

Instituto Superior Politécnico  
"José Antonio Echeverría"

Caracterización de Nubes Cirros con Lidar.

Tesis presentada en Opción al Grado Académico  
Master en Óptica.

Autor: Lic. Boris Barja González.

Tutores: Dr. Angel Augier Calderín.  
Dr. Juan Carlos Antuña Marrero.

Ciudad de La Habana  
2003

Instituto Superior Politécnico  
"José Antonio Echeverría"

Caracterización de Nubes Cirros con Lidar.

Tesis presentada en Opción al Grado Académico  
Master en Óptica.

Autor: Lic. Boris Barja González.

Tutores: Dr. Angel Augier Calderín.  
Dr. Juan Carlos Antuña Marrero.

Ciudad de La Habana  
2003

AGRADECIMIENTOS

Instituto Superior Politécnico  
"José Antonio Echeverría"

Hago constancia del más sincero agradecimiento a un conjunto de compañeros que me ayudaron, en gran medida, en la elaboración de la presente tesis. De modo prioritario a los tutores Dr. Angel Augier y Dr. Juan C. Antuña Marrero por sus valiosas sugerencias y valiosas observaciones que mejoraron de considerable manera el documento. A los integrantes del grupo Lidar en general, actuales y a los ya no presentes por la colaboración en la toma del dato y sugerencias brindadas. Al Ing. Roberto Arcohe Ramirez por su gran ayuda, apoyo y confianza en mis inicios como investigador, al igual que por su colaboración en la elaboración de este trabajo. A colegas internacionales que me ayudaron en la realización de este trabajo. Y 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.

A todos mis gracias y el deseo de poder volverlos a encontrar en el futuro en el desarrollo y en la colaboración internacional en los diversos campos de la ciencia en nuestro país y en la colaboración internacional.

Autor: Lic. Boris Barja González.

Tutores: Dr. Angel Augier Calderín.  
Dr. Juan Carlos Antuña Marrero.

Ciudad de La Habana  
2003

## AGRADECIMIENTOS

Hago constancia del más sincero agradecimiento a un conjunto de compañeros que facilitaron, en gran medida, la elaboración de la presente tesis. De modo primario a los tutores Dr. Angel Augier y Dr. Juan C. Antuña Marrero por sus sabias sugerencias y valiosas observaciones que enriquecieron de sobremanera el documento. A los integrantes del grupo Lidar en general, actuales y a los ya no presentes por la colaboración en la toma del dato y sugerencias brindadas. Al Ing. Roberto Aroche Ramírez por su gran ayuda, apoyo y enseñanzas en mis inicios como investigador, al igual que por su colaboración en la elaboración de este trabajo. A colegas internacionales que brindaron su ayuda, sugerencias, bibliografía y criterios. Y 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.

A todos mil gracias y el deseo de poder reunirnos para trabajar en conjunto en el desarrollo y en la aplicación de la óptica en los diversos campos de la ciencia en nuestro país y en la colaboración internacional.



## DEDICATORIA

A todos mis familiares,  
Y en especial a mi madre y a la memoria de mi padre.

## RESUMEN

Las nubes cirros han sido reconocidas, en la actualidad, como un factor que no debe ser despreciado, en el cálculo del balance radiativo de la atmósfera, y con marcada influencia en nuestra área por la escasez de este tipo de información. Por eso es de suma importancia la caracterización de las propiedades geométricas y ópticas de éstas. La técnica láser, aplicada en el instrumento conocido con el nombre de Lidar (Acronismo de Láser Detection and Ranging, en inglés), es un poderoso y útil instrumento para el estudio de los componentes de la atmósfera y en especial de las nubes cirros. En nuestro país a pesar de que existían estas mediciones no se habían realizado este tipo de análisis.

Se propuso la detección y caracterización geométrica de las nubes cirros en Camagüey medidas mediante Lidar. Así como, la determinación del espesor óptico de las mismas.

A partir de las mediciones de retrodispersión realizadas en nubes cirros con Lidar en Camagüey, se desarrolló y programó un algoritmo para la determinación de las características geométricas de éstas. Se realizó una comparación de los resultados obtenidos de las alturas de la base, tope y máxima retrodispersión por este método con los resultados obtenidos por el método manual anteriormente usado. Se obtuvo un buen coeficiente de correlación de 0.9. Además se obtuvieron los valores de las características geométricas en los dos períodos estacionales, lluvioso y poco lluvioso. Comparables estos resultados con otros valores reportados por diferentes autores.

Basado en una utilización parcial de un método sencillo denominado "Método de la pendiente", se calculó el espesor óptico de las nubes cirros, los valores que se obtuvieron concuerdan con valores obtenidos en otras regiones para este tipo de nubes. Al igual que los valores concuerdan con el reporte realizado por investigadores de que el 70% de los valores son menores que 0.2 hasta los 0.5.

Se presenta por primera ocasión la elaboración y desarrollo de un algoritmo para la determinación de las características geométricas y se expresan igualmente por primera ocasión la caracterización de estas. Además se obtiene la distribución de espesores ópticos de cirros en el país, los cuales son representativos de la región. Se provee de una técnica para el trabajo con la información de las nubes cirros, a la Estación Lidar de Camagüey. Este aspecto permite ampliar las potencialidades de explotación del Lidar y también proveer de información importante y necesaria a la comunidad científica.

## INDICE

<b>AGRADECIMIENTOS</b> .....	i
<b>DEDICATORIA</b> .....	iii
<b>RESUMEN</b> .....	v
<b>INDICE</b> .....	vii
<b>INTRODUCCION</b> .....	1
<b>CAPITULO 1: Reseña Bibliográfica</b> .....	5
1.1. El láser en las investigaciones atmosféricas.....	5
1.2. Resumen de la técnica lidar.....	6
1.3. Interacciones Ópticas y tipos de lidares usados en los estudios atmosféricos.....	9
1.4. Aplicaciones .....	12
1.4.1. Aerosoles.....	12
1.4.2. Nubes.....	15
1.4.3. Determinación de las fronteras de la nube.....	19
1.4.4. Determinación del espesor óptico de la nube.....	23
<b>CAPITULO 2. Trabajo experimental</b> .....	31
2.1. Equipos y materiales.....	31
2.2. Algoritmos para la determinación de las características geométricas y espesor óptico de los cirros.....	33
2.2.1. Características geométricas.....	33
2.2.2. Espesor óptico.....	39
2.3. Discusión de los resultados.....	43
2.3.1. Características geométricas.....	43
2.3.2. Espesor óptico.....	47
2.4. Estudio de un caso de nube cirro el 7 de Octubre de 1999.....	48
<b>Conclusiones</b> .....	55
<b>Recomendaciones</b> .....	57
<b>Bibliografía y Referencias</b> .....	59
<b>Glosario de Siglas y Términos</b> .....	67

## INTRODUCCIÓN

El balance de la energía radiativa en el sistema tierra-atmósfera depende en gran medida de las propiedades ópticas de la superficie terrestre y de la atmósfera. Dichas propiedades están condicionadas por las nubes (su cantidad y características), por la concentración de gases traza y por los aerosoles. Actualmente el primer factor, las nubes, y en especial las nubes cirros se reconocen como uno de los elementos de mayor influencia en el tiempo y el clima, debido a su efecto en el balance de energía Tierra - Océano - atmósfera (Lacis, 1956; Platt, 1988; IPCC, 2001).

Estas nubes deben su nombre "Cirros" al aspecto filiforme que muestran la vista, son nubes altas que se encuentran en la troposfera alta, por encima de los 6 km en latitudes medias y de los 8 km en el trópico (Platt et al., 1987). Han despertado un especial interés en la comunidad científica internacional debido a su variada extensión temporal y espacial, a que existe un tipo que no se observa a simple vista llamado subvibrilado y a que cubren un 70% del globo terrestre (Lacis, 1956; Platt, 1988; Platt et al., 1987), constituyendo estas el objeto de estudio de la presente investigación.

## INTRODUCCIÓN

Se han desarrollado modelos de radiación de onda corta que describen la absorción y emiten un espaldamiento de la radiación que entra y sale de la tierra, considerando de la radiación infrarroja (Thomas, 1990 y Felsko, 1992). Por esto la caracterización óptica y geométrica de estas nubes permite lograr un mejor conocimiento de su comportamiento, es decir su formación, desarrollo y disipación; y a la vez de su influencia sobre el tiempo y el clima.

La posibilidad de cambios climáticos globales es un aspecto principal en el ambiente científico y social. Los Modelos de Circulación Global (GCM, en inglés), son uno de los modelos usados para predecir la tendencia del clima futuro. Muchos de los GCM que se utilizan en el presente tienen ciertas imprecisiones o dificultades, que están dadas, por el mal conocimiento o la no inclusión en el balance radiativo y en la ocurrencia de lluvias, del efecto

## INTRODUCCION

El balance de la energía radiativa en el sistema tierra-atmósfera depende en gran medida de las propiedades ópticas de la superficie terrestre y de la atmósfera. Dichas propiedades están condicionadas por las nubes (su cantidad y características), por la concentración de gases trazas y por los aerosoles. Actualmente el primer factor, las nubes, y en especial las nubes cirros se reconocen como uno de los elementos de mayor influencia en el tiempo y el clima, debido a su efecto en el balance de energía Tierra – Océano – Atmósfera [Liou, 1986; Platt, 1988; IPCC, 2001].

Estas nubes deben su nombre “Cirros” al aspecto fibroso que muestran a la vista, son nubes altas que se encuentran en la troposfera alta, por encima de los 6 km en latitudes medias y de los 8 km en el trópico [Platt *et al.*, 1987]. Han despertado un especial interés en la comunidad científica internacional debido a su variada extensión temporal y espacial, a que existe un tipo que no se observa a simple vista llamadas subvisibles y a que cubren un 30% del globo terráqueo [ICE, 1989 y Sassen, 1989], constituyendo éstas el *objeto de estudio* de la presente investigación.

Las nubes cirros están compuestas por cristales de hielo, los cuales producen según su orientación y tamaño un apantallamiento de la radiación que entra y sale de la tierra, especialmente de la radiación infrarroja [Thomas, 1990 y Takano 1992]. Por esto la caracterización óptica y geométrica de éstas nos permite lograr un mejor conocimiento de su ciclo de vida, es decir su formación, desarrollo y disipación; y a la vez de su influencia sobre el tiempo y el clima.

La posibilidad de cambios climáticos globales es un aspecto principal en el ambiente científico y social. Los Modelos de Circulación Global (GCM, en ingles), son uno de los mejores medios para predecir la tendencia del clima futuro. Muchos de los GCM que se realizan en el presente tienen ciertas imprecisiones o dificultades, que están dadas, por el mal tratamiento o la no inclusión en el balance radiativo y en la ocurrencia de lluvias, del efecto

que producen las nubes y en especial los cirros en el primero de esos aspectos [Boucher, 1995].

Desde siglos atrás el hombre ha observado las nubes, primero con sus ojos directamente y luego con la ayuda de otros instrumentos, llegando a crear una clasificación de estas. Pero, por los intereses crecientes de la ciencia y la humanidad se iniciaron estudios más profundos. Se empezaron a desarrollar diferentes equipos o sistemas de medición. Estos se clasifican en dos grupos según del lugar donde se realice la medición, los directos o *in situ* y remotos o distantes. Los directos son aquellos en que el instrumento coincide en tiempo y espacio con el objeto de medición. Los remotos son aquellos en que el instrumento de medición no coincide ni en espacio ni en tiempo con el objeto de medición. La medición se realiza mediante el registro de la radiación electromagnética proveniente del objeto de estudio. Según esta radiación sea emitida por el instrumento de medición o por otra fuente o por el mismo objeto, se clasifican en método pasivo o activo.

Los métodos pasivos utilizan como fuente de energía los elementos naturales para realizar las mediciones y los activos utilizan fuente de energía artificial en sus mediciones, además éstos últimos son los únicos que permiten medir la distancia entre el instrumento y el objeto de medición. Tal es el caso del Radar (*RAD*io *D*etection *A*nd *R*anging) que trabaja con ondas de radio [Skolnik, 1990]. El Radar cuenta básicamente con un emisor de ondas de radio y un receptor de señales. Otro equipo de medición remota es el Lidar, este es un Radar con un láser como fuente de emisión, es decir emite ondas electromagnéticas en la región visible del espectro, el cual ha alcanzado un gran avance con el desarrollo de la técnica láser. Estos sensores son instalados en tierra, globos, aviones y en satélites. Dentro de ellos los Lidares desempeñan un papel primordial, gracias al dato que nos brindan, del cual se pueden obtener varias de las propiedades ópticas y geométricas con una buena exactitud.

La mayoría de los estudios de las nubes, o campañas de mediciones de los mismos, que se reportan en la literatura, en las latitudes medias y altas de nuestro planeta [ICE, 1989;



Cox, 1987; Barkstrom, 1990 y Strauss, 1995], siendo muy escasa la información sobre el trópico y en particular del caribe, donde las condiciones en la que se desarrollan las nubes son muy diferentes a las demás latitudes. Ejemplo de esto son, dos de los últimos experimentos grandes que se han realizado: El Proyecto de Estudio Experimental de Nubes Cirros por Lidar [ECLIPS, 1990] y el Experimento de Radiación y Nubes en Europa [EUCREX, 1994], estos últimos con la participación de especialistas e institutos de Australia, Francia, Alemania, USA, donde sólo se estudio el comportamiento en las regiones de latitudes medias y altas en donde se encuentran estos países. De aquí se deriva el *problema científico* de la presente tesis, el desconocimiento del espesor óptico y de las características geométricas de los cirros en nuestra región, y en nuestro país en particular, lo cual constituye un aspecto novedoso. Los resultados esperados de la altura de los cirros deben encontrarse por encima de los 8 km. La caracterización óptica y geométrica de las nubes cirros nos permitiría avanzar en el entendimiento de la influencia que ejercen estas sobre el clima y el tiempo de nuestro país y poder así aplicar los resultados a los modelos de circulación general y de predicción del tiempo. Estas características de las nubes cirros, precisamente constituyen el *campo de acción* del trabajo realizado.

En el caso de nuestra región, se reportan variaciones de los valores medios de las temperaturas y de otras variables meteorológicas (reportes de estaciones), que guardan alguna relación con la presencia de nubes cirros, ya que es muy frecuente en nuestra zona, debido a la ocurrencia de sistemas tropicales en todos sus estadios desde ondas hasta huracanes, las bajas frías superiores, los frentes fríos y hondonadas prefrontales, así como la presencia del chorro subtropical ya sea sobre nuestro país o al norte del mismo. Todos estos sistemas meteorológicos generan extensas áreas de nubes cirros de prolongada duración sobre el área del Caribe, el Golfo de México y el Atlántico Norte, las cuales afectan a nuestro país.

Dada la situación existente y el enigma mencionado anteriormente, se propuso el estudio de las nubes cirros en lo referente a sus características geométricas y sus propiedades ópticas, proponiéndose los siguientes objetivos:

1. Detección y caracterización geométrica de las nubes cirros en Camagüey medidas mediante Lidar.

2. Determinación del espesor óptico de las nubes cirros medidas con Lidar en Camagüey.

Nuestro sistema meteorológico posee datos de sondeos aerológicos, imágenes de satélites, reportes de estaciones meteorológicas y una red de radares que tiene dentro de ella un Lidar [Estevan *et al.*, 1998]. Es de gran utilidad e importancia para el país, el poder incrementar la explotación de su instrumental, para lograr cada vez más un mayor desarrollo de la ciencia, y contribuir así a la protección del pueblo y de sus bienes.

## CAPITULO 1 – RESEÑA BIBLIOGRÁFICA

Las últimas décadas del S. XIX, han sido la edad de oro de los estudios atmosféricos por tres causas: primero, la primera es que los humanos han acumulado una enorme cantidad de datos que sirven de base de los fenómenos que ocurren en la atmósfera, así como de los mecanismos de los componentes atmosféricos. En segundo es que tienen cada vez más una mayor influencia sobre la composición de la atmósfera a través de la emisión de especies químicas hacia ésta y por lo tanto una mayor influencia sobre la transmisión atmosférica, propiedades radiativas y el clima atmosférico global sobre el ozono troposférico y estratosférico. Y la tercera es que los estudios atmosféricos han sido aplicados paralelamente al desarrollo de instrumentos para la medición y el monitoreo de la atmósfera, así como, al desarrollo de la modelación y entendimiento de la atmósfera. Por ejemplo, los primeros trabajos del impacto antropogénico sobre el ozono estratosférico fueron a en los años 1930. Los estudios continuos acerca de los cambios de ozono estratosférico se han hecho con los instrumentos ópticos de medición remota, con el volumen de este tipo de estudios hechas desde el pasado siglo y los primeros años del presente.

Una técnica muy sencilla, es la técnica para la medición, observación o monitoreo de un fenómeno físico, en el que se coloca físicamente el objetivo bajo observación. Una experiencia muy interesante acerca de esta técnica es cuando mira un árbol o cuando se mira un árbol cuando está cuando se alcanza una casaca caliente ha estado midiendo la temperatura del árbol o el calor emitido por la casaca.

Los instrumentos usados en la medición remota de la atmósfera vienen de forma muy diversa, desde instrumentos pasivos y pasivos. Los primeros vienen en forma de radiómetros pasivos, espectrómetros de absorción, etc.] mientras que los segundos dependen

## **CAPITULO 1: Reseña Bibliográfica.**

### **1.1. El láser en las investigaciones atmosféricas.**

Las últimas décadas del S. XIX, han sido la edad de oro de los estudios atmosféricos por tres razones primarias: la primera es que los humanos han acumulado una enorme cantidad de conocimientos acerca de los fenómenos que ocurren en la atmósfera, así como acerca de las potencialidades instrumentales existentes para el estudio de los componentes atmosféricos. La segunda es que tienen cada vez más una mayor influencia sobre la composición de la atmósfera a través de la emisión de especies químicas hacia ésta y por lo tanto una mayor influencia sobre la transmisión atmosférica, propiedades radiativas y el clima incluyendo efectos sobre el ozono troposférico y estratosférico. Y la tercera es que los recursos invertidos en los estudios atmosféricos han sido aplicados paralelamente al desarrollo de instrumentos para la medición y el monitoreo de la atmósfera, así como, al perfeccionamiento en la modelación y entendimiento de la atmósfera. Por ejemplo, las primeras noticias del impacto antropogénico sobre el ozono estratosférico fueron a en los '70, y muchos de los actuales conocimientos acerca de los cambios de ozono estratosféricos parten del desarrollo de instrumentos ópticos de medición remota, con el volumen de este desarrollo en las últimas décadas del pasado siglo y los primeros años del presente.

La medición remota, es la técnica para la medición, observación o monitoreo de un proceso u objeto, sin ser tocado físicamente el objetivo bajo observación. Una experiencia muy simple que presenta todo humano de ésta técnica es cuando mira un árbol o cuando su mano se siente incomoda tratando de alcanzar una cazuela caliente, ha estado midiendo remotamente la imagen del árbol o el calor emitido por la cazuela.

Los instrumentos usados en la medición remota de la atmósfera entran de forma general en dos clasificaciones: activos y pasivos. Los primeros tienen su fuente de radiación propia (luces, láseres, generadores de microondas, etc.) mientras que los segundos dependen

de la radiación externa producida naturalmente (el sol y las emisiones térmicas de la tierra y la atmósfera). No obstante, a que los sistemas pasivos tienen una larga historia de explotación los lidares están jugando un rol importante en la actualidad cada vez más en los estudios atmosféricos.

