

03060
4



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

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

NOMBRE: Nohemí Hernández Carrillo
FECHA: 28 de Agosto, 2003
FIRMA: [Signature]

MODELACIÓN DE INCENDIOS FORESTALES EN LOS PROCESOS DE INICIACIÓN DE LLUVIA CALIENTE

T E S I S
PARA OBTENER EL GRADO DE
MAESTRO EN CIENCIAS
(FISICA DE LA ATMÓSFERA)
QUE PRESENTA :

NOHEMÍ HERNÁNDEZ CARRILLO

DIRECTOR DE TESIS: DR. FERNANDO GARCÍA GARCÍA

MÉXICO, D.F.

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

2003



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.

Resumen

En el contexto del ciclo hidrológico, es posible afirmar que toda el agua dulce de la tierra se origina de la precipitación pluvial. Por tanto, el conocimiento de los procesos involucrados en el desarrollo de las nubes y de la precipitación es fundamental para determinar el impacto del hombre en el uso y el aprovechamiento del agua. con lo que los recursos hídricos juegan un papel cada vez más importante.

La física de nubes es una disciplina científica que estudia los procesos relacionados con la formación de nubes y precipitación, a través de la microfísica y dinámica de una nube.

El objetivo del presente trabajo es estudiar los efectos de los aerosoles producidos por incendios forestales en la iniciación, evolución y desarrollo de los procesos de lluvia caliente. Los efectos de las partículas de aerosol en el proceso de la formación de lluvia caliente fueron estudiados utilizando los datos obtenidos dos proyectos de siembra de nubes (Coahuila e Indonesia), incorporándolos en un modelo numérico con microfísica detallada que incluye el cálculo del crecimiento por condensación y coalescencia a partir de la activación de los Núcleos de Condensación de Nube (CCN)

Los resultados muestran que las partículas de aerosol emitidas por incendios forestales retrasan los procesos de lluvia caliente en la base de la nube; mientras que en los casos donde no hubo influencia de incendios las gotas de lluvia aparecen un poco antes, además de que hay una mayor intensidad de precipitación.

Finalmente podemos concluir, basados en los resultados, que efectivamente las partículas de aerosol y los CCN producidos por incendios forestales reducen la eficiencia de precipitación en nubes calientes. Sin embargo, se requiere de estudios posteriores para verificar estos resultados iniciales en un conjunto de datos más grande.

TESIS
FALLA DE ORIGEN

Agradecimientos

Quiero comenzar dando las gracias a Dios porque por el vivo y gracias a él he podido alcanzar este gran logro que es obtener mi grado de maestra en ciencias.

Mis padres (Amelia Carrillo Burciaga y Cecilio Hernandez Espino) han formado toda la base sólida de mi vida y me han guiado y educado con principios y valores para poder ser siempre una persona de bien, ellos han sido mi gran motivación para seguir adelante en la vida.

Mis hermanos (Daniel Hernandez Carrillo y Cecilio Hernandez Carrillo) y hermana (Raquel Hernandez Carrillo) son parte de mi misma, siempre han estado conmigo durante todo este tiempo que Dios me ha prestado de vida y he contado con su apoyo incondicional en todos los aspectos de la vida.

Mi amado prometido (Ashhad Fatimi) quien con su gran amor, comprensión y cariño ha sido mi fortaleza para seguir adelante con todo lo que hemos tenido que enfrentar a lo largo de todo este tiempo que hemos estado juntos.

Mis amigos son parte fundamental para mi, ya que sin ellos no hubiera alcanzado las metas que me he propuesto en la vida entre ellos quiero mencionar a los que siempre me han apoyado: Guillermo Montero, quien a lo largo de toda la maestría siempre me apoyo con sus consejos y ayuda en los momentos difíciles y además ha sido mi brazo derecho en la realización de este trabajo de tesis que sin su ayuda no hubiese podido lograr. Vidal Salazar, quien con su paciencia y nobleza nunca me ha dejado sola cuando mas lo he necesitado. José Carlos Jiménez Escalona, ha sido un gran amigo para mi, me siento muy agradecida por todo su apoyo y motivación para salir adelante con todo el camino que hay que recorrer.

Agradezco a todos mis compañeros del Servicio Meteorológico Nacional, que con su apoyo y aliento fueron de gran ayuda para mí.

Agradezco también a todos y cada uno de los doctores que formaron parte del comité tutorial para el exáme de grado de este trabajo de tesis: Dr. Fernando García García, que con su apoyo, ayuda y paciencia me ayudo a realizar uno de mis grandes sueños en realidad y este es obtener el grado de maestría. La Dra. Graciela Raga, con sus consejos y siempre disposición de explicarme lo que me era difícil de entender fue de gran ayuda para mi formación académica.

El Dr. Roelof Bruintjes, fue el que me motivo para hacer este posgrado y siempre me apoyo en el transcurso de toda mi formación académica y sobre todo agradezco su confianza. El Dr. Brant Foote, que con su experiencia, consejos y cariño me ha dado muy buenas bases para seguir adelante en el área de la investigación. El Dr. Dan Breed, que con su nobleza y cariño siempre me instó a seguir adelante. Al Dr. Darrel Baumgardner por su disposición de formar parte de este jurado calificador y revisar este trabajo de tesis que para mi es realmente un honor tenerlo como parte de este trabajo y al Dr. Arturo Quintanar que siempre tuvo una palabra de motivación para seguir con este trabajo.

Agradezco de manera muy especial a todos mis amigos que de una u otra forma fueron parte de este trabajo y que siempre los llevare en mi corazón como un grato recuerdo.

Finalmente, agradezco al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología por el apoyo brindado durante mis estudios en el Posgrado de Ciencias de la Tierra.

Índice

1. INTRODUCCIÓN

1.1 Generalidades	1
1.2 Importancia del Aerosol Atmosférico en la Formación de Nubes	2
1.3 Motivación y Objetivo	6

2. MARCO TEÓRICO Y METODOLOGÍA

2.1 Generalidades del Esquema Numérico	8
2.2 El Espectro de Núcleos de Condensación de Nube	9
2.3 Activación del Espectro y Crecimiento por Condensación	11
2.4 Coalescencia	12
2.5 Sobresaturación	14
2.6 Comentarios Generales	15

3. OBSERVACIONES Y DATOS

3.1 Coahuila	17
3.1.1 El Programa para el Aumento de Lluvia en Coahuila	17
3.1.2 Descripción del Área y Observaciones	19
3.1.3 Los Casos de Estudio y las Parametrizaciones del Espectro de Núcleos de Condensación de Nube y de la Distribución por Tamaños de las Partículas de Aerosol	22
3.2 Indonesia	
3.2.1 El BASIC (Brief Assessment of the Effects of Smoke on Indonesian Clouds)	28
3.2.2 Descripción del Área y Observaciones	29
3.2.3 Los Casos de Estudio y las Parametrizaciones del Espectro de Núcleos de Condensación de Nube y de la Distribución por Tamaños de las Partículas de Aerosol	33

TESIS CON
FALLA DE CALLEN

4. RESULTADOS

4.1 Coahuila

4.1.1 Análisis de Coahuila (Sin incluir partículas gigantes)	41
i) Análisis de cada caso corriendo el modelo con su correspondiente sondeo	41
ii) Análisis de cada caso usando el mismo sondeo	46
4.1.2 Análisis de Coahuila (Incluyendo partículas gigantes)	51
i) Análisis de cada caso corriendo el modelo con su correspondiente sondeo	51
ii) Análisis de cada caso usando el mismo sondeo	54

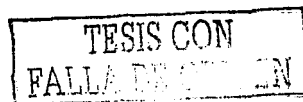
4.2 Indonesia

4.2.1 Análisis de Indonesia : Kalimantan	58
i) Escenario de Referencia (1)	58
ii) Escenarios 100% (2) y 100% + logs (3)	60
iii) Escenarios Corregido (C1) y Corregido + logs (C2)	63
4.2.2 Análisis de Indonesia : Sumatra	65
i) Escenarios 100% (2) y 100% + logs (3)	65
ii) Escenarios Corregido (C1) y Corregido + logs (C2)	68

5. CONCLUSIONES 71

Referencias 74

Apéndice A. Detalle de los Procedimientos Numéricos



Capítulo 1.

INTRODUCCIÓN

1.1 GENERALIDADES

En el contexto del ciclo hidrológico, es posible afirmar que toda el agua dulce de la tierra se origina de la precipitación pluvial. Por tanto, el conocimiento de los procesos involucrados en el desarrollo de las nubes y de la precipitación es fundamental para determinar el impacto del hombre en el uso y el aprovechamiento del agua, así como para evaluar las actividades de modificación del tiempo (intencional o inadvertida) que podrían influir en dichos procesos. Estos problemas son fundamentales si se considera el desarrollo de las actividades humanas y el crecimiento de la población, con lo que los recursos hídricos juegan un papel cada vez más importante.

Aunque los seres humanos han intentado modificar las nubes y la lluvia desde tiempos antiguos, fue solamente hasta la década de 1940 cuando se empezaron a desarrollar esquemas formales con bases científicas para entender los procesos que dan lugar a la modificación del tiempo, sea ésta planeada o inadvertida. Dichos procesos incluyen, entre otros, el incremento de lluvia, la supresión de granizo y la supresión de niebla. La disciplina científica en la que estos estudios se enmarcan es la Física de Nubes.

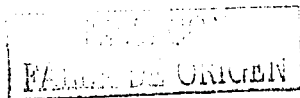
La Física de Nubes puede ser dividida en dos ramas: la Microfísica, que enfoca los problemas de la formación y evolución de nubes y precipitación considerando las partículas de las cuales están constituidas; y la Dinámica, que estudia dichos fenómenos considerando a una nube como un todo y su interacción con sus alrededores. Por otra parte, pueden considerarse dos procesos fundamentales para la formación de nubes y precipitación. El primero, llamado lluvia caliente, es aquél en el cual la fase sólida del agua (hielo) no interviene. El segundo, conocido como lluvia fría, requiere de la presencia de hielo para el desarrollo de la nube y de la precipitación.

El aerosol atmosférico es de fundamental importancia para entender los procesos de formación de nubes, pues un subconjunto de dichas partículas actúan como centros nucleantes de las gotitas de nube. Tales "núcleos de condensación de nube" son producidos por diversos procesos naturales (arrastre y acarreo por el viento de partículas de polvo, polen, esporas y sal del mar; emisiones volcánicas; emisiones biogénicas; incendios forestales, etc.) y por muchas de las actividades humanas, principalmente relacionadas con lo que genéricamente se conoce como fuentes contaminantes urbanas (generación de energía por combustión de petróleo y gas, emisiones vehiculares y de procesos industriales, etc.) y otras fuentes antropogénicas (uso de fertilizantes, por ejemplo). Cabe mencionar que las actividades de modificación artificial del tiempo, conocidas como siembra de nubes, se basan en el concepto de alterar el espectro de aerosoles naturales mediante la introducción de partículas que favorezcan la nucleación en las nubes y el desarrollo de la precipitación.

El presente trabajo se enfoca en el estudio de la influencia que las partículas de aerosol producidas por quema de biomasa pueda ejercer en el desarrollo de nubes calientes y precipitación. A continuación se describe de manera general la importancia del aerosol atmosférico con relación a dichos procesos y se plantean los objetivos particulares del estudio.

1.2 IMPORTANCIA DEL AEROSOL ATMOSFÉRICO EN LA FORMACIÓN DE NUBES

En el aire existe vapor de agua, que es el elemento fundamental para la formación de nubes mediante su condensación en gotitas de agua líquida o congelación en partículas de hielo. Así, una nube puede definirse como una colección de numerosas partículas de agua y/o hielo suspendidas en la atmósfera. La humedad relativa se define como la proporción entre la cantidad de vapor de agua presente en el aire a una temperatura dada y aquélla que podría contener a la misma temperatura. Cuando la humedad relativa alcanza un valor de 100%, se dice que el aire está saturado y la condensación podría iniciarse. Sin embargo, en la atmósfera libre se requiere de la presencia de ciertas partículas suspendidas,



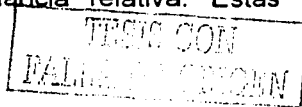
conocidas como núcleos de condensación de nube (CCN, por sus siglas en inglés), para que se dé la nucleación del vapor de agua en gotitas de nube. Los CCN, que actúan como centros para la condensación del vapor de agua a humedades relativas típicas de algunas décimas porcentuales por encima de 100%, son un subconjunto de las partículas de aerosol atmosférico, conocidas a su vez como núcleos de condensación (CN, por sus siglas en inglés). Las características microfísicas de las nubes (concentración de gotitas, distribución por tamaños, etc.) y el subsecuente desarrollo de la precipitación son determinados por las partículas de aerosol preexistentes y por la dinámica de la nube (ver, por ejemplo, Mason 1971). Una vez formada la nube, la concentración de gotitas se ve modificada por el mezclado, la coalescencia y la evaporación. Sin embargo se sabe que, durante las etapas tempranas de la formación de la nube (cerca de su base), los espectros inicial y máximo de gotitas quedan definidos por el número de núcleos presentes que pueden activarse justo o por debajo de la máxima sobresaturación alcanzada por la masa de aire. La concentración de gotitas es, entonces, un parámetro importante para clasificar la microestructura y para determinar los procesos de coalescencia y de desarrollo de precipitación. Por otro lado, es bien sabido que la sobresaturación aumenta conforme una parcela cerrada de aire húmedo asciende y se enfría, es decir, la velocidad de la corriente ascendente influye en la determinación de la sobresaturación máxima durante la formación de la nube. Por tanto, la corriente ascendente debe ser conocida a fin de determinar el espectro (número de partículas como función del tamaño) de CCN y su relación con la concentración de gotitas.

Existe una gran variedad de CCN, algunos más eficientes que otros dependiendo de su higroscopicidad, de manera que algunos de ellos pueden servir como centros de nucleación aún a humedades relativas por debajo de 100%. Dado que la concentración de CCN influye a su vez la sobresaturación, es necesario medir el espectro de aquéllos como función de ésta. Así mismo, hay que considerar los procesos microfísicos que contribuyen a la remoción de partículas, tales como difusión por movimiento browniano y efectos foréticos, y que pueden influenciar los campos de vapor y calor. Sin embargo, se estima que los efectos de estos procesos

son de menor importancia comparados con la nucleación heterogénea del vapor en gotitas (Hudson y Rogers 1986; Jensen y Charlson 1984).

Originalmente se pensó que los océanos constituían la principal fuente de CCN al liberar partículas mediante la explosión de burbujas formadas por el rompimiento de olas (Kientzler *et al.* 1954; Blanchard y Woodcock 1957). Sin embargo, la producción estimada por este mecanismo ($< 100 \text{ cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$) representa menos del 10% de la producción global (Hobbs 1971). Otros estudios (Twomey 1968, 1971a, 1971b) han mostrado que la mayor parte de los CCN, incluyendo los contenidos en masas de aire de origen marítimo, no están compuestos fundamentalmente de NaCl sino de sulfatos naturales, entre otras especies (Charlson *et al.* 1987). El aire continental es mucho más rico en CCN. Los perfiles verticales de CCN muestran concentraciones constantes con la altitud sobre cuerpos de agua, y decrecientes sobre superficies continentales (Squires y Twomey 1966, Hoppel *et al.* 1973), lo que ha llevado a concluir que existe una fuente importante sobre estas últimas. Sin embargo, Hudson y Squires (1978) encontraron que esta fuente no está propiamente en la superficie, sino que la formación de partículas probablemente ocurre en la capa límite.

La investigación en microfísica de nubes se ha enfocado usualmente en el problema de la eficiencia de precipitación. Sin embargo, Twomey (1977) señaló que la microfísica también afecta las propiedades radiativas de la nube. Debido a que el albedo de la nube es sensible a su microestructura, es posible que el incremento de los CCN antropogénicos pueda afectar el clima global. Twomey *et al.* (1984) mostraron que la magnitud de este efecto podría ser del mismo orden que la del de "efecto invernadero" debido al incremento de la concentración de bióxido de carbono. El llamado "efecto Twomey" (mayor albedo de nube debido a los CCN antropogénicos) predice temperaturas globales más bajas conforme los niveles de contaminación se incrementan, por lo que tiende a cancelar el calentamiento por efecto invernadero. Albrecht (1989) sugirió además que los cambios en la eficiencia de precipitación debidos a los CCN antropogénicos podrían aumentar este efecto de enfriamiento y que el alcance de la influencia de los CCN antropogénicos en las nubes a escala global depende de su abundancia relativa. Éstas y otras



observaciones confirman el efecto de las partículas de aerosol en la microfísica y en las propiedades radiativas de las nubes, y cuantifican la dependencia con la disponibilidad de vapor de agua precipitable total. Por ello, el estudio de los procesos de modificación de nubes por partículas de aerosol ha recibido gran atención en tiempos recientes, pues podrían ser la clave para que los modelos climáticos reproduzcan las observaciones de los efectos arriba mencionados (Kaufman y Fraser 1997).

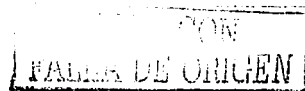
Las partículas de aerosol generadas por el humo de incendios forestales (quema de biomasa) también pueden afectar la radiación atmosférica al reflejar la luz solar hacia el espacio (Crutzen y Andreae 1990, Penner *et al.* 1992). Se ha mostrado que estas partículas de humo, modificadas en la troposfera baja, actúan como núcleos de condensación de nube e incrementan la concentración de gotitas (Twomey y Warner 1967, Warner y Twomey 1967, Hobbs y Radke 1969, Leitch *et al.* 1986). Mediciones por sensores de satélite, como el Radiómetro Avanzado de Muy Alta Resolución (AVHRR por sus siglas en inglés), permiten inferir los tamaños y la reflectancia de gotitas de nube así como el grosor óptico del humo, que es una medida de la concentración del aerosol en regiones libres de nubes (Kaufman y Nakajima 1993, Lenski y Rosenfeld 1997). La relación de las propiedades de la nube con el grosor óptico del aerosol puede entonces usarse para cuantificar la interacción humo-nube. Sin embargo, estas mediciones son complicadas debido a la variabilidad de la distribución de tamaños de las partículas de humo y su higroscopicidad, la presencia del hollín y la dinámica de la nube, pues el grosor óptico es sensible no solamente a la concentración sino también al tamaño y a la composición de las partículas de aerosol. La gran variabilidad de tamaños de las partículas de aerosol puede entonces reducir la correlación entre la concentración de los CCN, que a su vez determina las propiedades de la nube, y el grosor óptico del humo derivado de mediciones de satélite.

Más recientemente, Rosenfeld y Lensky (1998) y Rosenfeld (1999) han sugerido que los incendios forestales en regiones tropicales suprimen los procesos de coalescencia y, por tanto, la producción de lluvia proveniente de nubes contaminadas por el humo. De ser este el caso, se puede inferir que la

concentración de CCN en nubes contaminadas por el humo se incrementaría notablemente. Por ende, si las partículas de aerosol añadidas a la nube simplemente transforman la población natural de CCN en una con tamaños similares pero con más altas concentraciones, podría esperarse que el resultado fuera un mayor número de gotitas más pequeñas. Por tanto, podría anticiparse que la coalescencia sería más lenta, retardando la producción de lluvia por este proceso, dando como resultado una menor cantidad de precipitación.

1.3 MOTIVACIÓN Y OBJETIVO

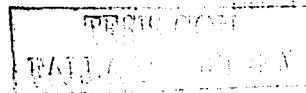
Una severa sequía de varios años de duración, ocurrida durante la década de 1990 en el norte de México, dio como resultado una crisis en la disponibilidad de recursos hídricos que causó enormes estragos en las actividades agrícolas e industriales de la región. En particular, en el estado de Coahuila se dio una disminución crítica en las ya de por sí sobreexplotadas reservas de agua subterránea, fuente principal de suministro de agua potable. En respuesta a esto, el Gobierno del Estado de Coahuila exploró la posibilidad de incrementar la lluvia mediante la aplicación de la tecnología de siembra de nubes con núcleos higroscópicos (Mather *et al.* 1997). Fue así que se implementó el Programa para el Aumento de Lluvia en Coahuila (PARC), conducido por el Research Applications Program del National Center for Atmospheric Research (RAP-NCAR) de los Estados Unidos, con la participación de diversas instituciones académicas, gubernamentales y privadas de México, incluyendo un pequeño grupo de estudiantes e investigadores del Centro de Ciencias de la Atmósfera. PARC tuvo como objetivo realizar una evaluación científica de la siembra de nubes para el aumento de lluvia en la región y los experimentos se llevaron a cabo de 1996 a 1998. Durante este último año, y todavía en el contexto de la prolongada sequía, en el centro y norte del país se padeció una serie de severos incendios forestales que agravó la situación ambiental. Las actividades de PARC coincidieron con esta etapa, por lo que fue posible obtener información muy valiosa sobre las características de los incendios forestales y su posible influencia en la formación de nubes.



Por otra parte, durante 1997 se produjeron dos incendios forestales gigantes en Indonesia, también en el contexto de una prolongada sequía en aquella región, que provocaron una catástrofe ecológica y afectaron todo el sureste de Asia. Instituciones de la región auspiciaron un programa cooperativo de corta duración para enfrentar el problema, en el que una parte del grupo involucrado en PARC participó llevando a cabo una campaña intensiva de mediciones de parámetros microfísicos y meteorológicos en nubes con potencial de lluvia en la región afectada. El objetivo de esta campaña consistió en determinar el efecto del humo producido por los incendios y algunas fuentes antropógenas de aerosoles, como la contaminación urbana, en la eficiencia de precipitación. Un objetivo secundario fue el de evaluar si algún método de siembra de nubes podría ser aplicado para mitigar los efectos de la sequía en la región.

El objetivo del presente trabajo es estudiar los efectos de los aerosoles producidos por incendios forestales en la iniciación, evolución y desarrollo de los procesos de lluvia caliente en Coahuila e Indonesia. Los efectos de las partículas de aerosol en el proceso de la formación de lluvia caliente fueron estudiados utilizando los datos obtenidos durante los dos proyectos arriba mencionados, incorporándolos en un modelo numérico con microfísica detallada que incluye el cálculo del crecimiento por condensación y coalescencia a partir de la activación de los CCN (Cooper *et al.* 1997).

Este trabajo se divide en cinco capítulos y un apéndice. En el Capítulo 2 se hace una descripción del modelo numérico y de los procesos físicos en él incluidos, que se complementa con el Apéndice A. En el Capítulo 3 se presentan las observaciones y mediciones realizadas en Coahuila e Indonesia, que incluyen parámetros microfísicos y dinámicos. El Capítulo 4 contiene los resultados del estudio para cada región. Finalmente, en el Capítulo 5 se presentan las conclusiones de la tesis.



Capítulo 2.

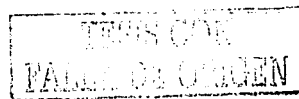
MARCO TEÓRICO Y METODOLOGÍA

2.1 GENERALIDADES DEL ESQUEMA NUMÉRICO

Un modelo numérico con microfísica detallada fue utilizado para estudiar los efectos de las partículas de aerosol generadas por la quema de biomasa en los procesos de formación de lluvia caliente. El modelo simula el crecimiento de una población de gotitas de nube durante el ascenso adiabático de una parcela cerrada, a partir de la activación de un espectro de CCN, y representa los procesos de condensación y colisión-coalescencia simultáneamente. Cabe aclarar que el modelo fue desarrollado originalmente por Cooper *et al.* (1997) para estudiar los efectos de siembra artificial con núcleos higroscópicos, por lo que en el presente trabajo fue necesario introducir algunas particularidades en el esquema numérico. En lo que sigue se describen los diversos procesos físicos considerados, así como su representación y las características generales de la aproximación numérica. Algunos detalles complementarios se presentan en el Apéndice A.

El esquema numérico usado en el modelo es el de categorías o clases de tamaño variable. Así, en los cálculos relativos al crecimiento por condensación, se asegura que el tamaño asignado a cada categoría cambie sin necesidad de reasignar las gotitas a nuevas clases. Este esquema evita la necesidad de interpolar entre categorías y permite cálculos muy exactos del tamaño de la distribución inicial, además de evitar un ensanchamiento artificial del espectro de gotitas. En otras palabras, esta aproximación usa sitios variables para las diferentes categorías, concentrándolos donde se requiere mayor resolución.

La desventaja de usar categorías variables es que este esquema no es compatible con la aproximación clásica de Berry y Rinehardt (1974a, b) para la coalescencia. Por ello se usó el esquema de Kovetz y Olund (1969) que, aunque compatible con el de categorías de tamaño variable, produce un crecimiento artificialmente rápido de las gotas más grandes (Scott y Levin 1975). Para minimizar



este posible error, se introdujo una modificación que reduce este sesgo y produce mejor acuerdo con los casos de prueba (ver Sección 2.4).

Para considerar simultáneamente los efectos de condensación y coalescencia, los diámetros de todas las partículas en una categoría dada se incrementan conforme se requiere para representar el crecimiento por condensación, mientras que para la coalescencia las gotitas son reasignadas en las clases correspondientes. Este esquema tiene la ventaja de permitir la incorporación de diferentes algoritmos de coalescencia, pero adolece de dos limitaciones: no incluye procesos de rompimiento de gotas ni de sedimentación. El manejo de estos procesos en el modelo y sus implicaciones para la interpretación de los resultados se discuten con mayor detalle en las siguientes secciones.

Para la integración cerca de la base de la nube, se usan pasos de tiempo típicos de 0.1 s ó menores. Dependiendo del perfil de la corriente ascendente, una vez que la parcela se eleva más de 100 m sobre la base de la nube, los pasos de tiempo varían entre 1 y 10 s. Dado que el esquema seleccionado fuerza la conservación de la masa, las variaciones en los cálculos del agua total resultan exclusivamente del redondeo numérico.

