

Universidad Nacional de Colombia Sede Medellín
Facultad de Ciencias
Escuela de Física



TESIS DE MAESTRIA

**Propiedades microfísicas de los aerosoles troposféricos derivadas de medidas de
fotómetro solar y Lidar en el Valle de Aburrá**

Trabajo presentado por **Dairo Libardo Alegría Campo**
como requisito parcial para optar al título de Magister en Ciencias Física

Director
Dr. Álvaro E. Bastidas Gustín

Medellín
Abril 2015

*Sé fuerte.
No importa por lo que estés atravesando.
Sé fuerte.
Nada es permanente, todo es temporal.
Cada cosa pasará, y en algún momento de tu vida mejorará.
No te deprimas, pues tú haces de tus días lo que tú quieres que sean.
Aprovéchalos. Vívelos. Sonríe, vence tus temores.
Llora si tienes que hacerlo, saca lo que llevas dentro.
Pero JAMÁS decaigas.
Pues en esta vida no tendrás carga tan mayor que no puedas soportar por que Dios
está contigo y nunca te desampará.
DLAC*

*Dedicado a: Mi papá Libardo Alegria, mi mamá Maria Amparo Campo, mi
hermana Yudith Alegria Campo, Edison Enrique Alegria Campo, a mi tia Isabel
Campo. Gracias por su apoyo incondicional. A mis sobrinos Miguel Alejandro
Alegria Campo y Mariana Alegria Almendra, los amo y son el motor de mi vida.*

Agradecimientos

Quiero agradecer un primero lugar a mi tutor de trabajo de tesis al profesor Alvaro Efraín Bastidas Gustin por haber permitido abrirme las puertas en el grupo de investigación GLEO. GRACIAS, por su paciencia y sus consejos y también por compartir sus conocimientos.

A mis compañeros de laboratorio del grupo GLEO a Daniel Nisperuza (El Doctor), Andres Esteban Bedoya (El gorriñas) y a Mauricio Munera (El nomo), gracias por su valiosa amistad y por compartirme cada uno sus conocimientos.

Al laboratorio de Calidad del Aire CALAIRE, a la profesora Carmen Elena, al profesor Jose Fernando Jimenez y cada uno de los que integran esa gran familia que es CALAIRE. Muchas gracias por su gran apoyo y ayuda en nuestro grupo de investigación.

Al profesor Lucas Alados Arboledas y a Juan Luis Rascado pertenecientes a la Universidad de Granada, España, personas integras. Gracias por sus consejos y recomendaciones con mi trabajo de tesis, son y serán grandes amigos.

A mis amigos y excompañeros de la Unicauca por estar pendientes de mi. Paula Andrea Muñoz, Eduardo Cañola, Berlayder Lopez, Freddy Villamizar y a la profesora Sonia Gaona gran consejera y amiga.

RESUMEN

La atmósfera es una capa gaseosa que rodea a la tierra, en la cual el 99% de su masa está contenida por debajo de los 30 km de altura respecto a la superficie terrestre. La capa de atmósfera más próxima a la superficie es la Tropósfera, la cual contiene la capa de mezcla o de frontera planetaria de gran importancia por su interacción directa con el suelo. Por otra parte, la irradiación solar afecta el sistema tierra-atmósfera, estableciendo un equilibrio radiativo, el cual puede ser alterado por tres fenómenos principales: Agujero de ozono, incremento de la concentración de CO₂, y variaciones en las cantidades de partículas sólidas o líquidas conocidas como aerosoles, las cuales se encuentran suspendidas en la atmósfera. El aerosol dispersa y absorbe la radiación solar (Coakley et al., 1983), actúa como núcleo de condensación de nubes modificando sus propiedades físicas y químicas, y puede influir en la temperatura y en los procesos de evaporación de las gotas de agua de los sistemas nubosos (Hansen et al., 1977). Así, el estudio del aerosol es un tema de gran importancia para la meteorología, climatología, y la calidad del aire. El monitoreo por sensado remoto del aerosol en la ciudad de Medellín (Lat. 6.26071° N, Long. 75.57776° W, 1471 m.s.n.m), fue realizado en el Laboratorio de Láseres y Espectroscopia, Universidad Nacional Sede Medellín, usando la infraestructura: Lidar, Fotómetro y colector de material particulado de 2.5 micras de tamaño, PM2.5, con el propósito de tener un acercamiento a la caracterización de las propiedades físicas del aerosol, y su asociación con la dinámica atmosférica local durante el día, cuyos primeros resultados son reportados y discutidos en este trabajo.

INTRODUCCIÓN

El aerosol atmosférico está presente en las capas bajas de la atmosfera y según su fuente de origen (natural o antropogénica), reside en el aire durante un tiempo menor o mayor. Las partículas de aerosol suspendidas en la atmosfera pueden ser sólidas o líquidas con tamaños entre $0.01 \mu\text{m}$ y varias decenas de μm . Los de origen natural son: las emitidas por volcanes, tormentas de polvo, vida vegetal, brisa marina, etc., y las de origen humano asociadas a las emisiones industriales, quema de combustibles fósiles, y la alteración de la cubierta natural de la superficie terrestre. La concentración de aerosol en la troposfera forma una delgada niebla, y su remoción puede ser realizada por diversos mecanismos entre ellos la lluvia.

El monitoreo del aerosol tiene su importancia por su impacto en el clima, poder determinar su naturaleza, caracterización, e incidencia en la fenomenología atmosférica, permite contribuir a la disminución de la incertidumbre en la predicción del clima (Anderson et al, 2005). En este sentido, contribuye en gran medida la determinación de las propiedades físicas y ópticas de los aerosoles, por una parte las relacionadas al estudio de la contaminación y la calidad del aire: la distribución de tamaño, la forma, y la composición química; y por otra, las directamente relacionadas con el tema de transferencia radiativa: coeficientes de dispersión, absorción, y extinción, el albedo de dispersión simple, el parámetro de asimetría, y el espesor óptico.

Los efectos que pueden producir los aerosoles son el producto de su interacción con el sol y la tierra: enfriamiento de la superficie terrestre por dispersión de la radiación solar, y calentamiento atmosférico por su poder de absorción de la misma. Por otro lado, las partículas de aerosol generan un efecto relevante en el clima al tener la capacidad de cambiar las propiedades de los sistemas nubosos. Pequeñas partículas de aerosol pueden actuar como núcleos de condensación para iniciar la formación de gotas de nube, (Hansen et al., 1997). De esta forma, los cambios en las propiedades de los aerosoles pueden cambiar la frecuencia de la ocurrencia de nubes, espesor de nubes, y la cantidad de agua precipitable. Hecho que tiene dos consecuencias importantes: i) Nubes con gotas más pequeñas reflejan más la luz solar, ii) Tales nubes se mantienen por más tiempo, porque sus gotas pequeñas tardan más tiempo en juntarse para formar gotas de tamaño crítico para precipitación. Ambos efectos incrementan la cantidad de energía solar reflejada al espacio impidiendo su llegada a la superficie terrestre. En definitiva, el resultado neto de estos efectos se evidencia en el incremento del albedo, afectando el balance radiativo y el clima, redistribución de la energía térmica radiante y latente en la atmósfera, con un impacto directo en la dinámica atmosférica y en los patrones de lluvias de una región.

Los aerosoles proceden de fuentes naturales y antropogénicas y junto a los procesos atmosféricos definen un amplio rango de composición, formas y tamaños. Algunos

aerosoles pueden ser emitidos desde tierra hacia la atmósfera, otros pueden formarse en la atmósfera a partir de precursores gaseosos y efectos fotoquímicos. La cantidad de aerosol, naturaleza, y tiempo de permanencia en el aire, dependen de las características de cada región, su origen y transporte atmosférico.

El monitoreo continuo de las propiedades del aerosol es determinante en el papel que estos juegan en el cambio climático, cambios en la calidad del aire de una región, y el establecimiento de estudios científicos como apoyo a la toma de decisiones políticas en relación a las estrategias de una producción más limpia.

Las mediciones de atmósfera por sensado remoto usando las técnicas de fotometría solar y LIDAR (Light Detection and Ranging), se han involucrado significativamente en la investigación atmosférica. Actualmente los sistemas fotométricos y lidar hacen parte de las mediciones rutinarias de atmósfera en un notable número de sitios de investigación, a través de campañas usando instrumentos en tierra o aerotransportados. Las mediciones lidar también se realizan desde plataformas satelitales a nivel de misiones espaciales asociadas a las actividades de observación del Planeta Tierra.

En particular, el monitoreo del aerosol sobre la ciudad de Medellín, fue realizada usando la infraestructura del Observatorio Atmosférico Lidar, (Laboratorio de Láseres y Espectroscopia), de la Universidad Nacional Sede Medellín. La ciudad objeto de estudio esta ubicada plena zona andina sobre un Valle rodeado por montañas, influenciada por la dinámica asociada a la proximidad con el océano Atlántico y Pacífico, y a la densa selva amazónica.

Las mediciones atmosféricas, cuyos resultados y discusiones se presentan en este trabajo, fueron realizadas durante los años 2013 y 2014 utilizando un sistema lidar operando a 532nm en modo elástico, un fotómetro solar de la Red NASA-AERONET, un impactador de aerosoles PM_{2.5} del Laboratorio de Calidad del Aire CALAIRE, y una estación meteorológica convencional del Sistema de Alerta Temprana SIATA.

La estructura del presente trabajo escrito esta organizada en cuatro capítulos dispuestos de la siguiente manera: En el Capítulo uno se presenta el tema de las propiedades microfísicas del aerosol atmosférico; en el Capítulo dos se presenta el tema de las propiedades ópticas; en el Capítulo 3 se realiza una descripción detallada de los instrumentos involucrados así como la metodología utilizada en el desarrollo del trabajo, y en el Capítulo 4 se reportan los resultados y el análisis correspondiente.

ÍNDICE GENERAL

	Pag.
Resumen	3
Introducción	4
CAPITULO 1. PROPIEDADES FÍSICAS DEL AEROSOL ATMOSFÉRICO	
1.1 El aerosol atmosférico	8
1.1.1. Fuentes de Aerosol	8
1.1.2. Tipos de Partículas Atmosféricas	8
1.1.3. Efecto de aerosoles sobre el clima	9
1.1.3.a. Efecto directo	9
1.1.3.b. Efecto indirecto	9
1.2 Propiedades físicas del aerosol atmosférico	10
1.2.1 Modo ultra fino (nucleación y núcleos Aitken)	12
1.2.2 Modo de acumulación	12
1.2.3 Modo grueso	12
1.3 Modelo de distribución de tamaño del aerosol	13
1.4 Efectos de la humedad relativa sobre las propiedades físicas de los aerosoles	15
1.5 Modelo de aerosol urbano	16
1.6 Modelo troposférico	16
CAPITULO 2. TÉCNICAS DE MONITOREO ATMOSFERICO: FOTÓMETRO SOLAR, LIDAR Y PM2.5	
2.1 La Red AERONET	20
2.2 El fotómetro Solar CIMEL	21
2.3 Operatividad del Fotómetro Solar	23
2.4 Principio físico para medidas de Espesor Óptico de Aerosoles a nivel de superficie terrestre	24
2.4.1 Espesor Óptico de Aerosoles	24
2.5 El sistema Lidar	28
2.6 La ecuación Lidar	28
2.7 Sistema Lidar estación LIDAR - UNAL	31
2.7.1 Especificaciones técnicas sistema LIDAR-UNAL	32
2.8 Medidor de material particulado PM2.5	33
2.9 Estaciones de monitoreo de calidad del aire y meteorología	34
2.10 Características generales del equipo PM2.5	39
CAPITULO 3. ANÁLISIS DE DATOS	
3.1 Sitio experimental y Meteorológica	40
3.2 Medidas y Metodología	41
3.3 Resultados y discusión	45
3.3.1 Funciones de distribución de tamaño, Albedo de Dispersión Simple,	45

Volumen de concentración y Radio Efectivo	
3.3.2 Correlación de datos PM2.5 y AOD y vista rápida de perfiles lidar.	61
Conclusiones	66
Expectativas	67
Anexos	68
PROPIEDADES ÓPTICAS DEL AEROSOL ATMOSFÉRICO	68
I Atenuación de la luz en la atmósfera	68
II Absorción y scattering de la luz por aerosoles atmosféricos	68
II.1 Dispersión Rayleigh	68
II.2 Dispersión Mie	69
II.3 Cálculo de los términos angulares τ_n y π_n	72
II.4 Cálculo de algunos parámetros ligados a la dispersión Mie	73
II.4.1 Sección eficaz de retrodispersión	73
II.4.2 Sección eficaz de dispersión	73
II.4.3 Sección eficaz de extinción por dispersión	74
II.4.4 Sección eficaz de extinción por absorción	74
II.4.5 Albedo de dispersión simple	74
II.4.6 Factor de asimetría de la radiación difusa	74
Referencias	76

CAPITULO 1. PROPIEDADES FÍSICAS DEL AEROSOL ATMOSFÉRICO.

1.1 El aerosol atmosférico

Según el IPCC, 2007 (Intergovernmental Panel on Climate Change) los aerosoles atmosféricos son catalogados como un conjunto de partículas sólidas y líquidas suspendidas en la atmosfera, unos de origen natural provenientes de las plantas, volcanes, mares y desiertos, otros de origen antropogénico derivados de la actividad humana como las industrias, emisiones vehiculares, y quemas de biomasa. Según su origen, evolución, y los procesos atmosféricos involucrados, el rango de tamaños de los aerosoles comprende los $0.01\mu\text{m}$ y $10\mu\text{m}$. El tiempo de permanencia de los aerosoles en el aire dura varias horas o días y depende de su tamaño, composición química, localización, y condiciones meteorológicas locales. La remoción de los aerosoles de la atmosfera se puede producir por acción de la gravedad o por acción de la lluvia.

1.1.1. Fuentes de Aerosol

- Móviles: emisiones desde automóviles, motocicletas, aviones, entre otros.
- Fijas: emisiones desde industrias que superen 1, 10, 100 o 250 ton/año. [3]
- Naturales: emisiones desde zonas boscosas, desiertos, volcanes, y mares.

1.1.2. Tipos de Partículas Atmosféricas

En la Tabla 1 se resumen los principales tipos de partículas.

Tabla 1.1. Tipos de partículas.

Partículas	Cualquier material particulado que existe en estado sólido o líquido en la atmósfera.
Polvo	Partículas sólidas de un tamaño mayor que el coloidal, capaces de permanecer en suspensión temporal en el aire. Tienen diámetros entre $0.25\mu\text{m}$ y $500\mu\text{m}$ y son derivadas de la desintegración de material particulado de mayor tamaño. Son generados por actividades como el lijado, amoldado, quebrado, perforación y maquinado de materiales industriales.
Ceniza fina	Partículas de ceniza finamente divididas arrastradas por gases de combustión. Las partículas pueden contener combustible no quemado.

Niebla	Aerosol visible, líquidos atomizados y/o condensados en suspensión con diámetros inferiores a 2 μm . Se originan de las actividades tales como el roseado, el plateado o labores de mezcla o limpieza.
Neblina	Dispersión de pequeñas gotas de líquido de suficiente tamaño como para caer desde el aire.
Humo	Partículas pequeñas $<2 \mu\text{m}$ de diámetro arrastradas por gases resultantes de la combustión. Surgen de la evaporación a altas temperaturas de material que luego es condensado para formar partículas extremadamente pequeñas. Son generados por actividades industriales.
Hollín “soot”	Una aglomeración de partículas carbonáceas.

1.1. 3. Efecto de los aerosoles sobre el clima

Los aerosoles pueden influir de manera directa o indirecta en el clima y en una gran cantidad de procesos ya que pueden producir calentamiento al absorber radiación o dispersión que pueden provocar enfriamiento al reflejar parte de la radiación que incide en la atmosfera. Además por su tamaño, los aerosoles tiene una función muy importante en la formación de distintos tipos de nubes, ya que facilitan el proceso de condensación de vapor de agua en la atmosfera (Grass, 1973). Los aerosoles no son solo el resultado de las condensaciones de productos gaseosos sino que, dadas sus composiciones, también pueden interactuar entre ellos. Por lo tanto tienen un papel fundamental en la química de la atmosfera. La presencia del aerosol atmosférico estabiliza la estratificación de la baja troposfera durante las horas en las que el sol está presente, mientras que tiende a hacerla desaparecer durante la noche. A continuación se detallan los aspectos más relevantes de los dos tipos de efectos antes mencionados.

1.1.3. a. Efecto directo: Es el efecto asociado a las interacciones aerosol-radiación solar. Los fenómenos ópticos involucrados son la dispersión y la absorción de la luz del Sol por parte de los aerosoles. La dispersión por parte de los aerosoles hace que predomine la reflexión de la radiación solar propiciando una disminución de la temperatura sobre la superficie; mientras que la absorción provoca el efecto contrario, provoca el calentamiento de la baja atmosfera y la superficie terrestre.

1.1.3. b. Efecto indirecto: Hace referencia por una parte, al hecho que los aerosoles actúan como núcleos de condensación aumentando la concentración de gotas en las nubes y de partículas de hielo modificando las microfísicas de las nubes y afectando sus propiedades radiativas.

En las Figuras 1.2 y 1.3, se ilustran los dos tipos de efectos.

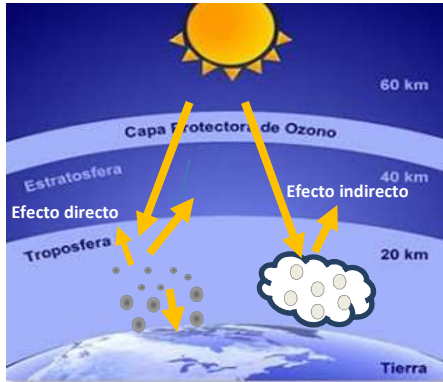


Figura 1.2. Efectos directos de la radiación solar sobre los aerosoles

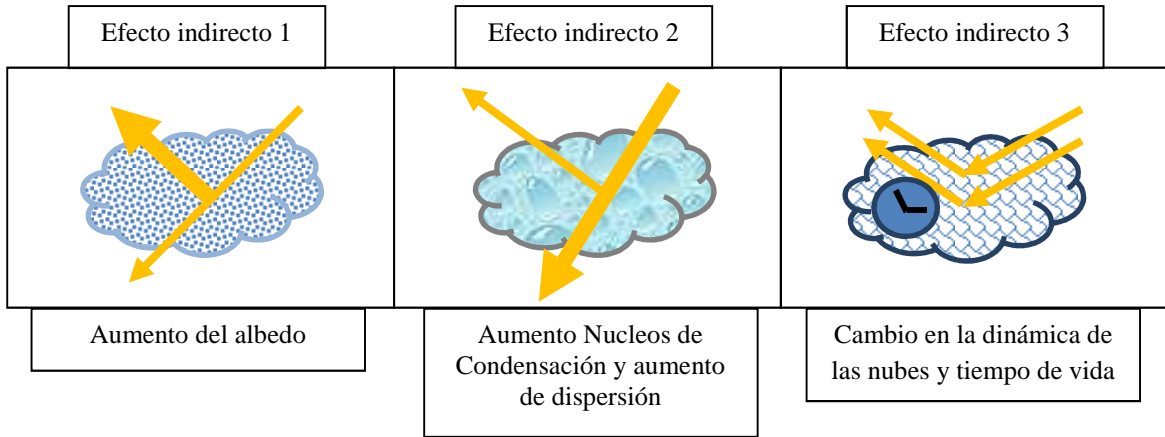


Figura 1.3. Efectos indirectos de la radiación solar sobre los aerosoles [2].

1.2 Propiedades físicas del aerosol atmosférico

Las propiedades microfísicas del aerosol se puede modelar con cierta facilidad considerando que su forma es esférica (Twomey, 1997; Leyva et al., 1985). Cabe destacar que las partículas sólidas de aerosol con un radio mayor a $0.5 \mu\text{m}$ no tiene forma esférica, en su gran mayoría estos presentan formas variadas lo que dificulta la estimación de sus dimensiones. Por tanto para estas partículas no esféricas, se utilizan factores como “diámetro equivalente aerodinámico” que es el diámetro de una esfera de densidad igual a uno, y que tiene en el aire la misma velocidad de sedimentación que la partícula considerada. En la teoría de la dispersión de la luz solar por partículas atmosféricas, los avances obtenidos se ha aplicado a partículas esféricas y químicamente homogénea (Mie, 1908). Las partículas sólidas están formadas por ceniza, polvo y materia orgánica y otros materiales que se incorporan a la atmosfera por procesos naturales y/o antropogénicos. La

composición química de las partículas es importante pues de ella dependen la densidad, el índice de refracción y otras propiedades físicas y microfísicas. El índice de refracción de las partículas, que en la teoría desarrollada por G Mie (1908) forma parte del sistema de las ecuaciones de Maxwell (Wolf, 1960) es en general una magnitud compleja, cuya parte imaginaria es diferente de cero si las sustancias que componen la partícula tiene capacidad para absorber la radiación solar. En el caso de un aerosol cuyas partículas no absorbe la radiación solar, ésta se verá atenuada solamente por el proceso de dispersión (Leyva et al., 1985). Los aerosoles urbanos se caracterizan, sin embargo, por ser notablemente más absorbentes de la radiación solar que los aerosoles naturales.

Algunas de las características físicas que define los aerosoles atmosféricos son:

- Las dimensiones que van del orden de centésimas hasta algunas decenas de micras, dando lugar a una serie de grupos, o fracciones, con propiedades ópticas y químicas variadas, de modo que se pueden agrupar en partículas de tipo fino, para aquellas de diámetro inferior a la frontera de la partícula, y de tipo grueso, las de diámetro mayor a ella.
- Las partículas de tipo grueso son menos activas ópticamente y provienen del polvo, de cenizas, de sales marinas, y algunas partículas son de naturaleza biológica, como el polen, las esporas y restos de materia vegetal y animal. Estas partículas son eliminadas por deposición, tanto seca como húmeda, y por colisión con obstáculos. También lo son por atrapamiento de las nubes y por el lavado atmosférico que realiza las gotas de lluvia.
- Las partículas con diámetros mayores a $10\ \mu\text{m}$ tienen tiempo de vida en el aire sumamente reducidos, por lo que se consideran el extremo superior en la distribución de tamaño de la fase dispersa del aerosol atmosférico [5].