El acrónimo Lidar (*LIght Detection And Ranging*) es considerado como estándar por primera vez en 1953 [Middleton et al., 1953]. Sin embargo, los primeros dispositivos empleados en sistemas lidares fueron proyectores y utilizados inclusive para la medición de aerosoles estratosféricos en la década del 1930 [Hulbert, 1937]. Los láseres por su parte han sido usados en sistemas lidares desde la década de los '60. El primer láser, el de Rubí, fue también el primero usado para las mediciones de aerosoles con lidar [Fiocco and Smullin, 1963 y Collis, 1966a] y de especies gaseosas usando las técnica de absorción diferencial (DIAL, siglas en ingles) [Schotland, 1966] y de dispersión Raman [Cooney, 1968]. Hoy en día los sistemas lidares son usados en una amplia variedad de mediciones atmosféricas y monitoreo, suministrando información que puede ser única o complementaria a mediciones realizadas por instrumentos de medición remota pasivo o in situ. El número de referencias citadas en este capítulo desde enero 1990 hasta 2002 dan muestra de la vitalidad de los campos de estudio de la atmósfera con lidar, sin contar la gran cantidad de artículos y libros que están fuera del alcance de este trabajo.

En los últimos 40 años, durante los cuales los sistemas lidares con láser acoplados han sido usados para el estudio de la atmósfera, éste campo ha pasado a través de varias fases. En la primera década se realizaron mediciones primarias de distribución de aerosoles y algunos experimentos pioneros con varias técnicas lidares. En la segunda década hubo una explosión en los tipos de sistemas desarrollados y en las aplicaciones que se fueron adentrando. En la tercera década se observó una profunda prueba en las sutilezas de la operación del lidar y un vasto progreso en la tecnología. En la cuarta y última década se ha observado una amplia aceptación del lidar como una valiosa herramienta para investigación y

monitoreo de componentes atmosféricos tales como los cristales de hielos en las nubes cirros y un amplio desarrollo en los métodos de interrelación del lidar con otros tipos de instrumentos de medición. En ésta última ha logrado establecerse como un instrumento de monitoreo a largo plazo de variables para el estudio de los cambios climáticos.

## 1.2. Resumen de la técnica lidar.

La técnica lidar se basa en la emisión de pulsos cortos de radiación de un láser apropiado, la medición de la radiación retrodispersada por las moléculas y partículas atmosféricas, y el registro del retardo, del momento de realizar esta medición, relativo al de transmisión, y de ahí la altura en que se encuentran las partículas dispersoras. La radiación colectada se pasa a través de alguna forma de analizador de espectro y el componente con la longitud de onda ( $\lambda$ ) requerida será registrada en un detector, normalmente un fotomultiplicador para la región visible y ultravioleta, y para la zona del infrarrojo fotodiodos de avalancha y detectores de InSB o de HgCdTe enfriado con nitrógeno líquido. La salida es entonces procesada por técnicas digitales o analógicas.

Para la formulación de una expresión que describa el funcionamiento del lidar en términos de parámetros del sistema y atmosféricos, se asume normalmente ocurre dispersión simple e incoherente. Aunque existen formulaciones para la múltiple dispersión. Entonces para un sistema direccionado verticalmente, en el cual existe un solapamiento completo del campo de visión (FOV, siglas en inglés) del emisor y del receptor, el número de fotoelectrones  $P_s(\lambda, h)$  generados por un pulso de radiación retrodispersado desde un intervalo de altura  $\Delta h$  a una altura  $h$  esta dado por [Thomas, 1995]:

$$P_s(\lambda, h) = P(\lambda) \frac{A}{h^2} N_i(h) \frac{d\sigma_i(\lambda)}{d\Omega} \eta \Delta h \exp \left[ -2 \int_0^h \alpha(\lambda, h) dh \right] \quad (1)$$



donde:  $P(\lambda)$  representa el número de fotones en el pulso emitido,  $A$  el área del espejo receptor,  $N_i(h)$  el número de densidad de la especie dispersora por unidad de volumen,  $\frac{d\sigma_i(\lambda)}{d\Omega}$  la correspondiente sección transversal de retrodispersión,  $\alpha(\lambda, h)$  el coeficiente total de extinción, y  $\eta$  la eficiencia total del sistema de recepción. El coeficiente total de extinción  $\alpha(\lambda, h)$  incluye todos los procesos de absorción y de dispersión, y el término exponencial representa una extensión de la ley Beer – Lambert y el 2 significa los dos caminos recorridos por el haz hacia el objeto y de regreso. En esta forma de expresión, se asume que no ocurren cambios de la  $\lambda$  durante los procesos de dispersión. Tal cambio implicaría una separación en el término exponencial de los caminos recorridos por el haz incidente y el retrodispersado. A las mediciones atmosféricas les son concernientes, el producto  $N_i(h) \frac{d\sigma_i(\lambda)}{d\Omega}$ , denominado coeficiente de retrodispersión por unidad de volumen  $\beta(\lambda, h)$  y el coeficiente total de retrodispersión  $\alpha(\lambda, h)$  [Thomas, 1995].

Existe gran diversidad de métodos para la resolución de la ecuación del lidar y por ende la inversión de la señal [Collis, 1966b; Platt, 1973; Klett, 1981; Ferguson and Stephens, 1983; Fernald, 1983; Measures, 1984; Klett, 1985; Kunz and Leeuw, 1993; Feuvre, 1994; Elouragini, 1995; Elouragini and Flamant, 1996]. Pero generalmente los métodos muestran la solución de dos formas: la solución en la forma lineal [Platt, 1973] y la solución en forma logarítmica [Klett, 1981], la mayoría de los métodos de inversión de la señal del lidar en la actualidad están basados en estas dos soluciones. La solución lineal requiere de una calibración absoluta, mientras la logarítmica, necesita condiciones de frontera, a una altura de referencia  $h_f$ , correspondiente a la base de la nube (solución hacia delante) o al tope de la nube (solución hacia atrás).



Los principales requerimientos de un lidar son un transmisor potente con un receptor de proporciones considerables junto con capacidades versátiles de óptica y detección. Para algunos propósitos, se requiere de facilidades de barrido en otras direcciones, entonces el alineamiento del receptor y el transmisor deberá tener una mayor consideración.

En la figura 1 se muestra un esquema del lidar ubicado en la Estación Lidar Camagüey (ELC), Cuba. Se muestran las partes del lidar en tres bloques fundamentales: el transmisor, el receptor, el sistema de control y adquisición de datos.

**El Transmisor.** Es el que genera los pulsos de láser que serán transmitidos a la atmósfera. Estos son obtenidos mediante un láser de Nd:YAG, con frecuencia doblada, emitiendo en el segundo armónico  $\lambda$  de 532 nm. La fuente de alimentación junto al sistema de enfriamiento, es la encargada de crear los disparos del láser a una frecuencia de repetición de 0-50 Hz, a una potencia de 300 mJ y una longitud del pulso de 0 – 30  $\mu$ s, mediante un Q-switch. Finalmente, el haz láser pasa a través del telescopio regulándose su diámetro de 0 – 10 cm para realizar su viaje a la atmósfera.

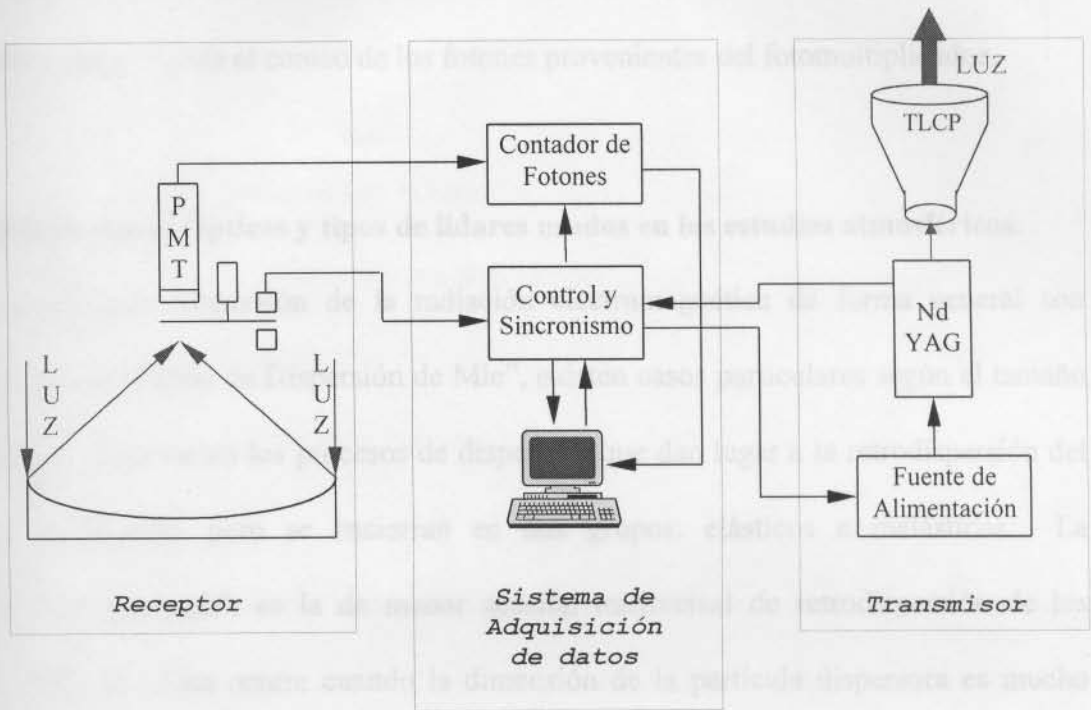


Figura 1: Esquema general del Lidar.

El Receptor. Es el que capta la radiación láser retrodispersada por las partículas atmosféricas. El telescopio Newtoniano de 34 cm concentra la radiación proveniente de la atmósfera, hacia un orificio con el cual se regula su FOV de 1 – 4 mrad. El haz de radiación luego pasa por un filtro interferencial ( $532 \pm 2$  nm) hacia el fotomultiplicador del tipo FEU – 136, que funciona en el modo de “conteo de fotones”. Un chooper limita en tiempo, la entrada de luz al fotomultiplicador, logrando de esta forma regular la altura a partir de la cual se comienza a tomar el dato (Altura de Corte) y prevenir la saturación del fotomultiplicador. Además el chooper se encarga de formar la señal, a partir de la cual se sincroniza el funcionamiento de todas las partes del lidar.

El Sistema de control y adquisición de datos, controla y sincroniza el funcionamiento de todas las partes del lidar como un todo. También se encarga de la adquisición de los datos y del procesamiento de éstos. Mediante una interfase, se conecta una microcomputadora (PC: i - 386) con las partes mencionadas anteriormente (es decir, emisor y receptor). Dicha

interfase cuenta con tarjetas electrónicas, de uso específico, para el control y sincronismo de las diferentes partes y para el conteo de los fotones provenientes del fotomultiplicador.

### 1.3. Interacciones Ópticas y tipos de lidares usados en los estudios atmosféricos.

Los procesos dispersión de la radiación electromagnética de forma general son explicados por la “Teoría de Dispersión de Mie”, existen casos particulares según el tamaño de la partícula. Son varios los procesos de dispersión que dan lugar a la retrodispersión del haz láser transmitido, pero se encierran en dos grupos: elásticos e inelásticos. La “Dispersión de Rayleigh”, es la de menor sección transversal de retrodispersión de los procesos elásticos. Esta ocurre cuando la dimensión de la partícula dispersora es mucho menor que la  $\lambda$  de la radiación incidente y la frecuencia de ésta no coincide con la transición electrónica específica. La dispersión de las moléculas atmosféricas se explica mediante éste formulado. Acorde a la Teoría de la Dispersión de Rayleigh [Hinkley, 1976], el coeficiente de retrodispersión molecular por unidad de volumen a la altura  $h$  ( $\beta_m(\lambda, h)$ ), está definida por:

$$\beta_m(\lambda, h) = N_m(h) \left[ \frac{d\sigma_m(\lambda)}{d\Omega} \right] \quad (2)$$

$N_m(h)$ : Número de moléculas de gas por unidad de volumen

$\frac{d\sigma_m(\lambda)}{d\Omega}$ : Sección transversal de retrodispersión de Rayleigh por promedio de moléculas de gas.

$$\frac{d\sigma_m(\lambda)}{d\Omega} = 5.45 \left[ \frac{550}{\lambda(nm)} \right]^4 10^{-32} \text{ m}^2 \text{ sr}^{-1}$$

(3)

$$N_m(h) = \frac{P(h)N_A}{T(h)R_a}$$

(4)

$P(h)$ : presión atmosférica a la altura  $h$

$T(h)$ : temperatura atmosférica a la altura  $h$

$N_A$ : número de Avogadro

$R_a$ : constante del gas para aire seco

De aquí se puede observar la dependencia con el inverso de la cuarta potencia de la  $\lambda$ , característica de la dispersión de Rayleigh. Por su parte el coeficiente de extinción molecular esta dado por:

$$\alpha(\lambda, h) = \frac{8\pi}{3} \frac{d\sigma_m(\lambda)}{d\Omega} N_m(h) \quad (5)$$

Con un incremento en las dimensiones de las partículas, y ciertas restricciones, la dispersión de Rayleigh es remplazada por la aproximación de Rayleigh – Gans [Van de Hulst, 1956]. Con el incremento del tamaño de las partículas a los límites de Rayleigh – Gans, la sección transversal de retrodispersión se volverá una función complicada del radio efectivo de la partícula, del índice de refracción, de  $\lambda$  y de la dirección. La “Dispersión de Mie”, explica la dispersión proveniente de aerosoles, gotas de agua y partículas de hielo de las nubes es la segunda en importancia en los estudios atmosféricos. La dispersión por aerosoles es generalmente descrita por la teoría de la dispersión de Mie, ésta es sólo aplicable a partículas esféricas. Sin embargo, en la atmósfera real, muchos aerosoles difieren de la forma esférica, por lo que se usan aproximaciones para el cálculo de la dispersión de partículas no esféricas [Bohren y Sigham, 1991]. La naturaleza cuasielástica viene del movimiento de las moléculas o aerosoles a través de la dirección del haz: los aerosoles que generalmente se mueven con las masas de aire, dan lugar a un pequeño corrimiento Doppler,

mientras que las moléculas moviéndose a altas velocidades, dan lugar a un gran corrimiento Doppler.

Cuando la frecuencia del láser corresponde a una transición específica de la especie dispersora, ocurre un aumento de la sección transversal ( $\sim 10^{-16} \text{ m}^2 \text{sr}^{-1}$ ), se garantiza de esta forma una buena sensibilidad. Este efecto es usado generalmente para la medición de iones y átomos de metales en la termosfera, mediante láseres sintonizables.

Por su parte la dispersión inelástica en la atmósfera incluyen a la dispersión Raman y a la fluorescencia no resonante. La dispersión Raman puede alcanzar varios niveles de energía moleculares incluyendo los niveles de energía rotacional, vibracional y electrónico. El espaciado entre niveles de energía rotacionales es pequeño (algunos números de onda), entre los niveles de energía vibracionales son intermedios (decenas o miles de números de onda) mientras entre los niveles electrónicos son grandes (unos miles de números de onda).

Estos procesos de dispersión, algunas veces en combinación con la absorción molecular, forman las bases teóricas para los diferentes tipos de lidares que han sido desarrollados para la medición remota de la atmósfera, el tipo más simple es, por supuesto, el lidar de simple frecuencia usado para el estudio de aerosoles y distribución de nubes y de sus propiedades ópticas y físicas. Estos sistemas pueden ser usados también para el estudio de la densidad atmosférica (molecular) en la atmósfera media y la distribución de iones y átomos de metales en la termosfera. Utilizando la Teoría de Dispersión de Mie y sus casos particulares.

Los sistemas lidares de doble frecuencia pueden ser usados para determinar concentraciones de constituyentes moleculares usando la técnica DIAL. En esta técnica es sintonizada una de las longitudes de onda a una línea de absorción fuerte de una especie molecular de interés, mientras que la segunda es sintonizada a una región espectral cercana con muy débil absorción por parte esa especie molecular. La señal diferencial en longitud de

onda es usada para determinar la distribución molecular con respecto a la distancia por diferenciación con respecto al tiempo.

La dispersión Raman puede ser usada también para determinar el perfil molecular, el receptor es sintonizado a la frecuencia Raman. La dispersión Raman del N<sub>2</sub> o del O<sub>2</sub> puede ser usada para determinar extinción por aerosoles ya que la señal Raman es medida independientemente de los aerosoles retrodispersores, en contradicción a los retrodispersores cuasielásticos.

Una de las propiedades de la radiación electromagnética, la polarización, es también utilizada como principio para la construcción de lidares con el objetivo de medir la despolarización de los hidrometeoros [Schotland et al. 1971, Sassen, 1991].

En la tabla 1, están mostrados algunos tipos de sistemas láseres utilizados en los diferentes tipos de lidares, la tabla esta confeccionada con datos de varias referencias dadas en este capítulo.

Tabla 1. Características de láseres usados en algunos sistemas lidares.

Lidar	Láser	Región espectral (μm)	Energía (mJ)	PRF (Hz)
<i>Estudios Atmosféricos</i>				
Aerosoles	Sólido	0.5 – 1.1	100 – 1000	10 – 50
Nubes	Sólido, gas.	0.5 – 11	10 – 1000	10 – 1000
Rayleigh	Sólido	0.5 – 0.6	1000	10 – 30
Raman	Sólido	0.25 – 0.4	1000 +	30 – 400
DIAL	Sólido, líquido y gas.	0.2 – 11	10 – 2000	10 – 400
Doppler	Sólido, gas.	1, 2, 9 – 11	10 – 4000	10 – 100
Fluorescencia	Sólido, líquido	0.37 – 0.77	100 – 1000	10 – 400

Puede ser que hayan ocurridos cambios en la energía y en frecuencia de repetición de pulsos (PRF, siglas en ingles) debido a los avances tecnológicos. Los datos brindados son fundamentalmente referidos a los lidares situados en tierra y aviones; los que han sido y serán situados en el espacio requieren pulsos de mayor energía o más pequeños.



## 1.4. Aplicaciones

### 1.4.1. Aerosoles.

Dentro del variado número de aplicaciones de los lidares se encuentra el estudio de los aerosoles (partículas suspendidas en la atmósfera, que pueden ser líquidos o sólidos, las principales fuentes de éstos son las erupciones volcánicas, tormentas de arenas y emisiones antropogénicas, entre otras), este tema ha tomado una creciente importancia en los últimos años debido a su vínculo con los cambios climáticos. Los aerosoles afectan el clima mediante varios mecanismos, incluyendo la dispersión de la radiación solar hacia el espacio y el apantallamiento de ésta hacia la superficie terrestre [Turco, 1991], constituyendo estos núcleos de condensación de nubes [Hobbs, 1993], aumentando la absorción de radiación solar y terrestre, conllevando consigo un calentamiento y transporte localizado [Kinne, 1992]. El resultado es que el clima regional se ve afectado por los aerosoles debidos a la quema de la biomasa [Robock, 1991] y de aerosoles de sulfato en la troposfera. Mientras que el clima global se ve afectado por las mayores erupciones volcánicas [Mass, 1989]. En el presente se trabaja en la modelación del efecto de los aerosoles sobre el clima.

