

**INSTITUTO DE METEOROLOGÍA  
CENTRO METEOROLÓGICO DE CAMAGÜEY  
DEPARTAMENTO DE RADARES**

**CARACTERIZACIÓN DE LAS NUBES CIRROS SUBVISIBLES EN EL GRAN  
CARIBE Y SU EFECTO SOBRE LA RADIACIÓN SOLAR.**

**Tesis presentada en opción al grado científico de Doctor en Ciencias Meteorológicas.**

**BORIS BARJA GONZÁLEZ**

**La Habana**

**2009**

**INSTITUTO DE METEOROLOGÍA  
CENTRO METEOROLÓGICO DE CAMAGÜEY  
DEPARTAMENTO DE RADARES**

**CARACTERIZACIÓN DE LAS NUBES CIRROS SUBVISIBLES EN EL GRAN  
CARIBE Y SU EFECTO SOBRE LA RADIACIÓN SOLAR.**

**Tesis presentada en opción al grado científico de Doctor en Ciencias Meteorológicas.**

Autor: Inv. Agr., Lic. Boris Barja González, MCs

Tutor: Inv. Tit., Lic. Juan Carlos Antuña Marrero, Dr C

**La Habana**

**2009**

## AGRADECIMIENTOS

Deseo expresar mi más sincero agradecimiento ante todo a la Revolución Cubana y a todo su sistema educacional que me permitió adquirir los conocimientos que me han permitido hacer realidad esta tesis.

Hago constancia del más sincero agradecimiento a un conjunto de compañeros que facilitaron, en gran medida, la elaboración de la presente tesis. Primeramente a mi Tutor Dr. Juan Carlos Antuña Marrero, por sus sabias sugerencias y valiosas observaciones que enriquecieron sobremanera el documento y sus habituales consejos que han impulsado mi trabajo a lo largo de estos años, en mi formación como profesional.

A los técnicos del Centro Meteorológico de Camagüey, Julia Morejón Peña y Mirtha Martínez Mugarra que trabajaron en la preparación de los datos de observaciones visuales de nubes cirros.

Especial agradecimiento para los pre-oponentes de la tesis por su exhaustiva revisión Dr. Rosendo Álvarez Morales y Dr. Eudimio Martínez Chapman y todos los doctores y miembros del Consejo Científico del Instituto de Meteorología.

A colegas extranjeros que me brindaron su ayuda, sugerencias, bibliografía y criterios. A los profesores Stuart Freidenreich y Venkatachala Ramaswamy por facilitarnos el código de transferencia radiativa.

Y a los demás compañeros y profesores, que no por olvido, los dejo de mencionar, que me ayudaron e incentivaron en la tarea de obtener este grado académico.

## DEDICATORIA

A todos mis familiares.

En especial a mi madre, hermana, esposa y a la memoria de mi padre.

## SINTESIS

La escasez de información sobre las nubes cirros y su efecto sobre la radiación solar en nuestra región del Gran Caribe es uno de los problemas a la hora de representar las nubes cirros tropicales y subtropicales de la troposfera alta en los modelos de circulación general de la atmósfera y climáticos. El estudio de las características de las nubes cirros subvisibles y su efecto sobre la radiación solar en Cuba y el Gran Caribe son los objetivos del presente trabajo.

En este estudio se utilizó información proveniente de mediciones del espectro-radiómetro SAGE II a bordo de satélite y de mediciones realizada con lidar ubicado en superficie. Para el estudio del efecto de las nubes cirros sobre la radiación solar se empleó uno de los códigos de transferencia radiativa en la atmósfera de avanzada en el mundo. La obtención de algoritmos relacionados con el procesamiento de la información y la adaptación del modelo de transferencia radiativa a nuestra región ubican los resultados obtenidos en el presente trabajo como novedad y actualidad científica, al establecer por primera ocasión valores medios para las características de las nubes cirros subvisibles en la región.

Los valores medios de las propiedades geométricas y ópticas y la frecuencia de ocurrencia fueron determinadas para las nubes cirros subvisibles en nuestra región. Los resultados muestran un comportamiento intermedio entre las nubes cirrus de latitudes medias y tropicales. Se adaptó el modelo de transferencia radiativa a las condiciones de nuestra región. Se obtuvo la magnitud y carácter del efecto de las nubes cirros subvisibles medidas con lidar sobre la radiación solar. Las nubes cirros en su interacción con la radiación solar producen un enfriamiento en el tope de la atmósfera y la superficie, y calientan la atmósfera en el lugar donde ellas se encuentran.

## INDICE

	Página
INTRODUCCIÓN .....	1
1. RESEÑA BIBLIOGRÁFICA .....	9
1.1. Las nubes cirros, clasificación e instrumentos de medición.....	9
1.2. Principales estudios sobre las nubes cirros en latitudes medias y tropicales.....	16
1.3. Principales estudios sobre las nubes cirros en el Caribe y Cuba.....	22
1.4. Efecto de las nubes cirros sobre la radiación.....	28
2. MATERIALES Y MÉTODOS .....	35
2.1. Fuentes de datos sobre nubes cirros subvisibles y otras variables utilizadas. ....	35
2.1.1. Mediciones (Sondeo) lidar desde superficie. ....	35
2.1.2. Mediciones de coeficiente de extinción con SAGE II (sondeo satelital).....	42
2.2. Modelo de transferencia radiativa. ....	47
3. CARACTERIZACIÓN DE LA FRECUENCIA DE OCURRENCIA Y LAS PROPIEDADES ÓPTICAS Y GEOMÉTRICAS DE LAS NUBES CIRROS SUBVISIBLES.....	60
3.1. Características obtenidas con lidar. ....	60
3.2. Características de los cirros obtenidas con mediciones del SAGE II.....	64
3.2.1. Frecuencia de Ocurrencia de las nubes ópticamente delgadas.....	64
3.2.2. Espesores Geométricos. ....	71
3.2.3. Espesores Ópticos. ....	73
3.2.4. Representatividad de los resultados obtenidos.....	76
4. EVALUACION DEL EFECTO DE LAS NUBES CIRROS SOBRE LA RADIACIÓN SOLAR EN NUESTRA REGIÓN.....	80
4.1. Parametrización de las propiedades de los cirros. ....	80

4.2.	Radiación media diaria.....	96
4.3.	Radiación instantánea al mediodía.....	83
4.4.	Ciclo diurno.....	87
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES .....		106
REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS .....		111
ANEXOS .....		125



## INTRODUCCIÓN

El cambio del sistema climático es uno de los fenómenos que más preocupa a los interesados en un desarrollo sostenible de la humanidad, dentro de los cambios globales. Una de las preguntas más usuales y que más preocupa a los políticos e intelectuales y a la sociedad en su conjunto, es cuánto y cómo podrá cambiar nuestro clima en el futuro y cómo adaptarnos a él. La forma de hallar una respuesta será estudiando el comportamiento del mismo y mediante modelos que representan este sistema, pronosticar cómo será en el futuro. La información suministrada por medio de las tecnologías instrumentales y de pronósticos, es la base para la toma de decisiones en la gestión, protección y control del sistema. Es de notar en informes y discursos de personalidades y organizaciones que aún no se alcanzan los niveles deseados de exactitud y precisión de las predicciones del tiempo y el clima. Se producen resultados erróneos en los pronósticos del tiempo y el clima, que afectan la toma de decisiones por parte de los organismos de dirección y planificación, la economía, la población, en fin de todos los componentes de la sociedad.

Como parte importante dentro del sistema climático, se encuentran las nubes. Éstas juegan un papel primordial en el ciclo hidrológico y en el clima de la tierra. Ellas tienen una relación directa con la cantidad de radiación solar y otras formas de energía disponibles en el sistema tierra – atmósfera, fuerza impulsora directa o indirecta de todos los fenómenos que ocurren en dicho sistema. El Panel Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático, (IPCC, International Panel on Climate Change), en su más reciente reporte

[IPCC, 2007] ha identificado al efecto de las nubes sobre el balance de radiación, como un importante componente en la predicción del cambio climático. Además, este grupo ha reportado un nivel aún bajo del entendimiento científico acerca del efecto de las nubes y aerosoles sobre la radiación, y la existencia de una gran incertidumbre en la realimentación producida por las nubes.

El caso particular de las nubes cirros, nubes más altas, compuestas de cristales de hielo, constituye un tema de especial atención en las investigaciones sobre el cambio climático, ya que estas nubes y su efecto sobre la radiación se encuentran insuficientemente o mal representadas en los modelos de predicción del tiempo y el clima, Modelos de Circulación General de la Atmósfera (GCM, General Circulation Model). Los cirros pueden actuar reflejando la radiación de onda corta proveniente del sol (efecto albedo) o apantallando la radiación de onda larga proveniente de la superficie terrestre (efecto invernadero). Igualmente pueden actuar como reguladoras de la cantidad de vapor de agua presente en la troposfera alta y estratosfera baja. De manera especial dentro de este grupo de nubes se encuentran las nubes cirros subvisibles. Estas constituyen uno de los aspectos de mayor desafío dentro de las investigaciones sobre las nubes cirros, debido a que son difíciles de detectar y caracterizar. La escasez de información acerca de estas nubes, principalmente en el trópico y en nuestra región del Gran Caribe y Cuba, es de notar en las publicaciones relacionadas con el tema.

Esta problemática fue planteada en el citado informe del IPCC [IPCC, 2007], de igual manera se encuentra recogida dentro de la plataforma estratégica del Centro de Gestión de Proyectos Priorizados de nuestro País [GEPROP, 2007], que desde su surgimiento toma como objetivo primordial el desarrollo de un Programa Nacional sobre Cambios Globales y

la evolución del Medioambiente Cubano. En el mencionado Programa se encuentran varios subprogramas dirigidos al desarrollo de las Ciencias Meteorológicas como herramientas para el monitoreo y pronóstico del sistema climático en relación a los cambios globales y su impacto sobre el medioambiente en Cuba.

El problema principal a resolver en este trabajo es establecer la magnitud y el carácter del efecto de las nubes cirros subvisibles sobre la radiación solar a partir de valores modelados. Para ello es necesario como paso previo determinar las propiedades ópticas y geométricas y la frecuencia de ocurrencia de nubes cirros subvisibles detectadas con lidar en superficie y espectro-fotómetro en satélite.

Para contribuir a la solución de este problema planteado a nivel internacional y nacional se le presta principal atención como objeto de estudio de la presente investigación a la “interacción de las nubes cirros subvisibles con la radiación solar”, dentro del campo de investigación de las nubes cirros en la física atmosférica; y la hipótesis propuesta es que a partir de los perfiles de extinción obtenidos mediante espectro-fotómetro a bordo de satélite y lidar en superficie, utilizando algoritmos y procedimientos adecuados se puede obtener una caracterización de las nubes cirros subvisibles; y con el uso de un modelo de transferencia radiativa en la atmósfera para radiación solar y los datos obtenidos se puede evaluar el efecto de las nubes cirros subvisibles sobre la radiación solar. Los objetivos de la investigación son:

- Obtener un algoritmo para la determinación del perfil de extinción de nubes cirros subvisibles a partir de los datos de retrodispersión del lidar ubicado en Camagüey.
- Obtener una caracterización de las propiedades ópticas y geométricas y la frecuencia de ocurrencia de las nubes cirros subvisibles en el Gran Caribe.

- Adaptación de un modelo de transferencia radiativa en la atmósfera para la radiación solar a nuestra región.
- Establecer la magnitud y carácter del efecto de las nubes cirros subvisibles sobre la radiación solar en nuestra región.

Estos objetivos se cumplirán mediante el estudio del comportamiento de las características de las nubes cirros subvisibles; su frecuencia de ocurrencia, espesor óptico, altura de la base y el tope del cirro, así como su relación con la altura de la tropopausa. Para la obtención de los valores medios de estas características, se utilizarán la base de datos de retrodispersión obtenidas con el lidar (acrónimo en inglés de Detección y Medición de Distancia mediante luz, LIght Detection And Ranging) situado en Camagüey, así como de los datos del espectro - radiómetro del experimento sobre aerosoles y gases estratosféricos (SAGE II, Stratospheric Aerosol and Gas Experiment II) situado a bordo del Satélite del Balance de Radiación en la Tierra (ERBS, Earth Radiation Budget Satellite) para nuestra región del Gran Caribe.

Teniendo en cuenta lo anterior se establece que los límites de la investigación abarcan la caracterización de las variables espesor geométrico, espesor óptico, altura de la base y el tope, y la frecuencia de ocurrencia de nubes cirros subvisibles en el Gran Caribe. En cuanto a la simulación nos limitaremos a simular procesos de transferencia radiativa en la atmósfera en presencia de nubes cirros subvisibles con las características propias de nuestra región. Esto se realizará sin tomar en cuenta su relación con los patrones de circulación general, ni procesos dinámicos de cualquier escala, ni con las causas asociadas a los cambios temporales.

La novedad de este estudio está dada por los aspectos relacionados a continuación:

- La obtención de un algoritmo para la determinación del coeficiente de extinción debido a nubes cirros a partir de las mediciones realizadas con nuestro lidar, en Camagüey. El mismo permitió obtener los perfiles de coeficiente de extinción por nubes cirros y espesores ópticos de las mediciones de nubes cirros realizadas con lidar en Camagüey.
- La obtención por primera vez de una caracterización de las nubes cirros subvisibles en nuestra región. El reporte de estos resultados fue motivo de una publicación en una revista internacional, otra en proceso de publicación y premio en un evento científico de carácter internacional.
- La adaptación a nuestras condiciones de un modelo de transferencia radiativa en la atmósfera para la radiación solar, de avanzada en el mundo. Los valores medios de variables meteorológicas y sondeos aerológicos para nuestra región, fueron utilizados para adaptar el modelo radiativo de simple columna, desarrollado por el Laboratorio de Dinámica de los Fluidos Geofísicos de Estados Unidos a las condiciones locales. Este modelo permite el cálculo de los flujos de radiación solar ascendente y descendente, así como la razón de calentamiento en toda la atmósfera dividida en capas, tanto para el espectro solar total, como para diferentes bandas espectrales.
- Se obtuvieron los perfiles de los valores de espesor óptico de las nubes cirros a partir de los perfiles de coeficiente extinción para ser introducidos en el código radiativo, aspecto novedoso que permite estudiar el comportamiento del flujo radiativo en el interior de la nube.
- Se realizó un análisis de los flujos radiativos dentro y fuera de las nubes cirros, de las razones de calentamiento y del forzamiento radiativo en onda corta. Se obtuvo que de forma general las nubes cirros subvisibles en nuestra región, tienen un efecto de

enfriamiento en el tope de la atmósfera, en el espectro de radiación solar. Fueron establecidas las magnitudes y carácter de la influencia de la presencia de las nubes cirros sobre los flujos ascendentes y descendentes en la superficie, tope de la atmósfera y en la columna. De la misma forma se determinaron las magnitudes y carácter del efecto de estas nubes sobre la razón de calentamiento. Tanto para los flujos como para la razón de calentamiento se establecieron los valores extremos. Particular importancia reviste el establecimiento del efecto de las nubes cirros sobre el ciclo diurno de la radiación solar y la determinación del carácter y magnitudes del forzamiento radiativo por los diferentes tipos de nubes cirros. Estos resultados fueron reportados en una publicación en una revista internacional.

- Estos resultados nos permite contar con un conocimiento nuevo para nuestra región y útil para la futura introducción en modelos numéricos del tiempo y del clima. Esta información también es de gran valor en la creación de futuros escenarios climáticos para nuestro país y nuestra región, que podrán incluir por vez primera el efecto de las nubes cirros subvisibles.

La tesis está estructurada en cuatro capítulos, así como las conclusiones y recomendaciones:

- Reseña bibliográfica

En ella se describen los conceptos y la historia en la detección e investigaciones acerca de las nubes cirros, así como los diferentes instrumentos y métodos de investigación, utilizados en el mundo y en nuestra región. Se discute además la forma en que se aborda por diferentes autores la temática tratada.

- Materiales y métodos.

En este capítulo se describen las características de las bases de datos utilizadas y el modelo de transferencia empleado. Igualmente se detallan los métodos de procesamiento de las diferentes bases de datos.

- Caracterización de la frecuencia de ocurrencia y las propiedades ópticas y geométricas de las nubes cirros subvisibles.

Se discuten los resultados obtenidos del análisis de las variables frecuencia de ocurrencia, espesor óptico y geométrico, altura de la base y el tope y su relación con la tropopausa utilizando las bases de datos mencionadas, además se comparan con resultados reportados en nuestra región y otras regiones del mundo.

- Evaluación del efecto de las nubes cirros subvisibles sobre la radiación solar en nuestra región.

Se discuten los resultados obtenidos del flujo de radiación y forzamiento radiativo en presencia de nubes cirros subvisibles, mediante la corrida del código de transferencia radiativa con el uso de variables medidas y asumidas; además se comparan con resultados reportados en nuestra región y otras regiones del mundo.

- Conclusiones y Recomendaciones

Finalmente se presentan las conclusiones sobre los aspectos relevantes de la investigación y las recomendaciones para trabajos posteriores.

## **1: RESEÑA BIBLIOGRÁFICA**

## **1. RESEÑA BIBLIOGRÁFICA**

### **1.1. Las nubes cirros, clasificación e instrumentos de medición.**

Las nubes cirros son las nubes con aspecto tenue al ojo humano, se encuentran en la troposfera alta, y la propiedad física más distinguible es su composición. Las nubes cirros o simplemente cirros, como serán nombradas a continuación indistintamente, están compuesta total o predominantemente por cristales de hielo, mientras que la mayoría de las nubes están compuestas por gotas de agua.

Estas fueron clasificadas como “altas”, en el atlas de nubes, basándose fundamentalmente en la morfología y apariencia visual de las nubes durante el día. En la clasificación más reciente de la Organización Meteorológica Mundial (OMM) [OMM, 1975, 1995] se brindan las siguientes descripciones para las nubes cirros:

Cirros: nubes desprendidas en formas de filamentos blancos, pedazos blancos o fundamentalmente blancos o bandas estrechas. Estas nubes tienen la apariencia fibrosa igual a un penacho de pelo, o un brillo sedoso, o ambos.

Cirrocúmulos: nubes delgadas, pedazos blancos en capas sin sombra, compuesto de muy pequeños elementos en forma de grano u olas, unidos o separados y más o menos regularmente organizados; la mayoría de estos elementos tienen el ancho aparente de menos de un grado.

Cirroestratos: un velo de nube blanquecino y transparente de apariencia fibrosa, parecido a penachos de pelos, cubriendo parcial o totalmente el cielo, y generalmente produciendo fenómenos de halo.

Existen otros dos tipos de nubes cirros que han sido nombradas a partir del desarrollo de los métodos de detección e investigaciones sobre las mismas. Estos no presentan denominación en latín, y aunque son ampliamente reconocidas en la comunidad científica internacional, no se encuentran recogidas en la clasificación de la OMM. Los “cirros contrails o cirros de estelas de condensación”, son aquellos formados a partir de la estela que emiten los aviones con productos provenientes de los residuos de la combustión de sus motores. El otro tipo de nubes cirros y objeto de estudio de nuestro trabajo son las nubes “cirros subvisibles”, definidas como las nubes cirros con espesores ópticos vertical menores a 0.03 (medida adimensional) en la región visible del espectro [Sassen y Cho, 1992], se encuentran a temperaturas más bajas que los cirros ordinarios, siendo más fríos (entre -50 °C y -90 °C) y con partículas de menores tamaños (<50 μm de diámetro), muy cercanas a la tropopausa, y en las regiones tropicales están casi siempre presentes. Estas nubes son también conocidas como cirros semitransparentes, cirros tropicales de elevada altitud, entre otros términos.

Una clasificación alternativa de las nubes cirros es la propuesta por Sassen [2002] a partir de los mecanismos de formación, responsables de sus características y propiedades fundamentales, donde se aprecia nuevamente la inclusión de los cirros subvisibles. Estas propiedades se encuentran relacionadas principalmente con la velocidad de ascenso de las masas de aire y la temperatura en la región de generación de las nubes cirros. El autor propuso cuatro mecanismos naturales y uno provocado por el hombre. Este último es la

transformación del contrail en cirro, en dependencia de las condiciones medioambientales, puede ocurrir un desarrollo hacia otro tipo de nube cirro como un cirroestratos, resultado de la propagación del contrail.

De los mecanismos naturales, dos de ellos, el orográfico y el de tormentas eléctricas, están relacionados con la formación de cristales de hielo en corrientes ascendente fuertes del orden de unos metros por segundo o mayores [Jensen et al., 1994a].

Los cirros formados a partir de los fenómenos sinópticos y de mesoescala (corrientes de chorro, frentes, ciclones, etc.), se originan in situ en la troposfera alta como respuesta a las perturbaciones del tiempo. Las velocidades de las corrientes de ascenso suelen estar en el orden de centímetros por segundo, típicas del ascenso gradual y lento, hasta los metros por segundo, escala representativa de las celdas convectivas de tipo uncino. La formación de nubes cirros por ascenso a gran escala de masas de aire produce nubes muy delgadas con espesor óptico por debajo de  $10^{-3}$  [Jensen et al., 2001].

El último tipo, son los cirros subvisibles - delgados de la tropopausa tropical y subtropical. El mecanismo de formación de este tipo de cirro tiene aún sus incógnitas. Estos cirros se producen a partir de variadas fuentes de generación, la fundamental es a partir de los remanentes de los yunques de los cumulonimbos de la convección tropical y subtropical. Sin importar el origen específico, estas nubes ocurren bajo condiciones de muy bajas temperaturas de  $-70\text{ }^{\circ}\text{C}$  a  $-90\text{ }^{\circ}\text{C}$  y a elevadas altitudes entre 15 km y 20 km. La formación de este tipo de nubes cirros requiere un flujo de humedad a esas alturas y condiciones de turbulencia o la acción de ondas gravitacionales para iniciar el crecimiento de los cristales de hielo.

Existe una gran variedad de instrumentos para el estudio de las nubes cirros, desde los que se emplean para medir los tamaños de partículas, los que se utilizan también para la determinación de las propiedades ópticas y radiativas, hasta los que se usan para obtener las características geométricas y estructurales. Estos instrumentos están basados en variados procedimientos de medición que se pueden englobar en métodos in situ, para las mediciones realizadas en el lugar donde se encuentran las nubes cirros; y en métodos remotos o a distancia, para medir desde ubicaciones alejadas del lugar donde se encuentran las nubes cirros.

Los instrumentos de medición in situ, se utilizan principalmente para la determinación de las características de los cristales de hielo que componen las nubes cirros. Ejemplo de estos instrumentos son el registrador de partículas de hielo mediante video (VIPS, Video Ice Particles Sampler) [Heymsfield y McFarquhar, 1996] y el espectrómetro de precipitación, nubes y aerosoles (CAPS, Cloud Aerosol Precipitation Spectrometer), [Baumgardner et al., 2002], el cual cubre un rango de tamaño de partículas de hielo de  $0.5 \mu\text{m} - 1600 \mu\text{m}$ .

Los métodos de medición a distancia se agrupan en pasivos, aquellos que utilizan una fuente de radiación externa para realizar las mediciones, como la radiación solar u otra (ej. radiómetro, fotómetro, etc.); y los activos, aquellos que utilizan una fuente de radiación propia, como láseres u otras fuentes de radiación (ej. lidar, radar, etc.).

Los métodos activos de medición a distancia, como el lidar y el radar de longitud de onda milimétrica, han dado nueva forma al panorama de la medición de la atmósfera. El uso del lidar [Ligda, 1963; Fiocco y Smullin, 1964] en los estudios de las nubes cirros no demoró mucho [Davis, 1971; Platt, 1973; Uthe y Russell, 1976], debido a que las longitudes de onda de los láseres presentan una buena sensibilidad a la mayoría de los hidrometeoros.

Como consecuencia de esta sensibilidad el lidar puede estar limitado en distancia de detección por la atenuación óptica de la luz láser. Afortunadamente lo anterior no es un problema para el estudio de nubes cirros, pero la presencia de capas de nubes bajas por debajo de los cirros constituye una barrera para el estudio de los mismos desde la superficie terrestre. El lidar es el instrumento de mayor sensibilidad para la detección de las nubes cirros subvisibles.

Se desarrollaron nuevas tecnologías lidares, como es lidar Raman, lidar Doppler, Lidar de Alta Resolución espectral (HSRL, High Spectral Resolution Lidar), Lidar de absorción diferencial (DIAL, Differential Absorption Lidar) y el de polarización. El perfil de extinción a través de la troposfera y la razón lidar son directamente medidos a partir de las técnicas de lidar Raman y de alta resolución espectral [Ansmann et al., 1992; Ansmann, 2002]. Por su parte, la técnica de lidar de polarización, permite obtener información acerca de la forma y orientación de las partículas de cristales de hielo [Sassen, 2002].

Se han desarrollado varios métodos para el procesamiento de la señal obtenida con lidar, [ej. Barrett y Ben-Dov, 1967; Vezee et al., 1969; Davis, 1969; Fernald et al., 1972; Platt, 1973; Platt, 1979; Russell et al., 1979; Klett, 1981; Fernald, 1984; Ansmann et al., 1992]. Cuando se está en el caso de un lidar de simple longitud de onda, para la solución de la ecuación del lidar, se asumen valores conocidos de algunos parámetros, que relacionen el coeficiente de retrodispersión y el coeficiente de extinción [ej. Fernald et al., 1972; Klett, 1981]. En el caso de lidar Raman, se obtienen los perfiles de extinción, de retrodispersión y la razón lidar directamente sin realizar consideraciones de fronteras [Ansmann et al., 1992; Ansmann, 2002]. Los parámetros obtenidos a través de estos métodos, unidos a la altura de la base, del tope y la temperatura a la que se encuentran,

juegan un papel importante en determinar las propiedades radiativas de la nube [Sunilkumar y Parameswaran, 2005].

Los lidares han sido transportados en aviones [McFarquhar et al., 2000], transbordador espacial [Winker y Trepte, 1998], y en el satélite CALIPSO (Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation), donde se encuentra el lidar CALIOP, [Winker et al., 2004], lanzado en el 2006.

Aunque los radares meteorológicos han sido muy populares desde el periodo post Segunda Guerra Mundial, sólo fue posible recientemente mejorar la tecnología de radares de longitudes de onda milimétricas, para hacerla más apropiada a la investigación de nubes sin precipitación y cirros [Pasqualucci et al., 1983; Liao y Sassen, 1994]. De igual manera que con el lidar, se lanzó un radar de 95 GHz de frecuencia (aproximadamente 3 mm de longitud de onda) a bordo del satélite CLOUDSAT (CLOUD SATellite) [Im et al., 2005].

Los métodos pasivos fueron los primeros utilizados en el estudio de las nubes cirros, si consideramos al ojo humano como el primer instrumento en observar a los cirros. Estos métodos han sido ampliamente utilizados para las investigaciones de las nubes cirros desde los inicios de las observaciones de las nubes desde satélites [Conover, 1965; Smith, 1967].

Existen radiómetros para el estudio de nubes cirros en diferentes satélites como: el Radiómetro Avanzado de Muy Alta Resolución (AVHRR, Advance Very High Resolution Radiometer) [Sherwood, 2002], la Sonda HIRS (High resolution Infrared Radiation Sounder) [Wylie et al., 1994; Wylie y Menzel, 1999; Wylie et al., 2005], los dos a bordo de los satélites de la Administración Nacional del Océano y la Atmósfera de los Estados Unidos (NOAA, National Oceanic and Atmospheric Administration); así como los radiómetros de nueva generación MODIS (MODerate Resolution Imaging Spectrometer), y

el Espectro-radiómetro de Múltiple Angulo (MISR, Multi-angle Imaging Spectro-Radiometer) a bordo de los satélites Terra y Aqua (Tierra y Agua en Latín respectivamente) de la Administración Nacional de Aeronáutica y del Espacio de los Estados Unidos (NASA, National Aeronautics and Space Administration) [King et al., 1992; 2003; Dessler y Yang, 2003; Platnick et al., 2003; Chang y Li, 2005; Meyer et al., 2007].

Como un instrumento pasivo encontramos el radiómetro denominado SAGE II, a bordo del Satélite ERBS. Este usa la radiación solar transmitida a través de un trayecto horizontal en la atmósfera, orientación de visión tangencial u ocultación solar. Mediante este instrumento se mide la atenuación de la radiación solar producida por los componentes atmosféricos en ocultaciones solares, cuando el satélite pasa del día a la noche o viceversa. Este método está limitado en cobertura espacial y temporal, debido a los requerimientos de visión directa al sol, por lo que se necesitan largos periodos de tiempo de muestreos para obtener estadísticas significativas. Sin embargo estas mediciones son muy sensibles a cualquier nubosidad en el camino de transmisión (~250 km), y detectan fácilmente las nubes cirros subvisibles cercanas a la tropopausa que no pueden ser detectadas con las otras técnicas [Wang et al., 1996].

El sinergismo en los estudios de nubes cirros ha sido otra de las variantes usadas, se trata de combinar la mayor cantidad de mediciones como sea posible. En adición al lidar y radar es útil realizar mediciones usando radiómetros en las regiones del visible, infrarrojo y microonda. Un ejemplo, es la combinación de mediciones de lidar y de radiómetro en el infrarrojo medio, el método LIRAD, es muy útil para el estudio de cirros [Platt, 1979; Platt et al., 1987; Platt, 2002], así como la combinación de datos de lidar y radar en el estudio de propiedades microfísicas de las nubes cirros [Zhang y Mace, 2006].

## **1.2. Principales estudios sobre las nubes cirros en latitudes medias y tropicales.**

Los estudios acerca de las nubes cirros realizados con diferentes instrumentos han sido numerosos, existen varias climatologías realizadas fundamentalmente en latitudes medias, experimentos o campañas de medición, así como estudios globales a partir de mediciones con instrumentos a bordo de satélites. En la presente revisión sólo se mencionarán algunos ejemplos de reportes de diferentes grupos de trabajo.

Sassen y Campbell, [2001] reportaron las características microfísicas y dinámicas de las nubes cirros obtenidas con lidar y radiosondeo, durante 10 años en la ciudad Salt Lake, Utah, Estados Unidos. Los autores reportaron valores medios de las propiedades de las nubes en la base/tope para la altura de 7.9 km/11.2 km, presión de 336.3 mb/240.2 mb, temperatura de 234.4 K/253.9 K, velocidad del viento de 16.4 m s<sup>-1</sup>/20.2 m s<sup>-1</sup>, y dirección del viento de 276.3°/275.7°. El espesor geométrico medio es de 1.81 km y la frecuencia de ocurrencia de nubes con espesor óptico menor que 0.3, es decir consideradas nubes delgadas y subvisibles, es alrededor del 50 %.

También para este sitio se reportaron las características microfísicas de las nubes cirros a partir de los resultados para 10 años utilizando mediciones de un lidar de polarización [Sassen y Benson, 2001]. Los autores mostraron una dependencia de la razón de despolarización con la temperatura en la nube, con valores mínimos 0.25 a temperatura de -17.5 °C, correspondiente a cristales de hielo planos orientados horizontalmente y máximos de 0.45, temperatura de -77.5 °C.

El último de esta serie de trabajos, correspondientes a la caracterización de los cirros en la ciudad de Salt Lake, reporta las características radiativas de los cirros medidos con lidar de polarización y con radiómetro en la región infrarroja del espectro simultáneamente, en un

período de 7 años [Sassen y Comstock, 2001]. Los casos de nubes cirros estudiados en este período fueron identificados por observadores entrenados, permitiendo a los autores clasificar la muestra por los mecanismos de generación de los cirros. Los autores reportaron valores medios/mediana para el espesor óptico de 0.75/0.61 y para la emitancia 0.30/0.25, con cerca de un 30 % de los espesores ópticos por debajo de 0.3. De igual manera, los autores reportan valores medios/mediana de la razón entre coeficiente de retrodispersión y extinción, en inverso de estereorradianes ( $\text{sr}^{-1}$ ), para los diferentes tipos de nubes cirros, entre  $0.041 \text{ sr}^{-1}/0.037 \text{ sr}^{-1}$  y  $0.050 \text{ sr}^{-1}/0.044 \text{ sr}^{-1}$ . En el trabajo los autores muestran que los cirros generados por los yunques de los cumulonimbos y orográficamente tienen características distintas a los cirros generados a partir de fenómenos de escala sinóptica en latitudes medias.

Wang y Sassen, [2001] realizaron una estadística sobre la ocurrencia de nubes medidas en latitudes medias. Ellos utilizaron diferentes tipos de instrumentos incluido un lidar, en un sitio en Oklahoma, reportando frecuencias de ocurrencias de nubes cirros cercanas a un 20 %. Otro estudio realizado en este mismo sitio, pero con un radar de frecuencia de 35 GHz (aproximadamente 8.5 mm de longitud de onda), para un periodo de 6 años, reporta frecuencia de ocurrencia de cirros de 23 % y 28 % para las estaciones calidas y frías respectivamente [Mace et al., 2006].

Goldfarb et al. [2001] reportaron que la frecuencia de ocurrencia de cirros sigue un comportamiento estacional, con una frecuencia de ocurrencia de nubes cirros de 54 %. Los autores reportaron que para un 53 % de los cirros, la altura de su tope estuvo en un intervalo de 0.75 km por encima y debajo de la tropopausa. Igualmente mostraron un espesor geométrico medio de las capas de nubes cirros de 1.4 km, con una desviación

estándar de 1.3 km, centradas a una altura de 10.0 km con desviación estándar de 1.3 km. Los autores expresan que las nubes subvisibles constituyen aproximadamente un 20 % de la ocurrencia total de nubes cirros y presentan un espesor geométrico medio de 0.8 km, con una desviación estándar de 0.7 km, localizadas en la misma región que los demás cirros. Los datos analizados corresponden a los años entre 1997 y 1999, para una estación lidar de latitudes medias al sur de Francia.

Otro reporte con características de los cirros tanto para latitudes medias, como tropicales, utilizando el método de combinar mediciones de lidar ( $0.532 \mu\text{m}$ ) y radiómetro ( $10.84 \mu\text{m}$ ), conocido por LIRAD, fue el realizado por Platt et al., [1987]. Estas mediciones fueron realizadas, en el hemisferio sur, en Australia, durante el invierno de 1978 y el verano de 1979/80, para latitudes medias y durante tres semanas en 1981 en el trópico. Para los cirros de latitudes medias los autores reportaron valores de espesores geométricos similares para las dos estaciones, variando de 1 km a 2 km para temperaturas de  $-65 \text{ }^\circ\text{C}$ , de 2 km a 4 km para temperaturas de  $-35 \text{ }^\circ\text{C}$ , y de 1 km a 2.5 km para temperaturas de  $-15 \text{ }^\circ\text{C}$ . Para los cirros tropicales reportan espesores de 2 km a 3 km a temperaturas entre  $-55 \text{ }^\circ\text{C}$  y  $-70 \text{ }^\circ\text{C}$ , y valores mucho menores para temperaturas mayores y menores a este intervalo.

Platt et al., [1998] realizaron un estudio sobre las nubes cirros ecuatoriales medidas en un experimento sobre el Pacífico oeste tropical, utilizando el método LIRAD. Los autores reportaron que los cirros varían en altura de un máximo en el tope de la nube a 17.6 km hasta una altura de la base mínima de 6 km, con temperatura a  $-82 \text{ }^\circ\text{C}$  y  $-7 \text{ }^\circ\text{C}$ , respectivamente. Su espesor geométrico también tiene gran variabilidad desde 0.7 km hasta 7.5 km. Por su parte, el espesor óptico visible, varía desde 0.001 a 8.6 y el infrarrojo desde 0.01 hasta 2.4. Para el caso de la razón entre coeficiente de retrodispersión y

extinción, ellos reportan un incremento con la temperatura que va desde  $0.08 \text{ sr}^{-1}$  para temperaturas entre  $-75 \text{ }^\circ\text{C}$  y  $-65 \text{ }^\circ\text{C}$ ; hasta  $0.36 \text{ sr}^{-1}$  para temperaturas entre  $-25 \text{ }^\circ\text{C}$  y  $-15 \text{ }^\circ\text{C}$ . El valor de la relación entre el coeficiente de extinción en el visible y el coeficiente de absorción en el infrarrojo, fue reportado por los autores, con mayores valores a menores temperaturas, indicando la presencia de partículas pequeñas.

