdot g (\rho_w - \rho_a), \quad (3.10)$$

$$N_{Bo} = g (\rho_w - \rho_a) a^2 \cdot 1X10^{-8} \sigma^{-1}, \quad (3.11)$$

donde el factor $1x10^{-8}$ es para ajustar de μm a cm .

Beard especificó esta relación funcional a partir de un ajuste a resultados experimentales de Gunn y Kinzer (1949) para gotas de agua en el aire, encontrando para gotas $a_0 \in [535 \mu\text{m}, 3500 \mu\text{m}]$, que:

$$Y = C_0 + C_1 X^1 + \dots + C_5 X^5, \quad (3.12)$$

donde $C_0 = -0.500015$, $C_1 = 0.523778$, $C_2 = -0.204914$, $C_3 = 0.475294$, $C_4 = -0.542819X10^{-1}$ y $C_5 = 0.238449X10^{-2}$, siendo $X = \ln (16/3 N_{Bo} N_p^{1/8})$, que contiene dos funciones de la forma $N_p (\sigma, \mu_a, \rho_a)$ y $N_{Bo} (\rho_a, \sigma)$.

La tensión superficial, σ , y la viscosidad del aire, η_a , se obtienen de Gunn y Kinzer (1949):

$$\sigma = 76.1 - (0.155 t_a), \quad (3.13)$$

$$\eta_a = 1.718 + (0.0049 t_a) \times 10^{-4}. \quad (3.14)$$

También según Beard (1976), se puede calcular el Número de Reynolds como:

$$N_{Re} = N_p^{1/6} e^y. \quad (3.15)$$

Finalmente se obtiene la velocidad terminal de caída:

$$U_\infty = \mu_a N_{Re} (2 \rho_a D_o)^{-1}. \quad (3.16)$$

Para el algoritmo se usó $T = 273.15 + t_a$ [K], $t_a = 20^\circ$ C, $P = 1000$ p_a [dinas/cm²] y $p_a = 780$ mb (del Valle de México) siendo D_o el diámetro medio. Obtenidas las velocidades terminales de la gota para ambos casos se puede calcular R.

Considerando que los datos de tamaños de gota son para intervalos finitos, se transforma la integral en una sumatoria para la contribución de cada "canal" que detecta el espectrómetro:

$$R(\text{mm/h}) = \sum_D n(D_o) V(D_o) U_\infty \Delta D_o, \quad (3.17)$$

$$R(\text{mm/h}) = \sum_D n(D_o) (4/3) \pi (0.5 D_o)^3 U_\infty \Delta D_o, \quad (3.18)$$

y, como se introducen D_o y ΔD_o en μm , se hace el ajuste de unidades para obtener el resultado en mm/h:

$$R[\text{mm/h}] = \sum_D (1/6) \times 10^{-12} \pi (3600) (10) n(D_o) D_o^3 U_\infty \Delta D_o, \quad (3.19)$$

El intervalo ΔD_o es la diferencia de tamaños entre dos gotas de "canales" contiguos. Este procedimiento se realiza para cada intervalo de tamaño y se suma el total, obteniendo R como contribución de todos los "canales" (lo anterior se hizo en una hoja de cálculo MS Excel V.5).

El resultado del cálculo de estos algoritmos se presenta en las figuras 3.1, 3.2 y 3.3, y corresponden a los valores de R, como función del tiempo, obtenidos para cada tormenta (Casos 1, 2 y 3).

La gráfica 3.1 indica que el patrón de comportamiento de esta tormenta es de un aumento rápido de la intensidad de precipitación en el tiempo; luego R decrece y se mantiene constante; finalmente decae y se extingue la lluvia.

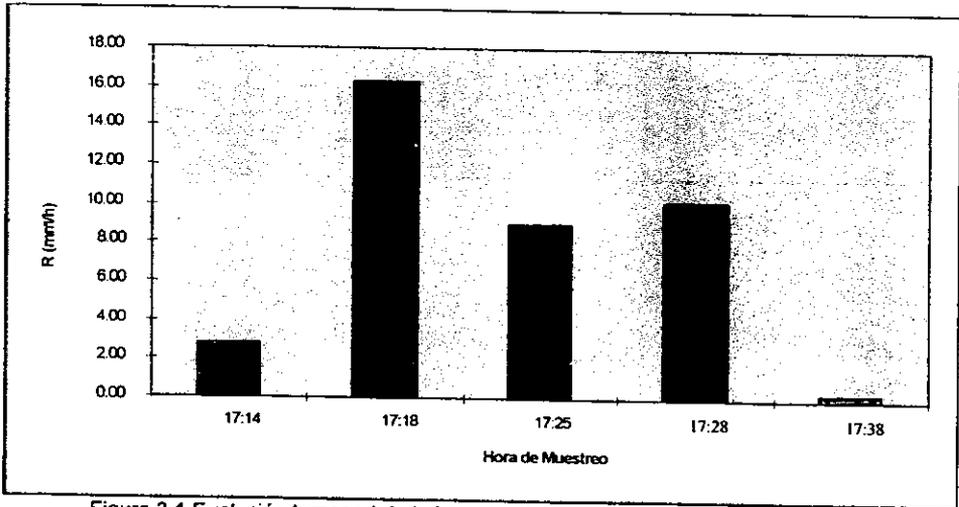


Figura 3.1 Evolución temporal de la intensidad de precipitación, R , para el Caso 1.

La figura 3.2 indica una mayor aceleración (con respecto al Caso anterior) en el crecimiento de R , en un tiempo corto; sin embargo no se sostiene la intensidad de precipitación y decae abruptamente, extinguiéndose.

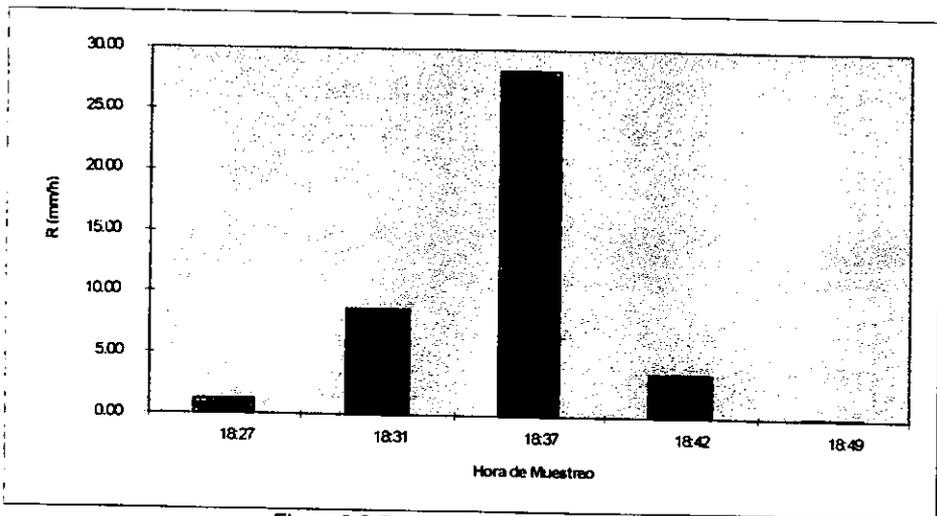


Figura 3.2 Como en la Figura 3.1, para el Caso 2.

La figura 3.3 presenta un espectro con intensidades de precipitación pequeñas, típicas de una lluvia estratificada. Dado el bajo valor de R, esta tormenta no aporta suficientes datos para su análisis y no se tomará en cuenta para el análisis realizado en la siguiente sección.

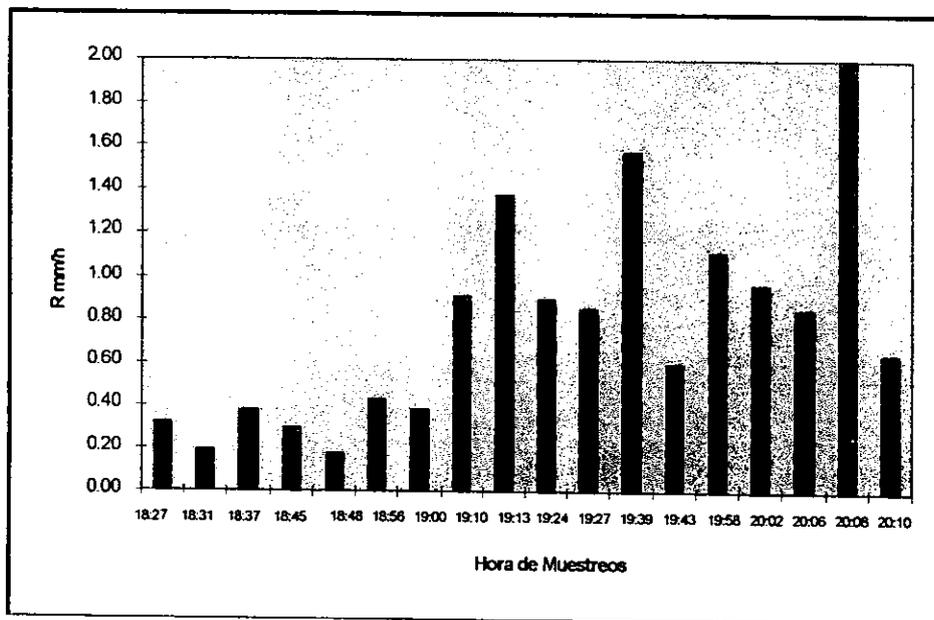


Figura 3.3 Evolución temporal de la intensidad de precipitación, R, para el Caso 3.

3.2 Espectros de Precipitación Marshall-Palmer.

En la presente sección se presenta el análisis de los datos obtenidos con el espectrómetro, en términos de la parametrización Marshall-Palmer para distribuciones por tamaños de gotas de precipitación.

Como se mencionó en el Capítulo 1, la distribución de Marshall-Palmer (M-P, Ec. 1.1), describe un espectro observado en términos de R y D , promediado sobre muchos eventos de lluvia, pero dentro de un límite especificado del tamaño de gota; es decir M-P no es aplicable para diámetros menores que aproximadamente $400 \mu\text{m}$ o mayores que $3,000 \mu\text{m}$; ni para intensidades de precipitación muy bajas.