En principio los aerosoles deben ser estudiados en un amplio rango de longitudes de onda de láseres. La distribución de aerosoles de partículas grandes y un numero de densidad grande es más favorable estudiarlo usando longitudes de onda de 1  $\mu\text{m}$  o mayores; por otro lado las distribuciones con una densidad pequeña y partículas pequeñas es mejor estudiarlas con longitudes de onda visibles.

La ecuación del lidar (1) puede ser escrita de forma simplificada, como sigue:

$$P_s(\lambda, h) = C \left[ \beta_m(\lambda, h) + \beta_a(\lambda, h) \right] \frac{T^2(\lambda, h)}{h^2} \quad (6)$$



Donde  $\beta_m(\lambda, h)$  y  $\beta_a(\lambda, h)$  representan el coeficiente de retrodispersión por unidad de volumen molecular y de aerosoles, respectivamente,  $T(\lambda, h)$  el factor de transmisión de un camino recorrido por el haz láser, y  $C$  la constante del lidar, ésta incluye todas las características del sistema descrita en la ecuación (1). Entonces es definida la razón de retrodispersión del lidar, representada por  $R$  [Russell et al., 1979].

$$R = \frac{[\beta_m(\lambda, h) + \beta_a(\lambda, h)]}{\beta_m(\lambda, h)} = \frac{P_s(\lambda, h) h^2}{T^2(\lambda, h) C \beta_m(\lambda, h)} \quad (7)$$

El perfil de  $\beta_m(\lambda, h)$  puede ser calculado a partir de datos de radiosonda mediante las fórmulas (2 – 4) o por medio de modelos atmosféricos. La magnitud  $R$ , es ampliamente utilizada para la caracterización de los aerosoles estratosféricos.

La dispersión atmosférica molecular es generalmente medida en una región de la atmósfera relativamente limpia, utilizando ésta para normalizar la señal del lidar, mediante lo cual se determina de forma más exacta la retrodispersión por aerosoles. Para longitudes de onda mayores que  $1 \mu\text{m}$ , es muy importante hacer una calibración absoluta de la respuesta del lidar a la retrodispersión, pues es casi imposible calibrar usando regiones limpias de la atmósfera [Kavaya, 1985].

La distribución de aerosoles y sus propiedades es usualmente medida con sistemas lidares de simple frecuencia [Reagan et al., 1989]. La longitud de onda empleada es generalmente escogida basándose en la disponibilidad y propiedades del láser y en las propiedades de la dispersión atmosférica. La dispersión molecular varía dependiendo de  $\lambda^{-4}$ , mientras que la dispersión por aerosoles varía como  $\lambda^{-\epsilon}$ , donde  $\epsilon$  generalmente oscila entre 0 y 3, teniendo menores valores mientras mayores sean los aerosoles. El primer sistema lidar utilizado para el estudio de los aerosoles contaba con un láser de Rubí ( $\lambda=639.4$

nm), mediante la utilización de este se obtuvieron perfiles de aerosoles estratosféricos [Fiocco and Smullin, 1963; Ligda, 1963; Collis, 1966a; 1966b]. A mediados de los años 1960, el láser pulsado que se encontraba disponible era el de rubí y fue utilizado en varios lidars desarrollados en la época de los '60 [Collis and Russel, 1976]. Aún al principio de década de los '90, diversos lidars con láser de Rubí fueron utilizados para el monitoreo de la nube de aerosoles de la erupción del Pinatubo [DeFoor et al., 1992; Jäger, 1992; Post et al., 1992; Brock et al., 1993; Sun et al., 1993; Wu and Lu, 1993; Young et al., 1994].

Con el advenimiento del láser de Nd: YAG a finales de los años '60, se proporcionó la fuente láser para la futura generación de sistemas lidars para la medición de aerosoles. La frecuencia de la radiación emitida por estos podía ser fácilmente doblada a 532 nm, la cual es una  $\lambda$  mejor para la medición de aerosoles. Estos lidars fueron usados para el estudio de los aerosoles de El Chichón [Gobbi et al., 1989], para el estudio de aerosoles troposféricos y estratosféricos [Uchino and Tabata, 1991]. Y en todo el globo terráqueo se usaron varios lidars de este tipo para el seguimiento del movimiento de la nube de aerosoles del Pinatubo. [Avdyushin et al., 1993; Vaughan et al., 1994; Stevens et al., 1994; Antuña and Sorochinski, 1995]. El láser de Nd: YAG también es usado en lidars aerotransportados desarrollados en los '80 [Hobbs et al., 1991] y además se han desarrollados diversos tipos para ser ubicados en satélites [Crocket, 1990], se han utilizado en misiones al espacio exterior, ejemplo ALISSA, lidar ubicado a bordo de la estación orbital MIR, durante los años 1996 - 1999 [Chanin et al., 2000], llegando hasta la actualidad a bordo de la futura misión CALIPSO, que será lanzada al espacio a principios de 2004 [Winker et al., 2002].

Otros tipos de láseres han sido usados para el desarrollo de sistemas lidars con el objetivo de la medición de aerosoles, el Nd: ytrio-aluminio, doblado a 539.5 nm [Spinhirne, 1991], láser de colorante, también es utilizado un Nd: YAG bombeando un láser de colorante [Mills et al., 1993]. Otro de los láseres usados es el de CO<sub>2</sub> y el Nd: YAG bombeado por diodo [Krichbaumer et al., 1993].

#### 1.4.2. Nubes. que tienen lugar por la cara del frente de los cristales de hielo pedregos.

Las nubes son esencialmente un medio ópticamente denso compuesto de numerosas gotas de agua o de aerosoles de hielo, las cuales son muy importantes en el estudio de los cambios globales [Liou, 1986; Ramanathan et al., 1989]. Por lo que son tentativas para ser caracterizadas mediante sistemas lidares. Estos pueden ser usados para la determinación de las características de aerosoles individuales así como, las de los organizados en nubes. A medida que el tamaño de los aerosoles es mayor comparado con las longitudes de ondas visibles, comienza a ser más difícil usar lidares de longitud de onda visible para caracterizar el tamaño de las partículas. Sin embargo, pueden hacerse algunas determinaciones usando láseres en el visible e infrarrojo, y usando mediciones de polarización del láser retrodispersado. esta técnica propuesta en [Berger et al., 1993], donde los autores utilizan un

Un resumen del uso de la polarización para la caracterización de aerosoles como partículas de nubes fue realizado por Sassen [1991]. Las nubes cirros, por ejemplo, están generalmente formadas por cristales de hielo en forma de plaqueta, generalmente con la superficie horizontal plana. En [Platt et al., 1978] se muestra que la retrodispersión cae rápidamente y la razón de despolarización (razón entre la polarización ortogonal al plano de incidencia y la perpendicular a éste) aumenta con la medida que el lidar va apuntando al zenit. Como se plantea en (Kaul' et al., 1991) se estudian las propiedades de polarización de los cirros mediante los parámetros de Stokes. Existen estudios de partículas de diferentes formas de componentes de las nubes, un ejemplo es el estudio realizado por Sassen [1991a], sobre cristales hexagonales de hielo usando lidar de polarización y análisis fotográfico. La razón de despolarización por lo general es alta para los cristales de hielo y bajas para las gotas de agua, al analizarse con sistemas lidares de longitudes de onda en el visible y cercanas al visible. De este modo, es posible determinar la distribución de agua/hielo en una nube [Sassen, 1992]. Muchos otros ejemplos del uso de polarización en el estudio de las

nubes se dan en la referencia y bibliografía revisada. Sin embargo, se plantea que las múltiples reflexiones que tienen lugar por la cara del frente de los cristales de hielo pudieran, no obstante, conducir a la despolarización de la radiación ya retrodispersada [Eberhard, 1992 y Hall, 1994].

Sassen ha usado lidar de polarización, un radiómetro de microonda de doble longitud de onda y radiosondas en un esfuerzo por tratar de entender mejor las nubes de agua líquida superenfriadas, las cuales son consideradas buenos candidatos para la siembra de nubes [Sassen et al., 1990, 1992 y Sassen and Zhao, 1993].

Las partículas de las nubes tienen generalmente, mayor tamaño comparado con las longitudes de onda de los sistemas lidares, esto hace posible el uso de 1 lidar en conjunción con el radar para determinar radios efectivos de las partículas de las nubes. En un experimento interesante presentado en [Intrieri et al., 1993], donde los autores utilizaron un lidar con láser de CO<sub>2</sub> y radares de 3.2 cm y 8.6 mm, se mostró que la determinación mediante este método lidar/radar del perfil vertical de radio medio de los cristales de cirros, está en perfecta concordancia con la determinación experimental o con un juego de mediciones en situ. Esta técnica puede medir radios de partículas 30 y 350  $\mu\text{m}$ .

También son interesantes para el estudio de las nubes, las propiedades de múltiple dispersión de éstas. Se puede detectar varios grados de múltiple dispersión, cambiando el FOV del receptor [Allen and Platt, 1977 y Bissonnette and Hutt, 1990]. Esta técnica unida a los métodos de inversión [Bissonnette and Hutt, 1993; Wiegner and Echle, 1993] puede ser especialmente útil para la determinación del tope de la nube, lo cual es difícil con un receptor de FOV estrecho, en una parte, porque la radiación es dispersada en ángulos mayores y por otra abriendo el FOV se incrementa la señal.

Los lidares de longitud de onda simple pueden ser usados para el estudio de propiedades globales de las nubes, tales como, espesor óptico, características geométricas y espesor [Pal et al., 1992; Del Gausta et al., 1993]. Una nueva técnica para el uso del

radiómetro para determinar la altura tope de la nube es propuesta y demostrada en [Fischer et al., 1991, 1991a]. La utilización del radiómetro ha sido amplia en este sentido, sus comienzos datan desde los '70 y se ha perfeccionado hasta la actualidad [Platt, 1973, Platt et al., 1998].

Las nubes cirros tienen gran importancia en el balance radiativo del planeta, ya que estas transmiten la radiación solar y retienen la radiación térmica proveniente de la superficie terrestre [Liou, 1986]. Debido a que su espesor óptico es bastante bajo y que ésta puede estar por encima de otras más densas, es difícil caracterizarlas usando técnicas de medición remota óptica pasiva, realmente este aspecto constituye un problema para los instrumentos instalados a bordo de satélites con el objetivo de obtener una señal independiente de las nubes cirros. Los lidares, que hacen mediciones con alta resolución en altura, pueden fácilmente estudiar los cirros de forma aislada, ejemplo de estos estudios son los presentados en [Imasu and Iwasaka, 1991, 1993]. De los estudios de las características de las nubes cirros, con lidares ubicados en superficie, se desprendieron el desarrollo de técnicas para posibilitar los estudios de éstas con instrumentos de medición remota óptica pasiva ubicados en satélites [Minnis et al., 1990, 1993, 1993a].

Otros tipos de lidares son usados para el estudio de cirros, como los que utilizan la dispersión Raman [Kravets, 1989], sistemas de doble longitud de onda y polarización con láser Nd: YAG.

Durante la realización del experimento First ISCCP (International Satellite Cloud Climatology Project) Regional Experiment (FIRE), se encontró un interesante resultado, la existencia de aerosoles de sulfatos, después de la erupción del Pinatubo, podría causar la formación de nubes cirros [Heymsfield, 1990 y Sassen, 1992b]. Otros estudios de nubes cirros fueron conducidos en Alemania dentro del marco del Internacional Cirrus Experiment 1989 (ICE '89) [Ansman et al., 1993], al mismo tiempo, un experimento de medición remota de nubes cirros fue llevado a cabo en Winsconsin [Ackerman et al., 1993]. Un estudio más

extensivo sobre los cirros es llevado a cabo por el programa Experimental Cloud Lidar Pilot Study (ECLIPS) [Carswell et al., 1994; Febvre, 1994; Platt et al., 1994]. Se han desarrollado varias etapas del experimento FIRE, en la más actual de sus etapas FIRE IV, se espera estudiar el comportamiento de los cirros tropicales.

El uso de las nubes en los Modelos de Circulación Global (MCG, en inglés). La información de las mediciones de los distintos tipos de frentes se pueden obtener, con una precisión y una resolución espacial en tiempo y espacio, la altura de la base de las nubes, el espesor de la nube, contenido agua/hielo de la nube y la extensión vertical de la nube. La información de la medición de las frentes de las nubes no puede ser desechada fácilmente en términos de crear una climatología de la altura de las nubes. Es evidente que la calidad de las mediciones de las frentes estará vinculada al sistema de medición y al algoritmo de detección usados.

Como parte del experimento ECLIPS, uno de los principales objetivos para la medición de las nubes es usar varios métodos básicos para la determinación de las frentes de las nubes (Carswell et al., 1994): método de cruceamiento por cero de la diferencial (Platt et al., 1994), método del umbral, y uno cualitativo basado en asumir la base de la nube si está claro. El primer método la altura de la base de la nube  $R_b$  y el pico de la nube  $R_t$  puede ser determinado directamente del cruceamiento por cero de la pendiente de la señal  $dP/dR$ . En la práctica aparecen otros cruceamientos por cero de la curva  $dP/dR$  que provienen de las heterogeneidades en las nubes, de los aerosoles circundantes y del ruido en la señal lidar. Para desprestigiar los cruceamientos por cero representativos de píxeles no significativos y retener la información de las capas significativas de nubes fue crucial el uso de un método compensado (a PCR) en cada  $R_b$  y  $R_t$  y los cruceamientos por cero asociados a los pequeños frentes fueron despreciados usando un umbral arbitrario. El topó aparente de la nube puede ser hallado con el criterio de que la señal requerida a esa altura,  $P(R_t)$ , sea igual o



### 1.4.3. Determinación de las fronteras de la nube.

El impacto de las nubes sobre el clima y en especial las de las nubes cirros dependen del contenido de agua/hielo, altura, microfísica, etc. Estos son de un creciente interés ya que se necesita una información más exacta y real acerca de las nubes para realizar la simulación del proceso de las nubes en los Modelos de Circulación Global (GCM, en inglés). Es conocido que de las mediciones de los distintos tipos de lidars se pueden obtener, con alta exactitud y con excelente resolución en tiempo y espacio, la altura de la base de las nubes, espesor óptico de la nube, contenido agua/hielo de la nube y la extensión vertical de la nube. La importancia de la medición de las fronteras de las nubes no puede ser desechada, especialmente en términos de crear una climatología de la altura de las nubes. Es evidente que la calidad de las mediciones de las fronteras estará vinculada al sistema de medición remota y/o al algoritmo de detección usados.

Durante el experimento ECLIPS, una de las principales campañas para la medición de nubes, fueron aplicados tres métodos básicos para la determinación de las fronteras de las nubes [Platt *et al.*, 1994]: método de cruzamiento por cero de la diferencial [Pal *et al.*, 1992], método del umbral, y uno cuantitativo basado en asumir fuera de la nube el aire claro. En el primer método la altura de la base de la nube  $R_b$  y el pico de la nube  $R_p$  puede ser determinado directamente del cruzamiento por cero de la pendiente de la señal  $dP/dR$ . En la práctica aparecen otros cruzamientos por cero de la curva  $dP/dR$  que provienen de inhomogeneidades en las nubes, de los aerosoles circundantes y del ruido en la señal lidar retornante. Para despreciar los cruzamientos por cero representativos de picos insignificantes y retener la información de las capas significantes de nubes fue calculado el nivel de ruido correspondiente a  $P(R)$  en cada  $R_b$  y  $R_p$  y los cruzamientos por cero asociados a picos pequeños fueron despreciados usando un umbral arbitrario. El tope aparente de la nube  $R_t$ , fue hallado con el criterio de que la señal requerida a esa altura,  $P(R_t)$ , sea igual o



menor a la señal en la base de la nube,  $P(R_b)$ . Este criterio en muchas condiciones pudiera no brindar el valor real de la altura tope de la nube.

En el método de “Umbral” [Platt *et al.*, 1994], la altura de la base de la nube es definida como el nivel correspondiente a un incremento inicial de la señal sobre el fondo claro, con magnitud igual a  $n$  veces la desviación estándar de las fluctuaciones del fondo. También es requerido que la señal continúe en incremento, al menos  $m$  intervalos sucesivos de altura. En [Platt *et al.*, 1994] se sugieren valores típicos para  $n$  y  $m$ , 2 y 5 respectivamente dependiendo de la amplitud de la nube comparada con el nivel de ruido del fondo. El tope de la nube puede ser determinado por el cálculo de la desviación estándar del ruido sobre la nube y moviéndose hacia abajo en la altura desde el rango máximo. Winker and Vaughan [1994] usan un algoritmo umbral basado en el perfil de la razón de retrodispersión atenuada en vez de la señal lidar retornante en sí misma. Es definido un umbral dependiente del rango (incrementándose monótonamente con la altura), basado en el ruido de la señal del lidar, y una desviación señalada sobre el valor umbral es identificada como una nube. La altura tope de la nube es determinada iterativamente encontrando el primer punto sobre la base de la nube para el cual 4 o más de los próximos 7 puntos, tienen igual valor o están por debajo del valor umbral y no aparecen bases de nubes secundarias en esta región. Los algoritmos de “Umbral”, es ampliamente propuesto para la medición remota por lidares en el espacio [Platt *et al.*, 1999, Palm *et al.*, 1999].

El método reportado en [Sassen and Cho, 1992] para la detección de cirros delgados y subvisibles, ajusta la data del lidar a un perfil de retrodispersión de Rayleigh calculado a partir de los datos de radiosonda, bajo la suposición de despreciar la retrodispersión por aerosoles a alturas justo por debajo y sobre el cirro. La altura de la base y el tope de la nube son entonces obtenidas automáticamente cuando la retrodispersión aumenta sobre el nivel molecular, no obstante, a pesar de esto algunos criterios umbrales fueron utilizados. Este método puede obtener las propiedades ópticas de las nubes, base y tope de la nube

simultáneamente de cualquier caso de cirro donde el espesor óptico sea la suficientemente pequeño como para medir la retrodispersión molecular por encima de la nube.

Los dos primeros métodos están relacionados como ambos discriminan un cambio de la pendiente desde la retrodispersión decreciente con la altura por debajo de la base de la nube, a un característico incremento en la retrodispersión sobre la base de la nube. Estos métodos dependen inherentemente de la forma de la retrodispersión y de la resolución vertical del sistema. El tercero de los métodos evita algunos de estos problemas, pero es estrictamente sólo útil para la detección de nubes cirros delgadas.

*Young* [1995] usó un método alternativo para la detección de nubes delgadas, donde las alturas de la base y del tope de la nube son determinadas por extrapolación de una señal de referencia, libre de nubes, la cual es llevada a escala por ajuste a la señal medida en la regiones libres de nubes, regiones por encima y debajo de la nube hasta que la razón de la señal medida y de la extrapolada excedan algunos valores preseleccionados para un cierto número de puntos. Recientemente [*Campbell et al.*, 1998] ha desarrollado el algoritmo de alturas fronteras de las nubes para el procesamiento de los datos en el programa llamado Medición de Radiación Atmosférica (ARM, Atmospheric Radiation Measurement, en ingles), el cual usa una diferenciación vertical bidireccional de rangos adyacentes de disparos promediados en 1 minuto comparado con el perfil de base del cielo limpio.