Cadet et al., [2003] presentan una climatología de cirros subtropicales medidos con lidar en el hemisferio sur, en el periodo 1996 - 2001, en el que muestran un comportamiento estacional de la frecuencia de ocurrencia de los cirros y un 65 % de frecuencia de ocurrencia para los cirros subvisibles, del total de cirros observados.

Igualmente para la región tropical Immler y Schrems, [2002] reportaron los resultados de la campaña de medición llevada a cabo entre los  $23^\circ \text{ N}$  y  $23^\circ \text{ S}$  con un lidar a bordo del barco alemán “Polarsten”, en su travesía por el Océano Atlántico, en el mes de mayo y junio de 1996. Los autores muestran resultados de frecuencias de ocurrencias de nubes cirros subvisibles de 80 %, con valores medios de los espesores geométricos y ópticos de 1.1 km y 0.02, respectivamente, en alturas entre 14 km y 17 km. Reportan igualmente presencia de cirros muy delgados y muy cercanos a la tropopausa con espesor óptico de  $10^{-4}$ .

Nee et al. [1998] reportaron nubes cirros subvisibles con valores medios de temperatura, espesores geométricos y ópticos de  $-76.2 \text{ }^\circ\text{C}$ , 0.6 km y 0.008 respectivamente, ocurriendo aproximadamente en un 50 % de los casos, usando lidar en tierra en Chang-Li, Taiwan, en los  $25^\circ \text{ N}$  de latitud.,

Winker y Trepte, [1998] utilizaron un lidar a bordo de un trasbordador espacial, durante el experimento sobre tecnología láser en el espacio (LITE, Laser In space Tecnology Experiment). Ellos encontraron capas de nubes delgadas en condiciones de aire claro,

sobre tormentas eléctricas tropicales intensas y en regiones caracterizadas por subsidencia de gran escala en la troposfera media muy cercanas a la tropopausa, indicativas de presencia de nubes cirros subvisibles. El espesor geométrico de estas capas oscilaba entre cientos de metros hasta un kilómetro.

Uno de los mayores proyectos para obtener datos sobre las nubes y la forma en que estas alteran el balance de radiación de la tierra es el Proyecto Internacional de Climatología de Nubes por Satélite (ISCCP, International Satellite Cloud Climatology Project) dentro del Programa Mundial de de Investigaciones Climáticas (WCRP, World Climate Research Program). Éste ha colectado información desde julio de 1983 [Schiffer y Rossow, 1983] de las radiancias en los espectros visible e infrarrojo obtenidas de los radiómetros ubicados en las constelaciones internacionales de satélites para estudio del tiempo. El método de clasificación de nubes incluye a las nubes cirros y se determinan varias características de las mismas, en particular para el caso de los cirros, el método presenta altos valores de incertidumbre [Rossow y Schiffer, 1999].

La frecuencia de ocurrencia de nubes cirros obtenida a partir de mediciones de instrumentos satelitales depende de la sensibilidad y del campo de visión del instrumento. Mediante la utilización del HIRS a bordo de los satélites NOAA, se han reportado frecuencias de ocurrencia de cirros del 43 % [Wylie et al., 1994; Wylie y Menzel, 1999; Wylie et al., 2005]. El MODIS a bordo de los satélites Aqua y Terra reportan valores de 67 %, en los datos de nivel 3 durante un periodo de tres años [Meyer et al., 2007]. El SAGE II a bordo del satélite ERBS es más sensitivo y con mayor campo de visión y se reportan ocurrencias de cirros entre un 50 % y 70 % de sus datos. Igualmente muestra que la mayor frecuencia de ocurrencia de las nubes cirros subvisibles está localizada sobre la franja

ecuatorial [Wang et al., 1996]. A partir de los datos de extinción por aerosoles del Experimento Ocultación por Halógeno (HALOE, Halogen Occultation Experiment), instrumento a bordo del Satélite de Investigaciones de la Atmósfera Alta (UARS, Upper Atmospheric Research Satellite), se obtuvieron frecuencias de ocurrencias similares a las obtenidas por el anterior trabajo mencionado con SAGE II [Massie et al., 2000].

Estos valores están en concordancia con los valores reportados por una compilación de observaciones visuales de nubes cirros de las estaciones meteorológicas en el mundo, la cual arrojó valores de frecuencia de ocurrencia de cirros tan altos como un 100 % [Hahn y Warren, 2003]. Estas frecuencias de ocurrencias elevadas de nubes cirros, tanto en series de mediciones de instrumentos en superficie como en satélite, indican la importancia de los estudios que se llevan a cabo acerca de este tipo de nubes.

Las campañas de mediciones integradas a diferentes Programas de Investigación, han sido uno de los procedimientos utilizados, para lograr reunir una amplia variedad de instrumentos en las mediciones de las nubes cirros [Heymsfield, 1977; Sassen, et al., 1990; Raschke, et al. 1990; Ansmann et al., 1993; Pal et al., 1995; Kinne et al., 1997; Raschke, et al. 1998].

La mayoría de estos experimentos han sido realizados en latitudes medias. En latitudes tropicales han existido menos experimentos, dentro los cuales, los principales han sido realizados en el pacífico [Knollenberg et al., 1982; Knollenberg et al., 1993; Heymsfield y McFarquhar, 1996]. En el área del Caribe, donde se han realizado pocos experimentos acerca de las nubes cirros, fue llevado a cabo el Experimento sobre Cirros en el área de la Florida (CRYSTAL-FACE, Cirrus Regional Study of Tropical Anvils and Cirrus Layers-Florida Area Cirrus Experiment), realizado en el 2002 [Jensen et al., 2004].

Para el estudio de las nubes cirros en el mundo, se utilizan diversas variables para caracterizarlas. Estas pueden ser obtenidas con diferentes tipos de instrumentos que incluyen el lidar, radiómetros a bordo de satélites así como observaciones visuales de las nubes cirros.

### **1.3. Principales estudios sobre las nubes cirros en el Caribe y Cuba.**

En diversos estudios de distribución global de nubes ha sido incluida nuestra región. Las mediciones utilizadas para los mismos se han realizado con varios tipos de instrumentos de detección a distancia, incluyendo las realizadas con el ojo humano. Hahn y Warren, [2003] realizaron estudios sobre la distribución global de la cobertura y tipo de nubes utilizando los reportes de las observaciones visuales de las estaciones meteorológicas sobre tierra. Los autores reportaron valores de frecuencia de ocurrencia para las nubes altas de un 60 %, como valor medio en el mes de septiembre, para la región de Cuba. Con este mismo tipo de observaciones recientemente Barja, [2006] realizó una climatología de la ocurrencia de nubes cirros sobre la provincia de Camagüey en la que se reportan valores de un 41 % de manera global y un 64 % en el mes de septiembre.

Existen también varias climatologías sobre las nubes las cuales incluyen a nuestra región dentro del área tropical. Campbell y Vonder Haar, [1989] realizaron un estudio de los datos provenientes de instrumentos a bordo del satélite Nimbus 7, para un periodo de seis años, del 1979 al 1985. Los autores asocian la ocurrencia de nubes cirros con las regiones de convección profunda y la Zona Intertropical de Convergencia (ITCZ, Intertropical Convergence Zone) y reportan frecuencias de ocurrencias de cirros para el mes de julio de 1983 entre 25 % y 40 %.

Wylie et al., [1994] reportaron una estadística global de nubes cirros usando el instrumento HIRS, en un periodo entre junio 1989 y mayo 1993. Los resultados obtenidos muestran una frecuencia de ocurrencia cercana al 50 % para la región tropical incluyendo datos de nuestra región. Igualmente muestran el comportamiento estacional de la ocurrencia de nubes cirros.

Otros estudios han sido realizados con satélite para la región tropical, incluyendo nuestra área, que aportan resultados estadísticos. Ejemplo de estos es el estudio realizado para el año 1989, con datos del SAGE II [Wang et al., 1994]. En el mismo se reporta que entre el 27.5 % y el 37.8 % de las nubes subvisibles detectadas por el SAGE II ocurren en las cercanías de áreas de convección profunda.

Wang et al., [1996; 1998; 2001] reportan características de las nubes cirros determinadas con SAGE II tanto a escala global como para la región tropical. Estas características fueron: valores de extinción, espesor óptico, frecuencia de ocurrencia, espesores geométricos, entre otros. La región del Gran Caribe es incluida en estos estudios como parte de la región tropical pero no ha sido analizada de manera individual. Wang et al., [1996] reportan un máximo de nubes cirros subvisibles a los 15.5 km que disminuye por un factor de 2 o más a la altura de 18.5 km. Igualmente reportan la ocurrencia de nubes opacas que tienen un máximo entre los 12 km y 15 km. Este estudio climatológico fue realizado empleando datos del periodo entre 1985 y 1990. Por su parte Wang et al., [1998] obtuvieron las características para las nubes delgadas con las mediciones del SAGE II, en el periodo desde Octubre de 1984 hasta Mayo de 1991. Ellos reportaron que las nubes más frecuentes son las de espesores entre 2 km y 3 km y que el espesor medio es de 2.2 km; además que dos tercios de las nubes están pegadas a una capa de nubes opaca subyacente.

El rango de espesor óptico para la longitud de onda de  $1.02 \mu\text{m}$  se encuentra entre  $8 \times 10^{-4}$  y  $3 \times 10^{-1}$ , con un valor medio de  $3.5 \times 10^{-2}$  y  $8.3 \times 10^{-3}$  de desviación estándar. Wang et al., [2001] presentan un estudio de la ocurrencia de nubes opacas medidas con el SAGE II, para los trópicos en el periodo de 1985 hasta 1998, sustrayendo los datos correspondientes al periodo de la erupción del Pinatubo con alta carga de aerosoles en la atmósfera, entre junio de 1991 y finales de 1993.

Otro estudio más reciente realizado con datos de satélite, del instrumento TOVS (TIROS-N Observational Vertical Sounder), a bordo de los satélite de la NOAA [Stubenrauch et al., 2006], muestra igualmente una elevada frecuencia de ocurrencia de nubes altas en la zona subtropical, tanto sobre el mar, como sobre tierra, que incluye nuestra región. Se observa una variación estacional asociada con la penetración de la zona intertropical de convergencia, en los meses de verano.

Una de las pocas campañas efectuadas en nuestra región, CRYSTAL-FACE, realizada durante el mes de julio del 2002 [Jensen et al., 2004], ha arrojado resultados importantes sobre la microfísica de las nubes cirros proveniente de los yunques de los cumulonimbos. Varios han sido los resultados reportados con datos obtenidos de este experimento [Garrett et al., 2003; Roskovensky et al., 2004; Fridlind et al., 2004; Heymsfield et al., 2005; Garrett et al., 2005; Garrett et al., 2006].

Garrett et al., [2003] muestran tamaños de partículas efectivos de los cristales de hielo obtenidos mediante mediciones desde aviones durante el experimento CRYSTAL-FACE, que van desde  $5 \mu\text{m}$  a  $-75 \text{ }^\circ\text{C}$ , hasta  $30 \mu\text{m}$  a  $0 \text{ }^\circ\text{C}$ , los cuales son menores que los valores usados habitualmente en los modelos climáticos. Igualmente se obtuvieron valores del parámetro de asimetría, adimensional, de  $0.75 \pm 0.01$ , para temperaturas de  $-55 \text{ }^\circ\text{C}$  hasta  $0$

°C, y por encima de 0 °C valores de  $0.86 \pm 0.01$ , lo que es consistente con los valores esperados para gotas de agua de nubes de agua líquida.

Roskovensky et al., [2004] obtuvieron las características de nubes cirros en el experimento CRYSTAL-FACE durante un tiempo de 140 segundos, a partir de mediciones de un simulador del instrumento MODIS a bordo de un avión (MAS, MODIS Airborne Simulator). Los autores muestran espesores ópticos de cirros menores que 2 y valores de diámetro efectivo de tamaño de partículas menores a 30  $\mu\text{m}$ .

Heymsfield et al., [2005] a partir de mediciones realizadas durante el experimento CRYSTAL-FACE en núcleos de convección profunda sugieren, que la nucleación homogénea de cristales de hielo ocurre en corrientes convectivas ascendentes a temperaturas entre -35.5 °C y -37.5 °C, cuando la velocidad vertical excede los valores entre 5  $\text{m s}^{-1}$  y 10  $\text{m s}^{-1}$ . Se reportó por parte de los autores la presencia de pequeñas partículas de cristales de hielo y fuertes ascensos entre 10  $\text{m s}^{-1}$  y 20  $\text{m s}^{-1}$ . Ellos mostraron que el yunque es depósito de partículas de hielo pequeñas radiativamente importantes, formadas por nucleación homogénea y por partículas grandes formadas por nucleación heterogénea.

Garrett et al., [2005] reportaron el estudio de un cirro producido a partir del yunque de un cumlonimbo, durante CRYSTAL-FACE. Las mediciones mostraron que la masa de nube que fue transportada por advección desde la tormenta, fue separada verticalmente en dos capas, un cirro en el yunque con temperatura en el tope de -45 °C, y otra capa superior de un cirro delgado de la tropopausa a una temperatura en el tope de -70 °C, con extensión horizontal similar a la del cirro en el yunque. En ambas capas los cristales de hielo con dimensiones menores de 50  $\mu\text{m}$ , son predominantes. Mientras, en el cirro del yunque las

partículas de hielo mayores de 50  $\mu\text{m}$ , se juntan mediante agregación y precipitan. Los autores sugieren que el cirro en el yunque se propaga lateralmente debido a un gradiente de presión horizontal creado entre la nube y el medioambiente estratificado, originado por el calentamiento y enfriamiento radiativo en la base y el tope de la nube. Los autores reportaron cálculos de forzamiento radiativo en el tope de la troposfera, sobre las dos capas de nube, que muestran un fuerte enfriamiento que disminuye con el desarrollo del cirro en el yunque.

Garrett et al., [2006] reportan los efectos que tienen la presencia de nubes cirros delgadas cercanas a la tropopausa sobre la expansión de los yunques de los cumulonimbos. Los autores obtienen sus resultados a partir de la simulación numérica de la convección de los cumulonimbos, inicializándolos con datos obtenidos del experimento CRISTAL-FACE. Los investigadores reportan en el trabajo, reducciones de un 19 % y un 40 %, en la extensión y en la energía cinética turbulenta de los yunques respectivamente. Los autores sugieren a partir de los resultados reportados, que los cirros en la tropopausa pudieran afectar indirectamente el clima, mediante la alteración de la dinámica de los cirros proveniente de los yunques de cumulonimbos.

Todos los estudios antes mencionados, estadísticos y climatológicos, realizados con instrumentos satelitales en la región tropical que incluye a nuestra región, usualmente hacen un mayor énfasis en la discusión de los resultados sobre el área del Pacífico y no ofrecen detalles sobre nuestra área. Además, uno de los pocos estudios realizado con la conjunción de varios instrumentos, el CRYSTAL – FACE, tiene la dificultad de no poseer una serie larga de mediciones.

Otro experimento realizado durante el período del 14 de enero al 12 de febrero del 2006, fue el Experimento de validación del satélite AURA (viento suave en latín), en Costa Rica (CR-AVE, Costa Rica-AURA Validation Program) [Lawson et al., 2007]. En el mismo fueron observadas en mediciones realizadas en avión, nubes cirros subvisibles a temperaturas entre  $-75\text{ }^{\circ}\text{C}$  y  $-85\text{ }^{\circ}\text{C}$ , cerca de 1 km de la tropopausa, entre los  $0^{\circ}$  y  $10^{\circ}\text{N}$  de latitud. Se reportaron valores de  $8.82\text{ }\mu\text{m}$ , para el radio efectivo de las partículas de hielo y el espesor óptico ente 0.045 y 0.09. Las mediciones de partículas realizadas con el instrumento imágenes de partículas nubosas (CPI, Cloud Particle Imager) [Lawson et al., 2001], muestran que el 84 % de las partículas son cuasi-esféricas y con tamaños hasta  $65\text{ }\mu\text{m}$  y formas de disco y placas hexagonales. Este pequeño valor en el radio efectivo de las partículas de hielo es igualmente reportado por Garrett et al., [2003], para nubes cirros delgadas en nuestra región. Estos valores del tamaño de partículas de hielo son apropiados para su utilización en simulación numérica en temperaturas entre  $-75\text{ }^{\circ}\text{C}$  y  $-85\text{ }^{\circ}\text{C}$ , en nuestra región [D. Baumgardner, 2007 y T. J Garrett, 2007, comunicación personal].

Específicamente en Cuba se han obtenido mediciones de nubes cirros con lidar a partir del instrumento situado en la estación de Camagüey. Este instrumento fue instalado por el Laboratorio Conjunto de Investigaciones Cubano Soviético de Meteorología Tropical. Su objetivo principal era la medición de aerosoles estratosféricos, el mismo realizó mediciones desde 1992 hasta 1998. La base de datos de mediciones de nubes cirros se extiende desde 1993 hasta 1998. Estas mediciones de nubes cirros fueron obtenidas de manera irregular, cuando la presencia de nubes cirros interrumpía las mediciones de los aerosoles estratosféricos.

Empleando las observaciones obtenidas con el lidar en Camagüey, se han establecido las características geométricas de las nubes cirros [Barja y Aroche, 2000]. De igual manera a partir de esas mediciones se obtuvieron las características de la extinción y del espesor óptico de las nubes cirros [Antuña y Barja, 2006], trabajo que es parte de la presente tesis y cuyos resultados se reportan en el Capítulo 4.

#### **1.4. Efecto de las nubes cirros sobre la radiación.**

El efecto de las nubes cirros sobre la radiación y por ende sobre el clima comenzó a ser discutido muchos años atrás, desde los años '70 del pasado siglo, pero fue primeramente expresado mediante un análisis y síntesis del conocimiento acerca del tema por Liou, [1986]. Luego de este se han realizado numerosos reportes relacionados con la temática [Ramaswamy y Ramanathan, 1989; Stephens et al., 1990; Sherwood, 1999; Lynch, 1996; Lynch et al., 2002; IPCC, 2001; 2007]

Las propiedades microfísicas, contenido de hielo, distribución de tamaño y forma de las partícula y albedo de superficie están estrechamente relacionadas con el efecto de las nubes cirros sobre la radiación. Para caracterizar el tamaño de la partícula se utilizan varias magnitudes como es el radio equivalente ( $r_{eq}$ ), que no es más que el radio del círculo de igual área, al área proyectada de un cristal de hielo individual; o el radio efectivo que está relacionado con el contenido de hielo y el área de la sección transversal de la partícula [Foot, 1988; Francis et al., 1994; Fu, 1996]. El contenido de hielo en la nube se puede representar por el contenido de hielo y agua (IWC) o el camino de agua hielo (IWP, Ice Water Path).

Ramaswamy y Ramanathan, [1989] discuten varios aspectos acerca del comportamiento de la absorción solar por parte de las partículas de hielo. La absorción de la radiación solar

que realizan los cristales de hielo en las nubes cirros está confinada al infrarrojo cercano en el espectro solar, de igual manera en esta región del espectro la distribución de partículas de hielo tiene un menor albedo de simple dispersión que la distribución de gotas de agua. Un incremento en la absorción en cada evento de dispersión se traduce en un incremento en el flujo solar absorbido por la nube. Los autores muestran igualmente que la absorptividad de las partículas de hielo incrementa con el tamaño de la partícula, de manera primaria. También calculan la absorción solar para 5 ángulos cenital solar, y una distribución de tamaño de partícula reportada para nube cirroestratos con IWP de  $0 \text{ g m}^{-2}$  a  $70 \text{ g m}^{-2}$ , lo cual corresponden a un rango de espesores ópticos de 0 a 5 para una longitud de onda de  $0.5 \mu\text{m}$ , mostrando que la absorptividad aumenta con el incremento del espesor óptico. Los autores también calcularon la razón de calentamiento por la absorción solar debido a esta configuración anteriormente expresada, para una nube cirro en la capa entre 12 km y 13 km, de aquí obtuvieron que existe un calentamiento de 1.1 K/día y 2.4 K/día para valores de espesores ópticos de 1.5 y 5 respectivamente. Plantean además que debido a la ausencia de absorción de radiación solar producida por otros constituyentes en la troposfera alta, se enfatiza la importancia de la perturbación proporcionada por las nubes cirros.

Jensen et al, [1994b] concuerda con el resultado expresado con anterioridad de que pequeñas partículas tienen un albedo mayor, es decir la absorptividad aumenta con el incremento del tamaño de partícula y del espesor óptico. Los autores exponen que para un mismo espesor óptico a menores tamaños de partículas existe un mayor enfriamiento por parte de las nubes cirros. En este mismo trabajo los autores calculan el forzamiento radiativo por nubes cirros (diferencia entre los flujos netos, calculados para condiciones de nubosidad y condiciones de aire claro) para la radiación solar, obteniendo valores

negativos, lo que presupone un enfriamiento producido por las nubes cirros y este aumenta con el aumento del espesor óptico. Se calcula el promedio diurno de los flujos de radiación, tomando en cuenta la elevación del sol durante el día y la ausencia del efecto solar en la noche.

McFarquhar et al., [2000] realizan un estudio sobre el efecto radiativo de las nubes cirros medidas durante el Experimento sobre el Pacífico Ecuatorial Central (CEPEX, Central Equatorial Pacific Experiment). Los autores utilizan un modelo de transferencia radiativa simple desarrollado por Fu y Liou [1993]. Los datos obtenidos provienen principalmente de nubes cirros subvisibles, aunque existen casos de cirros delgados y gruesos. El espesor óptico medio en longitudes de ondas visibles determinado con lidar para el conjunto de datos de cirros subvisibles fue 0.004 y la altura media cercana a 14 km, con espesores geométricos medios menores de 2 km. Para un caso particular de medición el espesor óptico se encontró en el rango de 0.0002 a 0.15, con un valor medio de 0.0036. Los autores reportan para un caso estudio, valor medio de forzamiento radiativo instantáneos en el espectro solar de  $-0.24 \text{ W/m}^2$ , en el tope de la atmósfera (TOA, Top of the Atmosphere), en un rango de  $-0.1 \text{ W/m}^2$  y  $-1.5 \text{ W/m}^2$ . El valor medio del forzamiento radiativo instantáneo para el espectro solar fue de  $-0.61 \text{ W/m}^2$ .

Khvorostyanov y Sassen, [2002] calculan el ciclo diurno de los flujos radiativos y el forzamiento radiativo, mostrando que el forzamiento radiativo total (suma para espectro solar y espectro de onda larga), es negativo durante la mayoría del tiempo durante las horas del día (el efecto albedo supera el efecto invernadero, debido a la gran cantidad de cristales pequeños en la troposfera alta) y es positivo por la noche. Ellos realizan una comparación de los resultados obtenidos mediante dos métodos, considerando la nube cirro como

homogénea en la vertical y como no homogénea, en ambos casos la forma de los cristales de hielo es considerada cuasi-esférica. Los cálculos fueron realizados con un modelo de nubes [Khvorostyanov y Sassen, 2002], el cual tiene en cuenta la dinámica, los núcleos de condensación, la nucleación homogénea y heterogénea de cristales de hielo, termodinámica y microfísica de las nubes, radiación de onda larga y de onda corta. Calculan el promedio en las 24 horas del forzamiento radiativo (asumiendo que el mismo cirro existe durante todo el día o se generan con similares características), para el caso del forzamiento total es negativo en la superficie terrestre (SFC),  $-20 \text{ W/m}^2$  para nubes delgadas y  $-1.2 \text{ W/m}^2$  para subvisibles. En el caso de la radiación solar encontramos valores del forzamiento radiativo, en los cirros delgados, aproximados a  $-40 \text{ W/m}^2$ . En el tope de la atmósfera, así como en la superficie terrestre se reduce el forzamiento radiativo, para el caso de cirro subvisible, a valores cercanos a  $-1.5 \text{ W/m}^2$ . Reportan igualmente que la razón de calentamiento en la parte solar del espectro es positiva y menor de  $2 \text{ K/día}$ .

En el caso de las nubes cirros subvisibles, aunque el efecto radiativo de estas es relativamente pequeño, estas nubes cubren grandes extensiones horizontales de nuestro planeta y son consideradas radiativamente importantes [McFarquhar et al., 2000; Comstock et al., 2002].

Además del efecto que tienen sobre la radiación, encontramos reportes de otros efectos sobre factores significativos en el clima como son el vapor de agua en la troposfera alta y en la troposfera baja, así como la dinámica de la troposfera alta. Los cirros subvisibles o delgados en las cercanías de la tropopausa tropical y subtropical han sido considerados como reguladores de la cantidad de vapor de agua en la troposfera alta y estratosfera baja [Jensen et al., 1996b, 2001; 2004]. El incremento del vapor de agua en la estratosfera

puede tener un significado relevante en la tendencia de la temperatura global [Sherwood, 1999; 2002].

Las nubes cirros como parte de las nubes, y en particular por sus características diferentes en su composición y ubicación, juegan un papel importante dentro de la retroalimentación del sistema climático. La retroalimentación del sistema climático puede ser vista de una manera sencilla. El sistema climático actuaría con una ganancia, a partir de un forzamiento radiativo externo, el sol, obteniendo una respuesta determinada. Al existir los elementos forzantes dentro del sistema climático, existe una fuerza adicional que depende de la respuesta original del sistema, que es sumada al forzamiento externo. Este es precisamente el flujo de retroalimentación del sistema climático. Son varios los forzamientos sobre el sistema climático, por ejemplo el efecto invernadero. Las mayores contribuciones al efecto invernadero las producen el vapor de agua y el CO<sub>2</sub>. Todas estas retroalimentaciones individuales se suman para obtener una retroalimentación global. Si la retroalimentación es positiva es que hay mayor cantidad de energía disponible en el sistema, y si es negativa, por el contrario, sale mayor cantidad de energía del sistema. La retroalimentación promedio en largos periodos de tiempo y global producida por las nubes y el vapor de agua es la que provoca que nuestro planeta se encuentre a una temperatura más agradable, con valores superiores a los que tuviera si ellas no existieran en la atmósfera.

Aspectos en discusión, tales como la presencia de un mecanismo de membrana o iris infrarrojo adaptativo, que regula la retroalimentación total de la atmósfera [Lindzen et al., 2001; Hartmann y Michelsen, 2002; Fu et al., 2002], demuestran que aún quedan cuestiones por responder relacionadas con el comportamiento de las nubes cirros en las regiones tropicales y subtropicales.

Como se ha descrito con anterioridad las mediciones de nubes cirros y los análisis acerca de sus características en la región del Gran Caribe son escasos. En los estudios o caracterizaciones realizados con instrumentos a bordo de satélite, la región antes mencionada ha sido incluida como parte integrante de todo el trópico, pero no analizada de manera particular. Por otra parte, los estudios que han utilizado lidar se realizaron durante cortos períodos de tiempo. En contraste, las mediciones realizadas con lidar en nuestra localidad abarcan un período desde 1993-1998, en la mayoría de los meses del año. Conjuntamente se emplean en el presente estudio los datos provenientes del instrumento SAGE II a bordo de satélite correspondientes a nuestra región, para el período 1984 – 2003. Por primera vez se emplean ambas bases de datos para el estudio de las propiedades de las nubes cirros en nuestra región.

Tal como hemos explicado hay pocos estudios acerca del efecto de las nubes cirros sobre la radiación en las regiones tropicales. Y muy pocos con mediciones realizadas en el Gran Caribe. Muchos de los estudios efectuados utilizan datos de nubes cirros obtenidos en lugares diferentes o latitudes medias y asumen estos valores para las regiones que se estudian de forma general. En nuestro caso hemos usado información de nubes cirros de nuestra región y son introducidos en un modelo de transferencia radiativa, para obtener el efecto de las nubes cirros sobre la radiación solar, dígase el estudio de los flujos de radiación, el forzamiento radiativo y la razón de calentamiento. Este es un aspecto novedoso para la región del Gran Caribe, en la cual según los conocimientos del autor del presente texto existen muy escasos estudios que comprendan tanto la caracterización de las propiedades de las nubes cirros como de sus efectos radiativos.

## **2: MATERIALES Y MÉTODOS**

## **2. MATERIALES Y MÉTODOS**

Para el cumplimiento de los objetivos trazados en la presente tesis, se cuenta con dos conjuntos de datos sobre nubes cirros subvisibles provenientes de diferentes técnicas de medición, la técnica lidar y de espectrofotometría de ocultación solar. De igual manera se cuenta con un modelo de transferencia radiativa en la atmósfera de los más avanzados en el mundo, el cual fue adaptado a las características de nuestra región, para la evaluación del efecto de las nubes cirros sobre la radiación solar.

### **2.1. Fuentes de datos sobre nubes cirros subvisibles y otras variables utilizadas.**

#### **2.1.1. Mediciones (Sondeo) lidar desde superficie.**

El objetivo principal del lidar situado en la Estación Lidar de Camagüey, fue la detección de aerosoles estratosféricos, con este fin se realizaron mediciones una vez por semana en las noches, a lo largo de los años desde 1988 hasta 1997. En varios casos estas mediciones fueron interrumpidas por la presencia en el camino del haz láser de nubes cirros ópticamente invisibles para el ojo humano. La presencia de estas nubes cirros atenuaba el haz láser y no permitía realizar las mediciones de aerosoles estratosféricos. A partir del año 1993, cuando esta situación se presentaba se realizaron detecciones de nubes cirros. Estas mediciones tenían características propias que las diferenciaban de las mediciones de aerosoles estratosféricos. Se creó una base de datos, de perfiles de números de fotones retrodispersados por nubes cirros. Estos sondeos no eran un seguimiento del

comportamiento de la nube en el tiempo, sólo se tomaban pocas muestras promediando la recepción de 1000 disparos láser. Por estas causas la base de datos no es homogénea en el tiempo y presenta el sesgo de que la gran mayoría de nubes cirros medidas son nubes cirros delgadas y subvisibles, no visibles al ojo humano. Por ello es necesario señalar las limitaciones que presenta la base de datos concernientes a extensión en tiempo y al aspecto relacionado con el sesgo mencionado. Las características de estas mediciones de nubes cirros, se encuentran relacionadas en la Tabla 2.2 y están comparadas con las características de las mediciones de aerosoles.

El instrumento lidar presenta una configuración biaxial, utiliza como emisor un láser de Nd:YAG, con su frecuencia doblada obteniendo una longitud de onda  $0.532 \mu\text{m}$ , una frecuencia de repetición de pulsos de 50 Hz, y una energía de 300 mJ/pulse. La recepción de la señal retrodispersada por la atmósfera se realiza mediante un telescopio newtoniano de diámetro de 0.34 m y un campo de visión de 3 mrad.

Nuestra base de datos de perfiles de número de fotones retrodispersados cuenta con 132 mediciones individuales de nubes cirros en 36 noches, en el periodo de años desde 1993 hasta 1998. Estos perfiles cuentan con 200 niveles o capas de 75 m de espesor geométrico cada uno, en el rango de altura desde 6 km hasta 21 km.

Tabla 2.2. Algunas de las características de las mediciones de lidar de aerosoles estratosféricos y nubes cirros.

	Mediciones de aerosoles	Mediciones de Cirros
Cantidad de disparos	50000	1000
Resolución vertical	300 m	75 m
Número de niveles	200	200
Altura de corte (~)	5025 m	6000 m
Altura máxima (~)	65 km	21 km

A partir de los perfiles de número de fotones retrodispersados se obtiene el coeficiente de retrodispersión. Utilizando este último finalmente se obtienen los perfiles de coeficiente de extinción, mediante la utilización de una razón extinción – retrodispersión o razón lidar obtenida para nuestra data.

El coeficiente de retrodispersión fue obtenido utilizando el software BSPA [BSPA, 2004] en el que se encuentra implementado el método de Russell et al., [1979] para el cálculo del coeficiente de retrodispersión por aerosoles y que se explica en el Anexo I. Inicialmente se obtuvo el coeficiente de retrodispersión producido por partículas atmosféricas (vapor de agua, moléculas, aerosoles, etc.)  $\beta_P(\lambda, z)$ , de la misma manera que se obtiene para el procedimiento de aerosoles (Anexo II). El valor de la altura de normalización  $z^*$  fue escogido inmediatamente debajo de la altura de la base de la nube. En esta altura se deben obtener condiciones de atmósfera limpia de partículas de nubes y aerosoles [Ansmann, 2002]. Entonces existirá un valor mínimo de concentración de partículas, por lo que el coeficiente de retrodispersión por partículas será mucho menor que el coeficiente de retrodispersión por moléculas ( $\beta_P(\lambda, z) \ll \beta_M(\lambda, z)$ ). A esta altura la razón de retrodispersión, es decir la relación entre retrodispersión total y retrodispersión molecular, tomará el valor mínimo  $R_{\min}(\lambda)$ . El valor mínimo de la razón de retrodispersión se tomó en 1.00, ya que se considera que no hay presencia de aerosoles inmediatamente debajo de la altura de la base [Goldfarb et al., 2001].

Tomar la altura  $z^*$  por debajo de la altura de la base de la nube cirro, está determinado por el hecho de que por encima del tope, en ocasiones, el haz láser sufre una fuerte atenuación debido a la dispersión producida por los cristales de hielo y a que la nube es lo

suficientemente densa o ancha. En estos casos la radiación láser llega muy atenuada a la parte superior de la nube cirro y se obtiene muy escasa señal por encima de la misma, resultando una relación señal ruido muy pequeña. Otro caso es cuando la señal por encima de la nube es truncada y existe señal que no es de fondo, la señal puramente molecular. Para la determinación del nivel de normalización se seleccionaron valores preliminares de la altura de la base, a partir del monitoreo del cambio de pendiente en la curva del perfil de número de fotones retrodispersado con respecto a la altura [Barja y Aroche, 2001].

En la Figura 2.1, se puede observar el coeficiente de retrodispersión por partículas obtenido mediante el procedimiento explicado y la señal obtenida directamente con el lidar, el

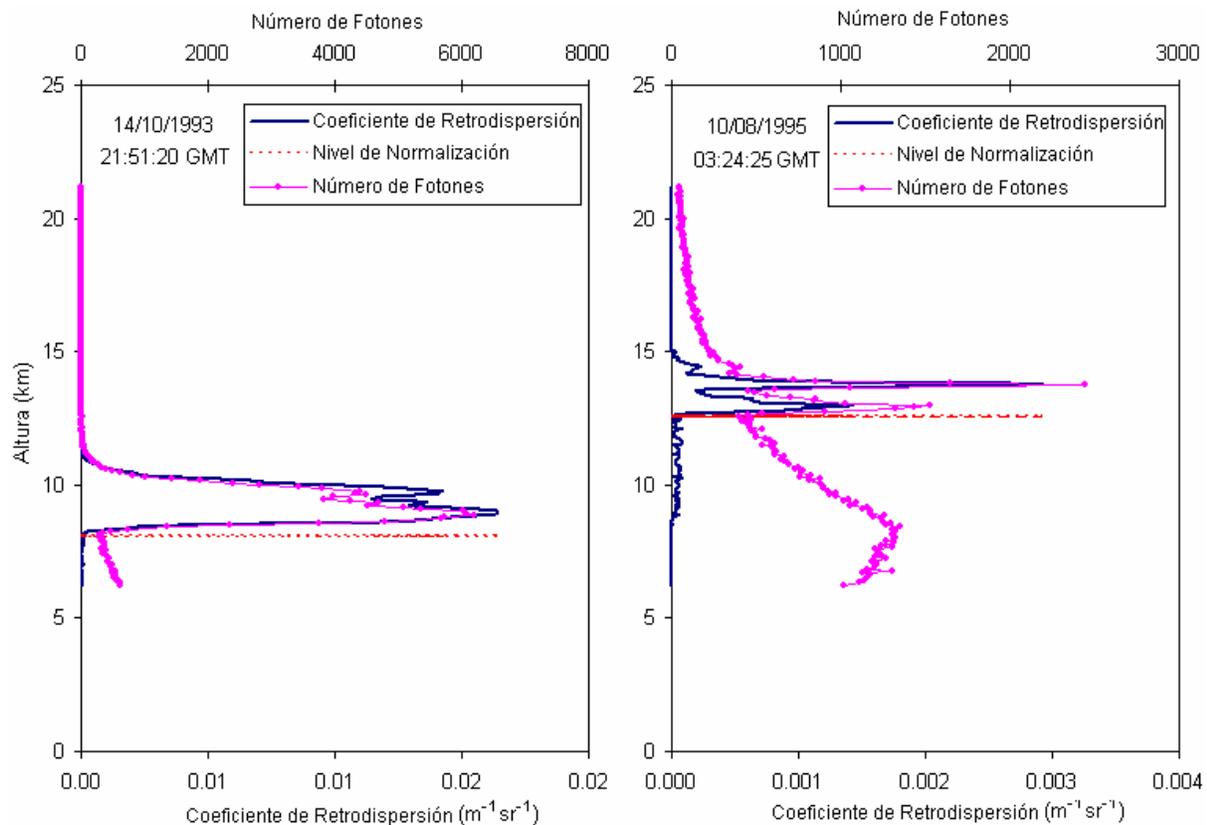


Figura 2.1. Coeficiente de Retrodispersión y número de fotones retrodispersados por partículas en nubes cirros para dos días diferentes 14/10/1993 y 10/8/1995.

número de fotones retrodispersado, en dos días en los que se tiene medición de nubes cirros. En el primero de estos días ejemplos, el 14 de octubre de 1993, se puede ver cómo el perfil del número de fotones termina bruscamente, lo cual representa una nube ópticamente densa que atenúa el haz láser casi completamente y no se obtiene señal por encima de la nube con muy baja relación señal ruido. En el segundo de los días, el 10 de agosto de 1995, tenemos un perfil que de manera contraria al anterior se obtiene señal por encima de la nube.