Para llevar a cabo el análisis, se estratificaron los datos de cada penetración en la cortina de lluvia en rangos arbitrarios de intensidad de precipitación, como sigue: $R \leq 1$, $1 < R \leq 5$, $5 < R \leq 10$ y $R > 10$ mm/h. Se incluyeron sólo los Casos 1 y 2, correspondientes a tormentas convectivas y, para el Caso 3, se hizo un análisis independiente por corresponder a un evento de lluvia estratificada de baja intensidad de precipitación.

En la figura 3.4 se resume el análisis descrito arriba. Como puede observarse, el comportamiento de los datos con la estratificación propuesta es razonable para $500 \mu\text{m} < D < 2000 \mu\text{m}$, lo que coincide con la hipótesis de Marshall-Palmer. Para valores del diámetro de la gota mayores que $3000 \mu\text{m}$ puede observarse que las contribuciones son muy pequeñas, además de caer en el límite del rango de detección del espectrómetro en la configuración usada (resolución de $200 \mu\text{m}$). Los datos detallados obtenidos por el espectrómetro para cada penetración se pueden consultar al final de la tesis, en el Apéndice.

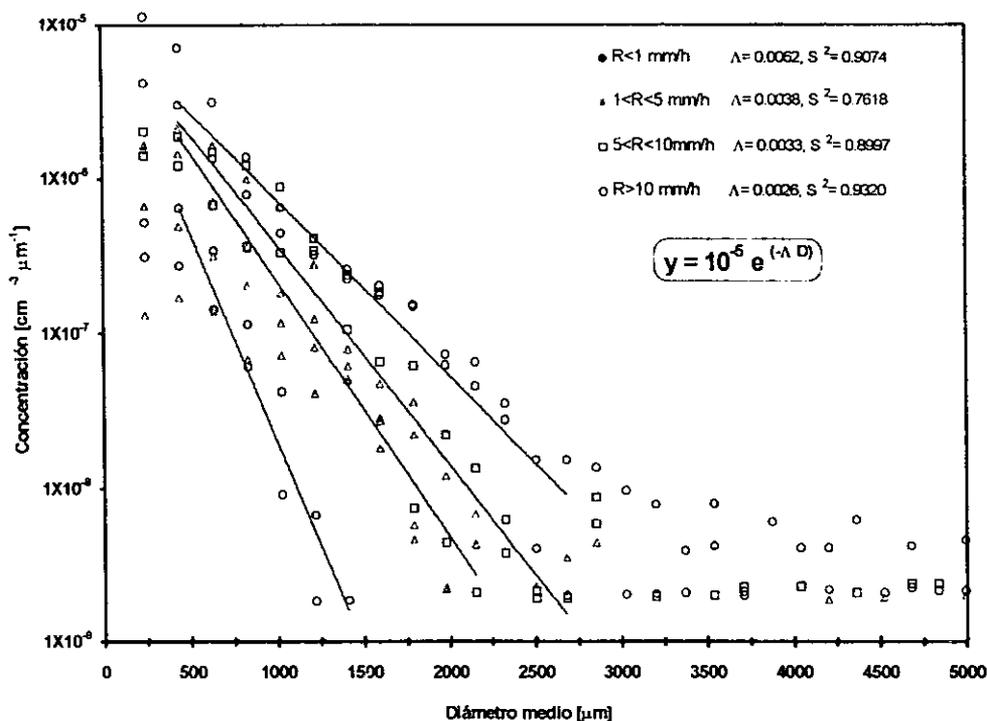


Figura 3.4 Distribución Marshall-Palmer para muestreos de los Casos 1 y 2. S^2 representa la varianza del ajuste.

Por las razones expuestas, se procedió a hacer el ajuste estadístico de los datos en el rango de $400 \leq D \leq 3000 \mu\text{m}$, para cada rango de R , mediante una regresión de mínimos cuadrados. Dados los valores obtenidos para la varianza, S^2 , se puede inferir que la ordenada al origen de la recta ajustada tiende, en todos los casos, al valor $1 \times 10^{-5} \text{ cm}^{-3} \mu\text{m}^{-1}$, que corresponde a N_0 para el presente análisis. Además, de la pendiente puede obtenerse el valor de Λ para cada caso. Como es de esperar, el valor absoluto de la pendiente, $|\Lambda|$, disminuye conforme R aumenta. Los valores de N_0 y Λ aquí obtenidos concuerdan razonablemente con los otros datos observados para casos de lluvia de origen convectivo (ver, por ejemplo, Pruppacher y Klett, 1997). Los resultados de los ajustes son presentados, para cada valor de R , en las figuras 3.5 a 3.8.

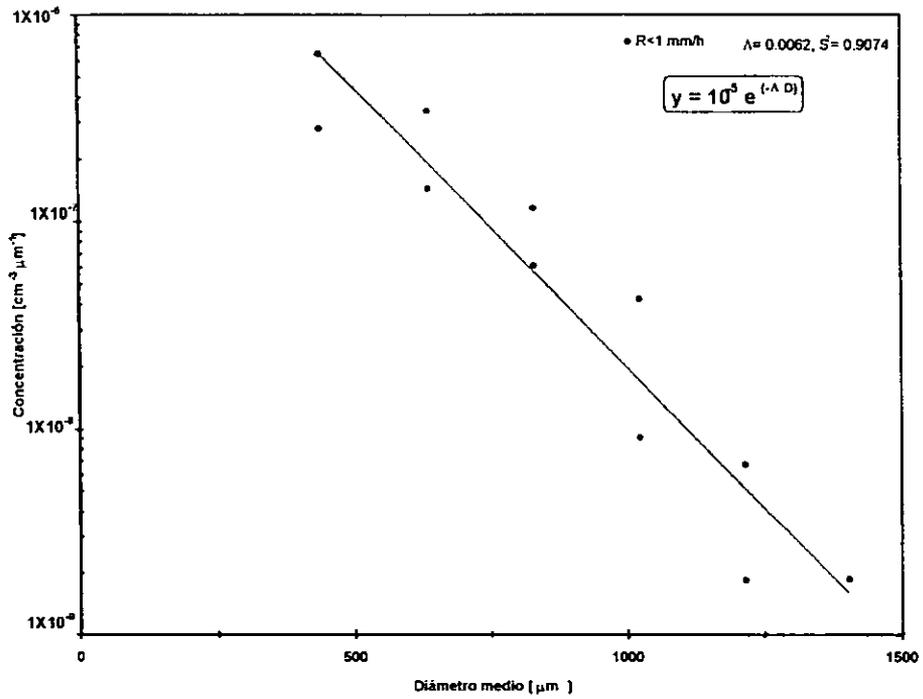


Figura 3.5 Distribución M-P para $R < 1$ mm/h, para los Casos 1 y 2, considerando sólo los datos utilizados.

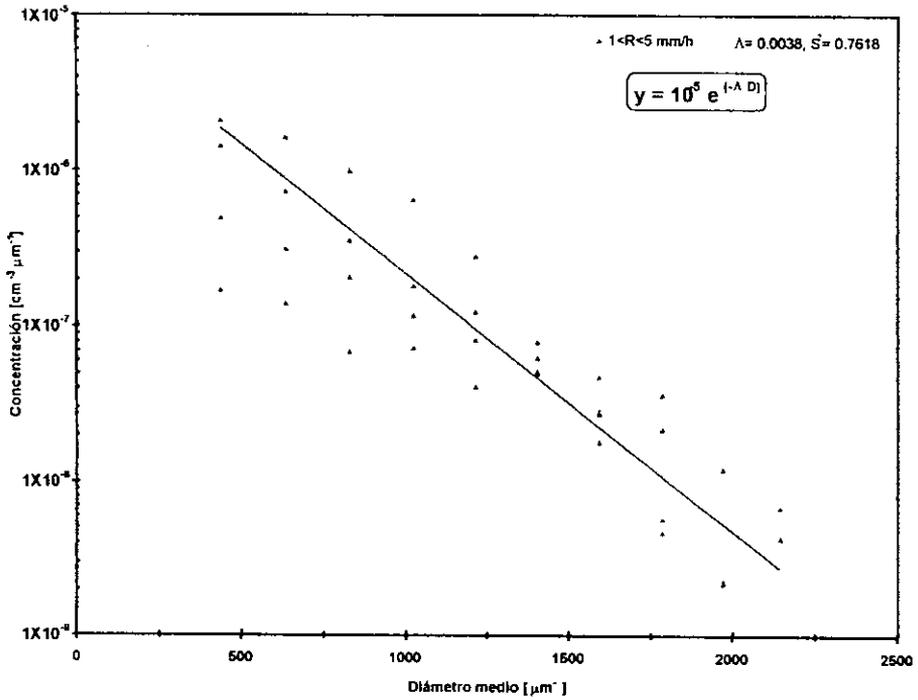


Figura 3.6 Como en la Figura 3.5, para $1 < R \leq 5 \text{ mm/h}$.

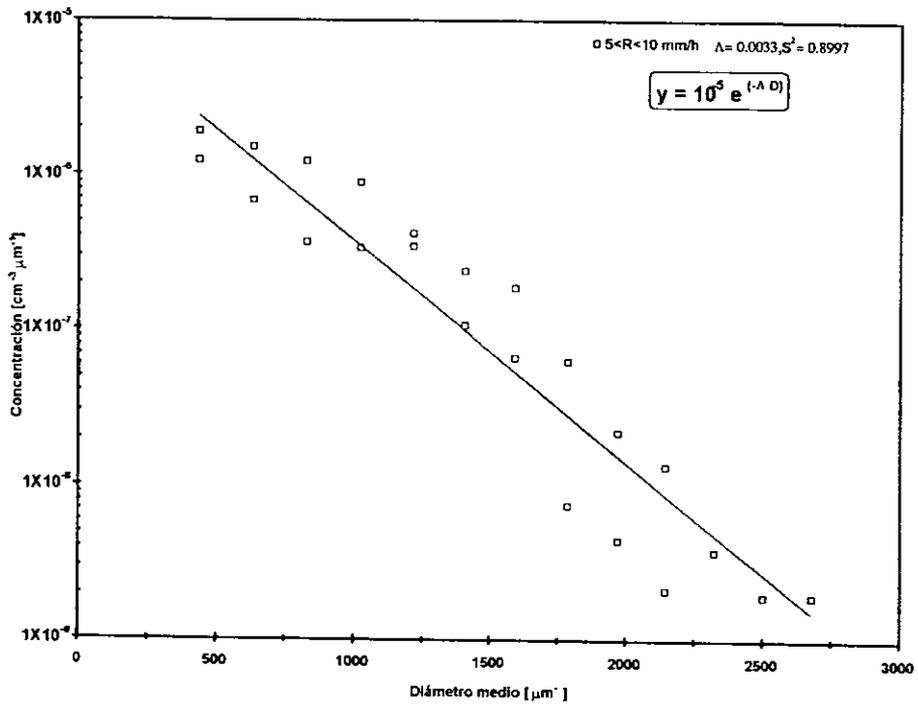


Figura 3.7 Como en la Figura 3.5, para $5 < R \leq 10 \text{ mm/h}$.