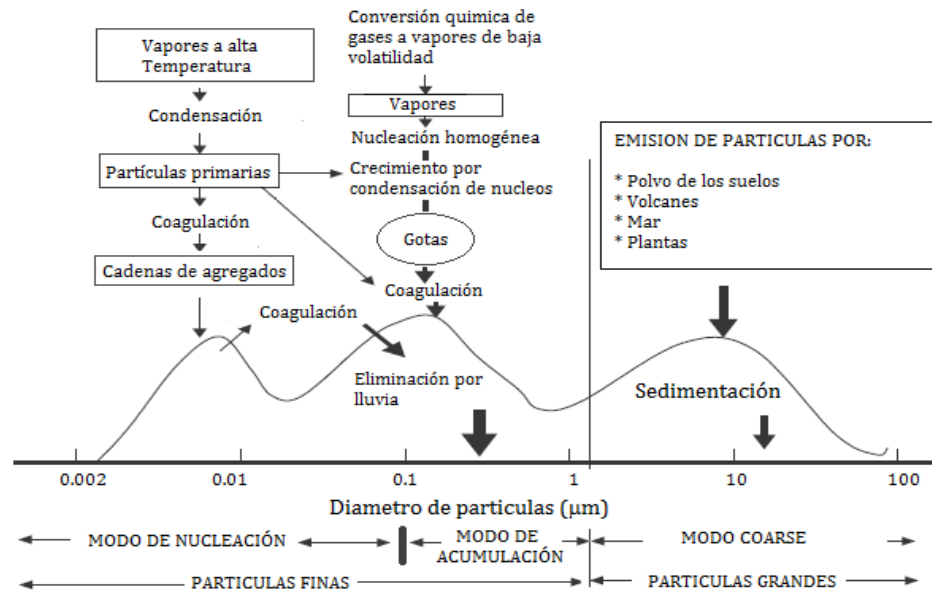


Figura 1.4. Acumulación de partículas de aerosol atmosférico según su tamaño y origen. [5][6]

Si todas las partículas son del mismo tamaño, el aerosol se conoce como *monodisperso*, donde la ventaja de este tipo de aerosol es que puede producirse en el laboratorio, pero la mayoría de los aerosoles que se encuentran suspendidos en el aire son *polidispersos*, es decir, tienen una amplia gama de tamaños. Mientras que las gotas de líquido son casi esféricas, partículas sólidas tienen una variedad de formas y para entender sus propiedades, se utiliza un diámetro equivalente por lo tanto se suponen que las partículas sean esféricas y definidas a través de su radio r o diámetro d . Por lo tanto el diámetro de una partícula regular que tiene el valor de alguna propiedad física tendrá el mismo valor que el de una partícula irregular. [3]

Clásicamente se ha venido dividiendo el modo fino en dos sub-modos, el ultra fino (formado por el de nucleación y el Aitken) y el de acumulación en su modo de formación [6]:

1.2.1 Modo ultra fino (nucleación y núcleos Aitken): Partículas con radios desde unos μm hasta $0.05 \mu\text{m}$ aproximadamente. Se forman básicamente por mecanismos de conversión gas-partícula, nucleación y condensación. La masa de las mismas es despreciable debido a su pequeño tamaño. Funcionan como núcleos de condensación, constituyendo un mecanismo muy importante en la formación de nubes.

1.2.2 Modo de acumulación, entre $r = 0.05$ y $0.5 \mu\text{m}$, aparecen cuando las de modo ultra fino crecen por coagulación, y permanecen en la atmosfera por más tiempo por lo que influyen en la dispersión de la radiación solar.

1.2.3 *Modo grueso (o coarse)*, desde $r = 0.5$ a $100 \mu\text{m}$, formadas por procesos mecánicos y cuyo origen es tanto natural (polvo arrastrado por el viento, emisiones volcánicas) como antropogénico. Estas son las partículas que más contribuyen a la masa total de aerosoles. Son eliminadas con relativa rapidez debido al efecto de la gravedad (sedimentación).

En la Figura 1.5 se indican los modos de formación del aerosol atmosférico.

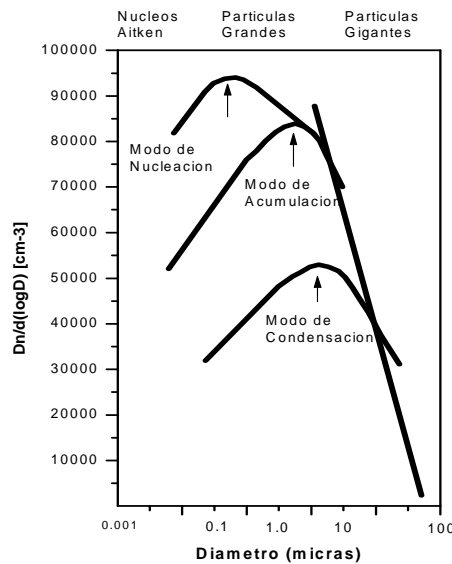


Figura 1.5. Modos de formación del aerosol atmosférico, [40].

1.3 Modelo de distribución de tamaño del aerosol.

La distribución de tamaño para los diferentes modelos de aerosoles está representada por una distribución o por la suma de dos distribuciones conocidas como log-normales:

$$n(r) = \frac{dN(r)}{dr} = \sum_{i=1}^2 \left(\frac{N_i}{\ln(10) \cdot r \cdot \sigma_i \sqrt{2\pi}} \right) \exp \left[-\frac{(\log r - \log r_i)^2}{2\sigma_i^2} \right] \quad (1.1)$$

Donde $N(r)$ es el número de densidad de partículas de radio r ; σ es la desviación estándar; r_i , N_i , son el radio modal y el número densidad con radio r_i . Esta forma de la función distribución representa la naturaleza multimodal de los aerosoles en la atmosfera. Los autores Whitby y Cantrell, sugieren que dos modos son generalmente adecuados para agrupar las características generales de la mayoría de las distribuciones de aerosoles; mientras que una tercera componente es a menudo usada para representar la correspondiente a la nucleación de modo Aitken, particularmente en aquellos casos de emisiones desde fuentes de combustión de partículas, caso en el que su efecto sobre las propiedades ópticas es pequeño y puede despreciarse [40].

Por otra parte, es importante resaltar que las propiedades físicas de las partículas en la atmosfera, pueden ser afectadas por la humedad relativa característica de una región. En este sentido, el índice de refracción del aerosol puede obedecer a diferentes modelos. Normalmente, las mediciones asociadas a los tamaños de partículas, muestran la composición de las partículas en la atmosfera dependiendo de su tamaño, usando una distribución de tamaño bimodal ofreciendo la posibilidad de tratar la composición de los modos de manera individual. Por lo que en general se considera que los datos experimentales son insuficientes en relación a la definición de los modelos de índice de refracción para los diferentes rangos de tamaño.

Los valores de $N(r)$ mostrados en la tabla 1.2 están normalizados y sus unidades son partícula/cm³. Estos valores de distribución de tamaño reportados en anterior tabla pueden ser re-normalizados para obtener el coeficiente de extinción para distintas altitudes la cual también es usado para determinar el índice de visibilidad

Tabla 1.2. Características del modelo de aerosoles de la baja atmosfera [40]

Modelo de aerosol	Distribución de tamaño			Tipo
	N_i	r_i^*	σ_i	
Rural	0.999875	0.03	0.35	Mezcla de agua soluble y polvo
	0.000125	0.5	0.4	
Urbano	0.999875	0.03	0.35	Mezcla de Aerosol rural con hollín
	0.000125	0.5	0.4	
Marítimo				
Origen Continental	1	0.03	0.35	Mezcla de aerosol rural
Origen Oceánico	1	0.3	0.4	Solución de sal de océano en agua
Troposférico	1	0.03	0.35	Mezcla de aerosol rural

*Modo de radio i corresponde a humedades moderadas (70% a 80%), los valores de r_i en función de la humedad relativa se muestran en la tabla 1.3

Tabla 1.3. Modos de radio i para el modelo de los aerosoles en función de la humedad relativa [40]

Humedad relativa	Troposférico	Rural		Marítimo	Urbano	
	r_1	r_1	r_2	r_1	r_1	r_2
0%	0.02700	0.02700	0.4300	0.1600	0.02500	0.4000
50%	0.02748	0.02748	0.4377	0.1711	0.02563	0.4113
70%	0.02846	0.02846	0.4571	0.2041	0.02911	0.4777
80%	0.03274	0.03274	0.5477	0.3180	0.03514	0.5805
90%	0.03884	0.03884	0.6462	0.3803	0.04187	0.7061
95%	0.04238	0.04238	0.7078	0.4606	0.04904	0.8634
98%	0.04751	0.04751	0.9728	0.6024	0.05996	1.1691
99%	0.05215	0.05215	1.1755	0.7505	0.06847	1.4858

1.4 Efectos de la humedad relativa sobre las propiedades físicas de los aerosoles

Cuando el vapor de agua se condensa fuera de la atmosfera se incrementa la humedad relativa. Esta condensación de vapor de agua incrementa el tamaño de las partículas suspendidas de la atmosfera y por consiguiente cambia su composición química así como el índice de refracción efectivo.

La relación entre el tamaño de la partícula con la humedad relativa está dado por la siguiente notación (Hanel):

$$r(a_w) = r_0 \left[1 + \rho \cdot \frac{m_w(a_w)}{m_0} \right]^{1/3} \quad (1.2)$$

donde

r_0 : Es el radio de la partícula seca

ρ : Es la densidad de la partícula relativa con respecto al agua

$m_w(a_w)$: Es la masa de la partícula de agua condensada

m_0 : Es la masa de la partícula seca

a_w : Es la actividad del agua en la superficie de la partícula.

$$a_w = f \cdot \exp\left(\frac{-2\sigma V_w}{R_w \cdot T \cdot r}\right) \quad (1.3)$$

donde:

σ : Es la tensión superficial en la superficie de la partícula húmeda

V_w : Volumen específico del agua

R_w : Constante específica del gas de agua

T : Temperatura absoluta (°K), la cual se toma como temperatura ambiente $T = 298^\circ\text{K}$

donde:

$$\frac{-2\sigma V_w}{R_w.T.r} \approx 0.001056 [\mu m] \quad (1.4)$$

Por otro lado para realizar un estudio más detallado, se consideran que las partículas son eléctricamente neutras la cual contienen una capa externa completamente líquida y en estado de equilibrio circundante cuando están suspendidas en el aire. Por tanto la humedad relativa del aire es igual a la humedad relativa sobre la curva de la superficie en la partícula, su expresión es de la siguiente forma:

$$a_w = f \cdot \exp\left(\frac{-0.001056}{r(a_w)}\right) \quad (1.5)$$

Las unidades de r están en μm y la dependencia de r sobre a_w se ha hecho explícita.

Sin embargo, incluso con los datos masa de la partícula de agua condensada usada en la ecuación (1.2), no es posible combinar (1.2) y (1.5) en una expresión analítica exacta ya que en ellas aparece a_w en ambos lados de la ecuación (1.5). Para evitar las limitaciones de estas aproximaciones, la ecuación (1.2) y la (1.5) son usadas alternativamente de manera iterativa hasta que converjan una de la otra (típicamente para 5 o 6 iteraciones), comenzando con $a_w \approx f$ en el lado derecho de la ecuación (1.2). Comenzando con $r \approx r_0$ en la ecuación (1.5) que conduce al mismo resultado. Interpolando los datos para las diferentes actividades del agua a_w^i y a_w^{i+1} se asumieron de la siguiente manera:

$$\frac{m_w(a_w^i)}{m_w(a_w^{i+1})} \approx \left(\frac{1-a_w^i}{1-a_w^{i+1}}\right)^{v_i} \quad (1.6)$$

Obteniendo el tamaño de la partícula de aerosol húmedo a partir de la ecuación (1.2) y (1.5), así como el índice de refracción complejo, n , el peso del volumen promedio para los índices de refracción del aerosol seco substancialmente, n_0 , y del agua, n_w , la ecuación se puede escribir como: [40]

$$n = n_w + (n_0 - n_w) \cdot \left[\frac{r_0}{r(a_w)}\right]^3 \quad (1.7)$$

1.5 Modelo de aerosol urbano

El aire de las áreas urbanas junto con aerosol rural es ante todo modificado por la adición de aerosol proveniente de fuentes de combustión de productos industriales. Por lo tanto, el modelo de aerosol urbano es una mezcla de aerosol rural más carbón. El hollín como aerosol se asume que tiene la misma distribución de tamaño como ambos componentes del modelo de aerosol rural. Se asume que las proporciones del hollín y el tipo de mezcla de aerosol rural son del 20% y el 80% respectivamente. El índice de refracción del hollín como aerosol se basó en los datos de Twitty y Weinman de materiales de carbón. Como

con el modelo rural, una composición del aerosol urbano para el índice de refracción fue determinada para cada longitud de onda.

1.6 Modelo troposférico

El modelo de aerosol troposférico representa el aerosol dentro de la capa de mezcla. Se asume que todos los aerosoles tienen la misma composición que el modelo rural (70% de agua soluble y 30% de polvo). La distribución de tamaño es modificada a partir del modelo rural por eliminación de partículas grandes ($r_i = 0.5$), que componen la distribución de tamaño debido a la permanencia de mayor tiempo de los aerosoles por encima del límite esperado, a diferencia del tipo de aerosoles de partículas grandes. Esto deja una distribución log normal con una pequeña acumulación de partículas. La dependencia del tamaño de partículas sobre la humedad relativa es la misma para componentes de partículas pequeñas del modelo rural.

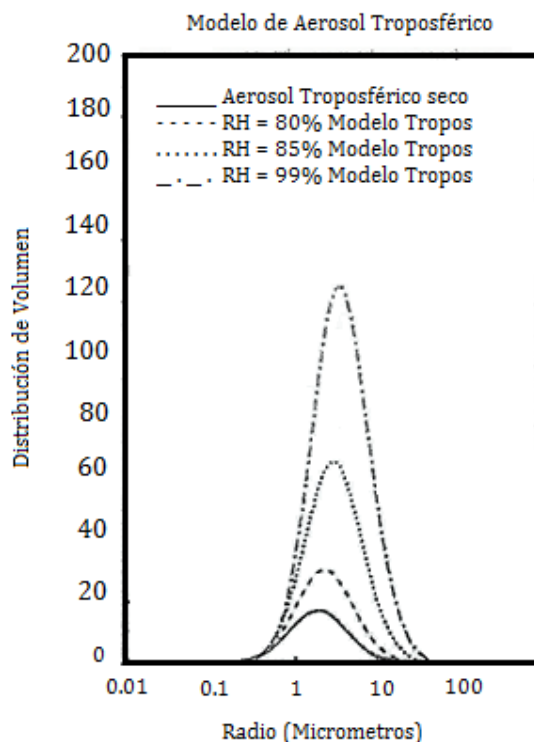


Figura 1.6. Distribuciones modales de tamaños de partículas en función del diámetro y humedades relativas [40].

En la figura 1.6, se muestra un ejemplo de distribución del material particulado en función del número y radio de las partículas y la humedad relativa para el modelo de aerosol troposférico. Los resultados que en ella se presentan muestran el aumento de la distribución de tamaño de partículas a medida que aumenta la humedad relativa.

Por otro lado el tamaño de una partícula se puede caracterizar por su radio, y la distribución de tamaños por una función definida por:

$$n(r) = \frac{dN(r)}{dr}; \frac{1}{\mu m} \quad (1.8)$$

Donde $n(r)dr$ es el número de partículas con radios del intervalo elemental ($r, r + dr$), y por consiguiente $n(r)$ representa el número de partículas por unidad de intervalo de radios y por unidad de volumen de aire. Por lo tanto se puede escribir de la siguiente manera:

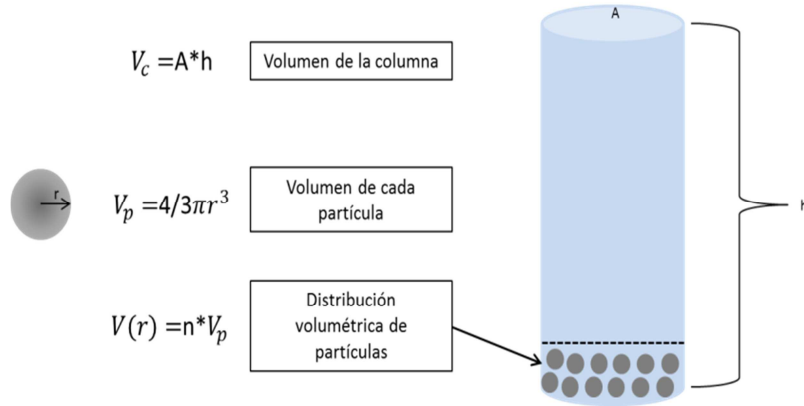


Figura 1.7. Distribución de partículas en el volumen definido por una columna de atmosfera.

$$N' = \frac{\#}{V} \quad (1.9)$$

Multiplicando este valor por la altura h de la columna

$$N = N' * h = \frac{\#}{Ah} * h = \frac{\#}{A^2} [\mu m^{-2}] \quad (1.10)$$

(1.8) también se puede expresar de la siguiente manera,

$$n = \frac{dN}{dr} \frac{d \ln r}{d \ln r} = \frac{d \ln r}{dr} \frac{dN}{d \ln r} = \frac{1}{r} \frac{dN}{d \ln r} \quad \left[\frac{\mu m^{-2}}{\mu m} \right] \quad (1.11)$$

Y haciendo el cambio de variable de r a $\ln(r)$ se tiene

$$n(\ln(r)) = \frac{dN}{d \ln r} \quad (1.12)$$

de esta manera la distribución de tamaños puede ser expresada como

$$n(r) = \frac{dN}{d \ln r} * V_p, \frac{\mu m^3}{\mu m^2} \quad (1.13)$$

Puede expresarse también la cantidad de partículas en suspensión en la atmósfera por medio de la llamada distribución de superficie o la de volumen total de aerosoles por unidad de volumen de aire sobre la unidad de superficie para las medidas en columna, [5] [9].

$$\frac{dS}{dr} = 4\pi n(r) \quad (1.14)$$

$$\frac{dV}{dr} = \frac{4}{3}\pi r^3 n(r) \quad (1.15)$$

$$\frac{dM}{dr} = \frac{4}{3}\pi r^3 \rho_p n(r) \quad (1.16)$$

CAPITULO 2. TÉCNICAS DE MEDIDAS: FOTÓMETRO SOLAR, LIDAR Y PM2.5.

Para efectos del presente capítulo, el concepto de los equipos utilizados se describen a continuación para englobar los diferentes productos con los que cuenta la estación LOA UNAL.

2.1 La red AERONET

AERONET (AErosol RObotic NETwork) es una federación de redes (AERONET Norteamérica, PHOTONS de Francia y Aerocan de Canadá) de fotómetros para la medida de aerosoles con el objeto de estudiar sus propiedades ópticas y validar las medidas de satélite respecto a los aerosoles (Holben et al., 1998). La red está gestionada por el *Goddard Space Flight Center (GSFC)* de NASA (National Aeronautics and Space Administration) y el Laboratorio de Óptica Atmosférica (LOA) de la Universidad de Lille, Francia. [38]

La red se creó en 1998, y actualmente cuenta con más de 200 estaciones repartidas por en varios países, ver figura 2.1. La base de datos de la red proporciona información sobre el espesor óptico de los aerosoles, vapor de agua, y diversas variables radiativas y microfísicas obtenidas mediante algoritmos de inversión para diferentes tipos de aerosol: marítimo, continental, ártico, de alta montaña, desértico, etc. Los datos registrados se procesan en el GSFC.

El grupo de investigación Láseres y Espectroscopia Óptica (GLEO) de la Universidad Nacional de Colombia Sede Medellín, estableció un convenio con la institución NASA - AERONET a través del cual fue posible instalar un fotómetro solar Cimel CE-318 en el campus universitario, (Teraza del Edificio 19A), junto al sistema LIDAR construido por el mismo GLEO [11].

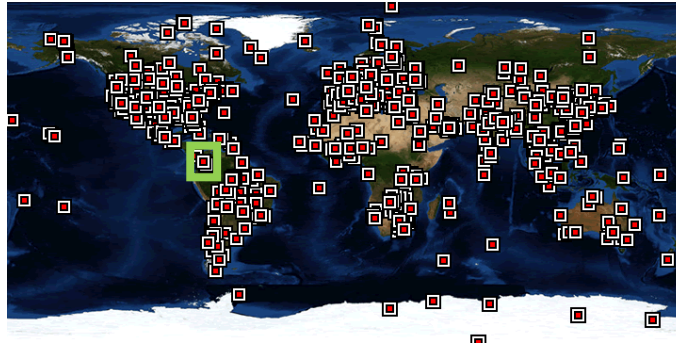


Figura 2.1. Sitios de fotometría solar NASA-AERONET. [38]

Los datos del espesor óptico (AOD) de aerosol desde el fotómetro solar, se clasifican en tres niveles de calidad. El nivel 1.0 está constituido por las medidas primarias, el nivel 1.5 es la serie en la cual se han eliminado las medidas afectadas por nubosidad, mediante un algoritmo automático (Smirnov et al., 1998) desarrollado por la red Cloud-screening. El nivel 2.0 son los datos definitivos, y está supeditado al proceso mismo de calibración del fotómetro.

Los datos en cada uno de los tres niveles son archivados y distribuidos desde el GSFC, y estan disponibles a través de la página web <http://aeronet.gsfc.nasa.gov> en la que se puede encontrar más información de los productos de AERONET.







2.2 Fotómetro solar CIMEL.

El instrumento Cimel-318 es un fotómetro automático y portátil, que está diseñado para medir irradiancia solar y radiancia del cielo en ciertas longitudes de onda para obtener distintas propiedades que definen las características microfísicas y radiativas de los aerosoles en la atmosfera, comenzando por el espesor óptico de aerosoles [9]. También se determina el contenido de vapor de agua sobre la vertical atmosférica.

Tabla 2.1 Componentes del Fotómetro Solar – Sun Photometer – SP

1. Cabeza sensor
2. Colimador
3. Cable de la cabeza del sensor (Cable Júpiter)
4. Panel de conectores
5. Caja de control



<ul style="list-style-type: none"> • Sensor de humedad: Permite desactivar el funcionamiento del SP en tiempo de lluvias 	
<ul style="list-style-type: none"> • Batería interna 5V: Alimenta los componentes electrónicos de la caja de control ítem 5. 	
<ul style="list-style-type: none"> • Batería externa Power Sonic 12 V 5Ah: Fuente de alimentación para los motores Acimutal y Cenital, así como el motor de la rueda de filtros del SP. 	
<ol style="list-style-type: none"> 1. Motor Acimutal - AZ 2. Motor Cenital - CN 	
<ul style="list-style-type: none"> • Base: Soporta los motores AZ y CN 	
<ul style="list-style-type: none"> • Panel Solar: Alimenta las baterías interna como la externa del SP 	

<ul style="list-style-type: none"> • Laptop AERONET con batería interna y cargador 	
<ul style="list-style-type: none"> • Herramienta: <ol style="list-style-type: none"> 1. Abrazadera cable Júpiter: Sostiene el cable en la cabeza del sensor del SP. 2. Conjunto de llaves Bristol 3. Nivel de burbuja 4. Alicata 	
<ul style="list-style-type: none"> • Cable transmisión de datos DCP: Transmite datos medidos del SP hacia el laptop. 	
<ul style="list-style-type: none"> • Convertidor RS232 – USB 	

2.3 Operatividad del Fotómetro solar

El fotómetro hace dos medidas básicas, ya sea directa del sol o el cielo, dentro de varias secuencias programadas. Las mediciones de sol directos se hacen en ocho bandas espectrales que requieren unos 10 segundos. Ocho filtros de interferencia a longitudes de onda de 340, 380, 440, 500, 670, 870, 940 y 1020 nm se encuentran en una rueda de filtros que se hace girar por un motor paso a paso de accionamiento directo. El canal de 940 nm se utiliza para la determinación de la abundancia de columna de agua. La profundidad óptica se calcula a partir de la extinción espectral de radiación directa en cada longitud de onda basada en la Ley de Beer-Bouguer. La atenuación debida a la dispersión de Rayleigh, y la absorción por el ozono se estima y se extrae del espesor óptico AOD de los aerosoles. Una secuencia de tres mediciones se toma 30 segundos creando una observación triplete por longitud de onda. Durante los períodos de grandes masas de aire realiza mediciones directas a intervalos de masas de aire de 0,25, mientras que las masas de aire más pequeñas que el intervalo entre mediciones es normalmente de 15 minutos [9].