El perfil del coeficiente de extinción por cirros  $\alpha_p(\lambda, z)$ , se infirió a partir de la razón extinción – retrodispersión o razón lidar, que denominaremos  $S_p$ .

$$S_p = \frac{\alpha_p}{\beta_p} \quad (2-1)$$

La razón lidar, es un parámetro que depende de las características de los cristales de hielo (tamaño, forma, orientación en el espacio, etc.), teniendo una dependencia con la altura. En nuestro caso se consideró una razón lidar independiente de la altura, lo cual se aparta de la realidad e introduce errores en el procesamiento. No obstante, esta opción es la mejor pues como no tenemos información de su comportamiento con respecto a la altura dentro de la nube cirro, asumir un comportamiento a priori conllevaría errores adicionales en los cálculos.

En la obtención de la razón lidar apropiada para nuestra base de datos se utilizó el aspecto relativo a las condiciones en que fueron realizadas las mediciones de cirros, condiciones de cielo despejado. Se considera que la data colectada es representativa de nubes cirros de tipo subvisibles y ópticamente delgadas, según la clasificación de Sassen y Cho, [1992].

Se escogió un juego de ocho valores de  $S_p$  en los rangos reportados en la literatura para diferentes tipos de partículas [Ansmann, 2002], desde 1 hasta 120 sr. En el Anexo II, se muestran los rangos de valores para los diferentes tipos de partículas y los valores escogidos para este trabajo (1, 2, 5, 10, 15, 30, 80, 120, en unidades de estereorradianes (sr)). Los valores de la razón lidar con los que se trabajaron se encuentran en los intervalos correspondientes a los valores característicos para las diferentes formas de cristales de hielo. Tenemos que para pequeñas agujas, placas y columnas sólidas, el valor de la razón de lidar se encuentra entre 5 sr y 15 sr. Puede ser tan alto como 150 sr para cristales huecos. Para el caso de los cristales de hielos orientados horizontalmente que precipitan, los valores son cercanos a 1 sr. Se consideraron, las nubes cirros medidas por nuestro lidar como si estuvieran compuestas en su totalidad por cada una de las diferentes partículas reportadas en el Anexo II.

Para cada uno de los valores de la razón lidar del juego escogido, se convirtieron los perfiles de coeficiente de retrodispersión en los perfiles de coeficiente de extinción, mediante la ecuación (2-1) y fueron calculados los respectivos espesores ópticos.

El espesor óptico de las nubes cirros  $\tau_c$  se calcula a partir de la integral del coeficiente de

extinción  $\alpha_p(z)$  en la altura,  $\tau_c = \sum_N \alpha_N(z) \Delta z$  entre los valores de la altura de la base  $z_b$  y

del tope  $z_t$  de la nube cirro, N es el número de niveles del perfil de extinción entre la altura

de la base y el tope;  $\alpha_N(z)$ , es el coeficiente de extinción de la capa correspondiente al

nivel N; y  $\Delta z$ , es el espesor de dicha capa con un valor constante de 75 m. Los valores de

la altura de la base y el tope de las nubes utilizados fueron los obtenidos mediante el

análisis de pendiente de los perfiles de número de fotones [Barja y Aroche, 2001]

De acuerdo a la clasificación de Sassen y Cho, [1992] de las nubes cirros, el valor de espesor óptico de  $\tau = 0.3$  es asumido como valor umbral entre las nubes cirros gruesas y delgadas. Se calculó la frecuencia de ocurrencia de los valores del espesor óptico por debajo y por encima del valor umbral, para cada uno de los valores de la razón lidar. En la Figura 2.2, se muestra el porcentaje de casos en las dos categorías.

Aunque la base de datos se encuentra sesgada hacia mediciones de cirros ópticamente delgados, contiene también algunos casos de medición de nubes cirros ópticamente gruesas. Debido a este aspecto, se consideró el valor más apropiado de la razón lidar para el procesamiento de las nubes cirros como aquel que tuviera el valor más cercano a 90 % de los casos por debajo del valor umbral de 0.3. Este valor del 90 % fue escogido por la experiencia en el procesamiento previo para la obtención del espesor óptico a partir del número de fotones retrodispersado, a través del método de la pendiente [Barja, 2002]. Aplicando el procedimiento explicado, el valor seleccionado más apropiado de la razón lidar, para el conjunto de datos de nubes cirros medidos con nuestro lidar en este período,

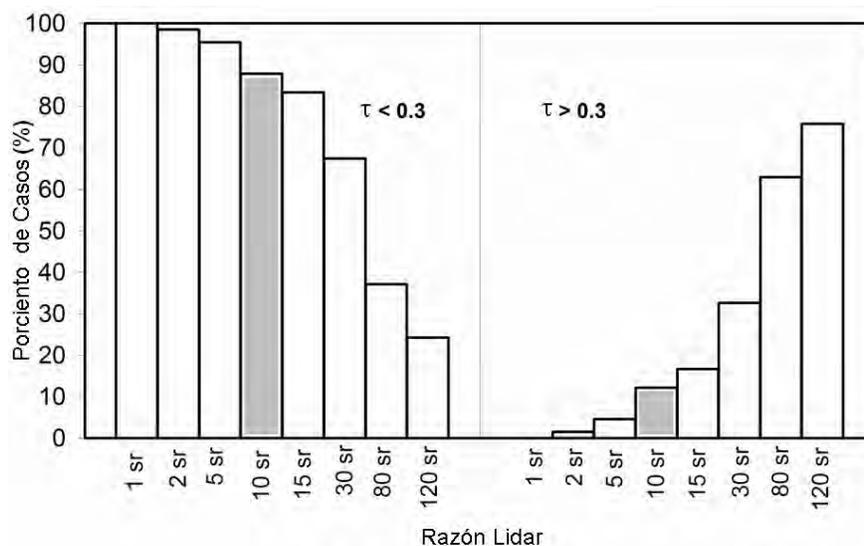


Figura 2.2. Porcentaje de casos de valores de espesores ópticos mayores y menores que el umbral 0.3 para el juego de valores de razón lidar seleccionados.

fue 10 sr. Este valor se muestra en Figura 2.2 como una barra gris, con un 88 % de las nubes cirros clasificados como delgados y subvisibles. Estos resultados son discutidos en [Barja y Antuña, 2006; Antuña y Barja, 2006].

Para la caracterización de las nubes cirros con los datos lidar en nuestra región, se derivó la altura de la base y el tope de las nubes cirros mediante el análisis del perfil de retrodispersión, usando una variante del método de umbral propuesto por Goldfarb et al., [2001]. El valor umbral es definido como la suma del valor medio de R, en la noche desde los 18 km a los 19 km, y el doble del valor de la desviación estándar de R para este rango de alturas. El espesor geométrico se calculó como la diferencia entre la altura del tope y la base para cada nube.

Se obtuvieron igualmente, a partir de datos de reanálisis diarios [NCEP, 2005], las temperaturas correspondientes a la altura de la base y el tope de las nubes cirros. Con este fin se calculó el perfil medio de temperatura más cercano en tiempo a la medición, escogiendo los dos puntos de rejilla del reanálisis, al norte y sur de la ubicación del lidar de Camagüey.

Los espesores ópticos y geométricos, la altura de la base y el tope y las correspondientes temperaturas a esas alturas fueron clasificadas en tres categorías, a partir de la clasificación de Sassen y Cho, [1992] nubes cirros opacas ( $\tau > 0.3$ ), nubes cirros delgadas ( $0.03 < \tau < 0.3$ ) y nubes cirros subvisibles ( $\tau < 0.03$ ). Para cada uno de los grupos se obtuvo la media y la desviación estándar de las diferentes variables.

### **2.1.2. Mediciones de coeficiente de extinción con SAGE II (sondeo satelital).**

El SAGE II fue lanzado al espacio el 5 de Octubre de 1984 a bordo del satélite ERBS. Su principio de medición es la técnica de ocultación solar, en la que la radiación solar atenuada

por la atmósfera en la trayectoria tangente a la superficie de la Tierra, es medida en siete canales centrados a las longitudes de onda de 0.385  $\mu\text{m}$ , 0.448  $\mu\text{m}$ , 0.453  $\mu\text{m}$ , 0.525  $\mu\text{m}$ , 0.600  $\mu\text{m}$ , 0.940  $\mu\text{m}$ , y 1.02  $\mu\text{m}$ . Durante cada órbita del satélite, cuyo periodo es de 96.8 minutos, se producen dos ocultaciones, una de las cuales tiene lugar como ‘la salida del sol’, cuando el instrumento emerge de la parte oscura a la parte soleada de la órbita; y la otra como ‘la puesta del sol’.

Debido a las particularidades de la geometría de la órbita satelital y de la rotación terrestre, las mediciones consecutivas en el tiempo se separan aproximadamente  $24^\circ$  en longitud, cubriendo la región desde aproximadamente los  $80^\circ\text{N}$  a los  $80^\circ\text{S}$ . Una barrida completa del planeta de norte a sur (o de sur a norte) se completa entre 4 y 6 semanas [McCormick et al., 1979; Maulding et al., 1985]. El muestreo del planeta no es homogéneo, existe una mayor densidad de muestra en las latitudes altas que para las latitudes bajas.

El campo de visión del instrumento está dado por una cobertura de 0.5 km en la vertical por 2.5 km en la horizontal normal a la tangente en el punto de medición, y una longitud de medición de cerca de 200 km a lo largo de la trayectoria tangente al punto. Los algoritmos de adquisición de los datos y de inversión han sido descritos detalladamente en varias publicaciones [Chu y McCormick, 1979; Chu et al., 1989].

El límite superior de medición del SAGE II para el coeficiente de extinción a 1.02  $\mu\text{m}$ , es de alrededor de  $2 \times 10^{-2} \text{ km}^{-1}$  [Wang et al., 1996]. De acuerdo a la clasificación de Sassen y Cho [1992] las nubes que pueden ser medidas por el SAGE II corresponden a casi todo el rango de las nubes cirros subvisibles.

Esta misión satelital fue diseñada para operar sólo durante 2 años, pero estuvo en operación desde su lanzamiento hasta noviembre de 2005, suministrando una valiosa serie de

mediciones de 21 años. La consistencia y su extensivo uso hacen de la serie de datos del SAGE II, una referencia necesaria para estudios de parámetros atmosféricos asociados con el clima y el estado del tiempo a escala global y regional. En el presente estudio hemos empleado la Versión 6.2, la más actualizada hasta el momento [Thomason et al., 2004]. La extensión temporal de la serie de datos es desde octubre de 1984 hasta octubre de 2005.

A partir del objetivo de nuestro trabajo, la caracterización de las nubes cirros, en este caso medidas por SAGE II en nuestra región, se tuvo en cuenta la cantidad de eventos de mediciones del SAGE II para la selección de la extensión espacial de la muestra de datos. Para la selección de los límites del Gran Caribe (Lat: 0°N a 30°N; Lon: 50°W a 105°W) se tomó en consideración que el artículo 25 de La Convención de Cartagena, define el “Gran Caribe” como “...*la región compuesta por los estados en el entorno marino del Golfo de México, el Mar Caribe y las áreas del Océano Atlántico adyacentes a estos, al sur de los 30°N en latitud y dentro de las 200 millas náuticas de la costa Atlántica de los Estados Unidos...*” [UNEP, 1999], como puede apreciarse en el mapa del Anexo III.

Se trabajó con todos los datos de la extinción a las longitudes de onda de 0.525  $\mu\text{m}$  y 1.02  $\mu\text{m}$  del SAGE II exceptuando las mediciones que fueron obtenidas con una carga importante de aerosoles de origen volcánico en la atmósfera, producidos por la erupción del Pinatubo en 1991. El período excluido comprende desde junio de 1991 a diciembre de 1993. La exclusión de este intervalo de duración de la nube de aerosoles del Pinatubo ha sido utilizado por estudios anteriores de nubes [Wang et al., 2001]. Para los límites temporales y espaciales escogidos con anterioridad se obtuvo un total de 2576 perfiles de medición, que pueden contener nubes cirros o no. Esta cantidad de perfiles brinda un buen muestreo del área de estudio.

La distribución vertical de la información disponible en las dos longitudes de onda, para las diferentes estaciones del año disminuye con el decrecimiento de la altura, a partir de entre los 14 km y 10 km (Anexo IV). En el caso de la longitud de onda  $0.525 \mu\text{m}$  se observa que no existe información disponible por debajo de los 2 km. Este fenómeno ocurre a causa del incremento de la nubosidad y de la atenuación molecular en la longitud de onda de  $0.525 \mu\text{m}$  a medida que decrece la altura, lo que provoca el corte de los perfiles con la aparición de las llamadas nubes opacas en las observaciones del SAGE II.

Se necesita discernir en los perfiles de coeficiente de extinción, cuales son las alturas que contienen partículas nubosas, cristales de hielo. Existe un procedimiento para detectar la presencia de extinción por nubes en las mediciones [Kent y McCormick, 1991; Kent et al., 1993]. El mismo se basa en las particularidades del comportamiento espectral diferente de la dispersión por partículas pequeñas (sub-micrométricas) fundamentalmente de aerosoles; y relativamente semejante en partículas de mayor tamaño (super-micrométricas) fundamentalmente de nubes. Este método consiste en determinar la razón entre el coeficiente de extinción a  $0.525 \mu\text{m}$  y a  $1.02 \mu\text{m}$  (que denominaremos RE de aquí en lo adelante). Los valores de RE mayores que 2 indican la presencia de aerosoles solamente. En la estratosfera regularmente los valores de RE se encuentran entre 2 y 5, ya que la extinción a  $1.02 \mu\text{m}$  es menor que a  $0.525 \mu\text{m}$  debido al pequeño tamaño promedio de las partículas. Valores de RE tendiendo a 1, son indicativos de la presencia de partículas de gran tamaño, super-micrométricas, debido a que la extinción comienza a ser casi independiente de la longitud de onda, de la forma de la partícula y de la distribución de tamaño. Wang et al., [1994] utiliza el valor umbral de 2.1 de RE para la separación entre aerosoles y mezcla de nubes/aerosoles.

Kärcher y Solomon, [1999], han sugerido que el decrecimiento del valor de RE por debajo de 2 indica un cambio de fase desde los aerosoles (sub-micrométricas) al hielo (súper micrométricas). Por esto, los valores por debajo de 2 son indicadores de la presencia de una mezcla de partículas de aerosoles y partículas nubosas. Los autores referidos puntualizan dos aspectos importantes en el reporte de sus resultados. Primero, una pequeña cantidad de nubes cirros subvisibles (10 % - 20 % en el volumen medido por el SAGE II) puede cambiar totalmente las características ópticas y microfísicas de una mezcla de aerosoles/nubes. Segundo, una fracción de nubes de sólo un 3 % es suficiente para elevar el valor del coeficiente de extinción a  $1 \mu\text{m}$  por encima del valor umbral que distingue los aerosoles de la mezcla de nubes/aerosoles, implicando que junto con el valor medio de RE de 1.9, las partículas en este volumen de medición serían clasificadas como mezcla de nubes/aerosoles, usando el método de la RE entre las dos longitudes de onda.

El valor umbral de la RE para la separación de aerosoles y mezcla de nubes/aerosoles es tomado en el valor mencionado con anterioridad de 1.9. Al tomar este valor puede ser que tengamos un mayor porcentaje de aerosoles, pero las características de la mezcla estarían dominadas por las propiedades de las nubes presentes. Igualmente adoptamos, conjuntamente con el valor anterior, el criterio de que los valores umbrales del coeficiente de extinción a  $1.02 \mu\text{m}$  fueran alrededor de  $5 \times 10^{-4} \text{ km}^{-1}$ . De esta manera se garantiza que se pueda distinguir con seguridad entre aerosoles y mezcla nubes/aerosoles [Kärcher y Solomon, 1999].

La frecuencia de ocurrencia de las nubes subvisibles medidas con SAGE II a una altura  $z$ , puede ser definida según Wang et al., [1996] como:

$$f^s(z) = \frac{N_n^s(z)}{N(z)} \quad (2-2)$$

donde  $N_n^s(z)$ , es el número de nubes subvisibles, y  $N(z)$ , número total de muestreos que ocurren en la capa centrada en la altura  $z$ .

Al separar las nubes por el método anteriormente explicado de la razón de dos longitudes de onda, se pueden analizar sólo los datos de las nubes que se encuentran por encima de la capa centrada en los 6.5 km, pues por debajo de esa altura existe una alta atenuación molecular en la longitud de onda de 0.525  $\mu\text{m}$ . Las nubes medidas con el SAGE II fueron clasificadas en tres categorías según Wang et al., [1998]: (A) nubes ópticamente delgadas aisladas; (B) nubes ópticamente delgadas pegadas a una nube opaca más baja; y (C) Nubes ópticamente delgadas conectadas a la capa de 6.5 km. Se trabajó con los datos de extinción hasta la altura de 20 km, que se encuentra por encima de la altura de la tropopausa en nuestra región. Se calculó el espesor óptico de estas nubes. Y las nombraremos ópticamente delgadas, incluyendo en esta denominación las subvisibles y delgadas según la clasificación de Sassen y Cho [1992]. Para la caracterización vertical de las nubes se trabajó con el espesor geométrico y óptico de las mismas.

Fue utilizada la prueba de significación estadística T - Student para verificar las diferencias estadísticamente significativas en las medias de las muestras para diferentes periodos. La hipótesis nula utilizada fue que las medias de las dos poblaciones son iguales, para ser rechazada a un nivel de significación del 95 % o 99 %.

## **2.2. Modelo de transferencia radiativa.**

Como se explicó en el Capítulo anterior, para el estudio de los efectos radiativos de las nubes cirros, se usan cálculos de transferencia radiativa de simple columna, cuando se

necesita reducir los recursos computacionales. En nuestro caso investigaremos el efecto de las nubes cirros sobre la radiación solar en nuestra región, utilizando un código de transferencia radiativa desarrollado en el GFDL, perteneciente a la NOAA, el mismo utilizado en el Modelo de Circulación General de la Atmósfera del citado Laboratorio.

El código desarrollado en FORTRAN 77 soluciona la ecuación de transferencia radiativa atmosférica, teniendo en cuenta sólo el término referente a la extinción atmosférica presente en la región del espectro solar u onda corta. Está basado en una solución de doble adición para la obtención de los flujos radiativos [Freidenreich y Ramaswamy, 1999]. El modelo es discutido en detalles en la referencia anterior y un ulterior refinamiento al mismo, es realizado por Freidenreich y Ramaswamy, [2005]. Es considerado uno de los más avanzados y de referencia, entre los códigos de este tipo [Halthore et al., 2005]. Este modelo presenta una alta resolución vertical, la atmósfera está dividida en 122 capas y los niveles de presión abarcan desde  $10^{-3}$  hPa hasta 1013.25 hPa como es descrito por Schwarzkopf y Fels [1991]. Son considerados los efectos de absorción gaseosa debido al vapor de agua, el  $\text{CO}_2$ ,  $\text{O}_2$  y el  $\text{O}_3$ ; y los efectos de dispersión y absorción producto de las moléculas de aire, gotas de agua y partículas de hielo [Freidenreich y Ramaswamy, 1999]. Para determinar la absorción solar se utiliza el método Línea por Línea (LBL, siglas en inglés Line by Line) [Ramaswamy y Freidenreich, 1991], en la porción del espectro solar, para la cual el dato del parámetro de línea está disponible (entre  $0 \text{ cm}^{-1}$  y  $22700 \text{ cm}^{-1}$  y entre  $44100 \text{ cm}^{-1}$  y  $57600 \text{ cm}^{-1}$ ), mientras que para el resto del espectro es usada una resolución espectral de  $1 \text{ cm}^{-1}$ . Los datos del parámetro de absorción de línea fueron tomados del Laboratorio de Geofísica de la Fuerza Aérea de Estados Unidos [Rothman et al., 1992] para la región de  $0 \text{ cm}^{-1}$  a  $22700 \text{ cm}^{-1}$ , correspondiendo a los límites espectrales de las bandas de

absorción del vapor de agua. Para la otra región, de  $44100\text{ cm}^{-1}$  a  $57600\text{ cm}^{-1}$ , correspondiente a la banda Schumann-Runge del  $\text{O}_2$ , fue utilizada una compilación más actualizada de este dato [Freidenreich y Ramaswamy, 1999].

El flujo solar espectral extraterrestre utilizado es el publicado por Labs y Neckel [1970], para la región entre  $0\text{ cm}^{-1}$  y  $50000\text{ cm}^{-1}$ ; sin embargo para números de ondas mayores la especificación es pobre y son usados los valores de la OMM [1986] para la región entre  $50000\text{ cm}^{-1}$  y  $57000\text{ cm}^{-1}$ , y los valores de Nicolet [1989] para la región desde  $57000\text{ cm}^{-1}$  hasta  $57600\text{ cm}^{-1}$  [Freidenreich y Ramaswamy, 1999]. El valor del flujo solar total incidente en el tope de la atmósfera considerado en el código es de  $1358\text{ W m}^{-2}$ . Los cálculos de referencia para probar, calibrar y desarrollar esta parametrización, asumen un perfil atmosférico del verano de latitudes medias (MLS, MidLatitude Summer) [McClatchey, 1972] y una cantidad de  $\text{CO}_2$  de 346 ppmv. Para la mayoría de estos cálculos se asume una superficie no reflectora y varios ángulos del cenit solar [Freidenreich y Ramaswamy, 1999].

Para la implementación del método de doble adición, los autores Freidenreich y Ramaswamy, [1999] han utilizado el caso de que exista dispersión y absorción por Rayleigh y gotas (aerosoles, nubes con gotas de pequeño y gran tamaño y de hielo), cualquier combinación de estas o la no presencia de ninguno. Para el caso de Rayleigh, la Función de Fase fue expandida en tres términos de polinomios de Legendre para representar la dispersión. Esta contiene una ligera corrección por anisotropía molecular, con un Factor de despolarización fijado a 0.0139 [McCartney, 1976]. La Función de Fase resultante de la dispersión por gotas más Rayleigh es una suma de ésta para cada uno de los componentes, ponderado con el espesor óptico de dispersión para cada componente. Esta

función de fase resultante es usada para definir las matrices de reflexión y transmisión requeridas para el algoritmo de doble adición.

Las propiedades radiativas de las nubes cirros se tuvieron en cuenta usando la parametrización realizada por Fu [1996]. Esta parametrización relaciona las propiedades de simple dispersión {co-albedo de simple dispersión ( $1-\omega$ ), coeficiente de extinción o espesor óptico ( $\beta$  ó  $\tau$ ), parámetro de asimetría ( $g$ ) y la fracción de energía dispersada hacia delante ( $f$ ) de la dirección de incidencia de la radiación} de los cirros con el contenido de agua - hielo (IWC, siglas en inglés) y el tamaño efectivo de partícula generalizado ( $D_{ge}$ ). El autor se basó en las leyes de la óptica geométrica para desarrollar la expresión de  $D_{ge}$ , utilizando forma de partículas de cilindros hexagonales orientadas aleatoriamente en el espacio. Para el análisis se utilizó un total de 28 datos de distribuciones de tamaños de partículas obtenidas in situ en diferentes mediciones realizadas en aviones, en varias regiones en latitudes medias y tropicales. El espesor óptico por nubes se encuentra especificado a la longitud de onda de referencia de  $0.55 \mu\text{m}$ . Para tratar el problema de la dispersión múltiple en el cálculo de las propiedades de reflexión y transmisión, se utiliza el método de la Delta de Eddington [Joseph et al., 1976; Briegleb, 1992].

### **2.2.1. Adaptación del modelo de transferencia radiativa a nuestras condiciones.**

Para lograr la implementación del uso de este código de transferencia radiativa en nuestra región se consideró apropiado cambiar algunos parámetros del mismo en vista de obtener resultados más ajustados a la realidad. Se cuenta con la información necesaria para efectuar los cambios a los perfiles de presión y temperatura, así como el de vapor de agua. Para la ejecución de esta tarea se utilizaron datos provenientes de la estación en superficie de Camagüey, así como de los valores medios de las variables medidas y obtenidas, a partir

de los sondeos aerológicos realizados en la mencionada estación durante el período de 1981 a 1988 [Antuña et al., 1991].

Se conservó el esquema de distribución de presiones utilizado originalmente por los autores, las 122 capas atmosféricas, así como los 123 niveles de presión para la determinación del flujo de radiación que limitan las diferentes capas y los 122 valores medios de presión de la capa. A este esquema sólo se le cambió el valor de presión del nivel de superficie, que se obtuvo a partir de los datos de presión en superficie reportados por la Estación Meteorológica de Camagüey para un periodo de 14 años comprendido entre 1988 y 2001. El valor obtenido es 1008.9 hPa. Para el caso del valor medio de la presión para la capa limítrofe con la superficie, se obtiene el valor de 1004.45 hPa. Igualmente se obtuvo la densidad molecular en superficie, a partir de estos valores medios y de la ecuación de estado de los gases.

Luego de contar con el perfil de niveles de presión para el flujo y para capas, se procedió a la obtención del perfil de temperatura más adecuado para nuestra región. Se obtuvo un perfil de temperatura medio a partir de los valores del sondeo medio para Camagüey desde el año 1981 hasta 1988 [Antuña et al., 1991], para los niveles de presión desde 1000 hasta 20 hPa, y los valores del perfil de temperatura de referencia de McClatchey, [1972] para la región tropical (TRO), desde los 21 hPa hasta los  $3 \times 10^{-4}$  hPa. A partir de estos datos y del perfil de niveles de presión media en las capas, se obtuvo mediante interpolación por el método de Fels, [1986], el perfil de temperatura representativo para nuestra región (CMW). En el Anexo V, se muestra un gráfico comparativo del perfil de temperatura obtenido CMW para nuestra región y los de referencia MLS y TRO. Se puede ver cómo nuestro perfil es semejante al perfil de referencia de la región tropical, y se diferencia más del de la

región de latitudes medias, como era de esperar, debido a nuestra ubicación geográfica. Existen diferencias máximas de 2 %, comparado con el perfil TRO. Esas diferencias ocurren en la zona de la troposfera alta y estratosfera baja. Aunque estas diferencias son pequeñas, es notable destacar que ocurre en el rango de alturas donde se encuentran ubicados precisamente los cirros en nuestra región. Por esta razón se decidió ver qué efecto tenía el uso de un perfil u otro en el cálculo de los parámetros de transferencia radiativa.

Las diferencias en la razón de calentamiento calculada para estos dos perfiles, es pequeña, no supera el 0.08 %, para la región cercana a la tropopausa (Anexo VI). El efecto del cambio de perfiles de temperatura ocurre en la troposfera alta y la estratosfera baja, lo que indica que sus efectos en la razón de calentamiento son en la misma región donde existen diferencias de temperaturas, es decir son efectos locales. Se percibe que la influencia del cambio realizado sobre la razón de calentamiento es pequeña, ya que el valor de las diferencias es menor que el de exactitud brindado en el análisis realizado del modelo para la razón de calentamiento que está en el orden del 10 %, comparado con resultados computacionales de referencia [Freidenreich y Ramaswamy, 1999].

En los perfiles de flujo ascendente (FASC) y descendente (FDES), hay diferencias mayores para el primer caso y menores para el segundo (Anexo VI). Estas diferencias porcentuales llegan a ser para los dos casos máximas en el nivel de superficie. Para el FASC, el valor de las diferencias ascienden a 31 % en el nivel contiguo a la superficie, y para el FDES de 0.03 %. Para el cálculo de los flujos se obtiene por parte de Freidenreich y Ramaswamy, [1999], una exactitud del 2 %. Las diferencias obtenidas para el FASC están por encima de este valor.

El perfil de razón de mezcla de vapor de agua para CMW se calculó a partir de los valores de humedad relativa provenientes de los sondeos aerológicos desde el año 1981 hasta 1988, desde superficie hasta los 100 hPa. Se obtuvieron los valores de razón de mezcla del vapor de agua interpolados, para los niveles de presión que se utilizan en el modelo mediante un método analítico. Y para valores menores de presión de 100 hPa se tomó un valor constante de 4.0 ppm, igual que el considerado por Schwarzkopf y Fels [1991], para regiones de latitudes medias, aunque los valores de las atmósferas de referencia de McClatchey [1972], para TRO y MLS no tienen diferencias para esos niveles de presión.

Los valores del perfil de razón de mezcla de vapor de agua para nuestra región se apartan considerablemente de los valores de la atmósfera de referencia TRO y MLS (Anexo VII). Las diferencias son tan altas como 539 % y 612 % con respecto a los perfiles TRO y MLS respectivamente. Esta desviación del perfil representativo para Camagüey de los perfiles de referencia, está dada por la alta variabilidad que presenta espacial y temporalmente la concentración de vapor de agua en la atmósfera. De aquí se desprende la conveniencia de usar en los cálculos del flujo radiativo en el modelo, el perfil de referencia para nuestra localidad. Esto contribuirá a la obtención de resultados más cercanos a la realidad, al utilizar valores provenientes de mediciones en las simulaciones numéricas.

El perfil medio de la razón de mezcla del vapor de agua CMW se comparó con un perfil medio total, obtenido a partir de los perfiles de humedad específica provenientes del reanálisis [NCEP, 2005], para los casos de los días con mediciones de nubes cirros, a la hora 00 Z, para los valores de presión superiores a 300 hPa. Se obtuvo el valor medio de la humedad específica correspondiente a esa hora a partir de los puntos de reanálisis al norte y al sur de nuestra localidad, y luego se obtuvo el perfil de razón de mezcla de vapor de agua

medio correspondiente a ese día y hora. Con todos estos perfiles para cada día de medición de nubes cirros se calculó un perfil medio total.

La diferencia entre los dos perfiles de razón de mezcla de vapor de agua no supera el 40 % (Anexo VIII), lo cual es una diferencia apreciable, pero no tan elevada como las examinadas para el caso de comparación con los perfiles de referencia TRO Y MLS (Anexo VII). El perfil de razón de mezcla de vapor de agua obtenido a partir del sondeo medio es representativo para nuestra región.

De los resultados mostrados se puede percibir que la utilización de perfiles de temperatura y vapor de agua propios para nuestra región, a partir de datos medidos, es más apropiado, para obtener resultados realistas del comportamiento de la radiación en nuestra atmósfera.

Para la corrida del código de transferencia radiativa en presencia de nubes cirros se deben introducir en el modelo los valores de espesor óptico, del tamaño de partícula generalizado y las alturas donde se encuentra la nube cirro.

Para la corrida del modelo es necesario introducir también el valor del albedo de superficie, esta es una magnitud que fluctúa con las características de la superficie, en dependencia si la misma, esta con hierba verde o seca, pasto, árboles, tierra, etc. En nuestro caso utilizamos el valor medio del albedo de superficie calculado a partir de mediciones actinométricas realizadas en el Centro Meteorológico de Camagüey, de 0.222 con una desviación estándar de 0.007.

Se probó la capacidad del modelo para proveer valores de irradiancia solar en superficie. Para cumplimentar esta acción, se calculó con el modelo la irradiancia solar para varios días, de los cuales se contaba con mediciones de radiación solar utilizando la técnica de actinometría. Estos días se escogieron como días con cielo despejado, en los cuales se

toma el criterio de existencia de sólo un décimo de cielo cubierto por nubes y las observaciones son realizadas con el sol sin estar obstruido para todas las horas del día. Estas mediciones de irradiancia solar se compararon con la irradiancia modelada. Para los cálculos con el modelo se tendrá en cuenta la existencia de la extinción molecular, por gases, y de aerosoles atmosféricos, considerando la variación diurna del espesor óptico por aerosoles. Los espesores ópticos por aerosoles utilizados son calculados a partir de los datos de radiación solar medidos. Los algoritmos y métodos para la selección de estos días y la obtención de los valores de espesor óptico por aerosoles se encuentran detallados en [Fontes et al., 2008].

Fueron seleccionados un total de 12 días que contenían todas las horas con cielo despejado, en la Figura 2.3 se muestran los valores de irradiancia medidos a partir de actinometría y calculados con el modelo considerando la presencia de aerosoles y sin la presencia de estos para el día 18 de enero de 1995; igualmente son mostradas las diferencias porcentuales entre los valores modelados y medidos. Podemos observar como los cálculos realizados con el modelo considerando presencia de aerosoles y sin considerar los mismos para las diferentes horas tienen valores consecuentes con la teoría. Cuando hay presencia de aerosoles debe disminuir la radiación directa que llega a superficie, y de esta manera se comportan los resultados. Podemos observar igualmente que las diferencias en comparación con los valores medidos son mayores para el caso en que no se considera la presencia de aerosoles.

Las diferencias entre los valores modelados considerando aerosoles y los medidos para este día mostrado en la Figura 2.3 tienen un máximo de 36 % para el último horario del día y presenta valores menores en las horas cercanas al mediodía local. Este comportamiento se

observa en todos los días estudiados, existen mayores diferencias en los horarios donde el

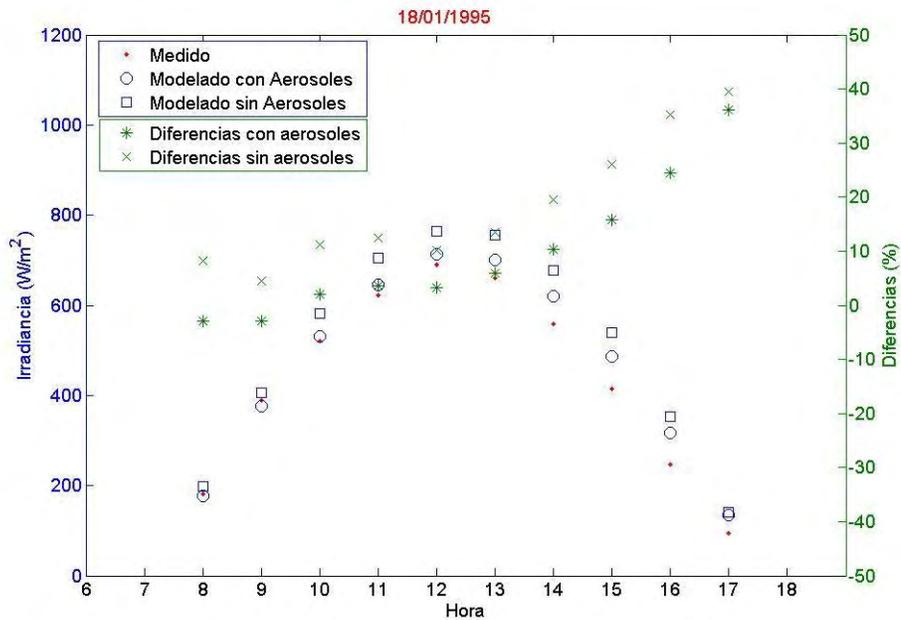


Figura 2.3. Irradiancia medida y calculada con y sin presencia de aerosoles para el día 18 de enero de 1995 v las diferencias entre estos valores.

ángulo cenital del sol es mayor, en la mañana y en la tarde [Gueymard, 1998]. Estas diferencias mencionadas están dadas en gran medida a que al obtener el espesor óptico por aerosoles, aumenta el error de ese método para estos horarios. Se obtuvo un valor medio de las diferencias porcentuales de 18 %. Con un máximo en error porcentual de un 122 % en el último horario del día para uno de los días calculados, y un valor mínimo de 0.0026 % a la hora de las 10 de la mañana hora local.