Una aproximación alternativa para determinar las fronteras de las nubes en datos de radar y lidar fue reportada por [*Clothiaux et al.*, 1995, 1998]. *Uttal et al.* [1993] usó una idea similar en su algoritmo de detección de fronteras de nubes para los datos de un radar direccionado verticalmente. La idea básica detrás de estos algoritmos es la direccionalidad y el tiempo de promediación de la observación, un retorno de la señal de lidar o radar es primeramente identificado por su consistencia vertical y temporal. Esto es especialmente real para las aplicaciones de radar, ya que reciben señales no identificables del aire limpio. Sin embargo con una normalización apropiada de la señal lidar es aplicable [*Clothiaux et*

al., 1998]. El paso inicial identifica las estadísticas del ruido de fondo en una región del perfil conocida que no contenga nubes. Pequeñas regiones del conjunto de datos, típicamente algunos puntos en tiempo y altura, son tratadas similarmente y la probabilidad de que estas contengan solamente ruido es determinada comparando las estadísticas de dos regiones. Cada punto de los datos es examinado un número de veces en el contexto de todos los puntos que le rodean y cada una de las probabilidades es almacenada, y subsecuentemente usadas para identificar los puntos que tienen muy baja probabilidad de contener solamente ruido.

Desdichadamente, no existe un algoritmo universal que sea apropiado para todas las situaciones y tenga la habilidad de tratar con la calidad de la señal y diferenciar entre varios objetos tales como nubes, virga, aerosoles. Entonces lo que queda es encontrar o desarrollar el más conveniente para el uso que se le deseé dar.

#### 1.4.4. Determinación del espesor óptico de la nube.

Como se mencionó anteriormente a partir de las mediciones lidar se puede obtener igualmente el espesor óptico de diferentes componentes atmosféricos, como el de las nubes cirros. Es de esencial importancia la determinación de este parámetro, pues nos permite evaluar el forzamiento radiativo de las nubes cirros, es decir el efecto sobre el balance radiativo en el sistema tierra atmósfera. Además la utilización directa es, que nos da la posibilidad de separar los casos de nubes cirros subvisibles del conjunto de estas [Sassen *et al.*, 1989; 1992a]. Existen varios métodos para la determinación del espesor óptico, pues teniendo invertida la señal lidar, y contando desde luego con las soluciones de la ecuación, con los valores del coeficiente de retrodispersión y de extinción por aerosoles, podemos obtener el valor del espesor óptico integrando el valor de la extinción en el intervalo de altura deseado. Sobre los métodos para invertir la señal lidar ya se ha abordado con anterioridad y se encuentra en la bibliografía [Collis, 1966b; Platt, 1973; Klett, 1981; Ferguson and Stephens, 1983; Fernald, 1983; Measures, 1984; Klett, 1985; Kunz and Leeuw, 1993; Febvre, 1994; Elouragini, 1995; Elouragini and Flamant, 1996]. Es necesario notar nuevamente que todos estos métodos de inversión están desarrollados considerando el caso de lidar de simple retrodispersión, de una sola longitud de onda.

Cada uno de los métodos tiene sus ventajas y desventajas, unos brindan buenos resultados en caso de atmósfera homogénea [Collis, 1966b; Klett, 1981; Fernald, 1983; Kunz and Leeuw, 1993] y otros están direccionados hacia la aplicación en atmósferas no homogéneas [Klett, 1985; Elouragini and Flamant, 1996]. Elouragini [1995], valora el criterio de usar en diferentes tipos de casos un método u otro, complementando los dos, en dependencia del espesor de las nubes, así como su relación señal ruido, proponiendo un método nombrado en ingles "Back - slope". El cual básicamente está relacionado con la

inversión propuesta por *Klett* [1981] y el método de la pendiente propuesto por *Collis* [1966b].

El "Método de la Pendiente", es un método relativamente sencillo, conocido en la comunidad lidar bajo ese nombre [*Collis*, 1966b]. Este se basa en un análisis de regresión lineal con el que se obtienen el intercepto y la pendiente. A partir de estos son derivados los coeficientes de retrodispersión y extinción respectivamente, de la recta producida por el logaritmo de la señal lidar corregida en la altura  $\ln[P(r)r^2]$ , donde  $P$  es la potencia recibida de la distancia  $r$ .

$$\ln[P(r)r^2] = \ln(K\beta) - 2\alpha r \quad (8)$$

Donde  $r$  es distancia (km),

$P(r)$ , es la potencia recibida desde la distancia  $r$  (W),

$K$ , es la constante del sistema ( $\text{W km}^3 \text{sr}$ ),

$\alpha$ , es el coeficiente de extinción atmosférico ( $\text{km}^{-1}$ ) y

$\beta$ , es el coeficiente de retrodispersión atmosférico ( $\text{km}^{-1} \text{sr}^{-1}$ ).

Sólo se utiliza la parte de la señal lidar comprendida entre el máximo solapamiento del haz láser y el FOV. Este tipo de regresión lineal produce un intercepto en  $r = 0$  que es igual a  $\ln(K\beta)$  y una pendiente que es el doble del coeficiente de extinción  $\alpha$  [*Kunz and Gerrit*, 1991].

Un uso particular de este método se utiliza para un cálculo muy sencillo del espesor óptico de las nubes cirros [*Elouragini*, 1995]. Se propone que al obtenerse la curva  $\ln(P r^2)$  contra  $r$  se observará dos líneas rectas por debajo y por encima del eco de la nube cirro, estas dos líneas serán paralelas y la distancia entre estas dos corresponderá al doble del

espesor óptico  $2\delta$ . Este fundamento es el que se ha utilizado en uno de los objetivos del presente trabajo.

También existe otro método para el estudio de las características de las nubes cirros y dentro de estas, el espesor óptico de ellas. Este método consiste en la comparación de mediciones de dos o varios instrumentos como suelen ser el lidar, el radiómetro y satélite [Platt, 1973; 1979a; 1980; 1998; 1998a].

En los últimos tiempos se ha estado determinado el espesor óptico de las nubes y de las nubes cirros en particular analizando datos provenientes de lidares a bordo de aviones y se han realizado experimentos en el espacio. En el caso de a bordo de aviones existen ejemplos como el experimento realizado de sensado atmosférico con lidar de la NASA (LASE, siglas en ingles) se obtienen primeros resultados de la atenuación de las nubes cirros y del espesor óptico de estas [Bracket *et al.*, 2002], así como la campaña nombrada Experimento de microfísica con el avión Egrett mediante radiación, lidar y dinámica. (EMERALD, siglas en ingles) [Cook, *et al.*, 2002; Whiteway *et al.*, 2002].

En el segundo de los casos el sensado remoto desde el espacio a bordo de la estación orbital MIR [Chanin *et al.*, 2002] y a bordo de un trasbordador espacial, con el objetivo de la futura misión a bordo de satélite CALIPSO [Winker *et al.*, 2002]. Dentro del programa de experimento de tecnología Lidar en el espacio (LITE, siglas en ingles) donde, se evidencia la presencia de cirros laminares cerca de la tropopausa tropical [Winker and Trepte, 1998]. También se realizó un análisis de manera global del espesor óptico, donde se obtuvo que el 70% de las observaciones tuvieron valores menores que 0.25 y hasta 0.5 [Platt and Vaughan, 2002].



Después de varios años de adquisición de datos de nubes cirros con lidar en línea y de reconocer la importancia de este tipo de nubes, se imponían planes de avance detallado hasta el momento. Existía la necesidad de desarrollar y validar un algoritmo para la determinación de las características geométricas de las nubes y se implementó éste a partir de la bibliografía revisada y de criterios obtenidos en el cual fue auxiliado elaborando un software en Matlab. Con el objetivo de comprobar la efectividad del mismo se corrió el programa elaborado con todas las mediciones de datos actuales y posteriormente se realizó una comparación con las características geométricas obtenidos con el método manual tradicionalmente empleado en el momento. Y por último, se realizó un estudio de caso para el día 7 de Octubre.

## CAPITULO 2 – TRABAJO EXPERIMENTAL

DemostRANDOSE de esta forma la efectividad del presente algoritmo para la detección de nubes cirros y se consultó con investigadores de otros grupos, sobre los valores reportados en el estudio de las alturas de base y de topa de los cirros y de la similitud de los resultados presentados en evento [Barja and Arce, 2001], al igual que la distribución de alturas durante el año [Goldfarb, 2000].

Con el objetivo de determinar el espesor óptico de las nubes cirros se aplicó el método reportado en la literatura, conocido en la comunidad de lidar como "Método de la Penumbra", el cual fue abordado de manera sucinta anteriormente. Los valores obtenidos en esta investigación fueron presentados en la 24 conferencia de radar en línea [Barja, 2002]. En los criterios de varias investigaciones estos valores se encuentran dentro de los rangos reportados para esta característica de los cirros. Los valores encontrados en este trabajo son similares a los reportados en la más reciente climatología de nubes cirros medidas con lidar [Goldfarb, 2000].

## CAPITULO 2. Trabajo experimental.

Luego de varios años de adquisición de datos de nubes cirros con lidar en nuestro Centro y de reconocer la importancia de éste tipo de nubes, se imponían pasos de avance en lo desarrollado hasta el momento. Existía la necesidad de desarrollar y automatizar un algoritmo para la determinación de las características geométricas de las nubes cirros. Se Implementó éste a partir de la bibliografía revisada y de criterios obtenidos en nuestra área, el cual fue automatizado elaborando un software en Matlab. Con el objetivo de comprobar la efectividad del mismo se corrió el programa elaborado con todas las mediciones de la base de datos existente y posteriormente se realizó una comparación con los datos de las características geométricas obtenidos con el método manual tradicionalmente empleado hasta el momento. Y por último, se realizó un estudio de caso para el día 7 de Octubre de 1999. Demostrándose de esta forma la efectividad del presente algoritmo para la detección de nubes cirros y la determinación de sus características geométricas. Además se realizaron consultas con investigadores de otros grupos, sobre los valores reportados en el trópico, de las alturas de base y de tope de los cirros y de la similitud de los resultados obtenidos presentados en evento [Barja and Aroche, 2001], al igual que la distribución de su ocurrencia durante el año [Goldfarb, 2000].

Con el objetivo de determinar el espesor óptico de las nubes cirro se aplicó el método reportado en la literatura, conocido en la comunidad de lidares como “Método de la Pendiente”, el cual fue abordado de manera sucinta anteriormente. Los valores obtenidos en esta tarea fueron presentados en la 21 conferencia de radares láseres [Barja, 2002]. Según el criterio de varios investigadores estos valores se encuentran dentro de los rangos conocidos para esta característica de los cirros. Los valores mostrados en este trabajo son similares a los reportados en la mas reciente climatología de nubes cirros medidas con lidar [Goldfarb, 2000].

En este capítulo, se explican todos los procedimientos realizados y resultados obtenidos con respecto a lo expresado anteriormente, se explican los equipos y materiales utilizados, así como el algoritmo desarrollado, la comparación de los resultados, el análisis del caso de estudio y la obtención del espesor óptico.

## 2.1. Equipos y materiales.

Para el estudio de las nubes cirros como hemos visto en el capítulo anterior se utilizan variedades de instrumentos. En nuestro caso estudiaremos las características geométricas con un lidar ubicado en Camagüey, el cual se encuentra ubicado en este lugar desde 1988, gracias a la colaboración de la extinta URSS, mediante el Laboratorio Meteorológico Conjunto Cuba – URSS. Este lidar fue construido e instalado por especialistas soviéticos y luego de la partida de estos, los especialistas cubanos han ido adquiriendo el know – how de la tecnología con el tiempo, buscando aplicaciones a esta herramienta. En la actualidad su función principal es el monitoreo de nubes de aerosoles estratosféricos [Estevan *et al.*, 1998]. Se ha estado probando la utilidad para la medición de la densidad y la temperatura en la atmósfera superior, y para el estudio de nubes cirros, campo en el cual se desarrolla este trabajo. Algunas de las características de este lidar se presentan en la Tabla 2, de las partes ilustradas en la Figura 1.

Tabla 2. Características del lidar de Camagüey.

Ubicación		21.24° N, 77.51° W	
Rango de medición.		4 – 80 km	
Resolución vertical		Cirrus, 75 m, aerosoles, 300m.	
<i>Emisor</i>		<i>Receptor</i>	
Láser.	Nd:YAG, pulsado.	Diámetro y configuración del receptor.	0.34 m, Newtoniano.
Longitud de onda.	532 nm.	FOV	1 – 4 mrad
Frecuencia máxima de disparo.	0 – 50 Hz.	Ancho de banda de filtro interferencial.	2 nm.
Energía por pulso.	300mJ.	Detector.	Fotomultiplicador FEU – 136.

Longitud del pulso.	30 $\mu$ s	Sistema de registro.	Conteo de fotones.
Diámetro de haz transmitido.	0.1 m.	Control y procesamiento	PC- i 386.

Dadas las características con que fue diseñado el lidar, nada más se hacen mediciones en horas nocturnas. Para la realización de las mediciones de cirro se observan las condiciones meteorológicas, el cielo debe de estar despejado de nubes bajas y medias, y las condiciones durante el día deben ser propiciatorias para la aparición de nubes cirro en la localidad. Aunque los datos utilizados fueron tomados en los casos en que la medición de aerosoles estratosféricos era interrumpida por la aparición de un cirro. Mediante este lidar se obtiene el número de fotones retrodispersados por la atmósfera, los cuales son el resultado de la medición. Estos resultados y parámetros necesarios para próximos cálculos son almacenados en ficheros binarios.

Se trabajó con la base de datos de mediciones de cirros, generada en la estación lidar Camagüey, estas mediciones fueron realizadas con una PRF de 50 Hz, con una cantidad de 1000 disparos, la frecuencia de realización de éstas no es estable, ya que como fue explicado en párrafo anterior estas fueron efectuadas en el momento en el que durante la medición de aerosoles estratosféricos se interponían cirros delgados subvisibles (no observables por el ojo humano) que limitaban la medición de los aerosoles, debido a la alta retrodispersión que presentan los cristales de hielo y por tanto a la atenuación que se produce sobre el haz láser emitido a la atmósfera, el cual no puede llegar a alturas superiores. Esta base de datos cuenta con 169 casos, de éstos 134 corresponden a los meses del período lluvioso (mayo – octubre) y 35 a los del período poco lluvioso (noviembre – abril). Todas estas mediciones se han sometido al control de la calidad existente en la estación lidar. No obstante la data tomada en cuenta para ser recalculada son 98 casos, pues es la que presenta los resultados producidos por el procesamiento manual.

Los ficheros en binario fueron convertidos a ficheros texto mediante el software nombrado “LT”, desarrollado por especialistas de la estación lidar, el cual no se explicará

pues su utilización es muy puntual. Los ficheros texto cuentan con dos columnas, en la primera tienen la altura y en la segunda el número de fotones retrodispersados por la correspondiente altura en el tiempo de la medición. El rango de altura se encuentra entre los 6 y 21 km con una resolución de 75 m. A partir de estos datos se trabaja en la búsqueda de las características geométricas de las nubes cirros, por medio de un algoritmo desarrollado e implementado por el autor en la presente investigación y será explicado en el siguiente epígrafe.

## **2.2. Algoritmos para la determinación de las características geométricas y espesor óptico de los cirros.**

### **2.2.1. Características geométricas.**

Históricamente las mediciones de la altura de la base han sido responsabilidad de las estaciones meteorológicas y la definición de la base de la nube ha estado fuertemente influenciada por el observador, al realizar esta visualmente o por las características del instrumento de medición que se utiliza, como el ceilómetro de haz rotante (rotating beam ceilometer, (RBC), en ingles), ceilómetros láser y lidares entre otros. Por ejemplo, en el caso del RBC el manual de instrucción define la altura de la base, como la altura a la cual la señal del RBC alcanza el máximo valor. La cuestión esta en si esta señal máxima es una representación óptima de la base de la nube. Estudios realizados demuestran que las mediciones realizadas por varios instrumentos difieren [Pal et al., 1992]. En el caso de las nubes cirros es un poco mas complicado, pues al ser éstas nubes altas y a la vez muy finas y en muchas ocasiones subvisibles resulta muy difícil medirlas con otros instrumentos de medición que no sean los lidares y las imágenes de satélites y como complemento radiómetros infrarrojos.

Lidares de alta energía, con láser de estado sólido como fuente, pueden determinar altura sobre el basamento de un simple pulso, con una resolución vertical de algunos metros, que está limitada primariamente por la longitud del pulso láser y la capacidad del sistema de registro.

Mediciones con lidar muestran que la base de la nube, cuando comienza a incrementar la señal, está por debajo de la señal máxima retornante y que la separación entre estos dos niveles depende de las propiedades individuales de las nubes.

El aspecto principal utilizado en el algoritmo, es que la intensidad de una señal retornante de la atmósfera generalmente decrece monótonamente con la altura. Esto sucede hasta que es encontrada una nube, momento en el cual el nivel de señal comienza a incrementarse significativamente debido a la intensificación de la retrodispersión por las partículas de la nube, en el caso de los cirros, por las partículas de hielo. Como resultado de esto, es posible localizar la altura del nivel mas bajo de la nube por medio del cambio de la pendiente en la señal del lidar.

Esto se puede automatizar fácilmente monitoreando la primera derivada (pendiente) de la señal e identificando la posición a la cual existe un cambio de signo de la derivada lo cual nos brindará la información de que hay un extremo que será mínimo si hay un cambio de negativo a positivo y un máximo si hay un cambio de positivo a negativo. El primer máximo de significado que se observa en una medición de lidar se encuentra a la altura donde ocurre el solapamiento total entre los campo de visión del receptor y del emisor, la cual denotaremos por  $r_0$ . Altura a partir de la cual y hasta la última distancia detectable es el intervalo de datos utilizables para nuestros propósitos. Se denota la altura de la base por  $r_b$ , la altura de la máxima señal de la nube (pico)  $r_p$  y a la altura del tope aparente  $r_t$ . Estas diferentes alturas se encuentran representadas en la Figura 2, en la que se muestra una señal lidar simulada y su derivada. Ahora se abordará en detalles cómo ha sido implementado.



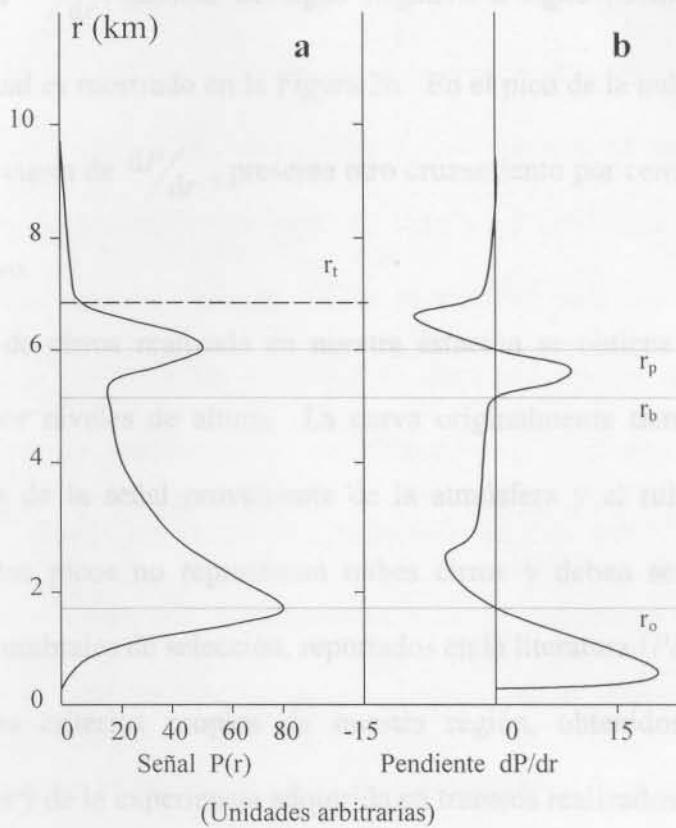


Figura 2. a) Comportamiento de la señal lidar. b) la primera derivada (pendiente) de la señal lidar, donde están señaladas las alturas características.