2.2 EL ESPECTRO DE NÚCLEOS DE CONDENSACIÓN DE NUBE

Una manera de describir una población de aerosoles en términos de sus propiedades para la formación de nubes es mediante el espectro de activación. Éste es el número de partículas por unidad de volumen de aire que se activan para formar gotitas de nube, expresado como función de la sobresaturación. Tales espectros se miden usando cámaras de niebla en las cuales las sobresaturaciones típicas que ocurren en las nubes pueden ser registradas y controladas (ver, por ejemplo, Hudson 1989). Para ello, una muestra de aire es introducida dentro de la cámara, la sobresaturación es fijada en un cierto valor y el número de gotitas observadas que son activadas es contado, generalmente por métodos ópticos. Los conteos se repiten incrementando la sobresaturación en algunas décimas porcentuales en cada etapa, usualmente en el rango de 0.1% a 1%. Las partículas

así activadas son llamadas núcleos de condensación de nube (CCN) y su concentración como función de la sobresaturación puede ser descrita por la relación:

$$N(S) = C (S/S_0)^k , \quad (2.1)$$

donde $N(S)$ es la concentración acumulada (número por unidad de volumen de aire) de CCN activados a valores de sobresaturación menores o iguales que S [en %], y C es la concentración acumulada para la sobresaturación de referencia S_0 (convencionalmente 1%). Tanto C como k (también conocida como parámetro de pendiente) son parámetros del ajuste que dependen del tipo de masa de aire: sus valores típicos varían, respectivamente, de 30 hasta 300 cm^{-3} y desde 0.3 a 1.0 para aire marítimo; y de 300 hasta 3000 cm^{-3} y de 0.2 a 2.0 para masas de origen continental. Sin embargo, la Ecuación 2.1 no describe adecuadamente la forma del espectro de activación para núcleos grandes (diámetros entre aproximadamente 0.2 y 2.0 μm) pues, en el caso de partículas solubles, predice una masa total infinita para valores de $k < 2$. Por un lado, algunos datos experimentales indican que hay un cambio en el parámetro de pendiente para sobresaturaciones menores que 0.05%, de manera que k puede tomar valores de hasta 3.85 (Alofs y Liu 1981). Por otro, existe amplia evidencia de mediciones de campo que señalan una gran abundancia de partículas solubles en el rango de los núcleos grandes, cuyo espectro puede caracterizarse mediante la ley de potencias de Junge (1969):

$$dN(D) / d(\log D) = A_\beta / D^\beta , \quad (2.2)$$

donde $dN(D)/d(\log D)$ es la concentración de partículas en el intervalo (logarítmico) de tamaños entre D y $D+dD$; $N(D)$ es la concentración acumulada de CCN con diámetros mayores que D ; β es la potencia de la distribución; y A_β es una constante de la parametrización que depende del origen de la masa de aire y corresponde al valor de la concentración por intervalo de tamaño para un diámetro de referencia (convencionalmente 1 μm). Los valores típicos de k para partículas solubles en este rango de tamaños son de alrededor de 2.0.

Las observaciones de campo también muestran la naturaleza multimodal de los espectros de aerosol atmosférico, por lo que las parametrizaciones descritas por las Ecs. 2.1 y 2.2 tienden a sobreestimar la concentración de núcleos de Aitken más pequeños ($D \leq 0.1 \mu\text{m}$), y a subestimar la de los núcleos gigantes ($D \geq 2 \mu\text{m}$). Debido a esto, otras formas paramétricas han sido usadas por diversos autores (ver, por ejemplo, Pruppacher y Klett 1997), destacando la distribución lognormal:

$$\frac{d N(D)}{d (\log D)} = \frac{N_D}{(2 \pi)^{1/2} \log \sigma} \exp \left[-\frac{(\log D - \log D_m)^2}{2 \log^2 \sigma} \right] \quad (2.3)$$

donde N_D es la concentración total de CCN, y D_m y σ son la mediana y la desviación estándar geométrica de la distribución, respectivamente.

Para considerar estas particularidades de las diversas regiones por rangos de tamaños, la descripción de los espectros de CCN en el modelo numérico se realiza mediante la superposición de combinaciones de formas analíticas como las arriba mencionadas: una forma paramétrica de la Ec. 2.1, hasta dos formas paramétricas de la ley de potencias de Junge (Ec. 2.2) y hasta cuatro distribuciones lognormales (Ec. 2.3). En cada caso, los valores de los parámetros de ajuste fueron seleccionados cuidadosamente para dar continuidad numérica en regiones adyacentes y evitar las discontinuidades inherentes a la distribución por tamaños.

2.3 ACTIVACIÓN DEL ESPECTRO Y CRECIMIENTO POR CONDENSACIÓN

La activación de los CCN en el modelo se maneja mediante la introducción de gotitas cuyos tamaños calculados corresponden a los de equilibrio a una humedad relativa de 95%, es decir, no se calcula explícitamente el desarrollo temprano de partículas de bruma por debajo de la base de la nube. Este esquema fue seleccionado para representar el retraso que caracteriza el crecimiento diferenciado entre partículas de diferentes tamaños y se considera que no tiene efectos apreciables en el crecimiento de los CCN más pequeños. En efecto, una vez activados en condiciones de saturación con respecto al agua, los núcleos

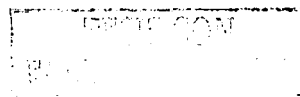
higroscópicos de tamaños menores que $10 \mu\text{m}$ sufren un proceso de "mojamiento" para formar gotitas en solución en tiempos menores que un segundo. Dichos tiempos típicos aumentan con el tamaño, siendo de algunos minutos para partículas de $100 \mu\text{m}$ y hasta de algunas horas para aquéllas de 1 mm . Así, las condiciones de ascenso adiabático de las parcelas de aire aquí consideradas (ver Sección 2.5) obligarían a introducir gotitas activadas a humedades relativas cercanas a 100% , de tamaños demasiado grandes y poco realistas, cuya influencia en el desarrollo del proceso de coalescencia sería exagerada.

Al inicio de la simulación, las gotitas se asignan a categorías espaciadas logarítmicamente según sus tamaños, de manera que el cociente de masas (o diámetros) de las clases adyacentes se mantenga constante. Típicamente, se utilizan 256 categorías en el rango de $0.01 \mu\text{m}$ a 1 cm , lo que resulta en que cada década en la representación logarítmica por tamaños se divida en unas 43 clases.

Una vez activadas, las gotitas crecen conforme al esquema de Fukuta y Walter (1970), usando valores para los coeficientes de condensación y de acomodación de 0.04 y de 1.0 , respectivamente. La masa original del soluto del CCN (sulfato de amonio en el presente trabajo) se usa para calcular la tasa de crecimiento por condensación (o evaporación) en cada paso de tiempo y, debido a que ésta es aproximadamente lineal en el tiempo si se representa en términos del cuadrado del diámetro, los cambios en diferencias finitas se aplican a D^2 y no a D . El crecimiento por condensación se representa incrementando la masa asignada a cada categoría, de manera que todas las gotitas en cada clase crecen en la misma proporción. Los cálculos del crecimiento también incluyen los efectos de la concentración del soluto en la tensión superficial, el coeficiente de actividad y la densidad de la solución, por lo que la fuente principal de incertidumbre surge de la elección de los coeficientes de condensación y de acomodación (ver Apéndice A.2).

2.4 COALESCENCIA

Un esquema modificado de Kovetz y Olund (1969), compatible con el de categorías de tamaño variable utilizado para la condensación, fue utilizado para



representar el proceso de colisión-coalescencia de gotas. El esquema original asigna cada gota resultante de una colisión a alguna de dos categorías que incluyan su tamaño, en proporciones seleccionadas de manera que la masa se conserve. Esto propicia una aceleración del crecimiento de las gotas más grandes (Scott y Levin 1975), pues la interpolación distribuye la masa resultante entre dos clases adyacentes, lo cual se traduce en un ensanchamiento artificial del espectro.

La modificación al esquema original consiste en que, en lugar de hacer una interpolación entre las dos categorías de la gota resultante, ésta es asignada a la clase más cercana al tamaño correcto y el tamaño promedio asignado a dicha categoría es entonces modificado para conservar la masa (ver Apéndice A.3). Esta modificación resulta en una mejor representación de las gotas grandes que crecen a expensas de las gotitas de nube, pues la colección se dá incrementando paulatinamente la masa asignada a las categorías de las gotas colectoras. En el esquema original tales gotas sólo pueden crecer en pasos discretos, incrementando el conteo de una clase mayor, de manera que algunas alcanzan la siguiente categoría en cada paso de tiempo sin importar que en la realidad cualquier gota requiere de varios pasos de tiempo para crecer a la masa correspondiente a una categoría completa.

El *kernel* o matriz de eficiencia de colisión fue tomado de Klett y Davis (1973), utilizándose la representación de Beard y Grover (1974) para gotas con diámetros mayores que 140 μm . Para los cálculos de eficiencia de coalescencia se usaron las parametrizaciones de Beard y Ochs (1984), pero sin incluir rompimiento de gotas, por lo que para colisiones que no resultan en coalescencia se supone la conservación de los tamaños iniciales. La no inclusión del proceso de rompimiento se justifica debido a que, en el inicio del desarrollo de precipitación, la mayor parte de las colisiones se da entre gotas colectoras en crecimiento y gotitas de nube hasta que la población de estas últimas se agota. Para evitar la aparición de gotas de tamaños demasiado grandes, que producirían un agotamiento irreal del contenido de agua líquida, se supone que las concentraciones de gotas mayores

que 6 mm decrecen exponencialmente (con una constante de tiempo de 10 s) y su masa se reinserta en la categoría de 6 mm.

2.5 SOBRESATURACIÓN

En el modelo numérico, la presión de vapor sobre el agua es una variable de pronóstico, en tanto que la temperatura se diagnostica usando la suposición de ascenso adiabático de una parcela. En particular, la interacción entre la sobresaturación y la temperatura fue incorporada calculando la temperatura potencial de bulbo húmedo en la base de la nube (Paluch 1979). Así, se utiliza la conservación de esta cantidad y de la razón de mezcla total durante el proceso adiabático para calcular la temperatura subsecuente a partir de la presión del vapor (ver Apéndice A.4). En cada paso del tiempo, la presión de vapor disminuye conforme a la tasa de condensación calculada y, entonces, en proporción al cambio de la presión. Esto se debe a que la razón de mezcla del agua total, r_t , determinada a partir del valor de la razón de mezcla del vapor en la base de la nube, permanece constante y, por tanto, la presión de vapor, e , varía con el contenido de agua líquida, χ , como sigue:

$$\frac{de}{d\chi} = - \frac{RT}{M_w + r_t M_a} \quad (2.4)$$

(para una lista completa de símbolos, ver el Apéndice A.1). Dado el valor de la temperatura potencial equivalente de bulbo húmedo en la base de la nube, la razón de mezcla del vapor y la presión resultantes se usan para encontrar la nueva temperatura y, a su vez, dicha temperatura se utiliza entonces para calcular un nuevo valor de la razón de saturación.

Debido a que en el esquema de integración se utiliza un paso de tiempo variable, Δt , éste es forzado a satisfacer la siguiente condición para evitar

inestabilidades en regiones de activación posteriores a la inicial en la base de la nube:

$$\Delta t \leq 0.5 \tau_{qs} (S_{max} / S) , \quad (2.5)$$

donde τ_{qs} es la constante de tiempo de relajación para el campo de vapor, típicamente de entre 1 y 10 s (Cooper 1989), y S_{max} es la sobresaturación máxima alcanzada durante la activación del espectro cerca de la base de la nube. Este esquema permite dar buen seguimiento de la sobresaturación, inclusive en casos en los que un ascenso acelerado de la parcela o una reducción significativa de gotitas de nube pudiera producir una reactivación de los CCN (ver Apéndice A.4).

2.6 COMENTARIOS GENERALES

Aunque el *kernel* de colisión depende de las velocidades terminales de las gotas involucradas, debe mencionarse que el esquema utilizado tiene la deficiencia de no incluir la sedimentación, debido a que llega un momento en el que el contenido de agua líquida se mantiene constante. Esto lleva a resultados poco realistas para tiempos de simulación largos pues, para entonces, se forman gotas con tamaños de milímetros y velocidades terminales comparables a las corrientes ascendentes asumidas. Esta misma debilidad se aplica a muchos otros esquemas de coalescencia. [Los detalles de algunas pruebas practicadas con el esquema modificado aquí utilizado, así como las comparaciones con otros, pueden encontrarse en Cooper *et al.* (1997)].

La metodología a seguir en el estudio de estos casos es comparar, a través del modelo numérico, el efecto de las partículas producidas por eventos con incendios forestales respecto a los otros días. Para ello se ha parametrizado cada caso, ya que así lo requiere el modelo de parcela, para ver el efecto de las partículas pequeñas o de activación ($D < 0.2 \mu\text{m}$, ecuación 2.1) y las grandes o de Junge ($0.2 \mu\text{m} \leq D < 2 \mu\text{m}$, ecuación 2.2). Las partículas gigantes se adhirieron a través de distribuciones lognormales. Por último se va a incluir el análisis, para cada localidad, de cada uno de los casos corriendo el modelo con un mismo sondeo y otro con su sondeo correspondiente para cada caso.

Dado que el objetivo de este trabajo es determinar si los procesos de lluvia caliente que ocurren cerca de la base de la nube pueden ser alterados en su inicio por la ocurrencia de espectros de partículas de aerosol modificados por la quema de biomasa, las conclusiones obtenidas del modelo deben considerarse sólo cualitativa y comparativamente, especialmente para tiempos de simulación largos. En otras palabras, los resultados cuantitativos requieren de una interpretación cuidadosa para poder compensar por éstas y otras debilidades típicas de modelos de parcela cerrada.

Capítulo 3.

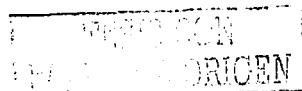
OBSERVACIONES Y DATOS

3.1 COAHUILA

3.1.1 *El Programa Para el Aumento de Lluvia en Coahuila*

El Programa para el Aumento de Lluvia en Coahuila (PARC) fue diseñado con el objetivo de evaluar la factibilidad de incrementar la precipitación mediante la introducción de material higroscópico en las bases de las nubes. Los trabajos de campo se llevaron a cabo durante tres años (1996 a 1998) entre los meses de junio y septiembre. Para caracterizar el desarrollo de los sistemas nubosos en la región central del Estado, se contó con información de un radar meteorológico, un avión instrumentado, radiosondeos y datos de superficie. Como se mencionó en el Capítulo 1, los incendios forestales ocurridos en el centro y norte de México durante 1998 coincidieron con las actividades de PARC, lo que permitió obtener información sobre el efecto de la quema de biomasa en la formación de nubes en la región de estudio. En lo que sigue, se presenta una descripción general de la instrumentación utilizada en PARC; en tanto que la zona de estudio, las observaciones del desarrollo de la precipitación y los datos utilizados en esta tesis para la simulación numérica son descritos en secciones posteriores.

El centro de operaciones de PARC estuvo localizado en el aeropuerto Venustiano Carranza (26.95N, 101.46W, 565 m sobre el nivel del mar) de Frontera, Coahuila, donde se instaló un radar y desde donde se llevaron a cabo vuelos con un avión instrumentado sobre diferentes regiones del Estado. El radar utilizado fue un Enterprise EEC/WR100/77, con longitud de onda de 5 cm y ancho de haz de 1.6°. Aunque el radar es capaz de detectar tormentas tan lejanas como 200 km, el ancho del haz utilizado limita el rango para la colección de datos útiles a 90 km, equivalente a un área operacional de aproximadamente 25,000 km² (Figura 3.1).



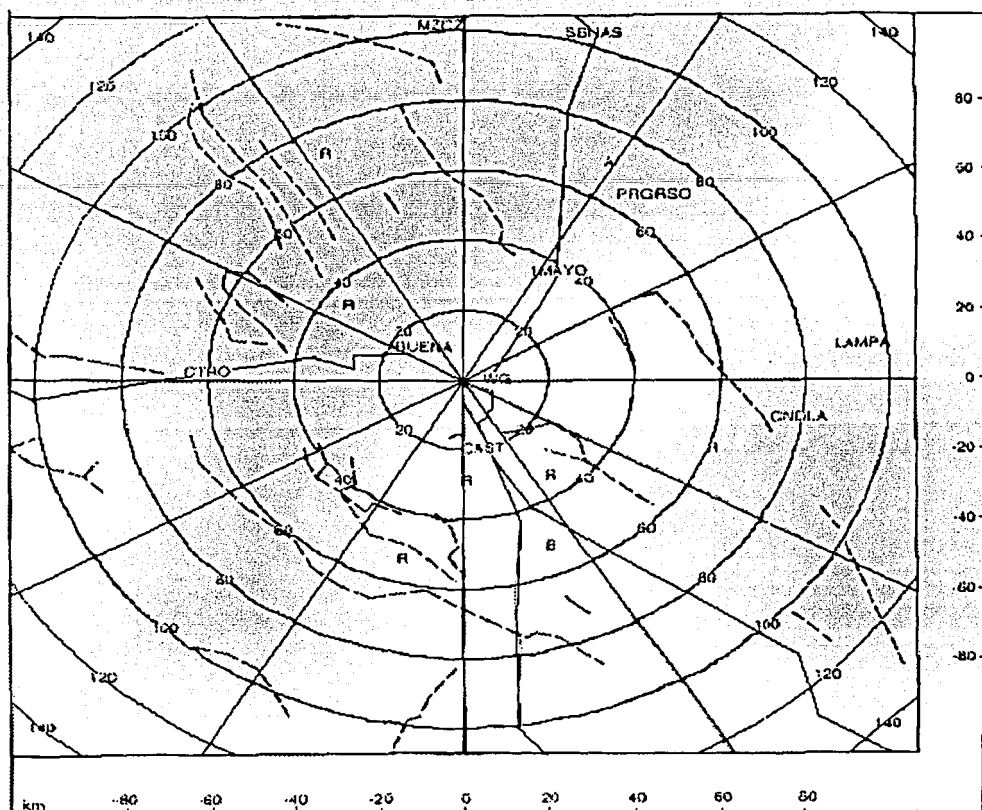


Figura 3.1 Mapa del área de observaciones de PARC. El centro de operaciones se localiza en el centro del mapa. Las líneas punteadas indican el nivel del terreno alto y las líneas sólidas marcan la localización de caminos principales. Los círculos indican la distancia al radar en kilómetros. Las principales poblaciones son denotadas por abreviaturas: Muzquiz (MZQZ), Sabinas (SBNAS), Progreso (PRGRSO), 1° de Mayo (1MAYO), Cuatrociénegas (CTRO), San Buenaventura (BUENA), Lampazos (LAMPA), Castaños (CAST) y Candela (CNDLA). "A" y "B" señalan la localización de las dos estaciones meteorológicas. Diez pluviógrafos estuvieron localizados en el aeropuerto, BUENA, CTRO, el sitio "A" y otros lugares marcados por "R".

FALLA DE ORIGEN

Las observaciones de superficie incluyeron dos estaciones meteorológicas y una red de pluviógrafos, que se complementaron con las de sondeos diarios desde el aeropuerto. Un avión Piper Cheyenne PA-31T fue equipado para medir parámetros termodinámicos (presión, temperatura, punto de rocío), microfísicos y de navegación (localización, velocidad, etc.). La instrumentación para la caracterización microfísica de las nubes incluyó un contador de núcleos de condensación de nube (University of Wyoming CCNC-100); un medidor del contenido de agua líquida (Particle Measuring Systems - PMS - King Probe); y espectrómetros de aerosoles (PMS ASASP-Active Scattering Aerosol Spectrometer Probe) y de gotitas de nube (PMS FSSP-Forward Scattering Spectrometer Probe). Debido a que en PARC se le dio énfasis a las mediciones de partículas que afectan el desarrollo inicial de la nube, el contador de CCN fue operado cerca de la base de la nube durante la mayor parte de los vuelos, tomando alrededor de 4 minutos para muestrear un espectro completo. Con el ASASP, el FSSP y el King Probe se hicieron muestreos continuos que permiten observar pequeñas variaciones en espacio y tiempo. En la Figura 3.2 se presenta un ejemplo de las series de tiempo obtenidas para algunos de los parámetros de la nube mencionados.

3.1.2 Descripción del Área y Observaciones

El Estado de Coahuila se localiza en el norte de México. Su territorio consiste de una región de clima semiárido dominada por la Sierra Madre Oriental en sus zonas sur y occidental, con elevaciones que fluctúan desde 220 metros sobre el nivel del mar (snm) en el noreste hasta 3500 m snm en el sur. Entre 60% y 80% de la precipitación ocurre en el verano (entre los meses de abril y octubre), siendo dominantes los eventos de mesoescala de origen convectivo, aunque ocasionalmente también ocurren periodos de lluvia ligera extendida. Estos últimos están usualmente asociados a restos de huracanes provenientes del Golfo de México que incursionan hacia el interior del continente. La distribución de precipitación anual se caracteriza por un marcado gradiente entre las comunidades en las faldas orientales de la sierra (600 mm/año) y las de la región central del

estado (200 mm/año).

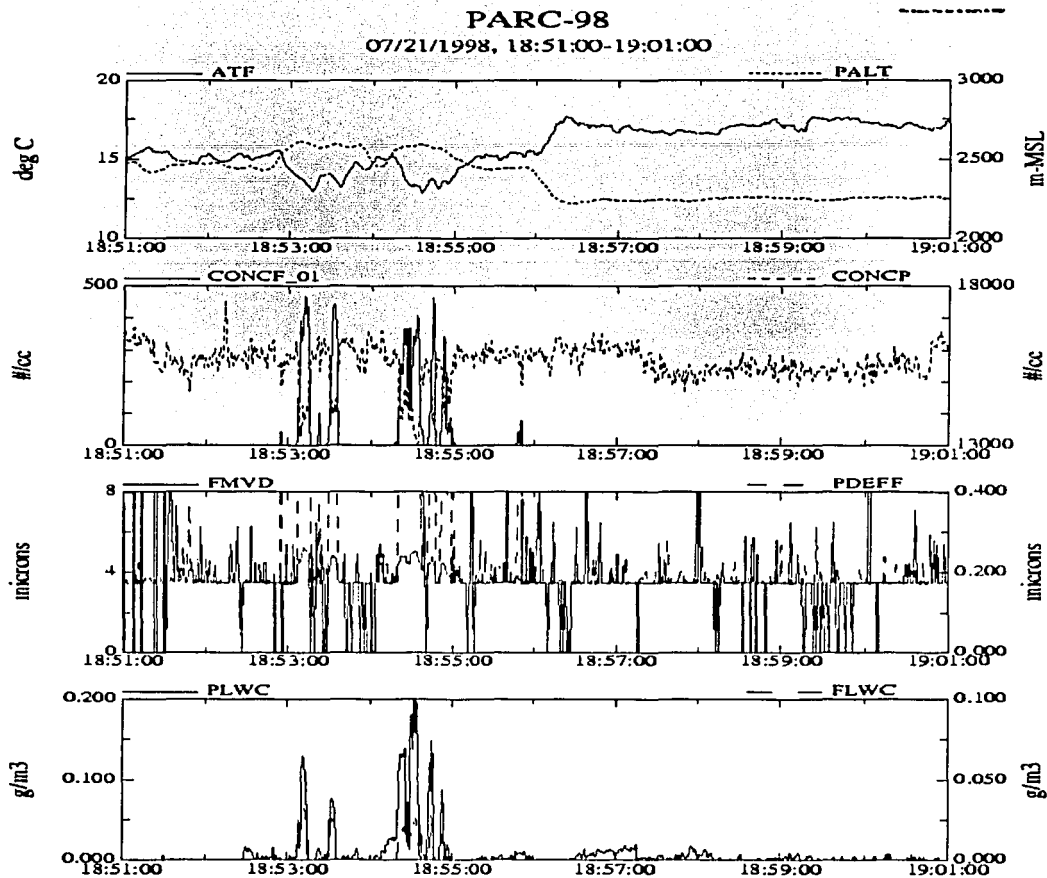


Figura 3.2 Series de tiempo de diversos parámetros obtenidos con el avión instrumentado el 21 de julio de 1998. Panel superior: temperatura ($^{\circ}\text{C}$, línea sólida) y altitud (m snm, línea punteada). Segundo panel: concentraciones de gotitas (cm^{-3} , línea sólida), medidas con el FSSP; y de partículas (cm^{-3} , línea punteada), medidas con el ASASP. Tercer panel: diámetro volumétrico medio (μm , línea sólida) derivado del FSSP, y diámetro efectivo (μm , línea punteada) derivado del ASASP. Cuarto panel: contenido de agua líquida (g m^{-3} , línea sólida) medido con el King Probe, y derivado del FSSP (g m^{-3} , línea punteada).

Las tormentas convectivas pueden ser divididas en dos categorías principales: (a) las de origen marítimo modificadas, que ocurren cuando el flujo sinóptico advecta humedad del Golfo de México, típicamente en situaciones de tormenta tropical; y (b) las de origen continental o modificadas por flujos de origen continental. Sin embargo, el desplazamiento de los sistemas de alta presión asociado a los cambios de estación puede causar períodos extendidos de condiciones estables. Ocasionalmente, durante las transiciones estacionales, períodos de subsidencia de gran escala pueden suprimir la convección profunda.