De estos resultados podemos concluir que los valores obtenidos con el modelo concuerdan con los medidos con una buena aproximación. Los valores de las diferencias porcentuales presenta un valor medio de 18 %, este valor se encuentra cercano a la exactitud del modelo de transferencia radiativa utilizado para el flujo descendente en superficie que es de 10 %.

El uso de valores promediados en los perfiles de vapor de agua, ozono, y otros gases es la

contribución adicional a este error. Los mejores resultados se obtienen en las horas del mediodía hora local, y los más inexactos en las primeras y últimas horas del día, como se explicaba con anterioridad. Si quitamos esos horarios del análisis, las diferencias porcentuales disminuyen hasta un 12 %, un valor más cercano al límite de exactitud del modelo.

Con el objetivo de obtener una primera aproximación del efecto de las nubes cirros sobre la radiación solar se obtuvo el valor instantáneo de los flujos y razones de calentamiento para la hora del mediodía, donde se encuentra el sol cercano a su máxima elevación en nuestra localidad. Se calculó el valor medio anual del coseno del ángulo cenital para esta elevación, obteniéndose el valor 0.89264.

Para realizar un análisis más detallado del efecto de las nubes cirros sobre la radiación se estudió el ciclo diurno de los flujos de radiación y de la razón de calentamiento, asumiendo que el cirro medido estaba presente durante todo ese día y se obtuvieron los valores medios para el día y de toda la muestra. Para esta última tarea se realizó el cálculo del coseno del ángulo cenital para cada hora en punto del día del año en cuestión en que se realizaron las mediciones de cirro, para las horas nocturnas se consideraron los valores del flujo y de razón de calentamiento como cero y fueron incluidas en la promediación de 24 horas. De esta manera se tienen en cuenta en los cálculos el ciclo diurno y anual de la radiación solar.

Se utilizó para la evaluación del efecto de las nubes, el forzamiento radiativo (cloud radiative forcing, en inglés), que compara los flujos obtenidos en presencia de nubes y presencia de condiciones de cielo claro, para obtener estos valores se usó la expresión:

$$CF = F_{net}^{nube} - F_{net}^{claro} \quad (2.3)$$

donde  $F_{net}$  es el flujo neto, definido como la diferencia entre el FDES y el FASC, el superíndice “nube” significa la presencia de nubes cirros en los cálculos y “claro”, significa condiciones de cielo claro, no presencia de nubes en los cálculos.

El modelo se corrió considerando la presencia de todos los gases absorbentes, del efecto molecular o Rayleigh y no se consideró la presencia de aerosoles. Se utilizó el método de promediación fina para la obtención del co-albedo de partículas nubosas, debido a las características delgadas de las nubes cirros medidas.

A partir de lo expuesto en el presente capítulo se puede resumir que se obtienen los algoritmos necesarios para el procesamiento y análisis de las bases de datos y la obtención de los objetivos. Se implementa un procedimiento para el cálculo de los perfiles de coeficiente de retrodispersión y de extinción por nubes cirros con lidar. Aspecto que permite contar por primera ocasión con los perfiles de coeficiente de extinción por cirros medidos con lidar en nuestra región. Por último se cuenta a partir de este momento con un código de transferencia radiativa adaptado a nuestras condiciones para la evaluación de los efectos de los componentes atmosféricos sobre la radiación solar. Este aspecto novedoso presentado en la tesis permite contar en el país con un modelo de transferencia radiativa atmosférica en el espectro de onda corta o solar

**3: CARACTERIZACIÓN DE LA FRECUENCIA DE OCURRENCIA Y LAS PROPIEDADES ÓPTICAS Y GEOMÉTRICAS DE LAS NUBES CIRROS.**

### 3. CARACTERIZACIÓN DE LA FRECUENCIA DE OCURRENCIA Y LAS PROPIEDADES ÓPTICAS Y GEOMÉTRICAS DE LAS NUBES CIRROS SUBVISIBLES.

#### 3.1. Características obtenidas con lidar.

Las características medias de las nubes cirros medidas con lidar en Camagüey son reportadas por Antuña y Barja, [2006] y son expuestas en la Tabla 3.1. Igualmente en esta tabla son mostradas las características medias para los diferentes tipos en que se clasifican las nubes cirros siguiendo a Sassen y Cho, [1992]. Las nubes cirros delgadas, con una

Tabla 3.1. Valores medios de las propiedades geométricas, temperaturas de la base y el tope y espesor óptico ( $\tau$ ) para cada uno de los tipos de nubes cirros, determinados con lidar. La desviación estándar de los valores es mostrada entre paréntesis, así como la frecuencia de ocurrencia de cada tipo en la muestra.

	Todos	Opacos $\tau > 0.3$	Delgados $0.03 < \tau < 0.3$	Subvisibles $\tau < 0.03$
Cantidad / Frecuencia de Ocurrencia (%)	132/100 %	11/8 %	88/67 %	33/25 %
Espesor Óptico	0.145 (0.313)	0.498 (0.268)	0.074 (0.047)	0.016 (0.010)
Altura de la Base (km)	10.95 (1.80)	10.05 (2.31)	11.63 (1.49)	11.63 (1.28)
Altura del Tope (km)	13.61 (1.57)	12.91 (1.78)	14.05 (1.37)	13.77 (1.68)
Espesor Geométrico (km)	2.66 (1.87)	2.86 (0.89)	2.44 (0.87)	1.75 (0.77)
Temperatura Base (°C)	-41.71 (13.46)	-34.99 (17.39)	-44.26 (11.10)	-46.86 (9.64)
Temperatura. Tope (°C)	-60.73 (10.63)	-56.06 (12.78)	-63.23 (7.88)	-61.51(11.08)

frecuencia de ocurrencia de 67 %, predominan sobre las nubes tipos subvisible, con 25 %. La baja ocurrencia de nubes cirros opacas en la muestra es consecuencia del condicionamiento en la realización de las mediciones con cielo claro anteriormente mencionado, y no debe ser considerado representativo de las condiciones medias de las nubes cirros opacas en la región.

Los resultados medios de las alturas de la base y el tope son semejantes para las nubes cirros subvisibles y delgadas. El valor medio de la altura de la base de las nubes cirros subvisibles en la muestra de nuestra estación es  $11.63 \pm 1.28$  km, mientras que para la altura del tope es  $13.77 \pm 1.68$  km. Toda la muestra de nubes cirros en general presenta valores medios de altura de la base y del tope de  $10.95 \pm 1.80$  km y  $13.61 \pm 1.57$  km, respectivamente. Al analizar la distribución de ocurrencia de las alturas de la base y tope de todas las nubes cirros, existe un comportamiento bi-modal en la distribución de la altura del tope, a las alturas cercanas a los 12 km y 15 km. El gráfico de ocurrencia de la altura de la base, por su parte, muestra que se encuentran varias alturas con semejantes niveles de ocurrencia, en el Anexo X se puede observar los histogramas de ambas variables.

En el caso del espesor geométrico, los valores medios reportados en la Tabla 3.1 para nuestros datos son 1.75 km, 2.44 km y 2.66 km para nubes cirros subvisibles, delgadas y totales respectivamente. Para el espesor óptico se obtuvieron valores medios de 0.016 y 0.074 en los casos de cirros subvisibles y delgados, respectivamente. El valor medio del espesor óptico para toda la muestra es de 0.145, representativo de la región de cirros delgados. Realizando un análisis de los histogramas de las dos variables, Anexo XIX, se puede observar que estas tienen un comportamiento exponencial decreciente hacia valores altos, siendo más frecuentes los valores pequeños. Este comportamiento está dado por el

sesgo en nuestra base de datos, en el condicionamiento de la realización de las mediciones de las nubes cirros con lidar en nuestra localidad.

Los valores medios de las temperaturas de la base y el tope fueron obtenidos a partir de datos del reanálisis, como se explicó en el capítulo anterior, estos son  $-41.71\text{ }^{\circ}\text{C}$  y  $-60.73\text{ }^{\circ}\text{C}$ , respectivamente. Los valores medios para las categorías de subvisible y delgados, son menores que para los casos de las opacas. Este comportamiento concuerda con el hecho de menores temperaturas para mayores alturas en la troposfera, ya que las nubes delgadas y subvisibles presentan mayores alturas que las opacas. Igualmente los cirros subvisibles – delgados de la tropopausa tropical y subtropical ocurren bajo condiciones de muy bajas temperaturas cercanas a los  $-70\text{ }^{\circ}\text{C}$  o por debajo de este valor [Sassen, 2002].

La base de datos no es lo suficientemente extensa para hacer un análisis de serie temporal de las nubes cirros, no obstante se realizó un estudio dividiendo las mediciones en las dos temporadas del año, poca lluviosa y lluviosa. En la Tabla 3.2, se muestran los valores medios para las dos temporadas. Se observan diferencias estadísticamente significativas entre las variables para los periodos, excepto en el caso de la altura de la base y la temperatura en la misma. Podemos observar un aumento en los valores medios de todas las variables para la temporada lluviosa. Esta temporada se caracteriza por tener mayor frecuencia de cirros, los cuales tienen mayor altura, a su vez se encuentran a menor temperatura y son más gruesos geométricamente y ópticamente.

Tabla 3.2. Valores medios de las propiedades geométricas, temperaturas de la base y el tope y espesor óptico ( $\tau$ ) para las nubes cirros detectadas con lidar, en las temporadas poco lluviosa y lluviosa del año. La desviación estándar de los valores es mostrada entre paréntesis, así como la frecuencia de ocurrencia de cada tipo en la muestra. Significación estadística de que son muestras provenientes de poblaciones diferentes S (significativo), NS (no significativo).

	Poco lluviosa	Lluviosa	Nivel de significación
Cantidad / Frecuencia de Ocurrencia (%)	19/14 %	113/86 %	--
Espesor Óptico	0.031 (0.026)	0.170 (0.345)	S (95 %)
Altura de la Base (km)	10.59 (1.19)	11.01 (1.88)	NS
Altura del Tope (km)	12.51 (1.20)	13.80 (1.55)	S (95 %)
Espesor Geométrico (km)	1.92 (1.99)	2.79 (1.83)	S (95 %)
Temperatura Base (°C)	-39.05 (9.03)	-42.15 (14.06)	NS
Temperatura Tope (°C)	-53.34 (8.79)	-61.97 (10.44)	S (95 %)

Al realizar un análisis de reportes en la literatura, se observa que la frecuencia de ocurrencia de nubes cirros subvisibles obtenida para nuestra localidad, tiene una mayor aproximación a los valores de frecuencia de ocurrencia reportados para las latitudes medias que para las latitudes tropicales. Nuestras nubes se encuentran a mayores alturas que las de latitudes medias y a menores que las de latitudes tropicales. Presentan valores de espesor geométrico similares a los reportados para latitudes medias y mayores que los reportados para latitudes tropicales.

Los resultados de la campaña de medición llevada a cabo entre los 12°N y 8°S con un lidar a bordo del barco alemán “Polarsten”, reportan frecuencias de ocurrencias de nubes cirros subvisibles de 80 %, alturas de la base y el tope de 14.6 km y 15.9 km, respectivamente [Immler y Schrems, 2002]. Correspondientes a estas, los autores reportaron valores de

temperatura media de  $-73\text{ }^{\circ}\text{C}$  y  $-79\text{ }^{\circ}\text{C}$ , respectivamente y valor medio del espesor geométrico de  $1.1 \pm 0.6\text{ km}$

Igualmente en el Observatorio La Reunión, en la región subtropical del Hemisferio Sur, una climatología de seis años de mediciones de nubes cirros con lidar muestra el predominio de nubes cirros subvisibles con un 65 % de las veces reportada [Cadet, et al., 2003].

En contraste en la ciudad de Salt Lake (SLC), Utah, Estados Unidos, se reporta un 17 % de ocurrencia de nubes cirros subvisibles y un valor de 34 % igual para las nubes delgadas y opacas, para un estudio de 10 años con mediciones de nubes cirros con lidar. Los datos de altura de la base y el tope reportados son para las nubes cirros en general, las alturas medias se encuentran entre 8 km y 9 km para la base y 10 km y 11 km para el tope. El espesor geométrico medio de las nubes presenta en el transcurso del año valores entre 2.02 km y 2.31 km [Sassen y. Campbell, 2001].

Para el Observatorio de Haute Provence (OHP), Francia, con tres años de mediciones lidar se muestra el predominio de nubes cirros subvisibles con un 17 % de frecuencia de ocurrencia, tienen una altitud media de  $10.4 \pm 1.5\text{ km}$ , con 0.8 km de espesor geométrico para las nubes cirros subvisibles y 1.4 km para la muestra global [Goldfarb, et al., 2001].

### **3.2. Características de los cirros obtenidas con mediciones del SAGE II.**

#### **3.2.1. Frecuencia de Ocurrencia de las nubes ópticamente delgadas.**

Los perfiles de extinción de la base de datos de mediciones del SAGE II que contenían nubes son un total de 2474. A partir de estos se obtuvieron los perfiles en la altura de la frecuencia de ocurrencia de las nubes ópticamente delgadas medidas por el SAGE II. Debido a que se usó el método de la relación entre las dos longitudes de onda para la separación de los perfiles, sólo tenemos información acerca de las nubes a partir del nivel

de los 6.5 km. En alturas inferiores a este nivel existe una alta atenuación molecular para la longitud de onda de  $0.525 \mu\text{m}$  que enmascara la presencia de nubes.

Se muestran en la Figura 3.1 los perfiles verticales de frecuencia de ocurrencia de nubes ópticamente delgadas medidas con el SAGE II en las temporadas poco lluviosa y lluviosa. Para la obtención de esta frecuencia de ocurrencia se utilizó la Ecuación 2-2, explicada en el capítulo anterior. Como se puede apreciar la frecuencia de ocurrencia para la temporada lluviosa es mayor que para la poco lluviosa prácticamente a todos los niveles, con valores máximos de 35.5 % y 17.2 % en las alturas de 14.5 km y 12 km respectivamente. En la temporada poco lluviosa se observa que las frecuencias de ocurrencia en el perfil varía entre un mínimo de 10 % en las alturas entre 7 km y 8.5 km hasta máximos cercanos a

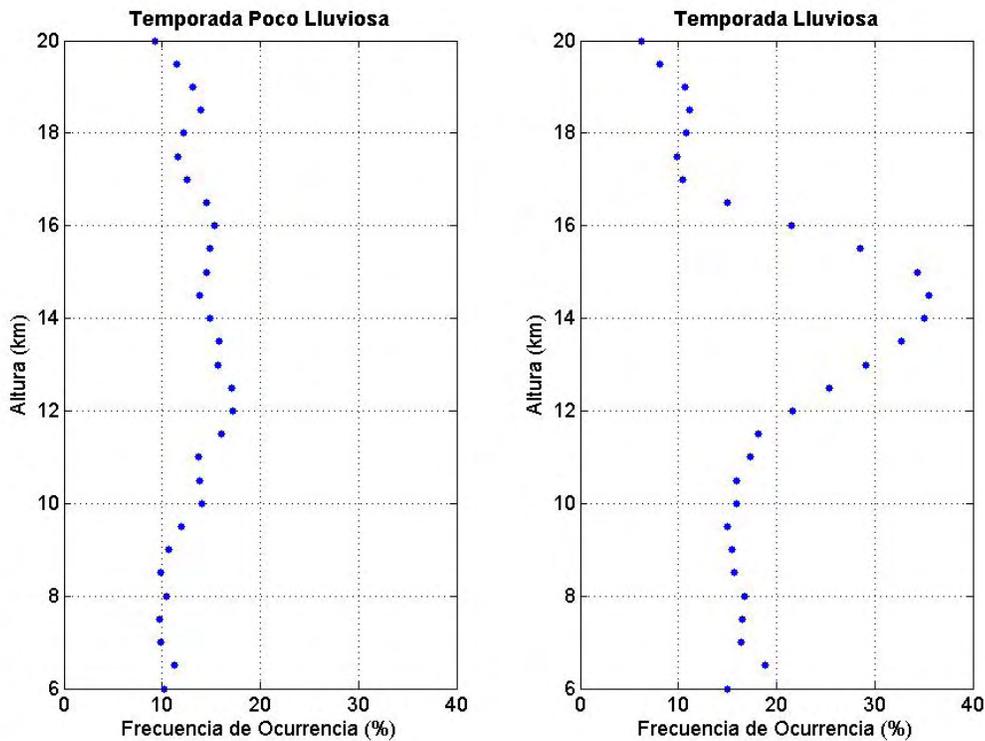


Figura 3.1. Comportamiento de la frecuencia de ocurrencia de nubes ópticamente delgadas determinadas por el SAGE II para el Gran Caribe, en las temporadas poco lluviosa y lluviosa.

valores de 17 % en alturas de 12 km. En la temporada lluviosa por otra parte se observa que el perfil de frecuencia de ocurrencia varía desde un mínimo de 15 % cercano a los 10 km hasta un máximo pronunciado de 35.5 % a la altura de 14.5 km.

Por encima del máximo de frecuencia a los 14.5 km de altura en la temporada lluviosa, se observa que la frecuencia de ocurrencia decrece hasta un mínimo cercano a 10 % en la altura de 17.5 km y luego incrementa levemente el valor de frecuencia hasta un máximo cercano a 11 % en un 1 km más arriba. De manera similar ocurre en el perfil de frecuencia de ocurrencia para la temporada poco lluviosa, siendo la frecuencia de ocurrencia algo mayor que para la temporada lluviosa, a la altura de 18.5 km presenta un valor de 14 %. Este comportamiento se explica por la presencia de la tropopausa, la cual tiene valores medios de altura de  $16.3 \pm 1.0$  km (en la temporada poco lluviosa), y  $15.9 \pm 0.5$  km (en la temporada lluviosa). Los valores de tropopausa utilizados son los valores diarios que contiene la Base de Datos del SAGE II provenientes del reanálisis [Kistler et al., 2001].

La temporada de mayor frecuencia es precisamente la lluviosa, en la que se encuentran presente los mecanismos de generación de nubes cirros principales en nuestra región. La fuerte convección y el desprendimiento de los yunques provenientes de los cumulonimbos. Los valores de frecuencia de ocurrencia para las dos temporadas, son significativamente diferentes a un nivel de significación de 99 %, resultados obtenidos a partir de una prueba T-Student.

Wang, et al. [1996] reportó para el trópico en general mayor frecuencia de ocurrencia de cirros a alturas entre 14.5 km y 16.5 km, al comparar estas con las nuestras se observa que tienen una buena relación en los meses de la temporada lluviosa. Al comparar las alturas de máxima frecuencia de ocurrencia con las alturas reportadas por nuestro lidar en la Tabla

3.1, se observa que se encuentran dentro del mismo rango de alturas. Altura de máxima frecuencia es de 14.5 km y la altura del tope media determinada mediante lidar para la temporada lluviosa es de 13.80 km.

Kärcher y Solomon [1999] han enfatizado en el carácter continuo de los sistemas de mezclas de cirros/aerosoles en las regiones de la tropopausa. Varios tipos de partículas coexisten, especialmente en condiciones de alta humedad relativa. Este señalamiento sustenta que en las alturas de la tropopausa la frecuencia de ocurrencia de nubes cirros no sea cero. Y es de notar cómo continúa la presencia de cirros en las cercanías de la tropopausa en la temporada poco lluviosa con valores mínimos de 15 %, cuando la actividad convectiva en nuestra región disminuye de manera significativa. Esto sugiere que estas nubes en la tropopausa y por encima de esta pudieran ser producto de la advección de aire húmedo y/o partículas de hielo desde zonas de convección o formarse in situ las partículas de hielo a través de la nucleación y crecimiento. Si la interpretación de formación in situ es válida, la presencia de estas nubes pudiera indicar lugares donde el aire entra a la estratosfera baja como abordan Winker y Trepte [1998]. Por la importancia del establecimiento de los mecanismos de formación de las nubes cirros en nuestra región se precisa un estudio más profundo sobre este tema.

A partir del análisis de los valores de la frecuencia de ocurrencia de las nubes cirros ópticamente delgadas con relación a la tropopausa para todo el período de tiempo y para las temporadas poco lluviosa y lluviosa, mostradas en la Tabla 3.3, se analiza el comportamiento de estas con respecto a la tropopausa. Las nubes en todo el período de tiempo sobre la tropopausa representan un 9 %, mientras el 75 % no llega a alcanzar la tropopausa y un 16 % están situadas en este nivel de transición. Estas últimas son los cirros

Tabla 3.3. Frecuencia de ocurrencia del tope de las nubes ópticamente delgadas con respecto a la tropopausa para todo el periodo y para las temporadas lluviosa y poco lluviosa.

	Frecuencia de ocurrencia (%)		
	Total	Poco lluvioso	lluvioso
Sobre la Tropopausa	9	9	9
En la Tropopausa	16	13	18
Debajo de la Tropopausa	75	78	73

en que la altura de la tropopausa está entre las alturas de su base y tope. Este comportamiento que denota mayor frecuencia de ocurrencia para los cirros ubicados por debajo de la tropopausa, seguidos con una frecuencia intermedia los ubicados en la tropopausa y una menor frecuencia para los cirros encontrados por encima de la tropopausa se halla de manera semejante para las temporadas poco lluviosa y lluviosa.

Se puede observar en la Tabla 3.3 al comparar la ocurrencia de las nubes cirros subvisibles con respecto a la tropopausa para las dos temporadas, que para la temporada lluviosa la frecuencia presenta valores mayores en los casos de los cirros ubicados en la tropopausa en un 5 % y valores menores en un 5 % para los cirros ubicados por debajo de la tropopausa. En el caso de las nubes ubicadas por encima de la tropopausa los valores son iguales.

Este aspecto discutido en el anterior párrafo guarda relación con el hecho de la activación de la fuerte convección en la temporada lluviosa, ya que las nubes cirros subvisibles formadas de los remanentes de los yunques desprendidos de los cumulonimbos alcanzan alturas más cercanas a la tropopausa.

Estos valores mencionados de frecuencia de ocurrencia concuerdan con los reportados por Wang et al., [1998] sólo en el aspecto de que la mayor frecuencia corresponde a las nubes que están por debajo de la tropopausa. Los autores referidos reportan valores muy

diferentes en la ocurrencia de nubes cirros sobre la tropopausa y en la misma de 3 % y 38 % respectivamente. La frecuencia de las nubes ópticamente delgadas sobre la tropopausa es mayor en la región del Gran Caribe que en la región tropical a escala global. Sugiere esta comparación que nuestro caso se aparta de las características de frecuencias de ocurrencia de las nubes cirros de toda la región tropical del planeta.

Hay que señalar que en el estudio realizado por Wang et al., [1998], se utilizaron dos aspectos distintos a los considerados en nuestro trabajo, que pueden influir en estas diferencias. Primero la resolución en altura, para el caso del citado trabajo fue de 1 km y para nuestro caso de 0.5 km. Segundo, los valores de la altura de la tropopausa utilizados, son los provenientes del Centro Nacional para la Predicción del Medioambiente de Estados Unidos (NCEP, National Center for Environmental Prediction) y en nuestro caso fueron utilizados los valores provenientes del reanálisis. Las diferencias mencionadas son producto del proceso de modernización a que fue sometida la base de datos de observaciones del SAGE II entre las versiones que utilizaron Wang et al., [1998] y la que se empleó en este trabajo.

Al comparar la frecuencia de ocurrencia de las nubes ópticamente delgadas de este trabajo, con las reportadas para la región del Pacífico por Wang et al., [1998], la única similitud encontrada fue con respecto a la parte Este del Pacífico, donde la frecuencia de ocurrencia también resultó mayor para las nubes por debajo de la tropopausa. Para las nubes sobre la tropopausa, la frecuencia de ocurrencia es mucho menor en las dos regiones del Pacífico. En el caso de las nubes en la tropopausa, nuestra frecuencia de ocurrencia es 2 veces menor que la reportada para estas zonas del Pacífico. Estos resultados muestran que existen diferencias particulares para nuestra región que podrían estar dadas por las mejoras

contempladas en la Versión 6.2 de la base de datos del SAGE II utilizada. Aparte de este aspecto relacionado con la base de datos existen también diferencias en las condiciones meteorológicas que dominan el tiempo en las regiones comparadas.

En la Tabla 3.4 se muestran las características de las nubes cirros obtenidas a partir del procesamiento de los datos de extinción del SAGE II, clasificadas en las tres categorías mencionadas en el capítulo anterior. Las nubes en la categoría (B) son las de mayor frecuencia con un valor de 48.3 %, estas son las nubes ópticamente delgadas pegadas a una nube opaca más baja y pudieran estar asociadas con la fuerte actividad de convección, que sobrepasa los 6.5 km. Las nubes en la categoría (A) presentan un 40.5 % de ocurrencia, que representan las nubes ópticamente delgadas aisladas; estas pudieran ser formadas in situ o por el desprendimiento de los yunques de los cumulonimbos [Jensen et al., 1996a]. Las nubes en la categoría C tienen una frecuencia de ocurrencia baja y es debido a que el

Tabla 3.4. Características de las nubes en las diferentes categorías.

Categoría	Frecuencia de ocurrencia (%)	Media del espesor geométrico (km)	Media del espesor óptico, $\lambda = 1.02 \mu\text{m}$	Media del espesor óptico $\lambda = 0.525\mu\text{m}$
A	40.5	1.96	$4.0 \times 10^{-3}$	$3.4 \times 10^{-3}$
B	48.3	2.33	$1.6 \times 10^{-2}$	$1.6 \times 10^{-2}$
C	11.2	1.45	$2.5 \times 10^{-3}$	$2.3 \times 10^{-3}$
A + B		2.16	$1.1 \times 10^{-2}$	$1.0 \times 10^{-2}$
<i>(A) Nubes ópticamente delgadas aisladas.</i>				
<i>(B) Nubes ópticamente delgadas pegadas a una nube opaca más baja.</i>				
<i>(C) Nubes ópticamente delgadas conectadas a la capa de 6.5 km.</i>				
<i>(A+B) Suma de las nubes en las categorías A y B.</i>				

nivel de 6.5 km, tomado como nivel más bajo, por las razones explicadas con anterioridad, es casi siempre sobrepasado por la convección en nuestra región.

Los valores de frecuencia reportados por Wang et al., [1998] para toda la región tropical, son 70 % para el tipo (B) y 29 % para el tipo (A). Como podemos ver, los valores de frecuencia reportados en el presente trabajo son menores en el caso de las nubes tipo (B) y mayores para el tipo (A), en comparación con el referido trabajo. Nuevamente se obtienen diferencias que pudieran estar dadas por la utilización de una base de datos mejorada en resolución vertical.

### **3.2.2. Espesores Geométricos.**

Los espesores geométricos fueron calculados para todas las nubes ópticamente delgadas. En la Figura 3.2 se muestra la distribución de los mismos por la altura de los topes de las nubes por encima de los 10 km. Cada uno de los gráficos en la figura muestra la distribución de los espesores geométricos de las nubes cirros con altura del tope en el intervalo de alturas mostrado en el gráfico. Para nubes cirros con alturas del tope en el intervalo de alturas entre 18 km y 19km, le corresponde el segundo gráfico de la figura. Estos intervalos incluyen las alturas del tope iguales al límite inferior. Se muestra también el número total de ocurrencia de cirros con alturas del tope en esa capa y los valores en el eje x son el centro de las clases de los histogramas. Se observa cómo la mayor frecuencia de ocurrencia corresponde en todos los intervalos de altura, a los valores de espesor geométrico entre 0.5 km y 2.5 km, estos valores de frecuencia de ocurrencia disminuyen con el incremento del espesor geométrico, con excepción de las nubes que tienen la altura del tope por encima de los 19 km, el primer histograma de la figura. En este caso se

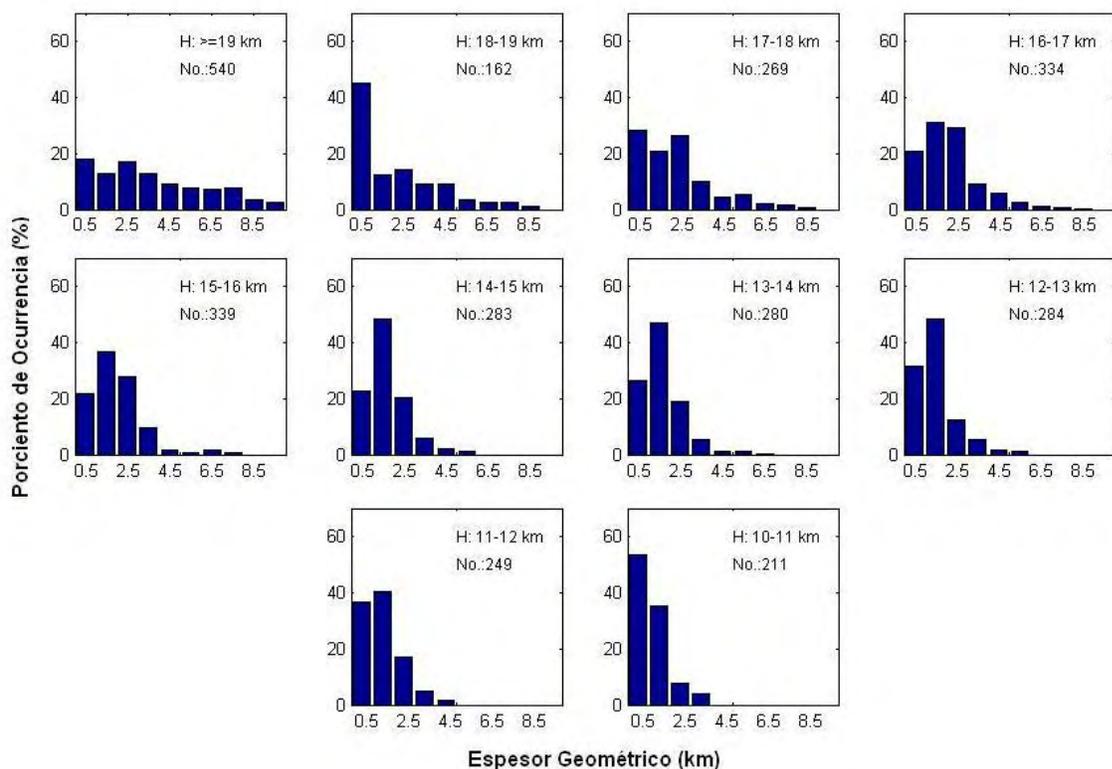


Figura 3.2. Distribución de los espesores geométricos de todas las nubes ópticamente delgadas a diferentes alturas en la región del Gran Caribe.

observa que existen valores casi semejantes de frecuencia de ocurrencia para todos los espesores geométricos.

Los valores de espesor geométrico reportados en la Tabla 3.4, tienen que ser tomados con cautela ya que sólo son efectivos para la categoría (A), que son las nubes que se encuentran aisladas. Para los otros tipos de nubes las observaciones están truncadas por la aparición de nubes opacas, por lo que hay que tener en cuenta este aspecto a la hora de utilizar los espesores obtenidos para las nubes medidas con SAGE II. El valor medio del espesor geométrico para todas las nubes, es de 2.08 km con una desviación estándar de 1.73 km.

Nuestro valor medio es menor que el reportado por Wang et al., [1998] de 3.86 km con una desviación estándar de 1.75 km del espesor geométrico de todas las nubes medidas por el

SAGE II. Se observa como existen diferencias entre los valores medios del espesor geométrico obtenidos en el presente estudio para la región del Gran Caribe y los valores medios para la Región del Trópico reportado por Wang et al., [1998]. No obstante a la influencias en los resultados de las diferentes resoluciones en altura de las bases de datos utilizadas en cada estudio, los valores medios de espesor geométrico obtenidos con las mediciones provenientes del SAGE II para el Gran Caribe, se diferencian de la región Tropical y se encuentran en el mismo rango que los valores reportados en la Tabla 3.3, correspondiente a los valores medios de los espesores geométricos de las nubes cirros medidas con lidar en nuestra región.

### **3.2.3. Espesores Ópticos.**

Los valores de espesor óptico presentados en la Tabla 3.4 muestran un comportamiento semejante al del espesor geométrico, son mayores para las nubes de tipo (B) que para las nubes de tipo (A), en las dos longitudes de onda estudiadas. Los valores del espesor óptico para ambas longitudes de onda no se diferencian estadísticamente entre ellos, con un nivel de significación de 99 %. Al comparar estos valores de espesor óptico con los obtenidos con SAGE II realizado por Wang et al., [1998], se encuentran diferencias. El autor reporta valores cercanos a  $3.5 \times 10^{-2}$  a la longitud de onda de  $1.02 \mu\text{m}$  con una desviación estándar de  $8.3 \times 10^{-3}$  para toda la muestra. En nuestro caso se reporta un valor de  $9.2 \times 10^{-3}$  con una desviación estándar de  $1.1 \times 10^{-2}$ , para la misma longitud de onda y toda la muestra. Estas diferencias como hemos mencionado con anterioridad, pueden estar dadas por la diferencia en la base de datos usada en nuestro estudio.

Los resultados obtenidos para los espesores geométricos y ópticos, aunque difieren de los reportados por Wang et al., [1998], son consistentes entre sí. Nótese que a menores valores del espesor geométrico aparecen asociados menores valores del espesor óptico.

En la Figura 3.3 se observa la distribución de frecuencia de ocurrencia de los espesores ópticos de todas las nubes medidas con SAGE II para la longitud de onda de 1.02  $\mu\text{m}$ . En el cual se evidencia un pico acentuado en la frecuencia de ocurrencia para valores pequeños de espesor óptico, disminuyendo drásticamente de un valor cercano a 45 %, para los valores centrados un espesor óptico de 0.002, hasta un valor de 6 % para los espesores ópticos centrados en 0.004.

El 95 % de los valores de espesor óptico se encuentran clasificados como nubes cirros subvisibles, según la clasificación de Sassen y Cho [1992], prácticamente el rango de espesores ópticos para la longitud de onda de 1.02  $\mu\text{m}$  observados, corresponden en su

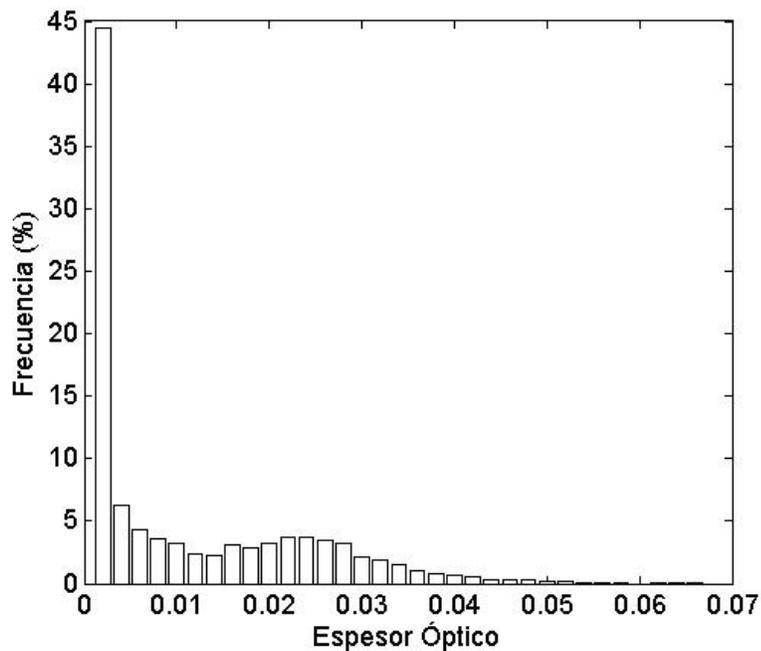


Figura 3.3. Frecuencia de los espesores ópticos en 1.002  $\mu\text{m}$  de las nubes medidas con SAGE II, en la región del Gran Caribe.

totalidad a nubes cirros subvisibles. El valor umbral indicado para la selección de cirros subvisibles y delgados es de 0.03. Igualmente se encuentran por debajo del valor medio del espesor óptico el 64 % de los casos. Para nuestra base de datos el valor mínimo y máximo de espesor óptico a la longitud de onda de 1.02  $\mu\text{m}$  son  $1.0 \times 10^{-4}$  y  $6.1 \times 10^{-2}$ , respectivamente; y en el caso de la longitud de onda de 0.525  $\mu\text{m}$ , tenemos valores similares de  $1.0 \times 10^{-4}$  y  $5.2 \times 10^{-2}$ , respectivamente.