La intensidad retrodispersada o pudiéramos hablar también de número de fotones retrodispersados medidos por el lidar  $P(r)$ , la cual es función del coeficiente de retrodispersión  $\beta(r)$ , del coeficiente de extinción  $\sigma(r)$  y de la distancia  $r$ , está expresada por la ecuación del lidar (1), que simplificada se puede escribir como:

$$P(r) = K \frac{\beta(r)}{r^2} \exp \left[ -2 \int_0^r \sigma(r') dr' \right], \quad (9)$$

Donde  $K$  es una constante del instrumento. Esta ecuación indica que en una atmósfera homogénea  $P(r)$  decrecerá con la distancia de una forma exponencial. Ejemplificándose este comportamiento en la Figura 2, donde la señal desciende entre la altura  $r_o$  y la base del cirro  $r_b$ . El crecimiento de  $P(r)$  después de  $r_b$  es debido a la presencia de cristales de hielo o partículas de agua. En  $r_b$ , la primera derivada de la

intensidad retrodispersada  $\frac{dP}{dr}$ , cambia de signo negativo a signo positivo y tiene un cruzamiento por cero lo cual es mostrado en la Figura 2b. En el pico de la nube simbolizado por  $r_p$ , en la figura 1a, la curva de  $\frac{dP}{dr}$ , presenta otro cruzamiento por cero, pero ésta vez de signo positivo a negativo.

En una medición de cirros realizada en nuestra estación se obtiene el número de fotones retrodispersado por niveles de altura. La curva originalmente tiene varios picos producto de la variación de la señal proveniente de la atmósfera y el ruido propio que presenta el sistema. Estos picos no representan nubes cirros y deben ser despreciados mediante la aplicación de umbrales de selección, reportados en la literatura [Pal et al., 1992]. Además se utilizan otros criterios propios de nuestra región, obtenidos a partir del procesamiento de los datos y de la experiencia adquirida en trabajos realizados en la ELC.

En el algoritmo los datos iniciales de entrada son: la altura ( $z$ ) y el número de fotones retrodispersados ( $nf$ ) correspondientes a cada nivel de altura. Se obtiene primeramente la altura de máximo solapamiento  $r_0$ , que es a partir de la cual se empezará a realizar el análisis de la señal. A partir de estos datos se realiza un primer proceso para eliminar el ruido propio del sistema. Se realiza una premediación o media corrida solapada con una ventana de tres valores, el valor de cada una de las premediación es asignado al valor de altura correspondiente al valor central de la ventana de valores. De esta forma, se consigue que se realice un suavizamiento de la curva y además los valores que se obtienen son sumamente representativos de los valores reales.

De estos datos suavizados primarios se obtienen las alturas de todos los mínimos y los máximos presentes en la señal, los cuales se nombran como extremos de los datos reales, dentro de estos aun pueden quedar varios extremos que son ruido del sistema y producto de la variación intrínseca de la señal atmosférica. Estos máximos serán señalados con el subíndice  $r$ ,  $zmin_r$ , será la altura a la cual se encuentra un mínimo en el número de fotones

retrodispersado  $nfzmin_r$ , igualmente será para los valores máximos  $zmax_r$ ,  $nfzmax_r$ . De estos extremos se necesitó extraer los extremos que no estuvieran presentes dentro del ruido del sistema, para esto se realizó un análisis estadístico de los datos y se encontró que la diferencia entre el número de fotones en la base del cirro y su máximo correspondiente, siempre resultaba ser mayor que 50 fotones. Esto se cumple para una medición que realmente tenga una relación señal – ruido aceptable, es decir valores mayores que 2, y el equipo se encuentre en buenos parámetros de funcionamiento. Utilizándose el criterio  $(nfzmin_r - nfzmax_r) > 50$ . Todos los extremos que cumplieran con esta condición serían entonces los extremos preliminares, que se encuentran señalados mediante el subíndice  $p$ ,  $zmin_p$ , será la altura a la cual se encuentra un mínimo en el número de fotones retrodispersado  $nfzmin_p$ , que no se encuentra en el ruido, igualmente será para los valores máximos  $zmax_p$ ,  $nfzmax_p$ .

En estos momentos se cuenta con los extremos que no están influenciados por el ruido, pero aun en ellos pudieran existir datos falseados por la variación propia de la señal proveniente de la atmósfera. Para eliminar este aspecto nos basamos en el criterio de que la variación del número de fotones entre el valor mínimo  $nfzmin_p$  y su respectivo valor máximo  $nfzmax_p$ , debe ser al menos mayor que el doble de la diferencia entre el número de fotones  $nfzmax_p$  y el número de fotones a la altura  $zmax_p$ , en los datos puros que se entraron al inicio sin realizarle ningún procesamiento, es decir:

$$|nfzmin_p - nfzmax_p| > 2 |nfzmax_p - nf(zmax_p)|.$$

Los extremos que cumplan el criterio anteriormente mencionado están listos para ser analizados y hallar la altura de la base  $zbase$ , la altura del tope aparente  $ztope$ , así como, la altura  $znfmax$  donde existe el número de fotones máximos  $nfmax$ , en esa capa. Al igual que se obtendrá si existen varias capas de cirro, independientes una de otras o múltiples subcapas

de un cirro único. Esto se logra valorando si existe un valor de  $z_{mind}$  mayor que el  $z_{base}$  obtenido. Si la respuesta a esta valoración es afirmativa, estamos en el caso de varias capas de cirros y se continúa el proceso para encontrar las características de las otras capas. Hasta que la respuesta sea no que se culmina el proceso. Si en el primer caso de  $z_{base}$  encontrado la respuesta es negativa, entonces es un cirro de múltiples subcapas, y se termina el proceso. Obteniéndose de esta forma un fichero sencillo con los datos de la medición y las características geométricas del cirro. En la Figura 3 se muestra un esquema de este algoritmo explicado en párrafos anteriores. El cual fue desarrollado por el autor del presente trabajo basado en experiencias adquiridas, y en el análisis de artículos de investigación acerca del tema [Fischer and Grassl, 1991; Pal et al., 1992; Imasu and Iwasaka, 1993; Carswell et al., 1994; Cervantes et al., 1996; Clothiaux et al., 1998; Goldfarb et al., 2001].

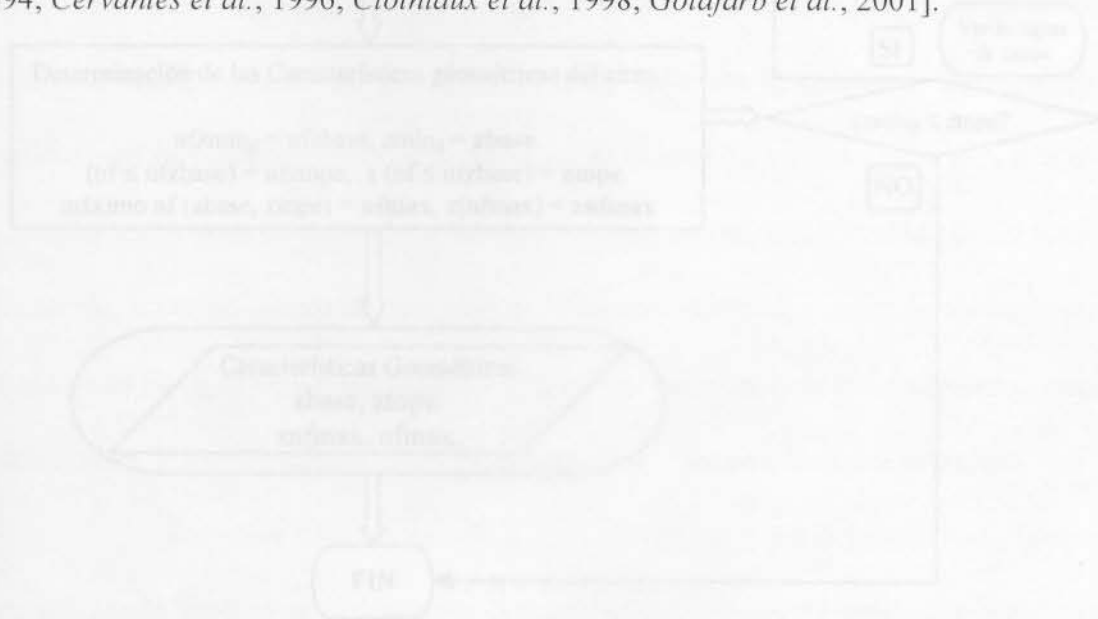


Figura 3. Esquema de flujo del algoritmo para la determinación de las características geométricas de los miles cirros

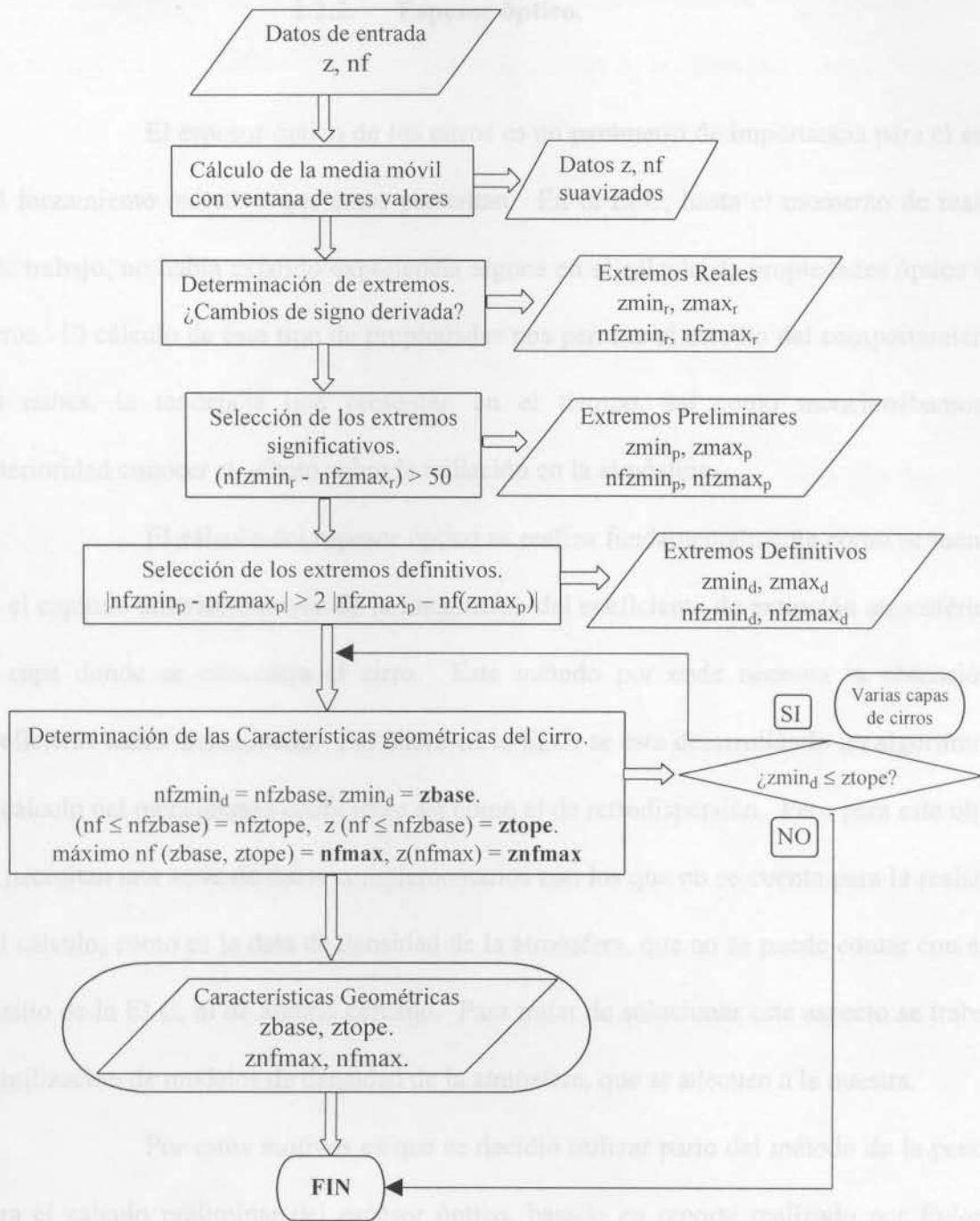


Figura 3. Esquema de flujo del algoritmo para la determinación de las características geométricas de las nubes cirros.

### 2.2.2. Espesor óptico.

El espesor óptico de los cirros es un parámetro de importancia para el estudio del forzamiento radiativo que estos presentan. En la ELC, hasta el momento de realizado este trabajo, no había existido experiencia alguna en el cálculo de propiedades óptica de los cirros. El cálculo de este tipo de propiedades nos permite el estudio del comportamiento de las nubes, la tendencia que presentan en el tiempo, así como mencionábamos con anterioridad conocer su efecto sobre la radiación en la atmósfera.

El cálculo del espesor óptico se realiza fundamentalmente como se mencionó en el capítulo anterior a través de la integración del coeficiente de extinción atmosférico, en la capa donde se encuentra el cirro. Este método por ende necesita la obtención del coeficiente antes mencionado. Por ahora en la ELC, se esta desarrollando un algoritmo para el cálculo del mencionado coeficiente así como el de retrodispersión. Pero para este objetivo se necesitan una serie de datos complementarios con los que no se cuenta para la realización del cálculo, como es la data de densidad de la atmósfera, que no se puede contar con ella en el sitio de la ELC, ni de alguno cercano. Para tratar de solucionar este aspecto se trabaja en la utilización de modelos de densidad de la atmósfera, que se adecuen a la nuestra.

Por estos motivos es que se decidió utilizar parte del método de la pendiente para el cálculo preliminar del espesor óptico, basado en reporte realizado por *Euloragini* [1995]. Este método se fundamenta, como fue explicado brevemente en el capítulo anterior, en el criterio de que la distancia entre las dos líneas rectas, que aparecen por encima y por debajo del eco del cirro, en un grafico  $\ln(P r^2)$  contra  $r$  es igual al doble del espesor óptico  $2\delta$ . Esto forma la primera parte de la obtención final del espesor óptico a partir de la integración del coeficiente de extinción [*Euloragini*, 1995].

En el algoritmo que se propone, primeramente se entran los datos de las características geométricas del cirro, altura de la base  $z_{base}$  y del tope  $z_{tope}$ , las cuales



anteriormente fueron obtenidas con el algoritmo previamente explicado. Junto a estos datos se tiene el perfil de número de fotones retrodispersados de la atmósfera durante la medición.

Como segundo paso se procede a la separación de la parte de arriba y de abajo del cirro. A estos dos subconjuntos de números de fotones y altura, que corresponden desde la altura de máximo solapamiento  $z_0$  hasta la altura de la base  $z_{base}$  y desde la altura del tope hasta la altura de la base de la otra capa o hasta que exista señal no muy ruidosa, se les calcula el  $\ln(Pr^2)$ .

Al conjunto de datos por debajo del cirro se le calcula la mejor recta que los describe obteniéndose la pendiente de esta. Como los valores por encima del cirro deben tener una distribución en una línea recta y que es paralela a la anterior, se determina la mejor línea recta que describe a estos datos.

Finalmente se halla la distancia entre estas dos rectas y se calcula el espesor óptico dividiendo esta distancia entre dos. Obteniéndose de esta forma el valor del espesor óptico del cirro. En la Figura 4 se muestra un ejemplo ilustrativo de la obtención del espesor óptico, en la Figura 4a se muestra la potencia recibida de retrodispersión de la atmósfera, contra  $r$ , mostrando un perfil característico de una medición de cirro, aunque con un poco de ruido.

En la Figura 4b) se puede observar las dos líneas rectas paralelas que se encuentran por encima y por debajo del eje de la nube, estas son las mejores rectas ajustadas, y se encuentra señalado que la distancia entre estas dos es el doble del espesor óptico.

### 2.3. Discusión de los resultados.

#### 2.3.1.

Hasta el momento se han realizado mediciones de la potencia de la señal de lidar, en la que se calculaban las características geométricas de la nube. En este trabajo, se calculaban las características geométricas de la nube de la siguiente manera: se calculaba la potencia de la señal de lidar en función de la distancia a la base de la nube. El especialista que realizó estas mediciones observaba un gráfico como se comportaba la potencia de la señal de lidar en función de la distancia a la base de la nube. El comportamiento de la potencia de la señal de lidar en función de la distancia a la base de la nube se muestra en la Figura 4a.

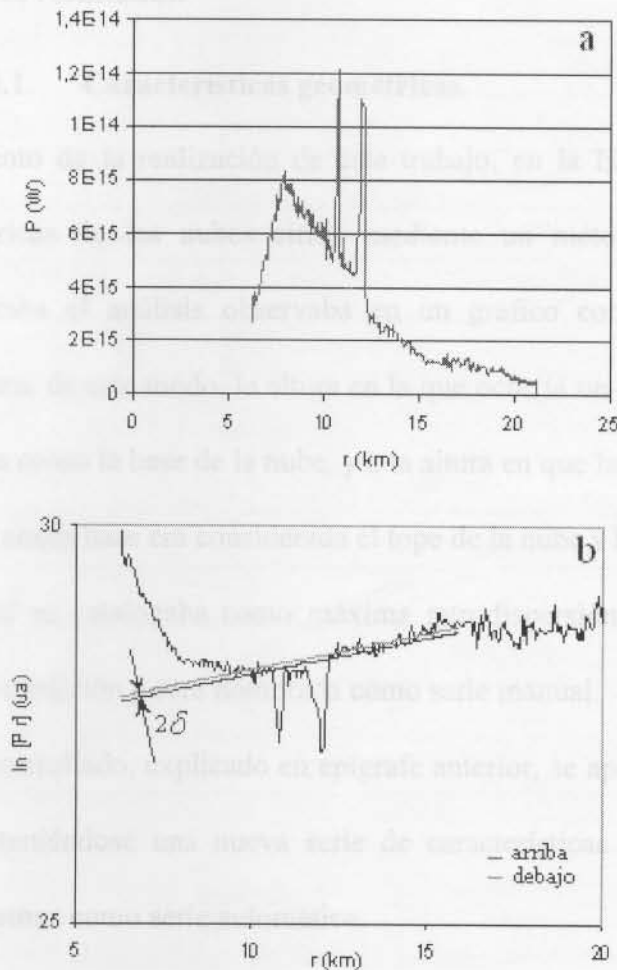


Figura 4. a) Gráfico de  $P$  contra  $r$ , donde se muestra una señal de lidar. b) Gráfico de  $\ln(P r^2)$  contra  $r$ , donde están incorporadas las rectas arriba y debajo del cirro.