Los parámetros principales que controlan el desarrollo de tormentas y de nubes en la región son la orografía y la humedad en los niveles bajos, siendo esta última una característica crítica. Las fuentes de humedad son de dos tipos: 1) flujos locales en superficie, tales como la evaporación y evapotranspiración; y 2) advección de otras regiones, típicamente del Golfo de México. Durante PARC se observaron vientos ligeros predominantes generalmente del este. Aún en los días en que los vientos del este fueron más intensos, usualmente asociados con advección de humedad del Golfo, no se encontró correlación con la actividad de las tormentas. Aparentemente, el flujo del aire asociado a una circulación general débil y otras condiciones de carácter local fueron responsables de la variabilidad diaria del desarrollo de tormentas. Por otra parte, la similitud en los patrones de desarrollo de las nubes y de la precipitación observados de un año a otro es una indicación de la influencia ejercida por la orografía. La mayoría de las tormentas alcanzaron toques de entre 7 y 9 km de altura sobre el nivel del mar y, ocasionalmente, hasta 15 km. La mayoría de las tormentas se desplazaron con una velocidad promedio menor que 3 m s^{-1} , aunque algunas llegaron a alcanzar velocidades de 9 m s^{-1} o mayores. Las temperaturas observadas de la base de la nube cubrieron un amplio rango, usualmente de entre 10°C a 20°C (alturas de 2 a 4 km snm), o aún más calientes.

Mediciones de los parámetros microfísicos indican que la distribución por tamaños de gotitas de nube es muy angosta, típica de condiciones continentales, con diámetros medios entre 8 y $9 \mu\text{m}$ y tamaños máximos menores que $20 \mu\text{m}$. Las

mediciones de concentraciones de gotitas también indican características continentales, con valores típicos de alrededor de 350 cm^{-3} y de hasta 540 cm^{-3} . Sin embargo, se llegaron a observar concentraciones tan bajas como 110 cm^{-3} , pudiendo esto indicar un origen marítimo modificado. En estas nubes, los procesos de lluvia caliente se desarrollan muy lentamente. Esto puede propiciar la disipación de la nube antes de producir cantidades significativas de lluvia mediante coalescencia, o su crecimiento a temperaturas por debajo del nivel de congelación y el subsecuente desarrollo de precipitación vía la fase hielo. Las mediciones obtenidas de penetraciones en nubes a temperaturas entre 0°C y -5°C son indicativas de los procesos dominantes (lluvia caliente o lluvia fría) para el desarrollo de la precipitación en cada caso. Si la concentración de gotas de llovizna (o mayores) es grande en este nivel, entonces se activa el proceso de coalescencia, que a su vez puede acelerar el subsecuente desarrollo de partículas de hielo conforme la nube crece a temperaturas más frías. Si la concentración de gotas es baja o predominan las partículas de hielo en este nivel, entonces el proceso de coalescencia no es tan dominante en el inicio del desarrollo de la precipitación. Mediciones cerca de las bases de las nubes, así como en nubes en fase de desintegración, sugieren que se forma hielo con facilidad y que los núcleos de hielo son relativamente abundantes en nubes con topes por debajo del nivel de -10°C . Debido a las condiciones inestables en las cuales se forman las nubes, se observa gran flotabilidad, lo que propicia la formación de cristales de hielo pequeños y abundantes. Si el proceso de coalescencia no se activa (es decir, no actúa la colección de gotas de nube), entonces esto tiende a causar un flujo significativo de humedad en los niveles medio y superior de la atmósfera, pero poca precipitación.

3.1.3 LOS CASOS DE ESTUDIO Y LAS PARAMETRIZACIONES DEL ESPECTRO DE NÚCLEOS DE CONDENSACIÓN DE NUBE Y DE LA DISTRIBUCIÓN POR TAMAÑOS DE LAS PARTÍCULAS DE AEROSOL

En esta región de Coahuila, se han tomado en consideración tres casos de estudio de las distribuciones por tamaños de los CCN, los cuales fueron medidos durante el Programa para el Aumento de Precipitación en Coahuila (PARC). Los

casos a analizar son: 980721, 980809 y 980814. Se ha considerado estudiar estos casos debido a que se cuenta con las mediciones tanto de los CCN como de las concentraciones de gota. Además, es importante mencionar que en el caso 980721 hubo influencia de incendios forestales y estas mediciones se hicieron en la pluma de un incendio forestal después de un incendio ocurrido en Cuatrociénegas, Coahuila, localizado a 60 km al oeste del centro de operaciones; mientras que en los casos 980809 y 980814 no hubo influencia de incendios forestales. Debido a que las mediciones de los CCN solamente abarcan partículas de $D < 0.3 \mu\text{m}$, se utilizó la distribución por tamaños de partículas de aerosol del caso 980721 para calcular la parametrización de las partículas grandes en cada uno de los tres casos de estudio.

La Tabla 3.1 muestra los valores calculados para las parametrizaciones de los datos medidos tanto de la distribución por tamaños de los CCN junto con la distribución por tamaños de las partículas de aerosol para generar el archivo de entrada del modelo (Ver Tabla A1, Apéndice A) para cada uno de los casos de estudio. La distribución por tamaños medida está dividida en: a) Espectro de activación (ecuación 2.1), donde C es la concentración de partículas calculada para dicho espectro y k es la pendiente y b) Partículas de Junge (ecuación 2.2), donde A_β representa el valor de escala de ésta ecuación para $r = 1 \text{ cm}$, β y β_1 son las pendientes correspondientes para la representación de A_β . El corte de Junge (r_j) es el límite de integración de la ecuación de Junge. En la Tabla 3.1 se observa una marcada diferencia en el valor de k de la región de activación entre el caso 980721 (influencia de incendio) y los otros dos.

TABLA 3.1 Parámetros de entrada del espectro de activación y de Junge, calculados para las simulaciones numéricas para los casos de estudio de Coahuila.

Caso	$C \text{ (cm}^{-3}\text{)}$	k	$A_\beta \text{ (cm}^{\beta-3}\text{)}$ $\forall \beta \neq 3$	$r_j \text{ (cm}^{-3}\text{)}$	β	β_1
980721	869	0.744	2.50×10^{-41}	4.30×10^{-05}	9.55	9.55
980809	578	0.537	2.50×10^{-41}	4.30×10^{-05}	9.55	9.55
980814	998	0.485	2.50×10^{-41}	4.30×10^{-05}	9.55	9.55

La Figura 3.3 muestra los datos de espectro de aerosoles de 980721 y las parametrizaciones para las distribuciones por tamaños de CCN de las regiones de activación de cada caso de estudio de la región de Coahuila. La región de partículas mayores a $0.25 \mu\text{m}$ es representada con base a los datos de aerosoles del caso 980721 (Coahuila 100%). La primera parametrización del espectro de aerosoles incluye partículas de $D < 0.2 \mu\text{m}$ y la segunda incluye partículas de $0.2 \mu\text{m} \leq D < 2 \mu\text{m}$. Además se incluyen el ajuste de las distribuciones lognormales para las partículas gigantes. La primera parametrización incluye partículas de $D < 0.2 \mu\text{m}$, la segunda incluye partículas en un rango de $0.2 \mu\text{m}$ a $0.43 \mu\text{m}$, la tercera de $0.43 \mu\text{m}$ a $1.37 \mu\text{m}$ y la cuarta de $1.37 \mu\text{m}$ a $2.93 \mu\text{m}$.

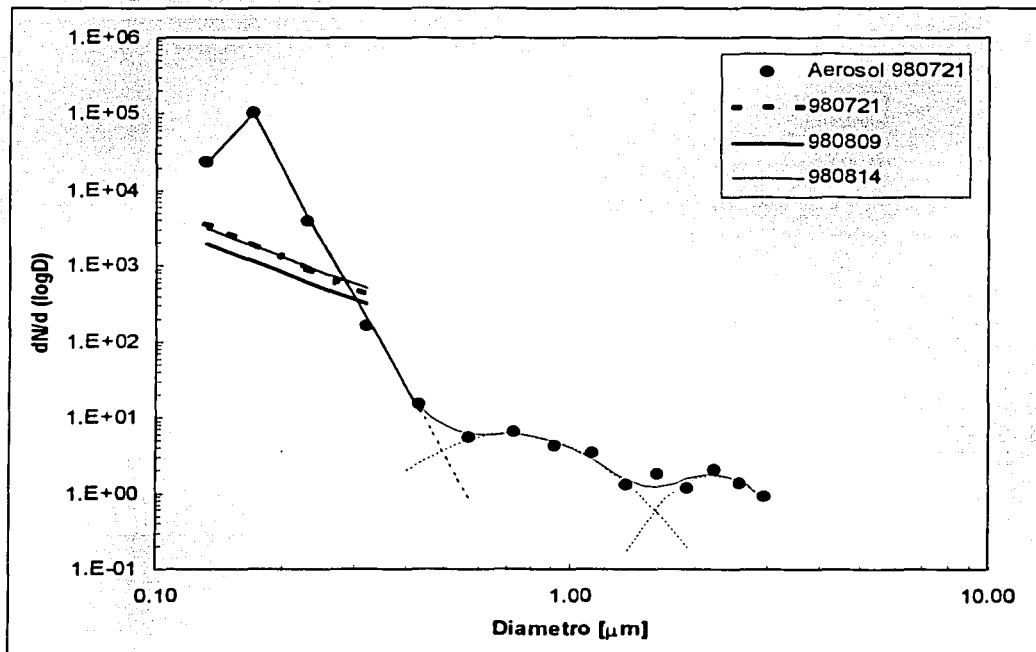


Figura 3.3 Distribución por tamaños de aerosoles medidos para el caso 980721 (Coahuila 100%) y las respectivas parametrizaciones obtenidas de CCN, incluyendo las partículas gigantes.

La Figura 3.4 muestra el sondeo original para el caso 980721. Para los casos aquí presentados se usaron tres sondeos; a) caso 980721, b) caso 980809 y c) caso 980814. La figura 3.5 muestra estos sondeos, los cuales fueron ajustados para ser usados en el modelo, con la capa estable que se les adhirió a diferentes niveles de presión. La tabla 3.2 muestra los ajustes hechos a los sondeos y algunos parámetros atmosféricos necesarios para el modelo.

SITE: MOBILE.MOV TIME: 21-JUL-1998.1454.40 (721) TEMPAW340S DEWPOINT

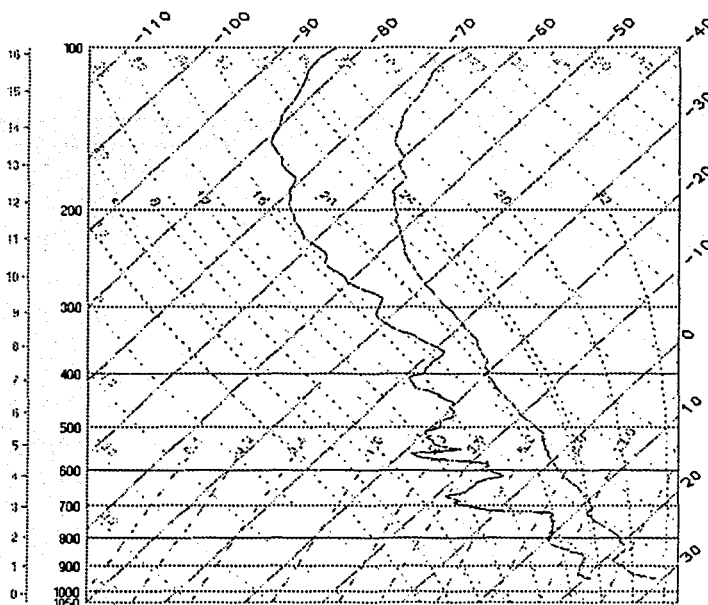


Figura 3.4 Sondeo de Monclova, Coahuila (980721)

Tabla 3.2 Condiciones atmosféricas y ajustes de los sondeos.

CASO	PRESION BASE DE LA NUBE [mb]	TEMPERATURA BASE DE LA NUBE [°C]	VELOCIDAD INICIAL [m/s]	PRESION TOPE DE LA NUBE [mb]	TEMPERATURA TOPE DE LA NUBE [°C]
980721	700	11	2.7	500	0.25
980809	700	10	5.3	550	0.40
980814	700	11.3	2.8	550	0.6

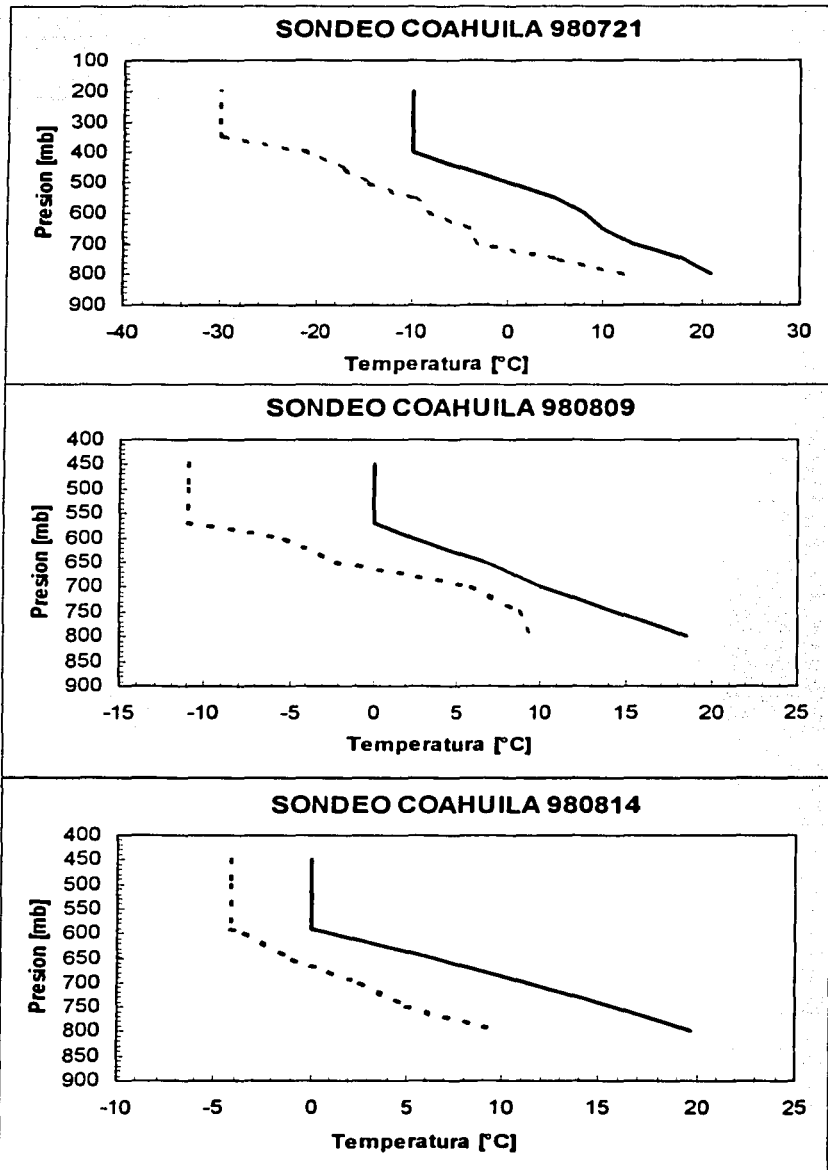


Figura 3.5 Sondeos utilizados para Coahuila (modificado incluyendo capa estable). La línea punteada representa el punto de rocío y la continua representa la temperatura absoluta.



La adición de la capa estable fue alrededor de los 0°C, con la finalidad de ver el efecto de los CCN y el de las partículas producidas por el incendio forestal en la iniciación del proceso de lluvia caliente cerca de la base de la nube, la cual es la hipótesis fundamental de este trabajo, además de proveer un tiempo de crecimiento máximo de 30 minutos en esa temperatura hasta lograrse completamente la conversión de agua de nube en precipitación.

Para la realización de estos resultados se ha supuesto que tanto la composición de los CCN como la de las partículas producidas por el incendio forestal es sulfato de amonio. Lo anterior debido a observaciones de humo generado por incendios forestales sobre la región del Amazonas, que indicaron que el sulfato es un componente significativo de los aerosoles producidos por humo joven y viejo (Reid *et al.* 1998)

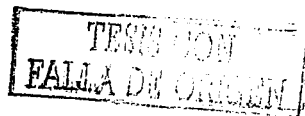
3.2 INDONESIA

3.2.1 EI BASIC (BRIEF ASSESSMENT OF THE EFFECTS OF SMOKE ON INDONESIAN CLOUDS)

Indonesia está localizada en el sureste de Asia, con 1,900,000 km² de superficie, y su capital es Yakarta. Es el cuarto país con mayor población en el mundo, y su territorio se extiende sobre 500 km de oeste a este y sobre 2000 km de norte a sur. Es un país montañoso y volcánico cerca del ecuador, de clima caluroso y húmedo en su mayoría. Como se mencionó en el Capítulo 1, un programa cooperativo de corta duración se llevó a cabo en Indonesia en el contexto de sequía e incendios forestales ocurridos en esta región. Este programa incluyó datos de mediciones *in-situ* colectados con un avión de investigación y otros sensores remotos (satélite y radar) y observaciones de superficie.

El objetivo principal de BASIC consistió en determinar el efecto del humo producido por incendios forestales y por algunas fuentes antropógenas de aerosoles, como la contaminación urbana, en la eficiencia de precipitación. La zona de estudio incluyó las islas de Java, Kalimantan y Sumatra, así como sus mares adyacentes. En estas dos últimas islas, se realizaron mediciones en nubes tanto en áreas libres como en zonas afectadas por el humo de incendios; mientras que sobre Java se hicieron mediciones en las cercanías de Yakarta. Además, se realizaron muestreos en la región de Bangkok, Tailandia, donde se conducen operaciones de siembra artificial de nubes.

Uno de los dos nuevos aviones de física de nubes del Bureau of Royal Rainmaking and Agricultural Aviation (BRRAA) de Tailandia y su equipo de pilotos, técnicos y científicos en colaboración con científicos de Indonesia (UPT-HB, BPP Teknologi, BMG, y LAPAN) y el National Center for Atmospheric Research (NCAR) de los Estados Unidos, llevaron a cabo mediciones en nubes dentro y fuera de la pluma de humo producida por los incendios en Indonesia. El avión voló más de 30 horas durante el período de ocho días del proyecto, teniendo como centro de operaciones el aeropuerto Halim en Yakarta.



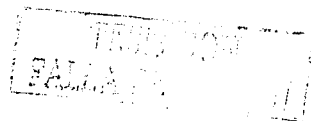
3.2.2 Descripción del Área y Observaciones

Los vuelos se llevaron a cabo sobre tres de las islas principales de Indonesia: Java, Kalimantan y Sumatra. Las mediciones incluyeron datos sobre la evolución de precipitación en nubes sobre las tres islas y el Océano Indico al oeste de Java y del Mar de Java. En Kalimantan y Sumatra los vuelos fueron conducidos tanto en nubes sobre áreas afectadas por el humo de los incendios que permanecían activos como en nubes sobre áreas no afectadas por el humo. La Tabla 3.3 provee un resumen de los vuelos y observaciones asociados con los dos casos tratados en este trabajo. Éstos son casos continentales de mediciones del humo de incendios forestales en Kalimantan (971215) y en Sumatra (971217).

Las observaciones que se llevaron a cabo el 15 de diciembre de 1997 sobre Kalimantan se muestran en la Figura 3.6. Las mediciones fueron obtenidas cerca de la base de la nube y es claro que, conforme las concentraciones de aerosoles se incrementan, las concentraciones de las gotitas de nube observadas y en las nubes afectadas por el humo, el radio efectivo y el diámetro volumétrico medio de las gotitas decrecen.

Observaciones similares se obtuvieron para otro caso en el sur de Sumatra el 17 de diciembre de 1997. Para este caso, la Figura 3.7 despliega los mismos parámetros que la figura anterior. El patrón es muy similar a las mediciones que se muestran en la Figura 3.6: Mientras la concentración de gotas se incrementa, el radio efectivo y el diámetro volumétrico medio de las gotas de nube decrecen. Este decremento es de aproximadamente $14 \mu\text{m}$ de diámetro en nubes no afectadas por el humo a $7 \mu\text{m}$ en nubes afectadas por el humo.

En la siguiente sección se describen los dos casos mencionados y así como el caso de referencia usado. Los resultados se presentarán en el siguiente capítulo.



FECHA	ÁREA DE VUELO	T/O LNDG TIEMPO	TIEMPO DE VUELO	MISION DE LA OBSERVACION	OBJETIVO DE LAS MEDICIONES DE LAS OBSERVACIONES	NOTA
97/12/15 Diciembre 15, 1997	• Pontianak, Oeste de Kalimantan	11:00 - 14:00 17:45 - 19:35	3:00 1:50	<ul style="list-style-type: none"> • Perfil de los Aerosoles • Espectro de las gotitas de nube • Temperatura de la nube • Corriente de nube ascendente/descendente • Evolución de precipitación 	<ul style="list-style-type: none"> • Efecto de las partículas de humo en las nubes • Evolución de la precipitación sobre el Suroeste de Kalimantan y los efectos del humo de los incendios en la microestructura de la nube en las áreas de humo y en las libres de humo 	Todos los sistemas trabajando bien
97/12/17 Diciembre 17, 1997	• Jambi • Palembang	12:00 - 16:25 18:00 - 19:25	4:25 1:25	<ul style="list-style-type: none"> • Perfil de los Aerosoles • Espectro de gotitas de nube • Temperatura de la nube • Corriente de nube ascendente/descendente • Evolución de precipitación 	<ul style="list-style-type: none"> • Efecto de las partículas de humo en las nubes • Efecto del humo en las nubes en los lugares calientes sobre Sumatra y mediciones simultáneas de satélite 	Todos los sistemas trabajando bien

TABLA 3.3 Resumen de vuelos de observación en Indonesia

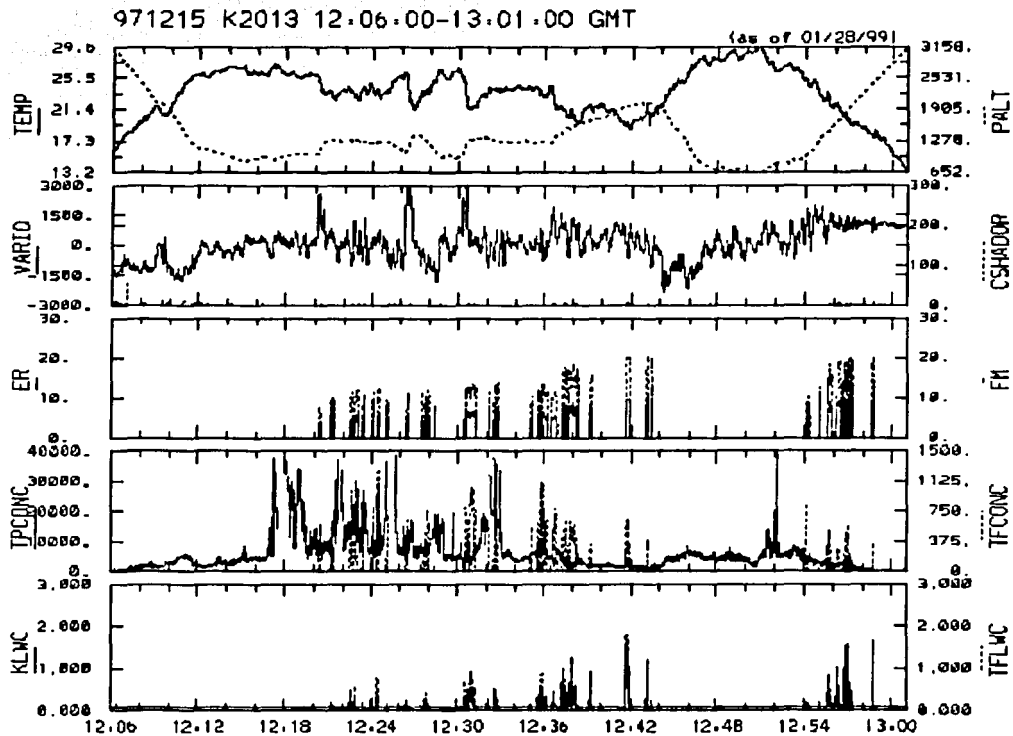


Figura 3.6 Serie de tiempo de los diferentes aerosoles y parámetros de nube para el 15 de diciembre de 1997 sobre Kalimantan: a) panel superior: temperatura ($^{\circ}\text{C}$, línea sólida) y altura (m snm, línea punteada); b) segundo: velocidad vertical (ft min^{-1} , línea sólida) y concentración de gotas grandes medidas con el 2D-C (L^{-1} , línea punteada); c) tercero: radio efectivo (μm , línea sólida) y el diámetro volumétrico medio (μm , línea punteada); d) cuarto: aerosol medido con el PCASP (cm^{-3} , línea sólida) y las concentraciones de gotitas de nube (cm^{-3} , línea punteada); e) quinto: contenido de agua líquida de nube medida con el KING (gm^{-3} , línea sólida) y con el FSSP (gm^{-3} , línea punteada).