Se comprobó que los espesores ópticos presentan cierto grado de estacionalidad, en temporada lluviosa y poco lluviosa. Presenta valores medios en las temporadas lluviosa/poco lluviosa, de 0.012/0.008 y 0.011/0.007, para las longitudes de onda de 0.532  $\mu\text{m}$  y 1.02  $\mu\text{m}$ , respectivamente. Las desviaciones estándar correspondientes son 0.012/0.01 y 0.011/0.01, para las longitudes de onda de 0.532  $\mu\text{m}$  y 1.02  $\mu\text{m}$ , respectivamente. Entre las dos temporadas presentan diferencias estadísticamente significativas a un nivel de 99 %. No obstante, estos valores medios para las dos temporadas son muy cercanos y presentan elevados valores de desviación estándar. Este comportamiento evidencia que aunque existe una diferencia perceptible en la ocurrencia de cirros en las diferentes temporadas, las propiedades ópticas de los cirros subvisibles se mantienen semejantes, o se encuentran presentes en todas las estaciones todo tipo de nubes cirros, sólo que cambian su frecuencia de ocurrencia como se reporta por Barja, [2006], para la ocurrencia de nubes cirros observadas visualmente desde tierra. Se incluye también la omnipresencia de las nubes cirros subvisibles que son la principal componente de la data del SAGE II, y se encuentran presentes en todas las estaciones del año.

### 3.2.4. Representatividad de los resultados obtenidos.

En vista de realizar un análisis de la representatividad de las características de las nubes cirros subvisibles o delgadas para el Gran Caribe, obtenidas a partir de los perfiles de coeficiente de extinción medidos con el SAGE II, se realizaron varias comparaciones estadísticas con subregiones del Gran Caribe. Se dividió El Gran Caribe en cuatro subregiones: Sur (Lat: 0°N a 15°N; Lon: 50°W a 105°W), Norte (Lat: 15°N a 30°N; Lon: 50°W a 105°W), Este (Lat: 0°N a 30°N; Lon: 50°W a 77.5°W), Oeste (Lat: 0°N a 30°N; Lon: 77.5°W a 105°W).

En la Tabla 3.5, se encuentran los valores medios de los espesores geométricos, espesores ópticos, la altura de la base y la altura del tope de las nubes cirros subvisibles para cada una de las subregiones. Fueron calculados igualmente los niveles de significación estadísticas de las diferencias entre los valores medios de las variables para las distintas subregiones. Se realizó la prueba estadística t-Student para determinar si las muestras provienen de distribuciones con medias distintas. Los resultados de esas pruebas estadísticas se encuentran mostrados en la Tabla 3.5, la letra S significa que existen diferencias significativas y las letras NS que no existe diferencias significativas con un nivel de significación de 99 %.

Se observa en la Tabla 3.5, que los valores medios para las cuatro variables estudiadas de

Tabla 3.5. Características de las nubes en las diferentes subregiones y significación estadística entre las subregiones.

Variables	Subregiones del Gran Caribe					
	Norte	Sur	S. E.	Este	Oeste	S. E.
Espesor Geométrico (km)	2.31	2.54	S	2.44	2.41	NS
Espesor Óptico	0.0098	0.0121	S	0.0110	0.0108	NS
Altura base (km)	11.81	13.15	S	12.50	12.44	NS
Altura tope (km)	13.63	15.19	S	14.43	14.35	NS

las nubes cirros subvisibles son mayores en la región Sur que en la región Norte del Gran Caribe. Las nubes cirros subvisibles son más gruesas geométrica y ópticamente y más altas en la región sur del Gran Caribe. Las características de los cirros en la subregión Sur son más cercanas a la de los cirros tropicales, mientras las características de los cirros del norte son más próximas a las de latitudes medias como era de esperar. Las diferencias entre los valores medios de las variables en estas dos regiones, el Norte y el Sur, son estadísticamente significativas en un nivel de significación de un 99 %.

De manera contraria, los valores medios de las diferentes variables son semejantes en las regiones del Este y del Oeste del Gran Caribe. Estos valores no presentan diferencias estadísticamente significativas en un nivel de significación de un 99 %.

Estos resultados concuerdan con los patrones de circulación en la región del Gran Caribe en la troposfera alta, la circulación a estas alturas comienza a ser zonal, no tiene influencia de la superficie, y dejan de actuar las características locales. El transporte se encuentra dominado por los vientos zonales y los vientos que forman parte de la celda de Hadley. Estos esparcen el aire húmedo y cristales de hielo de los yunques de los cumulonimbos de las zonas de fuerte convección, del Sur al Norte. Existen diferencias de comportamiento del viento medio en las dos sub-regiones, el Norte y el Sur, y existe un cambio en el patrón del viento medio en la troposfera alta y en la estratosfera baja de la temporada lluviosa a la temporada poca lluviosa. La Zona Intertropical de Convergencia (ZIC) y la celda de Hadley juegan un papel fundamental en el establecimiento de estos patrones de viento medio en las dos subregiones. Durante la temporada poco lluviosa la ZIC se desplaza al sur del ecuador y sobre la subregión Sur del Gran Caribe predomina la sección ascendente de la Celda de Hadley, asociada al debilitamiento del viento zonal en la troposfera alta en esta

subregión. En la temporada lluviosa la ZIC se encuentra en la subregión Sur, por lo que la sección ascendente de la celda de Hadley se desplaza más al norte, en debilitando del viento zonal en la subregión Norte [Antuña et al., 2004].

En la ZIC se halla concentrada una gran actividad convectiva, que inyecta vapor de agua y cristales de hielo en la troposfera alta. Es por esta razón que la nubes cirros subvisibles son mas gruesas geométrica y ópticamente, al igual que mas altas en la subregión del Sur.

Podemos ver de este análisis que en una primera aproximación las mediciones realizadas con lidar, un instrumento con mayor resolución vertical, en la región de Cuba puede ser extrapolada a la región Norte del Gran Caribe, pero no a la región Sur, y al extrapolar al Gran Caribe en su totalidad hay que actuar con cautela debido a los diferentes resultados obtenidos por las pruebas estadísticas.

De forma general en este capítulo se han expuesto las características de las nubes cirros y se ha señalado su estacionalidad en nuestra región. La frecuencia de ocurrencia y las características geométricas y ópticas presentan una cierta estacionalidad; en la temporada lluviosa presentan valores medios mayores que para la poco lluviosa. Es más frecuente que las nubes cirros estén presentes a alturas entre los 12 km y 15 km. Las magnitudes de las características de los cirros medidos en nuestra región se encuentran en un término medio entre aquellas reportadas para los cirros tropicales y de las latitudes medias.

#### **4 EVALUACION DEL EFECTO DE LAS NUBES CIRROS SOBRE LA RADIACIÓN SOLAR EN NUESTRA REGIÓN.**

## **4. EVALUACION DEL EFECTO DE LAS NUBES CIRROS SOBRE LA RADIACIÓN SOLAR EN NUESTRA REGIÓN.**

### **4.1. Parametrización de las propiedades de los cirros.**

Con el objetivo de estudiar el efecto de la estructura de las nubes cirros sobre los flujos de radiación, se obtuvieron los perfiles del espesor óptico de las mismas, para ser introducidos en el código de transferencia radiativa. Usualmente en los códigos se toma en cuenta las nubes con un mismo valor de espesor óptico para cada una de las capas del modelo que se encuentran entre su base y su tope [Ramaswamy y Ramanathan, 1989, Schlimme et al., 2005], considerándolas como nubes cirros homogéneas. Sin embargo en nuestro caso se tomó en cuenta la variación del espesor óptico de la nube con la altura, considerando diferentes valores para cada capa del modelo, contenida entre la altura de la base y el tope. En este caso se consideran como, nubes cirros no homogéneas. Se utilizó un procedimiento para la obtención de este perfil de espesor óptico, que se basó en el hecho de que la resolución de las mediciones del lidar es mayor que la del modelo, en las alturas donde se encuentran las nubes cirros. Una capa del modelo contiene varias capas de las mediciones lidar, por lo que se ajustó la resolución de las mediciones a la del código. Este proceso se realizó mediante la integración de los coeficientes de extinción medidos con lidar, comprendidos dentro de cada capa del modelo. De esta manera se obtiene el perfil de espesor óptico de las nubes cirros con la resolución propia en el modelo. El espesor óptico total de la nube fue calculado para cada observación de cirros a partir de los dos perfiles, el

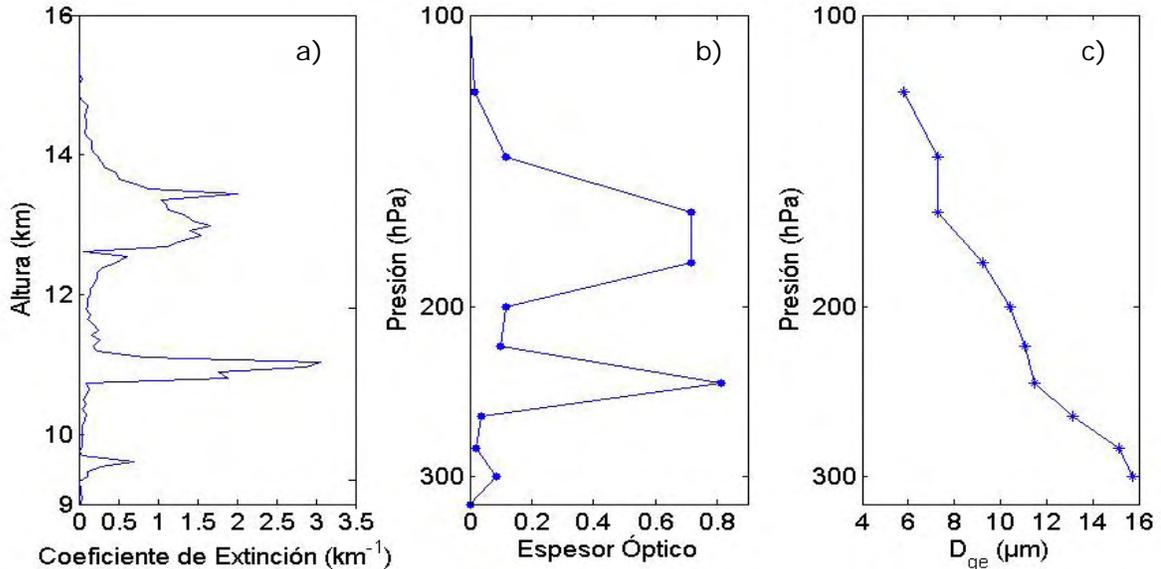


Figura 4.1. a) Perfil de extinción de nube cirro medida con lidar el día 11 de agosto de 1998, a las 4:46 GMT, la altura de la base y el tope fueron ubicados a 9.39 km y 15.24 km, respectivamente. b) Perfil de espesor óptico adaptado a la resolución del modelo. c) Perfil de tamaño efectivo de partícula generalizado ( $D_{ge}$ )

original obtenido con las mediciones lidar y el ajustado a las capas del modelo, con el objetivo de comprobar la consistencia de los últimos. La comparación entre ambos valores de espesores ópticos mostró un 100 % de coincidencia. En la Figura 4.1 se muestra un ejemplo de una medición del día 11 de agosto de 1998, a las 4:46 GMT, la altura de la base y el tope fueron determinados a 9.39 km y 15.24 km, respectivamente y un espesor óptico total de 2.75, siendo este caso el de mayor espesor óptico de nuestro conjunto de datos. Podemos observar como se conserva la estructura de la nube cirro al ser ajustada la medición de la resolución lidar, Figura 4.1a, a la resolución del modelo Figura 4.1b.

El perfil de tamaño efectivo de partícula generalizado ( $D_{ge}$ ) para las nubes cirros, fue obtenido a partir de valores reportados de radios efectivos de partículas ( $r_{ef}$ ) para nuestra región. Garrett et al., [2003], obtienen una relación empírica entre  $r_{ef}$  y la temperatura (T, expresada en grados Celsius) a la que se encuentran las partículas.

$$r_{ef} = 5 \exp\left(\frac{T + 75}{39}\right) \quad (4.1)$$

Estos valores de  $r_{ef}$  reportados por Garrett et al, [2003] son recomendados como apropiados para ser usados en cálculos de transferencia radiativa en presencia de nubes cirros delgadas y subvisibles para nuestra región [Baumgardner, 2007; Garrett, 2007].

Fu, [1996], reporta una ecuación en la cual se relacionan los dos parámetros relativos al tamaño de partícula, el radio efectivo y el tamaño efectivo de partícula generalizado.

$$r_{ef} = \frac{3(3)^{1/2}}{8} D_{ge} \quad (4.2)$$

Esta relación la podemos usar ya que el término  $r_{ef}$ , utilizado por Garrett et al, [2003], es el mismo que el usado por Fu, [1996], definido por Foot, [1988] y Francis et al., [1994]. Es importante tener cuidado en el uso de  $r_{ef}$ , pues existen varias definiciones diferentes y asumir un parámetro errado conllevaría a resultados ficticios [McFarquhar y Heymsfield, 1998]. Mediante la combinación de las ecuaciones 4.1 y 4.2, se obtuvo una relación entre el  $D_{ge}$  y la temperatura:

$$D_{ge} = \frac{8 \cdot 5}{3 \cdot (3)^{1/2}} \exp\left(\frac{T + 75}{39}\right) \approx 7.698 \exp\left(\frac{T + 75}{39}\right) \quad (4.3)$$

donde la temperatura ( $T$ ) está dada en grados Celsius ( $^{\circ}C$ ).

La temperatura fue obtenida a partir de los perfiles medios de temperatura, tomados de la base de datos del reanálisis [NCEP, 2005], para los días de medición de cirros y los puntos de rejilla al norte y sur del Lidar. Luego fue utilizado este perfil medio de temperatura para obtener un perfil de  $D_{ge}$  para cada caso de nube cirro.

Como se puede observar a partir de esta formulación y del ejemplo mostrado en la figura 4.1, se obtienen menores valores de  $D_{ge}$  para menores temperaturas. En la parte alta de la nube las partículas de cristales de hielo presentan menores tamaños que en la parte baja.

Al tener en cuenta la estructura vertical no homogénea del cirro, aspecto novedoso de este trabajo, se puede evaluar el comportamiento de la radiación dentro de la nube. Los valores de razón de calentamiento así como de los flujos ascendentes (FASC), flujos descendente (FDES) y el flujo neto (FNET), presentan un comportamiento irregular asociado a la estructura de la nube. En el Anexo XII, se observan los cálculos de la razón de calentamiento y las diferencias entre flujos para los casos de nubes homogéneas y no homogéneas. A modo de ejemplo se utilizó el día 11 de agosto de 1998, 4:46 GMT, la altura de la base y el tope fueron ubicados a 9.39 km y 15.24 km, respectivamente, cuya estructura es mostrada en la Figura 4.1.

Podemos ver que al considerar nubes no homogéneas, se tiene un efecto directo sobre la razón de calentamiento dentro de la nube, incrementando el calentamiento en algunas partes del cirro, según la estructura de las mismas. Este aspecto tiene cierta relevancia al notar lo que se explicaba en el capítulo anterior, que los cirros tienen un papel importante en el calentamiento y en el mantenimiento de la estructura térmica de la troposfera alta.

#### **4.2. Efecto instantáneo de las nubes cirros sobre la radiación solar al mediodía.**

Se realizaron los cálculos de los flujos radiativos, razón de calentamiento y del forzamiento radiativo sobre la radiación solar para la evaluación del efecto instantáneo de las nubes cirros medidas con lidar, en el horario del mediodía con un valor de 0.89264 para el coseno del ángulo cenital del sol. Este valor es el valor medio del coseno del ángulo cenital del sol para las 12 horas local, de todos los días del año, sin tener en cuenta los parámetros

orbitales que determinan la variación de la órbita interanual. Se escogió ese valor pues es el de mayor elevación del sol, menor trayectoria óptica atmosférica y el momento en que más radiación solar llega a la superficie.

Los resultados del forzamiento radiativo instantáneo para el espectro solar total y sus bandas espectrales (IR, infrarrojo cercano, VIS, visible, y UV, visible) debido a las nubes cirros para el TOA y en SFC se muestran en la Figura 4.2. Barja y Antuña, [2008] reportan un estudio similar para valores instantáneos del forzamiento radiativo para nuestra región con un valor de albedo de superficie de 0.121. El signo del forzamiento radiativo es negativo tanto en el TOA como en SFC, esto indica que las nubes cirros enfrían ambas regiones de la atmósfera cuando se encuentran presentes. Considerando la existencia de nubes cirros se refleja más radiación solar, debido a la presencia de tamaños de partículas

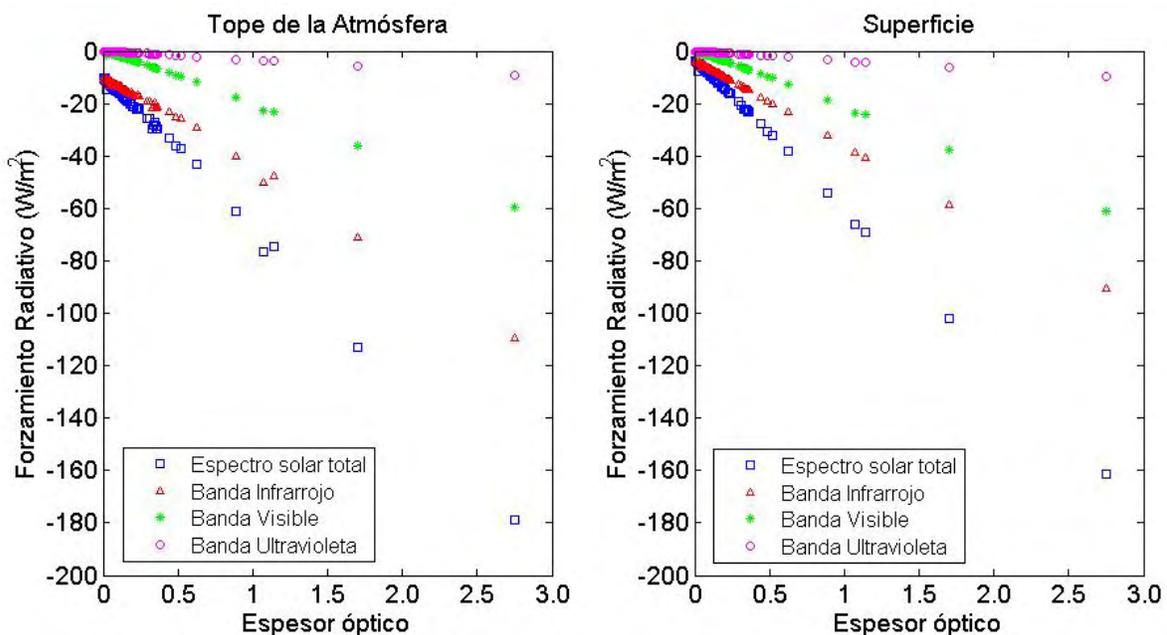


Figura 4.2. El forzamiento radiativo sobre la radiación solar de las nubes cirros con respecto al espesor óptico para todos los cirros medidos con lidar. Son mostrados los resultados para las diferentes bandas del espectro solar. El coseno del ángulo cenital del sol usado en estos cálculos es 0.89264.

pequeños, en la parte superior de la nubes cirros [ej. Ramaswamy y Ramanathan, 1989; Jensen et al. 1994b]. La magnitud del efecto albedo supera la del efecto invernadero durante las horas del día, aspecto que es reportado en la literatura [ej. Khvorostyanov y Sassen, 2002].

Los valores del forzamiento radiativo son  $-0.1 \text{ W/m}^2$  hasta cerca de los  $-175 \text{ W/m}^2$  en el caso del espectro solar total. Sólo el 10 % de la muestra tiene valores mayores que  $-10 \text{ W/m}^2$ , en valor absoluto, esto es debido a que nuestra base de datos está compuesta fundamentalmente por nubes cirros subvisibles y delgadas. Es necesario señalar que aunque estas nubes, subvisibles y delgadas, tienen un efecto relativamente pequeño sobre la radiación solar, ellas cubren una elevada porción de nuestro planeta y son consideradas radiativamente importante. [McFarquhar et al., 2000; Comstock et al., 2002]. Se encontró que para este horario existe igual al caso medio diario, una relación lineal negativa entre el forzamiento radiativo y el espesor óptico, tanto en el TOA como en SFC. El coeficiente de correlación entre el flujo de radiación instantáneo y el espesor óptico es 0.99 para el espectro total solar en ambos puntos, en el TOA y en SFC. Los valores del forzamiento radiativo son bastantes cercanos en el TOA y en SFC.

El comportamiento del forzamiento radiativo es similar tanto para espectro total solar como para las tres bandas espectrales. El mayor efecto ocurre en el intervalo de longitudes de onda del infrarrojo cercano. Este comportamiento se corresponde con cálculos realizados con anterioridad, reportados en la literatura [ej. Ramaswamy y Ramanathan, 1989].

Como fue reportado por Antuña y Barja, [2006], Tabla 3.3 en el capítulo anterior, nuestros datos de cirros están compuestos por los tres tipos de nubes cirros reportados por Sassen et al, [2002], debido a las condiciones en que fueron realizadas las mediciones. Los valores

medios del forzamiento radiativo instantáneo para el mediodía en el TOA/SFC, tienen valores de  $-53.3 \text{ W/m}^2$ / $-46.1 \text{ W/m}^2$ ,  $-15.3 \text{ W/m}^2$ / $-8.6 \text{ W/m}^2$  y  $-11.1 \text{ W/m}^2$ / $-4.4 \text{ W/m}^2$ , para las nubes opacas, delgadas y subvisibles, respectivamente.

Khvorostyanov y Sassen, [2002], reportan valores de forzamiento radiativo por nubes cirros en el espectro solar para tres casos individuales de nubes cirros representativas de la clasificación mencionada con anterioridad de opacas y delgadas. Para el caso de la nube opaca los autores reportan valores de forzamiento radiativo en el intervalo entre  $-40 \text{ W/m}^2$  y  $-120 \text{ W/m}^2$  cercano a horarios del mediodía, en el TOA y la SFC, respectivamente. Para el caso de nube cirro tipo delgada el comportamiento es similar a la nube opaca en lo concerniente al signo del forzamiento radiativo, pero los valores son mucho menores, debido al pequeño espesor óptico de los cirros delgados, con valores de  $-1 \text{ W/m}^2$  y  $-4 \text{ W/m}^2$ , en el TOA y SFC, cerca del mediodía. Hay que considerar que existen diferencias entre este trabajo y el nuestro, pues los autores realizan la evaluación considerando además de efectos radiativos, los dinámicos y de otros tipos. No obstante sirve de comparación para verificar en el rango que se encuentran los valores nuestros con respecto a los reportados en la literatura.

Nuestros resultados muestran un valor medio del forzamiento radiativo en el TOA para las nubes opacas de  $-53.3 \text{ W/m}^2$  y  $-178.6 \text{ W/m}^2$  como valor máximo. Para las nube delgadas se encuentran valores medios del forzamiento radiativo de  $-11.1 \text{ W/m}^2$ . Si hacemos una comparación, vemos que los valores de los dos trabajos se encuentran dentro del mismo orden de magnitud para las nubes opacas, siendo algo mayor en nuestro caso para las nubes delgadas.

McFarquhar et al [2000] reportan valores de forzamiento radiativo instantáneo para nubes cirros delgadas y subvisibles, medidas durante el experimento Pacífico Ecuatorial Central (CEPEX, siglas en ingles). La base de datos de ese reporte está compuesta principalmente de nubes cirros subvisibles, además existen algunos casos de cirros delgados. Las características medias de las nubes cirros, medidas con lidar, reportadas por los autores, son 0.004 para el espesor óptico en el visible, y alturas cercanas a los 14 km. Para un caso particular analizado por los autores, reportan espesores ópticos en el rango entre 0.0002 y 0.15, con un valor medio de 0.0036. Estos datos reportados en la citada publicación, presentan características similares a las de las nubes cirros delgadas y subvisibles, mostrados para nuestro conjunto de datos.

McFarquhar et al [2000] reportan un valor medio del forzamiento radiativo instantáneo en la región de radiación solar debido a nubes cirros en el TOA de  $-0.24 \text{ W/m}^2$ , para el caso individual de nube cirro subvisible analizado. El rango de valores del forzamiento radiativo para este caso, fue entre valores cercanos a  $-0.1 \text{ W/m}^2$  y  $-1.5 \text{ W/m}^2$ . También los autores reportan los resultados de algunos casos analizados, con valor medio del forzamiento instantáneo en la radiación solar de  $-0.61 \text{ W/m}^2$ . En comparación nuestros resultados presentan un valor medio mayor para nubes cirros subvisibles.

#### **4.3. Ciclo diurno del efecto de las nubes cirros sobre la radiación solar.**

Los cálculos de los forzamientos radiativo y las razones de calentamiento para el ciclo diurno fueron realizados para todos los casos de nubes cirros en nuestra base de datos de mediciones lidar. Se analizan tres casos seleccionados de nubes cirros, con espesores ópticos representativos de las regiones de cirros opacos, delgados y subvisibles de la base de datos medida con lidar. La primera de las nubes, para el día 11 de agosto de 1998 a las

4:46 GMT, presenta un valor espesor óptico de 2.74, encontrándose entre las alturas 9.39 km para la base y 15.24 km para el tope, correspondiente a valores de presión entre 320 y 120 hPa, respectivamente, con un valor medio de tamaño de partícula generalizado de 16.9  $\mu\text{m}$ . El segundo caso corresponde a la nube cirro delgada medida el 25 de agosto de 1996, a las 8:15 GMT, presenta un valor de espesor óptico de 0.16, encontrándose entre las alturas 10.59 km para la base y 15.16 km para el tope, correspondiente a valores de presión entre 280 hPa y 120 hPa, respectivamente, con un valor medio de tamaño de partícula generalizado de 18.7  $\mu\text{m}$ . El tercer caso se refiere al cirro subvisible medido el día 25 de marzo de 1993 a las 3:46 GMT presenta un valor de espesor óptico de 0.004, encontrándose entre las alturas 10.51 km para la base y 12.24 km para el tope, correspondiente a valores de presión entre 280 y 200 hPa, respectivamente, con un valor medio de tamaño de partícula generalizado de 15.7  $\mu\text{m}$ .

En las Figura 4.3, 4.4, y 4.5, se muestran el comportamiento del ciclo diurno del forzamiento radiativo y de la razón de calentamiento en espectro solar total, para cada uno de los ejemplos mencionados. Se observó en todos los casos cómo existen máximos en la razón de calentamiento en las alturas donde se encuentran ubicadas las nubes cirros, a las horas cercanas al mediodía, y son representativos de la estructura que tengan las nubes cirros. Igualmente existen otros máximos en la troposfera baja que corresponden al calentamiento solar provocado por la absorción del vapor de agua. En el caso del forzamiento radiativo se puede constatar como se había discutido con anterioridad, que esta magnitud tiene signo negativo, indicando un efecto de enfriamiento de las nubes cirros en el espectro de radiación solar. El valor del forzamiento varia en dependencia del espesor óptico, es mayor para las nubes opacas y menor para las subvisibles.

La nube opaca presenta una razón de calentamiento, con valores de 5 K/día, en los dos máximos dentro de la región donde está presente la nube, siguiendo la estructura de la misma. En la Figura 4.3b se muestra el ciclo diurno del forzamiento radiativo para el caso de la nube opaca, allí se puede ver como existen dos máximos del forzamiento radiativo que ocurren antes y después de la hora del mediodía, cerca de las 10 y 15 horas. Este aspecto singular se vuelve a repetir para el caso de la nube cirro delgada, en la Figura 4.4b a diferentes horas, a las 8 y 16 horas. Para este último caso se presentan valores de forzamiento máximos de  $-22 \text{ W/m}^2$ , mucho menores en comparación con los  $-200 \text{ W/m}^2$  observados en la nube opaca. Estos máximos fuera del mediodía evidencian la dependencia del forzamiento y la razón de calentamiento del camino óptico atmosférico y por ende del ángulo cenital solar. En horas de media mañana y media tarde ocurre que el camino óptico en la atmósfera es mayor que al mediodía y la cantidad de radiación solar disponible en el sistema comienza a ser mayor y existe entonces mayor dispersión y absorción al atravesar las nubes [Freidenreich, 2009; Robock, 2009], considerando una nube cirro de igual espesor óptico durante todo el día. En las primeras y últimas horas del día la trayectoria óptica en el cirro son mayores y el valor de radiación solar es mínimo, a la hora del mediodía la trayectoria óptica del cirro es mínima y el valor de la radiación solar disponible es máximo. Precisamente como el forzamiento radiativo depende de los flujos de radiación involucrados, dígame de la radiación disponible como de la trayectoria óptica, se explica la presencia de los máximos de forzamiento en horarios intermedios en la mañana y la tarde. A partir de lo antes expuesto aunque los flujos netos de onda corta aumentan con la elevación del sol tanto para los casos de cielo despejado como para presencia de nubes, su

diferencia que es el forzamiento radiativo alcanza sus máximos en horas intermedias en la mañana y la tarde.

El ciclo del efecto radiativo de la nube cirro subvisible representado en la Figura 4.5 muestra los máximos de razón de calentamiento y del forzamiento radiativo debido al efecto de la nube cirro en la hora del mediodía, con valores de 1.6 K/día y  $-10 \text{ W/m}^2$ , respectivamente.

El efecto radiativo de las nubes cirros subvisibles determinadas con SAGE II ha sido evaluado utilizando los perfiles del coeficiente de extinción medio para la longitud de onda de  $0.525 \mu\text{m}$ . Estos perfiles fueron calculados para las subregiones del Gran Caribe, que fueron identificadas en el capítulo anterior con características diferentes estadísticamente significativas, Sur ( $0^\circ\text{N} - 15^\circ\text{N}$ ) y Norte ( $15^\circ\text{N} - 30^\circ\text{N}$ ), para las temporadas poco lluviosa y lluviosa. Estos perfiles medios del coeficiente de extinción se muestran en la Figura 4.6 A). Se puede observar que los valores del coeficiente de extinción se encuentran en los mismos rangos de valores, con excepción de la temporada lluviosa de la subregión Sur, que presenta valores relativamente mayores. En la subregión Norte las curvas para las dos temporadas presentan comportamiento similares, sólo se diferencian en que los valores máximos del coeficiente de extinción se producen a alturas un poco mayores en la temporada lluviosa, a los 14 km. Para el caso de la subregión Sur el máximo coeficiente de extinción con un valor de  $0.011 \text{ km}^{-1}$  ocurre en la temporada lluviosa a una altura de 14.5 km, y para la temporada poco lluviosa ocurre a un kilómetro mas abajo con un valor de extinción algo menor de  $0.0088 \text{ km}^{-1}$ , aunque a la altura de 15 km obtiene valores cercanos al máximo.

En la Figura 4.6 B) se muestra el forzamiento radiativo calculado con los perfiles verticales correspondiente a nubes cirros subvisibles representadas por los perfiles de extinción medios que se muestran en la Figura 4.6 A). No existe variación significativa en el forzamiento radiativo para las dos subregiones, los valores se encuentran en el mismo rango, los máximos ocurren en el lugar donde se encuentra ubicada la nube cirro y a las horas del mediodía, estando en concordancia con los resultados obtenidos para el caso del forzamiento radiativo calculado con la medición de nube cirro subvisible con lidar.

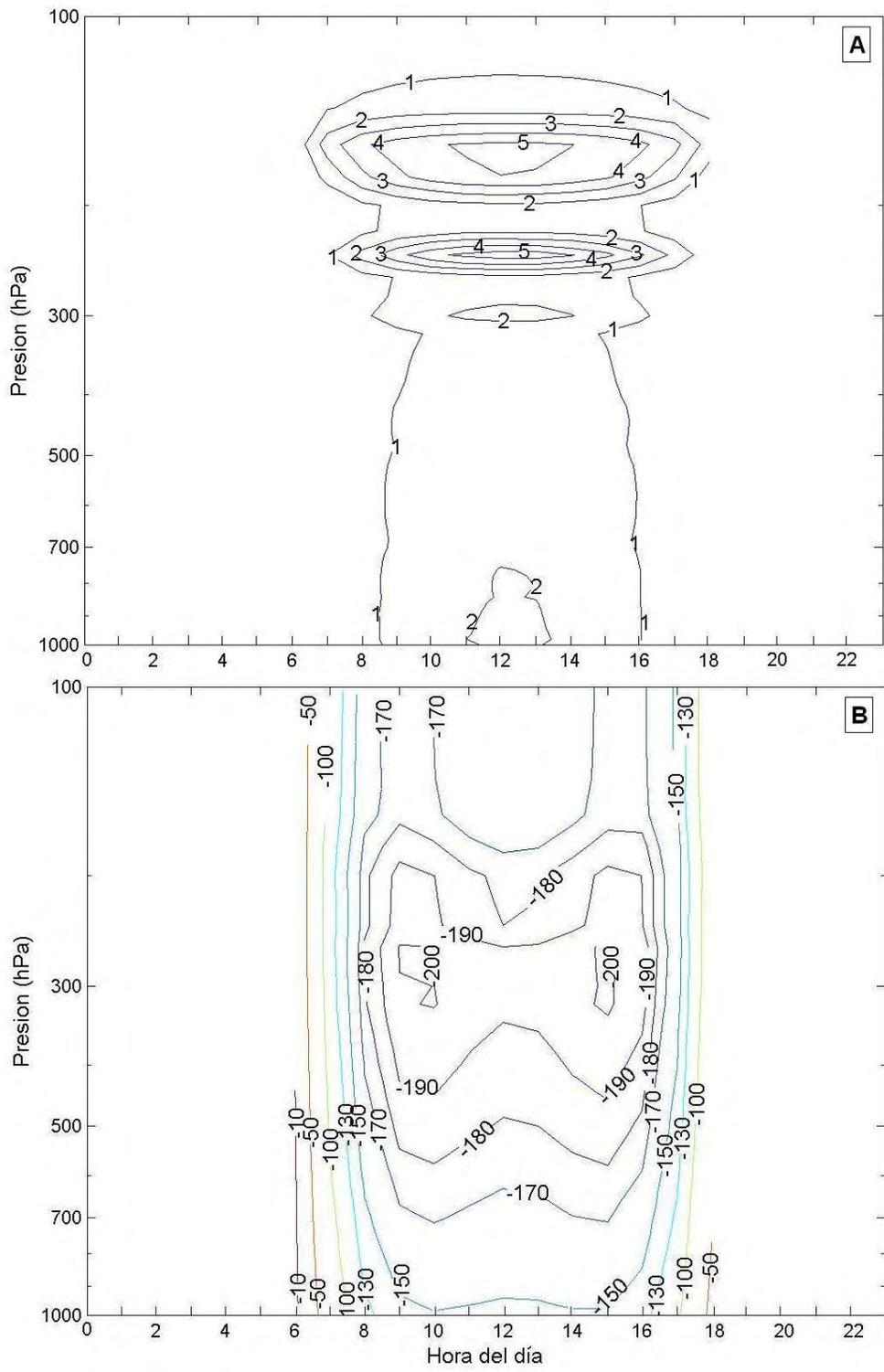


Figura 4.3 Ciclo diario de a) la razón de calentamiento y b) forzamiento radiativo por nubes cirros sobre la radiación solar para el día 11 de agosto de 1998, espesor óptico de 2.74, alturas 9.39 km para la base y 15.24 km para el tope, y presión entre 320 y 120 hPa, respectivamente

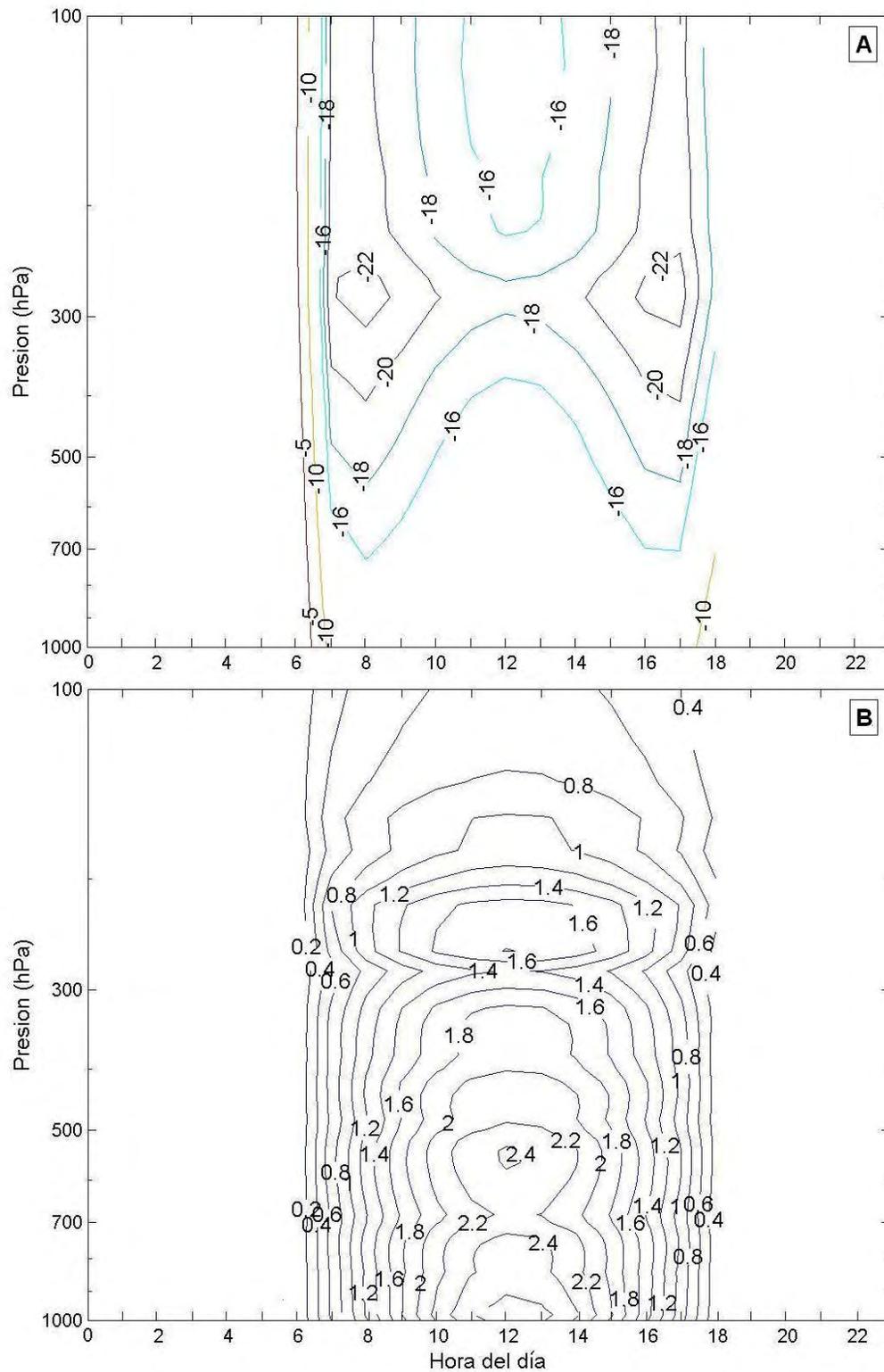


Figura 4.4 Ciclo diario de a) la razón de calentamiento y b) forzamiento radiativo por nubes cirros sobre la radiación solar para el día 25 de agosto de 1996, espesor óptico de 0.16, alturas 10.59 km para la base y 15.16 km para el tope, presión entre 280 y 120 hPa, respectivamente.