En la Figura 4b) se puede observar las dos líneas rectas paralelas que se encuentran por encima y por debajo del eco de la nube, estas son las mejores rectas ajustadas, y se encuentra señalado que la distancia entre estas dos es el doble del espesor óptico.

Como se debería esperar este análisis debe arrojar un ajuste a una curva recta, para poder concluir que los dos métodos brindan resultados similares, siendo con lo que se observa para el caso de la altura de la base de la primera capa de todos los casos (Figura 5a), al igual que para el caso de la altura del eco (Figura 5b). Resultando ser para el caso de la altura de la base, el coeficiente de correlación

## 2.3. Discusión de los resultados.

### 2.3.1. Características geométricas.

Hasta el momento de la realización de este trabajo, en la ELC, se calculaban las características geométricas de las nubes cirros mediante un método casi manual. El especialista que realizaba el análisis observaba en un gráfico como se comportaba la retrodispersión por altura, de este modo, la altura en la que ocurría un crecimiento brusco de la señal era considerada como la base de la nube, y a la altura en que la señal disminuía hasta el valor que tenía en la altura base era considerada el tope de la nube y la altura donde ocurría un máximo de la señal se catalogaba como máxima retrodispersión. Estas alturas están almacenadas para cada medición y será nombrada como serie manual.

El algoritmo desarrollado, explicado en epígrafe anterior, se aplicó a cada uno de los casos de medición obteniéndose una nueva serie de características geométricas de estas nubes, la cual nombraremos como serie automática.

Con el objetivo de ver la efectividad del algoritmo propuesto se propuso el estudio del comportamiento estadístico de las dos bases de datos y la comparación entre estas. Se compararon las características obtenidas con los dos métodos para iguales números de casos 98 mediciones de cirros, las cuales fueron analizadas manualmente con anterioridad y se había almacenado esta secuencia de datos y se recalculó con el nuevo método desarrollado y automatizado. En la Figura 5, se muestran los resultados de la comparación, un análisis de regresión lineal, teniendo como puntos los conformados por las características obtenidas mediante el método manual y el automatizado. Como se debería esperar este análisis debe arrojar un ajuste a una curva recta, para poder concluir que los dos métodos brindan resultados similares, siendo esto lo que se observa para el caso de la altura de la base de la primera capa de todos los casos (Figura 5a), al igual que para el caso de la altura del tope (Figura 5b). Resultando ser para el caso de la altura de la base, el coeficiente de correlación

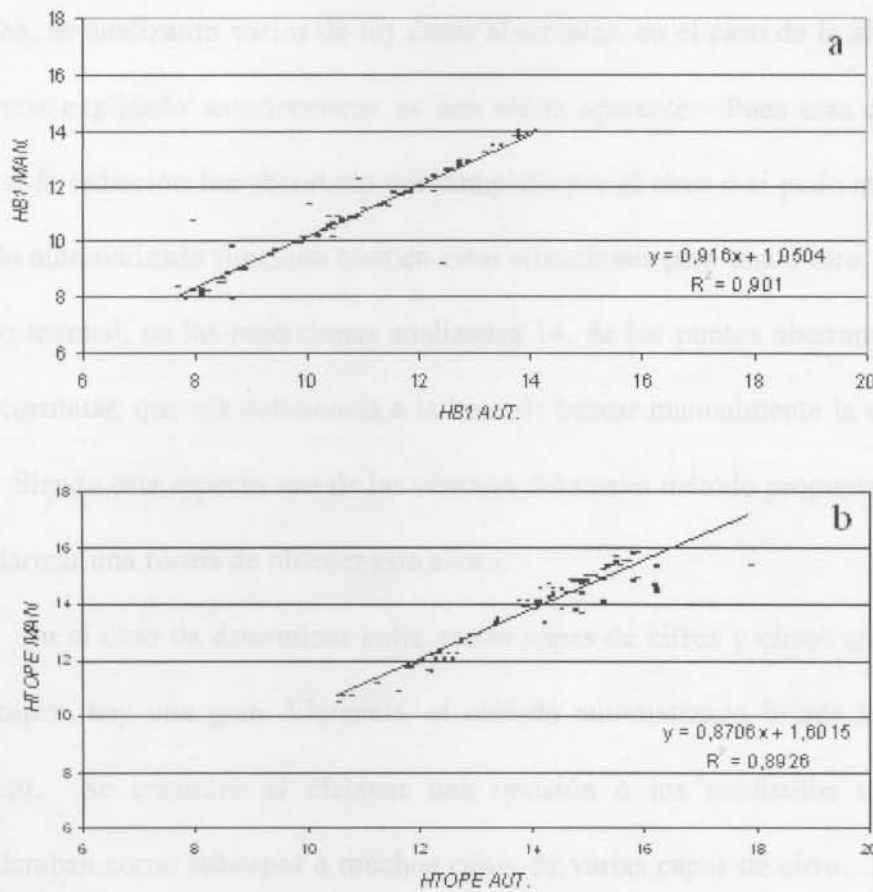


Figura 5. a) Grafico de alturas de la base calculadas mediante el método manual contra las calculadas por el automático para la primera capa detectada. Con curva de regresión lineal ajustada. b) Ídem pero para el caso de la altura tope.

lineal, igual a 0.901 y para el caso de la altura de los tope igual a 0.8926. Mostrando estos que los dos conjuntos de datos muestran una alta correlación lineal. De esta manera podemos ver que no se diferencian en los resultados los dos métodos.

Se analizaron los casos aberrantes dentro del gráfico de la altura de la base, fueron un total de cinco casos, uno de ellos fue un error del método automatizado, en el cual la señal antes de la nube cirro estaba muy plana y considero a la nube cirro como si fuera la altura de máximo solapamiento y halló a una segunda capa que existía. Los otros casos fueron errores en el estimado que realizaba el personal que analizaba de forma manual, las mediciones de las nubes cirros.

En el caso presentado en la Figura 5b, donde se muestra una correlación menos estrecha, se analizaron varios de los casos aberrantes, en el caso de la altura del tope, como habíamos explicado anteriormente es una altura aparente. Pues esta depende en muchos casos si la radiación fue absorbida por completo por el cirro o si pudo atravesar el cirro. El método automatizado funciona bien en estas situaciones para una u otra. No siendo así para el caso manual, en las mediciones analizadas 14, de los puntos aberrantes en el gráfico, se pudo constatar, que era deficiencia a la hora de buscar manualmente la altura del tope de la nube. Siendo este aspecto una de las ventajas del nuevo método propuesto, pues nos permite estandarizar una forma de obtener esta altura.

En el caso de determinar entre varias capas de cirros y cirros con subcapas o cirros multicapas, hay una gran diferencia, el método automatizado brinda un mejor análisis al respecto. Se encontró al efectuar una revisión a los resultados manuales que estos consideraban como subcapas a muchos casos de varias capas de cirro. Esta constituye otra de las ventajas del método automatizado.

Como otro criterio de comparación pueden utilizarse los números de fotones en las alturas de máxima retrodispersión en la cual el coeficiente de correlación lineal tiene el valor de 0.99, lo que indica que presenta una correlación casi igual a 1, aproximándose fuertemente a ser una línea recta, señalando que la mayoría de los valores concuerdan.

Los resultados reportados por *Barja and Aroche*, [2001], que utilizaron datos que contienen a los manipulados este trabajo, fueron procesados con el método automatizado, propuesto en el mismo. En la Tabla 3, se muestran las características de los cirros reportados por los anteriores autores. Estos aspectos para los dos períodos que suceden en nuestra zona, el período lluvioso y poco lluvioso. En los mismos se observa una diferencia entre las características en los mínimos y máximos, más marcada en la altura del tope, que presenta valores mayores en el período lluvioso, debido a la convección profunda que ocurre en esa época del año. Las medias son prácticamente iguales y no se pueden diferenciar, esto es

debido a que los cirros pueden encontrarse en los distintos niveles de alturas. Según expresa en comunicación personal y criterio brindado en exposición del trabajo Goldfarb [2000], los resultados reportados por los anteriores autores, concuerdan en distribución y comportamiento con los resultados obtenidos en su región.

Tabla 3. Características de los cirros medidos con lidar en Camagüey.

Períodos	Lluvioso		Poco Lluvioso		Total	
	Base (km)	Tope (km)	Base (km)	Tope (km)	Base (km)	Tope (km)
Media	10.61	14.06	11.12	13.59	10.72	13.97
Desviación estándar	1.60	1.53	1.26	1.18	1.54	1.48
Mínimo	7.66	10.51	7.96	11.71	7.66	10.51
Máximo	14.56	17.86	12.54	15.16	14.56	17.86



Figura 5. Histograma del Espesor Óptico. Los datos representan los intervalos:  
 $I = (0,01 - 0,015]$ ;  $II = (0,015 - 0,02]$   
 $III = (0,02 - 0,025]$ ;  $IV = (0,025 - 0,03]$   
 $V = (0,03 - 0,035]$ ;  $VI = (0,035 - 0,04]$

En la Figura 5 se muestra un histograma de los valores de espesor óptico, resultado del procesamiento mediante el método propuesto en el presente trabajo, estos valores fueron reportados por Barja, [2002].

En esta ocasión fue reconocido que los datos se encuentran dentro del rango de valores de espesor óptico de cirros y que la distribución de estos presenta la misma forma que los reportados por otros autores [Goldfarb et al., 2001; Kozima, 2002]. Al igual fue comparable con los resultados mostrados por Sutton and Vaughan [2002], los cuales reportan valores globales del espesor óptico de los cirros que se encuentran en un 70% de los casos por debajo del valor de 0.25 hasta 0.5, utilizando las observaciones lidar pertenecientes



### 2.3.2. Espesor óptico.

Como se ha mencionado anteriormente, el espesor óptico en la ELC, no se obtenía, por lo que resulta difícil la comparación con datos ya existentes en la misma estación. Se puede comentar acerca del espesor óptico obtenido mediante este método, que estos se encuentran dentro del rango en que se han reportado los espesores ópticos para los cirros, en la bibliografía [Platt et al., 1980; 1987; Sassen et al., 1989; 1992a; Goldfarb et al., 2001, Sassen and Vaughan, 2002].

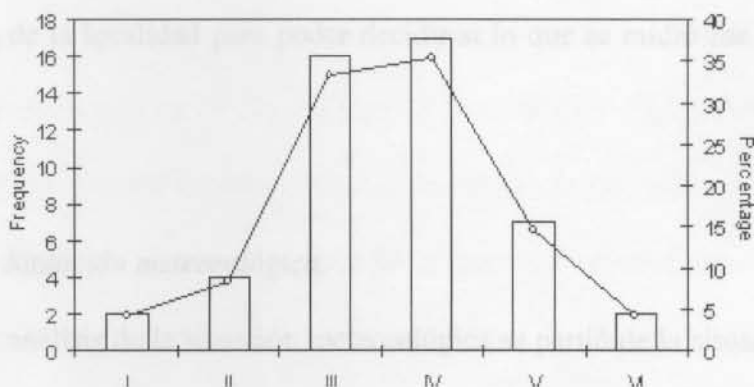


Figure 6. Histograma del Espesor Óptico. Las Letras representan los intervalos.

$I = (0.001 - 0.003)$ ,  $II = (0.003 - 0.01)$ ,

$III = (0.01 - 0.03)$ ,  $IV = (0.03 - 0.1)$ ,

$V = (0.1 - 0.3)$ ,  $VI = (0.3 - 1.0)$ .

En la Figura 6 se muestra un histograma de los valores de espesor óptico, resultado del procesamiento mediante el método propuesto en el presente trabajo, estos valores fueron reportados por Barja, [2002],

En esta ocasión fue reconocido que los datos se encuentran dentro del rango de valores de espesor óptico de cirros y que la distribución de estos presenta la misma forma que los reportados por otros autores [Goldfarb et al., 2001; Keckhut, 2002]. Al igual fue comparable con los resultados mostrados por Sassen and Vaughan [2002], los cuales reportan valores globales del espesor óptico de los cirros que se encuentran en un 70% de los casos por debajo del valor de 0.25 hasta 0.5, utilizando las observaciones lidar pertenecientes

al experimento LITE, el cual se encontraba a bordo del trasbordador espacial Discovery. Como se observa en la Figura 6 la gran cantidad de los valores de espesor óptico se encuentran en los intervalos por debajo de 0.1, de esta manera se puede constatar que estos concuerdan con los valores reportados.

#### **2.4. Estudio de un caso de nube cirro el 7 de Octubre de 1999.**

Fue observada una nube cirro durante el 7 de Octubre de 1999, desde 04:48:42 GMT hasta las 09:50:12 GMT. Se muestra de forma sucinta la información sobre la situación meteorológica de la localidad para poder decidir si lo que se midió fue realmente una nube cirro.

##### *a) Situación meteorológica.*

Para el análisis de la situación meteorológica se partió de la situación que se presentó durante el día anterior y de las condiciones del tiempo a las 00:00:00 GMT y a las 12:00:00 GMT del día 7 de octubre de 1999. Los sistemas meteorológicos que caracterizaban las condiciones del tiempo tanto a las 00:00:00 como a las 12:00:00 en el polígono de mediciones en el Centro Meteorológico de Camagüey son:

Sistemas de bajas presiones localizados sobre los golfos de Darien y Mosquitos vinculados a un levantamiento latitudinal de la Zona Intertropical de Convergencia (ZIC).

Así como la presencia de altas presiones secundarias sobre la región central de Cuba y del anticiclón continental de Norte América.

También se observaba el levantamiento de la ZIC que esta favorecido por el desplazamiento del anticiclón del Atlántico hacia la región de las Islas Azores con un centro de 1024 hPa.

La conjunción de estos sistemas propicia el transporte de humedad hacia las capas altas de la atmósfera. Pudiéndose observar éstos y una visión global de las condiciones

meteorológicas y de la circulación del aire superior en los mapas de Aire Superior a los 200, 500 hPa y superficie para las 00:00:00 GMT y el mapa de superficie para 06:00:00 GMT.

Directamente sobre el polígono, desprendiéndose del mapa de aire superior de 500 hPa, hay una influencia anticiclónica fuerte que inhibe todo tipo de desarrollo convectivo e incluso la organización de sistemas mesoescalares que contribuyan a ello. Durante el día se presentaron condiciones que dieron lugar al desarrollo de cierta actividad convectiva aislada provocando la organización de un conglomerado nuboso activo a unos 25 km al Suroeste del polígono de medición, el cual totalizó lluvias de 50.8 mm en 24 horas, sistema que puede ser considerado como el generador de un yunque que degeneró en capas de nubes altas o cirros que se extendieron a más de 30 km del lugar al Noreste de la ELC. Por otra parte, tenemos la influencia en los niveles superiores de corrientes fuertes que sobrepasan los 100 km/h del Oeste y Noreste, como extensión en cuña en la parte sur oriental del anticiclón continental que sucede en la troposfera baja y media al sistema frontal de las Bahamas y Atlántico Occidental. La combinación del anticiclón continental y el secundario estimulan a que las presiones suban en el Caribe con una variación en un centro de altas presiones de + 8 hPa entre Cabo Hateras y Las Bermudas.

Los sistemas descrito anteriormente condicionan en el campo de la nubosidad, sólo el predominio de bandas desgarradas de nubes medias y altas, particularmente de cirros. Durante el día se observaron algunos cirros en la estación de Camagüey así como, algunas nubes convectivas que pudieron haber dejado yunques de nubes cirros.

#### *b) Estructura de los Cirros.*

Podemos observar en la Figura 7 el comportamiento de la altura de la base y el tope de los cirros, así como de la altura del máximo de retrodispersión, este día no se pudo realizar el seguimiento completo del cirro por problemas técnicos. Pero se puede concluir de cierta manera que existe una tendencia a medida que transcurría el tiempo a bajar la altura de la base, al igual que la altura del máximo de retrodispersión. No sucediendo de esa misma forma para la altura del tope, que se mantuvo casi al mismo nivel. Estos valores de altura de la base están en concordancia con reportes realizado en la literatura [Platt et al., 1987; Pal et al., 1992].

Se demuestra la capacidad del algoritmo de determinar varias capas de cirros, se

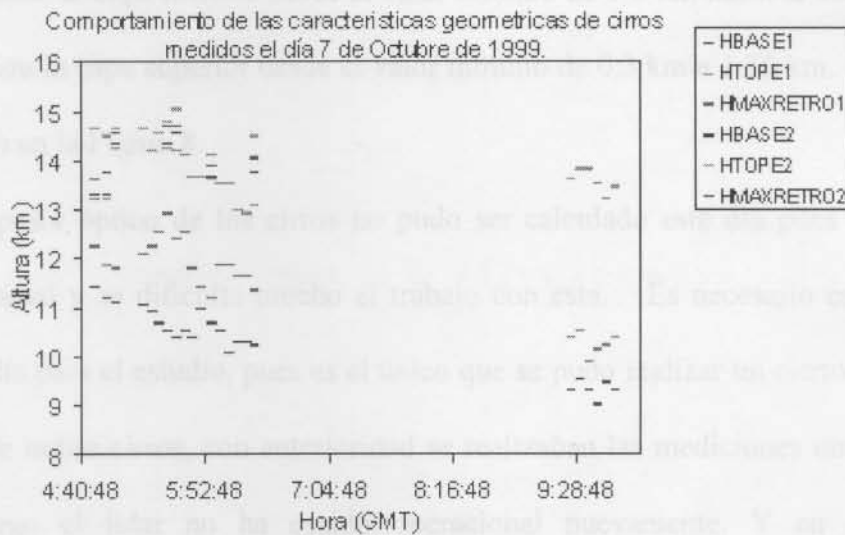


Figura 7. Comportamiento de las características geométricas de cirros medidos el día 7 de octubre de 1999.

puede determinar claramente dos capas al principio de la medición, y luego al final esta capa de arriba ha desaparecido, permaneciendo solamente una capa.

Se puede observar como de esta manera se puede hacer el seguimiento a un sistema de nubes cirros, esto no se realizaba en la estación, normalmente se realizaba una sola medición de la nube y no se le efectuaba un seguimiento. Esto permite el estudio de la evolución del sistema y realizar un estudio mas profundo concerniente a formación, desarrollo y disipación de la nube.

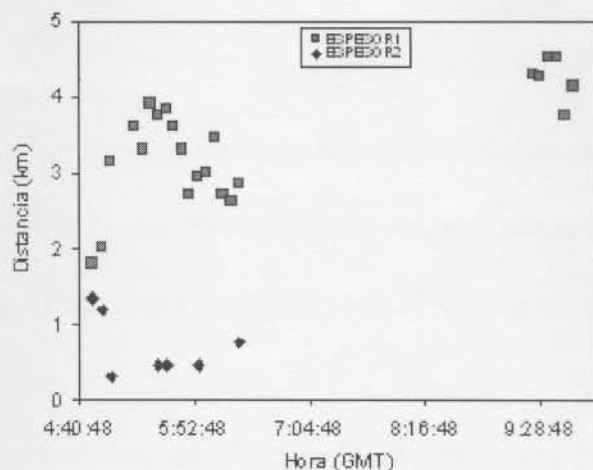


Figura 8. Comportamiento del espesor de las capas de cirros medidas el día 7 de octubre de 1999.