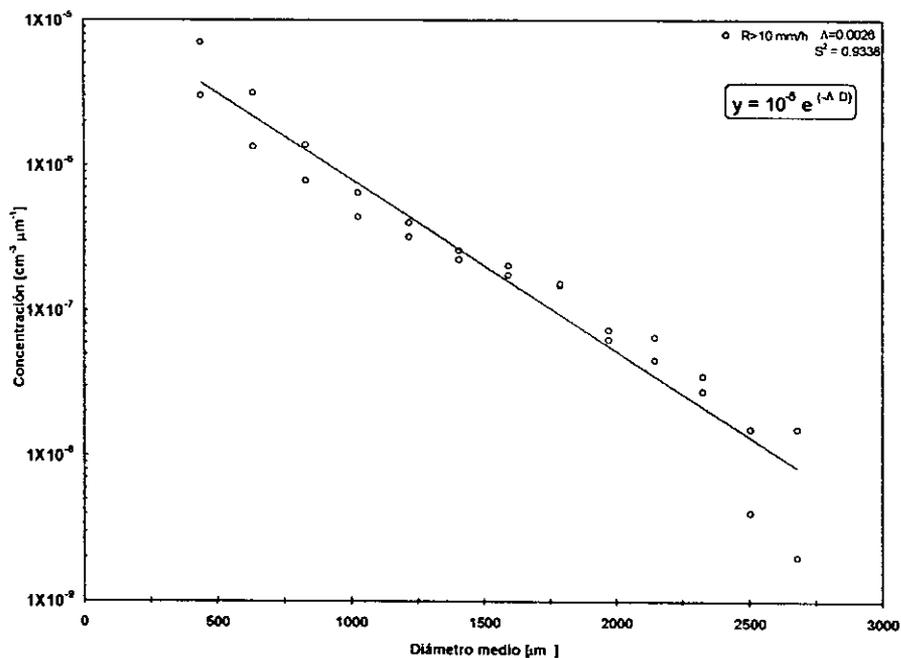


Figura 3.8 Como en la Figura 3.5, para $R > 10$ mm/h.

El análisis del Caso 3, correspondiente a un evento de lluvia estratificada ocurrido el 26 de septiembre de 1995, se presenta a la Figura 3.9. Dadas sus características, la intensidad de precipitación fue generalmente menor a 1 mm/h a lo largo del muestreo (Fig. 3.3). El análisis correspondiente indica que $N_0 \approx 4 \times 10^{-5} \text{ cm}^{-3} \mu\text{m}^{-1}$ y la varianza del ajuste no es tan buena como en los casos convectivos aquí analizados. Sin embargo, es notable la mejoría del ajuste para $1 < R \leq 5$ mm/h, especialmente si consideramos la escasez de datos. Lo anterior indica que, como lo establecen las hipótesis de M-P, para obtener una distribución adecuada es necesario tener valores más elevados de intensidades de precipitación. Es por estas razones que el Caso 3 fue excluido de los resultados que se presentan en el siguiente Capítulo.

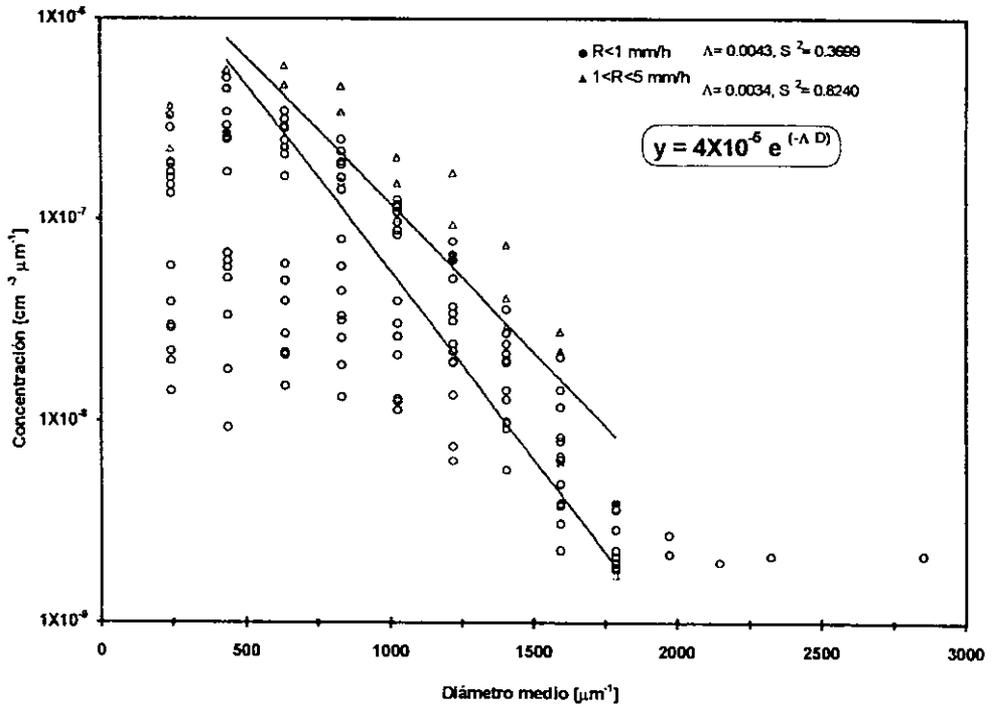


Figura 3.9 Como la Figura 3.4, para el Caso 3.

Capítulo 4

DISCUSIÓN DE RESULTADOS

4.1 Evolución de los Espectros de Gotas

Como se mencionó en el primer capítulo, la distribución M-P (Ec. 1.1) es una buena aproximación para espectros de lluvia. Sin embargo, en los modelos numéricos de List *et al.* (1987) y otras parametrizaciones, los espectros de precipitación se describen en términos de la masa de gota, en vez de su diámetro. Con base en su modelo, se desarrollaron los siguientes algoritmos para obtener los espectros de precipitación en función de la masa de la gota, de acuerdo a la información obtenida de los muestreos.

El número de gotas por unidad de volumen, N , está definido por:

$$N = a(l)dl, \quad (4.1)$$

donde $a(l)$ es la distribución por volumen y dl es la derivada del logaritmo natural del diámetro, D . Entonces:

$$a(l) = D N dD^{-1} \quad (4.2)$$

donde dD se comporta como el intervalo ΔD para cada uno de los "canales" de los espectrómetros. Finalmente se obtiene:

$$a(l) = D_0 N (D_s - D_i)^{-1}, \quad (4.3)$$

siendo D_0 el diámetro medio de una gota por canal de muestreo, y D_s y D_i valores de los extremos del intervalo de diámetro.

De la misma manera se puede obtener la distribución de masa, $g(l)$:

$$g(l) = M dl^{-1} = M D dD^{-1} = M D \Delta D^{-1} \quad (4.4)$$

Con estas definiciones se obtuvieron los resultados que se presentan a continuación. Los cálculos fueron elaborados en hoja de cálculo MS Excel v.5

En las figuras 4.1 a 4.6 se muestra la evolución temporal de los espectros de gotas de precipitación para cada uno de los casos de estudio, en términos de la concentración por número, por masa y por volumen.

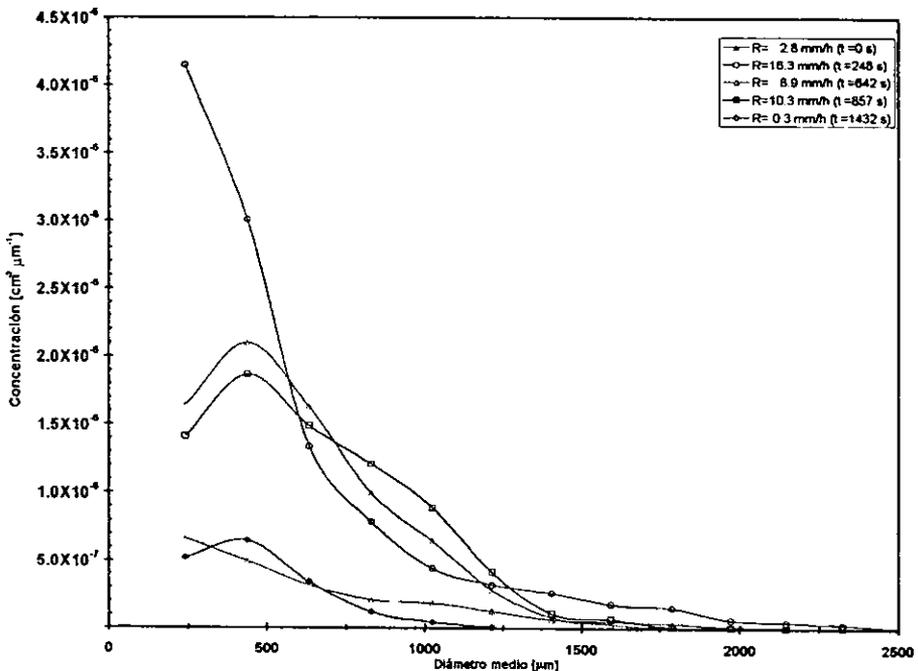


Fig.4.1 Evolución temporal del espectro de gotas, en términos de la concentración por número para el Caso 1.