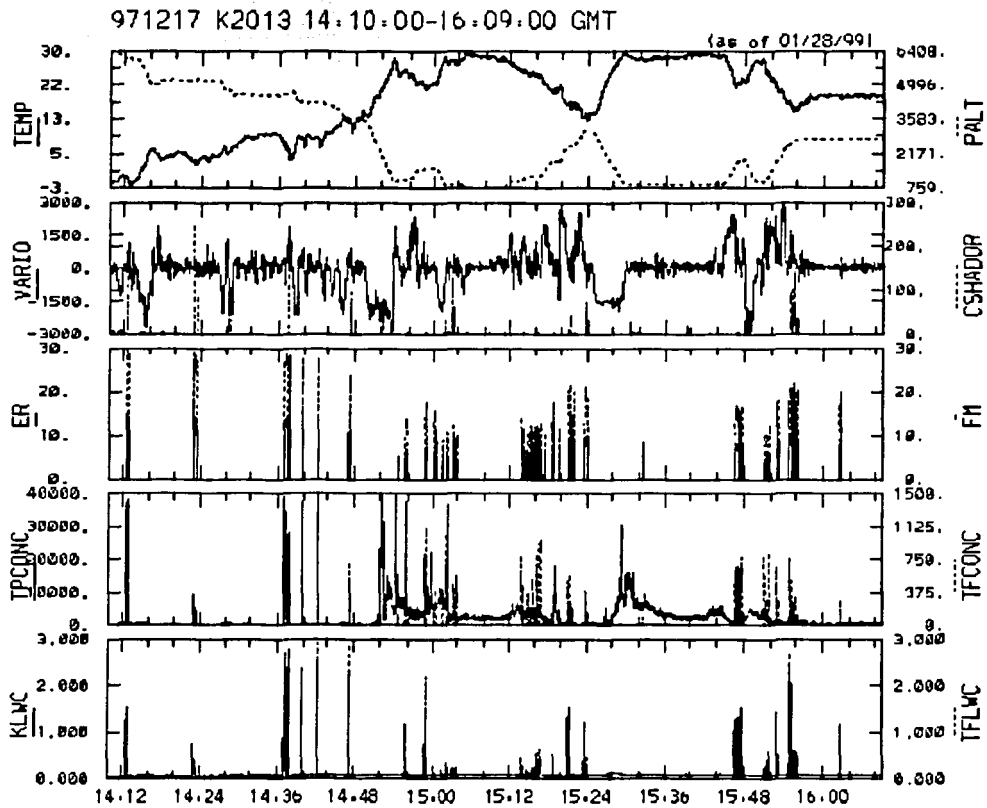
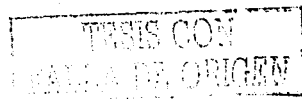


Figura 3.7. Como en la figura 3.6, pero para el 17 de diciembre de 1997 sobre Sumatra.

3.2.3 Los Casos de Referencia y de Estudio y las Parametrizaciones del Espectro de Núcleos de Condensación de Nube y de la Distribución por Tamaños de las Partículas de Aerosol.

Para la obtención de los resultados se realizó un estudio detallado de las mediciones de la concentración de partículas que fueron obtenidas durante la campaña de campo en los días 15 (Kalimantan) y 17 (Sumatra) de diciembre de 1997 tales como aerosoles (medidos con el PCASP - Passive Cavity Aerosol Spectrometer Probe), CCN y gotitas cerca de la base de la nube. Dado que el modelo numérico con el cual se generaron todos los resultados corre con CCN y no con partículas de aerosol, la idea fue encontrar algunas parametrizaciones de las ecuaciones 2.1 y 2.2 que mejor ajustaran los aerosoles medidos. Por lo anterior, este estudio se ha dividido en 5 escenarios para cada uno de los dos días de mediciones en Indonesia (Kalimantan y Sumatra), los cuales son:

- (1) Referencia: Consiste de las mediciones de los CCN en cielo claro, sin influencia de incendios forestales. Para este escenario se decidió usar datos de CCN disponibles de una región similar en Tailandia (Khon Khan) a Kalimantan y Sumatra (Bruitjes, *et al.* 1999). Las parametrizaciones de la región de activación ($0.11 \mu\text{m} < D \leq 0.14 \mu\text{m}$, ecuación 2.1) y la región de Junge ($0.14 \mu\text{m} < D \leq 0.33 \mu\text{m}$, ecuación 2.2) fueron calculadas a partir de los datos. Las partículas gigantes ($D > 0.33 \mu\text{m}$) se suprimieron asumiendo que tienen distribuciones similares a las encontradas para los aerosoles producidos por incendios forestales en la región de Kalimantan. Este mismo escenario de referencia (Figura 3.8) se usó para el caso de estudio de Sumatra.



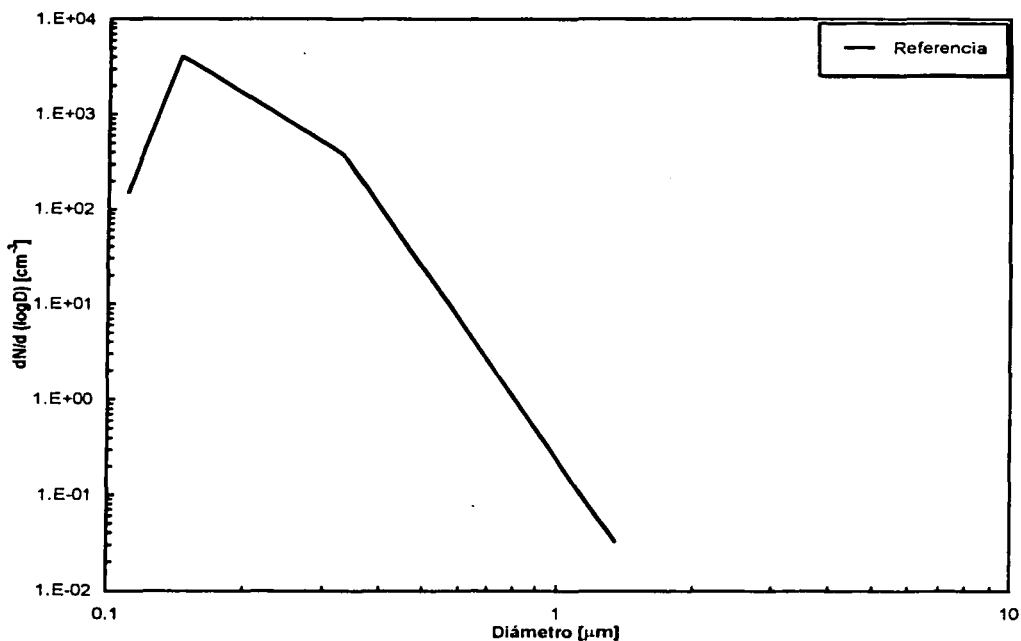
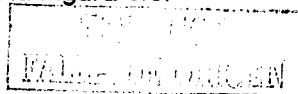


Figura 3.8 Distribución de tamaños para el caso de Referencia para cada uno de los diferentes escenarios de estudio en la región de Indonesia.

- (2) 100%: Escenario en el cual se supone que todas las partículas de aerosol (sin incluir las gigantes) actúan como potenciales CCN, cuya finalidad es exponer el caso extremo - no realista - e investigar los efectos de los núcleos más grandes ($D \geq 0.7 \mu\text{m}$) y con base a ello comparar con el caso de referencia.

Las parametrizaciones que se incluyen para este caso son una para la región de activación ($0.11 < D < 0.13 \mu\text{m}$) y dos Junge para la región de partículas grandes o de coagulación, con $D < 0.7 \mu\text{m}$, sin incluir la parametrización lognormal para las partículas gigantes (partículas con diámetros mayores a $0.7 \mu\text{m}$) y se muestran en la Figura 3.9.



- (3) 100%+logs: Este escenario sigue el mismo criterio en las parametrizaciones que el escenario anterior, pero en éste sí se incluyen las partículas gigantes ($D \geq 0.7 \mu\text{m}$) a través de la adición de distribuciones lognormales (ecuación 2.3) mostradas en la Figura 3.9.

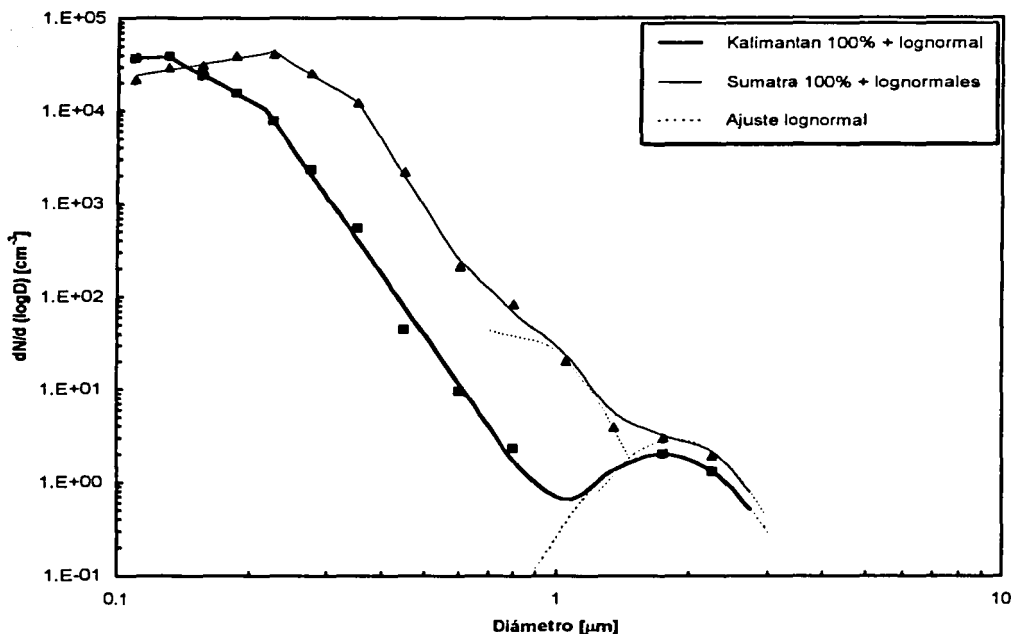


Figura 3.9 Distribución por tamaños para los casos de aerosoles de los diferentes casos de estudio. En la figura también se muestran las parametrizaciones utilizadas para la generación de los escenarios. Las líneas punteadas representan las parametrizaciones lognormales de partículas gigantes.

- (C1) corregido: El escenario (C1), donde las parametrizaciones que se hicieron están basadas en el esquema propuesto por Bigg (1986), quien realizó mediciones diarias de concentraciones de CCN durante seis años (1980-1986) cerca del extremo noroeste de Tasmania, usando una cámara de difusión estática descrita por Bartlett y Ayers (1981). La Tabla 3.4 describe

las proporciones dependiendo de la concentración y el tamaño de los aerosoles medidos. Se sigue el mismo criterio que las parametrizaciones que se incluyeron para el caso del 100%.

Tabla 3.4 Proporción de CCN para distribución por tamaños de las partículas de aerosol.

Diámetro (μm)	Proporción (%)
0.11	35
0.13	29
0.155	23
0.18	17
0.22	11
0.28	4
D > 0.28	4

(C2) corregido+logs (ver Figura 3.10). En el escenario (C2) se aplica el mismo proceso que el del escenario corregido (C1), solo que aquí, al igual que en el escenario (3), se incluyen las partículas gigantes con la adición de distribuciones lognormal (ecuación 2.3)

La Tabla 3.5 muestra los valores calculados con las parametrizaciones obtenidas de los datos medidos con el PCASP para generar el archivo de entrada del modelo (ver Tabla A1, Apéndice A) para cada uno de los cinco escenarios de los casos de estudio de Kalimantan y Sumatra. La distribución por tamaños medida esta dividida en: a) espectro de activación (ecuación 2.1), donde el parámetro C es la concentración de partículas calculada para dicho espectro y k es la pendiente; b) partículas de Junge (ecuación 2.2), donde A_β representa el valor de escala de ésta ecuación para $r = 1$ cm, el corte de Junge (r_j) es el límite de integración de la ecuación de Junge y β es su pendiente; c) partículas gigantes, donde β es la pendiente de la ecuación de Junge.

Cabe mencionar que todos estos resultados que se muestran en las siguientes secciones están basados en el hecho de que la iniciación de precipitación es en la base de la nube por los procesos de lluvia caliente.

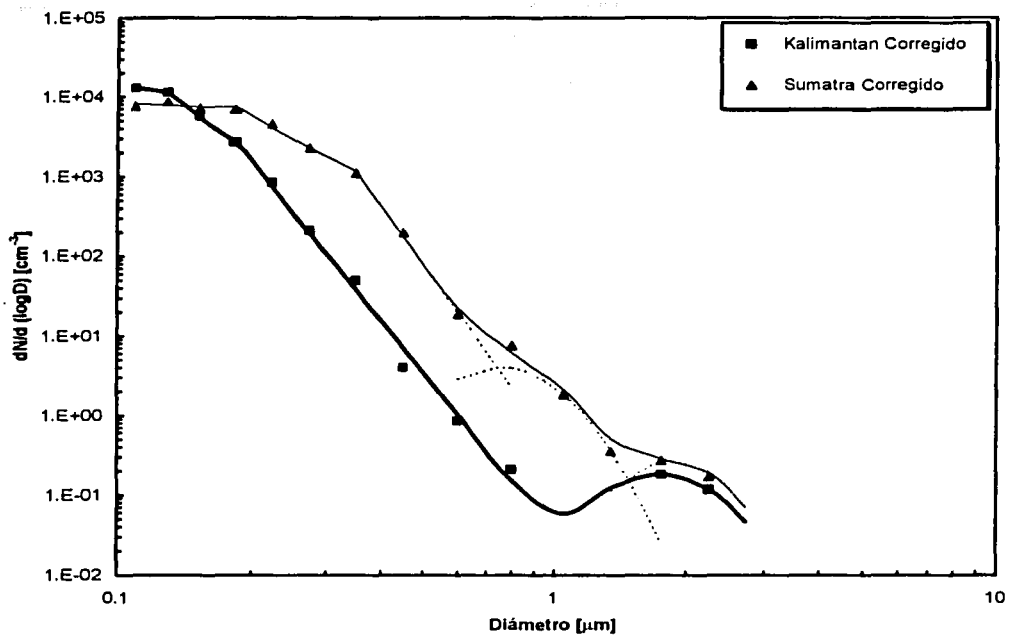


Figura 3.10 Distribución por tamaños para los casos de aerosoles, a los cuales se les aplicó el esquema de Bigg, para cada uno de los diferentes escenarios de estudio.

Tabla 3.5 Parámetros de entrada del espectro de activación (a) y de la adición de las partículas gigantes a través de dos distribuciones lognormales (b) para los casos de estudio de Kalimantan y Sumatra, respectivamente.

Kalimantan (a)

Caso	C (cm ⁻³)	k	A _p (cm ^{β-3}) ∀ β ≠ 3	r ₁ (cm ⁻³)	β	β ₁
Referencia	720	0.039	4.61x10 ⁻¹¹	3.50x10 ⁻⁰⁵	2.88	6.65
100% (1)	14800	0.428	3.97x10 ⁻⁰⁹	3.50x10 ⁻⁰⁵	2.8	7.54
Corregido (C1)	2350	0.668	7.61x10 ⁻¹¹	3.50x10 ⁻⁰⁵	2.96	7.54
100%+ logs (2)	14800	0.428	3.97x10 ⁻⁰⁹	3.50x10 ⁻⁰⁵	2.8	7.54
Corregido+logs (C2)	2350	0.668	7.61x10 ⁻¹¹	3.50x10 ⁻⁰⁵	2.96	7.54

Kalimantan (b)

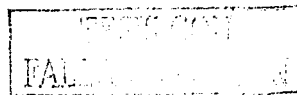
Caso	Conc_log1 (cm ⁻³)	μ log1	σ log1	Conc_log2 (cm ⁻³)	μ log2	σ log2
100%+logs (2)	13	7.50x10 ⁻⁰⁵	0.116	0.768	1.85x10 ⁻⁰⁴	0.106
Corregido+logs (C2)	1.17	7.50x10 ⁻⁰⁵	0.116	0.069	1.84x10 ⁻⁰⁴	0.106

Sumatra (a)

Caso	C (cm ⁻³)	k	A _p (cm ^{β-3}) ∀ β ≠ 3	r ₁ (cm ⁻³)	β	β ₁
Referencia	720	0.039	4.61x10 ⁻¹¹	3.50x10 ⁻⁰⁵	2.88	6.65
100% (1)	14753.9	0.428	3.97x10 ⁻⁰⁹	3.50x10 ⁻⁰⁵	2.8	7.544
Corregido (C1)	2350.47	0.668	7.61x10 ⁻¹¹	3.50x10 ⁻⁰⁵	2.955	7.544
100%+ logs (2)	14753.9	0.428	3.97x10 ⁻⁰⁹	3.50x10 ⁻⁰⁵	2.8	7.544
Corregido+logs (C2)	2350.47	0.668	7.61x10 ⁻¹¹	3.50x10 ⁻⁰⁵	2.955	7.544

Sumatra (b)

Caso	Conc_log1 (cm ⁻³)	μ log1	σ log1	Conc_log2 (cm ⁻³)	μ log2	σ log2
100%+ logs (2)	12.95	7.50x10 ⁻⁰⁵	0.116	0.768	1.85x10 ⁻⁰⁴	0.106
Corregido+logs (C2)	1.1655	7.50x10 ⁻⁰⁵	0.116	0.069	1.84x10 ⁻⁰⁴	0.106



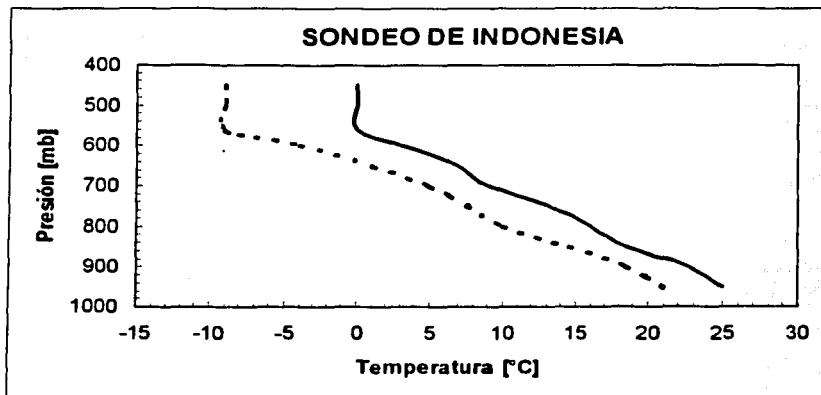


Figura 3.12 Sondeo utilizado para Indonesia (modificado incluyendo capa estable). La línea punteada representa el punto de rocío y la continua representa la temperatura absoluta.

Tabla 3.6 Condiciones atmosféricas del sondeo de Indonesia

CASO	PRESION EN LA BASE DE LA NUBE [mb]	TEMPERATURA EN LA BASE DE LA NUBE [°C]	VELOCIDAD INICIAL [m/s]	PRESION TOPE DE LA NUBE [mb]	TEMP TOPE DE LA NUBE [°C]
SUMATRA/KALIMANTAN	850	18.5	3	550	0.5

En este sondeo la parcela fue entonces arbitrariamente detenida a una temperatura cerca de los 0°C con la finalidad de ver el efecto de las partículas de aerosol producidas por los incendios forestales en la iniciación de los procesos de lluvia caliente cerca de la base de la nube, la cual es la hipótesis de este trabajo, además de proveer un crecimiento de tiempo de integración máximo de 30 minutos en esa temperatura hasta lograrse la conversión completa de agua de nube en precipitación.

Para la realización de estos resultados se ha supuesto que la composición de las partículas producidas por los incendios forestales sea sulfato de amonio. Lo anterior debido a observaciones de humo generado por incendios forestales sobre la región del Amazonas que indicaron que éste es un componente importante de los aerosoles producidos por humo joven y viejo (Reid *et al.* 1998). Cabe mencionar que los resultados que se muestran en el siguiente capítulo están basados en el hecho de que la iniciación de precipitación es en la base de la nube por los procesos de lluvia caliente.

Capítulo 4.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.1 COAHUILA

4.1.1 Análisis de Coahuila (Sin incluir partículas gigantes)

i) ANÁLISIS DE CADA CASO CORRIENDO EL MODELO CON SU CORRESPONDIENTE SONDEO

En la Figura 4.1 se muestra la variación de la sobresaturación con respecto a la altura para cada uno de los casos de estudio de Coahuila calculadas por el modelo de parcela cerrada con los sondeos correspondientes (los sondeos del 980814 y 980721 son muy similares entre sí, como se mostró en el capítulo anterior) y las parametrizaciones de las regiones de activación y la primera de Junge, sin incluir partículas gigantes.

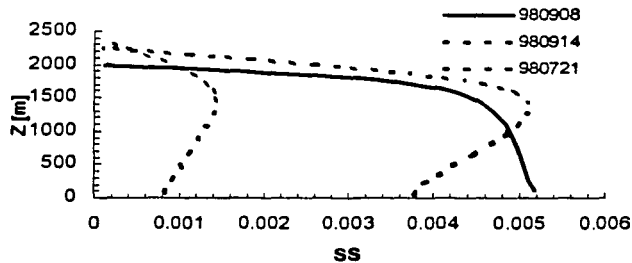


Figura 4.1 Variación de la sobresaturación con respecto a la altura.

La Figura 4.2 muestra la serie de tiempo de algunas variables calculadas para las mismas corridas de la figura anterior. Estas gráficas muestran la variación de algunos de los parámetros termodinámicos de la parcela en el tiempo. Las variables representadas son la temperatura [T, °C], sobresaturación [S, %], altura [Z, m] y velocidad vertical [W, m/s].



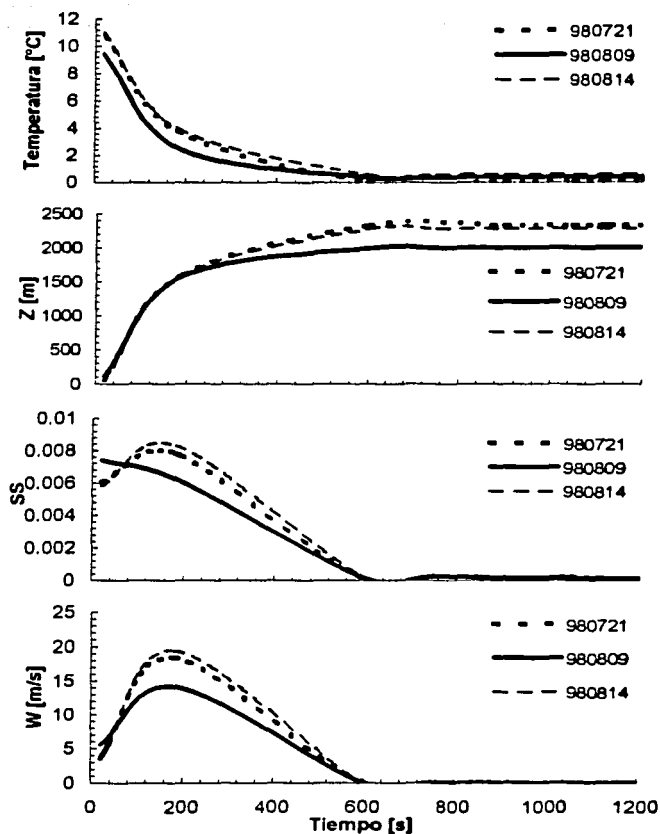


Figura 4.2 Serie de tiempo para algunas variables de cada uno de los casos de estudio de Coahuila analizados con su sondeo correspondiente.

La Figura 4.3 muestra la distribución por tamaños de la masa de gotitas simuladas cerca de la base de la nube para los casos: (a) 980721, (b) 980809 y (c) 980814. Los tiempos de integración son: 20, 600, 900, 1050 y 1200 segundos. TCS se refiere al tiempo en el cual la parcela alcanza el nivel de 0°C de temperatura y no asciende más debido a la introducción en el sondeo correspondiente de la capa de inversión.

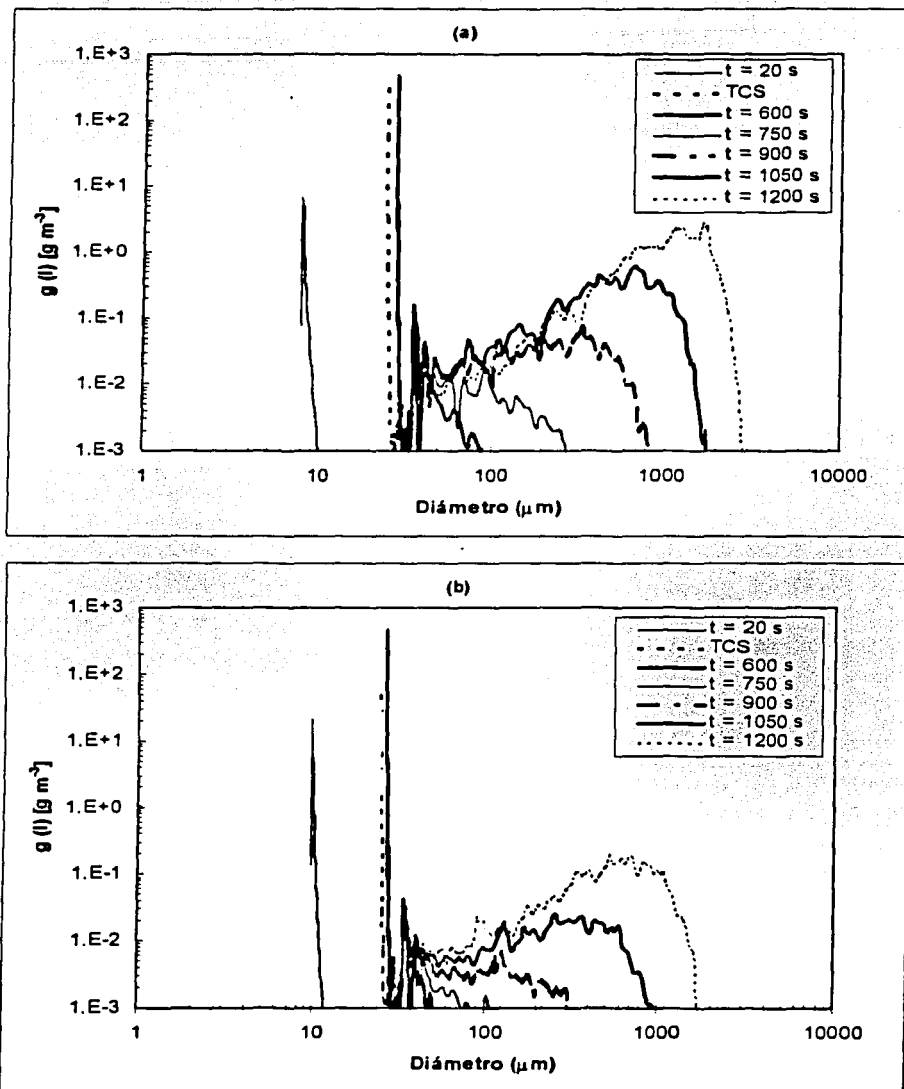


Figura 4.3 Distribución de masa para cada caso de Coahuila corrido con su sondeo correspondiente. (a) 980721, (b) 980809 y (c) 980814. TSC corresponde a los tiempos: (a) 181 s, (b) 181 s y (c) 183 s.