Además de las mediciones de la irradiancia solar directa que se hacen con un campo de visión de 1,2° grados, estos instrumentos miden la radiación cielo en cuatro bandas espectrales (440, 670, 870 y 1020 nm) a lo largo del plano principal solar (es decir, con un ángulo acimutal constante, y variando el ángulo de dispersión) hasta nueve veces al día y a lo largo del Almucantar solar ver figura 10. (es decir, en el ángulo de elevación constante, con diversos ángulos de acimut) hasta seis veces al día. El objetivo es medir la radiancia solar y del cielo a través de una amplia gama de ángulos de dispersión y obtener distribución de tamaño, la función de fase y la profundidad óptica de los aerosoles. Se realizan medidas de más de ocho secuencias Almucantar durante todo el día, obteniendo medidas de masa óptica de aire. Estas mediciones de radiancia del cielo y de Almucantar se emplean en las inversiones de Dubovik y Nakajima para proporcionar las propiedades del aerosol, distribución de tamaño, y la función de fase en el rango de tamaños de partícula de 0,1µm a 5 µm.

El robot montado en la cabeza del sensor está aparcado, señalando cerca del nadir cuando está inactiva para evitar la contaminación de las ventanas ópticas de la lluvia y partículas extrañas. http://aeronet.gsfc.nasa.gov/new_web/system_descriptions_operation.html

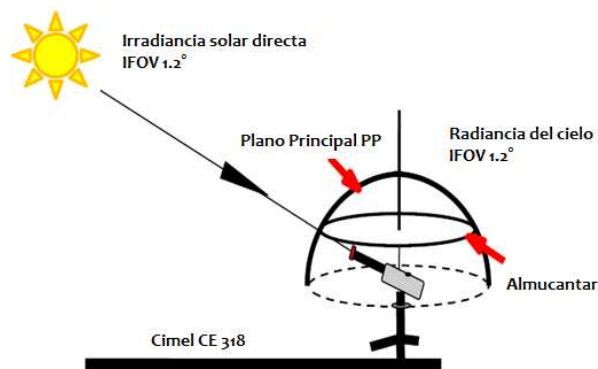


Figura 2.2. Escenarios de medidas del Fotómetro solar CIMEL.

2.4 Principio físico para medidas de Espesor Óptico de Aerosoles a nivel de superficie terrestre

2.4.1 Espesor Óptico de Aerosoles

El espesor óptico de aerosoles, τ_λ , es una magnitud adimensional que indica el poder que poseen las partículas de aerosol para atenuar la radiación a una cierta longitud de onda. Esta relación se puede expresar de la siguiente manera:

$$\tau(\lambda) = \int_0^\infty \beta_{ext}(\lambda, z) dz \quad (2.1)$$

donde β_{ext} es el coeficiente de extinción, en unidades de cm^{-1} , la cual es función de la longitud de onda y de la altura z . Este coeficiente puede ser a su vez expresado como:

$$\beta_{ext}(\lambda, z) = \int_{r_1}^{r_2} \sigma_{ext}(r, \lambda) \frac{dn(r)}{dr} dr \quad (2.2)$$

Con σ_{ext} la selección eficaz de extinción, en unidades de cm^2 .

Esta magnitud depende de la distribución de partículas que se tienen, es decir de la capacidad de atenuación de cada partícula, teniendo en cuenta la longitud de onda, que se obtiene a partir de medidas radiométricas desde la superficie terrestre.

La Ley de Lambert permite calcular la atenuación que experimenta un haz de radiación al atravesar un medio, debido a la interacción con las partículas del medio.

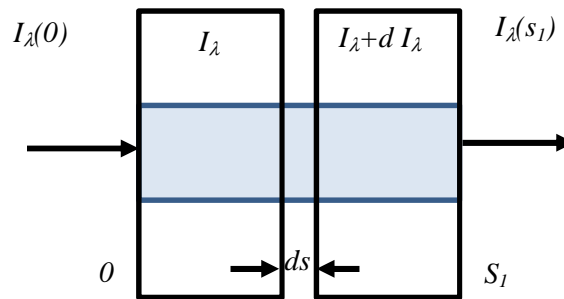


Figura 2.3 Variación de la intensidad de un rayo de luz al atravesar un medio

Por tanto si la radiación del haz incidente es I_λ y el medio posee un espesor ds la intensidad final será $I_\lambda + dI_\lambda$, donde

$$dI_\lambda = -k_\lambda \rho I_\lambda ds \quad (2.3)$$

Donde ρ es la densidad del medio y k_λ indica la sección eficaz de extinción (en unidades de área por masa) para cierta longitud de onda λ . La disminución experimentada en la intensidad se debe, en general, tanto a la absorción como a la dispersión por parte de las partículas del medio.

Si se tiene en cuenta que la intensidad puede verse reforzada debido a la emisión del propio medio y/o a las múltiples dispersiones, dentro del medio, que finalmente lleven la dirección del haz. Por tanto si se define j_λ como el coeficiente de la función fuente, y comparando con el coeficiente k_λ , se deduce que tienen el mismo sentido físico, por tanto el incremento experimentado por parte de la intensidad será:

$$dI_\lambda = j_\lambda \rho ds \quad (2.4)$$

Introduciendo la función fuente como $J_\lambda = j_\lambda / k_\lambda$ se tiene finalmente que:

$$\frac{dI}{k_\lambda \rho ds} = -I_\lambda + J_\lambda \quad (2.5)$$

Que se constituye la ecuación general de transferencia radiativa. Ahora si se considera un proceso en que la función fuente sea despreciable, es decir que no exista ninguna emisión por parte del medio.

$$I_\lambda(s_1) = I_\lambda(0) \exp\left[-\int_0^{s_1} k_\lambda \rho ds\right] \quad (2.6)$$

Donde el espesor óptico monocromático τ se define como:

$$\tau = \int_0^{s_1} k_\lambda \rho ds \quad (2.7)$$

El factor k_λ comprende tanto el proceso de absorción como el de dispersión, y puede expresarse como:

$$k_\lambda = k_s(\lambda) + k_{abs}(\lambda) = k_R(\lambda) + k_M(\lambda) + \sum_i k_{abs}^i(\lambda) \quad (2.8)$$

Donde $k_R(\lambda)$ denota la contribución por dispersión Rayleigh, $k_M(\lambda)$ la de dispersión Mie y $k_{abs}^i(\lambda)$ es el coeficiente de absorción para el compuesto i .

Por tanto la integral anterior queda de la siguiente forma:

$$\tau = \int_0^{s_1} k_R \rho_R ds + \int_0^{s_1} k_M \rho_M ds + \sum_i \int_0^{s_1} k_{abs}^i \rho_i ds \quad (2.9)$$

Con k_{abs} corresponde al factor de absorción y ρ la densidad del elemento dispersor o absorbente.

$$\tau_A = \int_0^{s_1} k_M \rho_M ds \quad (2.10)$$

Si el medio es homogéneo los k son independientes de la distancia s , lo que permite salir fuera de la integral. El término que involucra la integral resultante se denomina masa óptica del aire.

En problemas de transferencia radiativa es conveniente expresar las distancias según la vertical del lugar, normal al plano de incidencia. Si denotamos por z la distancia vertical se define la masa óptica relativa, m , como:

$$\left(\int_0^{z_1} \rho ds\right)m = \int_0^{z_1} \rho ds \quad (2.11)$$

mientras que la Ley de Lambert-Beer-Bouguer se reescribe como:

$$I_\lambda(z_1) = I_\lambda(0) \exp\left[-\sum_i (\tau_\lambda^i m_i)\right] \quad (2.12)$$

donde la sumatoria de τ_{λ}^i constituye el espesor óptico normal al sitio de medida (dispersión más absorción de cada componente) y m_i la masa óptica relativa referida a cada una de las contribuciones. Por tanto la anterior ecuación se puede re-escribir como:

$$I(\lambda) = I_0(\lambda) \exp[-(\tau_R + \tau_{abs} + \tau_{\lambda})m] \quad (2.13)$$

donde $I(\lambda)$ es la intensidad a una longitud de onda registrada en el sitio de medida, $I_0(\lambda)$ es la intensidad que se incide sobre la capa atmosférica medida en la superficie terrestre, m es la masa óptica y τ_R , τ_{abs} y τ_{λ} son, respectivamente, el espesor óptico debido a la absorción y el espesor debido a Rayleigh, el espesor óptico debido a la absorción y el espesor óptico de aerosoles.

El espesor óptico debido a Rayleigh, y según las recomendaciones de la Organización Mundial de Meteorología (W.M.O, 1978), se obtiene, para el nivel del mar, a partir de la siguiente expresión:

$$\tau_R = 0.00838\lambda^{-(3.916+0.074\lambda+0.05/\lambda)} \quad (2.14)$$

donde λ viene dada en micras. La anterior expresión difiere ligeramente de la dada por Rayleigh ya que considera la variación del índice de refracción con la longitud de onda. Cuando las medidas son realizadas a una altura superior es necesario introducir una corrección por presión del tipo p (mb)/1013,25.

Respecto al espesor óptico por absorción, en el VIS la principal especie absorbente que ha de tenerse en cuenta el ozono, por tanto para conocer la concentración total para el día de medida, multiplicarla por el coeficiente de absorción espectral para la longitud de onda.

Para la obtención de la masa óptica relativa del aire m , la siguiente expresión:

$$m = \frac{1}{\cos\theta_0 + 0,15(93,885 - \theta_0)^{-1.253}} \quad (2.15)$$

donde θ_0 es el ángulo cenital solar expresado en grados. La ecuación anterior está dada para la atmosfera esférica, de densidad no uniforme, con refracción y posee una exactitud mejor de 0,1% para ángulos cenitales de hasta 86°. Para resolver los problemas de transferencia radiativa la ecuación anterior se puede simplificar de la siguiente forma:

$$m = \sec\theta_0 \quad (2.16)$$

La ecuación (3.16) posee un error aproximado del 0.25% respecto a la real para ángulos cenitales inferiores a 60% y del 10% a 85° (Iqbal, 1983).

La Ley de Lambert-Beer-Bouguer, representada en logaritmos, permite obtener la intensidad de la radiancia directa del Sol a partir de las medidas de un radiómetro para

diferentes masas ópticas relativas de aire, por tanto, es posible calcular el espesor óptico de aerosoles así como la constante extraterrestre para cada longitud de onda.

Dependiendo si las condiciones atmosféricas son estables a lo largo de un periodo de medida, es posible realizar un ajuste lineal, cuya pendiente es el espesor óptico total, y la intersección o punto de corte, representa la masa óptica. Por tanto a partir de la ecuación (2.13) y aplicando logaritmos se obtiene:

$$\ln[I(\lambda)s_0] - \ln I_0(\lambda) = -(\tau_R + \tau_{abs} + \tau_\lambda)m \quad (2.14)$$

donde s_0 es un factor de corrección que indica la intensidad de la irradiancia extraterrestre medida, que se obtendría de la distancia media Tierra-Sol. [41] [34]

2.5 El Sistema LIDAR

Lidar significa “*detección de luz y su alcance*”, es la contraparte óptica de la técnica de Radar para el monitoreo remoto de la información de un blanco distante [12].

Un sistema Lidar, transmite pulsos de luz hacia la atmósfera y analiza la señal retro-dispersada para la intensidad luminosa en función del tiempo. Debido a que los pulsos viajan a la velocidad de la luz, es posible convertir el tiempo en alcance y considerar la señal del Lidar como intensidad retro dispersada en función del alcance. Además de depender del alcance (tiempo), la señal de retorno puede tener una distribución espectral que lleva información de la atmósfera [12][13].

Las mediciones del Lidar exhiben todas las características deseadas de las técnicas de monitoreo remoto. Los valores medidos representan promedios espaciales sobre volúmenes que pueden ser variados por un diseño apropiado del sistema de Lidar.

De estas mediciones básicas es posible inferir muchas otras propiedades de la capa límite como la profundidad de mezcla, la cortante del viento, altura de inversión, tipo de aerosol, y demás. Por otra parte, también pueden ser estudiados con la ayuda de las mediciones del Lidar, los procesos tales como difusión y dispersión, conversión de hielo en agua, y transporte de material particulado.

2.6 La ecuación Lidar

La forma de la expresión matemática que se debe usar para obtener información de parámetros atmosféricos mediante laser depende del tipo de interacción que tenga lugar entre los constituyentes atmosféricos que se pretenden estudiar y la radiación laser empleada [Seinfeld and Pandis, 1998]. Para poder obtener información de la atmosfera a

partir de la radiación retrodispersada es necesario determinar una relación entre la energía recibida en el sistema receptor en término de parámetros atmosféricos que modifican el perfil laser y de parámetros del propio instrumento que lleva a cabo la medida.

Para obtener esta expresión consideramos un sistema lidar en configuración monoestática (es decir, con el sistema transmisor y receptor fijos en una posición próxima) basado en una fuente laser pulsante. La ecuación lidar para la retrodispersión tanto elástica como inelástica, expresa el flujo de energía $P(\lambda, \lambda_L, R)$ recibido en el receptor en el intervalo espectral como resultado de la retrodispersión (elástica o inelástica) desde el elemento de volumen atmosférico ($dA \cdot \Delta R$) a distancia R del sistema laser viene dada por [12]

$$P(\lambda, \lambda_L, R) = \int J(\lambda, \lambda_L, R, r) \cdot \Delta\lambda \cdot \Delta R \cdot p(\lambda, R, r) \cdot dA(R, r) \quad (2.15)$$

donde:

λ es la longitud de onda de la radiación recibida:

λ_L es la longitud de onda de la radiación emitida por la fuente laser;

$J(\lambda, \lambda_L, R, r)$ es la radiancia espectral por unidad de longitud, en la longitud de onda λ debida a la retro dispersión (elástica o inelástica) del haz emitido por el láser (en la longitud de onda λ_L). Se considera que este término de retrodispersión se origina en la posición r de una superficie normal a la dirección de propagación situada a una altura R ;

$\Delta\lambda$ es el ancho de banda de la radiación medida

$p(\lambda, R, r)$ es la probabilidad de que la radiación de longitud de onda λ proveniente del elemento de volumen analizado en posición r situado a una altura R incida sobre el detector;

$dA(R, r)$ es el elemento de área de la región atmosférica analizada situada en la posición r y una altura R .

La probabilidad $p(\lambda, R, r)$ depende de múltiples factores entre ellos consideraciones geométricas, factores físicos como los procesos de interacción radiación-materia, e instrumentales como las propiedades ópticas del sistema receptor y del sistema de selección espectral. Así podemos expresar la probabilidad de la siguiente forma:

$$p(\lambda, R, r) = \frac{A_0}{R^2} T(\lambda, R) \cdot \xi(\lambda) \cdot O(R, r) \quad (2.16)$$

donde A_0 es el área del telescopio;

$T(\lambda, R)$ es la transmisividad atmosférica en la longitud de onda λ a la altura R .

$J(\lambda, \lambda_L, R, r)$ es la radiancia espectral por unidad de longitud depende del tipo de interacción entre la radiación laser y el componente atmosférico, de modo que proporciona información de su naturaleza y densidad. Como estamos considerando tanto elástica como inelástica podemos escribir:

$$J(\lambda, \lambda_L, R, r) = \beta(\lambda, \lambda_L, R, r) \cdot I(R, r) \quad (2.17)$$

Donde $I(R, r)$ es la irradiancia laser en la posición r a una altura R ;

$\beta(\lambda, \lambda_L, R, r)$ es el coeficiente de retrodispersión, que representa la fracción de la energía incidente que se retrodispersa. El coeficiente de retrodispersión se puede expresar en función de propiedades de los centros dispersores y de la longitud de onda incidente del siguiente modo:

$$\beta(\lambda, \lambda_L, R, r) = \sum_i N_i(R, r) \left\{ \frac{d\sigma(\lambda_L)}{d\Omega} \right\} L_i(\lambda) \quad (2.18)$$

Donde $N_i(R, r)$ es la densidad numérica de la especie i -ésima de dispersores;

$\frac{d\sigma(\lambda_L)}{d\Omega}$ es la sección eficaz diferencial de retrodispersión en la longitud de onda emitida por el láser λ_L ;

$L_i(\lambda)$ es la radiación retrodispersada que cae dentro del intervalo espectral $(\lambda, \lambda + \Delta\lambda)$.

El flujo total recibido por el detector en el instante t , que corresponde al tiempo que tarda el pulso en propagarse (a la velocidad de la luz, c) hasta alcanzar la altura R y que la radiación retrodispersada alcance el receptor, se puede expresar como:

$$P(\lambda, \lambda_L, R) = \int_{R_0}^R dR \int_{\lambda_0}^{\lambda} d\lambda \int J(\lambda, \lambda_L, R, r) \cdot p(\lambda, R, r) \cdot dA(R, r) \quad (2.19)$$

La integral en distancia se extiende sobre el rango de distancias ΔR para tener en cuenta el hecho de que la radiación que alcanza el detector en el tiempo t proviene del volumen muestreado situado en la distancia $R = ct/2$ y con espesor ΔR . Esto se debe a que estamos suponiendo una fuente laser pulsante y a que se muestrea la señal retrodispersada durante breves intervalos de tiempo, que dependen de la frecuencia de muestreo del sistema de registro empleado.

Por tanto la ecuación para un sistema Lidar mono estático apuntando cenitalmente ($R=z$) en el caso de dispersión simple puede expresarse como:

$$P(\lambda_L, z) = P_0(\lambda_L) \cdot C \cdot \frac{O(z)}{z^2} \cdot \beta(\lambda_L, z) \exp\left(-2 \int_0^z \alpha(\lambda_L, \zeta) d\zeta\right) \quad (2.20)$$

Donde $P(\lambda_L, z)$ es el flujo de energía laser retrodispersada en la longitud de onda λ_L desde una distancia z ; C es una constante del sistema independiente de la altura; $O(z)$ es la función de solapamiento; $\beta(\lambda_L, z)$ es el coeficiente de retrodispersión total; $\alpha(\lambda_L, \zeta)$ es el coeficiente de extinción total y por ultimo, ζ es una variable de integración con unidades de distancia. $C = A_0 c \tau_d \xi(\lambda) / 2$ depende del área A_0 del telescopio de recepción, de la velocidad de la luz c , la resolución temporal τ_d del sistema de adquisición empleado, y la eficiencia del sistema de recepción $\xi(\lambda)$ en la longitud de onda λ . [9]

2.7 Sistema Lidar estación LIDAR - UNAL

El sistema de sensado remoto Atmosférico LIDAR de la Universidad Nacional Sede Medellín, LIDAR-UNAL, ha entrado en operación desde el 20 de Diciembre de 2012, con capacidad de enviar hacia la atmosfera tres rayos láser en forma simultánea:

- Rayo láser Infrarrojo de 1064 nanómetros de longitud de onda.
- Rayo láser verde de 532 nanómetros de longitud de onda.
- Rayo láser ultravioleta de 355 nanómetros de longitud de onda.

Luego de un periodo prudente de pruebas, ajustes, y calibraciones, el LIDAR-UNAL se encuentra disponible para realizar tareas de exploración y monitoreo de las primeras capas de atmósfera en la ciudad de Medellín, (baja Troposfera), proporcionando información directa del coeficiente de extinción atmosférica, la distribución de tamaño de partículas suspendidas en la atmósfera, y la altura de la capa límite, PBL.

El primer tema de investigación respecto a la atmosfera del Valle de Aburrá se centra en la identificación de las primeras capas cercanas a la superficie terrestre y su comportamiento en el tiempo, en función de la concentración y los tamaños de las partículas suspendidas en el aire, hasta la frontera con la atmosfera libre o PBL. Para este objetivo se vienen implementando los algoritmos matemáticos de evaluación y derivación de parámetros que permitan discriminar capas atmosféricas por tamaño y concentración de partículas.

Actualmente el Sistema LIDAR-UNAL constituye una de las estaciones contributivas del World Meteorological Organization y del Global Atmosphere Watch Programme, WMO/GAW, hecho que significa la posibilidad que tiene el GLEO de intercambiar datos y de participar en el uso de infraestructuras de últimas tecnológicas y de herramientas matemáticas y estadísticas de análisis y validación de datos lidar [32].

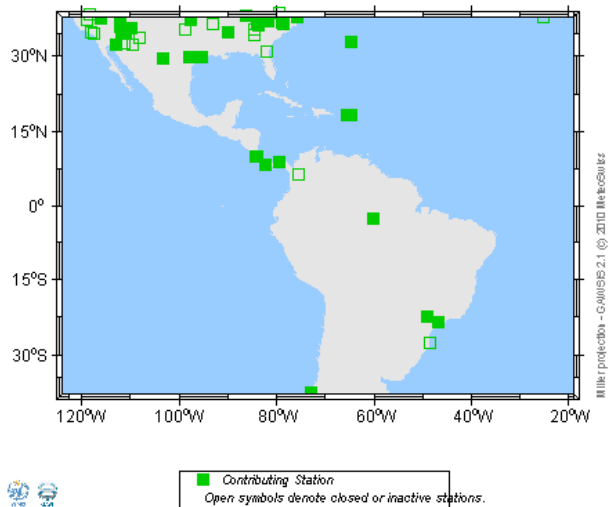


Figura 2.4 Mapa de estaciones contributivas WMO/GAW.

2.7.1. Especificaciones técnicas sistema LIDAR-UNAL

El sistema Lidar Unal cuenta con un sistema de envío, óptica de recepción y sistema electrónico de recolección [33], ver figura 3.5.

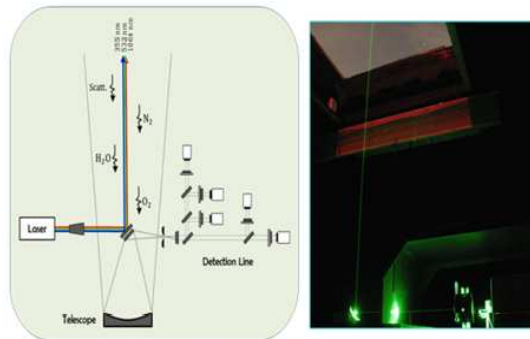


Figura 2.5. Diagrama sistema Lidar – Unal.

A continuación se muestra las características generales del sistema Lidar Unal.

Tabla 2.2 Sistema de envío Lidar-Unal

LASER	
Gain medium	Nd:YAG
Energy	0.4 J/1064 nm; 0.2 J/532 nm; 0.08 J/355 nm
Divergence	0.3 mrad
Pulse length	6 ns
PRF	10 Hz

Tabla 2.3 Sistema de recepción Lidar-Unal

RECEIVER	
Focal length	120 cm
Aperture Φ	20.3 cm
Detectors	PMT'S (H5783P-03)
Gain	$7.5 \times 10^5 - 1 \times 10^6$
Luminous sensitivity	10 -50 A/lm
Bandwidth	10 MHz

Tabla 2.4 Sistema de adquisición Lidar-Unal

SISTEMS SPECIFICATIONS	
Configuration	Vertical coaxial
Min. Det. Power	<5 nW
Acquisition	20 and 40 Msps/12 bit
Spatial resolution	3.5; 7.5; 15; and 30 m

2.8 Medidor de material particulado PM2.5

El material particulado aerotransportado está compuesto de partículas sólidas y líquidas, suspendidas y dispersas en el aire. Debido a que son de diferente tamaño y forma, se han clasificado en términos de diámetro aerodinámico. De acuerdo a su diámetro se agrupan en finas y gruesas [31]. Las partículas finas son las de diámetro aerodinámico menor o igual a $2,5 \mu\text{m}$, PM 2.5 (figura 3.6). Otro grupo de partículas está constituido por aquellas cuyo diámetro aerodinámico se centra alrededor de las 10 micras, PM10. Dentro de la clasificación de las partículas tenemos el material de partículas suspendidas, que se refiere a todas las partículas rodeadas por aire, en un determinado volumen de aire no perturbado. Las Partículas Totales en Suspensión (TSP).