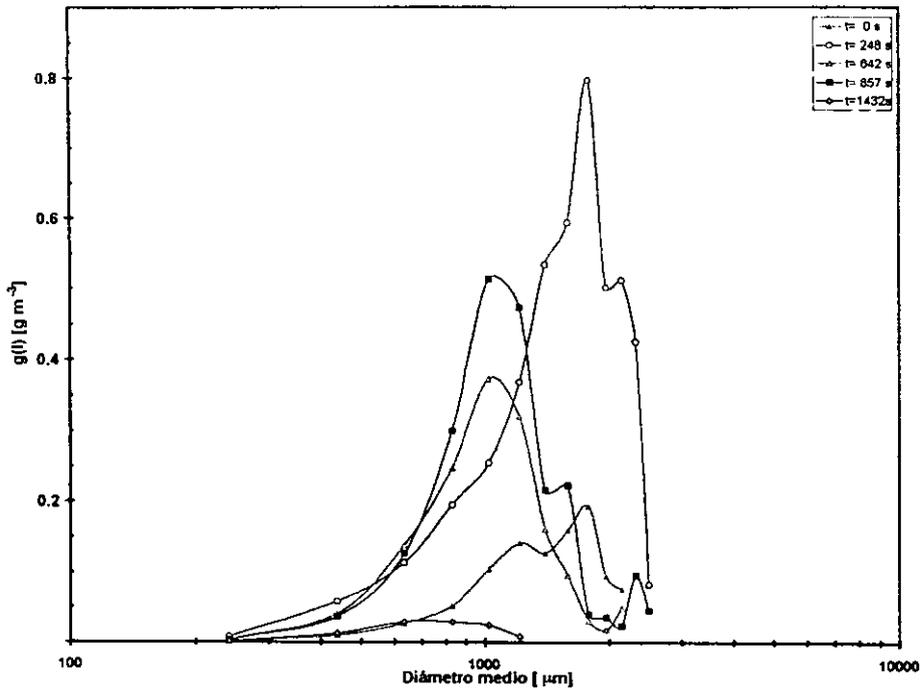


Fig.4.2 Evolución temporal del espectro de gotas, en términos de la concentración por masa, para el Caso 1.

Cada representación del espectro de gota (concentraciones por números, volumen y masa) permite resaltar algún aspecto de la evolución temporal de aquél. Así, para el Caso 1 puede apreciarse que, durante la primera penetración en la cortina de lluvia ($t=0$, figuras 4.1 y 4.2) la mayor contribución en número corresponde a gotas pequeñas (menores o iguales a $400 \mu\text{m}$), mientras que en términos de la masa predominan las gotas de alrededor de $1787 \mu\text{m}$. Por su parte, la contribución de gotas menores o iguales a $1000 \mu\text{m}$ es relativamente uniforme en términos de volumen (figura 4.3).

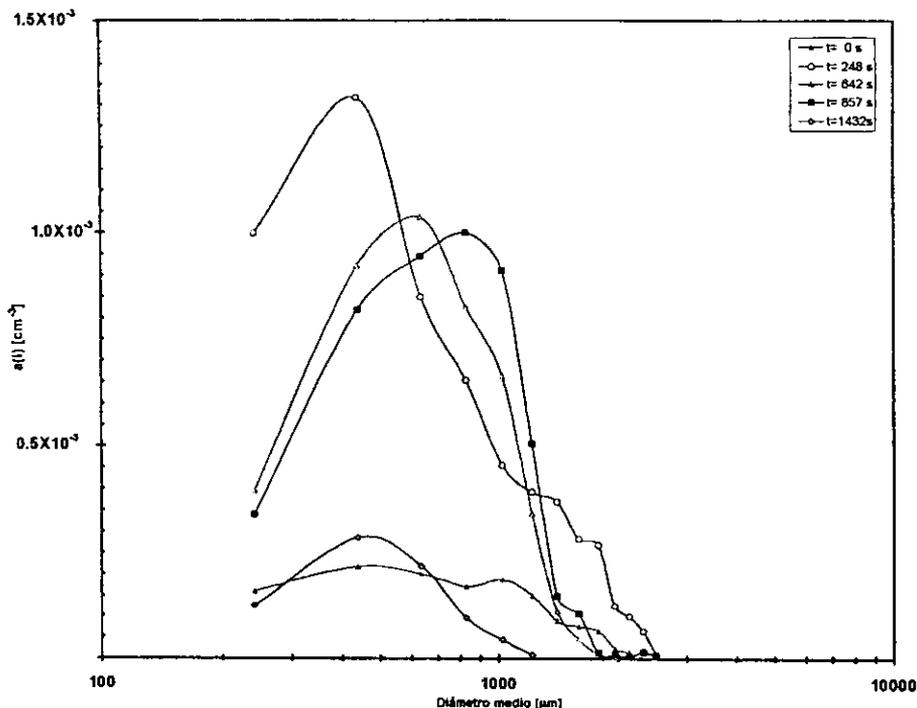


Fig.4.3 Evolución temporal del espectro de gotas, en términos de la concentración por volumen, para el Caso I.

Transcurridos cuatro minutos ($t = 248$ s), conforme la intensidad de precipitación aumenta, se aprecia un fuerte incremento en el número de gotas pequeñas que corresponde con un “pico” alrededor de los $438 \mu\text{m}$ en el espectro por volumen, y una reafirmación del máximo alrededor de $1773 \mu\text{m}$. Estas características podrán indicar que el proceso de colisión-coalescencia-rompimiento se ha iniciado.

Once minutos después del primer muestreo ($t = 642$ s), la intensidad de precipitación disminuye a aproximadamente 9 mm/h y tiende a estabilizarse durante los siguientes minutos ($R = 10.2 \text{ mm/h}$ a $t = 857$ s). Claramente se puede apreciar que un máximo en la concentración por número se establece alrededor de los $411 \mu\text{m}$ durante este período, así como un máximo por volumen que oscila entre los 635 y $830 \mu\text{m}$. Simultáneamente un máximo en la concentración por masa aparece alrededor de los $1000 \mu\text{m}$, mientras

que el "pico" original en $1700 \mu\text{m}$ parece "romperse" en dos máximos (1593 y $2146 \mu\text{m}$, aproximadamente).

Este período (entre los once y quince minutos de iniciado el muestreo) parece ser indicativo de que el desarrollo de la precipitación ha alcanzado un estado cuasi-estacionario, en el cual los parámetros del espectro de gotas (intensidad de precipitación y localización de los máximos de concentración) se mantienen aproximadamente constantes. Finalmente, 24 minutos después de la primera penetración ($t = 1432 \text{ s}$), el evento de precipitación ha decaído ($R=0.3 \text{ mm/h}$) y la estructura del espectro de gotas no provee información.

La evolución de los espectros de gotas para el Caso 2 (figuras 4.4 a 4.6) tiene un comportamiento similar al aquí descrito para el Caso 1. Sin embargo, hay que hacer notar que la tormenta del Caso 2 tuvo una duración menor (y un desarrollo más rápido), con una intensidad de precipitación máxima mayor. Es notable también ver que los tres tipos de espectros, muestran que las gotas grandes tienen un promedio de vida mucho menor comparado con las pequeñas. En la tabla 4.1 se hace una comparación entre los dos casos en términos de los parámetros aquí descritos.

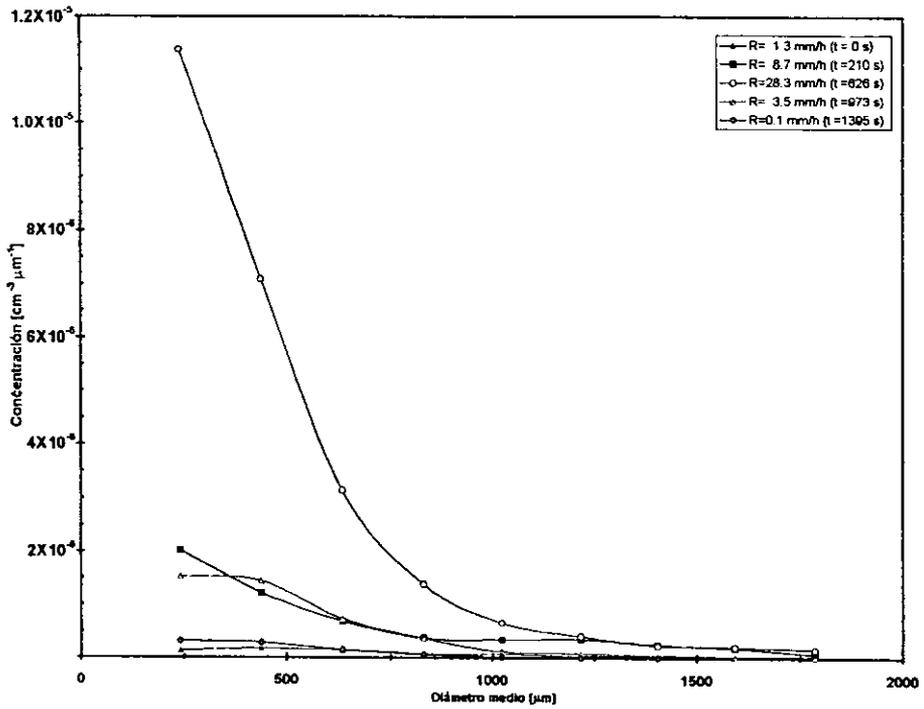


Fig.4.4 Como en la Figura 4.1, para el Caso 2.

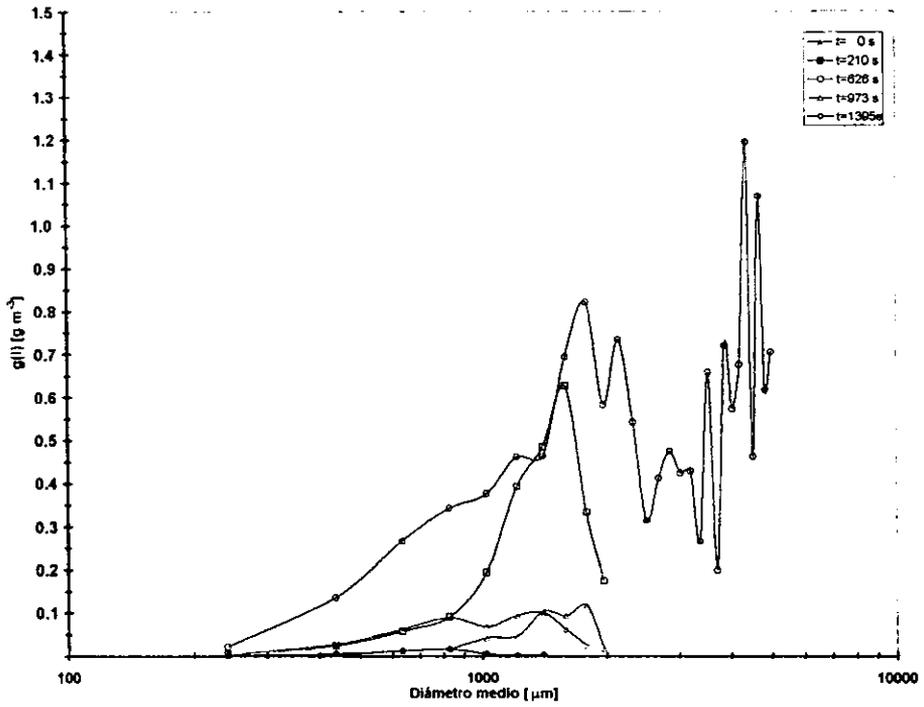


Fig.4.5 Como en la Figura 4.2, para el Caso 2.