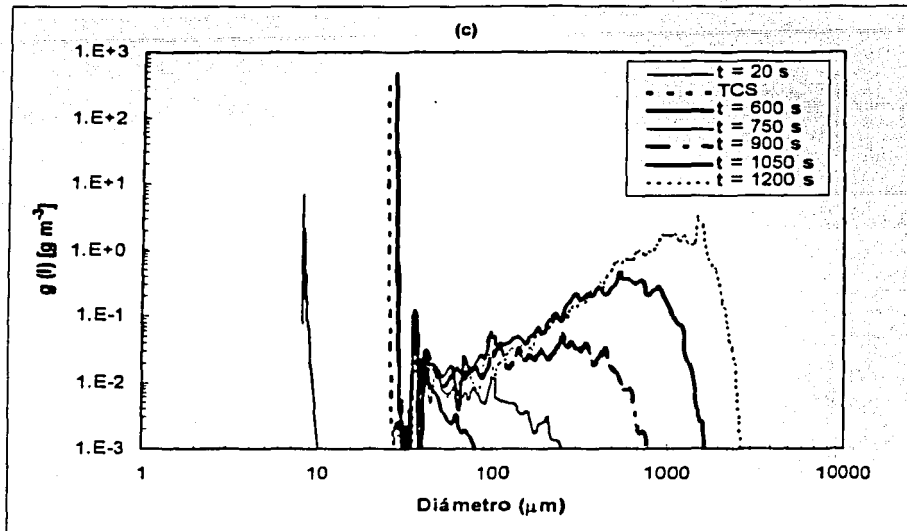


Figura 4.3 Continuación.

En el caso 980721, Figura 4.3(a), se puede apreciar que las gotas de llovizna ($D > 200 \mu\text{m}$) comienzan a formarse después de 10 minutos que la parcela ha pasado a través de la base de la nube. Puede notarse precipitación significativa en los resultados de la Tabla 4.1 ($R > 1 \text{ mm/h}$) después de aproximadamente cinco minutos después. La Figura 4.4 muestra la concentración de gotitas ($D < 200 \mu\text{m}$) calculada con el modelo de parcela. La concentración de gotitas de nube calculada con el modelo (para el tiempo inicial de 20 s) es de 412 cm^{-3} , la cual corresponde a valores muy cercanos a los reportados por Breed (1999), en la Tabla 4.2, como datos medidos en el proyecto de Coahuila para la fecha de interés.

TABLA 4.1 Intensidad de precipitación para los casos de Coahuila. Se corrió cada caso con su correspondiente sondeo.

Intensidad de precipitación(R) (mm/h)					
COAHUILA	600 s	750 s	900 s	1050 s	1200 s
980721	7.90×10^{-07}	3.1×10^{-03}	2.4×10^{-01}	5.1	35
980809	2×10^{-10}	3.7×10^{-05}	4.2×10^{-03}	1.3×10^{-01}	1.8
980814	6.4×10^{-07}	1.9×10^{-03}	1.6×10^{-01}	3.5	29

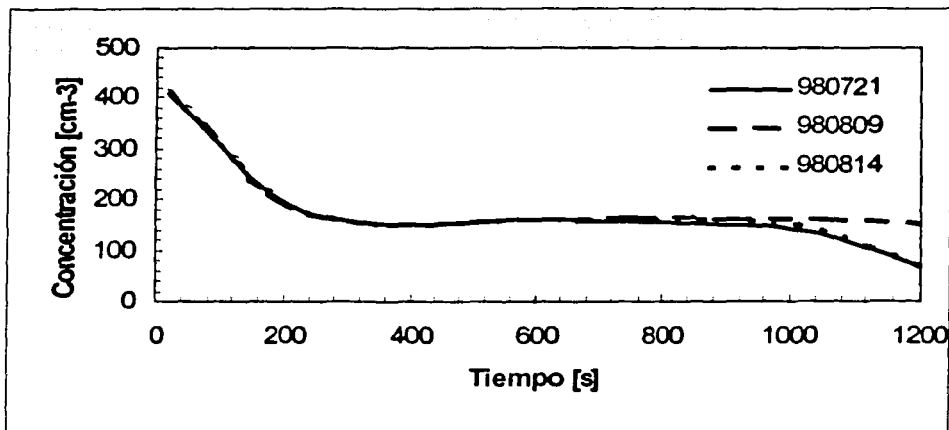


Figura 4.4 Concentración de gotitas calculada con el modelo de parcela para cada caso de Coahuila. Se corrió cada caso con su correspondiente sondeo.

TABLA 4.2 Concentración de gotitas cerca de la base de la nube (2.3 segundos máximo).

Fecha (yyymmdd)	Conc. (cc ⁻³)
980721	408, 491, 453
980809	435

Para el caso 980809, Figura 4.3(b), las gotas de llovizna ($D > 200 \mu\text{m}$) comienzan a formarse después de 15 minutos. Se puede apreciar intensidad de precipitación significativa sólo hasta los 20 minutos de integración (Tabla 4.1). La Figura 4.4 muestra la concentración de gotitas ($D < 200 \mu\text{m}$) con el modelo de parcela. La concentración inicial de gotitas de nube, calculada a los 20 segundos, es de 410 cm^{-3} , y se puede observar que después de los primeros cinco minutos no hay una disminución apreciable en la concentración de gotitas incluso a los 20 minutos aunque la precipitación ha comenzado. Este valor de concentración de gotitas inicial no es comparativamente tan bueno con el dato registrado por las observaciones en campo como en el caso anterior (Tabla 4.2).

En el caso 980914, de la Figura 4.3(c), se observa que las gotas de lluvia ($D > 200 \mu\text{m}$) comienzan a formarse 10 minutos después de pasar a través de la base de la nube. Se puede notar intensidad de precipitación significativa, Tabla 4.1, en el minuto 17 de simulación y esto dura varios minutos hasta que ocurre la conversión completa del agua de nube en precipitación (20 minutos para este caso). Además, la Figura 4.4 muestra que la concentración de gotitas ($D < 200 \mu\text{m}$) calculada sigue un comportamiento muy similar al caso 980721, la cual corresponde a valores muy cercanos reportados como datos medidos en el proyecto de Coahuila para la fecha de interés (Tabla 4.2).

El sondeo del caso 980814 es muy similar al del 980721, lo cual se ve reflejado en los resultados, ya que tanto la concentración de gotitas, mostrada en la Figura 4.4, como la intensidad de precipitación (Tabla 4.1) son muy similares entre ambos casos. Sin embargo, la concentración de gotas para el caso 980721 es menor que la calculada en los casos en que no hubo influencia de incendios forestales (980809 y 980814). La concentración de gotitas de nube para el caso 980814 es de 412 cm^{-3} . Cabe mencionar que la intensidad de precipitación es mayor para el caso en que existe influencia de un incendio que para aquellos en los que no.

Los resultados obtenidos para los tres casos anteriores muestran que no se puede probar la influencia de los incendios forestales por la forma del espectro introducido en el modelo, ya que para el caso en que hubo influencia de incendios forestales (980721) los procesos de lluvia caliente comienzan antes que en los casos en que no hubo influencia de incendios. Lo anterior se debe a las condiciones ambientales que hubo entre el día que hubo influencia de incendio (980721), con el cual se corrió cada caso y se hizo su análisis respectivo en la sección anterior, y uno de los días en que no hubo influencia (980809), en el cual la temperatura de la base de la nube es más fría que la de los otros casos de estudio.

ii) Análisis de cada caso usando el mismo sondeo (980721)

La Figura 4.5 muestra la distribución por tamaños de la masa de gotitas simuladas cerca de la base de la nube (hasta $\sim 2000 \text{ m}$ arriba de la base de la nube en un tiempo aproximado de 5 minutos) para los tres casos anteriores:

(a) 980721, (b) 980809 y (c) 980814. En esta ocasión, la simulación se realizó utilizando el mismo sondeo del 980721 para los tres casos. Como en la Figura 4.3, los tiempos de integración son: 20s, 600s, 900s, 1050s y 1200s. TCS se refiere al tiempo en el cual la parcela alcanza el nivel de 0°C de temperatura.

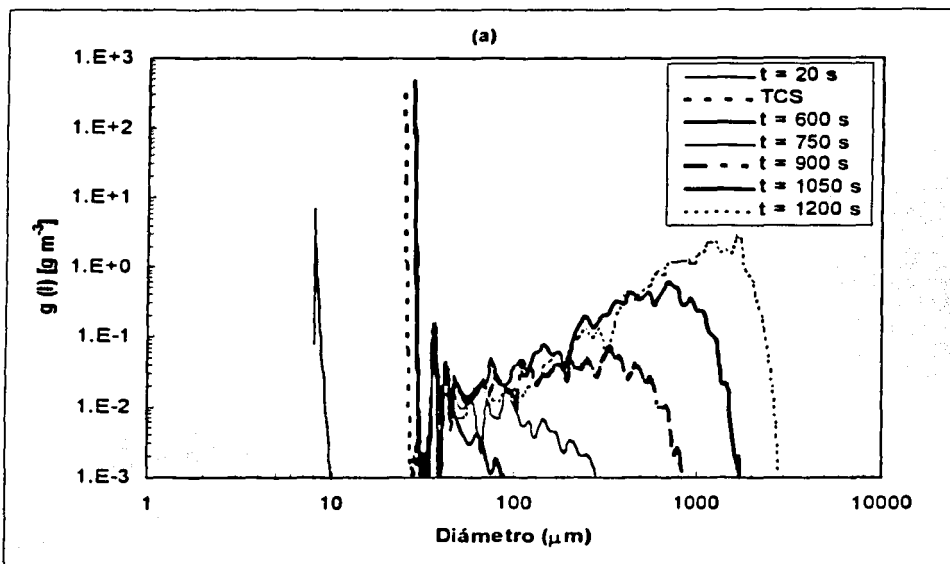


Figura 4.5 Distribución de masa para cada uno de los casos de de Coahuila. (a) 980721, (b) 980809 y (c) 980814. TSC corresponde a los tiempos: (a) 181s, (b) 240s y (c) 240s.

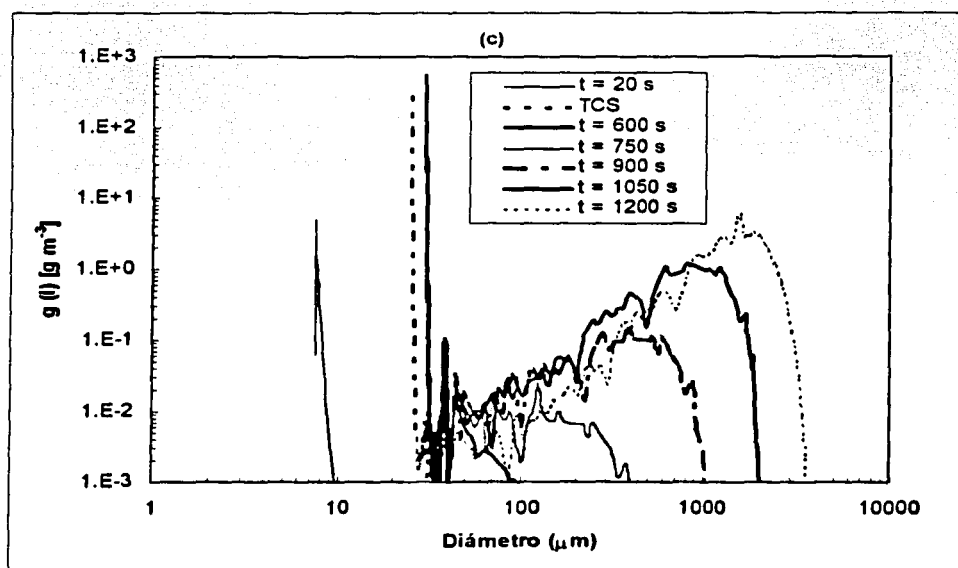
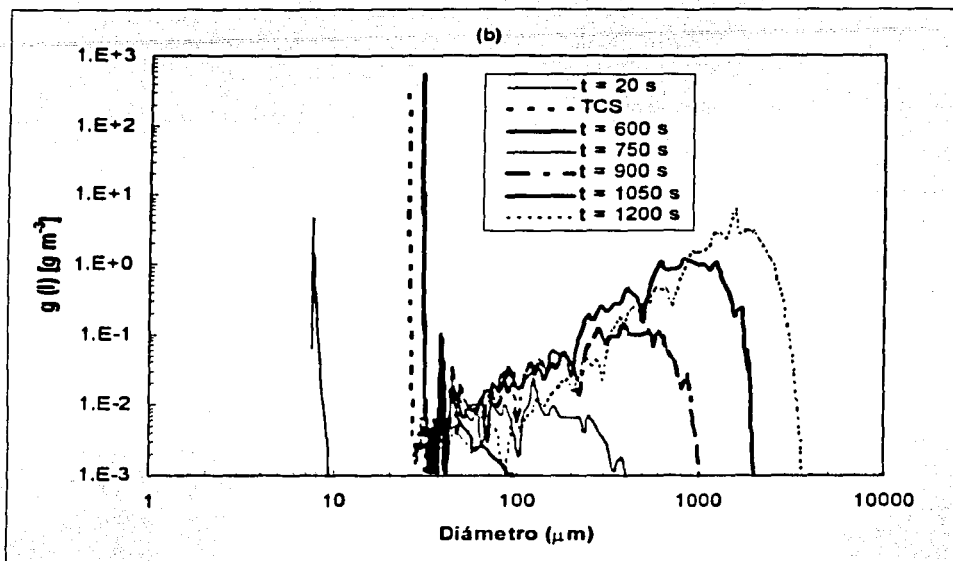


Figura 4.5 Continuación.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

El caso 980721, Figura 4.5(a), ya se ha discutido, pero debe mencionarse que la Figura 4.6 y la Tabla 4.3 contienen los resultados de la simulación de este caso para poder realizar una comparación de forma más sencilla.

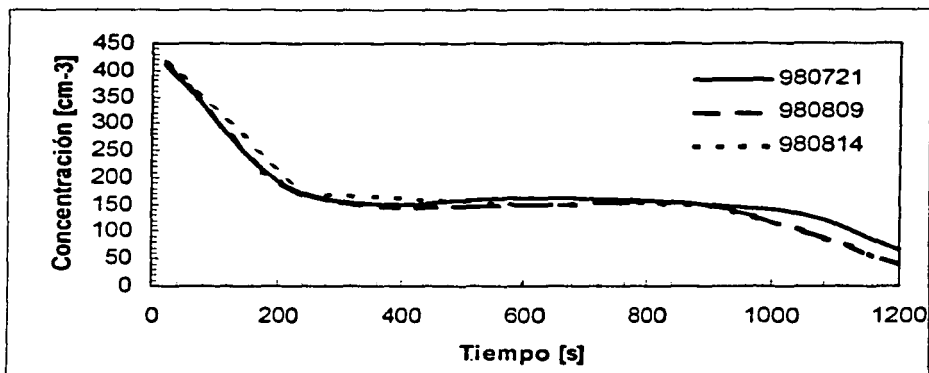


Figura 4.6 Concentración de gotitas calculada con el modelo de parcela para cada uno de los casos de Coahuila. Mismo sondeo (980721) para cada caso.

TABLA 4.3 Intensidad de precipitación para los casos de Coahuila. Mismo sondeo (980721) para cada caso.

Intensidad de precipitación(R) (mm/h)					
COAHUILA	600 s	750 s	900 s	1050 s	1200 s
980721	7.90×10^{-07}	3.1×10^{-03}	2.4×10^{-01}	5.1	35
980809	1.20×10^{-07}	1.0×10^{-02}	7.6×10^{-01}	15	62
980814	1.20×10^{-07}	1.0×10^{-02}	7.6×10^{-01}	15	62

Las simulaciones de los casos 980809 y 980814 arrojaron los mismos resultados en los cálculos del modelo en esta sección en la que se corrió cada día con el mismo sondeo, Figura 4.5(b) y 4.5(c). Lo anterior debido a que en las parametrizaciones de las distribuciones de tamaños de CCN las pendientes son muy similares y el modelo ya no alcanza a distinguir diferencias, así que se decidió analizar ambos casos juntos.

Se puede apreciar que las gotas de llovizna ($D > 200 \mu\text{m}$) comienzan a formarse 12 minutos después de pasar a través de la base de la nube. Comparativamente, la

concentración de gotas en las simulaciones de los casos sin influencia de incendios es mayor que en el caso 980721. La Figura 4.6 muestra que la concentración de gotitas ($D < 200 \mu\text{m}$) calculada con el modelo de parcela es similar para todos los casos durante los primeros 15 minutos y después es menor para los casos sin incendio, lo cual se traduce en un inicio más rápido de la precipitación. Esto es corroborado por los datos de la Tabla 4.3 en los que la precipitación es más intensa para los dos casos sin influencia de incendios.

Los resultados de los casos simulados con su sondeo correspondiente no muestran la influencia de incendios forestales (980721) en los procesos de lluvia caliente.

Sin embargo, para las simulaciones realizadas con el mismo sondeo, las partículas de aerosol emitidas por incendios forestales retrasan los procesos de lluvia caliente en la base de la nube; mientras que en los casos donde no hubo influencia de incendios (980809 y 980814) las gotas de llovizna aparecen un poco antes, además de que hay una mayor intensidad de precipitación. Cabe mencionar que la concentración de gotas para el caso de influencia de incendio es mayor que la de los casos sin influencia en el tiempo en el que la intensidad de precipitación es significativa ($t = 1050 \text{ s}$).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

4.1.2 Análisis de Coahuila (Incluyendo partículas gigantes)

i) ANÁLISIS DE CADA CASO CORRIENDO EL MODELO CON SU CORRESPONDIENTE SONDEO.

La Figura 4.7 muestra la distribución por tamaños de la masa por tamaños de gotitas simuladas cerca de la base de la nube (hasta ~ 2000 m arriba de la base de la nube en un tiempo aproximado de 5 minutos) para los casos: (a) 980721, (b) 980809 y (c) 980814. Los tiempos de integración son: 20s, TSC, 600s, 900s, 1050s, 1200s. Donde TSC se refiere a los tiempos: (a) 178 s, (b) 185 s y (c) 179 s.

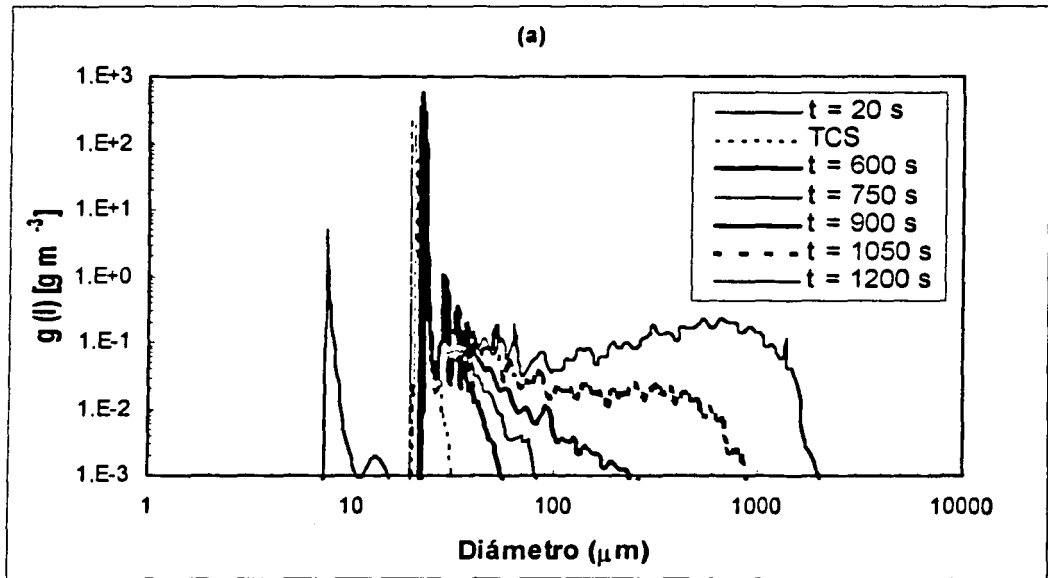


Figura 4.7 Distribución de masa para cada caso de estudio incluyendo las partículas gigantes. (a) 980721, (b) 980809 y (c) 980814. Los tiempos de integración son: 20 s, TSC, 600 s, 900 s, 1050 s y 1200 s. Donde TSC corresponde a los tiempos: (a) 178 s, (b) 185 s y (c) 179 s.

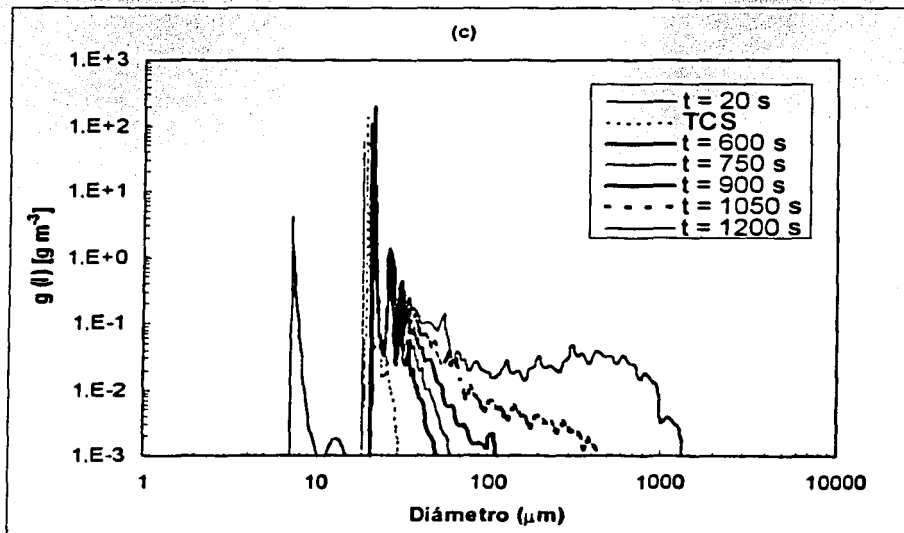
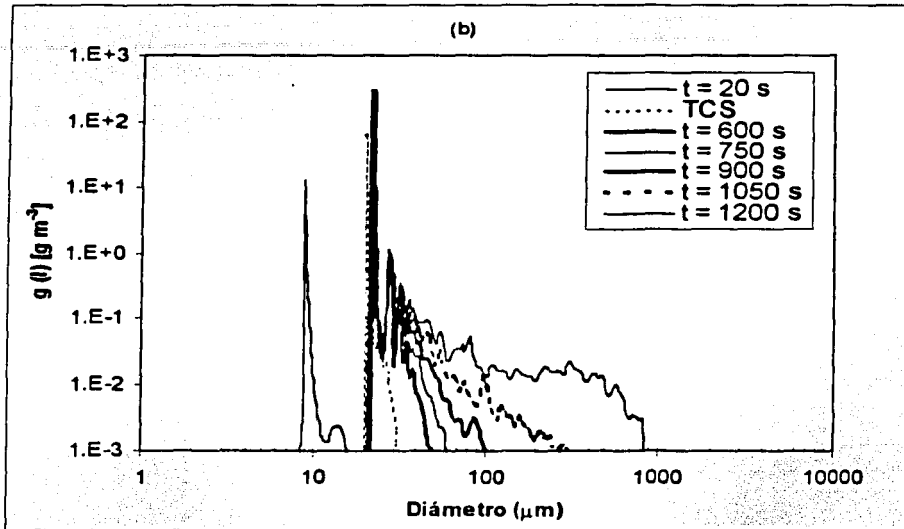


Figura 4.7 Continuación.

El caso 980721 aparece un retraso en la precipitación con respecto al caso 980721 cuando no se incluyeron partículas gigantes. Ahora analizaremos los casos restantes que son el 980809 y 980814.

En los casos 980809 y 980814, de la Figura 4.7 (b, c) se puede apreciar que las gotas de llovizna ($D > 200 \mu\text{m}$) comienzan a formarse 15 minutos después de pasar a través de la base de la nube. Se puede notar intensidad de precipitación nula en todos los tiempos de integración (Tabla 4.4). Además, en la Figura 4.8 se puede observar la concentración de gotitas ($D < 200 \mu\text{m}$) calculada con el modelo de parcela. La concentración de gotas de nube a 20 segundos de iniciada la simulación es de 720 cm^{-3} y 990 cm^{-3} para los casos 980809 y 980814 respectivamente.

TABLA 4.4 Intensidad de precipitación para los tres casos de Coahuila. Cada caso se corrió con su sondeo correspondiente y se incluyeron las partículas gigantes.

COAHUILA	600 s	750 s	900 s	1050 s
980721	1.4×10^{-10}	1.29×10^{-06}	1.7×10^{-03}	1.1×10^{-01}
980809	2.0×10^{-11}	1.6×10^{-09}	2.0×10^{-05}	3.1×10^{-03}
980814	3.3×10^{-10}	1.99×10^{-08}	6.2×10^{-05}	8.9×10^{-03}

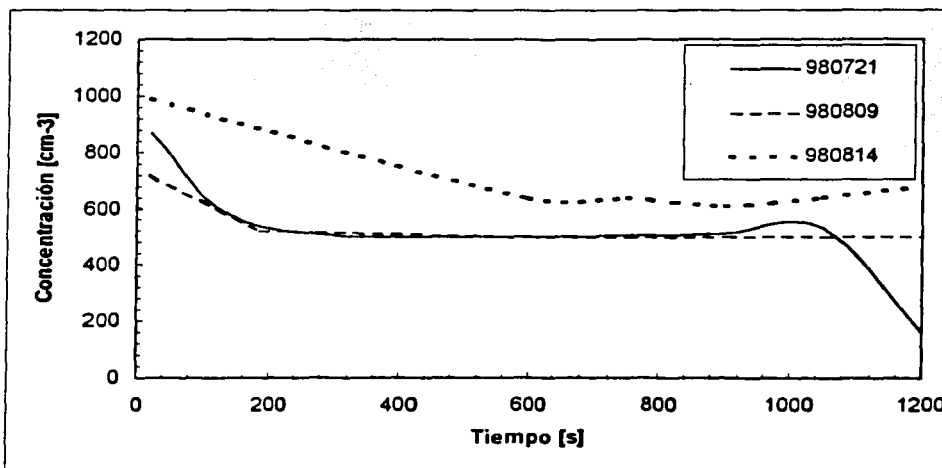


Figura 4.4 Concentración de gotitas calculada con el modelo de parcela para cada uno de los tres casos de Coahuila. Cada caso se corrió con su sondeo correspondiente y se incluyeron las partículas gigantes.