Figura 2.6. Impactor de material particulado PM2.5

En el rango de partículas finas se encuentran los aerosoles primarios del carbón, y aerosoles secundarios resultado de las transformaciones químicas seguidas por procesos de condensación. Las partículas gruesas (PM10) resultan principalmente de procesos mecánicos como la suspensión, abrasión o fricción, son predominante de origen natural o geológico. Pueden ser por ejemplo esporas, polen, suelos, partículas de hojas, polvos generados por el tráfico o producto de desgaste de las plantas y partículas de emisiones industriales. En la superficie de estas partículas pueden absorberse otras especies contaminantes. [31]

El análisis completo del material particulado que contiene una muestra atmosférica consiste de tres etapas:

- La cuantificación de la masa
- La caracterización de la distribución por tamaños de partículas
- El análisis físico y químico de las fracciones particuladas.

2.9 Estaciones de monitoreo de calidad del aire y meteorología

En noviembre de 2014, la Red de Calidad del Aire del Valle de Aburrá contó con 22 sitios de medición fijos y uno móvil, los cuales están distribuidos en los diferentes municipios en jurisdicción de Área Metropolitana del Valle de Aburrá, ver tabla 3.5 Estas estaciones cuentan con un medidor de lluvia ácida, un medidor de partículas suspendidas totales (PST), 18 equipos medidores de partículas menores de 10 micrómetros (PM10), 9 medidores de partículas menores a 2.5 micrómetros (PM2.5), un medidor de partículas menores a un micrómetro (PM1), 3 monitores automáticos de Monóxido de Carbono (CO), 9 monitores automáticos de Ozono (O₃), 7 medidores automáticos de óxidos de nitrógeno (NO_x), un medidor automático de dióxido de azufre (SO₂) y 13 estaciones meteorológicas.[17]

Tabla 2.5 Distribución por municipio de las estaciones de la Red de Calidad del Aire

Municipio	Número de estaciones
Barbosa	2
Girardota	1
Copacabana	1
Bello	1

Medellín	9
Itagüí	4
Sabaneta	1
La Estrella	1 + estación móvil
Caldas	2

En la figura 2.7 se muestra la ubicación geográfica de las estaciones que operaron en noviembre de 2014 en la Red de Calidad del Aire del Valle de Aburrá, se observan los diferentes equipos que conforman dicha red de calidad, en cada una de las estaciones o sitios de medición así como los sitios críticos de contaminación atmosférica del Valle de Aburra ver figura 2.8

La clasificación de estaciones, de acuerdo a los lineamientos establecidos en el Manual de Diseño de Sistemas de Vigilancia de Calidad del Aire del Protocolo para el Monitoreo y Seguimiento de Calidad del Aire y adoptada por el AMVA teniendo en cuenta el tipo de área donde se encuentra la estación de monitoreo y el tipo de fuentes emisoras en la zona de influencia de la estación a partir de lo descrito en las tabla 2.6 y la tabla 2.7.

Tabla 2.6. Tipos de áreas relativas a la clasificación de estaciones

TIPO DE ÁREA	DESCRIPCIÓN
Urbana	Área totalmente urbanizada. Un área edificada no estará mezclada con áreas no urbanizadas, con la excepción de los parques urbanos.
Suburbana	Área en gran parte urbana edificada, pero las áreas edificadas estarán mezcladas con las áreas no urbanizadas (por ejemplo con áreas agrícolas, lagos, bosques, grandes zonas verdes, etc.)
Rural	Se definen como áreas rurales todas aquellas que no satisfagan los criterios para áreas urbanas y suburbanas.

Fuente: Manual de Diseño de Sistemas de Vigilancia de Calidad del Aire del Protocolo para el Monitoreo y Seguimiento de Calidad del Aire, Octubre 2010

Tabla 2.7. Tipos de estaciones según las emisiones dominantes

TIPO DE ÁREA	DESCRIPCIÓN
De tráfico	Estaciones ubicadas de manera que el nivel de contaminación medido está determinado principalmente por las emisiones del tráfico cercano.
Punto Crítico	Estaciones ubicadas a nivel de suelo de apoyo a estudios epidemiológicos.
Industrial	Estaciones ubicadas de manera que el nivel de contaminación medido está influenciado significativamente por las emisiones cercanas de fuentes industriales.
De fondo	Estaciones ubicadas de manera que el nivel de contaminación medido no está significativamente influenciado por fuente o calle alguna, pero sí por la contribución de las fuentes que influyen en estas estaciones debido al régimen de vientos. Por ejemplo, estaciones ubicadas en un centro urbano que están bajo la influencia indirecta del tráfico o procesos de combustión debido a la dirección del viento, o estaciones ubicadas en áreas rurales influenciadas por centros urbanos o áreas industriales debido al régimen de vientos. También serán consideradas de fondo, estaciones que se encuentran vientos arriba de la fuente evaluada.

Adicionalmente se utiliza la categoría de tendencia mesoescala, para aquellas estaciones ubicadas en zonas urbanas del valle a una altura superior a los 15 metros, que entregan información de los fenómenos de mezcla de los contaminantes y la tendencia de los datos de calidad del aire y meteorológicos.

En la tabla 2.8 se reporta la clasificación de las estaciones que conforman la Red, las cuales fueron definidas en la actualización de la clasificación de las estaciones de la Red de Monitoreo de Calidad del Aire del Valle de Aburrá (AMVA, 2014)

Tabla 2.8. Clasificación de las estaciones según el objeto de monitoreo.

CLASIFICACIÓN	NOMBRE ESTACIÓN	MUNICIPIO
Urbana de Tráfico	Museo de Antioquia (MED-MANT)	Medellín
	Universidad Nacional Facultad de Minas Bloque M1 (MED-UNFM)	Medellín
	Politécnico Colombiano Jaime Isaza Cadavid (MED-PJIC)	Medellín

CLASIFICACIÓN	NOMBRE ESTACIÓN	MUNICIPIO
	Plaza de Mercado de Caldas Coperplaza (CAL-PMER)	Caldas
Urbana Industrial	Colegio El Rosario Sociedad San Vicente de Paul (ITA-CRSV)	Itagüí
	Casa de Justicia de Itagüí (ITA-CJUS)	Itagüí
	Institución Educativa María Goretti (EST-MAGO)	La Estrella
	Estación metro La Estrella (EST-METR)	La Estrella
Urbana de Fondo	Institución Educativa Colombia (GIR-IECO)	Girardota
	Universidad Nacional de Colombia, Núcleo El Volador (MED-UNNV)	Medellín
Urbana de Tendencia Mesoescala	Corantioquia (MED-CORA)	Medellín
	Éxito San Antonio (MED-EXSA)	Medellín
	Planta de Tratamiento de Aguas Residuales San Fernando (ITA-PTAR)	Itagüí
	Centro Administrativo Municipal de Sabaneta (SAB-CAMS)	Sabaneta
Suburbana de Trafico	Universidad de Medellín (MED-UDEM)	Medellín
Suburbana de Fondo	Hospital San Vicente de Paul (BAR-HSVP)	Barbosa
	Hospital Santa Margarita (COP-HSMA)	Copacabana
	Universidad San Buenaventura (BEL-USBV)	Bello
	El Poblado Loma Los Balsos (MED-UNEP)	Medellín
	Villa Hermosa (MED-VIHE)	Medellín
	Concejo de Itagüí (ITA-CONC)	Itagüí
	Corporación Universitaria Lasallista (CAL-LASA)	Caldas
Rural de Fondo	Parque de las Aguas (BAR-PDLA)	Barbosa

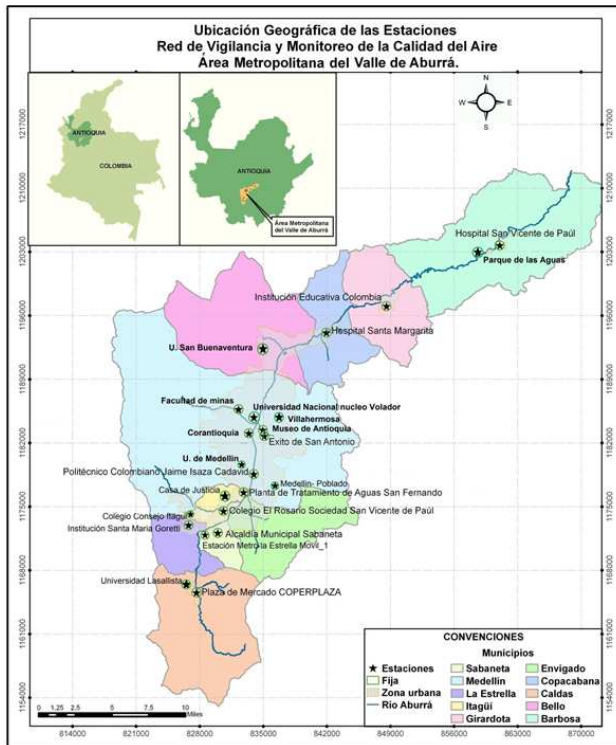


Figura 2.7. Ubicación Geográfica de las Estaciones de la Red de Monitoreo de la Calidad del Aire en el Área Metropolitana del Valle de Aburrá noviembre de 2014 [17]

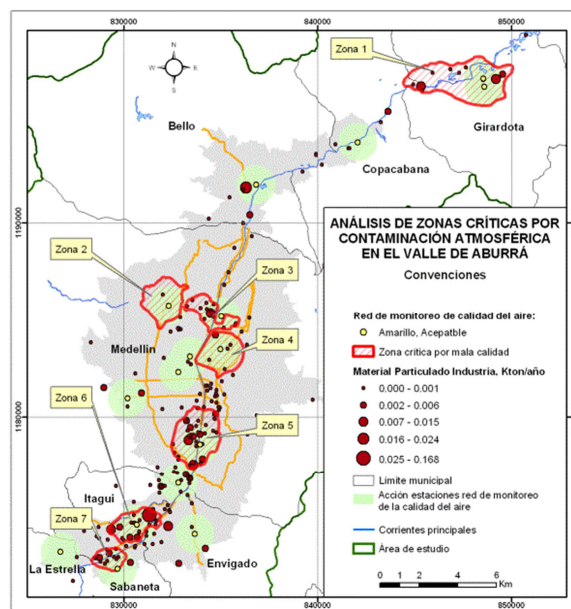


Figura 2.8. Análisis zonas críticas por contaminación atmosférica en el Valle de Aburra. [17]

2.10 Características generales del equipo PM2.5

El monitor de partículas por atenuación beta BAM 1020 dispone de certificación EPA (EPQM-0798- 122) como Método Equivalente para monitorización PM10. Asimismo, dispone de los correspondientes certificados para medida automática, continua y registro de las concentraciones PM10 y PM2.5. El BAM-1020 viene controlado por microprocesador, funcionando de forma totalmente automática. Al comienzo del periodo de muestreo, la radiación beta transmitida se mide en el grosor de la sección de la cinta filtrante. Posteriormente, avanza hasta la entrada de muestra. Las partículas se depositan en esta porción de filtro. Al final del período de muestreo, retorna a su posición original y, de nuevo, se mide la transmisión de la radiación beta. La diferencia entre las dos medidas se emplea para determinar, con gran exactitud, la concentración de partículas. La densidad de la masa se mide mediante la técnica de la atenuación beta, empleando una fuente beta de ¹⁴C acoplada a un detector que cuenta las partículas beta emitida y la cinta de filtro se sitúa entre la fuente beta y el detector. [17]

Tabla 2.9. Características generales del equipo. [31]

CARACTERISTICAS METROLOGICAS DEL EQUIPO	
Medición a realizar: Partículas suspendidas inferiores a 10µm	Resolución: 2 mg/m ³
Exactitud:± 8% para 1 hora, ± 2% para 24 horas	Patrones: Calibrador primario de flujo BIOS B3432
Repetibilidad: N/A	Frecuencia de Calibración: Cada 1 mes
Rango de Uso: 0 -1,000 mg/m ³	Frecuencia de Verificación: Cada 1 mes

CAPITULO 3. ANÁLISIS DE DATOS

3.1 Sitio experimental y Meteorología

El Valle de Aburra, es un altiplano de 1471 m sobre el nivel del mar, ubicado sobre la cordillera central de los Andes. Su extensión comprende un área total de 380,64 km² de los cuales 110,22 km² corresponde a suelo urbano y 270,42 km² a suelo rural. En la Figura 3.1, se contextualiza su ubicación geográfica.



Figura 3.1. Ubicación geográfica Valle de Aburrá

Dentro de su zona urbana se encuentra la ciudad de Medellín, (6.5° N y 75.5° W), con aproximadamente 3,5 millones de habitantes. La latitud y altitud de la ciudad dan como resultado un clima subtropical monzónico, clima subtropical predominante en las zonas templadas próximas a los trópicos terrestres (Cáncer y Capricornio), por tanto es un clima templado y húmedo, con una temperatura promedio de 22 °C. El apelativo de “Ciudad de la eterna primavera” proviene de la fama de un clima bastante uniforme durante todo el año, con unas pocas variaciones de temperatura entre diciembre y enero y entre junio y julio, las temporadas más secas y cálidas del año [28].

En los días soleados a mediodía la temperatura puede llegar hasta los 30°C. Sin embargo en Medellín los días completamente despejados son poco comunes, un día normal en Medellín es parcialmente nublado con intervalos de sol y sombra, lo que genera que la tasa de insolación en Medellín sea relativamente baja (5 horas de sol diarias promedio).

La temperatura de Medellín está determinada por los pisos térmicos que van del páramo (equivale a 3 km² del territorio), pasando por el frío (192 km²) hasta llegar al medio (185 km²).

Por su ubicación entre montañas con alturas de unos 1000 m sobre la superficie de la ciudad, Medellín experimenta vientos suaves y constantes. El régimen de vientos lo determinan los alisios dominantes del nordeste y las masas de aire cálido que suben desde los valles bajos de los ríos Cauca y Magdalena, con predominio de movimiento en la zona norte del valle, lo que origina que el viento sople en dirección norte-sur. Es de advertir que todas estas condiciones varían de acuerdo con los cambios climáticos originados en el océano pacífico, llamados fenómeno del niño y de la niña. [28]

3.2 Medidas y Metodología

Las mediciones usadas en este trabajo han sido obtenidas del Fotómetro Solar CIMEL (CE-318) de AERONET (Holben et al., 2001; Smirnov et al., 2002); del recolector de material particulado de 2.5 micras, BAM-1020, PM_{2.5}; y del sistema Lidar-UNAL con registro de señales a 532 nm.

Los datos desde AERONET fueron proporcionados en dos categorías: Nivel 1.0 y Nivel 1.5, de los cuales los datos usados en este estudio fueron los de Nivel 1.5 con una incertidumbre típica alrededor de ± 0.02 en el AOD con un incremento importante en la banda del UV.

Los datos desde AERONET que fueron utilizados en este trabajo son los correspondientes al Espesor Óptico a 500 nm y a 340 nm (AOD_{500, 340}), el albedo de dispersión simple SSA, y las funciones de distribución de tamaño SIZ.

Los datos PM_{2.5} fueron obtenidos directamente por los registros de concentración de material particulado realizados automáticamente por el instrumento BAM-1020, el cual utiliza el método de atenuación de rayos beta. El equipo de medida opera las 24 horas del día con una resolución de una 1 hora.

Los datos del sistema Lidar-UNAL, fueron obtenidos a partir de la vista rápida (Quick look) de las señales elásticas a 532 nm. Los tiempos de medición lidar fueron realizados en franjas horarias anteriores (8:00-9:00), durante (9:30-11:00), y después (13:00-15:00) del proceso de mezclado de la baja atmósfera por efectos de la radiación solar.

Las campañas de mediciones fueron definidas teniendo en cuenta el pronóstico del tiempo y la época del año. De esta forma fue posible registrar el comportamiento de las variables de temperatura y de la humedad relativa en el sitio Lidar-UNAL, a través de los datos de la Estación del sistema de Alerta Temprana de Medellín, SIATA [39], durante los meses junio-diciembre/2013 y Enero-Diciembre/2014. Reporte que se muestra en las siguientes gráficas:

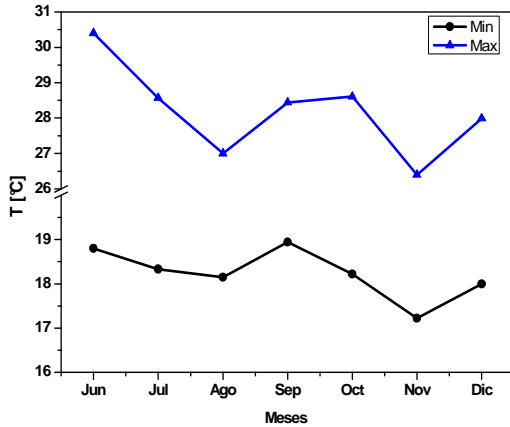


Figura 3.21. Máximos y mínimos de temperatura. 2013.

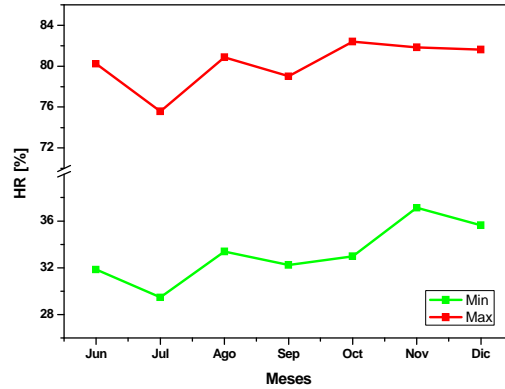


Figura 3.22. Máximos y mínimos de HR. 2013.

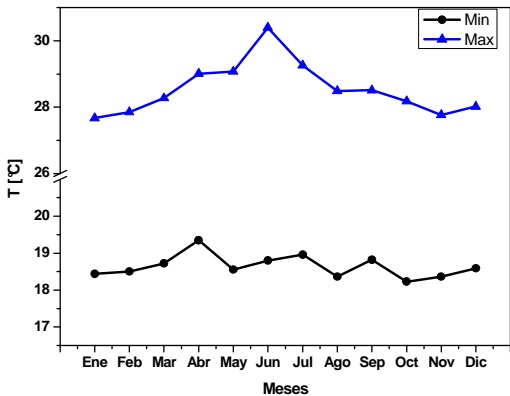


Figura 3.23. Máximos y mínimos de temperatura. 2014.

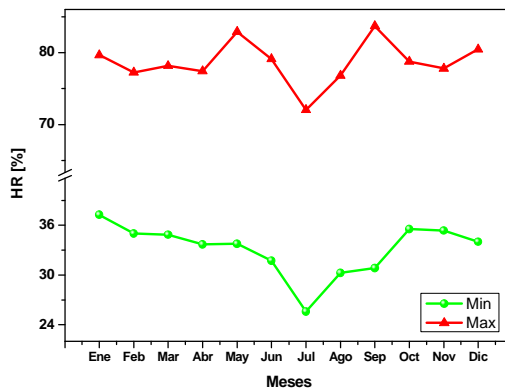


Figura 3.24. Máximos y mínimos de HR. 2014.

El procedimiento para la selección, tratamiento, y correlación de datos se resume en los siguientes puntos:

- Los datos del Fotómetro fueron descargados directamente de AERONET y luego se importaron a EXCEL para su visualización y posterior tratamiento gráfico. Este procedimiento fue realizado para las variables: AOD_{500,340}, SSA, y SIZ.
- Los datos de PM_{2.5} fueron obtenidos directamente de la base de almacenamiento del Laboratorio de Calidad del Aire CALAIRE, en formato EXCEL, con especificaciones de fechas, y dos columnas: Concentración y hora.
- La vista rápida de los registros lidar fueron generados a partir de los perfiles de señales de atmosfera con tratamiento automático de correcciones de ruido de fondo,

ruido electrónico, y corrección en rango. Posteriormente se realizó el tratamiento algorítmico de onditas conocido como WAVELET COVARIANCE TRANSFORM - WCT [20][21] para la determinación de la variación de las alturas de la Capa Límite Atmosférica CLA.

Es importante mencionar que se decidió seleccionar únicamente los datos de las mediciones realizadas en los días con máximos registros en los valores de temperatura $\geq 27\text{ }^{\circ}\text{C}$ la cual son considerados como días secos ya que los valores de humedades relativas (HR) pueden llegar a un valor aproximado a 18.4 % tanto para el año 2013 como para el 2014. La razón de este procedimiento se centra en la oportunidad de tener algunas horas de cielo despejado, una mayor efectividad de la radiación solar incidente a nivel de superficie, y un proceso de mezcla de la baja atmosfera en un relativo menor tiempo, y por supuesto una menor complejidad en el análisis del comportamiento de las variables atmosféricas involucradas en este trabajo.

A continuación se reporta el calendario de mediciones PM2.5, Fotómetro, y Lidar para días con temperaturas máximas $\geq 27\text{ }^{\circ}\text{C}$ y HR $\leq 40\%$ (años 2013 – 2014):

- = Datos PM2.5
- = Datos PM2.5 y AOD Fotómetro
- = Datos PM2.5, AOD y Función de distribución Fotómetro
- = PM2.5, AOD y Función de distribución de tamaños Fotómetro, y registros lidar.