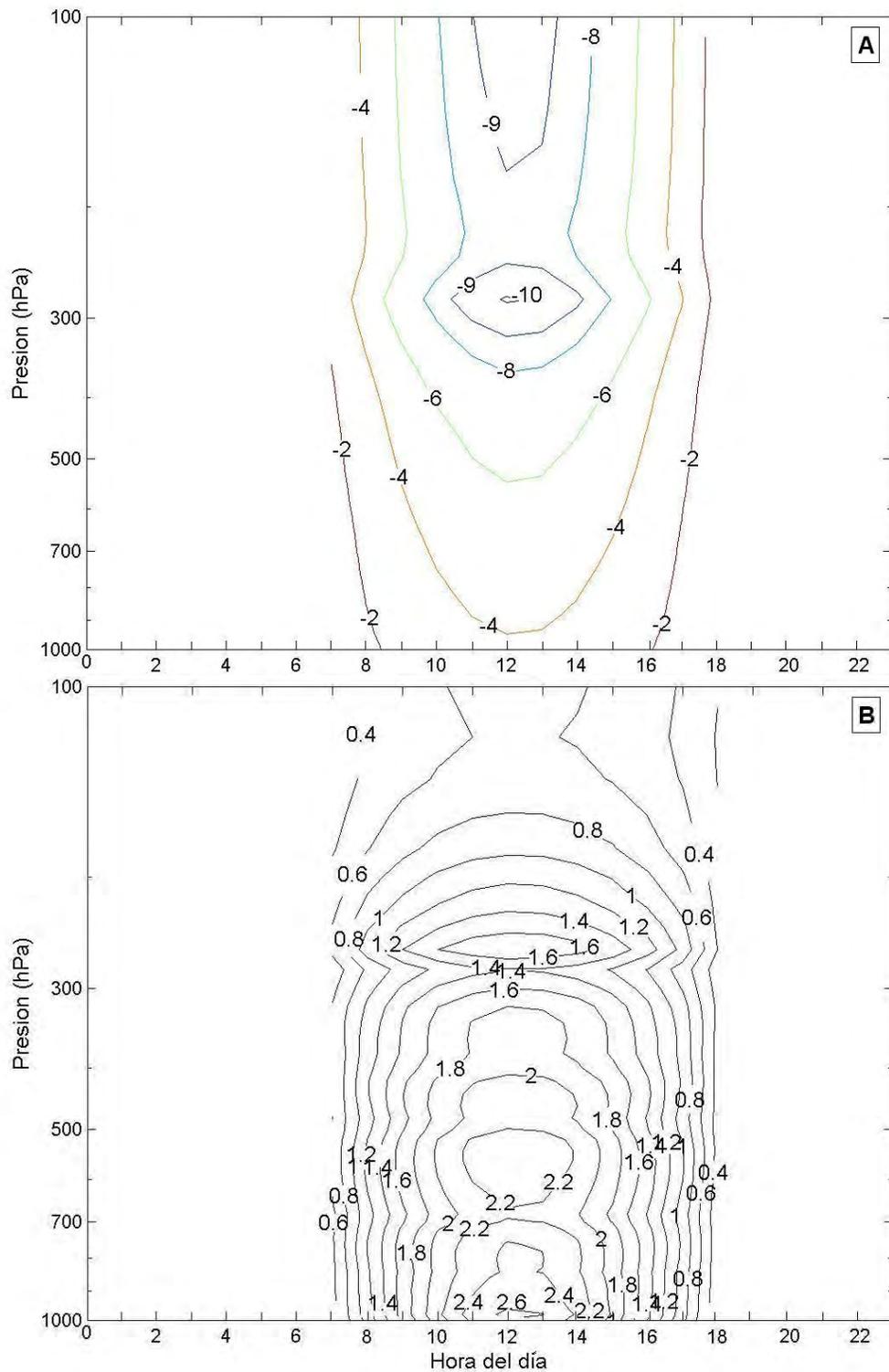


Figura 4.5 Ciclo diario de a) la razón de calentamiento y b) forzamiento radiativo por nubes cirros sobre la radiación solar para el día 25 de marzo de 1993, espesor óptico de 0.004, alturas 10.51 km para la base y 12.24 km para el tope, presión entre 280 y 200 hPa, respectivamente.

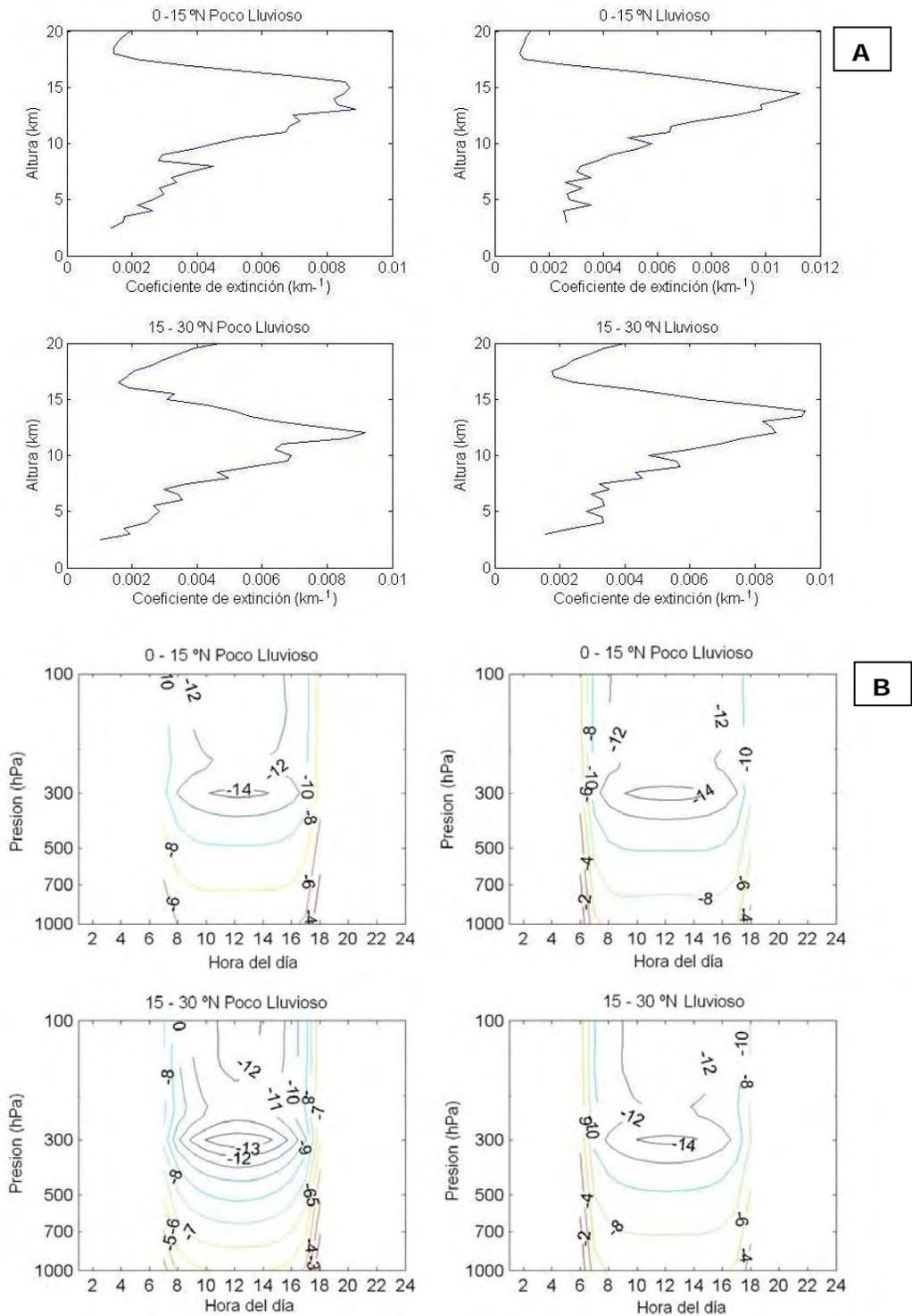


Figura 4.6 A) Perfiles medios del coeficiente de extinción para las subregiones del Gran Caribe en las temporadas lluviosa y poco lluvioso. B) Forzamiento radiativo en el espectro solar total de nubes cirros subvisibles representadas por los perfiles medios mostrados en A.

#### **4.4. Efecto medio diario de las nubes cirros sobre la radiación solar.**

Los valores medios diarios de los flujos de radiación del espectro total de radiación solar y de las diferentes bandas espectrales fueron calculados con el método explicado anteriormente, a partir de los valores obtenidos de las corridas horarias del modelo y promediando en 24 horas considerando los horarios nocturnos con ausencia de radiación. Se realizó un primer análisis de los flujos de radiación ascendente en el TOA y descendente en SFC. Estos son representativos de la radiación que sale en el TOA y de la que llega a la SFC, respectivamente. En la Figura 4.7 se muestran los flujos mencionados en relación con el espesor óptico de las nubes. Podemos ver que el flujo ascendente en el TOA aumenta y el descendente en SFC disminuye con el incremento del espesor óptico de la nube cirro. Este comportamiento ocurre de manera similar en todas las bandas espectrales de la radiación solar (banda ultravioleta, visible e infrarroja). Esta respuesta de los flujos al incremento del espesor óptico de la nube cirro ocurre debido a la reflexión y dispersión de la radiación solar en los cristales de hielo, que aumenta con el incremento del espesor óptico. El aumento de la dispersión y reflexión producida por los cristales de hielo, tiene un efecto de disminución del flujo que llega a SFC.

Para el espectro solar total los valores de los flujos ascendentes en el TOA se encuentran entre  $166.6 \text{ W/m}^2$  y  $60.2 \text{ W/m}^2$ , con un valor medio de  $91.1 \text{ W/m}^2$ . En el caso del Flujo descendente en la SFC, se encuentran valores entre  $212.8 \text{ W/m}^2$  y  $356.2 \text{ W/m}^2$ , con un valor medio de  $322.2 \text{ W/m}^2$ .

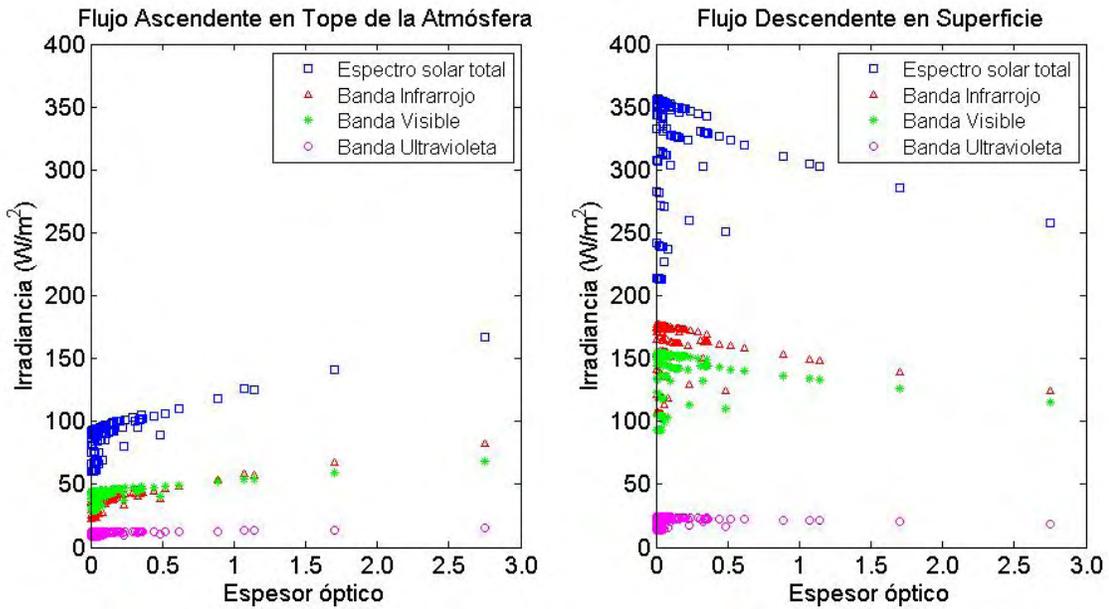


Figura 4.7 Flujos de radiación medio diario en presencia de cirros ascendente en el TOA ( $F\uparrow$  TOA) y descendente en superficie ( $F\downarrow$  SFC), en el espectro solar total y en las diferentes bandas del espectro solar, con respecto al espesor óptico para todos los datos de cirros medidos con lidar.

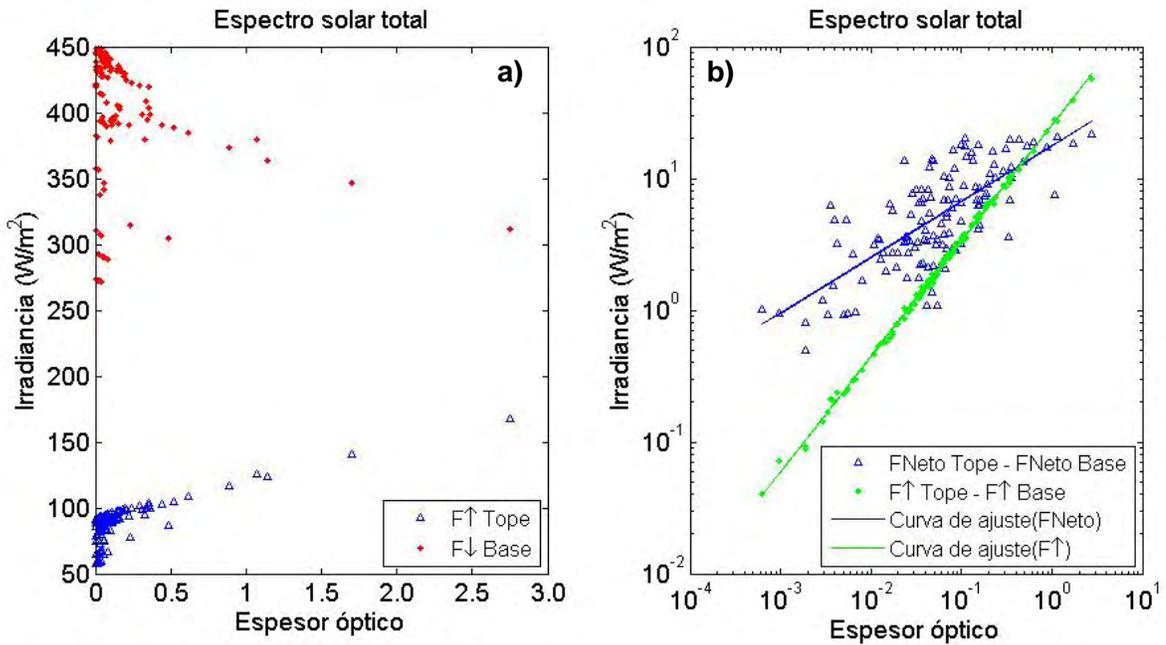


Figura 4.8 a) Flujo ascendente en el Tope ( $F\uparrow$  Tope) y descendente en la Base de la nube ( $F\downarrow$  Base), para todas las nubes estudiadas. b) diferencias entre los flujos en el tope y la base de la nube (flujos ascendentes y los flujos netos).

Igualmente en la Figura 4.7 podemos observar el comportamiento en las bandas espectrales de los flujos en el TOA y la SFC en presencia de nubes cirros. La mayor contribución al flujo total de radiación solar se realiza en las regiones espectrales del visible y el infrarrojo, en correspondencia con el componente espectral de la radiación solar.

El flujo ascendente en el tope de la nube y el flujo descendente en la base de la nube para todos los casos analizados para el espectro total solar, se muestran en la Figura 4.8a. Si comparamos los valores de la Figura 4.8a con los valores del flujo ascendente en el TOA correspondientes al espectro solar total, que aparece en la Figura 4.7, observamos que el flujo ascendente en el tope de la nube tiene valores muy similares al flujo ascendente en el TOA, esto demuestra que el flujo ascendente en el TOA es directamente influenciado por el efecto albedo provocado por las nubes cirros. En el caso del flujo descendente en la base de la nube se diferencia del flujo descendente correspondiente al espectro total en la SFC, que se muestra en la Figura 4.7. Para el caso del flujo descendente en la base de la nube, se observan valores entre 271.3 y 448.6  $\text{W/m}^2$ , con un valor medio de 399.5  $\text{W/m}^2$ . Se aprecia que el flujo descendente en la base de la nube es mayor que el flujo descendente en la SFC. Esto se explica por la absorción producida fundamentalmente por el vapor de agua en la troposfera baja y en menor medida por otros gases que se tienen en cuenta en el modelo radiativo. En contraposición con lo que ocurre en la región que abarca del tope del cirro hasta el TOA, donde el vapor de agua y los restantes gases tienen concentraciones mucho menores. Los dos flujos tienen un comportamiento similar a los del TOA y SFC al analizar la dependencia con el espesor óptico, ya que al incrementar este último, aumenta el flujo ascendente en el tope y disminuye el descendente en la base de la nube.

En la Figura 4.8 b se observan las diferencias entre flujos en el tope y base de la nube, para los flujos ascendentes y netos. Se han mostrado en escala logarítmica, pues se tienen valores de magnitudes diferentes para las variables representadas en ambos ejes, y de esta manera tener una mejor visualización. Estos cálculos se realizaron con el propósito de hacer un análisis acerca de la dispersión, absorción y reflexión de las nubes cirros. La diferencia entre los flujos ascendentes en el tope y la base, es representativo de los procesos de dispersión y reflexión de la radiación solar en la nube. Se puede ver que el flujo ascendente es mayor en el tope que en la base, lo cual sólo puede ser producido por la reflexión y dispersión de la radiación, no existe emisión de la radiación solar en los procesos de transferencia radiativa atmosférica. La diferencia entre los flujos netos en el tope y la base, es representativa de los procesos de absorción de la radiación solar en la nube. Se puede observar que la dispersión y reflexión se incrementa cuando aumenta el espesor óptico de las nubes cirros. En el caso de la diferencia entre los flujos netos, característica de la absorción, se aprecia igualmente una relación lineal con relación a los espesores ópticos. Aunque ésta presenta una pendiente menor que en el caso de la dispersión. Como se explica en Ramaswamy y Ramanathan, [1989] la absorción aumenta con el incremento del espesor óptico.

Para las capas donde se encuentran ubicados los cirros se calculó el valor medio de la razón de calentamiento. Resultando un valor de razón de calentamiento para cada hora y cada nube cirro. El promedio diario de estos valores de la razón de calentamiento para los cirros, en cada una de las bandas espectrales de la radiación solar, con respecto al espesor óptico de la nube se muestran en la Figura 4.9. Podemos observar que estos presentan una relación lineal con el espesor óptico. Esta relación es similar a la que mantiene la magnitud

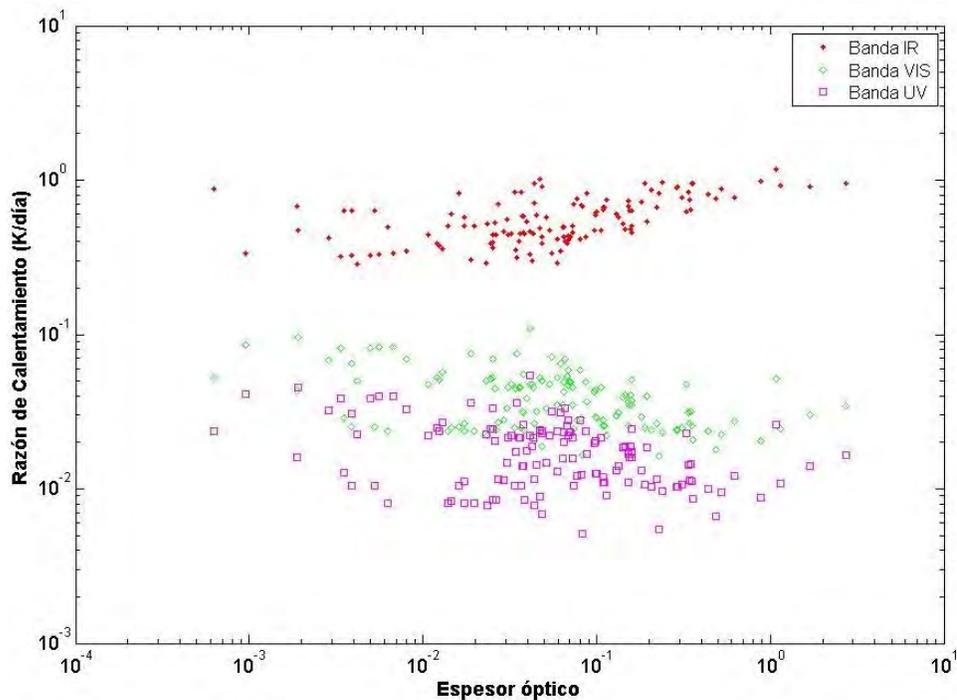


Figura 4.9 Razón de calentamiento de las nubes cirros en las bandas espectrales de radiación solar, con respecto al espesor óptico de las mismas.

de diferencia de los flujos netos en el tope y base de la nube, representativa de la absorción de la capa de nubes cirros, con respecto al espesor óptico, discutida con anterioridad (Figura 4.8b). Los valores promedios de la razón de calentamiento media diaria de las capas de cirros para la radiación solar, se encuentran entre 0.35 K/día y 1.24 K/día y un valor medio de 0.63 K/día. En Figura 4.9, vemos como el efecto más significativo sobre la radiación solar se encuentra en la banda del infrarrojo cercano, este efecto de las nubes cirros sobre la radiación infrarroja es expresado en la literatura [ej. Ramaswamy y Ramanathan, 1989].

Los autores Ramaswamy y Ramanathan, [1989] reportan un incremento de la razón de calentamiento de 1.1 K/día, considerando presencia de nubes cirros con una distribución de cristales de hielo con representación de gotas solamente, para un espesor óptico de 1.5. En

nuestro caso, aunque se obtienen los valores medios diarios, son semejantes y se encuentran cercanos al reportado.

Como explicábamos con anterioridad, una magnitud útil para la caracterización del efecto de las nubes cirros sobre la radiación y el clima, es el forzamiento producido sobre la radiación solar. A partir de los cálculos realizados se obtuvo el valor medio diario del forzamiento radiativo por nubes cirros, considerando los valores de forzamiento en los horarios nocturnos como cero.

En la Figura 4.10 se muestran los valores del forzamiento radiativo medio diario en relación con el espesor óptico, para espectro solar total y sus bandas espectrales. Podemos ver cómo existe una relación lineal negativa entre el forzamiento radiativo y el espesor óptico tanto en el TOA como en SFC. El signo negativo del forzamiento radiativo significa

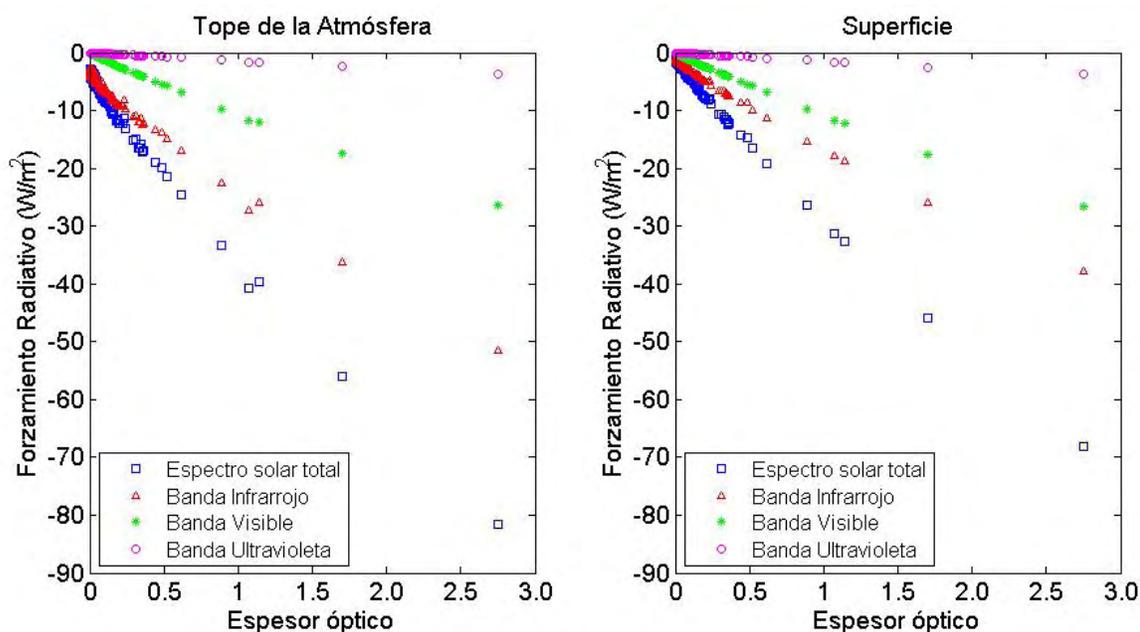


Figura 4.10 El forzamiento radiativo medio diario por cirros en la radiación solar y sus bandas espectrales, con respecto al espesor óptico para todos los datos de cirros medidos con lidar.

que la presencia de nubes cirros enfría el TOA y la SFC. Con la presencia de nubes cirros el flujo de radiación saliente en el TOA se incrementa y decrece el flujo que llega a la SFC, y este efecto será mayor mientras aumente el espesor óptico. La principal contribución a este efecto ocurre en el infrarrojo cercano, como se ha visto con antelación y también ha sido reportado en la literatura [Ramaswamy y Ramanathan, 1989].

Los valores del forzamiento radiativo diario en el TOA, para el espectro solar total, fluctúan entre  $-2.8 \text{ W/m}^2$  y  $-81.5 \text{ W/m}^2$ , con valor medio de  $-9.1 \text{ W/m}^2$ . Para la SFC se encuentran los valores del forzamiento radiativo entre  $-0.9 \text{ W/m}^2$  y  $-68.1 \text{ W/m}^2$ , con valor medio de  $-5.6 \text{ W/m}^2$ . En la Tabla 4.1 se muestran los valores del forzamiento radiativo para las diferentes clasificaciones de las nubes cirros, en el espectro solar total. Al observar los valores de la Tabla 4.1 se aprecia al igual que en la Figura 4.10, la existencia de una relación lineal entre el espesor óptico y el forzamiento radiativo. En el caso de los cirros subvisibles (menores espesores ópticos) es menor el forzamiento y para los cirros opacos (mayores espesores ópticos) es mayor. Podemos ver cómo el valor medio del forzamiento radiativo, es representativo de los valores de nubes cirros delgados y subvisibles, ya que la muestra es representativa de este tipo de nubes cirros, sólo el 14 % de los casos tiene un forzamiento radiativo mayor de  $15 \text{ W/m}^2$ . Se observa igualmente que todos los tipos de cirros tienen un mayor efecto sobre el TOA que sobre SFC.

Tabla 4.1 Valores medios de forzamiento radiativo por nubes cirros para las diferentes clasificaciones de nubes cirros en el TOA y SFC, en el espectro solar total.

Forzamiento radiativo (W/m <sup>2</sup> )	Opacos		Delgados		Subvisibles	
	TOA	SFC	TOA	SFC	TOA	SFC
Media	-28.2	-21.9	-7.6	-4.3	-4.2	-1.7
Mínimo	-14.8	-10.7	-4.2	-2.0	-2.8	-0.9
Máximo	-81.5	-68.1	-15.2	-10.6	-7.6	-4.0

Este comportamiento del forzamiento radiativo se encuentra reportado en la literatura. Jensen et al., [1994b], reportan valores negativos del forzamiento radiativo sobre todo el espectro de radiación solar, y para la región de espesores ópticos pequeños la relación es lineal entre forzamiento radiativo y el espesor óptico de las nubes cirros. Los autores realizaron los cálculos teóricos con radios efectivos de cristales de hielo de 15  $\mu\text{m}$  y con alturas de nube de 13 km a 15 km, para nubes cirros tropicales. Los parámetros y resultados reportados para nuestro caso coinciden con los reportados por los autores mencionados.

De forma general en este capítulo se ha señalado la ventaja que tiene la representación de la estructura de las nubes cirros, llamada nube no homogénea, al ser usados en cálculos de transferencia radiativa. Se obtienen perfiles de flujos de radiación y razones de calentamientos dentro de las nubes que siguen la estructura de las nubes. El flujo ASC es mayor en la parte alta de la nube donde se encuentran las partículas de menor tamaño, los máximos de razón de calentamiento ocurren en los máximos de espesores ópticos.

La utilización de casos reales de medición de perfiles de coeficientes de extinción de nubes cirros nos permitió determinar la magnitud y carácter del efecto de este tipo de nubes sobre

la radiación. Se realizó un análisis del comportamiento de los flujos en TOA y en la SFC con la presencia de nubes cirros. En el TOA aumenta la radiación que abandona el planeta y en la SFC disminuye la radiación incidente. Este efecto ocurre en mayor medida con el aumento del espesor óptico y la banda del infrarrojo del espectro solar es la de mayor contribución. En el ciclo diurno, asumiendo la presencia de la misma nube cirro durante todo el día se evidencia la dependencia del efecto de las nubes cirros con el ángulo cenital solar, ocurriendo un mayor forzamiento radiativo en los horarios alrededor al mediodía. Este aspecto fue también encontrado para cálculos realizados con perfiles medios de nubes cirros subvisibles medidas con SAGE II. Los mayores valores de razón de calentamiento ocurren igualmente en ese horario y siguen la estructura de las nubes cirros.

## **CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES**

## **CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES**

Se obtuvo un algoritmo para la conversión de los perfiles de coeficiente de retrodispersión en perfiles de coeficiente de extinción, mediante la estimación de la razón lidar apropiada basado en las condicionantes a la hora de realización de las mediciones de nubes cirros, el valor obtenido fue de 10 sr. La razón lidar encontrada permitió calcular por primera ocasión los perfiles de extinción de los cirros y determinar el espesor óptico de los mismos con mayor precisión que con los métodos utilizados anteriormente.

Se obtuvo una caracterización de las propiedades ópticas y geométricas y la frecuencia de ocurrencia, de las nubes cirros subvisibles en el Gran Caribe. La frecuencia de ocurrencia de nubes cirros a partir de datos del SAGE II en la Región del Gran Caribe, muestra un máximo en los meses de la temporada lluviosa y un mínimo en los meses de la poca lluviosa, por lo que se denota cierto grado de estacionalidad en el comportamiento de la ocurrencia de las mismas. Las alturas de máxima frecuencia de nubes cirros se encuentran entre los 14 km y 15 km. Estos resultados guardan relación con los mostrados en el resto del Trópico.

Se determinó una frecuencia de ocurrencia de las nubes altas de 9 % sobre la tropopausa, un 16 % en la tropopausa y un 75 % no llegan a alcanzar la altura de esta capa. Se clasificaron las nubes altas determinadas con SAGE II para el Gran Caribe y las más frecuentes, más gruesas y más densas ópticamente, son las que se encuentran pegadas a

nubes opacas. Las nubes aisladas presentan menor frecuencia, espesor geométrico y óptico que las pegadas a nubes opacas.

Se realizó una caracterización de las propiedades ópticas y geométricas de las nubes cirros a partir del análisis de las bases de datos de retrodispersión por lidar y de los perfiles de extinción del SAGE II. Se establece que las nubes cirros delgadas con una frecuencia de ocurrencia de 67 % predominan sobre las del tipo subvisible, con una frecuencia de 25 %. Las alturas medias de la base y el tope para estos dos tipos de nubes tienen similares valores de 11.63 km y cercano a 14 km, respectivamente, siendo las alturas de las nubes opacas algo menores. Los valores medios de espesores ópticos/geométricos para los diferentes tipos de nubes son de 0.5/2.9 km, 0.07/2.4 km, y 0.02/1.7 km para las nubes opacas, delgadas y subvisibles, respectivamente. La comparación de los resultados evidencia un comportamiento de las nubes cirros en nuestra estación intermedio, entre las características de las nubes cirros tropicales y de latitudes medias. Este comportamiento intermedio se explica a partir de la ubicación geográfica de nuestro país.

Teniendo en cuenta la limitada cantidad de datos de retrodispersión por lidar disponibles para el estudio de las nubes cirros, los resultados y conclusiones deben ser tomados con cautela. A partir de este momento se dispone de información sobre las propiedades ópticas y la distribución vertical de las nubes cirros sobre Cuba.

Se obtuvo las características ópticas de las nubes cirros medidas con SAGE II a las longitudes de onda estudiadas, de 0.525  $\mu\text{m}$  y 0.102  $\mu\text{m}$ , con valores de espesores ópticos muy semejantes. Las nubes en nuestra región resultaron tener un espesor geométrico más frecuente entre los 0.5 km y 2.5 km para alturas entre los 10 km y 20 km, con un valor medio de 2.08 km.

Los resultados obtenidos muestran que las nubes cirros en la región del Gran Caribe, en comparación con el resto de la región tropical, tienen un comportamiento particular. Ello puede ser atribuido a la utilización en este estudio de una base de datos más actualizada y con mejoras en la resolución vertical.

Se asimiló y adaptó un modelo de transferencia radiativa en la atmósfera para el espectro solar a nuestras condiciones locales. Este acápite permite disponer de una herramienta para la evaluación y el diagnóstico de la radiación solar a través de uno de los códigos de avanzada en el mundo.