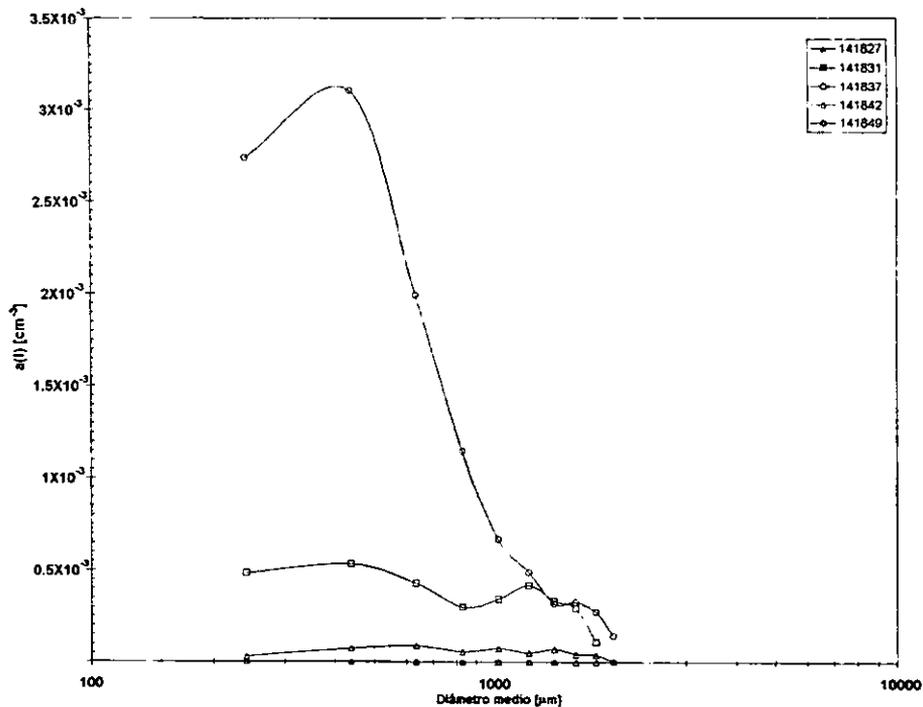


Fig.4.6 Como en la Figura 4.3, para el Caso 2.

Caso	t (minutos)	R (mm/h)	Por concentración [cm ⁻³ μm ⁻¹]	Por volumen [cm ⁻³]	Por masa [g m ⁻³]
C1	0	2.8	≤241 μm	1024 μm	1024, 1787 μm
C2	0	1.3	-	-	1405 μm (?)
C1	4	16.3	<241 μm	438 μm	1787 μm
C2	4	8.7	<241 μm	438 μm (?) 1216 μm (?)	1593 μm
C1	11	8.9	438 μm	635 μm	1024 μm
C2	10	28.3	<241 μm	438 μm	1787 μm 1216 μm
C1	14	10.3	438 μm	830 μm	1024 μm
C2	15	3.5	<241 μm (?)	-	830 μm (?) 1405 μm (?)

Tabla 4.1 Máximos observados en la concentración para los Casos 1 y 2.

4.2 Comparación con la Teoría.

Una de las características del modelo de List *et al.* (1987) es que,

al incrementarse la intensidad de precipitación para cada una de las precipitaciones simuladas, los espectros obtenidos muestran un pico de concentración de gotas en 264 μm , mientras que la concentración de masa se carga en el pico de 1760 μm . En los casos aquí estudiados, puede observarse que un máximo en la concentración (por masa) aparece alrededor de los 1700 μm desde el inicio de la lluvia y permanece, con oscilaciones alrededor de ese valor, durante las etapas maduras y de decaimiento de la precipitación. Aunque el "pico" alrededor de los 264 μm no es totalmente discernible aquí por las limitaciones en la resolución del espectrómetro de gotas, sí es notable un máximo aparente en la concentración (por número) alrededor de dicho diámetro. Es interesante hacer notar que un máximo relativo en la concentración (por masa y por número) se observa claramente alrededor de los 440 μm en las etapas "maduras" de la precipitación, es decir, después de unos cuatro minutos. Este máximo es cercano al predicho en el modelo de Brown (1986) y ha sido reportado por varios observadores (Steiner y Waldvogel, 1987), aunque nunca confirmado debido a las limitaciones en los equipos de muestreo.

El modelo de List *et al.* (1987) predice la aparición de un máximo alrededor de los 790 μm posteriormente a la aparición de los otros dos "picos" en las etapas tempranas de la precipitación en equilibrio. En el presente trabajo, un tercer máximo es detectable, en el espectro por volumen, sólo después de 10 minutos de iniciada la lluvia, que oscila entre los 650 y los 800 μm . No puede decirse que esta observación sea sustentable con los datos disponibles.

En la tabla 4.2 se hace un resumen de los valores obtenidos para las modas de las distribuciones predichas por algunos modelos, así como los de algunas observaciones de campo, y se compara con los resultados aquí obtenidos.

El modelo de List predice que, para intensidades de precipitación menores a 5 mm/h, el tiempo para alcanzar el equilibrio es de al menos

2 horas, mientras que para intensidades de precipitación mayores a 10 mm/h el tiempo es mucho más corto. En los casos aquí presentados, puede observarse que las gotas de tamaños pequeños tienden a desaparecer, en números relativos, conforme la precipitación entra en etapas más maduras. Esto es especialmente notorio para casos donde R es aproximadamente mayor a 10 mm h^{-1} , lo cual es un indicio de acercamiento al equilibrio.

Todo lo anterior nos estaría indicando que sobre el Valle de México se pueden observar procesos de colisión-coalescencia-rompimiento, a pesar de la naturaleza de las nubes mixtas (ver sección 1.2). Esto es debido, seguramente, a que hay el suficiente tiempo de caída de las partículas de precipitación entre la isoterma de 0°C y el suelo.

VY	LDS	MFL	BW	SW	GG
240 μm	264 μm	270 μm	250 μm	-	241 μm
-	-	450 μm	500 μm	400 μm	438 μm
870 μm	790 μm	750 μm	-	700 μm	635-830 μm
2000 μm	1760 μm	1720 μm	-	1900 μm	1787 μm

Tabla 4.2. VY: modelo Valdez y Young (1985); LDS: modelo List *et al.* (1987); MFL: modelo McFarquhar y List (1991); BW: modelo Brown (1986); SW: Steiner y Waldvogel (1987), recopilación de observaciones de varios autores; GG: Presente trabajo.

Conclusiones

Durante la realización de este trabajo, el desarrollo de técnicas innovadoras de muestreo, al usar espectrómetros para la obtención de datos de precipitación en superficie; así como de software para el estudio y análisis de conteo de gotas, han posibilitado poder ver el comportamiento de los espectros de precipitación para el Valle de México. Los principales resultados son los siguientes:

- 1) Observación de picos que tienden a concordar con los citados en la literatura. En particular con los modelos de List *et al* (1987), y Valdez y Young (1985), así como con las observaciones de Steiner y Waldvogel (1987).
- 2) Hay una buena concordancia con la aparición temporal, durante el desarrollo de la tormenta, de los máximos de concentración conforme a lo predicho por List *et al* (1987).
- 3) En las gráficas de distribución Marshall-Palmer, n_0 se puede considerar constante. Para unas precipitaciones bajas en lluvia estratiforme, no se pudo emplear Marshall-Palmer debido a su dispersión de puntos.

El hecho que se pueda ver una firma de lluvia caliente en superficie considerando el origen con nubes mixtas según los reportes de radiosondeos (sección 1.2), se podría explicar teniendo en cuenta lo siguiente:

- a) Que los cristales de hielo se fundan al cruzar la isoterma de 0° C (dentro o fuera de la base de la nube), y
- b) Que hay suficiente tiempo de caída entre la nube y el piso para que se dé el proceso de colisión-coalescencia-rompimiento.

También se debe notar la aparición de un máximo en 438 μm (cerca del límite de resolución del espectrómetro). Si bien no aparece en modelos anteriores, es aparentemente visto por Steiner y Waldvogel (1987) e igualmente aparece en las simulaciones de McFarquhar-List (1991) y Brown (1986), y cuya naturaleza no es

conocida. Para confirmar la presencia de un máximo en $438 \mu\text{m}$, así como verificar con mayor precisión la presencia de un máximo alrededor de los $241 \mu\text{m}$, se cuenta con los datos tomados con un espectrómetro OAP 2DC el cuál se utilizó simultáneamente en los muestreos, cuya resolución es preferible para diámetros menores a $700 \mu\text{m}$. Esta información no se utilizó en el presente trabajo pues hubiera implicado un alargamiento en demasía para los fines de la tesis.

Según lo anterior, las gotas no "vagan" en el espectro independientemente del inicio y final de la precipitación pluvial: siguen un cierto orden en su formación y concentración. Siguen, aún incluso si la precipitación es lo suficientemente intensa y no estratiforme, el promedio de Marshall-Palmer, cuyos espectros pueden abarcar tamaños ligeramente menores a $500 \mu\text{m}$.

Todo lo anterior mostraría que los desarrollos de los procesos físicos de precipitación están en principio bien entendidos. Sin embargo quedan abiertas varias dudas sobre la evolución de los espectros, debido en buena manera a la falta de mayor número de datos. Para tal caso se propone realizar más muestreos en el Valle de México o en lugares con características semejantes para obtener espectros de precipitación más precisos, y que incluyan información adicional para entender mejor la evolución de la tormenta, como sería el caso de radiosondeos y otras observaciones remotas.