Septiembre 2013						
do	lu	ma	mi	ju	vi	sa
1	2	3	4	5	6	7
8	9	10	11	12	13	14
15	16	17	18	19	20	21
22	23	24	25	26	27	28
29	30					

Octubre 2013						
do	lu	ma	mi	ju	vi	sa
		1	2	3	4	5
6	7	8	9	10	11	12
13	14	15	16	17	18	19
20	21	22	23	24	25	26
27	28	29	30	31		

Noviembre 2013						
do	lu	ma	mi	ju	vi	sa
					1	2
3	4	5	6	7	8	9
10	11	12	13	14	15	16
17	18	19	20	21	22	23
24	25	26	27	28	29	30

Diciembre 2013						
do	lu	ma	mi	ju	vi	sa
1	2	3	4	5	6	7
8	9	10	11	12	13	14
15	16	17	18	19	20	21
22	23	24	25	26	27	28
29	30	31				

Enero 2014						
do	lu	ma	mi	ju	vi	sa
			1	2	3	4
5	6	7	8	9	10	11
12	13	14	15	16	17	18
19	20	21	22	23	24	25
26	27	28	29	30	31	

Febrero 2014						
do	lu	ma	mi	ju	vi	sa
						1
2	3	4	5	6	7	8
9	10	11	12	13	14	15
16	17	18	19	20	21	22
23	24	25	26	27	28	

Marzo 2014						
do	lu	ma	mi	ju	vi	sa
						1
2	3	4	5	6	7	8
9	10	11	12	13	14	15
16	17	18	19	20	21	22
23	24	25	26	27	28	29
30	31					

Abril 2014						
do	lu	ma	mi	ju	vi	sa
		1	2	3	4	5
6	7	8	9	10	11	12
13	14	15	16	17	18	19
20	21	22	23	24	25	26
27	28	29	30			

Mayo 2014						
do	lu	ma	mi	ju	vi	sa
				1	2	3
4	5	6	7	8	9	10
11	12	13	14	15	16	17
18	19	20	21	22	23	24
25	26	27	28	29	30	31

Junio 2014						
do	lu	ma	mi	ju	vi	sa
1	2	3	4	5	6	7
8	9	10	11	12	13	14
15	16	17	18	19	20	21
22	23	24	25	26	27	28
29	30					

Julio 2014						
do	lu	ma	mi	ju	vi	sa
			1	2	3	4
5	6	7	8	9	10	11
12	13	14	15	16	17	18
19	20	21	22	23	24	25
26	27	28	29	30	31	

Agosto 2014						
do	lu	ma	mi	ju	vi	sa
					1	2
3	4	5	6	7	8	9
10	11	12	13	14	15	16
17	18	19	20	21	22	23
24	25	26	27	28	29	30
31						

Septiembre 2014						
do	lu	ma	mi	ju	vi	sa
	1	2	3	4	5	6
7	8	9	10	11	12	13
14	15	16	17	18	19	20
21	22	23	24	25	26	27
28	29	30				

Octubre 2014						
do	lu	ma	mi	ju	vi	sa
		1	2	3	4	5
6	7	8	9	10	11	12
13	14	15	16	17	18	19
20	21	22	23	24	25	26
27	28	29	30	31		

Noviembre 2014						
do	lu	ma	mi	ju	vi	sa
						1
2	3	4	5	6	7	8
9	10	11	12	13	14	15
16	17	18	19	20	21	22
23	24	25	26	27	28	29
30						

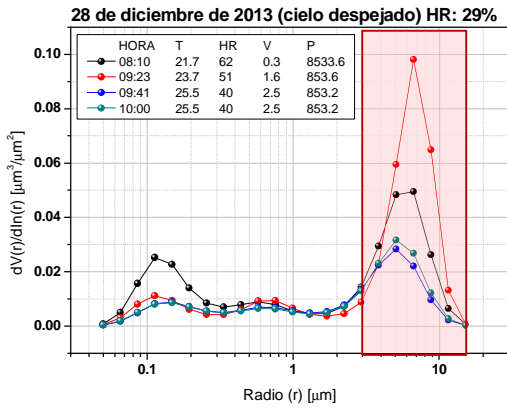
Diciembre 2014						
do	lu	ma	mi	ju	vi	sa
		1	2	3	4	5
6	7	8	9	10	11	12
13	14	15	16	17	18	19
20	21	22	23	24	25	26
27	28	29	30	31		

3.3 Resultados y discusión

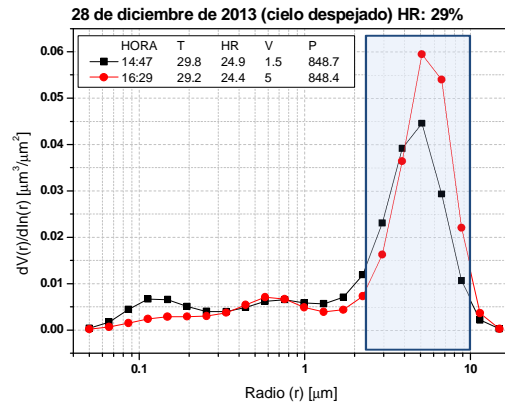
3.3.1 Funciones de distribución de tamaño, Albedo de Dispersión Simple, Volumen de concentración y radio efectivo de partículas de aerosol.

Se reporta aquí las funciones de distribución en horas de la mañana y las correspondientes a las horas de la tarde, los gráficos de Albedo de Dispersión Simple, y los registros horarios de la temperatura y de la humedad relativa HR, para ocho casos (días), organizados según el valor máximo de temperatura así como el mínimo de la humedad relativa para cada día y en orden ascendente dentro del intervalo comprendido entre el 29% y el 38%. Así como las graficas que muestra la evolución horaria del Volumen de concentración y el radio efectivo de las partículas de aerosol. El recuadro rojo enmarca la evolución del volumen de concentración en horas de la mañana, así como la evolución del radio efectivo de las partículas de aerosol, el recuadro azul enmarca la evolución de los mismos, mencionados anteriormente, en horas de la tarde.

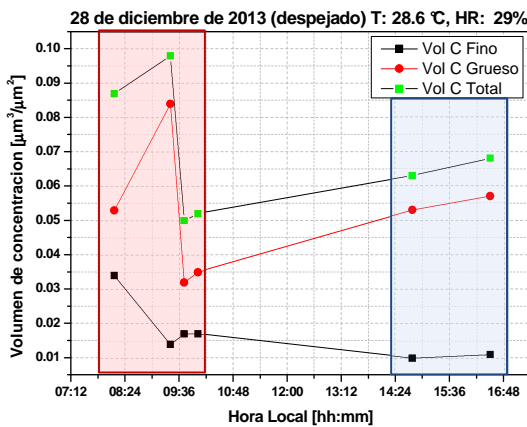
28 de diciembre de 2013. Máximo de Temperatura: 28.6 °C, Mínimo de HR: 29%



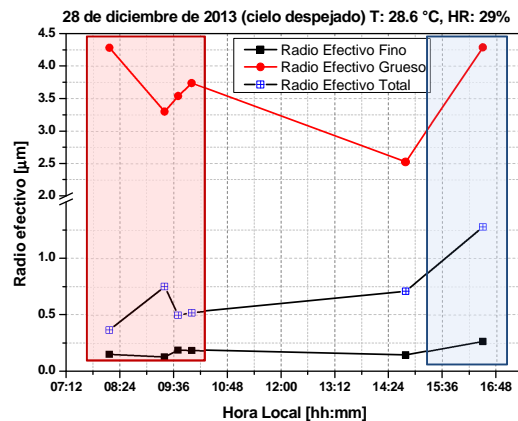
(a.1)



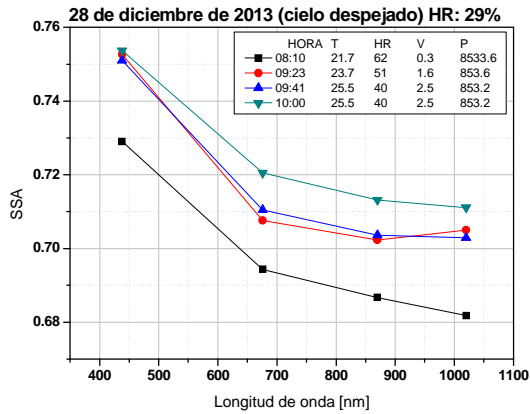
(a.2)



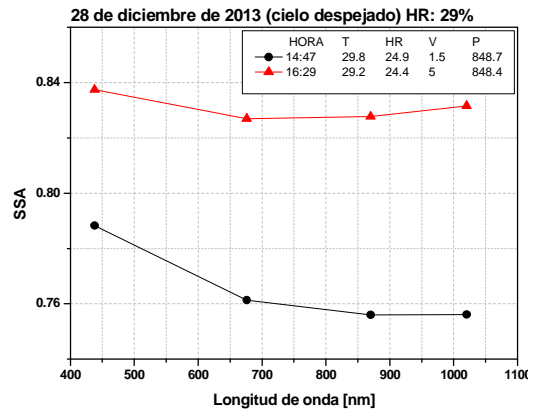
(b)



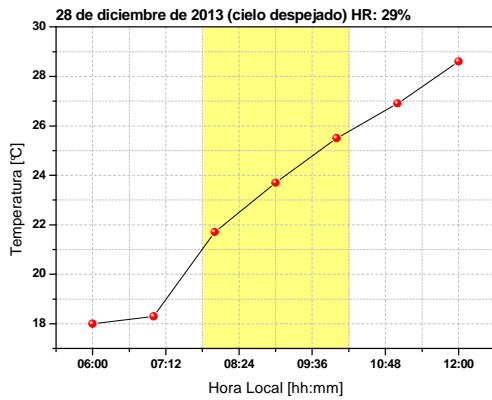
(c)



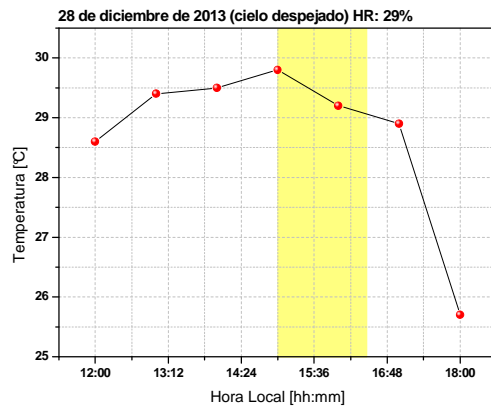
(d.1)



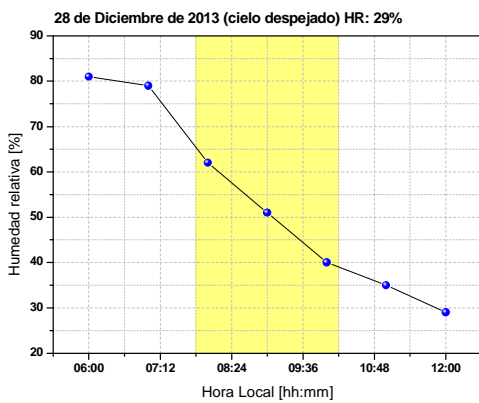
(d.2)



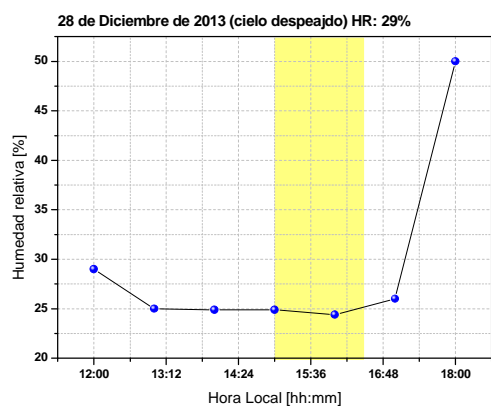
(e.1)



(e.2)



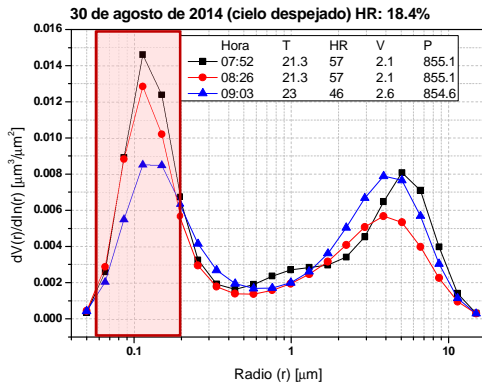
(f.1)



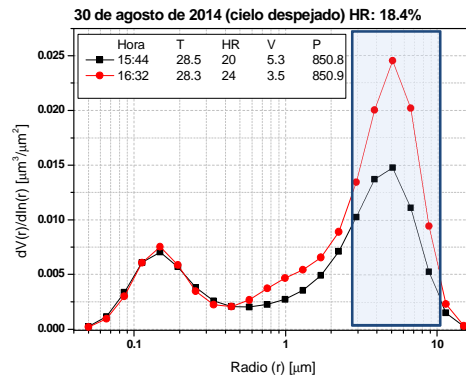
(f.2)

Figura 3.3.1 (a.1) Función de distribución de tamaño de partículas (mañana) (a.2) Función de distribución de tamaño de partículas (tarde) (b) Volumen de concentración (c) Radio efectivo (d.1) Albedo de Dispersión Simple (mañana) (d.2) Albedo de Dispersión Simple (tarde) (e.1) Registros horarios de temperatura (mañana) (e.2) Registros horarios de temperatura (tarde) (f.1) Registros horarios de HR (mañana) (f.2) Registros horarios de HR (tarde)

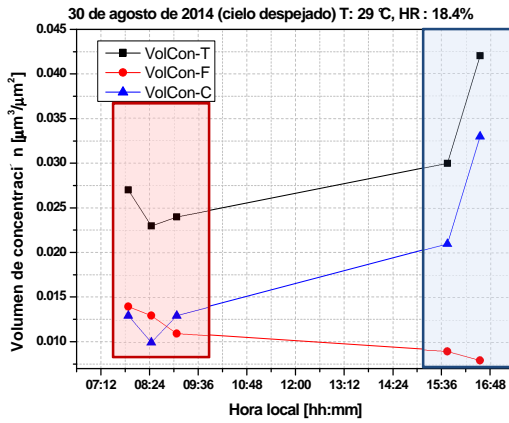
30 de agosto de 2014. Máximo de Temperatura: 29 °C, Mínimo de HR: 18.4%



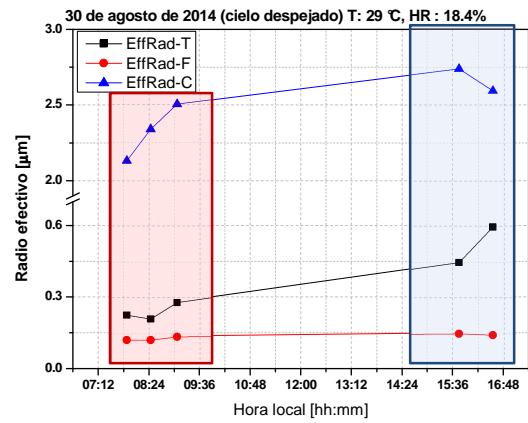
(a.1)



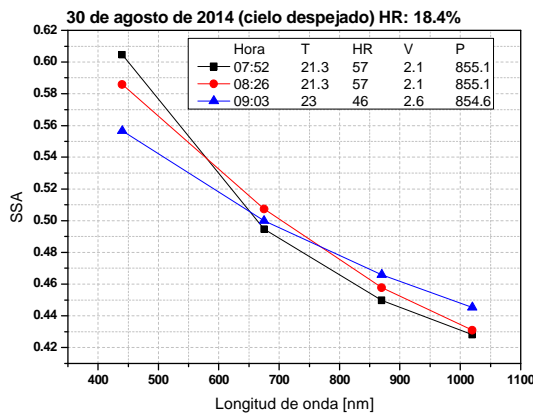
(a.2)



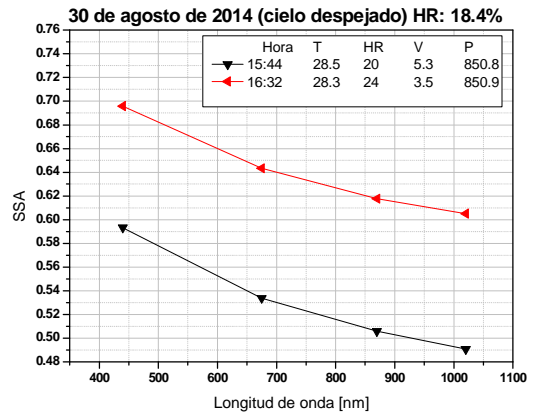
(b)



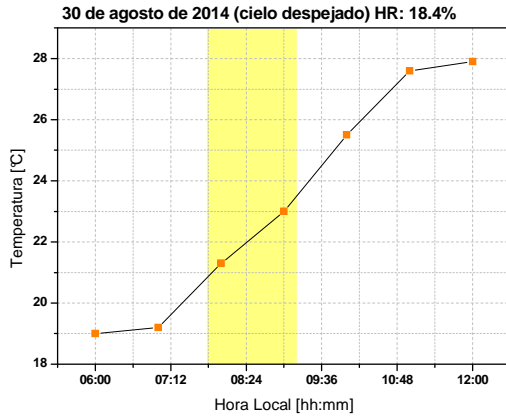
(c)



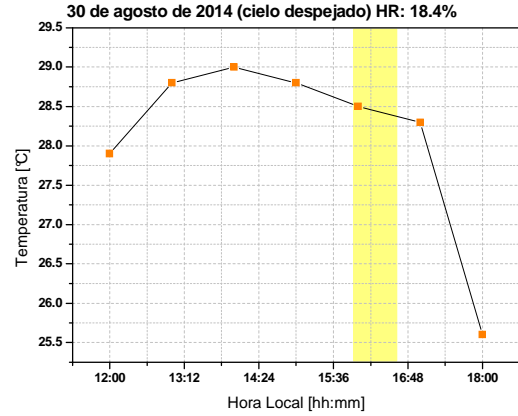
(d.1)



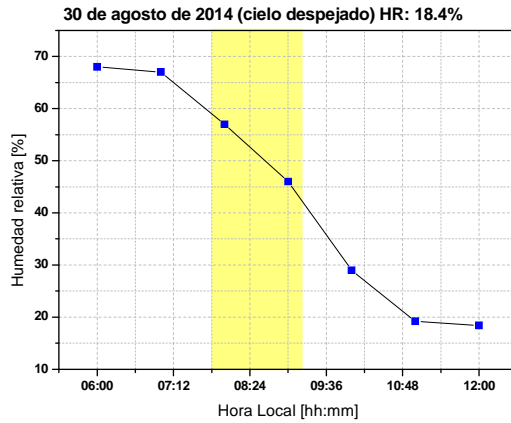
(d.2)



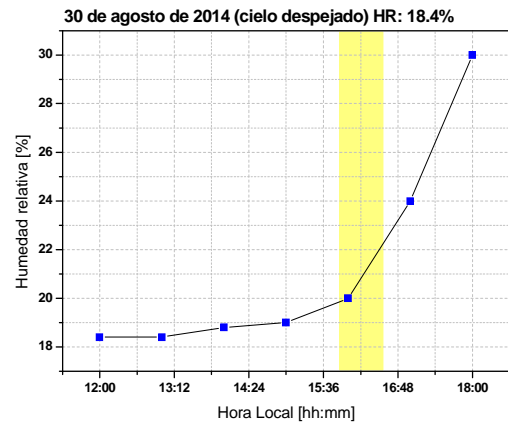
(e.1)



(e.2)



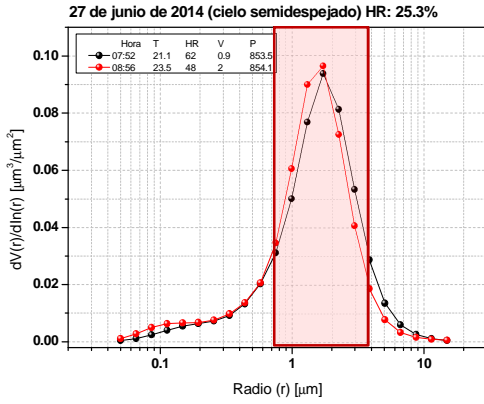
(f.1)



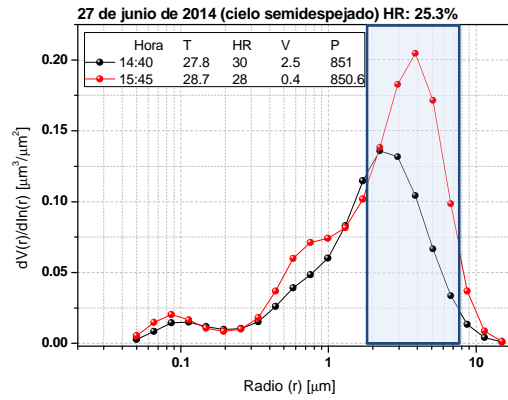
(f.2)

Figura 3.3.2 (a.1) Función de distribución de tamaño de partículas (mañana) (a.2) Función de distribución de tamaño de partículas (tarde) (b) Volumen de concentración (c) Radio efectivo (d.1) Albedo de Dispersión Simple (mañana) (d.2) Albedo de Dispersión Simple (tarde) (e.1) Registros horarios de temperatura (mañana) (e.2) Registros horarios de temperatura (tarde) (f.1) Registros horarios de HR (mañana) (f.2) Registros horarios de HR (tarde)

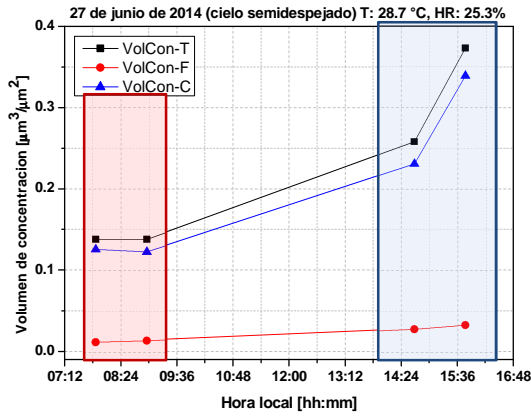
**27 de junio de 2014. Máximo de Temperatura: 28.7 °C, Mínimo de HR: 25.3%.
Evento extraordinario de polvo sahariano**



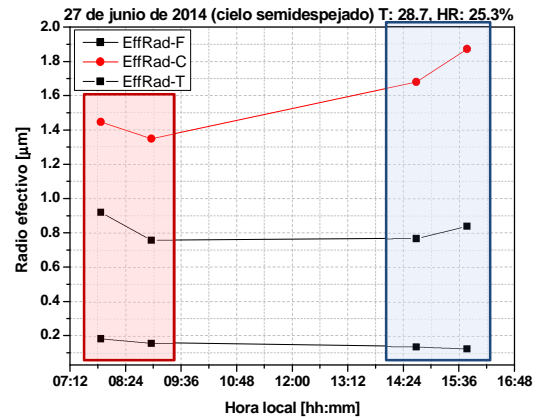
(a.1)



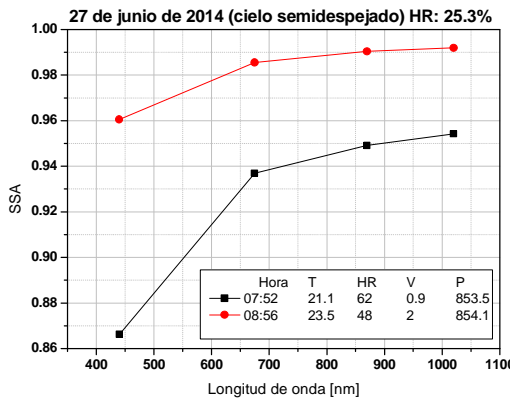
(a.2)



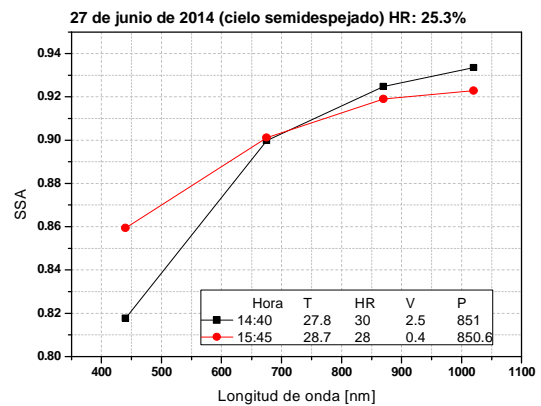
(b)



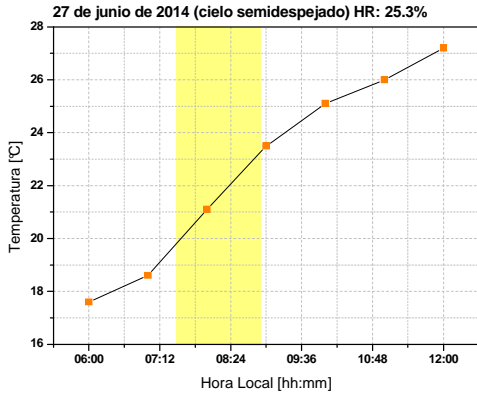
(c)