Basados en los resultados obtenidos para cada uno de los casos de Coahuila, podemos decir que con la adición de las partículas gigantes los procesos de lluvia caliente en la base de la nube se retrasan más y son aún menos eficientes.

ii) ANÁLISIS DE CADA CASO USANDO EL MISMO SONDEO (980721)

La Figura 4.9 muestra la distribución por tamaños de la masa de gotitas simuladas cerca de la base de la nube para los casos: (a) 980721, (b) 980809 y (c) 980814. Como en la ocasión anterior, la simulación se realizó utilizando el mismo sondeo del 980721 para los casos ya mencionados con la introducción de las partículas gigantes mediante sus parametrizaciones lognormales. Los tiempos de integración son: 20s, TSC, 600s, 900s, 1050s, 1200s. Donde TSC se refiere a los tiempos de integración: (a) 175 s, (b) 194 s y (c) 171 s.

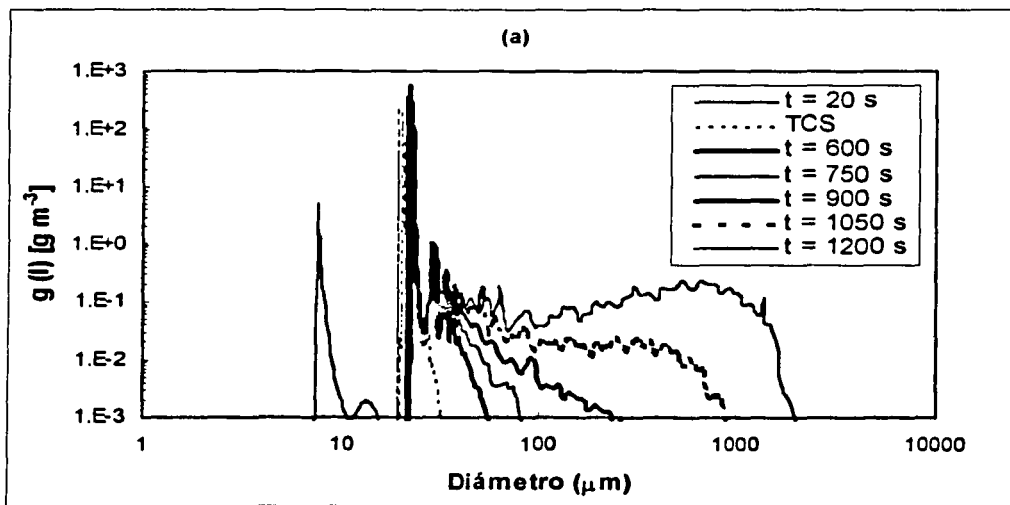


Figura 4.9 Distribución de masa para cada caso de estudio incluyendo las partículas gigantes. (a) 980721, (b) 980809 y (c) 980814. Los tiempos de integración son: 20 s, TSC, 600 s, 900 s, 1050 s y 1200 s. Donde TSC corresponde a los tiempos: (a) 178 s, (c) 194 s y (d) 171 s.

TESIS CON
FALLA EN EL ENTRENAMIENTO

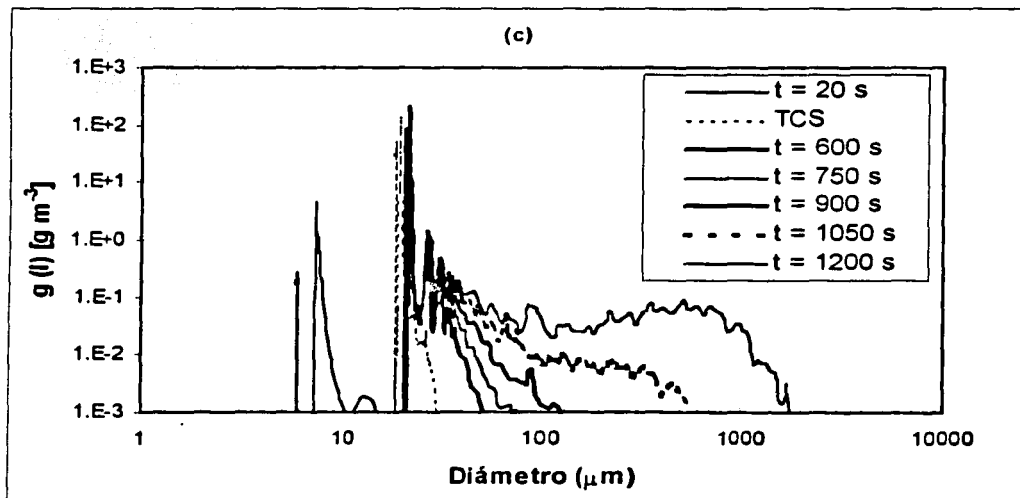
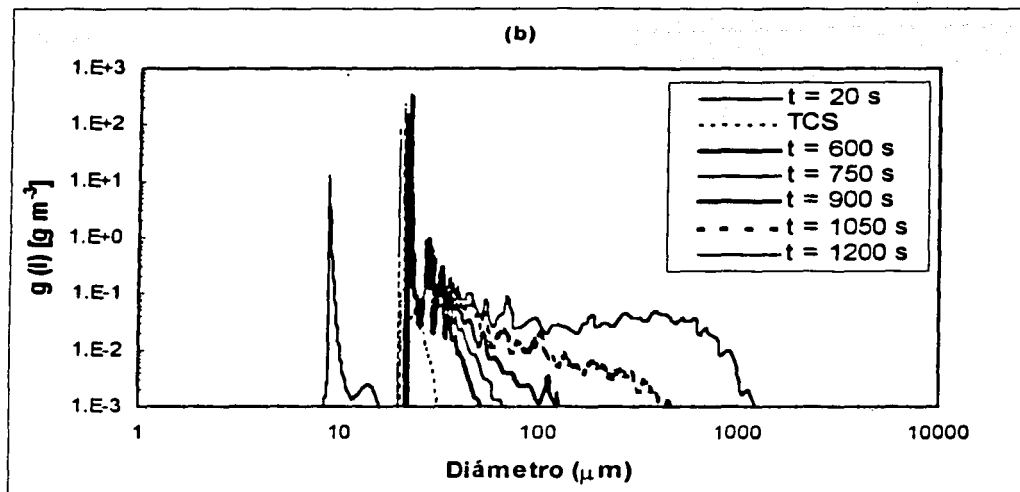


Figura 4.9 Continuación.

En el caso 980721, de la Figura 4.9(a) se puede apreciar que las gotas de llovizna ($D > 200 \mu m$) comienzan a formarse 15 minutos después de pasar a través de

la base de la nube. Además, de la Figura 4.10 se puede observar la concentración de gotitas ($D < 200 \mu\text{m}$) calculada con el modelo de parcela. La concentración de gotas de nube para el tiempo inicial de 20 segundos es de 870 cm^{-3} .

TABLA 4.5 Intensidad de precipitación para los tres casos de Coahuila. Mismo sondeo (980721) para los tres casos, incluyendo las partículas gigantes.

COAHUILA	600 s	750 s	900 s	1050 s
980721	1.4×10^{-10}	1.29×10^{-06}	1.7×10^{-03}	1.1×10^{-01}
980809	3.2×10^{-11}	7.44×10^{-08}	9.6×10^{-05}	1.1×10^{-02}
980814	4.1×10^{-10}	9.87×10^{-08}	1.8×10^{-04}	2.4×10^{-02}

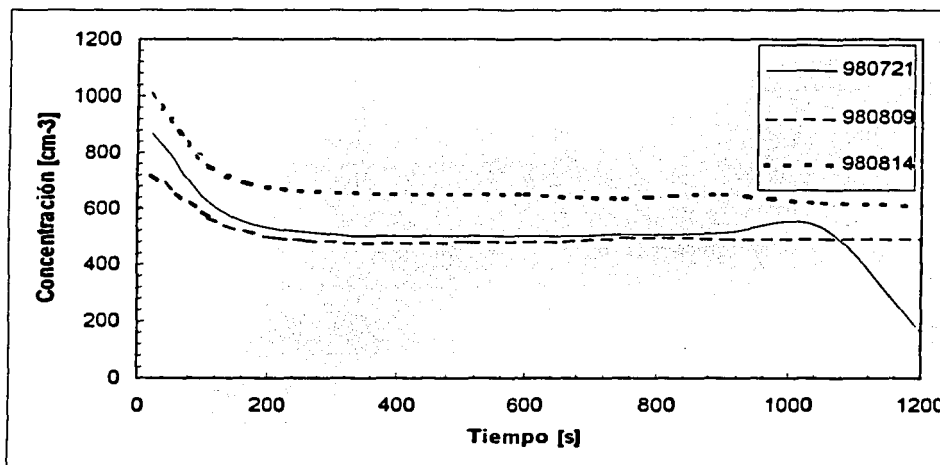


Figura 4.10 Concentración de gotitas calculada con el modelo de parcela para cada uno de los tres casos de Coahuila. Mismo sondeo (980721) para los tres casos, incluyendo las partículas gigantes.

En los casos 980809 y 980914, de la Figura 4.9 (b, c) se puede apreciar que las gotas de llovizna ($D > 200 \mu\text{m}$) comienzan a formarse 15 minutos después de pasar a través de la base de la nube. Se puede notar que la intensidad de precipitación es mínima en todos los tiempos de integración (Tabla 4.5). De la Figura 4.10 se puede observar la concentración de gotitas ($D < 200 \mu\text{m}$) calculada con el modelo de parcela.

La concentración inicial de gotas de nube es de 720 cm^{-3} y 1000 cm^{-3} para los casos 980809 y 980814, respectivamente.

Con base en los resultados obtenidos para cada uno de los casos de Coahuila, mostrados a través de la Figura 4.9 y de la Tabla 4.5, se observa que aún con la adición de las partículas gigantes los procesos de lluvia caliente son no eficientes, ya que, aún teniendo una concentración de gota de $\sim 600 \text{ cm}^{-3}$ ($t = 1050 \text{ s}$) la intensidad de precipitación es mínima.

4.2 INDONESIA

4.2.1 Análisis de Indonesia: Kalimantan

i) ESCENARIO DE REFERENCIA (1)

La Figura 4.11 muestra la serie de tiempo de algunas variables calculadas para el caso de referencia del estudio de Indonesia. Las variables aquí representadas son la temperatura [T, °C], sobresaturación [S, %], altura [Z, m] y velocidad vertical [W, m/s].

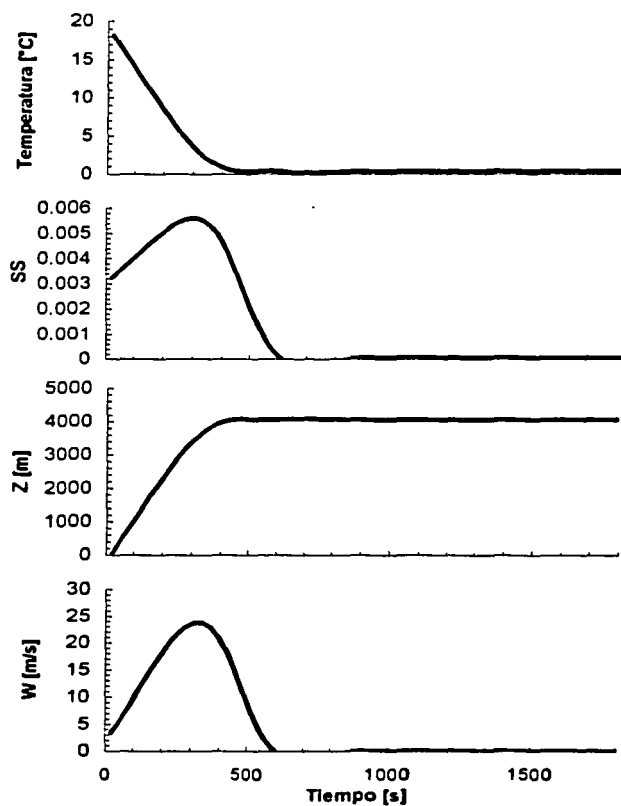


Figura 4.11 Serie de tiempo para algunas variables calculadas con el modelo de parcela para el caso de referencia de Indonesia.

La Figura 4.12 muestra la variación de la sobresaturación con respecto a la altura para este mismo caso.

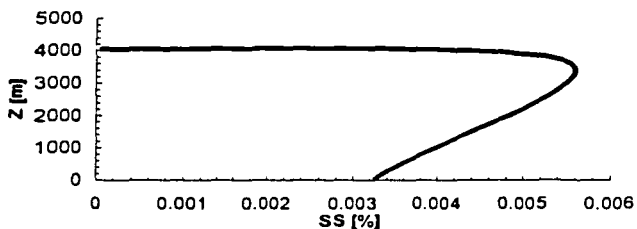


Figura 4.12 Variación de la sobresaturación con respecto a la altura.

En la Figura 4.13 se observan las distribuciones de masa por tamaños de gotas simuladas cerca de la base de la nube (hasta ~4000 m arriba de la base de la nube en un tiempo aproximado de 10 minutos) correspondiente a los tiempos de integración de: 20 s, 334 s, 600 s, 900 s y 1200 s.

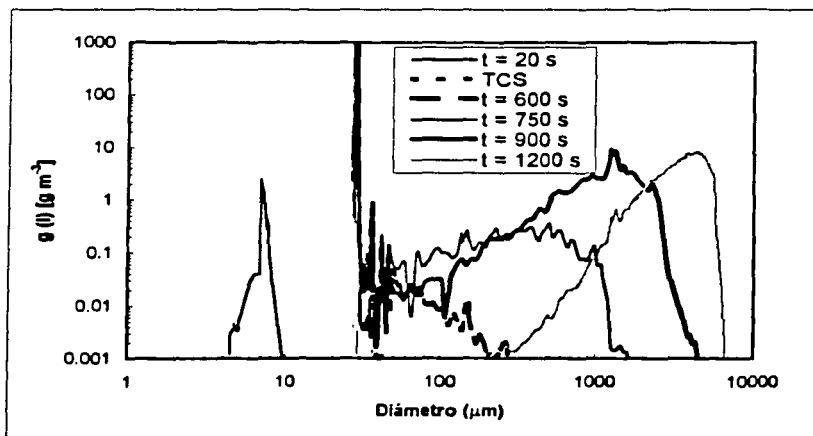


Figura 4.13 Distribución de masa para diferentes tiempos de integración para el caso de referencia después de pasar a través de la base de la nube. TCS se refiere al tiempo donde la parcela alcanza una velocidad vertical de cero (~6 min)

Para el Escenario de Referencia, de la Figura 4.13 se puede apreciar que las gotas de llovizna ($D > 200 \mu\text{m}$) comienzan a formarse 10 minutos después de pasar a través de la base de la nube. Se puede notar intensidad de precipitación significativa ($R > 1 \text{ mm/h}$) después de 11 minutos de integración (Tabla 4.6). Este último comportamiento dura varios minutos hasta que ocurre la conversión completa del agua de nube en precipitación. Además, de la Figura 4.14 puede observarse la concentración de gotitas ($D < 200 \mu\text{m}$) calculada con el modelo de parcela.

TABLA 4.6 Intensidad de precipitación para el caso de Referencia de Indonesia.

Intensidad de precipitación (R) (mm/h)								
KALIMANTAN	20 s	600 s	750 s	900 s	1050 s	1200 s	1500 s	1800 s
Referencia	0	0.0027	2.42	85		97		18.32

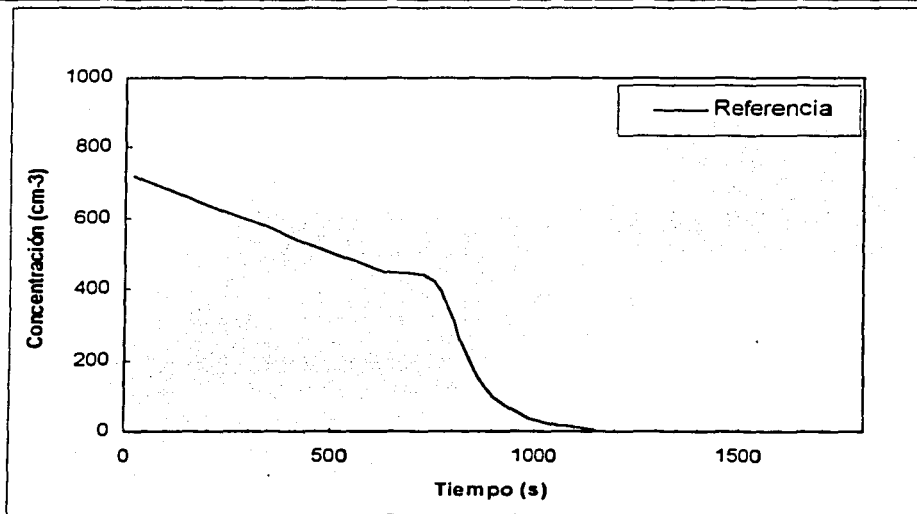


Figura 4.14 Concentración de gotitas calculadas con el modelo de parcela.

ii) Escenarios 100% (2) y 100% + logs (3)

En la Figura 4.15 se observa la distribución de masa por tamaños de gotas obtenidas con el modelo de parcela para los escenarios (2) y (3), respectivamente, de la sección 3.2.3 del capítulo anterior. Recuérdese que en el escenario (3) las



partículas gigantes son introducidas al modelo a través de parametrizaciones lognormales.

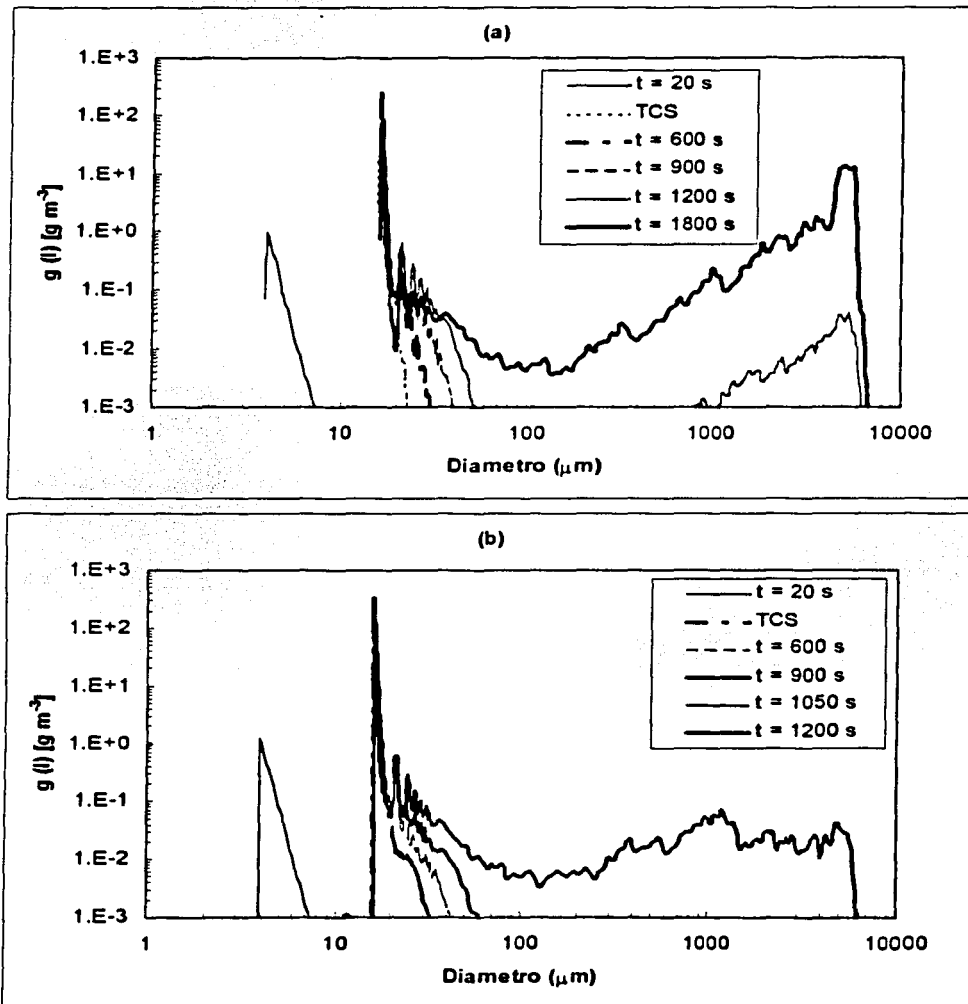


Figura 4.15 Distribución de masa para diferentes tiempos de integración calculados con el modelo de parcela para el caso de Kalimantan después de pasar a través de la base de la nube: (a) Escenario 100% y (b) Escenario 100%+logs. TSC corresponde al mismo tiempo en ambos casos: 331 s.

Los tiempos de integración mostrados en las gráficas son: 20 s, 600 s, 900 s, 1200 s y, sólo en el escenario (3), 1800 s. De la Figura 4.15 se puede apreciar que las gotas de llovizna ($D > 200 \mu\text{m}$) comienzan a formarse 15 minutos después de pasar a través de la base de la nube. Se puede notar precipitación significativa ($R > 1 \text{ mm/h}$, ver Tabla 4.7) después de 20 minutos de integración. Este último comportamiento dura varios minutos hasta que ocurre la conversión completa del agua de nube en precipitación. Además, de la Figura 4.16 puede observarse que la disminución de gotitas ocurre primero en el escenario con partículas gigantes, lo cual es un indicativo del inicio de la precipitación.

TABLA 4.7 Intensidad de precipitación para el caso de Kalimantan.

Intensidad de precipitación (R) (mm/h)								
KALIMANTAN	20 s	600 s	750 s	900 s	1050 s	1200 s	1500 s	1800 s
100%	0	0	0	0	0.21	4.6	25	
100% + logs	0	0	0.01	0.06	1.2	37		

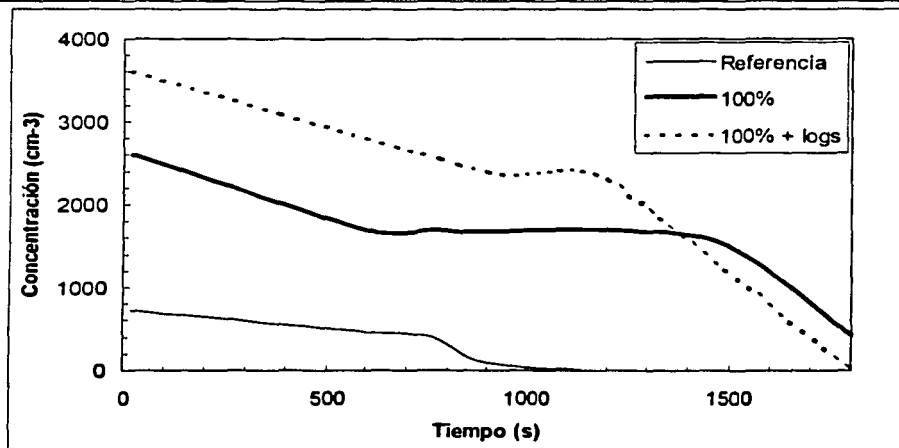


Figura 4.16 Concentración de gotitas calculadas con el modelo de parcela para los escenarios del 100% (2) y del 100% + logs (3).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

iii) Escenarios Corregido (C1) y Corregido + logs (C2)

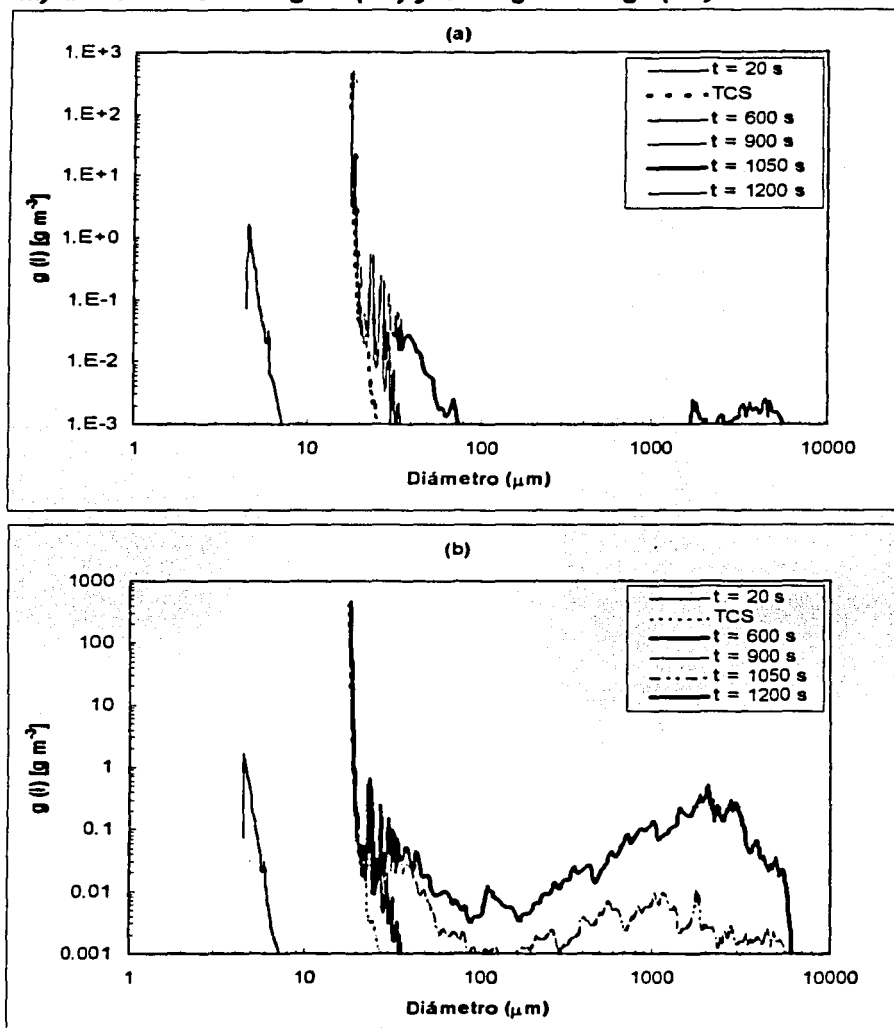


Figura 4.17 Distribución de masa para diferentes tiempos de integración calculados con el modelo de parcela para el caso de Kalimantan después de pasar a través de la base de la nube para los Escenarios (a) C1 y (b) C2. Donde TCS corresponde al mismo tiempo en ambos casos: 332 s.