REFERENCIAS

- Alvarez J., y J. Torreblanca 1992: Desarrollo de un sistema de software para interpretación y análisis de datos de espectrómetros de gotas. *Tesis de Licenciatura Fac. de Ingeniería, U.N.A.M.*, p.p. 150.
- Beard, K. V., 1976: Terminal velocity and shape of cloud and precipitation drops aloft *J. Atmos. Sci.* **33**, 851-864.
- Brown, P. S., 1986: Analysis of Low and List drop-breakup formulation. *J. Climate Appl. Meteor.* **25**, 313-321.
- García, F. y R. A. Montañez, 1991: Warm fog in eastern Mexico: A case study. *Atmósfera*, **4**, 53-64.
- Garner, F. H. y D.A. Lihou, 1965: *DECHEMA Monographien* **55**. 155.
- Gillespie, J. R., y R. List, 1978: Effects of collisions-induced breakup on drop size evolution in steady state rainshafts. *Pure Appl. Geophys.*, **117**, 599-626.
- González, J. E. 1995: Automatización de software para interpretación y análisis de datos de espectrómetros de gotas. *Reporte Servicio Social Facultad de Ciencias, U.N.A.M.*, p.p. 26.
- Gunn, K.L.S., y G.D. Kinzer, 1949: The terminal velocity of fall water drops in stagnant air. *J. Meteor.* **6**, 243-248.
- Kestin, J., and J. H. Whitelaw, 1965: Humidity and Moisture, A. Wexler, Ed., *Reinhold Pub. Co., New York*. p.p. 301
- Laws, J. O. y D. A. Parsons, 1943: The relation of raindrop-size to intensity. *Trans. Amer. Geophys. Union* **24**, 452-460..
- List, R., N. R. Donaldson y R. E. Stewart, 1987: Temporal evolution of drop spectra to collisional equilibrium in steady and pulsating rain. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 362-372.
- Low, T. y R. List, 1982: Collision, coalescence and breakup of raindrops. Parts I y II. *J. Atmos. Sci.* **39**, 1591-1618.

- McFarquhar, G. M y R. List, 1991: The evolution of three-peak raindrop size distribution in one-dimensional shaft models. Part II: Multiple pulse rain. *J. Atmos. Sci.*, **48**, 1587-1595.
- Martínez, D. y E. G. Gori, 1997: Raindrop size distribution in convective clouds over Cuba. *Scientific Report*.
- Marshall, J. S. y W. M. Palmer, 1948: The distribution of raindrops with size. *J. Meteor.* **5**, 165-166.
- Mosiño, P. y E. García, 1973: The climates of Mexico. *R.A. Bryson and F.K. Hare (Eds.), World Survey of Climatology II, ch. 4*, 373-380.
- Paredes, G., 1997: Validación de software automatizado para análisis e interpretación de datos de espectrómetros de gotas. *Reporte de servicio social, Facultad de Ciencias, U.N.A.M.* 27 p.p. + apéndices.
- Pruppacher, H. y J. Klett, 1997: Microphysics of clouds and precipitation. Second Edition. *Reidel Publishing Company*, 22-28, 318-328.
- Steiner M y A. Waldvogel, 1987: Peaks in raindrop size distributions. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 3127-3133.
- Valdez, M.P., y K. C. Young, 1985: Number fluxes in equilibrium raindrop populations: A Markov chain analysis. *J. Atmos. Sci.* , **42**, 1024-1036.
- Waldvogel, A., 1974: The N_0 jump of raindrop spectra. *J. Atmos. Sci.* , **31**, 1067-1078.
- Zemansky M W. y R. Dittman, 1984: Calor y termodinámica. *McGraw Hill*, 6ª ed. p.p. 584.

APENDICE

Espectros correspondientes a la tormenta 950911.

Muestreo t=0 s.

Fecha	Vel	t ini	t fin	Presión (mB)	Temperatura (C)				
09/11/95	1400	17:14:30	17:16:13	780	20				
d inf	d sup	d medio	particula	conc	conc	lwc	lwc	conc por	acum lwc
micra	micra	micra	#	(cm-3)	(/)	(g/m-3)	(/)	micra	(/)
142	340	241	324	1.32E-04	31.2	9.60E-04	0.7	6.65E-07	0.7
340	537	438	240	9.74E-05	23.1	4.29E-03	3	4.94E-07	3.7
537	733	635	152	6.17E-05	14.6	8.25E-03	5.8	3.15E-07	9.4
733	928	830	99	4.02E-05	9.5	1.20E-02	8.4	2.06E-07	17.8
928	1121	1024	87	3.53E-05	8.4	1.99E-02	13.9	1.83E-07	31.7
1121	1311	1216	58	2.36E-05	5.6	2.21E-02	15.5	1.24E-07	47.2
1311	1499	1405	29	1.18E-05	2.8	1.71E-02	11.9	6.26E-08	59.1
1499	1687	1593	22	8.93E-06	2.1	1.89E-02	13.2	4.75E-08	72.3
1687	1888	1787	18	7.31E-06	1.7	2.18E-02	15.3	3.64E-08	87.6
1888	2057	1972	5	2.03E-06	0.5	8.14E-03	5.7	1.20E-08	93.3
2057	2235	2146	3	1.22E-06	0.3	6.29E-03	4.4	6.83E-09	97.7
2235	2415	2325	0		0	0.00E+00	0		97.7
2415	2591	2503	1	4.06E-07	0.1	3.33E-03	2.3	2.31E-09	100
2591	2767	2679	0		0	0.00E+00	0		100
2767	2939	2853	0		0	0.00E+00	0		100
2939	3113	3026	0		0	0.00E+00	0		100
3113	3285	3199	0		0	0.00E+00	0		100
3285	3456	3370	0		0	0.00E+00	0		100
3456	3624	3540	0		0	0.00E+00	0		100
3624	3791	3707	0		0	0.00E+00	0		100
3791	3956	3873	0		0	0.00E+00	0		100
3956	4119	4037	0		0	0.00E+00	0		100
4119	4281	4200	0		0	0.00E+00	0		100

Muestreo t=248 s.

Fecha	Vel	t ini	t fin	Presión (mB)	Temperatura (C)				
09/11/95	1400	17:18:38	17:20:35	780	20				
d inf	d sup	d medio	particula	conc	conc	lwc	lwc	conc por	acum lwc
micra	micra	micra	#	(cm-3)	(/)	(g/m-3)	(/)	micra	(/)
142	340	241	2295	8.20E-04	38.8	5.99E-03	0.9	4.15E-06	0.9
340	537	438	1659	5.93E-04	28	2.61E-02	3.7	3.01E-06	4.6
537	733	635	734	2.62E-04	12.4	3.51E-02	5	1.34E-06	9.6
733	928	830	429	1.53E-04	7.2	4.59E-02	6.5	7.87E-07	16.1
928	1121	1024	239	8.54E-05	4	4.80E-02	6.8	4.42E-07	23
1121	1311	1216	171	6.11E-05	2.9	5.75E-02	8.2	3.22E-07	31.1
1311	1499	1405	138	4.93E-05	2.3	7.15E-02	10.2	2.62E-07	41.3
1499	1687	1593	93	3.32E-05	1.6	7.02E-02	10	1.77E-07	51.3
1687	1888	1787	84	3.00E-05	1.4	8.96E-02	12.8	1.49E-07	64.1
1888	2057	1972	30	1.07E-05	0.5	4.30E-02	6.1	6.34E-08	70.2
2057	2235	2146	23	8.22E-06	0.4	4.25E-02	6.1	4.61E-08	76.3
2235	2415	2325	14	5.00E-06	0.2	3.29E-02	4.7	2.78E-08	81
2415	2591	2503	2	7.15E-07	0	5.86E-03	0.8	4.06E-09	81.8
2591	2767	2679	1	3.57E-07	0	3.59E-03	0.5	2.03E-09	82.3
2767	2939	2853	0		0	0.00E+00	0		82.3
2939	3113	3026	1	3.57E-07	0	5.18E-03	0.7	2.06E-09	83.1
3113	3285	3199	1	3.57E-07	0	6.12E-03	0.9	2.08E-09	83.9
3285	3456	3370	1	3.57E-07	0	7.15E-03	1	2.10E-09	85
3456	3624	3540	2	7.15E-07	0	1.66E-02	2.4	4.24E-09	87.3
3624	3791	3707	1	3.57E-07	0	9.52E-03	1.4	2.14E-09	88.7
3791	3956	3873	0		0	0.00E+00	0		88.7
3956	4119	4037	0		0	0.00E+00	0		88.7
4119	4281	4200	1	3.57E-07	0	1.38E-02	2	2.21E-09	90.6
4281	4441	4361	0		0	0.00E+00	0		90.6
4441	4600	4521	0		0	0.00E+00	0		90.6
4600	4758	4679	1	3.57E-07	0	1.91E-02	2.7	2.27E-09	93.4
4758	4914	4836	0		0	0.00E+00	0		93.4
4914	5069	4991	2	7.15E-07	0	4.65E-02	6.6	4.62E-09	100

Muestreo t= 642 s.

Fecha	Vel	t ini	t fin	Presión (mB)	Temperatura (C)					
09/11/95	1400	17:25:06	17:26:55	760	20					
d inf micra	d sup micra	d medio micra	particula #	conc (cm-3)	conc (l)	lwc (g/m-3)	lwc (l)	conc por micra	acum lwc (l)	
142	340	241	845	3.24E-04	22.3	2.37E-03	0.6	1.64E-06	0.6	
340	537	438	1081	4.15E-04	28.5	1.82E-02	4.5	2.10E-06	5.1	
537	733	635	835	3.20E-04	22	4.28E-02	10.5	1.63E-06	15.6	
733	928	830	506	1.94E-04	13.3	5.81E-02	14.3	9.96E-07	29.9	
928	1121	1024	326	1.25E-04	8.6	7.03E-02	17.3	6.47E-07	47.2	
1121	1311	1216	139	5.33E-05	3.7	5.01E-02	12.3	2.81E-07	59.5	
1311	1499	1405	39	1.50E-05	1	2.17E-02	5.3	7.96E-08	64.8	
1499	1687	1593	14	5.37E-06	0.4	1.14E-02	2.8	2.86E-08	67.6	
1687	1888	1787	3	1.15E-06	0.1	3.44E-03	0.8	5.73E-09	68.5	
1888	2057	1972	1	3.84E-07	0	1.54E-03	0.4	2.27E-09	68.9	
2057	2235	2146	2	7.67E-07	0.1	3.96E-03	1	4.30E-09	69.8	
2235	2415	2325	0		0	0.00E+00	0		69.8	
2415	2591	2503	0		0	0.00E+00	0		69.8	
2591	2767	2679	0		0	0.00E+00	0		69.8	
2767	2939	2853	2	7.67E-07	0.1	9.32E-03	2.3	4.45E-09	72.1	
2939	3113	3026	0		0	0.00E+00	0		72.1	
3113	3285	3199	0		0	0.00E+00	0		72.1	
3285	3456	3370	0		0	0.00E+00	0		72.1	
3456	3624	3540	0		0	0.00E+00	0		72.1	
3624	3791	3707	0		0	0.00E+00	0		72.1	
3791	3956	3873	0		0	0.00E+00	0		72.1	
3956	4119	4037	0		0	0.00E+00	0		72.1	
4119	4281	4200	0		0	0.00E+00	0		72.1	

ESTA RESERVA NO DEBE
 SER DE LA BIBLIOTECA

Muestreo t=857 s.