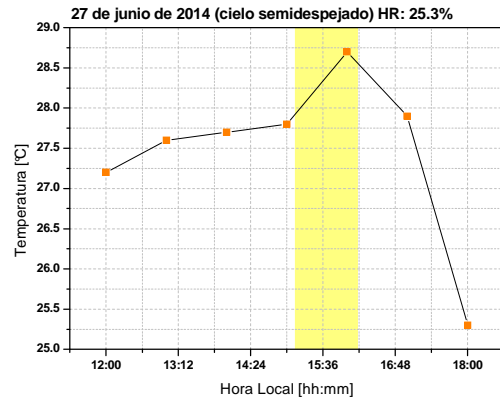
(d.1)



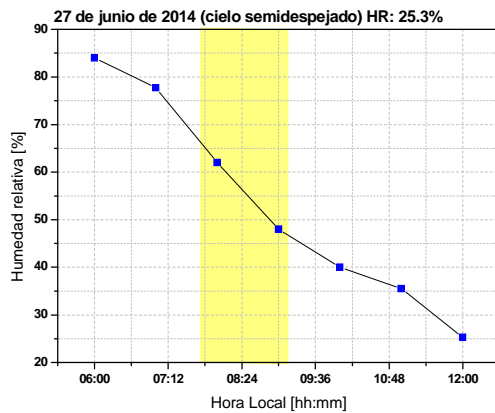
(d.2)



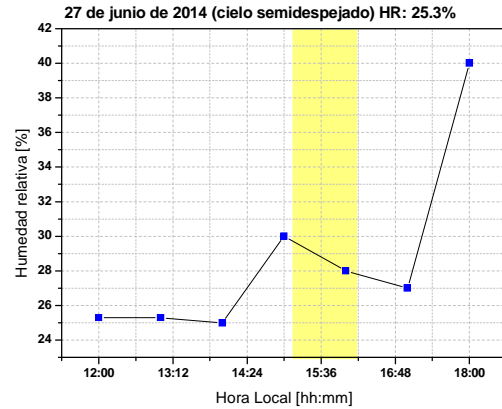
(e.1)



(e.2)



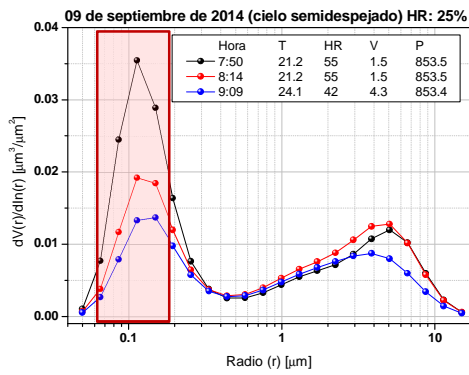
(f.1)



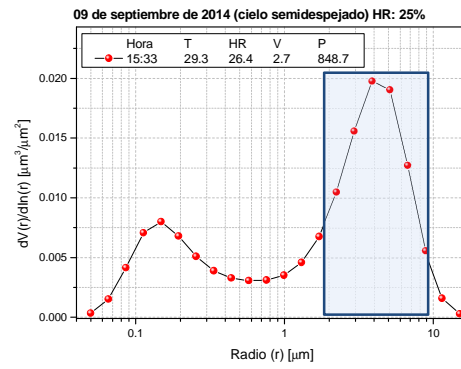
(f.2)

Figura 3.3.3 (a.1) Función de distribución de tamaño de partículas (mañana) (a.2) Función de distribución de tamaño de partículas (tarde) (b) Volumen de concentración (c) Radio efectivo (d.1) Albedo de Dispersión Simple (mañana) (d.2) Albedo de Dispersión Simple (tarde) (e.1) Registros horarios de temperatura (mañana) (e.2) Registros horarios de temperatura (tarde) (f.1) Registros horarios de HR (mañana) (f.2) Registros horarios de HR (tarde)

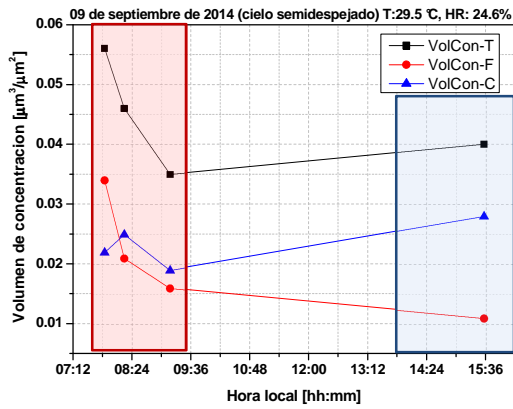
09 de septiembre de 2014. Máximo de Temperatura: 28.4 °C, Mínimo de HR: 25%



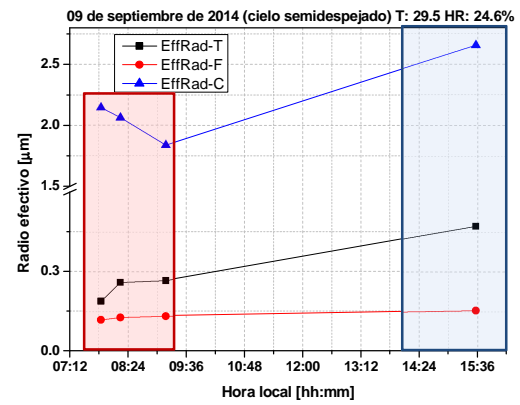
(a.1)



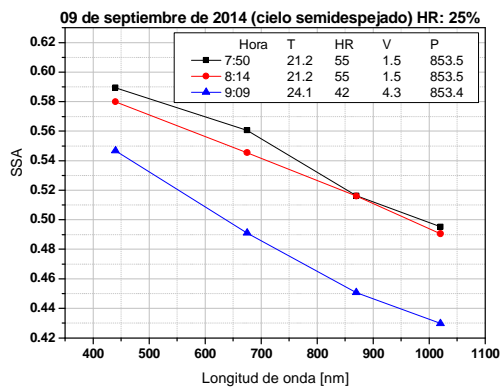
(a.2)



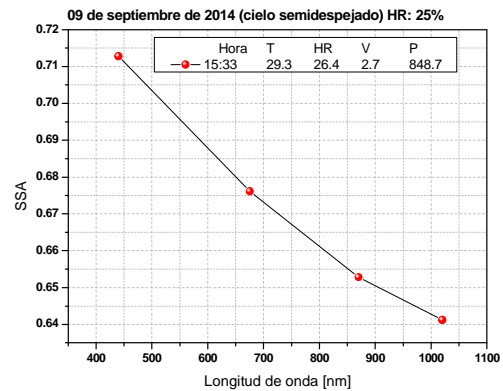
(b)



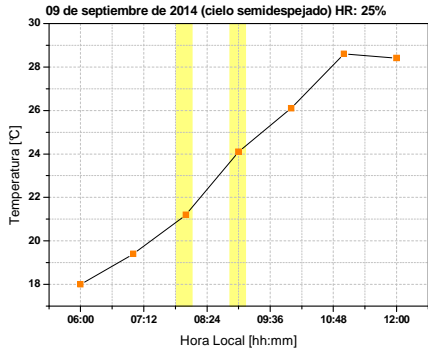
(c)



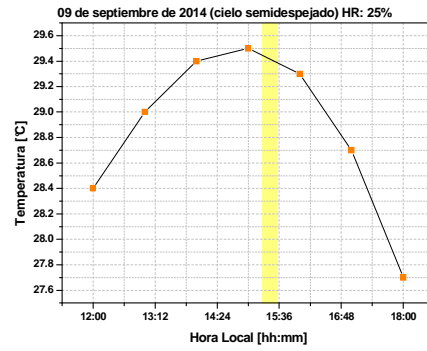
(d.1)



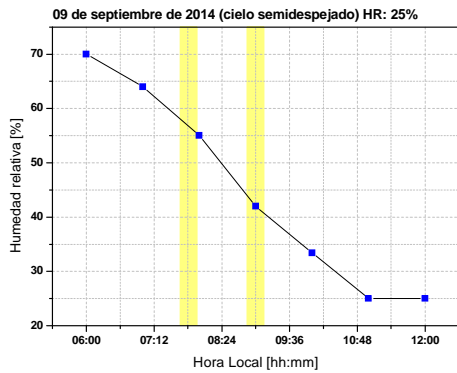
(d.2)



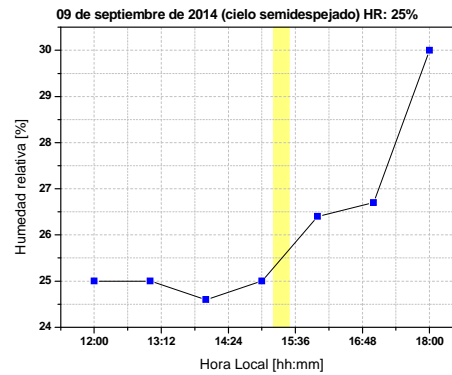
(e.1)



(e.2)



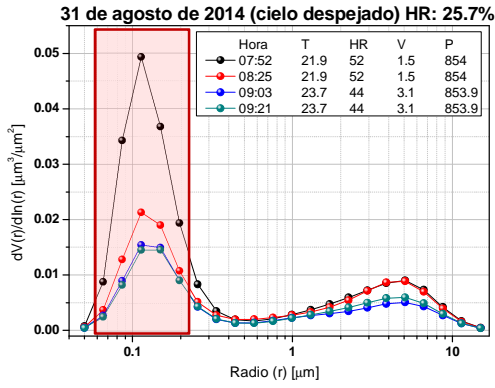
(f.1)



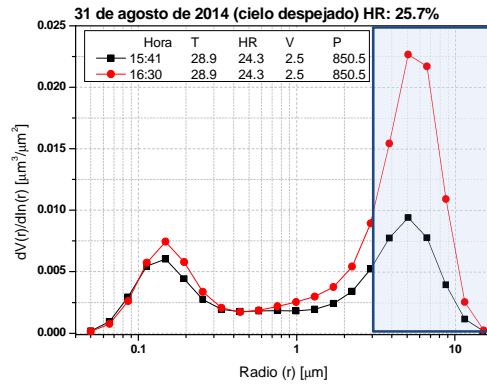
(f.2)

Figura 3.3.4 (a.1) Función de distribución de tamaño de partículas (mañana) (a.2) Función de distribución de tamaño de partículas (tarde) (b) Volumen de concentración (c) Radio efectivo (d.1) Albedo de Dispersión Simple (mañana) (d.2) Albedo de Dispersión Simple (tarde) (e.1) Registros horarios de temperatura (mañana) (e.2) Registros horarios de temperatura (tarde) (f.1) Registros horarios de HR (mañana) (f.2) Registros horarios de HR (tarde)

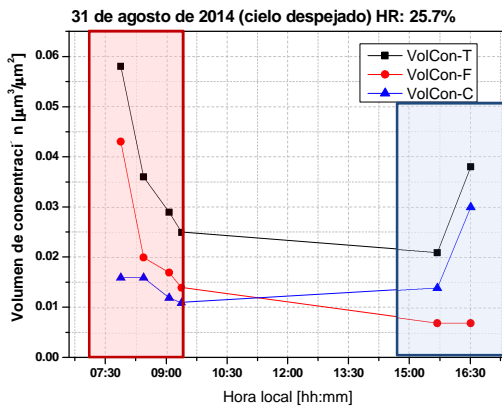
31 de agosto de 2014. Máximo de Temperatura: 28.7 °C, Mínimo de HR: 25.7%



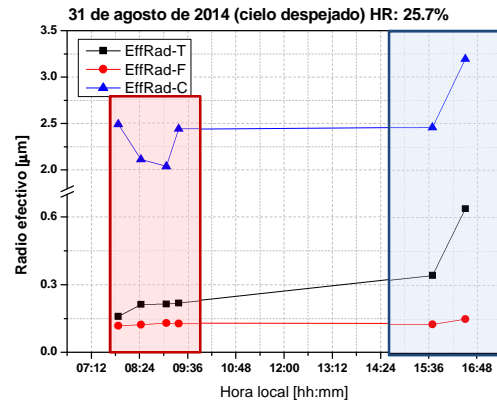
(a.1)



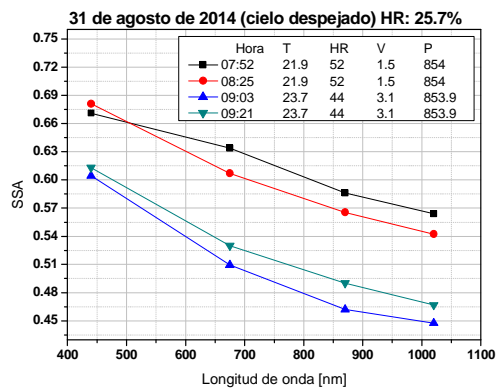
(a.2)



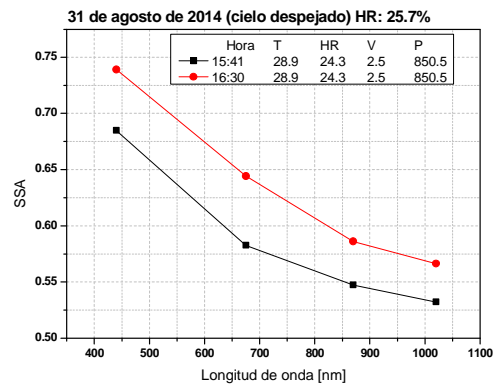
(b)



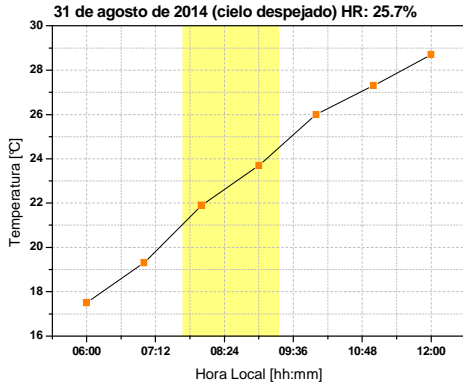
(c)



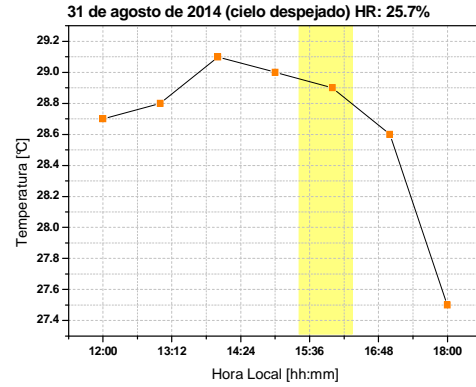
(d.1)



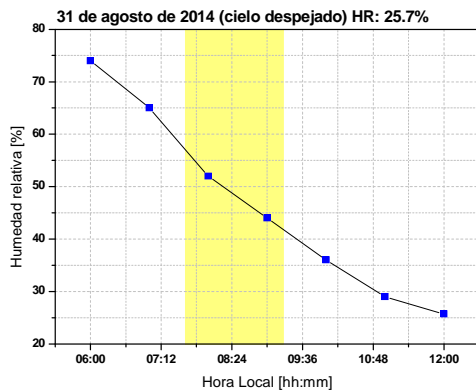
(d.2)



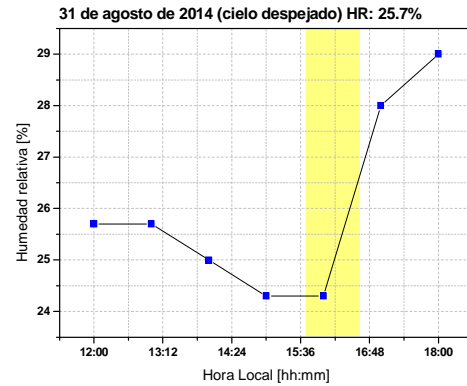
(e.1)



(e.2)



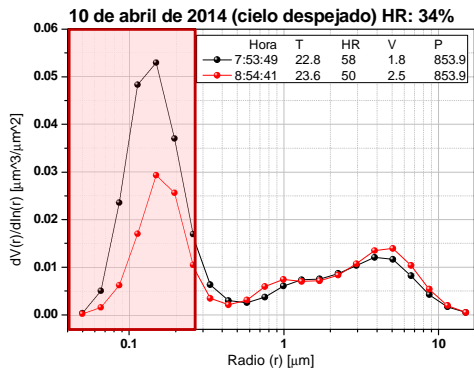
(f.1)



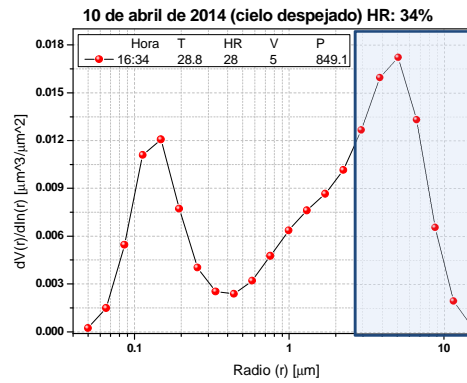
(f.2)

Figura 3.3.5 (a.1) Función de distribución de tamaño de partículas (mañana) (a.2) Función de distribución de tamaño de partículas (tarde) (b) Volumen de concentración (c) Radio efectivo (d.1) Albedo de Dispersión Simple (mañana) (d.2) Albedo de Dispersión Simple (tarde) (e.1) Registros horarios de temperatura (mañana) (e.2) Registros horarios de temperatura (tarde) (f.1) Registros horarios de HR (mañana) (f.2) Registros horarios de HR (tarde)

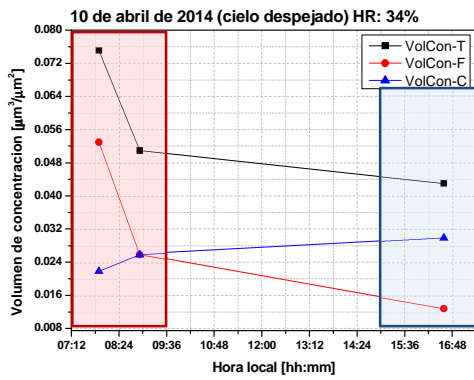
10 de abril de 2014. Máximo de Temperatura: 30 °C, Mínimo de HR: 34%



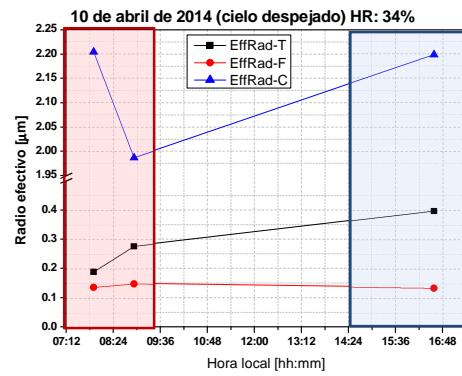
(a.1)



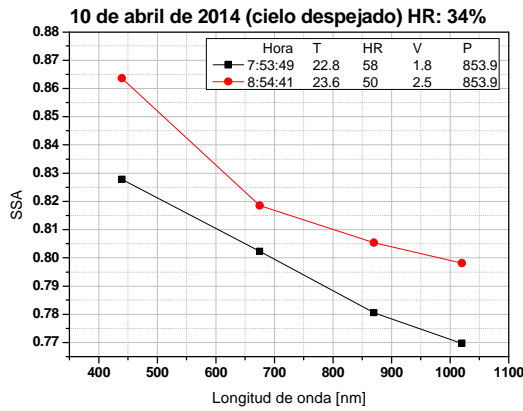
(a.2)



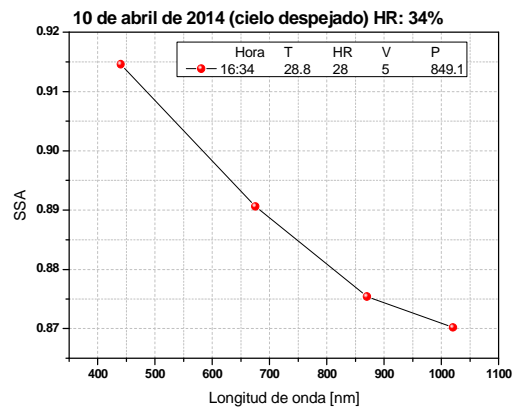
(b)



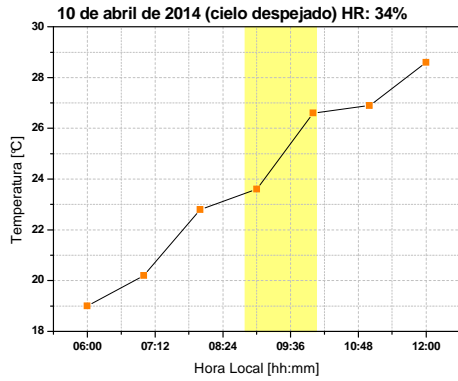
(c)



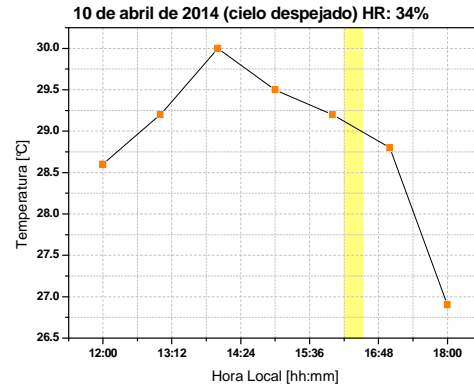
(d.1)



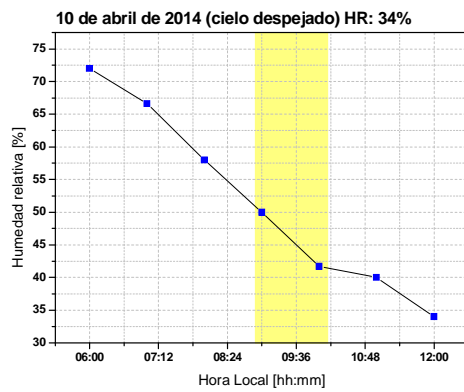
(d.2)



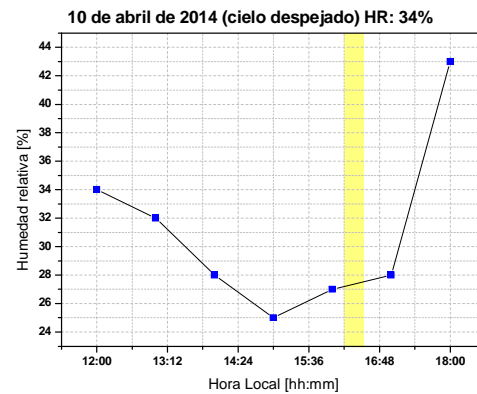
(e.1)



(e.2)



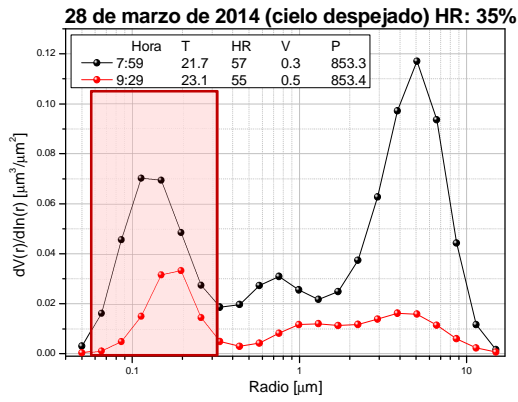
(f.1)