Por primera vez, se obtiene la magnitud y el carácter del efecto de las nubes cirros sobre la radiación solar en la región del Gran Caribe. Este se ha determinado a partir de la simulación numérica de las nubes cirros en el mencionado modelo de transferencia radiativa. Las nubes cirros tienen un efecto de enfriamiento de la radiación solar en el TOA y en SFC, aumentando la radiación solar que sale del planeta y por tanto disminuyendo la radiación solar que llega a superficie. La magnitud de este efecto, varía en dependencia del espesor óptico y del ángulo de elevación del sol. Existe una relación lineal negativa entre el forzamiento radiativo y el espesor óptico tanto en el TOA, como en SFC. Los valores del forzamiento radiativo diario en el TOA presentan un valor medio de  $-9.1 \text{ W/m}^2$  y para la SFC se encuentran un valor medio de  $-5.6 \text{ W/m}^2$ .

Los valores promedios de los valores medios diarios del flujo ascendente en el TOA, y el descendente en SFC de todos los casos analizados son  $91.1 \text{ W/m}^2$  y  $322.2 \text{ W/m}^2$ , respectivamente. Los flujos presentan un comportamiento similar en todas las bandas espectrales de la radiación solar con respecto al espesor óptico, teniendo su máxima influencia las nubes cirros sobre la banda del infrarrojo y del visible. La dispersión,

reflexión y absorción de las nubes cirros presentan un comportamiento lineal con respecto a su espesor óptico. Las nubes cirros presentan valores promedios diarios de la razón de calentamiento de 0.63 K/día, para todo el espectro de radiación solar, oscilando entre valores mínimos de 0.35 K/día y máximos de 1.24 K/día. En este calentamiento su mayor contribución es sobre la banda infrarroja de la radiación solar y sólo ocurre en el lugar donde se encuentran en la atmósfera.

Se obtuvo el ciclo diurno del forzamiento radiativo en el espectro solar total de las nubes cirros, utilizando los perfiles de extinción obtenidos con lidar y SAGE II. Se observan máximos en horarios cercanos al mediodía, en los casos de nubes cirros delgados y gruesos, evidenciando la dependencia del forzamiento radiativo con el ángulo cenital del sol.

El comportamiento del efecto de las nubes cirros sobre la radiación solar se encuentra en general, dentro del rango de valores reportados en la literatura, así como el comportamiento con respecto a las características ópticas.

Las características de las nubes cirros subvisibles determinadas con el método de medición local, concuerdan con las determinadas para la subregión norte del Gran Caribe, con el instrumento SAGE II. Además, las magnitudes espaciales de los fenómenos involucrados en la formación y evolución de las nubes cirros subvisibles son del orden de las dimensiones de la región del Gran Caribe. El análisis conjunto de estos hechos nos permite establecer que la evaluación de los efectos locales de las nubes cirros subvisibles sobre la radiación solar, en una primera aproximación, pueden ser extrapoladas a la región del Gran Caribe. Estos resultados aportan la información necesaria para poder incluir en los escenarios climáticos de nuestro país y de la región, el efecto radiativo producido por la variabilidad natural e inducida de las nubes cirros subvisibles.

*Se recomienda:*

Ampliar el estudio de las propiedades ópticas y geométricas, a las nubes opacas medidas con el SAGE II.

Continuar el estudio acerca de la influencia de las nubes cirros sobre la región infrarroja o terrestre del espectro de radiación, empleando un modelo de alta resolución en esta zona del espectro.

## REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Ansmann, A., U. Wandinger, M. Riebesell, C. Weitkamp, and, W. Michaelis, 1992, Independent measurement of extinction and backscatter profiles in cirrus clouds by using a combined Raman elastic backscatter lidar, *Appl. Opt.*, **31**, 7113–7131.
- Ansmann, A., J. Bösenberg, G. Brogniez, S. Elouragini, P.H. Flamant, 1993, Lidar Network Observations of Cirrus Morphological and Scattering Properties during the ICE 1989. The 18 October 1989 Case Study and Statistical Analysis. *J. Appl. Meteorol.*, **32**.
- Ansmann, A., 2002, Molecular backscatter lidar-profiling of the volume-scattering coefficient in cirrus, In *Cirrus*, D. Lynch and K. Sassen, Eds., Oxford University Press, 197-210.
- Antuña, J. C., D. Marin, y R. Aroche, 1991, Modelo estadístico de algunos parámetros atmosféricos en Centro Meteorológico de Camagüey, (Manuscrito no publicado, disponible en la biblioteca del Centro Meteorológico de Camagüey), 24 pp.
- Antuña, J. C., B. Barja y R. Estevan, 2004. Caracterización del transporte de aerosoles estratosféricos y de la troposfera alta sobre el Gran Caribe, bajo condiciones de fondo. *Informe Científico Técnico*. Proyecto No. 01301165, Programa Nacional “Los cambios y la evolución del medio ambiente cubano”, 16 pp.
- Antuña, J. C., and B. Barja, 2006, Cirrus Clouds Optical Properties Measured With Lidar At Camagüey, Cuba. *Óptica Pura y Aplicada*, **39-1**, 11-16.
- Barja, B. and R. Aroche, 2001, Cirrus Clouds at Camagüey, Cuba. *Proceeding of the SPARC 2000*, 2nd General Assembly of SPARC, Buenos Aires Argentina 2000.
- Barja, B., 2002, Tropical Cirrus Clouds Measurements at Camagüey, Cuba. *Lidar Remote Sensing in Atmospheric and Earth Sciences, Part II. Proceedings of 21 ILRC*. Library Services Defence R&D Canada-Valcartier. Québec Canada Eds. L. Bissonnette, G. Roy y G. Vallee., Pages 673 – 675.

- Barja, B., 2006, Análisis de la Frecuencia de Ocurrencia de Nubes Cirros en las Observaciones en Estaciones de superficie en la Región de Camagüey. *Revista Cubana de Meteorología*. **13-2**. 81-91.
- Barja, B., y J. C. Antuña, 2006. Obtención de los Perfiles de Coeficiente de Retrodispersión por Nubes Cirros con lidar en Camagüey, y estudio de las características de las mismas. *Informe Científico-Técnico*, Programa Los Cambios Globales y la Evolución del medio Ambiente Cubano. *Proyecto 01303177*. 18 pp.
- Barja, B., and J. C. Antuña, 2008, Numerical simulation of cirrus cloud radiative forcing using lidar backscatter data. Preliminary results. *Óptica Pura y Aplicada*, **41-2**, 89-95.
- Barrett, E. W. and O. Ben-Dov, 1967, Application of the lidar to air pollution measurements, *J. Appl. Meteorol.*, **6**, 500–515.
- Baumgardner, D., H. Jonsson, W. Dawson, D. O'Connor, and R. Newton, 2002, The cloud, aerosol and precipitation spectrometer (CAPS): A new instrument for cloud investigations, *Atmos. Res.*, **59– 60**, 251–264.
- Baumgardner, D., 2007. Comunicación personal. Dr. Darrel Baumgardner. Grupo de Interacción Mesoescala Microescala. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Briegleb, B., 1992, Delta-Eddington approximation in the NCAR Community Climate Model, *J. Geophys. Res.*, **97**, 7603–7612.
- BSPA, 2004, Backscatter Process Application, Manual de Usuario, Certificación de deposito legal facultativo de Obras Protegidas, Registro 2366-2004.
- Cadet, B., L. Goldfarb, D. Faduilhe, D. Baldy, V. Giraud, P. Keckhut, and A. Rechou, 2003, A subtropical cirrus clouds climatology from Reunion island (21°S, 55°E) lidar data set, *Geophys. Res. Lett.*, **30**(3), 1130, doi:10.1029/2002GL016342.
- Campbell, G.G., and T.H. Vonder Haar, 1989, Tropical cirrus clouds, a climatology. *Presented at IRS 1988*, Lenoble and Geleun, A. Deepak Publishing, 191 -194.
- Chang, F.-L., and Z. Li, 2005, A Near-Global Climatology of Single-Layer and Overlapped Clouds and Their Optical Properties Retrieved from *Terra*/MODIS Data Using a New Algorithm *J. Clim.*, **18**, 4752-4771.

- Chu, W. P. and M. P. McCormick, 1979. Inversion of stratospheric aerosol and gaseous constituents from spacecraft solar extinction data in the 0.38-1.0 micrometer wavelength region., *App. Opt.*, **18**, 1404-1413.
- Chu, W. P., M. P. McCormick, J. Lenoble, C. Brogniez and P. Pruvost, 1989. SAGE II inversion algorithm. *J. Geophys. Res.*, **94**, 8339-8351.
- Comstock, J. M., T.P. Ackerman, and G.G Mace, 2002. Ground-based lidar and radar remote sensing of tropical cirrus clouds at Nauru island: Cloud statistics and radiative impacts, *J. Geophys. Res.*, **107**(23), 4714, doi:10.1029/2002JD002203.
- Conover, J.H., 1965. Clod and terrestrial albedo determinations from TIROS satellite pictures. *J. Appl. Meteor.*, **4**, 378-386.
- Davis, P. A., 1969. The analysis of lidar signatures of cirrus clouds, *Appl. Opt.*, **8**, 2099–2102.
- Davis, P. A., 1971: Applications of an airborne ruby lidar during a BOMEX program of cirrus observations. *J. Appl. Meteor.*, **10**, 1314–1323.
- Dessler, A.E., and, P. Yang, 2003. The distribution of tropical thin cirrus clouds inferred from Terra MODIS data. *J. Climate* **16**, 1241–1247.
- Fels, S. B., 1986. Analytic representations of Standard atmosphere temperature profiles, *J. Atmos. Sci.*, **43**, 219-221.
- Fernald, F. G., Herman, B. M., and J. A. Reagon, 1972. Determination of aerosol height distributions by lidar, *J. Appl. Meteorol.*, **11**, 482–489.
- Fernald, F. G., 1984. Analysis of atmospheric lidar observations; some comments, *Appl. Opt.*, **23**, 652–653.
- Fiocco, G., and L. D. Smullin, 1964. Detection of the scattered layer in the upper atmosphere. *Nature*, **199**, 1275-1276.
- Fontes, A., J. C. Antuña, R. Estevan, and B. Barja, 2008. Determinación del espesor óptico por aerosoles bajo condiciones de cielo despejado sobre Camagüey. Simulación numérica de su efecto sobre la radiación directa en superficie. *Informe Científico Técnico*. Proyecto No. 01303190, Programa Nacional “Los Cambios y la Evolución del medio ambiente cubano”, 29 pp.
- Foot, J. S., 1988. Some observations of the optical properties of clouds. Part II: Cirrus. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **114**, 145–164.

- Francis, P. N., A. Jones, R. W. Saunders, K. P. Shine, A. Slingo, and Z. Sun, 1994. An observational and theoretical study of the radiative properties of cirrus: Some results from ICE'89. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **120**, 809–848.
- Freidenreich, S. M., and V. Ramaswamy, 1999. A new multiple-band solar radiative parameterization for general circulation models, *J. Geophys. Res.*, **104**, 31,389–31,409.
- Freidenreich, S. M., and V. Ramaswamy, 2005. Refinement of the Geophysical Fluid Dynamics Laboratory solar benchmark computations and an improved parameterization for climate models. *J. Geophys. Res.*, **110**, D17105, doi:10.1029/2004JD005471.
- Freidenreich, S. M., 2009. Comunicación personal. Prof. Stuart M. Freidenreich. Geophysical Fluid Dynamics Laboratory. NOAA. Princeton University Forrestal Campus.
- Fridlind, A. M., A. S. Ackerman, E. J. Jensen, A. J. Heymsfield, M. R. Poellot, D. E. Stevens, D. Wang, L. M. Miloshevich, D. Baumgardner, et al., 2004, Evidence for the Predominance of Mid-Tropospheric Aerosols as Subtropical Anvil Cloud Nuclei. *Science*. **304**. 718-722.
- Fu, Q., and K. N. Liou, 1993. Parameterization of the radiative properties of cirrus clouds. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 2008–2025.
- Fu, Q., 1996. An Accurate Parameterization of the Solar Radiative Properties of Cirrus Clouds for Climate Models, *J. of Climate*, **9**, 2058-2082.
- Fu, Q., M. Baker, and D. L. Hartmann, 2002, Tropical cirrus and water vapor: an effective Earth infrared iris feedback?. *Atmos. Chem. Phys.*, **2**, 31–37,
- Garrett, T. J., H. Gerber, D. G. Baumgardner, C. H. Twohy, and E. M. Weinstock, 2003. Small, highly reflective ice crystals in low-latitude cirrus, *Geophys. Res. Lett.*, **30**(21), 2132, doi:10.1029/2003GL018153.
- Garrett, T. J., B. C. Navarro, C. H. Twohy, E. J. Jensen, D. G. Baumgardner, P. T. Bui, H. Gerber, R. L. Herman, A. J. Heymsfield, P. Lawson, P. Minnis, L. Nguyen, M. Poellot, S. K. Pope, F. P. J. Valero, and E.M. Weinstock, 2005, Evolution of a Florida Cirrus Anvil, *J. Atmos. Sci.*, **62**, 2352-2372.

- Garrett, T. J., M. A. Zulauf, and S. K. Krueger, 2006, Effects of cirrus near the tropopause on anvil cirrus dynamics, *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L17804, 10.1029/2006GL027071.
- Garret, T. J., 2007. Comunicación personal. Dr. Timothy J. Garrett. Assistant Professor, Meteorology Department, University of Utah.
- GEPROP, 2007, Sitio WEB del Centro de Gerencia de Programas y Proyectos Priorizados. <http://www.geprop.cu/> y <http://www.redciencia.cu/geprop/geprop.html>
- Goldfarb, L., P. Keckhut, M.-L. Chanin and A. Hauchecorne, 2001. Cirrus climatological results from lidar measurements at OHP (44°N, 6°E), *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 1687-1690.
- Gueymard, Ch., 1998. Turbidity Determination from Broadband Irradiance Measurements: A Detailed Multicoefficient Approach, . *J. Appl. Meteor.*, **37**, 414 - 435.
- Hahn C. J., and S. G. Warren, 2003. Cloud climatology for land stations worldwide, 1971-1996. Tech. Rep. NDP-026D, Carbon Dioxide Information Analysis Center, 35 pp. [Available online at <http://cdiac.ornl.gov/ftp/ndp026d/> Dataset and maps is available at <http://www.atmos.washington.edu/~ignatius/CloudMap/>].
- Halthore, R. N., D. Crisp, S. E. Schwartz, G. P. Anderson, S. Freidenreich, and V. Ramaswamy, et al., 2005: Intercomparison of shortwave radiative transfer codes and measurements. *J. Geophys Res.*, **110**, D11206, doi:10.1029/2004JD005293.
- Hartmann, D.L., and M.L.Michelsen, 2002, No evidence for iris. *Bull. Amer. Met. Soc.* **83**, 2, 249-254.
- Heymsfield, A. J., 1977. Precipitation development in stratiform ice clouds: A microphysical and dynamical study. *J. Atmos. Sci.*, **34**, 367-381.
- Heymsfield, A. J., and G. M. McFarquhar, 1996. On the high albedos of anvil cirrus in the tropical Pacific warm pool: Microphysical interpretations from CEPEX and from Kwajalein, Marshall Islands, *J. Atmos. Sci.*, **53**, 2424–2451.
- Heymsfield, A., L.M. Miloshevich, C. Schmitt, A. Bansemmer, C. Twohy, M.R. Poellot, A. Fridlind, and H. Gerber, 2005, Homogeneous Ice Nucleation in Subtropical and Tropical Convection and Its Influence on Cirrus Anvil Microphysics. , *J. Atmos. Sci.*, **62**. 41-64.
- Im, E., C. Wu, and S.L. Durden, 2005. Cloud Profiling Radar for the CloudSat Mission. *IEEE Aerospace and Electronic Systems Magazine*, **20(10)**, 15-18

- Immmler, F. and O. Schrems, 2002. Determination of tropical cirrus properties by simultaneous LIDAR and radiosonde measurements, *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 23, 2002GL015076, 2090 - 2093.
- IPCC, 2001. Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Houghton, J.T., Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, and C.A. Johnson (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 881 pp.
- IPCC, 2007. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp.
- Jensen, E. J., O. B. Toon, D.L. Westphal, S. Kinne, and, H.J. Heymsfield, 1994a. Microphysical modelling of the cirrus, 1. Comparison with 1986 FIRE IFO measurements. *J. Geophys. Res.*, **99**, 10421– 10442.
- Jensen, E. J., S. Kinne, and O. B. Toon, 1994b. Tropical cirrus cloud radiative forcing: Sensitivity studies, *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 2023– 2026.
- Jensen, E. J., O. B. Toon, H. B. Selkirk, J. D. Spinhirne, and M. R. Schoeberl, 1996a. On the formation and persistence of subvisible cirrus clouds near the tropical tropopause. *J. Geophys. Res.*, **101**, 21 361–21 375.
- Jensen, E. J., Toon, O. B., Pfister, L., and Selkirk, H. B., 1996b, Dehydration of the upper troposphere and lower stratosphere by subvisible cirrus clouds near the tropical tropopause, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 825–828.
- Jensen, E. J., L. Pfister, A. S. Ackerman, and A. Tabazadeh, 2001. A conceptual model of the dehydration of air due to freeze-drying by optically thin, laminar cirrus rising slowly across the tropical tropopause, *J. Geophys. Res.*, **106**(D15), 17,237–17,252.
- Jensen, E., Starr, D., and Toon, O. B., 2004, Mission investigates tropical cirrus clouds, *EOS*, **85**, 45–50.

- Jet Propulsion Laboratory (JPL), 1992. Chemical kinetics and photochemical data for use in stratospheric modelling: Evaluation No. 10, *JPL Publ.* **92-20**, Pasadena, Calif.
- Joseph, J. H., W. Wiscombe, and J. A. Weinman, 1976. The delta-Eddington approximation for radiative flux transfer, *J. Atmos. Sci.*, **33**, 2452–2459.
- Kärcher, B. and S. Solomon, 1999. On the composition and optical extinction of particles in the tropopause region. *J. Geophys. Res.*, **104**, 27441 – 27459.
- Kent, G. S. and M. P. McCormick, 1991. Separation of cloud and aerosol in two wavelength satellite occultation data. *Geophys. Res. Lett.*, **18**, 428-431.
- Kent, G. S., D. M. Winker, M. Osborn, and K. M. Skeens, 1993. A model for separation of cloud and aerosol in SAGE II occultation data. *J. Geophys. Res.*, **98**, 20,725-20,735.
- Khvorostyanov, V. I., and K. Sassen, 2002. Microphysical processes in cirrus and their impact on radiation. A mesoscale modelling perspective, In *Cirrus*, D. Lynch and K. Sassen, Eds., Oxford University Press, 397-432.
- King, M.D., Y.J. Kaufman, W.P. Menzel, and, D. Tanre, 1992. Remote sensing of cloud, aerosol and water vapor properties from the Moderate Resolution Imaging Spectrometer (MODIS). *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* **30**, 2–27.
- King, M.D., W.P. Menzel, Y.J. Kaufman, D. Tanre, B.-C. Gao, S. Platnick, S.A. Ackerman, L.A. Remer, R. Pincus, and, P.A. Hubanks, 2003. Cloud and aerosol properties, precipitable water, and profiles of temperature and water vapor from MODIS. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* **41**, 442–458.
- Kinne, S., T.P. Akerman, M. Shiobara, A. Uchiyama, A.J. Heymsfield, L. Miloshevich, J. wendell, E. W. Eloranta, C. Purgold and R. W. Bergstrom, 1997. Ground Observations and In Situ Measurements during FIRE 1991 and their application to Exhibit Problems in Cirrus solar Radiative Transfer Modeling, *J. Atmos. Sci.*, **54**, 2320 - 2344
- Kistler, R., et al., 2001. The NCEP–NCAR 50-Year Reanalysis: Monthly Means CD-ROM and Documentation. *Bull. Amer. Met. Soc.* **82**, 2, 247-267.
- Klett, J. D., 1981. Stable analytical inversion solution for processing lidar returns, *Appl. Opt.*, **20**, 211–220.

- Knollenberg, R. G., A. J. Dascher, and D. Huffman, 1982. Measurements of the aerosols and ice crystal population in tropical stratospheric cumulonimbus anvil. *Geophys. Res. Lett.*, **9**, 613-616.
- Knollenberg, R. G., K. Kelly, and J.C. Wilson, 1993. Measurements of high number densities of ice crystals in the tops of tropical cumulonimbus. *J. Geophys. Res.*, **92**, 8639-8664.
- Labs, D., and H. Neckel, 1970. Transformation of the absolute solar radiation data into the international temperature scale of 1968, *Solar Phys.*, **15**, 79–87.
- Lawson, R. P., B. A. Baker, C. G. Schmitt, and T. L. Jensen, 2001. An overview of microphysical properties of Arctic clouds observed in May and July during FIRE.ACE, *J. Geophys. Res.*, **106**, 14 989–15 014.
- Lawson, R.P., B. Pilson, B. Baker, Q. Mo, E. Jensen, L. Pfister, and P. Bui, 2007. Aircraft measurements of microphysical properties of subvisible cirrus in the tropical tropopause layer., *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, **7**, 6255–6292.
- Liao, L., and K. Sassen, 1994. Investigation of relationships between Ka-band radar reflectivity and ice and liquid water contents. *Atmos. Res.*, **34**, 231-248.
- Ligda, M. G. H., 1963. Meteorological observations with a pulsed laser radar, *Proc of the 1st Conf. on Laser Technology*, San Diego, Calif., U.S. Navy ONR, pp 63-72.
- Lindzen, R. S., M-D Chou, and A. Y. Hou, 2001, Does the Earth Have an Adaptive Infrared Iris?. *Bull. Amer. Met. Soc.* **82**, 417-432.
- Liou, K. N., 1986. The influence of cirrus on weather and climate process: A global perspective. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 1167-1199.
- Liou, K.-N., 1992. *Radiation and Cloud Processes in the Atmosphere*, Oxford Univ. Press, New York.
- Liou, K. N., and Takano, Y., 1994. Light scattered by nonspherical particles: Remote Sensing and climate implications. *Atmos. Res.*, **31**, 271-298.
- Lynch, D. K., 1996. Cirrus clouds: Their role in climate and global change, *Acta Astronautica*, **38**(11), 859–863.
- Lynch, D.K., K. Sassen, D. O’C. Starr, G. Stephens (Eds.), 2002. *Cirrus*. Oxford University Press, New York, 480 pp.

- Mace, G.G., S. Benson, and, E. Vernon, 2006. Cirrus Clouds and the Large-Scale Atmospheric State: Relationships Revealed by Six Years of Ground-Based Data. *J. Climate*, **19**, 3257-3278.
- Macke, A., 1993. Scattering of light by polyhedral ice crystal. *Appl. Opt.*, **32**, 2780–2788.
- Macke, A., J. Mueller, and E. Raschke, 1996. Single scattering properties of atmospheric ice crystals. *J. Atmos. Sci.*, **53**, 2813–2825.
- Massie, S., P. Lowe, X. X. Tie, M. Hervig, G. Thomas, and J. M. Russell III, 2000. The effect of the 1997 El Niño on the distribution of upper tropospheric cirrus. *J. Geophys. Res.*, **105** (D18), 22 725–22 741.
- Maulding, L. E., et al., 1985. SAGE II instrument: a functional description. *Opt. Engin.*, **24**, 307-312.
- McCartney, E. J., 1976. *Optics of the atmosphere: Scattering by molecules and particles*, 408 pp., John Wiley, New York
- McClatchey, R. A., R. W. Fenn, J. E. A. Selby, F. E. Volz, and J. S. Garing, 1972. Optical properties of the atmosphere, *Rep. AFCRL-72-0497*, 110 pp., Hanscom Air Force Base, Bedford, Mass.
- McCormick, M.P., P. Hamill, T.J. Pepin, W.P. Chu, T.J. Swissler and R.L. McMaster, 1979. Satellite studies of the stratospheric aerosols. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, **60**, 1038-1046.
- McFarquhar, G. M., and, A. J. Heymsfield, 1998, The Definition and Significance of an Effective Radius for Ice Clouds, *J. Atmos. Sci.*, **55**, 2039 - 2052,
- McFarquhar, G. M., A. J. Heymsfield, J. Spinhirne, and B. Hart, 2000. Thin and subvisual tropopause tropical cirrus: Observations and radiative impacts. *J. Atmos. Sci.*, **57**, 1841–1853.
- Meyer, K., P. Yang, and, B.-C. Gao, 2007. Tropical ice cloud optical depth, ice water path, and frequency fields inferred from the MODIS level-3 data. *Atmospheric Research*, **85**, 171–182.
- NCEP, 2005. *NCEP Reanalysis data was provided by the NOAA-CIRES Climate Diagnostics Center, Boulder, Colorado, USA, from their Web site at <http://www.cdc.noaa.gov/>*

- Nee, J. B., C. N. Len, W. N. Chen, and C. I. Lin, 1998. Lidar observation of the cirrus cloud in the tropopause at Chung-Li (25°N, 121°E). *J. Atmos. Sci.*, **55**, 2249–2257.
- Nicolet, M., 1989. Solar spectral irradiances with their diversity between 120 and 900 nm, *Planet. Space Sci.*, **37**, 1249–1289.
- Organización Meteorológica Mundial (OMM), 1975 [1995]. Atlas Internacional de Nubes. Vol. I, *Manual de las Observaciones de Nubes y Otros Meteoros*. OMM. Génova.
- Organización Meteorológica Mundial (OMM), 1986. Atmospheric ozone, assessment of our understanding of the processes controlling its present distribution and change, *Rep. 16*, WMO Global Ozone Res. and Monit. Proj., Washington, D. C., 1986.
- Pal, S.R., A. I. Carswell, I. Gordon, and A. Fong, 1995. Lidar - Derived Cloud Optical Properties Obtained During the ECLIPS Program. *J. Appl. Meteor.*, **34**.
- Pasqualucci, F., B. Bartram, R.A. Kropfli, and W. R. Moring, 1983. A millimeter-wavelength dual-polarization Doppler radar for cloud and precipitation studies. *J. Climate Appl. Meteor.*, **22**, 758-765.
- Platnick, S., M.D. King, S.A. Ackerman, W.P. Menzel, B.A. Baum, J.C. Riedi, and, R.A. Frey, 2003. The MODIS cloud products: algorithms and examples from Terra. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* **41**, 459–473.
- Platt, C. M. R., 1973. Lidar and radiometric observations of cirrus clouds, *J. Atmos. Sci.*, **30**, 1191–1204.
- Platt, C.M.R., 1979. Remote Sounding of high cloud. Part I: Calculation of visible and infrared optical properties from lidar and radiometer measurements. *J. Appl. Meteor.*, **18**, 1130-1143.
- Platt, C. M. R., Scott, J. C., and C. Dilley, 1987. Remote sounding of high clouds. Part VI: Optical properties of midlatitude and tropical cirrus, *J. Atmos. Sci.*, **44**, 729–747.
- Platt, C. M. R., S. A. Young, P. J. Manson, G. R. Patterson, S. C. Marsden, and R. T. Austin, 1998. The optical properties of equatorial cirrus from observations in the ARM pilot radiation observation experiment. *J. Atmos. Sci.*, **55**, 1977–1996.
- Platt, C.M.R., 2002. Structural and Optical Properties of Cirrus Clods from LIRAD-type Observations, In *Cirrus* D. Lynch, K. Sassen, D. O’C Starr, and G. Stephens Eds., Oxford University Press, 211-230.

- Ramaswamy, V., and V. Ramanathan, 1989. Solar absorption by cirrus clouds and the maintenance of the tropical upper troposphere thermal structure, *J. Atmos. Sci.*, **46**, 2293–2301.
- Ramaswamy, V., and S. M. Freidenreich, 1991. Solar radiative line-by-line determination of water vapor absorption and water cloud extinction in inhomogeneous atmospheres, *J. Geophys. Res.*, **96 D5**, 9,133 - 9,157.
- Raschke, H., J. Schmetz, J. Heintzenberg, R. Kandel, and R. Saunders, 1990. International Cirrus Experiment, *ESA Bull.*, **14**, 113-119.
- Raschke, E., P. Flamant, Y. Fouquart, P. Hignett, H. Isaka, P.R. Jonas, H. Sundquist, and P. Wendling, 1998. Cloud-Radiation studies during European cloud radiation experiment (EUCREX), *Survey Geophys.*, **19**, 89-138.
- Roskovensky, J. K., K. N. Liou, T. J. Garrett, and D. Baumgardner, 2004, Simultaneous retrieval of aerosol and thin cirrus optical depths using MODIS airborne simulator data during CRYSTAL-FACE and CLAMS, *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L18110, doi:10.1029/2004GL020457.
- Rossow, W.B., and, R.A. Schiffer, 1999. Advances in understanding clouds from ISCCP. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **80**, 2261–2287.
- Rothman, L. S., et al., 1992. The HITRAN molecular database: Editions of 1991 and 1992, *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, **48**, 469–507.
- Russell, P. B., T. J. Swissler, and M. P. McCormick, 1979. Methodology for error analysis and simulation of lidar aerosol measurements. *App. Opt.*, **18**, 3783-3797.
- Sassen, K., Ch. G. Grund, J.D. Spinhirne, M.M. Hardesty, and J.M. Alvarez, 1990. The 27 - 28 October 1986 FIRE IFO Cirrus Case Study: A Five Lidar Overview of Cloud Structure and Evolution, *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 2288-2311.
- Sassen, K., and B. S. Cho, 1992. Subvisual thin cirrus lidar dataset for satellite verification and climatological research. *J. Appl. Meteor.*, **31**, 1275–1285.
- Sassen, K., and S. Benson, 2001: A midlatitude cirrus cloud climatology from the Facility for Atmospheric Remote Sensing. Part II: Microphysical properties derived from lidar depolarization. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 2103–2112.

- Sassen, K. and J. R. Campbell, 2001. A midlatitude cirrus cloud climatology from the facility for atmospheric remote sensing, part I: Macrophysical and synoptic properties, *J. Atmos. Sci.*, **58**, 481–496.
- Sassen, K., J. M. Comstock, 2001, A Midlatitude Cirrus Cloud Climatology from the Facility for Atmospheric Remote Sensing. Part III: Radiative Properties. , *J. Atmos. Sci.*, **58**, 2113–2127.
- Sassen, K, 2002. Cirrus Clouds. A Modern Perspective, In *Cirrus* D. Lynch, K. Sassen, D. O’C Starr, and G. Stephens Eds., Oxford University Press, 136-146.
- Schiffer, R. A., and W. B. Rossow, 1983. The International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP): The first project of the World Climate Research Programme. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **64**, 779–784.
- Schlimme, I., A. Macke, and J. Reichardt, 2005. The Impact of Ice Crystal Shapes, Size Distributions, and Spatial Structures of Cirrus Clouds on Solar Radiative Fluxes. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 2274-2283.
- Schwarzkopf, M. D., and S. B. Fels, 1991. The simplified exchange method revisited: An accurate, rapid method for computation of infrared cooling rates and fluxes, *J. Geophys. Res.*, **96**, 9075–9096.
- Sherwood, S. C., 1999. On moistening of the tropical troposphere by cirrus clouds, *J. Geophys. Res.*, **104**, 11,949– 11,960.
- Sherwood, S. C., 2002, A Microphysical Connection Among Biomass Burning, Cumulus Clouds, and Stratospheric Moisture, *Science*, **295**, 1272-1275.
- Smith, W.L., 1967. An iterative method for deducing tropospheric temperature and moisture profiles from satellite radiation measurements. *Mon. Wea. Rev.*, **95**, 1796-1802.
- Stephens, G. L., S.-C. Tsay, P. W. Stackhouse Jr., and P. J. Flatau, 1990. The relevance of the microphysical and radiative properties of cirrus clouds to climate and climatic feedback. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 1742–1753.
- Stubenrauch, C. J., A. Chédin, G. Rädcl, N.A: Scott, and S Serrar, 2006. Cloud Properties and Their Seasonal and Diurnal Variability from TOVS Path-B, *J. Clim.*, **19**, 5531-5553.

- Sunilkumar, S. V. and Parameswaran, K., 2005. Temperature dependence of tropical cirrus properties and radiative effects, *J. Geophys. Res.*, **110**, D13205, doi:10.1029/2004JD005426.
- Takano, Y., and K. N. Liou, 1989. Solar radiative transfer in cirrus clouds. Part I: Single Scattering and Optical Properties of Hexagonal Ice Crystals. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 3-19.
- Takano, Y., and K. N. Liou, 1995: Radiative transfer in cirrus clouds. Part III: Light scattering by irregular ice crystals. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 818–837.
- Thomason, L.W., S.P. Burton, N. Iyer, J.M. Zawodny, and J. Anderson, 2004. A Revised Water Vapor Product for the SAGE II version 6.2 Data Set, *J. Geophys. Res.*, **109**, doi:10.1029/2003JD004465.
- UNEP, 1999. The Wider Caribbean Environment Programme. <http://www.cep.unep.org/cep/cep.html>.
- Uthe, E. E., and P. B. Russell, 1976. Lidar observations of tropical high-altitude cirrus clouds. In *Proceeding of the IAMAP Symposium on Radiation in the Atmosphere*, Garmisch-Partenkirchen, Germany, H. J. Bolle, Ed., Science Press, 242–244.
- U.S. Standard Atmosphere, 1976, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 1976.
- van de Hulst, H. C., 1980. *Multiple Light Scattering: Tables, Formulas, and Applications*, vol. 1, Elsevier, New York.
- Viezee, W., Uthe, E. E., and R. T. H. Collins, 1969. Lidar observations of airfield approach conditions, *J. Appl. Meteorol.*, **8**, 274–283.
- Wang, P.-H., M. P. McCormick, L. R. Poole, W. P. Chu, G. K. Yue, G. S. Kent, and K. M. Skeens, 1994. Tropical high cloud characteristics derived from SAGE II extinction measurements. *Atmos. Res.*, **34**, 53–83.
- Wang, P.-H., P. Minnis, M.P. McCormick, G. S. Kent, and K. M. Skeens, 1996. A 6-year climatology of cloud occurrence frequency from stratospheric aerosol and gas experiment: II. Observations (1985-1990). *J. Geophys. Res.*, **101**, 29407-29429.
- Wang, P.-H., P. Minnis, M.P. McCormick, G. S. Kent, G. K. Yue, D. F. Young, and K. M. Skeens, 1998. A study of the vertical structure of tropical (20°S-20°N) optically thin clouds from SAGE II observations. *Atmos. Res.*, **47-48**, 599–614.

- Wang, P.-H., R. E. Veiga, L. B. Vann, P. Minnis, and G. S. Kent, 2001. A further study of the method for estimation of SAGE II opaque cloud occurrence. *J. Geophys. Res.*, **106 D12**, 12603-12613.
- Wang, Z., and K. Sassen, 2001. Cloud Type and Macrophysical Property Retrieval Using Multiple Remote Sensors, *J. Appl. Meteor.*, **40**, 1665-1682.
- Winker, D. M., and C. R. Trepte, 1998. Laminar cirrus observed near the tropical tropopause by LITE. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 3351–3354.
- Winker, D., C. Hostetler, and, W. Hunt, 2004. CALIOP: The CALIPSO Lidar. *22nd International Laser Radar Conference (ILRC 2004)*, Matera, Italy.
- Wylie, D. P., W.P. Menzel, H.M. Woolf and K. I. Strabala, 1994. Four years of Global Cirrus cloud statistics using HIRS. *J. Climate*, **7**, 1972-1986.
- Wylie, D. P., and, W.P. Menzel, 1999. Eight years of high cloud statistics using HIRS. *J. Climate*, **12**, 170-184.
- Wylie, D.P., D.L Jackson, W.P Menzel, and, J.J. Bates, 2005. Trends in global cover in 22 years of HIRS observations. *J. Climate* **18**, 3021–3031.
- Zhang, Y. and G.G Mace, 2006; Retrieval of Cirrus Microphysical Properties with a Suite of Algorithms for Airborne and Spaceborne Lidar, Radar, and Radiometer Data, *J. Appl. Meteorol.Climat.*, **45**, 1665-1689.