Fecha	Vel	t ini	t fin	Presión (mB)	Temperatura (C)					
09/11/95	1400	17:28:41	17:30:32	780	20					
d inf	d sup	d medio	particula	conc	conc	lwc	lwc	conc por	acum lwc	
micra	micra	micra	#	(cm-3)	(/)	(g/m-3)	(/)	micra	(/)	
142	340	241	739	2.78E-04		19	2.03E-03	0.4	1.41E-06	0.4
340	537	438	976	3.68E-04		25.1	1.62E-02	3.3	1.87E-06	3.7
537	733	635	774	2.92E-04		19.9	3.90E-02	8	1.49E-06	11.8
733	928	830	624	2.35E-04		16.1	7.03E-02	14.5	1.21E-06	26.2
928	1121	1024	457	1.72E-04		11.8	9.68E-02	19.9	8.90E-07	46.1
1121	1311	1216	209	7.87E-05		5.4	7.40E-02	15.2	4.15E-07	61.3
1311	1499	1405	53	2.00E-05		1.4	2.89E-02	5.9	1.06E-07	67.3
1499	1687	1593	33	1.24E-05		0.8	2.63E-02	5.4	6.61E-08	72.7
1687	1888	1787	4	1.51E-06		0.1	4.50E-03	0.9	7.50E-09	73.6
1888	2057	1972	2	7.54E-07		0.1	3.02E-03	0.6	4.46E-09	74.2
2057	2235	2146	1	3.77E-07		0	1.95E-03	0.4	2.11E-09	74.6
2235	2415	2325	3	1.13E-06		0.1	7.43E-03	1.5	6.28E-09	76.1
2415	2591	2503	1	3.77E-07		0	3.09E-03	0.6	2.14E-09	76.8
2591	2767	2679	0			0	0.00E+00	0		76.8
2767	2939	2853	4	1.51E-06		0.1	1.83E-02	3.8	8.75E-09	80.5
2939	3113	3026	0			0	0.00E+00	0		80.5
3113	3285	3199	0			0	0.00E+00	0		80.5
3285	3456	3370	0			0	0.00E+00	0		80.5
3456	3624	3540	0			0	0.00E+00	0		80.5
3624	3791	3707	1	3.77E-07		0	1.00E-02	2.1	2.26E-09	82.6
3791	3966	3873	0			0	0.00E+00	0		82.6
3966	4119	4037	1	3.77E-07		0	1.30E-02	2.7	2.31E-09	85.3
4119	4281	4200	0			0	0.00E+00	0		85.3
4281	4441	4361	0			0	0.00E+00	0		85.3
4441	4600	4521	0			0	0.00E+00	0		85.3
4600	4758	4679	1	3.77E-07		0	2.02E-02	4.1	2.39E-09	89.4
4758	4914	4836	1	3.77E-07		0	2.23E-02	4.6	2.41E-09	94
4914	5069	4991	0			0	0.00E+00	0		94
5069	5222	5146	0			0	0.00E+00	0		94
5222	5375	5298	1	3.77E-07		0	2.93E-02	6	2.48E-09	100
5375	5526	5450	0			0	0.00E+00	0		100

Muestreo t=1432 s.

Fecha	Vel	t ini	t fin	Presión (mB)	Temperatura (C)					
09/11/95	1666.7	17:38:26	17:40:44	780	20					
d inf	d sup	d medio	particula	conc	conc	hwc	hwc	conc por	acum hwc	
micra	micra	micra	#	(cm-3)	(l)	(g/m-3)	(l)	micra	(l)	
142	340	241	405	1.03E-04	31.3	7.53E-04	2.7	5.21E-07	2.7	
340	537	438	502	1.28E-04	38.8	5.62E-03	20.2	6.48E-07	22.9	
537	733	635	263	6.70E-05	20.3	8.99E-03	32.2	3.41E-07	55.1	
733	928	830	88	2.24E-05	6.8	6.70E-03	24.1	1.15E-07	79.2	
928	1121	1024	32	8.15E-06	2.5	4.58E-03	16.5	4.21E-08	95.7	
1121	1311	1216	5	1.27E-06	0.4	1.20E-03	4.3	6.71E-09	100	
1311	1499	1405	0		0	0.00E+00	0		100	
1499	1687	1593	0		0	0.00E+00	0		100	
1687	1888	1787	0		0	0.00E+00	0		100	
1888	2057	1972	0		0	0.00E+00	0		100	
2057	2235	2146	0		0	0.00E+00	0		100	
2235	2415	2325	0		0	0.00E+00	0		100	
2415	2591	2503	0		0	0.00E+00	0		100	
2591	2767	2679	0		0	0.00E+00	0		100	
2767	2939	2863	0		0	0.00E+00	0		100	
2939	3113	3026	0		0	0.00E+00	0		100	
3113	3285	3199	0		0	0.00E+00	0		100	
3285	3456	3370	0		0	0.00E+00	0		100	
3456	3624	3540	0		0	0.00E+00	0		100	
3624	3791	3707	0		0	0.00E+00	0		100	
3791	3956	3873	0		0	0.00E+00	0		100	
3956	4119	4037	0		0	0.00E+00	0		100	
4119	4281	4200	0		0	0.00E+00	0		100	

Espectros correspondientes a la tormenta 950914.

Muestreo t=0 s.

Fecha	Vel	t ini	t fin	Presión (mB)	Temperatura (C)				
14/9/1995	1400	18:27:50	18:29:43	780	20				
d inf	d sup	d medio	particula	conc	conc	lwc	lwc	conc por	acum lwc
micra	micra	micra	#	(cm-3)	(l)	(g/m-3)	(l)	micra	(l)
142	340	241	70	2.59E-05	18.3	1.89E-04	0.3	1.31E-07	0.3
340	537	438	91	3.37E-05	23.8	1.48E-03	2.3	1.71E-07	2.6
537	733	635	74	2.74E-05	19.3	3.66E-03	5.7	1.40E-07	8.3
733	928	830	36	1.33E-05	9.4	3.99E-03	6.2	6.84E-08	14.5
928	1121	1024	38	1.41E-05	9.9	7.90E-03	12.3	7.27E-08	26.8
1121	1311	1216	21	7.77E-06	5.5	7.31E-03	11.4	4.10E-08	38.2
1311	1499	1405	26	9.62E-06	6.8	1.40E-02	21.7	5.12E-08	60
1499	1687	1593	14	5.18E-06	3.7	1.10E-02	17.1	2.76E-08	77
1687	1888	1787	12	4.44E-06	3.1	1.33E-02	20.7	2.21E-08	97.7
1888	2057	1972	1	3.70E-07	0.3	1.48E-03	2.3	2.19E-09	100
2057	2235	2146	0	0.00E+00	0	0.00E+00	0	0.00E+00	100
2235	2415	2325	0	0.00E+00	0	0.00E+00	0	0.00E+00	100
2415	2591	2503	0	0.00E+00	0	0.00E+00	0	0.00E+00	100
2591	2767	2679	0	0.00E+00	0	0.00E+00	0	0.00E+00	100
2767	2939	2853	0	0.00E+00	0	0.00E+00	0	0.00E+00	100
2939	3113	3026	0	0.00E+00	0	0.00E+00	0	0.00E+00	100
3113	3285	3199	0	0.00E+00	0	0.00E+00	0	0.00E+00	100
3285	3456	3370	0	0.00E+00	0	0.00E+00	0	0.00E+00	100
3456	3624	3540	0	0.00E+00	0	0.00E+00	0	0.00E+00	100
3624	3791	3707	0	0.00E+00	0	0.00E+00	0	0.00E+00	100
3791	3956	3873	0	0.00E+00	0	0.00E+00	0	0.00E+00	100
3956	4119	4037	0	0.00E+00	0	0.00E+00	0	0.00E+00	100
4119	4281	4200	0	0.00E+00	0	0.00E+00	0	0.00E+00	100

Muestreo t= 210 s.

Fecha	Vel	t ini	t fin	Presión (mB)	Temperatura (C)					
14/9/1995	1400	18:31:20	18:33:23	780	20					
d inf	d sup	d medio	particula	conc	conc	lwc	lwc	conc por	acum lwc	
micra	micra	micra	#	(cm-3)	(/)	(gm-3)	(/)	micra	(/)	
142	340	241	1173	3.99E-04	37.1	2.91E-03	0.7	2.02E-06	0.7	
340	537	438	706	2.40E-04	22.3	1.06E-02	2.6	1.22E-06	3.3	
537	733	635	390	1.33E-04	12.3	1.77E-02	4.4	6.76E-07	7.7	
733	928	830	209	7.11E-05	6.6	2.13E-02	5.2	3.65E-07	12.9	
928	1121	1024	191	6.49E-05	6	3.65E-02	9	3.36E-07	21.9	
1121	1311	1216	192	6.53E-05	6.1	6.14E-02	15.1	3.44E-07	37.1	
1311	1499	1405	132	4.49E-05	4.2	6.51E-02	16	2.39E-07	53.1	
1499	1687	1593	103	3.50E-05	3.3	7.40E-02	18.2	1.86E-07	71.3	
1687	1888	1787	37	1.26E-05	1.2	3.76E-02	9.3	6.26E-08	80.6	
1888	2057	1972	11	3.74E-06	0.3	1.50E-02	3.7	2.21E-08	84.3	
2057	2235	2146	7	2.38E-06	0.2	1.23E-02	3	1.34E-08	87.3	
2235	2415	2325	2	6.80E-07	0.1	4.47E-03	1.1	3.78E-09	88.4	
2415	2591	2503	1	3.40E-07	0	2.79E-03	0.7	1.93E-09	89.1	
2591	2767	2679	1	3.40E-07	0	3.42E-03	0.8	1.93E-09	89.9	
2767	2939	2853	3	1.02E-06	0.1	1.24E-02	3.1	5.92E-09	93	
2939	3113	3026	0	0.00E+00	0	0.00E+00	0		93	
3113	3285	3199	1	3.40E-07	0	5.82E-03	1.4	1.98E-09	94.4	
3285	3456	3370	0	0.00E+00	0	0.00E+00	0		94.4	
3456	3624	3540	1	3.40E-07	0	7.88E-03	1.9	2.02E-09	96.4	
3624	3791	3707	0	0.00E+00	0	0.00E+00	0	0.00E+00	96.4	
3791	3956	3873	0	0.00E+00	0	0.00E+00	0	0.00E+00	96.4	
3956	4119	4037	0	0.00E+00	0	0.00E+00	0	0.00E+00	96.4	
4119	4281	4200	0	0.00E+00	0	0.00E+00	0	0.00E+00	96.4	
4281	4441	4361	1	3.40E-07	0	1.47E-02	3.6	2.12E-09	100	
4441	4600	4521	0	0.00E+00	0	0.00E+00	0	0.00E+00	100	

Muestreo t= 626 s.