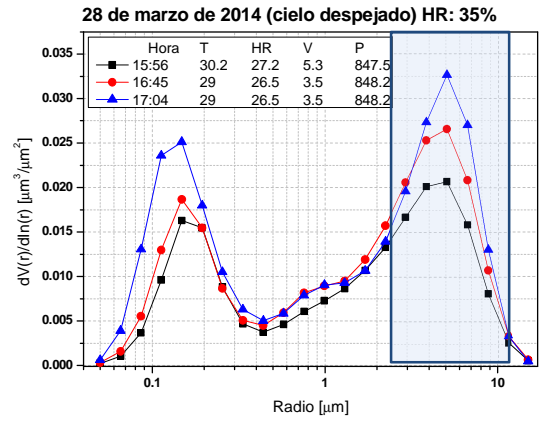
(f.2)

Figura 3.3.5 (a.1) Función de distribución de tamaño de partículas (mañana) (a.2) Función de distribución de tamaño de partículas (tarde) (b) Volumen de concentración (c) Radio efectivo (d.1) Albedo de Dispersión Simple (mañana) (d.2) Albedo de Dispersión Simple (tarde) (e.1) Registros horarios de temperatura (mañana) (e.2) Registros horarios de temperatura (tarde) (f.1) Registros horarios de HR (mañana) (f.2) Registros horarios de HR (tarde)

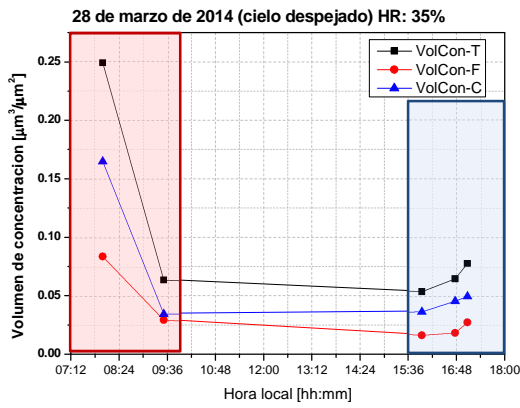
28 de marzo de 2014. Máximo de Temperatura: 29.5 °C, Mínimo de HR: 35%



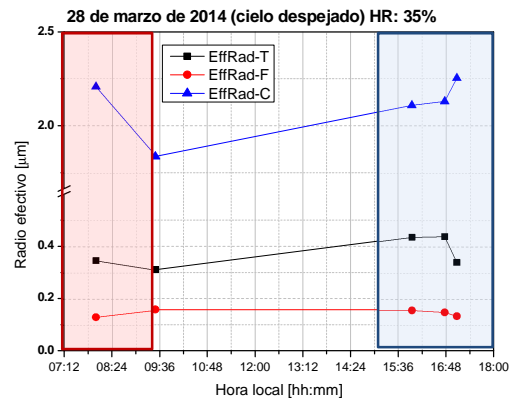
(a.1)



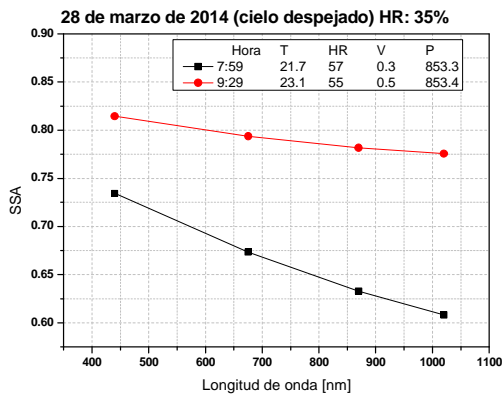
(a.2)



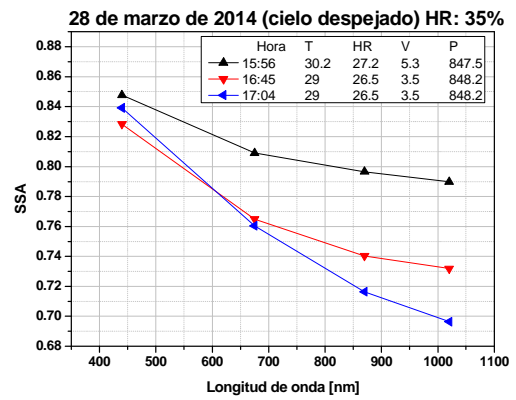
(b)



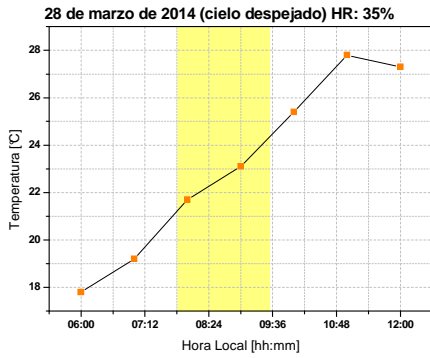
(c)



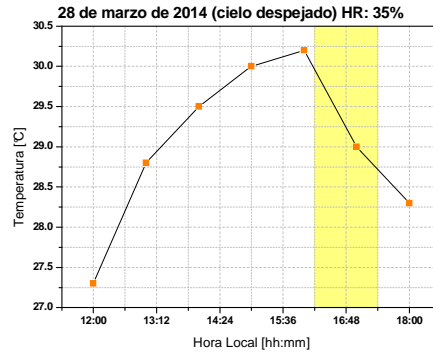
(d.1)



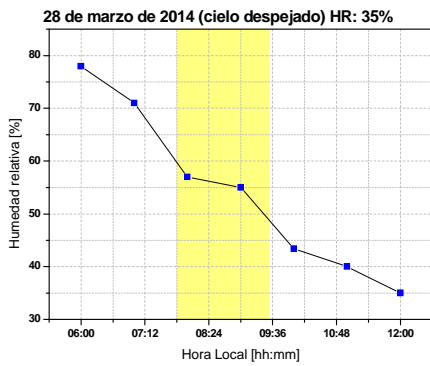
(d.2)



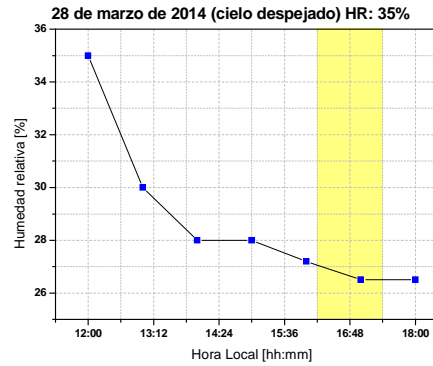
(e.1)



(e.2)



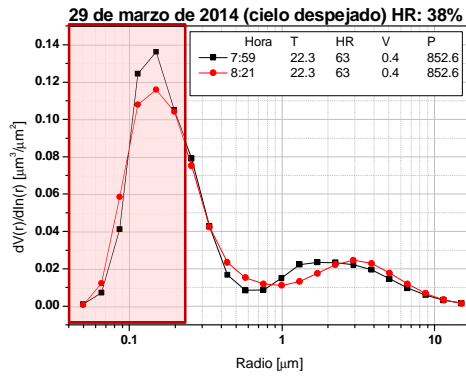
(f.1)



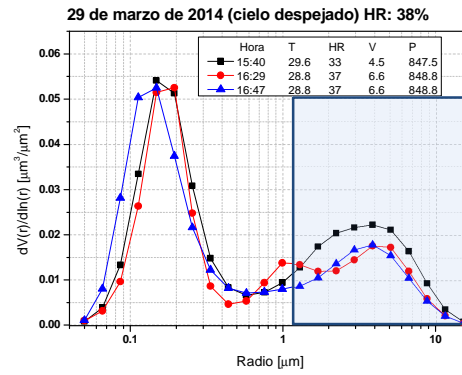
(f.2)

Figura 3.3.5 (a.1) Función de distribución de tamaño de partículas (mañana) (a.2) Función de distribución de tamaño de partículas (tarde) (b) Volumen de concentración (c) Radio efectivo (d.1) Albedo de Dispersión Simple (mañana) (d.2) Albedo de Dispersión Simple (tarde) (e.1) Registros horarios de temperatura (mañana) (e.2) Registros horarios de temperatura (tarde) (f.1) Registros horarios de HR (mañana) (f.2) Registros horarios de HR (tarde)

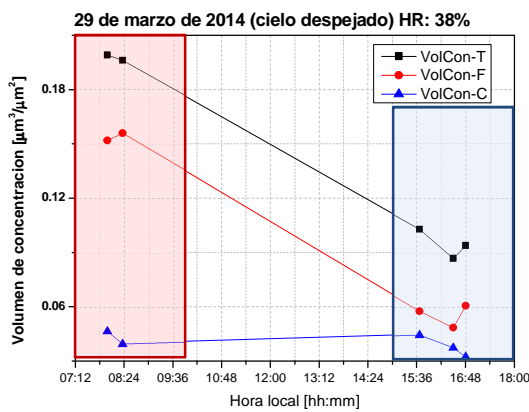
29 de marzo de 2014. Máximo de Temperatura: 28.1 °C, Mínimo de HR: 38%



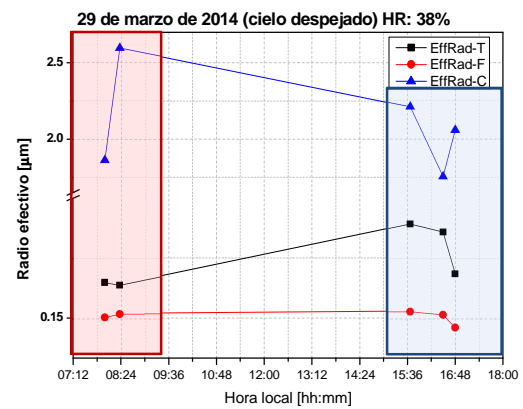
(a.1)



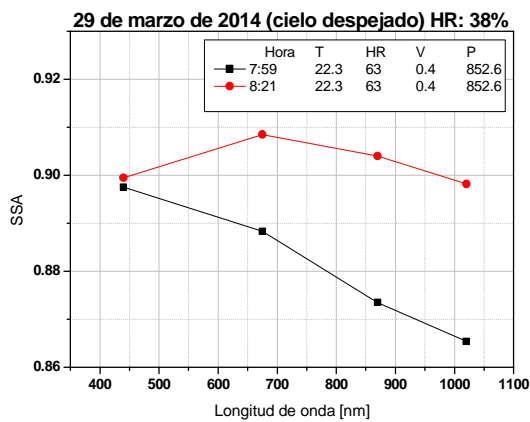
(a.2)



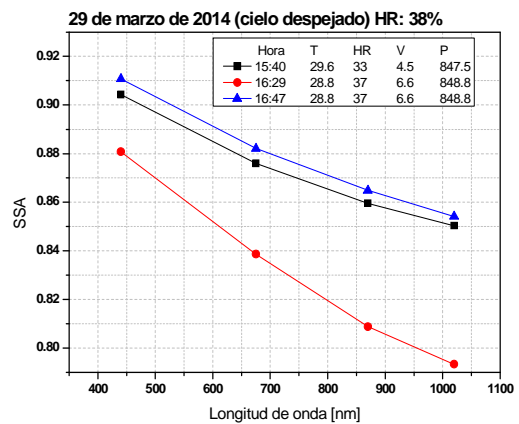
(b)



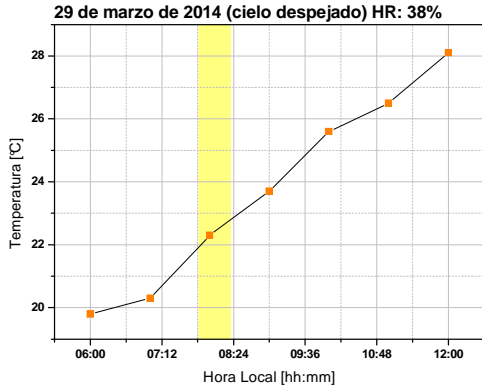
(c)



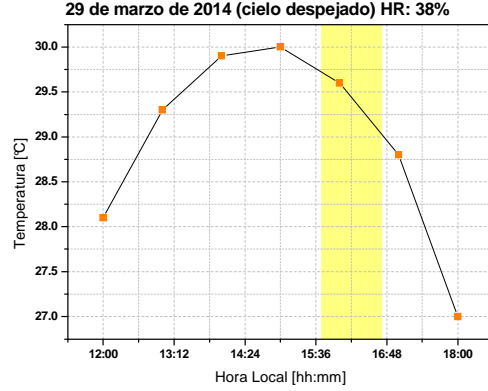
(d.1)



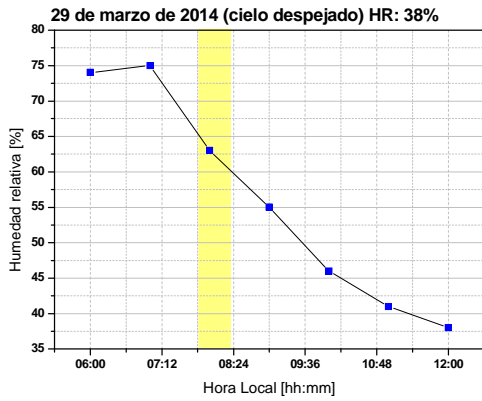
(d.2)



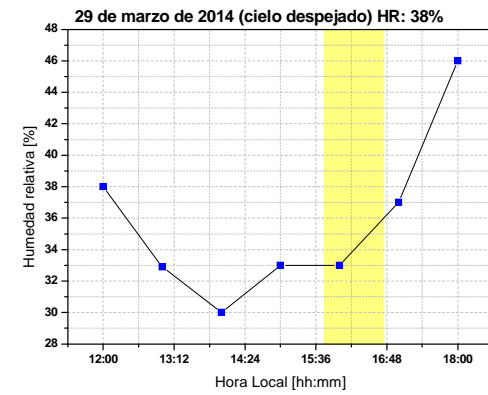
(e.1)



(e.2)



(f.1)



(f.2)

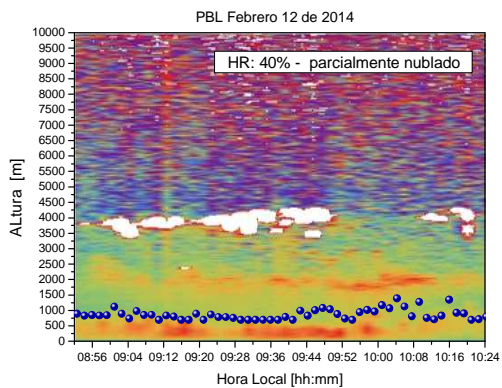
Figura 3.3.6 (a.1) Función de distribución de tamaño de partículas (mañana) (a.2) Función de distribución de tamaño de partículas (tarde) (b) Volumen de concentración (c) Radio efectivo (d.1) Albedo de Dispersión Simple (mañana) (d.2) Albedo de Dispersión Simple (tarde) (e.1) Registros horarios de temperatura (mañana) (e.2) Registros horarios de temperatura (tarde) (f.1) Registros horarios de HR (mañana) (f.2) Registros horarios de HR (tarde)

Para los días en los cuales hubo incrementos en la temperatura, el otro parámetro meteorológico que se ve afectado es la humedad relativa la cual disminuye drásticamente. Por tanto las funciones de distribución de tamaños de partículas presenta en horas de la mañana un predominio de acumulación de partículas finas de ~ 0.11 micras de radio, mientras que en horas de la tarde la acumulación predominante corresponde a partículas gruesas de ~ 5.06 micras de radio, exceptuando el 27 de Junio de 2014, día en el que fue detectado un evento de polvo mineral del Sahara sobre Medellín. Sin embargo, para aquellos días con valores de temperatura altos y humedades relativas mayores o cercanas al 40%, las funciones de distribución exhiben acumulaciones importantes de partículas finas más que de partículas gruesas.

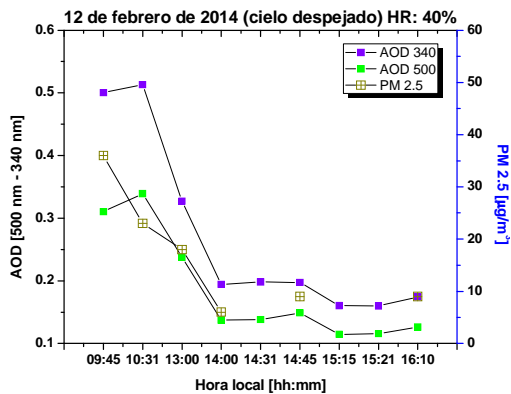
Respecto al comportamiento del albedo de dispersión simple, se puede apreciar claramente en 7 de los casos de estudio, una pendiente negativa, que puede estar directamente relacionada con un aumento en la absorción de la radiación solar, para longitudes de onda corta (440 nm), por parte de los aerosoles atmosféricos durante horas de la mañana ~ 0.73 a 0.75 , ver Figura 4.26 (a), mientras que en horas de la tarde cuando la temperatura aumenta ~ 29.8 °C y la humedad relativa es $\sim 24.9\%$, la absorción de la radiación solar por parte de los aerosoles atmosféricos se incrementa ~ 0.83 esto puede ser debido principalmente al carbón, quema de biomasa y fuentes de combustión [43]. En contraste, para el caso del 27 de Junio de 2014, la pendiente es positiva, confirmando la presencia de aerosol mineral. (Dubovik, 2000).

4.3.2 Correlación de datos PM_{2.5} y AOD y vista rápida de perfiles lidar.

Con el propósito de correlacionar los datos de PM_{2.5} y el espesor óptico AOD del fotómetro, se definieron unas franjas horarias para cada día, comprendidas entre las 8:30 y las 16:00 horas, en las cuales los datos de PM_{2.5} y del AOD presentan una mejor correlación. De esta forma, se realizó un ajuste por el método de regresión lineal, cuyos resultados presentan un factor de correlación superior a 0.7. A continuación se reportan tres casos representativos de estudio:

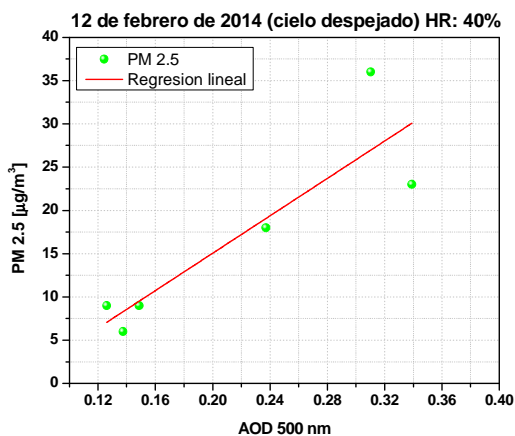


(a)



(b)

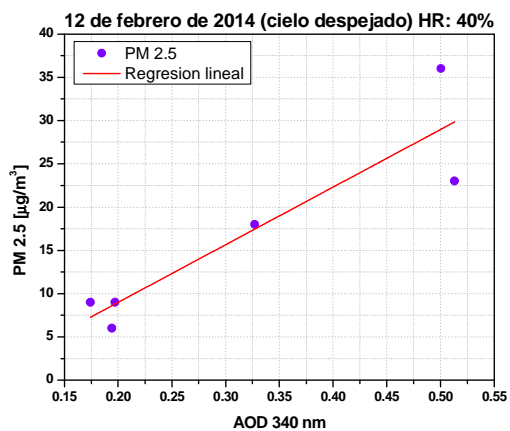
Figura 4.3.9. (a) Vista rápida lidar. (b) Grafica AOD_{500-340 nm} vs PM2.5



(a)

Tabla 4.1. Valores regresión lineal

Ecuación	$y = a + b \cdot x$	
R ²	0.72	
PM2.5	Valor	Desviación estándar
Intercepto	-6.55 $\mu\text{g}/\text{m}^3$	6
Pendiente	108 $\mu\text{g}/\text{m}^3$	28

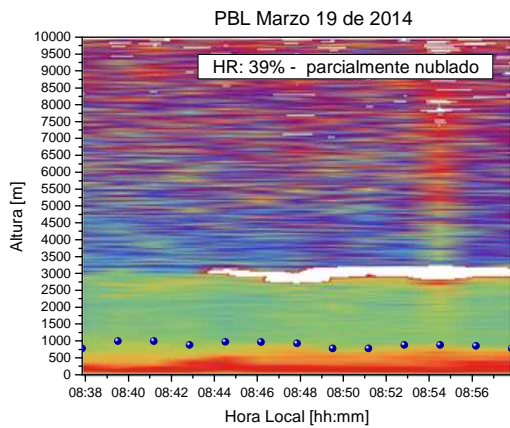


(b)

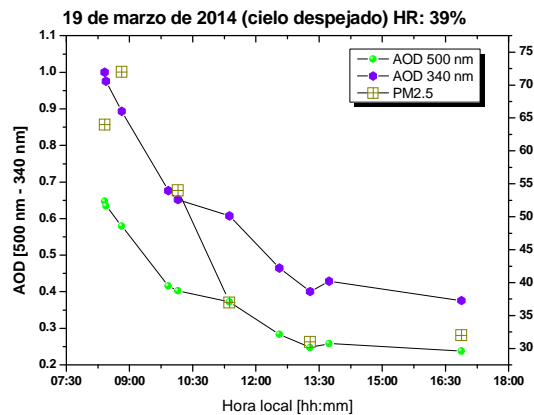
Tabla 4.2. Valores regresión lineal

Ecuación	$y = a + b \cdot x$	
R ²	0.79	
PM2.5	Valor	Desviación estándar
Intercepto	-4.3 $\mu\text{g}/\text{m}^3$	5
Pendiente	67 $\mu\text{g}/\text{m}^3$	15

Figura 4.3.10. (a) Regresión lineal AOD_{500-nm} vs PM2.5 (b) Regresión lineal AOD_{340 nm} vs PM2.5

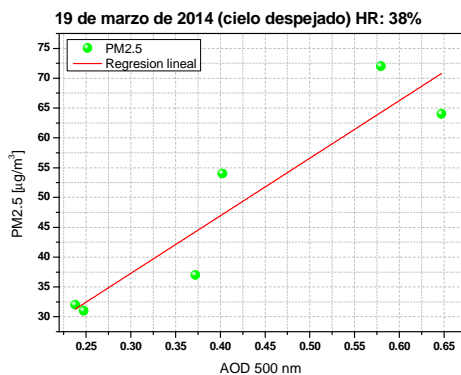


(a)



(b)

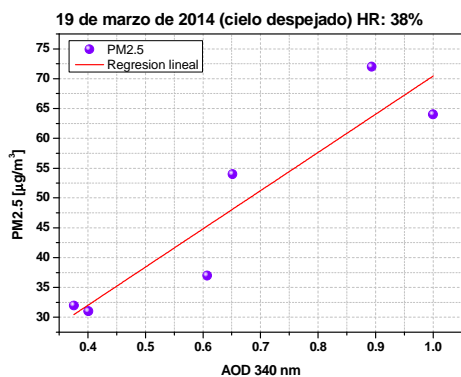
Figura 4.3.11. (a) Vista rápida de perfil lidar. (b) Grafica AOD_{500-340 nm} vs PM2.5



(a)