En la Figura 4.17 se observan las distribuciones de masa por tamaños de gotas calculadas, respectivamente, para los escenarios de C1 y C2 simulados cerca de la base de la nube (hasta ~ 2000 m arriba de la base de la nube en un tiempo aproximado de 10 minutos) correspondiente a los tiempos de integración de: 20 s, 332 s, 600 s, 900 s, 1050 s y 1200 s. Se observa que las gotas de llovizna ($D > 200 \mu\text{m}$) aparecen después de 17 minutos. La intensidad de precipitación para C1 es significativa tres minutos más tarde (ver Tabla 4.8).

TABLA 4.8 Intensidad de precipitación para los Escenarios C1 y C2.

Intensidad de precipitación (R) (mm/h)							
KALIMANTAN	20 s	600 s	900 s	1050 s	1200 s	1500 s	1800 s
Corregido (C1)	0	0	0.0045	0.0424	0.41	0.4	62
Corregido+logs (C2)	0	0	0	0.16	6.8		29

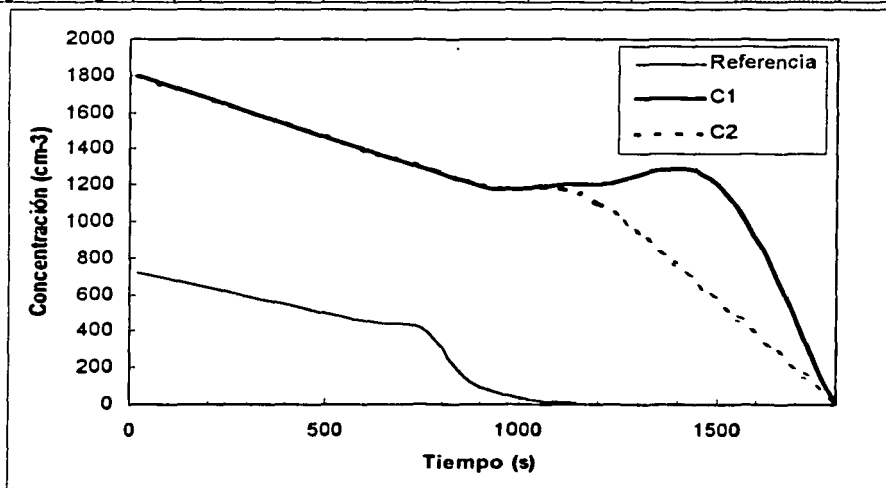


Figura 4.18 Concentración de gotitas con el modelo de parcela para los escenarios de C1 y C2 incluyendo el de referencia para su comparación.

En el caso de C2 sólo se aprecia la conversión completa del agua de nube al final de la simulación. Es decir, el modelo predice un retraso de más de 5 minutos entre el Escenario de Referencia y los Escenarios C1 y C2 en el desarrollo de lluvia

caliente. Este patrón general se ilustra mejor en la Figura 4.18, donde se muestra la concentración de gotitas ($D < 200 \mu\text{m}$), para estos escenarios.

4.2.2 Análisis de Indonesia : Sumatra

i) Escenarios 100 (2) y 100% + logs (3)

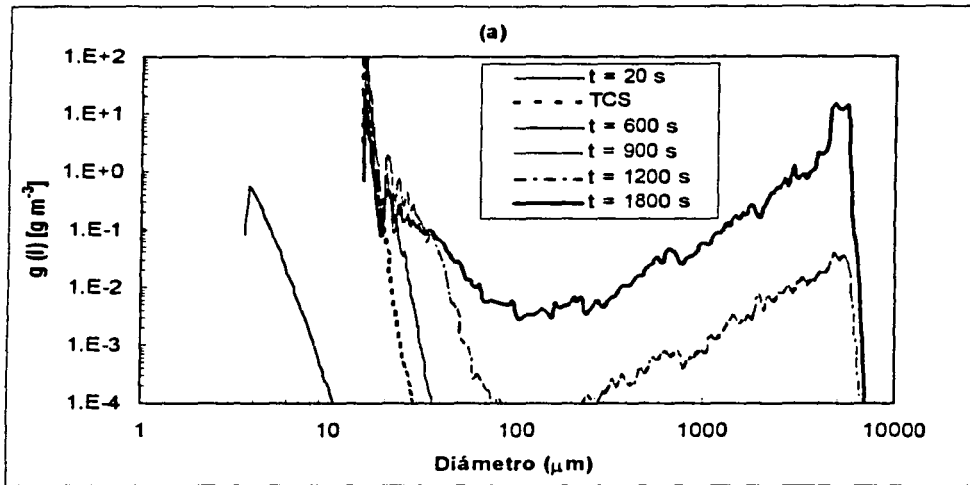


Figura 4.19 Distribución de masa para diferentes tiempos de integración calculados con el modelo de parcela para el caso de Sumatra después de pasar a través de la base de la nube para los Escenarios (a) 100% y (b) 100% + logs. Donde TCS corresponde a los tiempos: (a) 331 s y (b) 330 s.

En la Figura 4.19 (a,b) se muestran las distribuciones de masa por tamaños de gotas para los Escenarios (2) y (3) de Sumatra simuladas cerca de la base de la nube (hasta $\sim 2000 \text{ m}$ arriba de la base de la nube en un tiempo aproximado de 10 minutos) correspondiente a los tiempos de integración de: 20 s, 331 s, 600 s, 900 s, 1200 s y 1800 s.



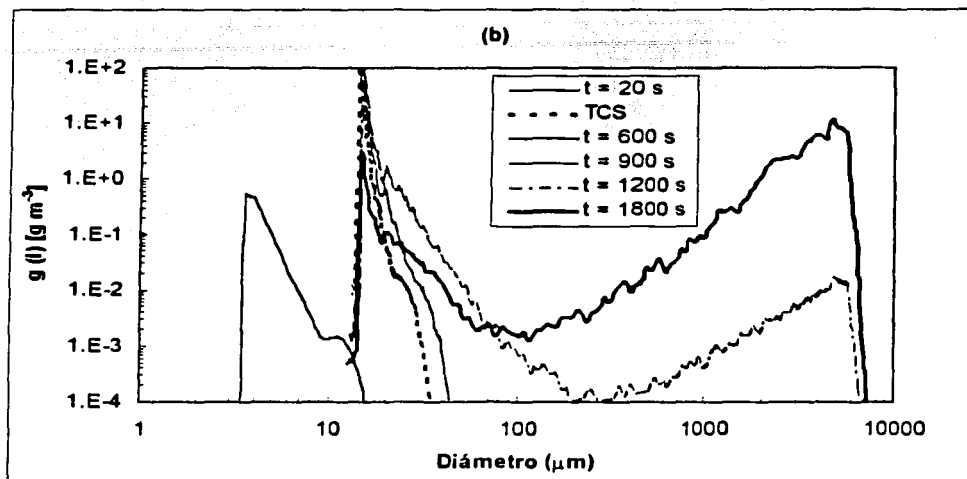


Figura 4.19 Continuación

Para estos escenarios, de la Figura 4.19 se puede apreciar que las gotas de llovizna ($D > 200 \mu\text{m}$) comienzan a formarse después de 10 minutos de simulación. Los resultados de la Tabla 4.9 muestran que la intensidad de precipitación es significativa ($R > 1 \text{ mm/h}$) después de 20 minutos. La Figura 4.20 muestra una disminución de la concentración de gotitas ($D < 200 \mu\text{m}$) después de los 17 minutos.

TABLA 4.9 Intensidad de precipitación y concentración de gotas para el caso de Sumatra, Escenarios 100% y 100%+logs.

SUMATRA	Intensidad de precipitación (R, mm/h)					
	600 s	700 s	900 s	1000 s	1200 s	1800 s
100% (2)	0		0.005		0.24	18.8
100% + logs (3)	0		0.002		0.12	75.1

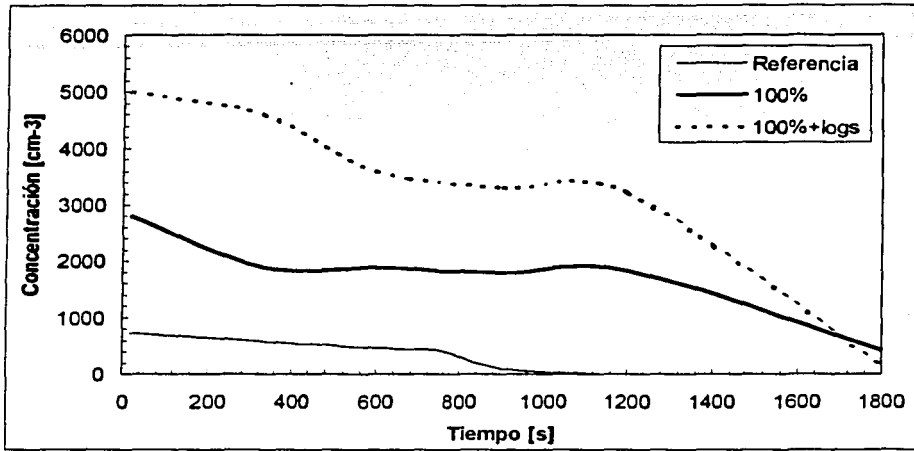


Figura 4.20 Concentración de gotas para los Escenarios 100% y 100%+logs del caso de Sumatra.

ii) Escenarios Corregido (C1) y Corregido + logs (C2)

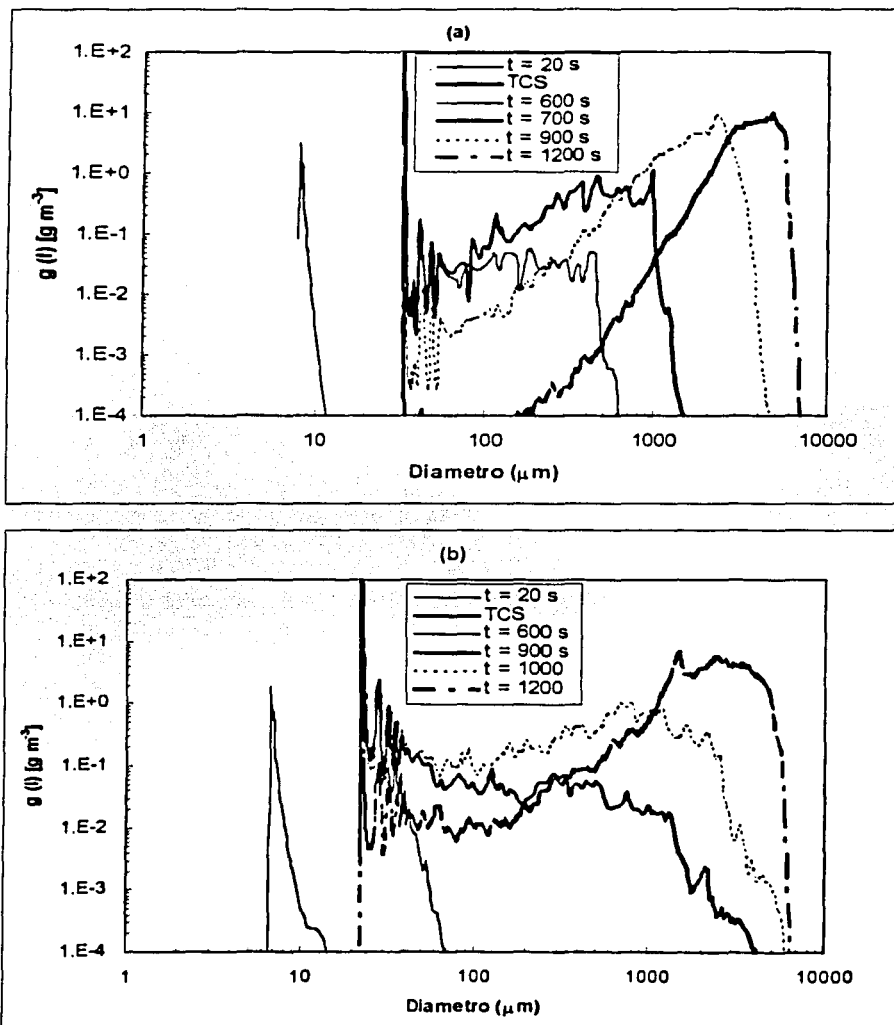


Figura 4.21 Distribución de masa para diferentes tiempos de integración calculados con el modelo de parcela para el caso de Sumatra después de pasar a través de la base de la nube en los Escenarios (a) C1 y (b) C2. Donde TSC corresponde a los tiempos: (s) 335 s y (b) 332 s.

En la Figura 4.21 se observan, respectivamente, las distribuciones de masa por tamaños de gotas para los Escenarios C1 y C2 simuladas cerca de la base de la nube (hasta ~ 2000 m arriba de la base de la nube en un tiempo aproximado de 10 minutos). Además, es posible apreciar que las gotas de llovizna ($D > 200 \mu\text{m}$) aparecen antes de 10 minutos en el caso del Escenario C1 y después de 10 minutos para C2. Así como aparece una significativa intensidad de precipitación ($R > 1\text{mm/h}$) después de 10 y 15 minutos respectivamente. Para el Escenario C2, el modelo predice un retraso aproximado de 7 minutos entre éste y el de Referencia en el desarrollo de lluvia caliente. Los resultados del Escenario C1 muestran lo contrario; es decir, el inicio de la precipitación ocurre en un tiempo menor al de Referencia.

La Tabla 4.10 muestra la intensidad de precipitación calculada para cada escenario. En la Figura 4.22 se muestra la concentración de gotitas ($D < 200 \mu\text{m}$) para los escenarios aquí representados.

TABLA 4.10 Intensidad de precipitación para el caso de Sumatra, Escenarios (C1) y (C2).

SUMATRA	Intensidad de precipitación (R, mm/h)					
	600 s	700 s	900 s	1000 s	1200 s	1800 s
Corregido (C1)	0.13		120		91	17.3
Corregido+logs (2)	0		0.58		130	26.1

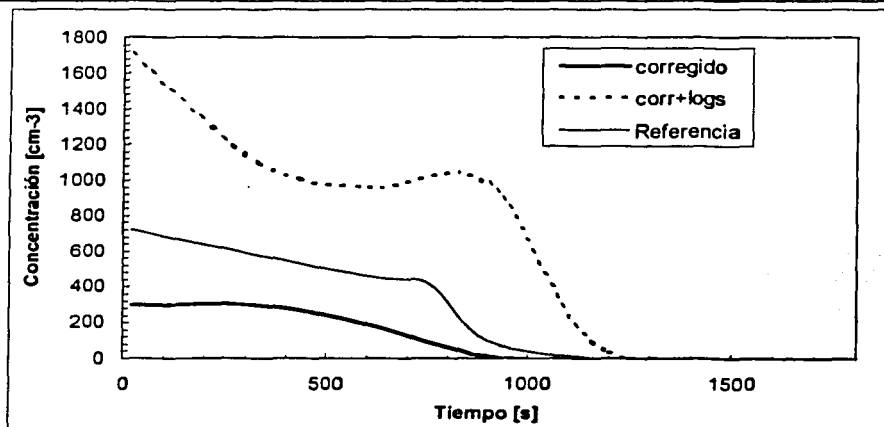


Figura 4.22 Concentración de gotas calculadas para los escenarios C1 y C2.

De la Tabla 4.9 puede apreciarse que en los Escenarios (2) y (3) aparece una precipitación significativa ($R > 1$ mm/h) después de 20 minutos de integración, mientras que en los Escenarios C1 y C2 después de 10 y 15 minutos respectivamente (Tabla 4.10).

Como era de esperarse, todos los escenarios de Kalimantan que incluyen humo contaminado muestran una concentración de gotas mayor con respecto al escenario no contaminado (referencia). Algunas mediciones de concentraciones de gotas hechas durante BASIC (Bruitjes, *et al.* 1999) indican que los valores típicos cerca de la base de la nube son del orden de 1100 cm^{-3} , los cuales se comparan bien con los valores calculados con el modelo de parcela para los escenarios C1 y C2. La inclusión de los núcleos más grandes en el espectro inicial de los CCN (escenarios 3 y C2) retrasan la iniciación de lluvia, pero el agotamiento de agua de nube por precipitación ocurre más rápidamente.

La intensidad de precipitación para los casos de Sumatra es mayor que la del Escenario de Referencia y los casos de Kalimantan. Sin embargo, sólo en el Escenario C1 el inicio de la precipitación se ve acelerado con respecto al de Referencia mientras que en los demás casos ocurre lo mismo que en Kalimantan.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Capítulo 5

CONCLUSIONES

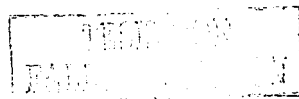
Los resultados para este trabajo de tesis fueron obtenidos usando un modelo numérico Lagrangiano con microfísica detallada, que incluye el cálculo del crecimiento por condensación y coalescencia a partir de la activación de los CCN y no incluye rompimiento ni sedimentación (Cooper *et al.* 1997).

Dada la hipótesis fundamental, la cual dice que las partículas de aerosol producidas por incendios forestales inhiben la eficiencia de los procesos de lluvia caliente en la base de la nube, de los casos analizados de Coahuila e Indonesia se puede concluir lo siguiente:

a) En los casos de estudio de Coahuila donde se corrió cada uno con su correspondiente sondeo no se tienen los elementos necesarios para probar la hipótesis fundamental. Lo anterior debido a las variaciones en las condiciones ambientales, las cuales tienen efectos determinantes en los procesos de lluvia caliente entre el día en que se presentó influencia de incendios y en los que no la hay.

b) Cuando se corrió cada caso con el mismo sondeo, los resultados muestran que en el caso de influencia de incendios forestales hubo un retraso en el inicio de los procesos de lluvia caliente respecto a los otros casos, por lo cual podemos concluir que se cumple la hipótesis fundamental.

c) Cuando se corrió cada caso con su sondeo correspondiente incluyendo las partículas gigantes, los resultados muestran que los procesos de lluvia caliente son menos eficientes, cumpliéndose así la hipótesis fundamental.



d) Cuando se corrió cada caso con el mismo sondeo incluyendo las partículas gigantes, se obtuvieron los mismos resultados que los mostrados en el inciso c.

En los casos de Coahuila sin partículas gigantes donde se corrió cada uno con el mismo sondeo, podemos concluir que existe un retraso en la precipitación respecto a aquéllos que se corrieron con su correspondiente sondeo. Sin embargo, la introducción de partículas gigantes inhibe los procesos de formación de lluvia caliente.

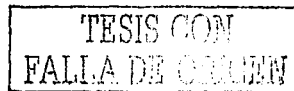
e) En el caso de Kalimantan, podemos concluir que los escenarios donde se incluye humo muestran una concentración mayor de gotas que en el escenario de Referencia, lo cual dio como resultado la supresión del proceso de coalescencia por el espectro de aerosol modificado.

f) El caso de Sumatra justifica en forma consistente la hipótesis fundamental puesto que en este caso se ve claramente la ineficiencia de los procesos de precipitación a partir de la producción de las partículas de aerosol por los incendios forestales.

Los resultados obtenidos para los casos de Kalimantan y Sumatra son consistentes con la hipótesis fundamental de la que se partió en un principio para este trabajo. Cabe mencionar que la intensidad de los incendios producidos en Kalimantan fue menor que los ocurridos en la región de Sumatra.

Los actuales resultados proveen evidencia de que los incendios forestales pueden reducir la eficiencia de precipitación de nubes calientes a partir de los procesos de condensación y coalescencia.

Los resultados obtenidos en este trabajo de tesis son consistentes con otros estudios reportados por Rosenfeld (1999), los cuales sugieren que el humo producido por los incendios forestales que ocurrieron en Indonesia inhibe la precipitación.



En este trabajo es importante mencionar que el proyecto de Coahuila estuvo operando por 3 años (en verano) y los casos seleccionados para esta tesis fueron los mejores que se presentaron en Coahuila en cuanto a la disponibilidad de los datos, razón por la cual se trabajaron solamente estos casos. Por otro lado, el proyecto de Indonesia estuvo operando solamente por una semana, así que es necesario ser cuidadosos con la interpretación de los resultados y son necesarios más estudios para obtener mejores resultados.

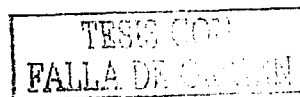
Es importante hacer hincapié en las debilidades del modelo como son: 1) la deficiencia en cuanto a que no se incluye la sedimentación, lo cual conduce a conseguir resultados poco realistas al tiempo final de integración porque las gotas que se han formado para este tiempo (tamaño de milímetros) tienen velocidad de descenso comparada con la asumida corriente ascendente. Esta misma debilidad se aplica a muchos otros cálculos de coalescencia; 2) no incluye los procesos de lluvia fría, por tal motivo se considera que a futuro un trabajo de investigación a realizar sobre la inclusión de los procesos de lluvia fría sería interesante de considerar.

Dado que el objetivo es determinar si los procesos de lluvia caliente en la base de la nube pueden ser acelerados a través de las partículas de aerosol y de los CCN producidos por los incendios forestales, las conclusiones cualitativas de estos resultados requieren una interpretación considerable por las debilidades del modelo de parcela cerrada utilizado.

Finalmente se puede decir, basados en los resultados anteriores, que efectivamente las partículas de aerosol y los CCN producidos por incendios forestales reducen la eficiencia de precipitación en nubes calientes, porque las partículas producidas modifican la población natural de los CCN a una con tamaños similares pero concentraciones más altas, de esta manera podrían aparecer gotitas más pequeñas y numerosas y la coalescencia podría ser más lenta. Por lo anterior, se puede concluir que el planteamiento inicial de la hipótesis fundamental es válido bajo las condiciones ya mencionadas. Sin embargo, se requiere de estudios posteriores para verificar estos resultados iniciales en un conjunto de datos más grande.

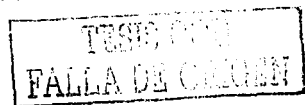
REFERENCIAS

- Albrecht, B.A., 1989: Aerosols, cloud physics, and fractional cloudiness. *Science*, **245**, 1227-1230.
- Alofs, D.J., and T.-H. Liu, 1981: Atmospheric measurements of CCN in the supersaturation range 0.013-0.681%. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 2772-2778.
- Bartlett, B.M. and G.P. Ayers, 1981: Static diffusion cloud chamber. *J. Tech. Atmos.*, **15**, 231-233.
- Beard, K.V., 1976: Terminal velocity and shape of cloud and precipitation drops aloft. *J. Atmos. Sci.*, **33**, 851-864.
- Beard, K.V., and S.N. Grover, 1974: Numerical collision efficiencies for small raindrops colliding with micron size particles. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 543-550.
- Beard, K.V., and H.T. Ochs III, 1984: Collection and coalescence efficiencies for accretion. *J. Geophys. Res.*, **89**, 7165-7169.
- Berry, E.X., and R.L. Rinehardt, 1974a: An analysis of cloud drop growth by collection: Part I. Double distributions. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1814-1824.
- Berry, E.X., and R.L. Rinehardt, 1974b: An analysis of cloud drop growth by collection: Part II. Single initial distributions. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1825-1831.
- Blanchard, D. C., and A. H. Woodcock, 1957: Bubble formation and modification in the sea and its meteorological significance. *Tellus*, **9**, 145-158.
- Bigg E.K., 1986: Discrepancy between observation and prediction of concentrations of Cloud Condensation Nuclei. *Atmos. Res.*, **20**, 82-86.
- Breed, D.W., 1997: 1997 Field Project Summary of the Program for the Augmentation of Rainfall in Coahuila (PARC97).
- Bruintjes R. 1999a: Brief Assessment of the Effects of Smoke on Indonesian Clouds (Basic).
- Cash, J.R., and A. H. Karp, 1990: A variable order Runge-Kutta method for initial value problems with rapidly varying right-hand sides. *ACM Trans. Math. Software*, **16**, 201-222.