También se analiza el comportamiento del espesor geométrico de los cirros como para capa la uno, la capa inferior desde el valor mínimo de 1.8 km hasta el valor máximo de 4.28 km, y para la capa superior desde el valor mínimo de 0.3 km a 1.35 km. Lo cual puede ser observado en la Figura 8.

El espesor óptico de los cirros no pudo ser calculado este día pues existió mucho ruido en la señal y se dificulta mucho el trabajo con esta. Es necesario enfatizar que se escoge este día para el estudio, pues es el único que se pudo realizar un cierto seguimiento a un sistema de nubes cirros, con anterioridad se realizaban las mediciones una sola vez a la nube. Y luego el lidar no ha estado operacional nuevamente. Y en esta medición lamentablemente la calidad del lidar estaba deteriorada.

Se puede concluir en el estudio de este caso, que se encontraba presente sobre el Centro Meteorológico, el día de análisis, un sistema de nubes cirros el cual fue detectado por el lidar y además fue caracterizado. Teniendo en cuenta estas propiedades y al analizar la situación meteorológica se deduce que nos encontramos en presencia de un cirro, inicialmente múltiples capas de cirros y luego un cirro.

1. Se desarrolló un algoritmo para la obtención de las características de las nubes en la ELC. Se realizó la automatización del trámite. Luego se validó satisfactoriamente los resultados obtenidos con este método, comparándolo con el método antiguo usado en la ELC.
  2. Se desarrolló e implementó un algoritmo sencillo para la determinación del espesor óptico de las nubes cirros en la ELC.
  3. Se obtienen con estos dos algoritmos la posibilidad de tener una herramienta para el estudio de la base de datos existente de nubes cirros medidas con láser sobre Caraguay.
  4. El algoritmo desarrollado para el cálculo del espesor óptico, constituye solo una parte de un algoritmo que se desarrolla para el cálculo de otros parámetros ópticos de las nubes cirros.
- ### CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

5. Se obtiene la caracterización geométrica de las nubes cirros, así como el espesor óptico, reforzando a la conclusión de que la información obtenida está en concordancia con los datos reportados por la comunidad científica internacional, que estudia el tema.



## Conclusiones.

1. Se desarrolló un algoritmo para la obtención de las características de los cirros en la ELC. Se realizó la automatización del mismo. Luego se validó satisfactoriamente los resultados obtenidos con este método, comparándolo con el método antiguo usado en la ELC.
2. Se desarrolló e implementó un algoritmo sencillo para la determinación del espesor óptico de las nubes cirros en la ELC.
3. Se obtienen con estos dos algoritmos la posibilidad de tener una herramienta para el estudio de la base de datos existente de nubes cirros medidos con lidar sobre Camaguey.
4. El algoritmo desarrollado para el cálculo del espesor óptico, constituye solo una parte de un algoritmo que se desarrolla para el cálculo de otros parámetros ópticos de las nubes cirros.
5. Se obtuvo la caracterización geométrica de las nubes cirros, así como el espesor óptico. Arribando a la conclusión de que la información obtenida esta en concordancia con los datos reportados por la comunidad científica internacional, que estudia el tema.



## Bibliografía y Referencias.

- Ackerman, S. A., E. W. Eloranta, C. J. Grund et al., 1993: University of Wisconsin cirrus remote sensing pilot experiment, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **74**, 1041 - 1049.
- Allen, R.J., and C.M.R. Platt, 1977: Lidar for multiple backscatter and depolarization observations. *Appl. Opt.*, **16**, 3193 - 3199.
- Ansman, A., J. Bösenberg, G. Brogniez, S. Elouragini, P. H Flamant, K. Klapheck, H. Linn, L. Menenger, W. Michaelis, M. Riebesell, C. Senff, P. Thro, U. Wandinger, and C. Weitkamp, 1993: Lidar network observations of cirrus morphological and scattering properties during the International Cirrus Experiment 1989: The 18 october 1989 case study and statistical analysis. *J. Appl. Meteor.*, **32**, 1608 - 1622.
- Antuña, J.C. and M. Sorochinski, 1995: Mediciones de Aerosoles Estratosféricos en Camagüey, Cuba, Durante 1992. *Geofísica Internacional*. **34**, **1**. 143 - 145.
- Avdyushin, S.I., G.F. Tulinov, M.S. Ivanov et al., 1993: 1. Spatial and temporal evolution of the optical thickness of the Pinatubo aerosol cloud in the northern hemisphere from a network of ship - borne and stationary lidars, *Geophys. Res. Lett.*, **20**, 1963 - 1966.
- Barja B. and R. Aroche, 2001: Cirrus Clouds at Camagüey. *Proceeding of 2<sup>nd</sup> General Assembly of SPARC*. Mar del Plata, November 2000. SPARC CD No.1.
- Barja B., 2002: Tropical Cirrus Clouds Measurements at Camagüey, Cuba. *Lidar Remote Sensing in Atmospheric and Earth Sciences. Proceedings of 21 ILRC (International Laser Radar Conference)*. Quebec, Canada, 8 - 12 July, 2002. Ed. by L. R. Bissonnette, G. Roy, and G. Valée. 673 - 675.
- Barkstrom, B.R., E.F. Harrison, G.L. Smith, R. Green, J. Kibler, R. Cess, 1989: Earth Radiation Budget Experiment (ERBE) archival an April 1985 results. *Bull. Amer. Met. Soc.*, **70**, 1254-1262.
- Barnett, J. M. and K. Sassen, 2000: Lidar remote sensing of cirrus radiative properties at the facility for atmospheric remote sensing, Salt Lake City, UT. *Advances in laser remote sciences. Selected pares presented at the 20<sup>th</sup> International Laser Radar Conference Vichy, France. 10 - 14 July 2000*. Alain Dabas, Claude Loth and Jacques Pelon Editors. Edition de l'Ecole polytechnique. 259 - 262.
- Bissonnette, L.R., and D.L. Hutt, 1990: Multiple scattering lidar, *Appl. Opt.*, **29**, 5045 - 5046.
- Bissonnette, L.R., and D.L. Hutt, 1993: Multiple scattering aerosol lidar inversion method, *Can. J. Phys.*, **71**, 39 - 46.
- Boucher, O., H. Le Treut, M. B. Baker, 1995: Precipitation and radiation modeling in a general circulation model: Introduction of cloud microphysical processes. 12<sup>th</sup> International conference of clouds and precipitation.
- Brackett, V. G., R. A. Ferrare, S. Ismail, E. vV. Browell, S. A. Kooi, and D. Turner, 2002: Cirrus Cloud Optical Depths derived fromn LASE Measurements during AFWEX. *Lidar Remote Sensing in Atmospheric and Earth Sciences. Proceedings of 21 ILRC (International Laser Radar Conference)*. Quebec, Canada, 8 - 12 July, 2002. Ed. by L. R. Bissonnette, G. Roy, and G. Valée. 669 - 672.
- Brock, C.A., H.H. Jonsson, J.C. Wilson et al 1993: Relationships between optical extinction, backscatter and aerosol surface and volume in the stratosphere following the eruption of Mt. Pinatubo, *Geophys. Res. Lett.*, **20**, 2555 - 2558.
- Campbell, J. R., D. L., Hlavka, J. D., Spinhirne, D. D. Turner, and C. J. Flynn, 1998: Operational cloud boundary detection and analysis from micro pulse lidar data, *ARM scientific meeting*, *Appl. Opt.*, **37**, 653 - 653.

- Carswell, A. I., A. Fong, S. R. Pal and I. Pribluda, 1994: Lidar-Derived distribution of cloud vertical location and extent. *J. Appl. Meteor.*, **34**, 107 – 120.
- Cervantes, S., J. C. Antuña y R. Estevan, 1996: Características preliminares de las nubes cirros medidas por Lidar en el período 92-94 en Camagüey, Cuba. (*sin publicar*).
- Chanin, M.-L., A. Hauchecorne, Ch. Malique, M. Desbois, G. Tulinov, V. Melnikov, 2000: The ALISSA Lidar on board the MIR platform. *Advances in laser remote sciences. Selected papers presented at the 20<sup>th</sup> International Laser Radar Conference Vichy, France. 10 – 14 July 2000*. Alain Dabas, Claude Loth and Jacques Pelon Editors. Edition de l'Ecole polytechnique. 23 – 26.
- Clothiaux, E. E., M. A. Miller, B. A. Albrecht, T. P. Ackerman, J. Verlinde, D. M. Babb, R. M. Peters, and W. J. Syrett, 1995: An evaluation of 94-GHz radar for remote sensing of cloud properties. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **12**, 201-229.
- Clothiaux, E. E., G. G. Mace, T. P. Ackerman, T. J. Kane, J. D. Spinhirne, and V. S. Scott, 1998: An automated algorithm for detection of hydrometer returns in micropulse lidar data. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **15**, 1035-1042.
- Collis, R.T.H., and M.G.H. Ligda, 1966a: Note on lidar observations of particulate matter in the stratosphere, *J. Atmos. Sci.*, **23**, 255 - 257.
- Collis, R.T.H., 1966b: Lidar: A new atmospheric probe. *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.* **92**, 220 – 230.
- Collis, R.T.H., and P.B. Russell, 1976: Lidar measurements of particles and gases, Ch. 4 in *Laser Monitoring of the Atmosphere*, Springer - Verlag, Berlin, E.D. Hinkley, ed., pp. 71 -151.
- Cook, C.R., J.A. Whiteway, T. Choularton, M. Gallagher, K. Bower, D. Figueras-Nieto, and M. Flynn, 2002: Airborne Lidar and in-situ measurements of cirrus clouds. *Lidar Remote Sensing in Atmospheric and Earth Sciences. Proceedings of 21 ILRC (International Laser Radar Conference)*. Quebec, Canada, 8 – 12 July, 2002. Ed. by L. R. Bissonnette, G. Roy, and G. Valée. 665 – 668.
- Cooney, J., 1968: Measurements on the Raman component of laser atmospheric backscatter. *Appl. Phys. Lett.*, **12**, 40 – 42.
- Cox, S. K., D.S. McDougar, D. A. Randall, R. A. Schiffer, 1987: FIRE, The first ISCCP Regional Experiment. *Bull. Am. Met. Soc.*, **68**, 114-118.
- Crockett, S.K., 1990: Mechanical desing of a lidar system for space applications - LITE, *Proc. SPIE*, **1222**, 164 - 177.
- DeFoor, T.E., E. Robinson, and S. Ryan, 1992: Early lidar observations of the June 1991 Pinatubo eruption plume at Mauna Loa Observatory, Hawaii, *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 187 - 190.
- Del Guasta, M., M. Morandi, L. Stephanutti et al.,1993: One year of cloud lidar data from Dumont D'Urville (Antarctica). Part. I: General overview of geometrical and optical properties, *J. Geophys Res.*, **98**, 18, 575 - 18,587.
- Eberhard, W.L., 1992: Ice - cloud depolarization of backscatter for CO<sub>2</sub> and other infrared lidars, *Appl. Opt.*, **31**, 6485 - 6490.
- ECLIPS, 1990: Plan for an international ECLIPS (Experimental Cloud Lidar Pilot Study). 28 pp.
- Elouragini, S., 1995: Useful algorithms to derive the optical properties of clouds from a back - scatter lidar return. *J. Mod. Opt.*, **42**, 1439 – 1446.
- Elouragini, S. and P. H. Flamant, 1996: Iterative method to determine an averaged backscatter-to-extinction ratio in cirrus clouds. *Appl. Opt.*, **35**, 1512 – 1518.
- EUCREX, 1994: EUCREX, European Cloud and Radiation Experiment. Seventh Workshop in Villeneuve d'Ascq, France. 13 - 15 September 1994. Edit. by Brogniez, G.
- Fernald, F. G., 1984: Analysis of atmospheric lidar observations: some comments. *Appl. Opt.*, **23**, 653 – 653.



- Febvre, G., 1994: Lidar data inversion for cirrus clouds: and approach based on a statistical analysis of in situ microphysical measurements, *J. Atmos. Ocean Technol.*, **11**, 1231 - 1241.
- Ferguson, J. A. and D. H. Stephens, 1983: Algorithm for inverting lidar returns. *Appl. Opt.* **22**, 3673 - 3675.
- Fischer, J., and H. Grassl, 1991: Detection of cloud - top height from reflected radiances within the oxygen A band, Part I: Theoretical studies, *J. Appl. Meteorol.*, **30**, 1245 - 1259.
- Fischer, J., W. Cordes, A. Schmitz - Peiffer et al. 1991a: Detection of cloud - top height from reflected radiances within the oxygen A band, Part II: Measurement, *J. Appl Meteorol.*, **30**, 1260 - 1679.
- Fiocco, G. and L.D. Smullin, 1963: Detection of scattering layers in the upper atmosphere (60 - 140 km) by optical radar. *Nature*, **199**, 1275-1276.
- Flesia, C., A. Mugnai, Y. Emery et al., 1994: Interpretation of lidar depolarization measurements of the Pinatubo stratospheric aerosol layer during EASOE, *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 1493 - 1445.
- Gierens, K., U. Schuman, M. Helten, H. Smity, and P - H. Wang., 2000: Ice - Superturated Regions and Subvisible Cirrus in The Northern Midlatitudes Upper Troposphere. *J. Geophys Res.* **105**, D18. 22743 - 22753
- Gobbi, G.P., A. Adriani, and F. Congeduti, 1989: Stratospheric aerosol mass contend estimated by lidar after El Chichon eruptions, *J. Geophys Res.*, **94**, 9909 - 9916.
- Goldfarb, L., 2000: Comunicación Personal.
- Goldfarb, L., P. Keckhut, M. L. Chanin, and A. Hauchecorne, 2001: Cirrus Climatological Results from Lidar Measurements at OHP (44° N, 6° E). *Geophysical Research Letters*, **28** (9), 1687 - 1690.
- Grant W. B., 1995: Lidar for atmospheric and hydrospheric studies: A survey, in Application of Tunable Laser. F. Duarte, editor, Marcel Dekker Publishing Co., NY. Chapter 5. 37 pp.
- Hall, Jr, F. F., 1994: Ice - cloud depolarization of backscatter for CO2 and other infrared lidars: comment, *Appl. Opt.*, **33**, 1079 - 1080.
- Hartman, D. L., M.E. Ockert - Bell, M.L. Michelsen, 1992: The effect of cloud type on Earth's Energy balance: Global analysis. *J. Climate*, **5**, 1281.
- Heymsfield, G. M., K.M. Miller, and J.D. Spinhirne, 1990: The 27 - 28 october FIRE IFO cirrus case study: Cloud microstructure, *Mon. Wea. Rev.*, **118**. 2313 - 2328.
- Hennings, D., M. Quantz and R. Sefsig, 1990: International Cirrus Experiment 1989 Field Phase Report. *Insiyut für Geophysik und Meteorologie*. May. 1990.
- Hinkley, 1976
- Hobbs, P.V., 1993: Aerosol - cloud - climate interactions. *Academic Press Inc.*, New York.
- Hobbs, P.V., L.F. Radke, J.H. Lyons et al., 1991: Airborne measurements of particle and gas emissions from the 1990 volcanic eruptions of Mount Redoubt, *J. Geophys Res.*, **96**, 18, 735 - 18, 752.
- Hulbert, E.O., 1937: Observations of a searchlight beam to an altitude of 28 kilometers. *J. Opt. Soc. Am.*, **27**, 377.
- ICE, 1989: *International Cirrus Experiment*. 1989 Field phase plan. Edit. by Institut für Geophysik und Meteorologie., Universität für Köln. 97 pp.
- Imasu, I. and Iwasaka Y., 1991: Characteristics of Cirrus Clouds Observed by Laser Radar (Lidar) during the Spring of 1987 and the Winter of 1987/88. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **69**,??
- Imasu, I. and Iwasaka Y., 1993: Structure of cirrus clouds observed by a Laser Radar (LIDAR). *Report of National Institute for Resources and Environment*. No. 11.

- Intrieri, J. M., G. L. Stephens, W. L. Eberhard and T. Uttal, 1993: A Method for Determining Cirrus Cloud Particle Sizes Using Lidar and Radar Backscatter Technique. *J. Appl. Meteor.*, **32**, 1074 – 1082.
- IPCC, 2001: IPCC Third Assessment Report – Climate Change. <http://www.ipcc.ch/>. Nov. 2001.
- Jensen, E.J., and O.B. Toon, 1992: The potential effects of volcanic aerosols on cirrus cloud microphysics. *J. Geophys. Res.*, **19**, 1759 - 1762.
- Jensen, E.J., and O.B. Toon, D.L. Westphal et al, 1994: Microphysical modeling of cirrus I. Comparison with 1986 FIRE IFO measurements, *J. Geophys. Res.*, **99**, 10,421 - 10, 442.
- Jensen, E. J. O.B. Toon, S.A. Vay, J. Ovare, R. May, T. P. Bui, C.H. Twohy, B.W. Gandrud, R. F. Pueschel, and U. Schumann, 2001: Prevalence of Ice - Supersaturated Regions in the Upper Troposphere: Implication for Optically Thin Ice Cloud Formation. *Journal of Geophysical Research*. **106**, D15.
- Jäger, H., 1992: The Pinatubo eruption cloud observed by lidar at Garmisch - Partenkirchen, *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 191 - 194.
- Keckhut, P., 2002: Comunicación personal.
- Kaul', B.V., O. Krasnov, A.L. Kuznetsov, and I.V. Samokhvalov, 1991: Polarization sounding of high - altitude aerosol formations (in Russian), *Opt. Atmos.*, **4**, 394 - 403; English version in *Atmos. Opt.*, **4**, 303 - 308.
- Kavaya, M. J., and R. T. Menzies, 1989: Lidar aerosol backscatter measurements: Systematic, modeling, and calibration error considerations, *Appl. Opt.*, **24**, 3444 - 3453.
- Kinne, S., O. B. Toon and M. J. Prather, 1992: Buffering of stratospheric circulation by changing amounts of tropical ozone: A Pinatubo case study, *Geoph. Res. Lett.*, **19**, 1927 - 1930.
- Klett, J. D., 1981: Stable analytical inversion solution for processing lidar returns. *Appl. Opt.*, **20**, 211 – 220.
- Klett, J. D., 1985: Lidar inversion with variable backscatter/extinction ratios. *Appl. Opt.*, **24**, 1638 – 1643.
- Kravets, L. V., 1989: On the restoration of profiles of some optical parameters of cirrus clouds using lidar techniques, Russian original in, *Opt. Atmos.*, **2**, 188 - 192; English version in *Atmos. Opt.*, **2**, 146 - 148.
- Krichbaumer, W., H. Herrmann, E. Nagel et al., 1993: A diode - pumped Nd: YAG lidar for airborne cloud measurements, *Opt. Lasser Technol.*, **25**, 283 - 287.
- Kunz, G. J. and G. de Leeuw., 1993: Inversion of lidar signals with the slope method. *Appl. Opt.*, **32**, 3249 – 3256.
- Kästner, M., K. T. Kriebel, R. Meerkötter, W. Renger, G. H. Ruppertsberg, and P. Wendling, 1993: Comparison of cirrus height and optical depth derived from satellite and aircraft measurements. *Monthly Weather Review*, **121**, 2708 – 2717.
- Ligda, M.G.H., 1963: Meteorological observation with a pulsed laser radar, *Proc. of the 1st Conf. on Lasser Tecnologic*, San Diego, Calif., U.S. Navy O.N.R., 63 - 72.
- Liou, K. N., 1986: Review. Influence of cirrus clouds on weather and climate processes: A global perspective. *Monthly Weather Review*, **114**, 1167 – 1199.
- Mannozi, L., F. Di Giuseppe and R. Rizzi, 1999: Cirrus Cloud Optical Properties in Far Infrared. *Phys. Chem. Earth (B)*. **24**,3.
- Mass, C. F., and D. L. Portman, 1989: Major volcanic eruptions and climate: A critical evaluation. *J. Climate*, **2**, 566 - 593.
- McFarquhar, G.M., A. J. Heymsfield, J. Spinhirne and B. Hart, 2000: Thin and Subvisual Tropopause Tropical Cirrus: Observations and Radiative Impacts. *Journal of the Atmospheric Sciences*. **57**, **12**, 1841-1853.