Fecha	Vel	t ini	t fin	Presión (mB)	Temperatura (C)				
14/9/1995	1400	18:37:16	18:39:20	780	20				
d inf micra	d sup micra	d medio micra	particula #	conc (cm-3)	conc (/)	hwc (g/m-3)	hwc (/)	conc por micra	acum hwc (/)
142	340	241	6668	2.25E-03	46	1.64E-02	1.4	1.14E-05	
340	537	438	4138	1.40E-03	28.5	6.14E-02	5.2	7.06E-06	
537	733	635	1823	6.15E-04	12.6	8.22E-02	7	3.14E-06	
733	928	830	798	2.69E-04	5.5	8.05E-02	6.9	1.38E-06	
928	1121	1024	374	1.26E-04	2.6	7.09E-02	6.1	6.52E-07	
1121	1311	1216	228	7.69E-05	1.6	7.23E-02	6.2	4.05E-07	
1311	1499	1405	127	4.28E-05	0.9	6.21E-02	5.3	2.28E-07	
1499	1687	1593	115	3.88E-05	0.8	8.19E-02	7	2.06E-07	
1687	1888	1787	92	3.10E-05	0.6	9.26E-02	7.9	1.54E-07	
1888	2057	1972	37	1.25E-05	0.3	5.00E-02	4.3	7.38E-08	
2057	2235	2146	35	1.18E-05	0.2	6.10E-02	5.2	6.62E-08	
2235	2415	2325	19	6.41E-06	0.1	4.21E-02	3.6	3.56E-08	
2415	2591	2503	8	2.70E-06	0.1	2.21E-02	1.9	1.53E-08	
2591	2767	2679	8	2.70E-06	0.1	2.71E-02	2.3	1.53E-08	
2767	2939	2853	7	2.36E-06	0	2.87E-02	2.4	1.37E-08	
2939	3113	3026	5	1.69E-06	0	2.44E-02	2.1	9.70E-09	
3113	3285	3199	4	1.35E-06	0	2.31E-02	2	7.84E-09	
3285	3456	3370	2	6.75E-07	0	1.35E-02	1.2	3.96E-09	
3456	3624	3540	4	1.35E-06	0	3.13E-02	2.7	8.01E-09	
3624	3791	3707	1	3.37E-07	0	8.98E-03	0.8	2.02E-09	
3791	3956	3873	3	1.01E-06	0	3.07E-02	2.6	6.13E-09	
3956	4119	4037	2	6.75E-07	0	2.32E-02	2	4.13E-09	
4119	4281	4200	2	6.75E-07	0	2.61E-02	2.2	4.17E-09	
4281	4441	4361	3	1.01E-06	0	4.39E-02	3.7	6.31E-09	
4441	4600	4521	1	3.37E-07	0	1.63E-02	1.4	2.12E-09	
4600	4758	4679	2	6.75E-07	0	3.61E-02	3.1	4.26E-09	
4758	4914	4836	1	3.37E-07	0	1.99E-02	1.7	2.16E-09	
4914	5069	4991	1	3.37E-07	0	2.19E-02	1.9	2.18E-09	
5069	5222	5146	0	0.00E+00	0	0.00E+00	0	0.00E+00	

Muestreo t= 973 s.

Fecha	Vel	t ini	t fin	Presión (mB)	Temperatura (C)				
09/11/95	1400	18:42:44	18:44:37	780	20				
d inf micra	d sup micra	d medio micra	particula #	conc (cm-3)	conc (l)	hwc (gm-3)	hwc (l)	conc por micra	acum hwc (l)
142	340	241	966	3.00E-04	35.4	2.19E-03	1.4	1.52E-06	1.4
340	537	438	910	2.83E-04	33.3	1.24E-02	7.8	1.44E-06	9.2
537	733	635	459	1.43E-04	16.8	1.91E-02	12	7.26E-07	21.2
733	928	830	223	6.93E-05	8.2	2.07E-02	13.1	3.56E-07	34.3
928	1121	1024	73	2.27E-05	2.7	1.28E-02	8	1.17E-07	42.3
1121	1311	1216	50	1.55E-05	1.8	1.46E-02	9.2	8.19E-08	51.5
1311	1499	1405	30	9.33E-06	1.1	1.35E-02	8.5	4.96E-08	60
1499	1687	1593	11	3.42E-06	0.4	7.22E-03	4.5	1.82E-08	64.6
1687	1888	1787	3	9.33E-07	0.1	2.78E-03	1.8	4.64E-09	66.3
1888	2057	1972	0	0.00E+00	0	0.00E+00	0	0.00E+00	66.3
2057	2235	2146	0	0.00E+00	0	0.00E+00	0	0.00E+00	66.3
2235	2415	2325	0	0.00E+00	0	0.00E+00	0	0.00E+00	66.3
2415	2591	2503	0	0.00E+00	0	0.00E+00	0	0.00E+00	66.3
2591	2767	2679	2	6.22E-07	0.1	6.25E-03	3.9	3.53E-09	70.3
2767	2939	2853	0	0.00E+00	0	0.00E+00	0	0.00E+00	70.3
2939	3113	3026	0	0.00E+00	0	0.00E+00	0	0.00E+00	70.3
3113	3285	3199	0	0.00E+00	0	0.00E+00	0	0.00E+00	70.3
3285	3456	3370	0	0.00E+00	0	0.00E+00	0	0.00E+00	70.3
3456	3624	3540	0	0.00E+00	0	0.00E+00	0	0.00E+00	70.3
3624	3791	3707	0	0.00E+00	0	0.00E+00	0	0.00E+00	70.3
3791	3956	3873	0	0.00E+00	0	0.00E+00	0	0.00E+00	70.3
3956	4119	4037	0	0.00E+00	0	0.00E+00	0	0.00E+00	70.3
4119	4281	4200	1	3.11E-07	0	1.20E-02	7.6	1.92E-09	77.8
4281	4441	4361	0	0.00E+00	0	0.00E+00	0	0.00E+00	77.8
4441	4600	4521	1	3.11E-07	0	1.50E-02	9.5	1.96E-09	87.3
4600	4758	4679	0	0.00E+00	0	0.00E+00	0	0.00E+00	87.3
4758	4914	4836	0	0.00E+00	0	0.00E+00	0	0.00E+00	87.3
4914	5069	4991	1	3.11E-07	0	2.02E-02	12.7	2.01E-09	100
5069	5222	5146	0	0.00E+00	0	0.00E+00	0	0.00E+00	100

Muestreo t=1395 s.

Fecha	Vel	t ini	t fin	Presión (mB)	Temperatura (C)					
09/11/95	1666.7	18:49:46	18:51:45	780	20					
d inf	d sup	d medio	particula	conc	conc	lmc	lmc	conc por	acum/lmc	
micra	micra	micra	#	(cm ³)	(l)	(g/m ³)	(l)	micra	(l)	
142	340	241	177	6.22E-05	39	4.54E-04	3.8	3.15E-07	3.8	
340	537	438	156	5.48E-05	34.4	2.41E-03	20	2.78E-07	23.8	
537	733	635	80	2.81E-05	17.6	3.76E-03	31.3	1.43E-07	56.1	
733	928	830	34	1.20E-05	7.5	3.58E-03	29.7	6.13E-08	84.8	
928	1121	1024	5	1.76E-06	1.1	9.88E-04	8.2	9.09E-09	93	
1121	1311	1216	1	3.51E-07	0.2	3.30E-04	2.7	1.85E-09	96.8	
1311	1499	1405	1	3.51E-07	0.2	5.09E-04	4.2	1.87E-09	100	
1499	1687	1593	0	0.00E+00	0	0.00E+00	0	0.00E+00	100	
1687	1888	1787	0	0.00E+00	0	0.00E+00	0	0.00E+00	100	
1888	2057	1972	0	0.00E+00	0	0.00E+00	0	0.00E+00	100	
2057	2235	2146	0	0.00E+00	0	0.00E+00	0	0.00E+00	100	
2235	2415	2325	0	0.00E+00	0	0.00E+00	0	0.00E+00	100	
2415	2591	2503	0	0.00E+00	0	0.00E+00	0	0.00E+00	100	
2591	2767	2679	0	0.00E+00	0	0.00E+00	0	0.00E+00	100	
2767	2939	2853	0	0.00E+00	0	0.00E+00	0	0.00E+00	100	
2939	3113	3026	0	0.00E+00	0	0.00E+00	0	0.00E+00	100	
3113	3285	3199	0	0.00E+00	0	0.00E+00	0	0.00E+00	100	
3285	3456	3370	0	0.00E+00	0	0.00E+00	0	0.00E+00	100	
3456	3624	3540	0	0.00E+00	0	0.00E+00	0	0.00E+00	100	
3624	3791	3707	0	0.00E+00	0	0.00E+00	0	0.00E+00	100	
3791	3956	3873	0	0.00E+00	0	0.00E+00	0	0.00E+00	100	
3956	4119	4037	0	0.00E+00	0	0.00E+00	0	0.00E+00	100	
4119	4281	4200	0	0.00E+00	0	0.00E+00	0	0.00E+00	100	