## ANEXOS

### ANEXO I

#### Metodología usada para el procesamiento de las mediciones de aerosoles.

El software BSPA (Backscatter Process Application, Aplicación para el procesamiento de retrodispersión) [BSPA, 2004], está basado en el algoritmo propuesto por [Russell et al., 1979] para la obtención de la solución de la ecuación del lidar.

$$N_S(\lambda, z) = \left[ K(\lambda, z) / (z - z_l)^2 \right] Q^2(\lambda, z_l, z) \beta(\lambda, z) \quad (\text{II-1})$$

con,

$$K(\lambda) = E(\lambda) A_r T_0(\lambda) T_d(\lambda) (\lambda \Delta z / hc)$$
$$Q^2(\lambda, z_l, z) = \exp \left[ -2 \int_{z_l}^z \alpha(\lambda, z') dz' \right] \quad (\text{II-2})$$

donde  $N_S(\lambda, z)$ , es el número de fotones generados por el fotodetector a partir de la radiación retrodispersada que recibe de un intervalo de altura  $\Delta z$ , a la altura  $z$ ,  $\beta(\lambda, z)$ , es el coeficiente de retrodispersión por unidad de volumen a la longitud de onda ( $\lambda$ ) y altura  $z$ ,  $K(\lambda)$ , es un factor de calibración que engloba las características ópticas del lidar,  $E(\lambda)$ , es la energía del pulso láser emitido,  $c$ , es la velocidad de la luz,  $h$ , es la constante de Planck,  $A_r$ , es el área del espejo de recepción,  $T_0(\lambda)$ , es la eficiencia del sistema óptico,  $T_d(\lambda)$ , es la eficiencia cuántica del fotodetector,  $z_l$ , es la altura del lidar,  $Q^2(\lambda, z_l, z)$ , éste término tiene implícito la tendencia exponencial, que describe la transmisión de la radiación en recorrido doble hacia el volumen dispersor y de retorno al lidar,  $\alpha(\lambda, z')$ , es el coeficiente de extinción atmosférica a la longitud de onda ( $\lambda$ ) y altura  $z'$ .

Este algoritmo, se desarrolló para la determinación y el análisis de los datos de aerosoles atmosféricos, en términos de la Razón de Retrodispersión (R, en ingles Backscatter Ratio),

la misma se define como la relación entre la retrodispersión total y la retrodispersión molecular.

$$R(\lambda, z) = \frac{\beta(\lambda, z)}{\beta_M(\lambda, z)} = \frac{\beta_M(\lambda, z) + \beta_P(\lambda, z)}{\beta_M(\lambda, z)} \quad (\text{II-3})$$

donde,  $\beta(\lambda, z) = \beta_M(\lambda, z) + \beta_P(\lambda, z)$  es igual a la suma de  $\beta_M(\lambda, z)$ , la sección transversal de retrodispersión debido a las moléculas y  $\beta_P(\lambda, z)$ , que es la sección transversal de retrodispersión debido a los aerosoles atmosféricos. Igualmente el coeficiente de extinción tiene las componentes relativas a las moléculas y aerosoles,  $\alpha_M(\lambda, z)$  y  $\alpha_P(\lambda, z)$  respectivamente.

El valor de  $R(\lambda, z)$ , es derivado de la ecuación lidar como:

$$R(\lambda, z) = \frac{(z - z_l)^2 N_S(\lambda, z)}{K(\lambda) Q^2(\lambda, z_l, z) \beta_M(\lambda, z)} \quad (\text{II-4})$$

a partir de la medición de lidar se cuenta con el valor de  $N_S(\lambda, z)$ , el valor de  $Q^2(\lambda, z_l, z)$  se determina comúnmente a partir de un modelo y se actualiza con las mediciones lidar, y  $\beta_M(\lambda, z)$ , se determina a partir de la densidad de la atmósfera, la cual se puede obtener por radiosonda o por un modelo. En nuestro caso utilizamos el modelo de densidad molecular de la atmósfera para Camagüey, que fue calculado a partir de los valores de variables de sondeo aerológico, y por encima de este nivel se utilizó la atmósfera estándar de latitudes medias [U.S. Standard Atmosphere, 1976].

Sin embargo queda un factor de calibración o constante del lidar  $K(\lambda)$  que usualmente no es conocida, y tiende a variar, pues ella depende de la energía transmitida y de la eficiencia del detector y de todos los componentes ópticos del sistema lidar. Por lo tanto,  $K(\lambda)$  es determinada normalizando la Razón de Retrodispersión  $R(\lambda, z)$ . Esta normalización es realizada buscando un valor mínimo de  $R(\lambda, z)$ , en el rango de alturas donde

$N_S(\lambda, z)$ ,  $Q^2(\lambda, z_l, z)$  y  $\beta_M(\lambda, z)$  son conocidos, esta altura será denominada altura de normalización y designada por  $z^*$ . Se realiza un ajuste al parámetro  $K(\lambda)$  al valor mínimo de  $R(\lambda, z)$ , que es el valor  $R(\lambda, z^*)$  que es igual al valor  $R_{\min}(\lambda)=1.01$ , para nuestro caso, que es escogido sobre la base de mediciones anteriores de aerosoles, modelos y reportes en la literatura. La altura de normalización es escogida normalmente por encima de la nube de aerosoles estratosféricos, donde debe existir una mínima cantidad de aerosoles. De esta manera, a partir de la ecuación (II-4) se obtiene:

$$K(\lambda) = \frac{(z^* - z_l)^2 N_S(\lambda, z^*)}{R_{\min}(\lambda) Q^2(\lambda, z_l, z^*) \beta_M(\lambda, z^*)} \quad (\text{II-5})$$

Usando este valor en la ecuación (2-4) se logra

$$R(\lambda, z) = \frac{(z - z_l)^2 N_S(\lambda, z) Q^2(\lambda, z_l, z^*) \beta_M(\lambda, z^*)}{(z^* - z_l)^2 N_S(\lambda, z^*) Q^2(\lambda, z_l, z) \beta_M(\lambda, z)} R_{\min}(\lambda) \quad (\text{II-6})$$

Una vez realizado este proceso de normalización y obtenido el perfil de la razón de retrodispersión se puede derivar el coeficiente de retrodispersión por aerosoles o partículas. De la ecuación (II-3) obtenemos:

$$\beta_P(\lambda, z) = [R(\lambda, z) - 1] \beta_M(\lambda, z) \quad (\text{II-7})$$

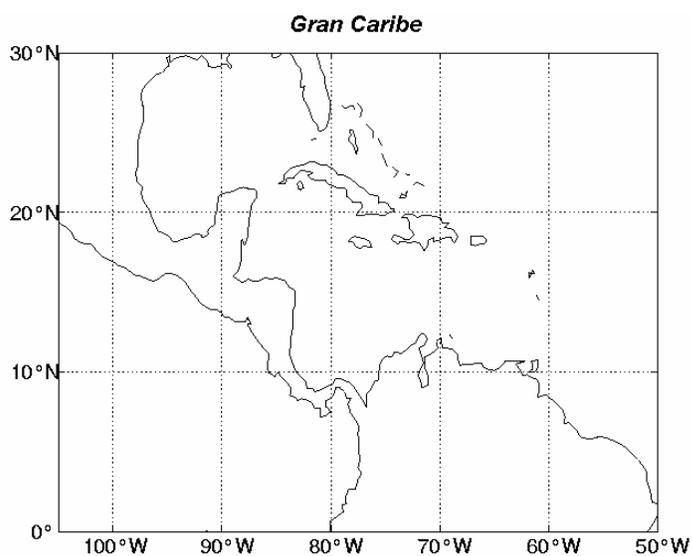
## ANEXO II

Relación de valores de la razón lidar reportados en la literatura para los diferentes tipos de partículas y los valores escogidos con los que se trabajó para la comparación realizada para la elección de la razón lidar apropiada para nuestra base de datos.

Referencias	Partículas	Valor de $S_P$ (sr)	Juego de Valores escogidos de $S_P$ (sr)
Takano y Liou, 1989; Macke, 1993; y Macke et al., 1996.	Pequeñas agujas, placas y columnas sólidas	5 – 15	1, 2, 5, 10, 15, 30, 80, 120.
Macke, 1993; Liou y Takano, 1994 y Takano y Liou, 1995.	Cristales huecos	150	
Macke et al., 1996.	Cristales de hielos orientados horizontalmente	~ 1	

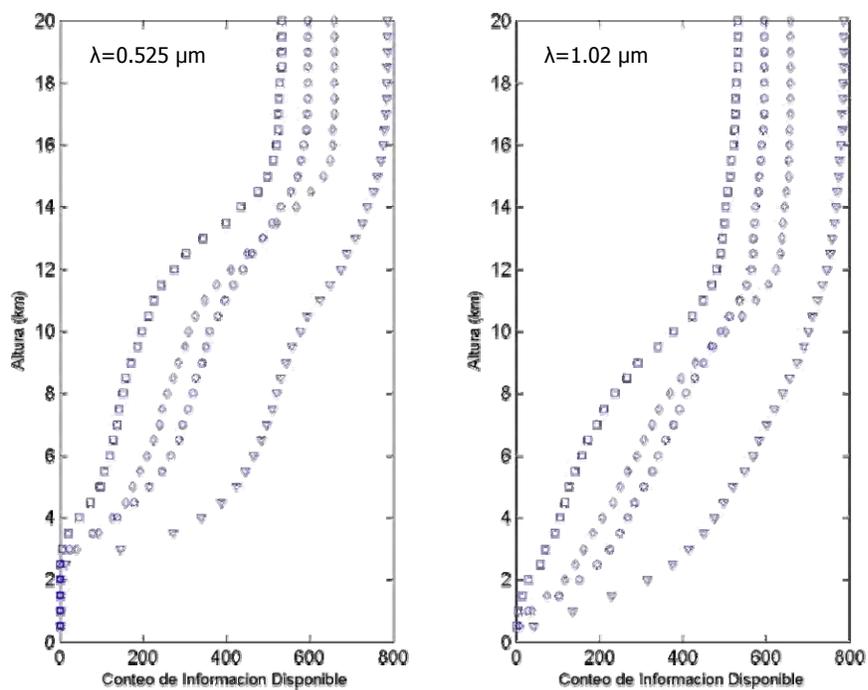
### ANEXO III

Mapa de la región del Gran Caribe Gran Caribe (Lat: 0°N a 30°N; Lon: 50°W a 105°W) se tomó en consideración que el artículo 25 de La Convención de Cartagena, define el “Gran Caribe” como “...la región compuesta por los estados en el entorno marino del Golfo de México, el Mar Caribe y las áreas del Océano Atlántico adyacentes a estos, al sur de los 30°N en latitud y dentro de las 200 millas náuticas de la costa Atlántica de los Estados Unidos...” [UNEP, 1999].



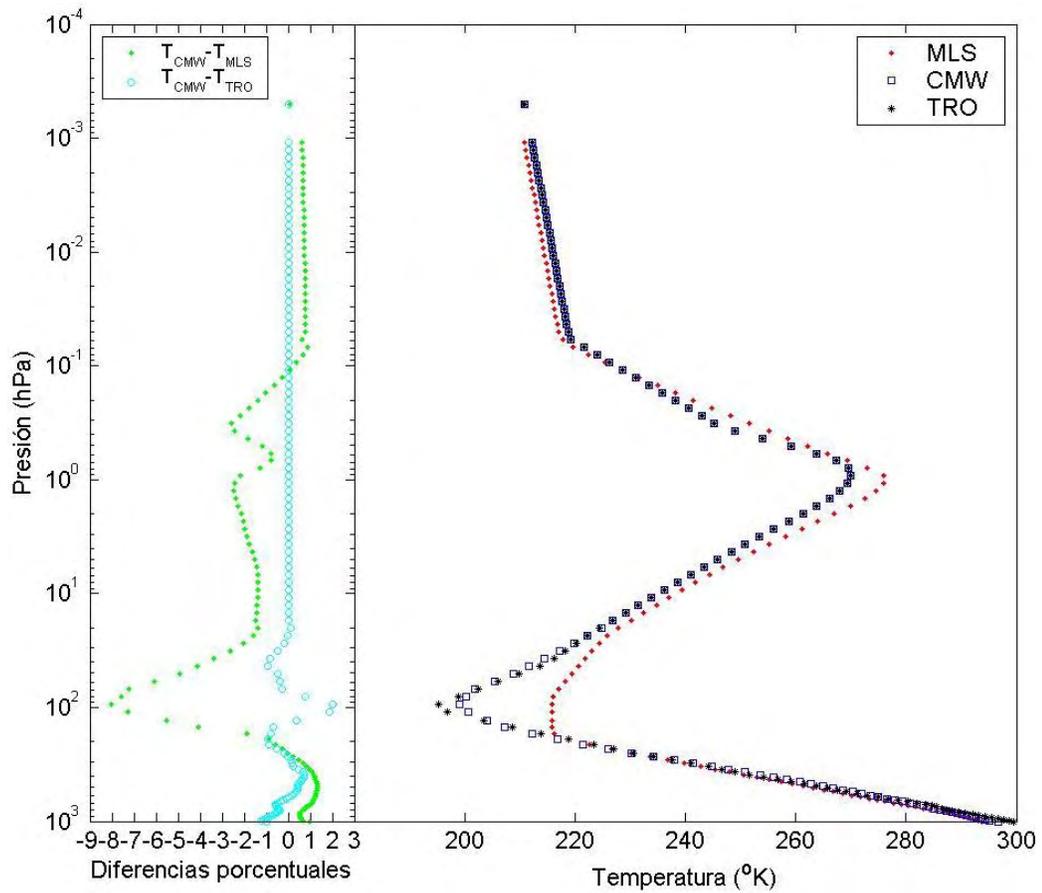
## ANEXO IV

Distribución vertical de la información disponible para las longitudes de onda de  $0.525 \mu\text{m}$  y  $1.02 \mu\text{m}$ , para las diferentes estaciones del año. DEF ( $\nabla$ ), MAM (o), JJA ( $\square$ ) y SON ( $\diamond$ ).



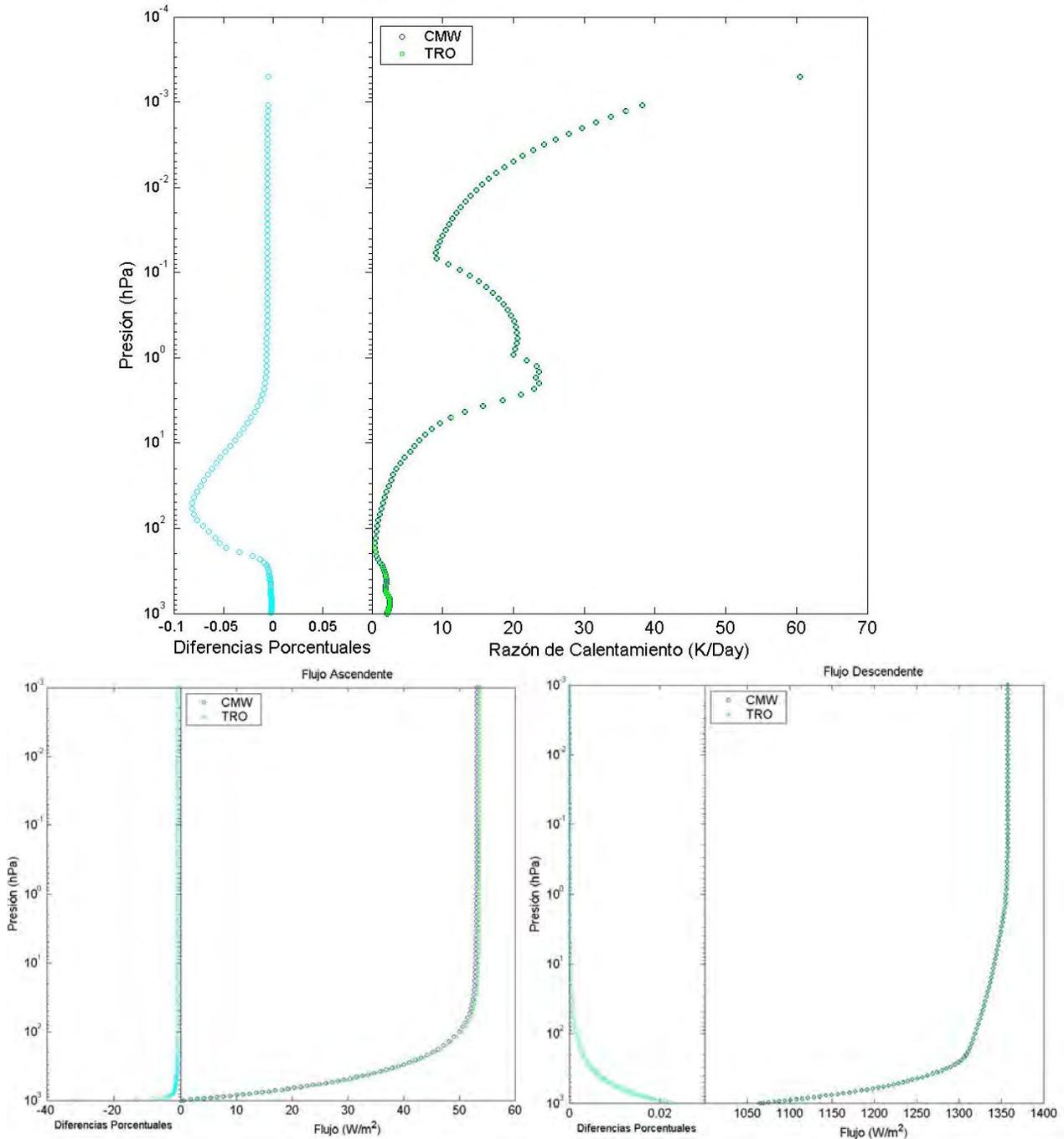
## ANEXO V

Gráfico de comparación de los Perfiles de Temperatura obtenidos mediante interpolación para los niveles de presión media de las capas del modelo, con los valores medios de temperatura para Camagüey (CMW), los perfiles de Referencia para el verano en latitudes medias (MLS) y en latitudes tropicales (TRO). Se muestran las diferencias entre las temperaturas para Camagüey y las de referencia. También se muestra del lado izquierdo, las diferencias porcentuales entre el perfil de Temperatura CMW, y los perfiles de referencias MLS y TRO.



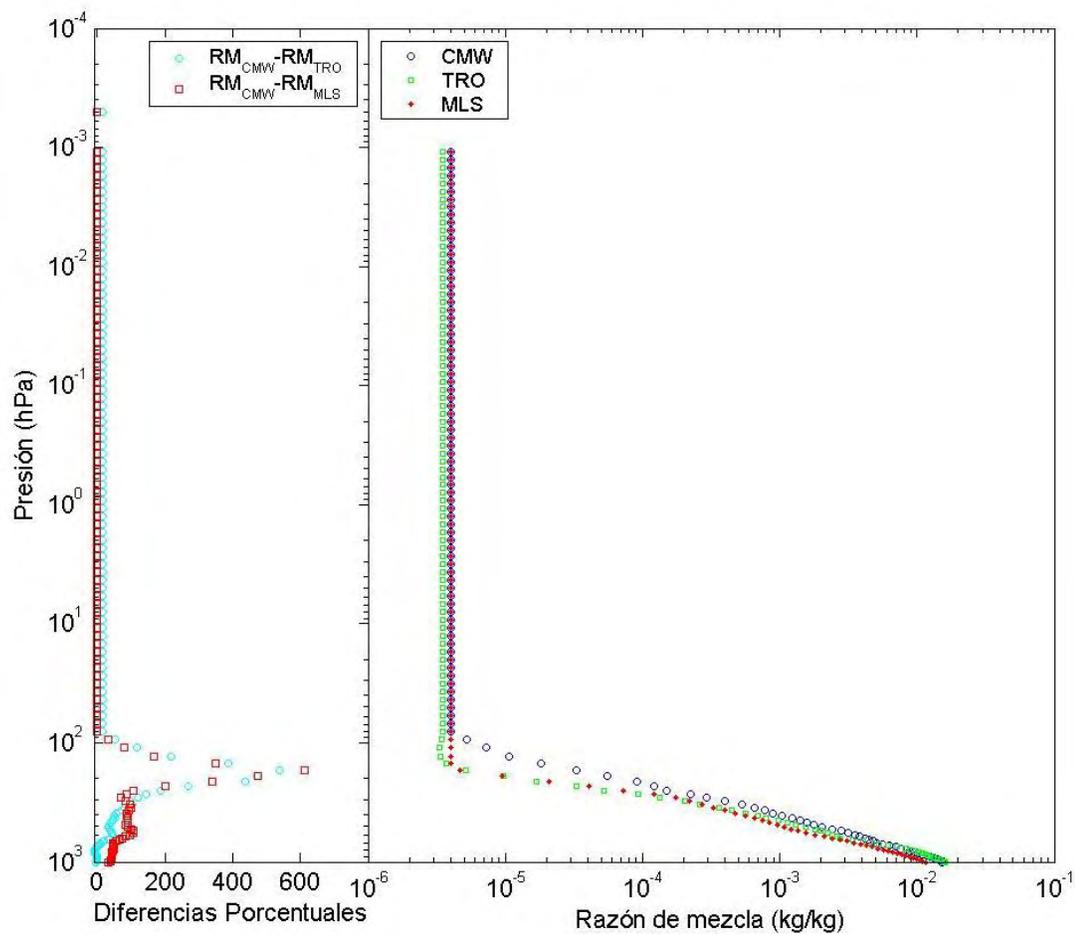
## ANEXO VI

Gráficos de comparación de perfiles de la razón de calentamiento y del flujo ascendente y descendente, obtenidos a partir de los perfiles de Temperatura (CMW), y (TRO). Se muestran las diferencias porcentuales entre los dos perfiles obtenidos para cada variable. Se tiene en cuenta la contribución de todos los gases y de la dispersión de Rayleigh, no se considera que están presente los aerosoles, se asumió que el albedo de superficie es 0, y se realizan los cálculos para el ángulo cenital de  $0^\circ$ , el sol en la posición del cenit



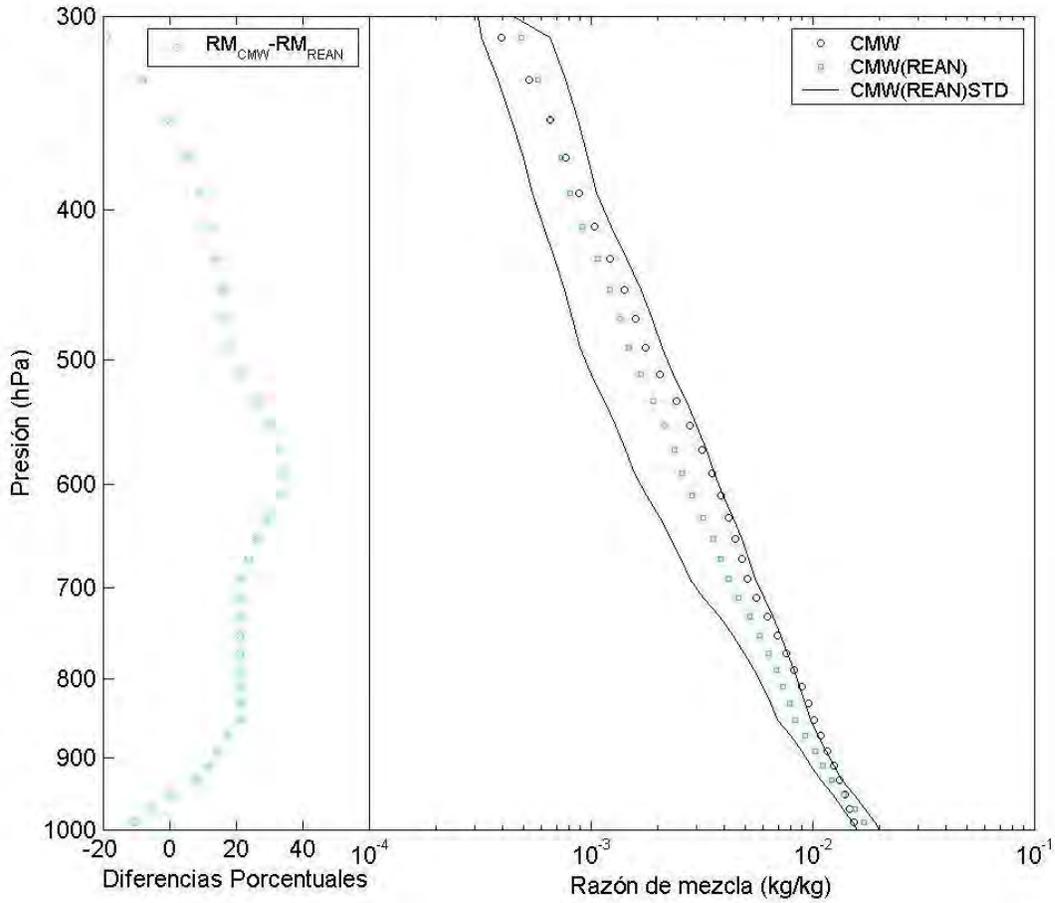
## ANEXO VII

Gráfico de comparación de los perfiles de la razón de mezcla para el vapor de agua obtenidos a partir de los perfiles TRO, MLS y CMW. Se muestran las diferencias porcentuales entre los dos perfiles.



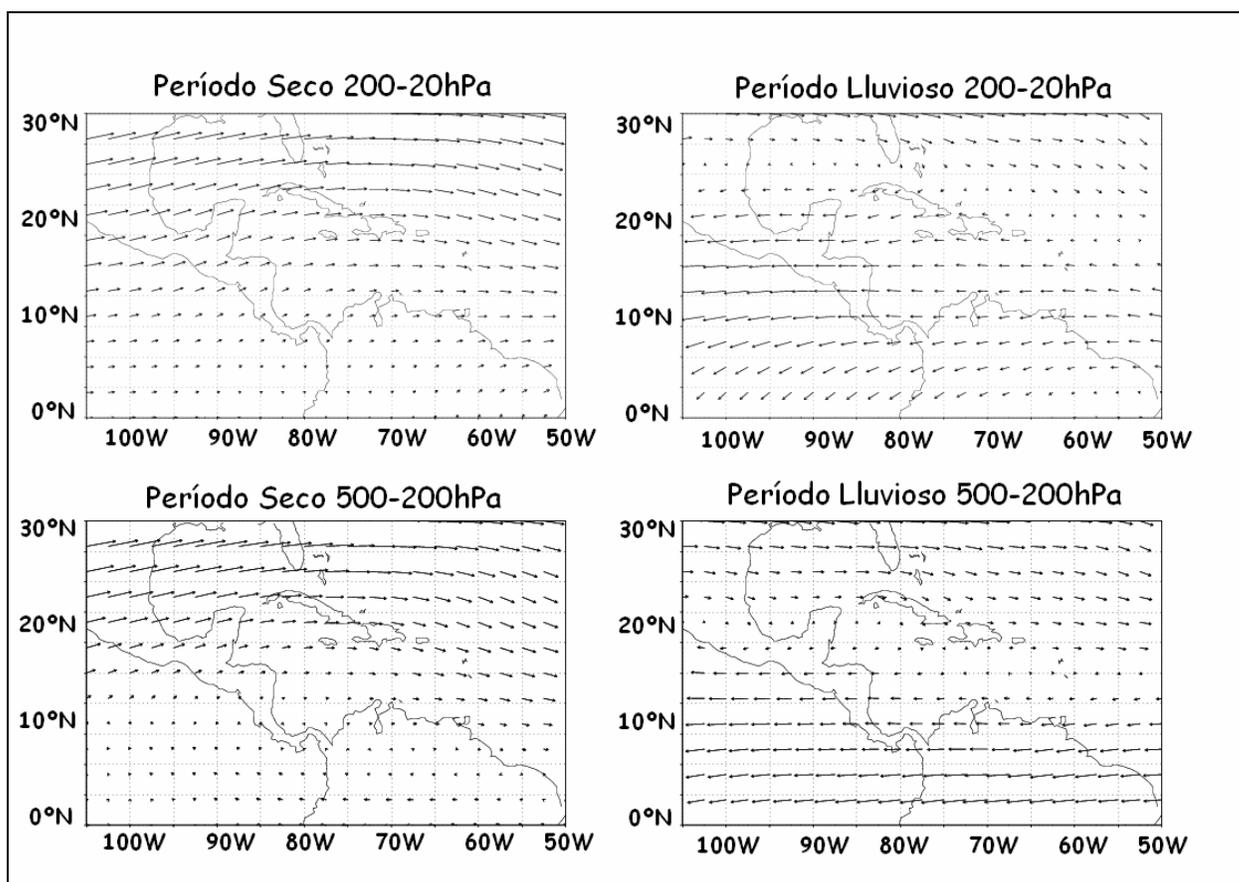
### ANEXO VIII

Gráfico de comparación de perfiles de la razón de mezcla de vapor de agua obtenido como representativo para Camagüey (CMW) y obtenido a partir de datos de reanálisis en los días de medición de nubes cirros. Las líneas continuas representan los valores de una desviación estándar, para el reanálisis. Se muestran las diferencias porcentuales entre los dos perfiles.



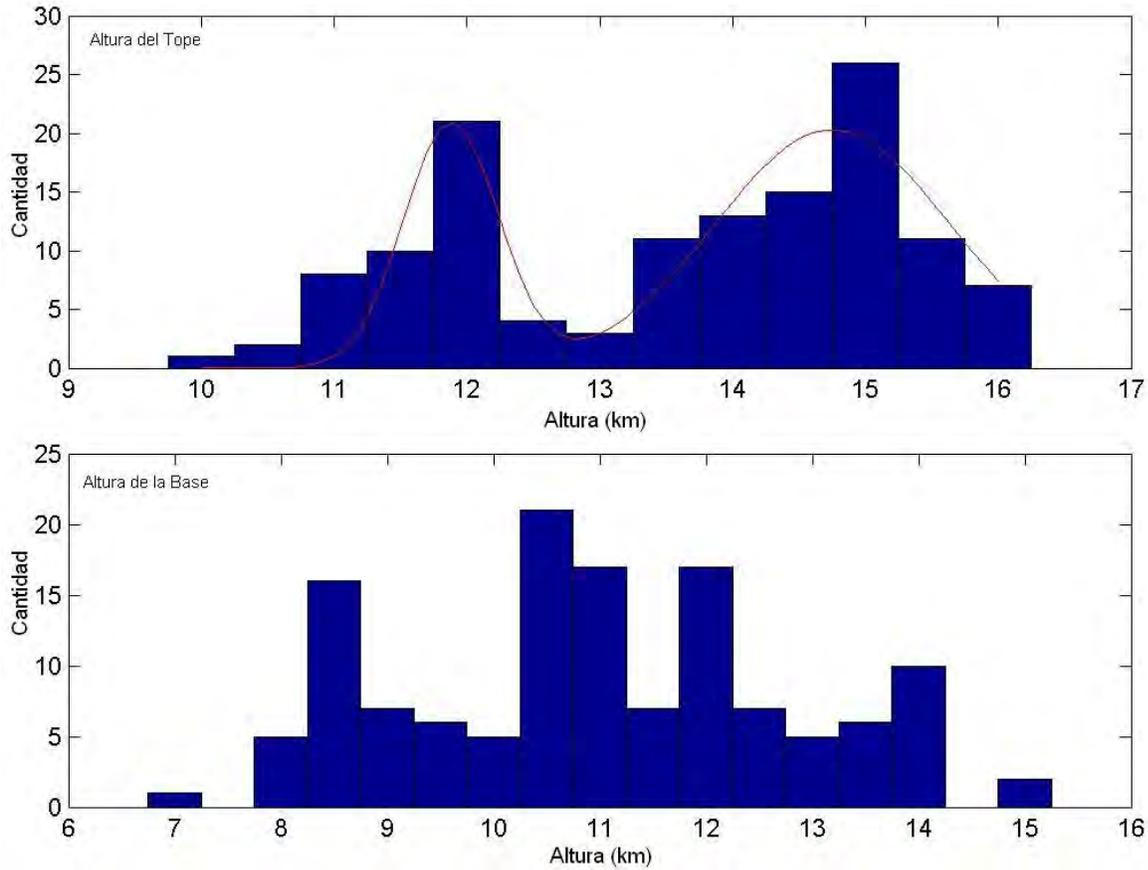
## ANEXO IX

Patrón estacional del viento medio en la capa 500 - 200 hPa, representativa de la troposfera alta, y 200 – 20 hPa, representativa de la estratosfera baja para las temporadas lluviosas y poco lluviosas. Obtenidos a partir de datos de viento medio mensual del reanálisis del 1958 hasta 1998. Tomado del Informe Científico Técnico “Caracterización del transporte de aerosoles estratosféricos y de la troposfera alta sobre el Gran Caribe, bajo condiciones de fondo.” Juan Carlos Antuña Marrero, René Estevan Arredondo y Boris Barja González. 16 pp. 2004.



## ANEXO X

Histogramas de la altura del tope y de la base de la nube, curva de ajuste para la altura del tope, para las nubes cirros medidas con lidar.



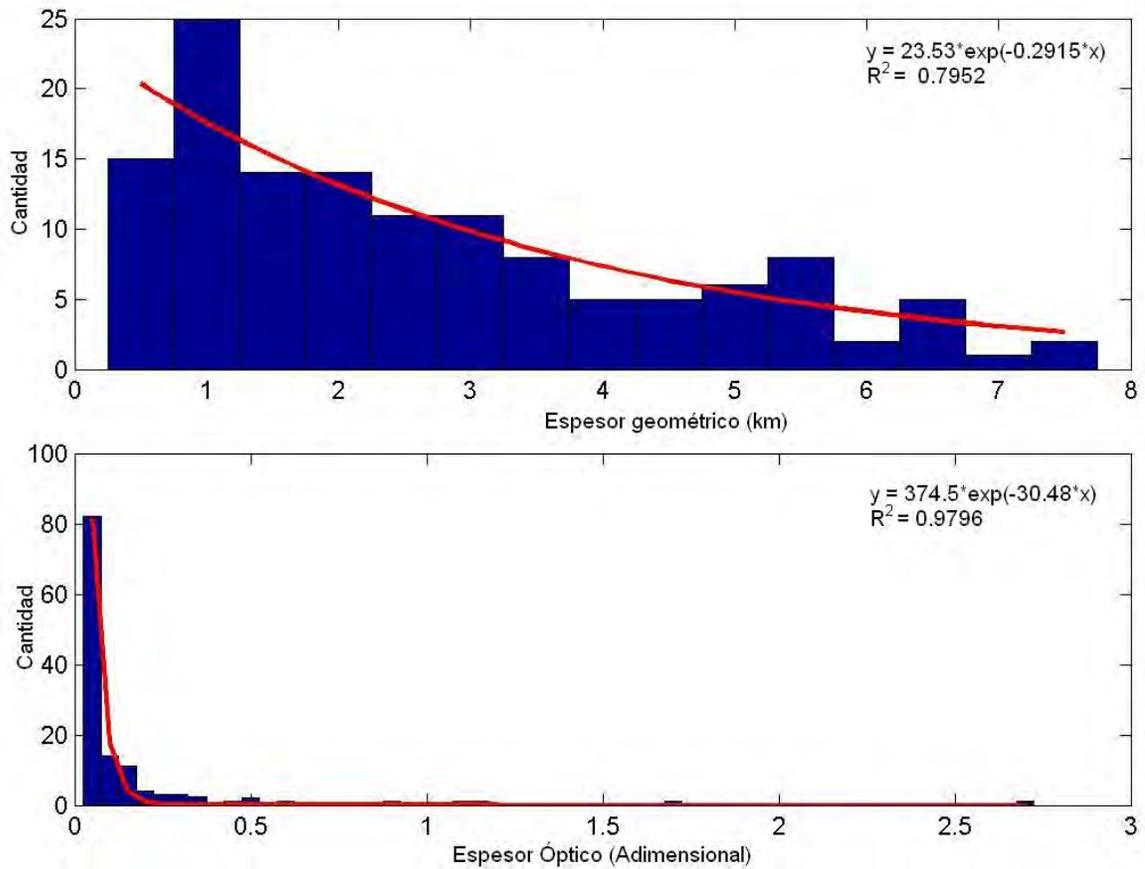
Ajuste con dos términos gaussianos:

$$f(x) = 20.32 \cdot \exp\left(-\left(\frac{14.75 - b_1}{1.246}\right)^2\right) + 20.86 \cdot \exp\left(-\left(\frac{x - 1.88}{0.5059}\right)^2\right)$$

R-cuadrado: 0.7756

## ANEXO XI

Histogramas del espesor geométrico y espesor óptico; y sus respectivas curvas de ajustes exponenciales, para las nubes cirros medidas con lidar.



## ANEXO XII

Comparación de perfiles de Razón de Calentamiento calculados para consideraciones de nube no homogénea y homogénea. Y diferencias de los flujos ascendentes, descendentes y neto Para el día 11 de agosto de 1998, a las 4:46 GMT, la altura de la base y el tope fueron ubicados a 9.39 km y 15.24 km, respectivamente.