- Measure, R., 1984: *Laser Remote Sensing: Fundamentals and Applications*. Wiley, New York.
- Middleton, W. E. and A.F. Spilhaus, 1953: *Meteorological Instruments*, U. Toronto Press, Toronto, Ont., Canada. 208 pp.
- Mills, M.J., A.O. Langford, T.J. O'Leary et al., 1993: On the relationship between stratospheric aerosols and nitrogen dioxide, *Geophys. Res. Lett.*, **20**, 1187 - 1190.
- Minnis, P., D. F. Young, K. Sassen et al 1990: The 27 - 28 October 1986 FIRE IFO cirrus case study cirrus parameter relationships derived from satellite and lidar data, *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 2402 - 2425.
- Minnis, P., K. - N. Liou, and Y. Takano, 1993: Inference of cirrus cloud properties using satellite - observed visible and infrared radiances. Part. I: Parameterization of radiation fields, *J. Atmos. Sci.*, **50**, 1279 - 1304.
- Minnis, P., K. - N. Liou, and Y. Takano, 1993a: Inference of cirrus cloud properties using satellite - observed visible and infrared radiances. Part. II: Verification of theoretical cirrus radiative properties, *J. Atmos. Sci.*, **50**, 1305 - 1322.
- Nee, J. B., C. N. Len, W.N. Chen and C. I. Lin, 1998: Lidar detection of cirrus clouds in Chung-Li (25°N, 121°E). *J. Atmos. Sci.*, **55**, 2249 - 2257.
- Pal, S. R., W. Steinbrecht and A. I. Carswell, 1992: Automated method for Lidar determination of cloud-base height and vertical extent. *Appl. Opt.*, **31**, 1488 - 1494.
- Palm, S., W. Hart, D. Hlavka, and J. Spinhirne, 1999: GLAS atmospheric data products. Geoscience Laser Altimeter System (GLAS) algorithm theoretical basis document, Version 3.0 (<http://eosps0.gsfc.nasa.gov/atbd/glastables.html>).
- Platt, C. M. R., 1973: Lidar and Radiometric Observations of Cirrus Clouds. *J. Atmos. Sci.*, **30**, 1191 - 1204.
- Platt, C.M.R., N.L. Abshire, and G.T. Mc Nice, 1978: Some microphysical properties of an ice cloud from lidar observations of horizontally oriented crystals, *J. Appl. Meteorol.*, **17**, 1220 - 1224.
- Platt, C. M. R., 1979a: Remote sounding of high clouds: I. Calculation of visible and infrared optical properties from lidar and radiometer measurements. *J. Appl. Meteor.*, **18**, 1130 - 1143.
- Platt, C. M. R. and A. C. Dilley, 1979b: Remote sounding of high clouds: II. Emissivity of Cirrostratus. *J. Appl. Meteor.*, **18**, 1144 - 1150.
- Platt, C. M. R., D. W. Reynolds and N. L. Abshire, 1980: Satellite and Lidar Observations of the Albedo, Emittance and Optical Depth of Cirrus Compared to Model Calculations. *Monthly Weather Review*, **108**, 195 - 204.
- Platt, C. M. R. and A. C. Dilley, 1981: Remote sounding of high clouds: IV. Observed Temperature Variations in Cirrus Tropical Properties. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 1069 - 1082.
- Platt, C. M. R., J. C. Scott and A. C. Dilley, 1987: Remote sounding of high clouds: VI. Optical properties of Midlatitude and Tropical Cirrus. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 729 - 746.
- Platt, C. M. R., Harshvardhan, 1988: Temperature dependence of cirrus extinction: Implication for climate feedback. *J. Geoph. Res.*, **93**, 11051-11058.
- Platt, C. M. R., S. A. Young, A. Carswell et al., 1994: The Experimental Cloud Lidar Pilot Study (ECLIPS) for cloud-radiation research, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **75**, 1635-1645.
- Platt, C. M. R., S. A. Young, R. T. Austin and M.C. Pickett, 1998: Lidar and Radiometer Sounding of cloud properties. *19 th International Laser Radar Conference. NASA/CP-1998-207671/PT1*. 77 - 78.

- Platt, C. M. R., S. A. Young, P. J. Manson, G. R. Patterson, S.C. Marsden and R. T. Austin, 1998a: The optical properties of equatorial cirrus from observations in the ARM Piloto Radiation Observation Experiment. *J. Atmos. Sci.*, **55**, 1977 – 1996.
- Platt C. M. R., D. M. Winker, M. A. Vaughan, and S. D. Miller, 1999: Backscatter-to-extinction ratios in the top layer of tropical mesoscale convective systems and in isolated cirrus from LITE observations. *J. Appl. Meteor.*, **38**, 1330-1345.
- Platt C. M. R., and M. A. Vaughan, 2002: Global values of cirrus optical depth and extinction to backscatter ratio from LITE Observations. *Lidar Remote Sensing in Atmospheric and Earth Sciences. Proceedings of 21 ILRC (International Laser Radar Conference)*. Quebec, Canada, 8 – 12 July, 2002. Ed. by L. R. Bissonnette, G. Roy, and G. Valée. 511 – 514.
- Post, M.J., C.J. Grund, A. O. Langford, and M.H. Proffitt, 1992: Observations of the Pinatubo ejecta over Boulder, Colorado, by lidars of three different wavelengths, *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 195 - 198.
- Ramanathan, V., R. D. Cess, E. F. Harrison et, al., 1989: Cloud - Radiative forcing and climate: Results from the radiation budget experiment, *Science*, **243**, 57 - 63.
- Randriamampianina, R., J. Nagy, T. Balogh, and J. Kerényi, 2000: Determination of Cloud Top Height Using Meteorological Satellite and Radar Data. *Phys. Chem. Earth (B)*. **25**, 10-12. 1103 – 1106.
- Raschke, E., D. Hennings, R. Sefzig and M. Quante, 1989: ICE International Cirrus Experiment 1989 Field Phase Plan.
- Reagan, J.A., M.P. Mc Corminck, and J.D. Spinhirn, 1989: Lidar sensing of aerosols and clouds in the troposphere and stratosphere, *Proc. IEEE*, **77**, 433 - 488.
- Robock, A., 1991: Surface cooling due to forest fire smoke. *J. Geoph. Res.*, **96**, 20,868 - 20,878.
- Russell, P.B., T. J. Swissler, M. P. McCormick, W. P. Chu, J. M. Livingston, and T. J. Pepin, 1979: Methodology for Error Analysis and Simulation of Lidar Aerosol Measurements. *Appl. Opt.* **18**, 22.
- Sassen, K., David O'C. Starr and Taneil Uttal, 1988: Mesoscale and microscale structure of cirrus clouds three case studies. *J. Atmos. Sci.* **46**, pp. 371.
- Sassen K., M.K. Griffin, S.C. Dodd, 1989: Optical scattering and microphysical properties of subvisual cirrus clouds, and climatic implications. *J. Appl. Meteor.*, **28**.
- Sassen, K., A. W. Huggins, A. AB. Long et al., 1990: Investigation of a winter Mountain in Utah. Part II: Mesoscale structure, supercooled liquid cloud development, and precipitation processes. *J. Atmos. Sci.* **47**, 1323 - 1350.
- Sassen, K., 1991: The polarization lidar technique for cloud research: A review and current assessment. *Bull. Am. Meteor. Soc.*, **72**, 1848-1866.
- Sassen, K., 1991a: Corona - producing cirrus cloud properties derived from polarization lidar and photographic analyses, *Appl. Opt.*, **30**, 3421 - 3428.
- Sassen, K., H. Zhao, and G.C. Dodd, 1992: Simulated polarization diversity lidar returns from water and precipitating mixed phase clouds, *Appl. Opt.*, **31**, 2914 - 2923.
- Sassen, K. and G. S. Cho, 1992a: Subvisual – thin cirrus lidar dataset for satellite verification and climatological research, *J. Atm. Meteor.*, **31**, 1275 – 1285.
- Sassen, K., 1992b: Evidence for liquid - phase cirrus cloud formation from volcanic aerosols: Climatic implications, *Science*, **257**, 516 - 519.
- Sassen, K., and B. S. Zhao, 1993: Supercooled liquid water clouds in Utah mountain storms: cloud seeding implications of a remote sensing dataset. *J. Appl. Meteor.*, **32**, 1548-1558.
- Sassen K., J.R. Campbell and J.M. Barnet, 1998: Midlatitude cirrus clouds: A climatology from the 10 year polarization lidar Observations program at FARS. *19th International Laser Radar Conference. NASA/CP-1998-207671/PT1*. 25-28

- Sassen, K., and S. Benson, 2000: Ice nucleation in cirrus clouds: A model study of the homogeneous and heterogeneous modes. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 521-524.
- Sassen, K., J. M. Barnett, Z. Wang, and G. G. Mace, 2001: Cloud and aerosol research at FARS: The Facility for Atmospheric Remote Sensing. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **82** - 6.
- Sassen, K. and J. M. Comstock, 2001: A Midlatitude cirrus cloud climatology for cloud climatology from the facility for atmospheric remote sensing. Part III: Radiative properties. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 2113-2127.
- Schotland, R.M., 1966: Some observation on the vertical profile of water vapor by a laser optical radar. *Proc. 4th Symp. on Remote Sensing of the Environment, 12 - 14 April 1966, U. Michigan, Ann Arbor*. 273 - 283.
- Schotland, R.M., K. Sassen and R. J. Stone, 1971: Observation by lidar of linear depolarization ratios. *J. Appl. Meteor.*, **10**, 1011 - 1017.
- Skolnik, M.I., 1990: Radar Handbook, Second Edition, Ed. Mc Graw - Hill. 1200 p.
- Spinhirne, J.D., 1991: Lidar aerosol and cloud backscatter at 0.53, 1.06 and 1.54  $\mu\text{m}$ , *Paper AIAA 91 - 0047, presented at the 29 th Aerospace Sciences Meeting*, Reno, NV, Jan. 7 - 10, 6 pp.
- Stevens, T.D., P.A.T. Haris, Y.- C. Rau, and C.R. Philbrick, 1994: Latitudinal lidar mapping of stratospheric particle layers, *Adv. Space Res.*, **14**, 193 - 198.
- Strauss, B., J. Hallett, P. Wendling, 1995: Small cristal in cirrus clouds. *Proceeding of 7th Workshop of EUCREX*. Villeneuve d'Ascq, France. 73 - 77
- Sun, J. - H., J. - H. Qui, Q. - L. Xia, and J. - D. Zhang, 1993: Lidar observations of volcanic clouds after Mt. Pinatubo volcanic eruption, *Chinese Sci. Bull.*, **38**, 1557 - 15560.
- Takano, Y., K. N. Liou and P. Minnis, 1992: The effect of small ice crystal on cirrus infrared properties. *J. Atmosph. Sc.*, **49**, 1488-1493.
- Thomas, L., 1987: Laser radar observations of middle-atmosphere structure and composition. *Phil. Trans. R. Soc. London A 323*, pp. 597-609.
- Thomas L., J.C. Cartwright and D.P. Wareing, 1990: Lidar observations of the horizontal orientation of ice crystals in cirrus clouds. *Tellus*, **42B**, 211-216.
- Thomas L., 1995: Lidar methods and applications. *Spectroscopy in enviromental Science*. John Wiley & Sons, New York, Chapter 1, 17-19.
- Turco, R., 1991: Volcanic aerosols: Chemistry, microphysics, evolution, and effects, in *Volcanism - Climate Interaction*, L. S. Walter and S. De Silva, eds., *NASA Conf. Pub.10062*, NASA headquarters, Wash., Dc.
- Uchino, O. and I. Tabata, 1991: Mobile lidar for simultaneous measurements of ozone, aerosols, and temperature in the stratosphere, *Appl. Opt.*, **30**, 2005 - 2012.
- Uttal, T., L. I. Church, B. E. Martner, and J. S. Gibson, 1993: CLDSTATS: A cloud boundary detection algorithm for vertically pointing radar data, *NOAA Technical Memorandum ERL WPL-233*.
- Vaughan, G., D.P. Wareing, S.B. Jones et al., 1994: Lidar measurements of Mt Pinatubo aerosols at Aberystwyth from August 1991 through March 1992, *Geophys Res. Lett.*, **21**, 1315 - 1318.
- 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, Pi - H., R. E. Veiga, and L. B. Vann, 2001: A Further Study of the Method for Estimation of SAGE II Opaque Cloud Occurrence. *Journal of Geophysical Research*. **106**, **D12**. 12603 - 12613
- Whiteman, D.N., G. K. Schwemmer, K.D. Evans, B. Demoz, T Berkoff, S.H. Melfi, M. Cadirola, and G. J. Jedlovec, 2000: The use of raman lidar in cloud studies. *Advances in laser remote sciences. Selected pares presented at the 20<sup>th</sup>*

- International Laser Radar Conference Vichy, France. 10 – 14 July 2000.* Alain Dabas, Claude Loth and Jacques Pelon Editors. Edition de l'Ecole polytechnique. 271 – 274.
- Whiteman, D.N., K.D. Evans, B. Demoz, D. O'C. Star, E. W. Eloranta, D. Tobin, W. Feltz, G. J. Jedlovec, S.I. Gutman, G. K. Schwemmer, M. Cadirola, S.H. Melfi and F.J. Schmidlin, 2001: Raman Lidar Measurements of water vapor and Cirrus Clouds during the Passage of Hurricane Bonnie. *Journal of Geophysical Research*. **106, D6**. 5211 - 5225
- Whiteway, J.A., C.R. Cook, T. Choularton, M. Gallagher, K. Bower, D. Figueras-Nieto, and M. Flynn, 2002: Results from the EMERALD Airborne cirrus measurements campaign. *Lidar Remote Sensing in Atmospheric and Earth Sciences. Proceedings of 21 ILRC (International Laser Radar Conference)*. Quebec, Canada, 8 – 12 July, 2002. Ed. by L. R. Bissonnette, G. Roy, and G. Valée. 515 – 517.
- Wiegner, M., and G. Echle, 1993: Lidar multiple scattering: Improvement of Bissonnette's paraxial approximation. *Appl. Opt.*, **32**, 6789 - 6803.
- Winker, D. and M. Vaughan, 1994: Vertical distribution of clouds over Hampton, Virginia observed by lidar under the ECLIPS and FIRE ETO programs, *Atmospheric Research*, **34**, 117-133.
- Winker, D. M. and C. R. Trepte, 1998: Laminar cirrus observed near the tropical tropopause by LITE. *Journal of Geophysical Research*. **25**, 3351 – 3354.
- Winker, D. M. , J. Pelon, and M. P. McCormick, 2002: The CALIPSO mission: Aerosol and cloud observations from space. *Lidar Remote Sensing in Atmospheric and Earth Sciences. Proceedings of 21 ILRC (International Laser Radar Conference)*. Quebec, Canada, 8 – 12 July, 2002. Ed. by L. R. Bissonnette, G. Roy, and G. Valée. 735 – 738.
- WMO, 1975: World Meteorological Organization, *International Cloud Atlas*. Vol 1. WMO-No. 47.
- Wu, B., and D. Lu, 1993: Monitoring the evolution of 1991: Pinatubo aerosols over Beijing by combining twilight observations with lidar detection, *J. Geophys. Res.*, **98**, 22, 995 - 23, 001.
- Yang, P., K. N. Liou, W. P. Arnott, 1997: Extinction efficiency and single – scattering albedo for laboratory and natural cirrus clouds. *J. Geophys. Res.*, **102,D18**, 21825 – 21835.
- Young, R.E., H. Houben, and O.B. Toon, 1994: Radiatively forced dispersion of the Mt Pinatubo volcanic cloud and induced temperature perturbations in the stratosphere during the first few months following the eruption, *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 369 - 372.
- Young, S. A., 1995: Analysis of lidar backscatter profiles in optically thin clouds. *Appl. Opt.*, **34**, 7019-7031.



## **Glosario de Siglas y Términos.**

**GCM:** Sigla en ingles de Modelos de Circulación Global (Global Circulation Model).

**IPCC:** Siglas en ingles de Panel Internacional para el cambio Global. (Internacional Panel for Climate Change).

**ICE:** Siglas en Ingles de Experimento Internacional sobre Cirros. (Internatioanl Cirrus Experiment)

**EUCREX:** Siglas en Ingles de Experimento Europeo sobre Nubes y Radiación. (European Cloud and Radiation Experiment).

**LIDAR:** Acrónimo de (*LI*ght *D*etection *A*nd *R*anging), este es un instrumento de sensado remoto activo, ya que presenta una fuente de energía, un láser, que es emitido a la atmósfera y detecta la señal que arriba a los receptores del mismo. Igual nombre se le aplica a la técnica para el análisis de dicha información.

**DIAL:** Acrónimo de (*D*ifferential *A*bsorption *L*idar). Técnica lidar basada en la absorción diferencial de longitudes de ondas, se emiten a la atmósfera dos longitudes de onda una que es altamente absorbida por la especie a detectar y otra que no es absorbida por la misma y a su vez estas son detectadas en el receptor del lidar.

**FOV:** Siglas en ingles de campo de visión (Field of View), ángulo de visión de los componentes ópticos, determinado por las características de estos.

**ELC:** Estación Lidar Camagüey, lugar donde esta ubicado el lidar y donde se desarrolló el presente trabajo.

**Q- switch:** Elemento óptico utilizado en los láseres para la obtención de pulsos con alta energía, permite tener cerrado el láser con altas pérdidas en la cavidad y abrir el láser para emitir un pico de alta energía, cuando existen las condiciones en la cavidad resonante del láser.

**PRF:** En ingles Frecuencia de Repetición de pulsos (Pulse Repetition Frequency). Termino utilizado para medir la cantidad de disparos pro segundo realizado por el emisor láser.

**LITE:** Lidar In – space Technology Experiment. Programa de la NASA (National Aeronautical and Space Agency) para el desarrollo de lidares para ser instalados en el Espacio. Como parte de este se instaló uno en la estación orbital MIR en colaboración con Rusia, y se instaló otro en el trasbordador espacial Discovery.

**CALIPSO:** Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Sattelite Observations. Nombre dado a la misión espacial que comenzará a principios de 2004 para el seguimiento de aerosoles y nubes a partir de observaciones de varios instrumentos a bordo de satélites, incluyendo lidares, este proyecto forma parte del LITE.