- Charlson, R.J., J.E. Lovelock, M.O. Andreae and S.G. Warren, 1987: Oceanic phytoplankton, atmospheric sulphur, cloud albedo and climate. *Nature*, **326**, 655-661.
- Cooper, W.A., 1989: Effects of variable droplet growth histories on droplet size distributions. Part I: Theory. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 1301-1311.
- Cooper, W.A., R.T. Bruintjes and G.K. Mather, 1997: Calculations pertaining to hygroscopic seeding with flares. *J. Appl. Meteor.*, **36**, 1449-1469.
- Crutzen, P.J., and M. O. Andreae, 1990: Biomass burning in the tropics: Impact on atmospheric chemistry and biogeochemical cycles. *Science*, **250**, 1669-1678.
- Fukuta, N., and L.A. Walter, 1970: Kinetics of hydrometeor growth from a vapor-spherical model. *J. Atmos. Sci.*, **27**, 1160-1172.
- Hallet, J., Hudson J. G. and Rogers C. F. 1989: Characterization of Combustion Aerosols for Haze and Cloud Formation. *Aerosol Science and Technology*, **10**, 70-83.
- Hobbs, P.V., 1971: Simultaneous airborne measurements of cloud condensation nuclei and sodium containing particles over the ocean. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **97**, 263-271.
- Hobbs, P.V., and L. F. Radke, 1969: Cloud condensation nuclei from a simulated forest fire. *Science*, **163**, 279-280.
- Hoppel, W.A., J.E. Dinger and R.E. Ruskin, 1973: Vertical profiles of CCN at various geographical locations. *J. Atmos. Sci.*, **30**, 1410-1420.
- Hudson, J.G., 1989: An instantaneous CCN spectrometer. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, **6**, 1055-1065.
- Hudson, J.G., and C.F. Rogers, 1986: Relationship between critical supersaturation and cloud droplet size: implications for cloud mixing processes. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 2341-2359.
- Hudson, J.G., and P. Squires, 1978: Continental surface measurements of CCN flux. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 1289-1295.
- Jensen, J.B., and R.J. Charlson, 1984: On the efficiency of nucleation scavenging. *Tellus*, **36B**, 367-375.
- Junge, C.E., 1969: Comments on "Concentration and size distribution measurements of atmospheric aerosols and a test of the theory of self-preserving size distributions". *J. Atmos. Sci.*, **26**, 603-608

- Kaufman, Y. J., and S. Fraser, 1997: The effects of smoke particles on clouds and climate forcing. *Science*, **277**, 1636-1639.
- Kaufman, Y.J., and T. Nakajima, 1993: Effects of Amazon smoke on cloud microphysics and albedo – Analysis from satellite imagery. *J. Appl. Meteor.*, **32**, 729-744.
- Kientzler, C.F., A.B. Arons, D.C. Blanchard and A. H. Woodcock, 1954: Photographic investigation of the projection of droplets by bubbles bursting at a water surface. *Tellus*, **6**, 1-7.
- Klett, J.D., and M.H. Davis, 1973: Theoretical collision efficiencies of cloud droplets at small Reynolds numbers. *J. Atmos. Sci.*, **30**, 107-117.
- Kovetz, A., and B. Olund, 1969: The effect of coalescence and condensation on rain formation in a cloud of finite vertical extent. *J. Atmos. Sci.*, **26**, 1060-1065.
- Leitch, W.R., J.W. Strapp and G.A Isaac, 1986: Cloud droplet nucleation and cloud scavenging of aerosol sulphate in polluted atmospheres. *Tellus*, **38B**, 328-344.
- Lenski, I.M., and D. Rosenfeld, 1997: Estimation of precipitation area and rain intensity based on the microphysical properties retrieved from NOAA AVHRR data. *J. Appl. Meteor.*, **36**, 234-242.
- List, R. J, 1968: *Smithsonian Meteorological Tables*. Smithsonian Institute Press, 350 pp.
- Low, R.D.H., 1969: A generalized equation for the solution effect in droplet growth. *J. Atmos. Sci.*, **26**, 608-611.
- Mason, B.J., 1971: *The Physics of Clouds*, Second Edition. Clarendon Press, Oxford. 671 pp.
- Mather, G.K., D.E. Terblanche, F.E. Steffens and L. Fletcher, 1997: Results of the South African cloud-seeding experiments using hygroscopic flares. *J. Appl. Meteor.*, **36**, 1433-1447.
- Paluch, I, 1979: The entrainment mechanism in Colorado cumuli. *J. Atmos. Sci.*, **36**, 2467-2478.
- Penner, J.E., R.E. Dickinson and C.A. O'Neill, 1992: Effects of aerosol from biomass burning on the global radiation budget. *Science*, **256**, 1432-1434.
- Press, W.H., S.a. Teukolsky, W.T. Vetterling, and B.P. Flannery, 1992: *Numerical Recipes in C*. 2d ed. Cambridge University Press, 994 pp.



- Pruppacher, H.R., and J.D. Klett, 1997: *Microphysics of Clouds and Precipitation*. D. Reidel, **954** pp. Second Edition.
- Reid, J. S., and P.V. Hobbs, 1998: Physical and optical properties of young smoke from individual biomass fires in Brazil. *J. Geophys. Res.*, **103**, 32,013-32,030.
- Rosenfeld, D., 1999: TRMM Observed first direct evidence of smoke from forest fires inhibiting rainfall. *Geophys. Res. Letters*, **26**, 3105-3108.
- Rosenfeld, D., and I. M. Lensky, 1998: Spaceborne sensed insights into precipitation formation processes in continental and maritime clouds. *Bull. of Amer. Meteor. Soc.*, **79**, 2457-2476.
- Ross, J. L., and Hobbs, P. V., 1998: Radiative characteristics of regional hazes dominated by smoke from biomass burning in Brazil: Closure tests and direct radiative forcing. *J. Geophys. Res.*, **103**, 31,925-31,941.
- Scott, W.D., and Z. Levin, 1975: A comparison of formulations of stochastic coalescence. *J. Atmos. Sci.*, **32**, 843-847.
- Squires, P., and S. Twomey, 1966: A comparison of cloud nucleous measurements over central North America and the Caribbean Sea. *J. Atmos. Sci.*, **23**, 401-404.
- Twomey, S., 1968: On the composition of cloud nuclei in the northeastern United States. *J. Rech. Atmos.*, **3**, 281-285.
- Twomey, S., 1971a: The evaporation of submicron aerosol particles. *J. Rech. Atmos.*, **5**, 93-99.
- Twomey, S., 1971b: The composition of cloud nuclei. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 377-381.
- Twomey, S., 1977: The influence of pollution on the short-wave albedo of clouds. *J. Atmos. Sci.*, **34**, 1149-1152.
- Twomey, S., and J. Warner, 1967: Comparison of measurements of cloud droplets and cloud nuclei. *J. Atmos. Sci.*, **24**, 702-703.
- Twomey, S., M. Piepgrass and T.L. Wolfe, 1984: An assessment of the impact of pollution on global cloud albedo. *Tellus*, **36B**, 356-366.
- Warner, J., and S. Twomey, 1967: The production of cloud nuclei by cane fires and the effect on cloud droplet concentration. *J. Atmos. Sci.*, **24**, 704-706.
- Weast, R.C., Ed., 1966: *Handbook of Chemistry and Physics*. The Chemical Rubber Co., Cleveland, Ohio, 1833 pp.

Young, K. C., 1993: Effects of simplifications of the Kohler equation on the activation of CCN in an updraft. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 2314-2317.

PAGINACIÓN DISCONTINUA

Apéndice A.

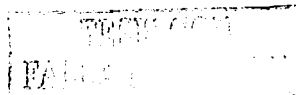
Detalle de los Procedimientos Numéricos

A.1 LISTA DE SÍMBOLOS

En este Apéndice se presentan detalles adicionales acerca del esquema numérico y de la técnica de integración descritos en el Capítulo 2. Se presenta también una descripción del archivo de los datos de entrada del modelo y de los parámetros utilizados para los cálculos numéricos.

El siguiente es un listado de símbolos usados a lo largo del Apéndice y, en su caso, la referencia de donde se obtuvieron el valor y/o la parametrización correspondientes:

α_c	coeficiente de acomodación = 1.0 (Fukuta y Walter 1970)
β	es la potencia de la distribución (Ec. 2.2)
β_c	coeficiente de condensación = 0.04 (Fukuta y Walter 1970)
θ_q	temperatura potencial equivalente de bulbo húmedo (en la base de la nube)
χ	contenido de agua líquida
λ	conductividad térmica del aire
λ^*	conductividad térmica modificada (Ec. A3)
ρ_s	densidad de la gotita en solución
σ	desviación estándar geométrica de la distribución lognormal (Ec. 2.3)
σ_s	tensión superficial de la gotita en solución
A_β	concentración por intervalo para diámetro de referencia (1 cm) (Ec. 2.2)
C	concentración acumulada de CCN [cm^{-3}] a la sobresaturación S_0 (Ec. 2.1)
C_1	factor de crecimiento para la condensación (Ec. A2)
C_t	calor específico modificado para el contenido de agua total (Paluch 1979)
D_v	difusividad del vapor de agua en el aire
D^*	difusividad del vapor de agua modificada (Ec. A4)
D	diámetro de la partícula



D_m	mediana de la distribución lognormal (Ec. 2.3)
D_{max}	diámetro máximo de partícula para la distribución de Junge (Tabla 3.1)
e	presión de vapor del agua
$e_s(T)$	presión de vapor de saturación del agua a la temperatura T
i	factor de van't Hoff para el soluto en solución
k	parámetro de pendiente del espectro de activación de los CCN (Ec. 2.1)
$K(r_j, r_m)$	matriz de colección para colisiones entre gotas con radios r_j y r_m
L_v	calor latente de vaporización del agua
m_s	masa del soluto del CCN (sobre el que se forma la gotita)
m_w	masa de agua en la gotita
M_a	peso molecular del aire (28.96 g mol ⁻¹)
M_d	peso molecular de la solución (gotita)
M_s	peso molecular del soluto
M_w	peso molecular del agua
$n, (n_j)$	concentración de gotas, (de gotitas en la categoría j)
$N(D)$	concentración acumulada de CCN con diámetros mayores que D (Ec. 2.2)
N_D	concentración total de partículas para distribución lognormal (Ec. 2.3)
p	presión
$r, (r_j)$	radio de la gota (de gotitas en la categoría j)
r_t	razón de mezcla del agua total
r_v	razón de mezcla del vapor de agua
R	constante universal de los gases
$S(t)$	razón de saturación = $e/e_s(T)$
$S'(t)$	razón de saturación modificada (Ec. A7)
S_0	sobresaturación de referencia = 1% (Ec. 2.1)
t	tiempo
T	temperatura del aire
$x, (x_j)$	masa de la gota (de gotitas en la categoría j)

A.2 CONDENSACIÓN

Para la condensación, se usó la ecuación de Fukuta y Walter (1970):

$$\frac{dr^2(t)}{dt} = 2 [S(t) - 1] C_1(r, m_s, \alpha_c, \beta_c, \rho, T), \quad (A1)$$

donde C_1 está dada por

$$\frac{1}{C_1} = \rho_s \left[\frac{RT}{M_w D^* e_s(T)} + \frac{L_v^2 M_w}{\lambda^* RT^2} \right] \quad (A2)$$

La difusividad y la conductividad en esta ecuación fueron modificadas para considerar los efectos de los coeficientes de condensación y de acomodación, conforme a Fukuta y Walter (1970), como sigue:

$$\lambda^* = \lambda [r / (r + \ell_{\alpha_c})], \quad (A3)$$

$$D^* = D_v [r / (r + \ell_{\beta_c})], \quad (A4)$$

donde los factores ℓ_{α_c} y ℓ_{β_c} vienen dados por:

$$\ell_{\alpha_c} = \lambda (2 \pi M_a R T)^{1/2} / [\alpha_c (R \rho)], \quad (A5)$$

$$\ell_{\beta_c} = D_v (2 \pi M_w)^{1/2} / [\beta_c (R T)^{1/2}]. \quad (A6)$$

La razón de saturación modificada, S' , que incluye los efectos de la curvatura de la gotita y de la disolución del soluto, viene dada por:

$$S' = S \left[1 + \frac{i m_s M_w}{m_w M_s} \right] \exp \left[- \frac{2 \sigma_s M_w}{\rho_s r R T} \right] - 1 \quad (A7)$$

Dado que i , ρ_s y σ_s son funciones de la concentración del soluto en las gotas, estos parámetros fueron expresados mediante relaciones funcionales tomadas de tablas [de Low (1969) para el factor de van't Hoff; y de Weast (1966) para la

densidad y la tensión superficial]. La dependencia de la difusividad, la conductividad y el calor latente con la presión y la temperatura también fueron consideradas en los cálculos. Sin embargo, los efectos de la derivada del factor de van't Hoff con la molalidad (Young 1993) no se incluyeron. Para la presión de vapor de saturación se usó la fórmula de Goff-Gratch (List 1968).

A.3 COALESCENCIA

Debido a que el algoritmo usado para representar la coalescencia guarda la información de la concentración de gotas en cada categoría y calcula la tasa de colisión entre ellas, no fue necesario utilizar el Jacobiano para representar el *kernel* de colección. El algoritmo representa los efectos acumulados de la coalescencia para cada categoría j en términos de dn_j/dt y $d(n_j x_j)/dt$, como sigue:

Para cada categoría m , correspondiente a una gota pequeña:

$$x = x_m + x_j = \text{masa de la nueva gota,}$$

$$g \equiv n_j n_m K(r_j, r_m).$$

Dado i = índice de la categoría más cercana a x :

- sumar g a (dn_i/dt) ,
- substraer g de (dn_j/dt) y de (dn_m/dt) ;
- sumar gx a $[d(n_i x_i)/dt]$,
- substraer gx_j de $[d(n_j x_j)/dt]$,
- substraer gx_m de $[d(n_m x_m)/dt]$.

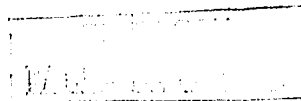
La eficiencia de colección es el producto de la eficiencia de colisión (Klett y Davis 1973; Beard y Grover 1974) y la eficiencia de coalescencia (Beard y Ochs 1984). La representación analítica de esta última se extendió para todos los tamaños y , conforme a los autores, se limitó su valor al rango de entre 50% y 100%. El *kernel* $K(r_j, r_m)$ se obtuvo calculando la diferencia de velocidades terminales para cada par de gotas, multiplicada por el área de un círculo con radio igual a la suma de los radios de las gotas y por la eficiencia de colección. Esta última fue obtenida mediante la interpolación de los logaritmos de los valores de eficiencia de colección, tabulados en una matriz de 50 por 50 para radios de 1 a 2500 μm , también en intervalos

logarítmicos. Para radios más pequeños se asumió una eficiencia cero, y para radios mayores se mantuvo constante en el valor correspondiente a 2500 μm . Para la velocidad terminal de las gotas se consideró la dependencia con la presión y la temperatura, usando el procedimiento de Beard (1976).

A.4 LA TÉCNICA DE INTEGRACIÓN

Una vez que las derivadas para la condensación y la coalescencia eran calculadas, se utilizaba el siguiente procedimiento de integración. Primeramente, las contribuciones a las derivadas dx/df de la condensación y de la coalescencia eran añadidas para todas las gotitas activadas. Entonces, una versión del esquema de Runge-Kutta de paso adaptativo se aplicaba al crecimiento de cada gotita. Para seleccionar el tamaño del paso, se calculaban pasos de Runge-Kutta a cuarto y quinto órdenes y la diferencia se usaba para estimar el error en el paso de cuarto orden. Si éste excedía una tolerancia preseleccionada (típicamente 10^{-7} g m^{-3}), entonces el tamaño del paso era reducido y el procedimiento se repetía hasta que el valor de la tolerancia era alcanzado. Si el error estimado resultaba más pequeño que la tolerancia, entonces el siguiente paso de prueba era incrementado. Este procedimiento concentra los pasos en las regiones más sensibles a la transferencia de contenido de agua líquida de gotitas de nube a precipitación. El método es esencialmente el de Cash y Karp (1990), excepto que utiliza límites de error relativo en vez de absoluto (ver, por ejemplo, Press *et al.* 1992).

El tamaño del paso de tiempo se mantuvo siempre por debajo del 10% de la constante de tiempo de relajación para el campo de vapor (Ec. 2.5) a fin de evitar la inestabilidad en la predicción de la sobresaturación. Ésta se mantuvo como variable de pronóstico en todos los cálculos para considerar casos de reactivación de CCN debidos a un ascenso acelerado de la parcela o de agotamiento de gotitas de nube por precipitación. Este esquema resultó en el uso de pasos de tiempo pequeños (0.01 a 0.1 s) en las etapas iniciales de los cálculos, y de 1 a 10 s en condiciones de corrientes ascendentes estables hacia el final de la simulación. Si la concentración de gotas en una categoría dada resultaba negativa al final de un paso de tiempo, éste se reducía y se repetía el proceso hasta que el resultado fuera positivo. Las

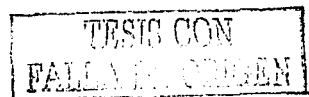


concentraciones negativas surgen solamente cuando la tasa de relajación se usa para pasos de tiempo muy grandes: las frecuencias de colisión son proporcionales a la concentración de gotitas, por lo que deben tender a cero exponencialmente. Otros métodos de integración (como el euleriano de paso fijo de Runge-Kutta y un esquema de predictor-corrector) fueron utilizados para hacer pruebas de integración y para comparar los resultados obtenidos con el método seleccionado. Aunque los resultados obtenidos fueron consistentes, el método seleccionado aquí resultó ser mejor al considerar tanto la rapidez como la exactitud de los cálculos.

Con el método utilizado, tanto la condensación como la coalescencia contribuyen a la tasa de cambio de masa de las gotitas en una categoría dada. Sin embargo, las concentraciones sólo son afectadas por la coalescencia, el rompimiento (no utilizado en el presente trabajo) y la dilución por expansión. El incremento de masa así calculado se dividía entre todas las gotas en la categoría. Después, la tasa de cambio en la presión de vapor de agua era calculada considerando la velocidad de ascenso de la parcela y la tasa de condensación, y se aplicaba a la presión de vapor en un paso de Euler simple. La velocidad vertical se ajustaba aplicando la flotabilidad obtenida del sondeo ambiental, para calcular así los pasos de altitud y presión. La temperatura era entonces calculada como se describe en la Sección 2.5, y las derivadas en el tiempo de la presión y de la temperatura se guardaban para ser utilizadas en la siguiente dilución de la concentración de gotas. Después del crecimiento se calculaba una nueva presión de vapor (disminuyéndola para considerar la condensación) y diluyendo lo resultante para considerar la expansión en el siguiente nivel. La ecuación usada fue:

$$\frac{de}{dt} = - \frac{RT}{M_w + r_t M_d} \frac{dz}{dt} + \frac{e}{p} \frac{dp}{dt} \quad (A8)$$

donde r_t se determinaba en la base de la nube y permanecía constante (Ec. 2.4). A partir de este punto, tanto el incremento en la presión como en la presión de vapor eran calculados usando la velocidad vertical y la ecuación hidrostática aplicadas a la parcela de aire, y las concentraciones de gotas eran diluidas en proporción al cambio en la densidad del aire. La nueva temperatura de la parcela de aire, T' , era



determinada iterativamente mediante la siguiente ecuación:

$$T^* = \Theta_q \left[\frac{p - e}{p} \right]^{R/C_t} \exp \left[\frac{L_v r_v}{C_t T} \right] \quad (A9)$$

donde Θ_q era calculada en la base de la nube y permanecía constante. Normalmente un paso resultaba suficiente, pero la iteración se repetía hasta que los cambios consecutivos eran menores que $10^{-7}T$. Entonces, la nueva temperatura virtual era calculada y la flotabilidad determinada por comparación con el sondeo asumido. En respuesta, la velocidad vertical era actualizada conforme a la aceleración calculada.

Como medida de seguridad, la razón de mezcla total era calculada y monitoreada para detectar cambios significativos. Dado que el procedimiento para la coalescencia impone la conservación del agua total, esta medida funciona solamente como protección contra el redondeo y otros problemas numéricos debidos al uso de la Ec. A8 para el cálculo de la presión de vapor.

A.5 ARCHIVO DE DATOS DE ENTRADA DEL MODELO

El archivo de datos de entrada del modelo contiene los valores de los parámetros necesarios para los cálculos numéricos. La Tabla A.1 contiene una descripción del archivo, donde los parámetros están ordenados conforme el modelo los requiere. Se presentan las unidades utilizadas y, en su caso, la fuente de referencia en este trabajo.



Tabla A.1 Archivo de datos de entrada en el modelo.

LÍNEA	PARÁMETRO	UNIDADES Y/O VALORES TÍPICOS	REFERENCIAS
0	Encabezado del archivo	--	--
1	Viento vertical	$m s^{-1}$	Sec. 3.1.3
2	C	cm^{-3}	Ec. 2.1 Sec. 3.1.3
3	k	--	Ec. 2.1 Sec. 3.1.3
4	Paso de tiempo de integración inicial	0.01 a 0.1 s	Sec. A4
5	Altura de transición (por encima de la base de la nube)	m	Sec. 2.1
6	Paso secundario de tiempo de integración	1 a 10 s	Sec. A4
7	Período de integración	Hasta 3600 s (típico)	Sec. 2.6
8	Presión en la base de la nube	mb	Sec. 3.1.3
9	Temperatura en la base de la nube	$^{\circ}C$	Sec. 3.1.3
10	β (primera distribución de Junge)	--	Ec. 2.2 Sec. 3.1.3
11	A_p (primera distribución de Junge)	$cm^{\beta-3}$	Ec. 2.2 Sec. 3.1.3
12	D_{max} : diámetro máximo (primera distribución de Junge)	cm	Sec. 2.2 Sec. 3.1.3
13	Tipo de sal (soluto)	0: Cloruro de sodio 1: Sulfato de amonio 2: Cloruro de Potasio	Sec. A4
14	N_0 (primera distribución lognormal)	cm^{-3}	Ec. 2.3 Sec. 3.1.3
15	D_m (primera distribución lognormal)	cm	Ec. 2.3 Sec. 3.1.3
16	σ (primera distribución lognormal)	--	Ec. 2.3 Sec. 3.1.3
17	Masa inicial (para definición categorías y de matriz inicial de coalescencia)	4.2×10^{-9} g (corresponde a $D = 20 \mu m$)	Sec. 2.3
18	Número de décadas para graficación automática de resultados	18	--
19	Número máximo de categorías	256	Sec. 2.3
20	Tiempo(s) para graficación automática de resultados	Entre 20 y 3600 s	--
21	Opción para incluir iteración de corrección numérica	0: suprime (Euler) 1: habilita (P-C)	Sec. A4

TESIS DE GRADUACIÓN
 FALTA DE DATOS

22	Opción para incluir coalescencia	NO: suprime YES: habilita	-
23	Definir K (r_j , r_m)	0: Klett-Davis 1: Geométrico 2: Hall 3: Rogers-Davis 4: Hall interpolado	Sec. 2.4 Sec. A.3
24	Paso de tiempo de integración para coalescencia	1 a 10 s	Sec. 2.4
25	Tolerancia (precisión relativa)	0.0001	Sec. A4
26	Método de integración	0: Euler 1: Predictor-Corrector 2: Runge-Kutta (cuarto orden) 3: Runge-Kutta (Cash-Karp)	Sec. A4
27	Opción para forzar el ensanchamiento del espectro inicial	NO: suprime YES: habilita	Sec. 2.4
28	Opción para guardar el espectro de gotas en el nivel de mezcla	NO: suprime YES: habilita	Sec. 3.1.3
29	Opción para guardar el espectro promedio (por debajo de la altura de transición)	NO: suprime YES: habilita	Sec. 2.1
30	v : Desviación estándar geométrica para inicialización del espectro de CCN mediante una distribución Gamma	Ver Línea 31	Línea # 31
31	r_{bar} : Media geométrica para distribución Gamma y opción para inicializar el espectro de activación (HR=95%) mediante diversas formas funcionales	< 0: Kernel arbitrario = 0: Ecuación 2.1 > 0: Gamma	Sec. 2.3
32	Opción para forzar valores positivos de masas de partículas	0: suprime 1: habilita	Sec. A4
33	Opción para rompimiento de gotas grandes ($D > 4$ mm)	0: suprime 1: habilita	Sec. A4
34	Nivel de mezcla (por encima de la base de la nube)	mb	Sec. 3.1.3
35	Paso mínimo de tiempo de integración para el esquema de Runge-Kutta-Cash-Karp	0.01 s	Sec. A4
36	Paso máximo de tiempo de integración para el esquema de Runge-Kutta-Cash-Karp	10 s	Sec. A4
37	Constante de relajación para rompimiento	10 s	Sec. A4
38	Tiempo al que ocurre el ensanchamiento del espectro inicial	150 s	Línea # 27
39	Opción para forzar la dilución del contenido de agua líquida a la mitad de su valor adiabático	0: suprime 1: habilita	Sec. 2.5 Sec. A4

TESTES COM
 FALTA DE MANEJO

40	Opción para suprimir la condensación (sólo coalescencia)	0: suprime 1: habilita	--
41	Opción para suprimir el ascenso de la parcela)	0: habilita 1: suprime	--
42	β (segunda distribución de Junge)	cm ^p	Ec. 2.2 Sec. 3.1.3
43	N _D (segunda distribución lognormal)	cm ³	Ec. 2.3 Sec. 3.1.3
44	D _m (segunda distribución lognormal)	cm	Ec. 2.3 Sec. 3.1.3
45	σ (segunda distribución lognormal)	--	Ec. 2.3 Sec. 3.1.3
46	N _D (tercera distribución lognormal)	cm ³	Ec. 2.3 Sec. 3.1.3
47	D _m (tercera distribución lognormal)	cm	Ec. 2.3 Sec. 3.1.3
48	σ (tercera distribución lognormal)	--	Ec. 2.3 Sec. 3.1.3
49	N _D (cuarta distribución lognormal)	cm ³	Ec. 2.3 Sec. 3.1.3
50	D _m (cuarta distribución lognormal)	cm	Ec. 2.3 Sec. 3.1.3
51	σ (cuarta distribución lognormal)	--	Ec. 2.3 Sec. 3.1.3
52	Nombre del archivo de sondeo	--	Sec. 3.1.3
53	Eficiencia de coalescencia	0 a 1	Sec. 3.1.3

TRABAJO CON
 FALTA DE ORIGINAL