Tabla 4.3. Valores regresión lineal

Ecuación	$y = a + b \cdot x$	
R ²	0.83	
PM2.5	Valor	Desviación estándar
Intercepto	8.3 µg/m ³	8
Pendiente	96 µg/m ³	19

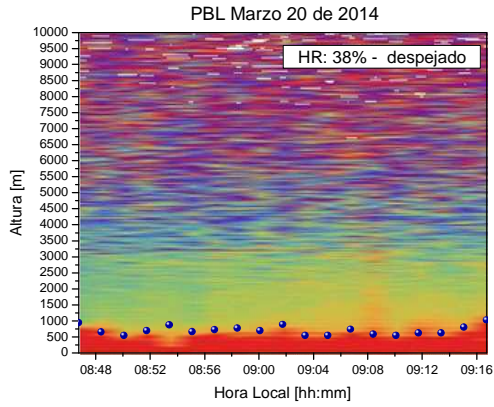


(b)

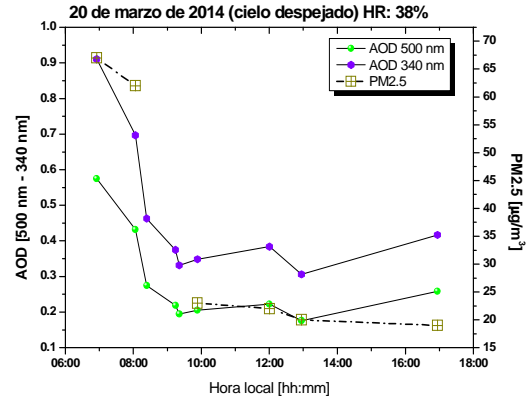
Tabla 4.4. Valores regresión lineal

Ecuación	$y = a + b \cdot x$	
R ²	0.82	
PM2.5	Valor	Desviación estándar
Intercepto	6.4 µg/m ³	9
Pendiente	64 µg/m ³	13

Figura 4.3.12. (a) Regresión lineal AOD_{500-nm} vs PM2.5 (b) Regresión lineal AOD_{340 nm} vs PM2.5

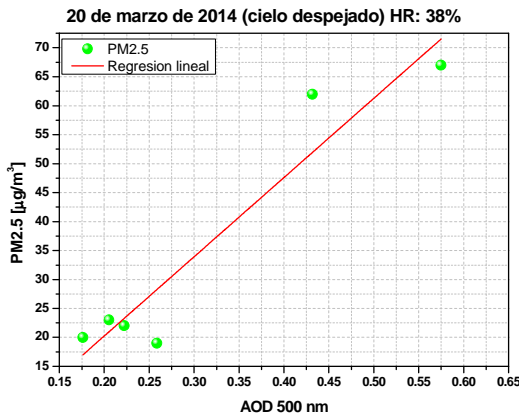


(a)



(b)

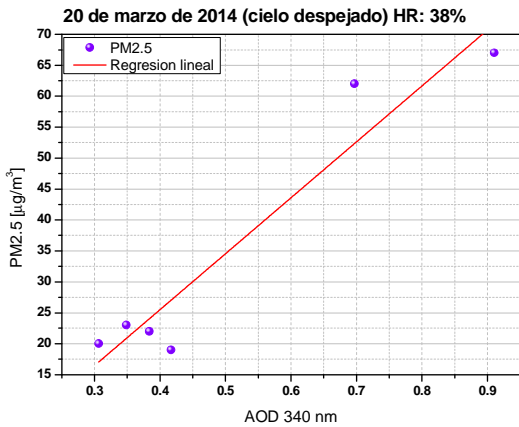
Figura 4.3.13. (a) Vista rápida de perfil lidar. (b) Grafica AOD_{500-340 nm} vs PM2.5



(a)

Tabla 4.5. Valores regresión lineal

Ecuación	$y = a + b \cdot x$	
R ²	0.89	
PM2.5	Valor	Desviación estándar
Intercepto	-7.1 µg/m ³	7
Pendiente	136 µg/m ³	21



(b)

Tabla 4.5. Valores regresión lineal

Ecuación	$y = a + b \cdot x$	
R ²	0.90	
PM2.5	Valor	Desviación estándar
Intercepto	-10 µg/m ³	7
Pendiente	90 µg/m ³	13

Figura 4.3.14. (a) Regresión lineal AOD_{500-nm} vs PM2.5 (b) Regresión lineal AOD_{340 nm} vs PM2.5

De acuerdo a las figuras anteriores, la correlación de datos de $AOD_{500-340\text{ nm}}$ y de $PM_{2.5}$ presenta un mayor valor del factor de correlación [13] R^2 en la franja horaria comprendida entre las 08:30 y las 11:30, hecho que estaría asociado a la ocurrencia de una transición desde una atmosfera más densa, que por efectos de la radiación solar, se generaría un movimiento convectivo vertical de partículas de aerosol con una consecuente disminución de la densidad del aire. Los valores del AOD van desde $AOD_{500\text{nm}} \sim 0.65$, $AOD_{340\text{nm}} \sim 1.0$ a las 08:30, hasta $AOD_{500\text{nm}} \sim 0.25$, $AOD_{340\text{nm}} \sim 0.4$ a las 11:30. De igual forma, los valores de $PM_{2.5}$ van desde unos $70\ \mu\text{g}/\text{m}^3$ hasta $30\ \mu\text{g}/\text{m}^3$, correspondientes a la misma hora de referencia: 08:30 y 11:30.

Desde las figuras de las vistas rápidas lidar, se puede relacionar el comportamiento arriba descrito de las variables de AOD y $PM_{2.5}$ de forma directa con la fenomenología que el sistema lidar registra en el tiempo y en el espacio. En las horas comprendidas entre las 08:30 y las 11:30, se nota claramente la transición que experimenta la atmosfera en relación al paso de una atmosfera más densa a una menos densa bajo los efectos de incidencia de la radiación solar.

Conclusiones

- A través de este trabajo fue posible realizar la intercomparación de mediciones atmosféricas remotas e in-situ sobre la ciudad de Medellín, Colombia, logrando analizar los datos de fotómetro solar, PM2.5, y Lidar desde datos derivados de mediciones programadas estratégicamente para condiciones meteorológicas y de tiempo local favorables para el uso óptimo de las tres técnicas mencionadas.
- Se definió una metodología útil para el estudio de las propiedades microfísicas de las partículas de aerosol según los eventos de acumulación y efectos de la variabilidad de la temperatura en superficie.
- Se estableció una tendencia del comportamiento atmosférico para el tipo de días que fueron objeto de estudio en este trabajo. Los datos derivados de las mediciones durante el periodo Junio/2013 hasta Diciembre/2014, brindan la posibilidad de establecer tendencias del comportamiento atmosférico típico registrado bajo condiciones de temperatura ≥ 27 °C. Esta tendencia se evidencia en las gráficas de distribución de tamaño donde se muestra un aumento de distribución de partículas en modo fino y disminución de distribución de partículas en modo grueso en horas de la mañana, mientras que en horas de la tarde se evidencia una inversión en la distribución de tamaño de partículas pasando de partículas de modo fino a partículas de modo grueso, por consiguiente se puede afirmar que existe una clara evolución de los aerosoles en cuanto a su tamaño se refiere durante el ciclo diurno.
- La comparación de los datos de AOD y PM2.5 muestra la variabilidad del AOD y de la concentración horaria desde PM2.5 con ritmos acompasados, aún sin realizar cálculos promedios donde las barras de errores de la comparación de los puntos experimentales no superan el 30%. Además, esta correlación de datos AOD-PM2.5 está plenamente de acuerdo con el comportamiento de las alturas de la capa límite CLA estimadas con las vistas rápidas lidar (Quick look's) sobre Medellín.
- Se pudo determinar la influencia de la temperatura local en la variación de los datos de AOD, de concentración PM2.5, y de los registros Lidar en relación a las alturas de la CLA y a las distribuciones de partículas según su tamaño.

Expectativas

- Las actividades de sensado remoto atmosférico en la zona urbana de Medellín, a través del desarrollo estratégico de una serie de campañas de mediciones, ha permitido realizar avances sustanciales en el conocimiento y el comportamiento de variables asociadas a las propiedades ópticas y microfísicas de la atmósfera en el Valle de Aburrá. Dichas propiedades están asociadas al material particulado presente en la atmósfera y considerado como un componente fundamental para la comprensión macroscópica y el análisis de las condiciones físicas y termodinámicas de la atmósfera baja en el Valle de Aburrá. En la actualidad se dispone de un record importante de perfiles de espesor óptico, estimativos de altura de capa límite, concentración de partículas según la altura vertical, un conjunto importante de funciones de distribución de tamaños de partículas, perfiles preliminares de temperatura y humedad relativa. Dicho conjunto de registros hace parte ya de una base de datos que podría intentar utilizarse en el fortalecimiento de la información más completa y confiable para los modelos de calidad del aire, la definición de planes y de acciones de control y seguimiento ambiental, al menos para el tipo de días con características de tiempo climatológico similares a los reportados en este trabajo de tesis.
- Implementar y poner en funcionamiento un impactor de partículas a base de filtros microporo, e intentar realizar el análisis de concentración usando la técnica de espectrofotometría, como complemento a la infraestructura del observatorio atmosférico Lidar de la Universidad Nacional de Colombia Sede Medellín.

PROPIEDADES ÓPTICAS DEL AEROSOL ATMOSFÉRICO

I. Atenuación de la luz en la atmósfera

Cuando la radiación incidente penetra en la atmosfera interactúa con todo lo que está a su paso, por tanto se inician procesos de absorción y dispersión debida a los diferentes componentes atmosféricos suspendidos en ella como las partículas de aerosol, vapor de agua y otros gases atmosféricos. En consecuencia se pueden distinguir dos componentes en la radiación que llega a la superficie de la tierra, la componente directa y la difusa, la suma de ambas se denomina radiación global. La directa sigue la dirección del sol y solamente sufre proceso de atenuación o extinción de la dirección inicial, y la difusa que procede del proceso de scattering de la radiación con los componentes de la atmosfera y llega desde todas las direcciones del espacio [10].

II. Absorción y scattering de la luz por aerosoles atmosféricos

II.1. Dispersión Rayleigh

La interacción de la radiación solar con los gases y las partículas suspendidas en la atmosfera como la dispersión y la absorción de la energía solar radiante, se puede analizar desde un punto de vista de la teoría Electromagnética realizada por Maxwell. Lord Rayleigh, a principios del siglo XX logro describir (Rayleigh, 1870), con base en el sistema de ecuaciones de Maxwell, logró describir el esparcimiento de la radiación solar cuando interactúa con las partículas desde de la parte óptica. Estas fluctuaciones cuyo comportamiento no es determinista, cambia la densidad del aire puro, puede llegar a cambiar las distancias intermoleculares del medio de propagación de la radiación solar dentro de la atmosfera terrestre, y son varios ordenes de menores que las longitudes de onda características de la radiación solar, cuya energía se concentra básicamente en el rango espectral de 0.3 a 3.5 μm [11].

Al atravesar un medio con heterogeneidades pequeñas, comparables con la longitud de onda del campo electromagnético que constituyen la radiación solar, son iluminadas por un campo eléctrico de la misma intensidad en todo el espacio que ellas ocupan, y este campo externo polariza la heterogeneidad, es decir, la convierte en un dipolo. Como el campo eléctrico oscila en el tiempo, el dipolo lo hace también, y en consecuencia emite radiación, como lo hacen todos los dipolos que se encuentran en el volumen analizado. Esta emisión implica una pérdida de energía en flujo incidente y un re direccionamiento de la radiación en un patrón de esparcimiento característico del dipolo. Este proceso de esparcimiento en el sistema aleatorio de fluctuaciones de la densidad de la fase continúa del aerosol atmosférico es conocida como dispersión Rayleigh, en honor a su descubridor.

La intensidad I_s de la luz esparcida desde una esfera dieléctrica ideal, incluyendo ambos planos de polarización, está dada por:

$$\frac{I_s}{E_0} = \frac{8\pi^4 r^6}{R^2 \lambda^4} \left(\frac{m-1}{m+2} \right)^2 (1 + \cos^2 \varphi) \quad (\text{II.1})$$

En 2.1 se tiene: el ángulo de esparcimiento con respecto al rayo incidente φ , el índice de refracción de las fluctuaciones termodinámicas del medio m , la distancia al punto donde el esparcimiento ocurre R , la longitud de onda de la radiación λ , y la irradiancia luminosa del rayo incidente E_0 en $\text{Js}^{-1}\text{m}^{-2}$.

La dependencia de la intensidad I_0 de la radiación esparcida por las fluctuaciones termodinámicas de la fase continúa del aerosol atmosférico con respecto a la longitud de onda de la radiación incidente como:

$$I_s \sim E_0 \lambda^4 \quad (\text{II.2})$$

Fue fundamental para explicar la coloración azul de los cielos limpios y despejados: siendo los colores azules los de menor longitud de onda en el espectro solar visible, de acuerdo con 2.2 son los que esparcen con mayor intensidad. También el índice de refracción del aire, m , al ser este un dieléctrico, es una magnitud real y por consiguiente la interacción del rayo incidente con el sistema de gases atmosféricos se lleva a cabo sin absorción, es decir, solamente por re direccionamiento de la energía radiante.

II.2. Dispersión Mie

La dispersión de Mie ocurre cuando las partículas son comparables o más grandes que la longitud de onda de la luz λ , (por ejemplo, partículas de aerosol y pequeñas gotas de agua). En 1908, Gustav Mie publicó una solución rigurosa del problema de dispersión de luz por partículas esféricas homogéneas de tamaño comparable con λ , [8]. La teoría de Mie presenta una solución en la cual se tiene en cuenta el tamaño de las partículas, pero también su índice de refracción y el del medio que las rodea, y asimismo, su forma, constante dieléctrica, y absorptividad. En particular, la retrodispersión lidar se presenta en la radiación difusa producida por los constituyentes de la atmósfera, [10] [12], y en este caso, se considera la dispersión elástica de la luz de un láser de Argón a 514.5 nm , 496.5 nm , y 476.5 nm , producida por las partículas en suspensión, las cuales son consideradas esféricas.

Según la teoría de Mie, el cálculo de los elementos de la matriz de transformación del campo eléctrico de incidente a difuso, se realizó en forma recurrente mediante los polinomios de Legendre, y de las funciones de Bessel, para las partes angular y radial respectivamente [8]. El procedimiento en detalle, se describe de la siguiente manera:

Cuando una partícula fija, de composición y forma arbitraria, es iluminada por luz correspondiente a una onda escalar plana de extensión infinita en la dirección positiva del eje z , r es la magnitud del vector \vec{r} , vector que va desde el centro del dispersor hasta el punto de observación, tal como se muestra en la Figura II.1.

En este caso, se considera que la luz incidente está polarizada linealmente, entonces,

$$U(z,t) = U_0 \exp[i(kz - \omega t)] \quad (\text{II.3})$$

La onda dispersada en el campo lejano, es esférica, por lo tanto es inversamente proporcional a la distancia r entre la partícula y el punto de observación, entonces,

$$U = S(\theta, \varphi) \frac{1}{ikr} \exp[i(\vec{k} \cdot \vec{r} - \omega t)] \quad (\text{II.4})$$

donde, $S(\theta, \varphi)$, es la función de amplitud,

Teniendo en cuenta la ecuación (II.3), la ecuación (II.4) puede escribirse como,

$$U = S(\theta, \varphi) \frac{U_0}{ikr} \exp[i(\vec{k} \cdot \vec{r} - kz)] \quad (\text{II.5})$$

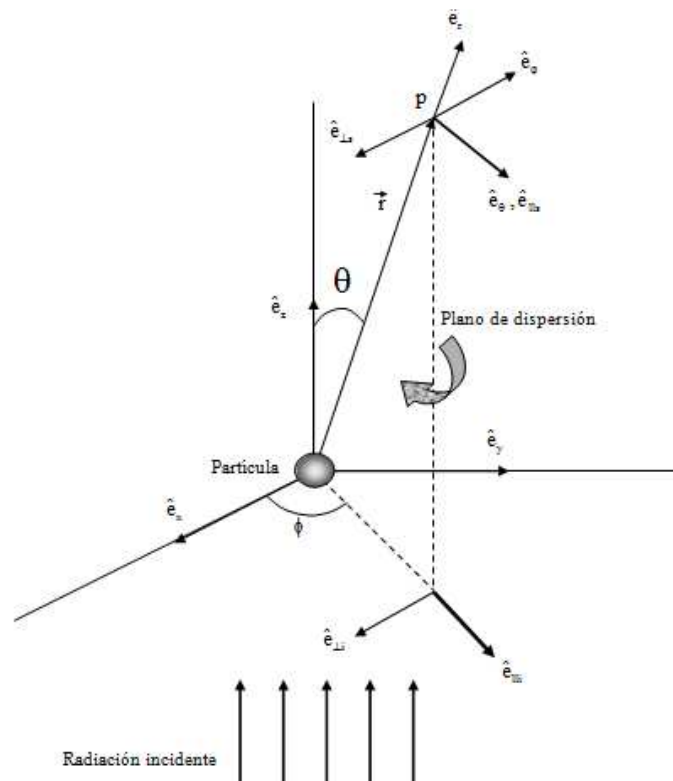


Figura II.1. Dispersión elástica de la luz producida por una partícula esférica

En general, la función de amplitud es compleja y se escribe mediante la siguiente expresión,

$$S(\theta, \varphi) = s[\exp(i\sigma)] \quad (\text{II.6})$$

donde s , es la amplitud, con $s > 0$ y la fase σ , es un número real, además s y σ , son funciones de θ y de φ .

La fase σ depende de la elección del origen de coordenadas, mientras que la amplitud s , es independiente de esta elección.

La intensidad de luz dispersada se expresa como,

$$I_{sca} = \frac{I_0}{(kr)^2} S^2(\theta, \varphi) \quad (\text{II.7})$$

Para el caso general de la extinción y dispersión de luz polarizada, la dispersión en cualquier dirección es descrita por las cuatro funciones de amplitud, S_1 , S_2 , S_3 , y S_4 , las cuales forman una matriz $S(\theta, \varphi)$ de cuatro elementos:

$$\begin{bmatrix} E_s \\ E_p \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} S_2 & S_3 \\ S_4 & S_1 \end{bmatrix} \frac{\exp[i(\vec{k} \cdot \vec{r} - kz)]}{ikr} \begin{bmatrix} E_{s0} \\ E_{p0} \end{bmatrix} \quad (\text{II.8})$$

donde p y s indican las direcciones del campo eléctrico perpendicular y paralela, respectivamente, al plano de dispersión.

Para el caso de partículas esféricas, $S_3 = S_4 = 0$, $S_1(\theta)$, y $S_2(\theta)$, por lo tanto, para una dirección arbitraria,

$$\begin{bmatrix} E_s \\ E_p \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} S_2(\theta) & 0 \\ 0 & S_1(\theta) \end{bmatrix} \frac{\exp[i(\vec{k} \cdot \vec{r} - kz)]}{ikr} \begin{bmatrix} E_{s0} \\ E_{p0} \end{bmatrix} \quad (\text{II.9})$$

$$E_p = S_1(\theta) \frac{1}{ikr} \exp[i(\vec{k} \cdot \vec{r} - kz)] E_{p0} \quad (\text{II.10})$$

$$E_s = S_2(\theta) \frac{1}{ikr} \exp[i(\vec{k} \cdot \vec{r} - kz)] E_{s0} \quad (\text{II.11})$$

Entonces, las relaciones que conectan los parámetros de Stokes de la luz incidente y dispersada son:

$$I_l = \frac{j_2}{(kr)^2} I_{l0} \quad (\text{II.12})$$

$$I_l = \frac{j_1}{(kr)^2} I_{r0} \quad (\text{II.13})$$

con $j_1 = |S_1(\theta)|^2$ y $j_2 = |S_2(\theta)|^2$.

Aquí, los términos S_1 y S_2 , se obtienen respectivamente a partir de las siguientes expresiones:

$$S_1 = \sum_l \frac{(2n+1)}{n(n+1)} \left[a_n \pi_n(\cos\theta) + b_n \tau_n(\cos\theta) \right] \quad (\text{II.14})$$

$$S_2 = \sum_l \frac{(2n+1)}{n(n+1)} \left[b_n \pi_n(\cos\theta) + a_n \tau_n(\cos\theta) \right] \quad (\text{II.15})$$

donde θ , es el ángulo de dispersión, a_n y b_n son los términos radiales originados por la separación de variables radial y angular del campo difuso, mientras que τ_n y π_n son los términos dependientes de la variable angular θ .

II.3. Cálculo de los términos angulares τ_n y π_n

Para realizar el cálculo de estos términos, se utilizaron los polinomios de Legendre:

$$\tau_n = P_n' \quad (\text{II.16})$$

$$\pi_n = (\cos\theta)P_n' - (\sin^2\theta)P_n'' \quad (\text{II.17})$$

donde P_n , P_n' , P_n'' son los polinomios de Legendre respecto a la variable $\cos\theta$ y sus derivadas. Estos polinomios se pueden obtener utilizando la regla de derivación y de recurrencia a partir de P_{n-1} , P_{n-2} , P_{n-1}' , P_{n-1}'' , de la siguiente forma:

$$P_n = \frac{1}{n} \left[(2n-1)(\cos\theta)P_{n-1}' - (n-1)P_{n-2} \right] \quad (\text{II.18})$$

$$P'_n = \frac{1}{\cos\theta} \left(nP_n + P'_{n-1} \right) \quad \text{ó} \quad P'_n = nP_{n-1} + P'_{n-1} \cos\theta \quad (\text{II.19})$$

$$P''_n = \frac{1}{\cos\theta} \left[(n-1)P'_n + P''_{n-1} \right] \quad \text{ó} \quad P''_n = (n+1)P'_{n-1} + P''_{n-1} \cos\theta \quad (\text{II.20})$$

Para el caso del cálculo de la serie S_1 y S_2 es conveniente el cálculo recursivo de los términos τ_n y π_n (y por lo tanto de P_n , P'_n , P''_n) a partir del primer polinomio de Legendre y su respectiva derivada:

$$P_1 = \cos\theta; \quad P'_1 = 1; \quad P''_1 = 0 \quad (\text{II.21})$$

$$P_2 = \frac{1}{2}(3\cos^2\theta - 1); \quad P'_2 = 3\cos\theta; \quad P''_2 = 3 \quad (\text{II.22})$$

II.4. Cálculo de algunos parámetros ligados a la dispersión Mie

II.4.1 Sección eficaz de retrodispersión

Si el ángulo φ es formado por la luz incidente polarizada linealmente, con el plano de dispersión, (Ver la Figura 2.1), entonces, la potencia total por ángulo sólido $(I_p + I_s)r^2$, recibida por el observador y dividido por la intensidad total incidente $(I_{p0} + I_{s0})$, es:

$$\beta(\theta, \varphi) = \frac{1}{k^2} \left[|S_1(\theta)|^2 \cos^2(\varphi) + |S_2(\theta)|^2 \sin^2(\varphi) \right] \quad (\text{II.23})$$

- La eficiencia de dispersión:
$$Q_{ba}(\theta, \varphi) = \frac{16\pi^2}{(x\lambda)^2} \beta(\theta, \varphi) \quad (\text{II.24})$$

II.4.2 Sección eficaz de dispersión

La potencia difusa por dispersión, dividida por la intensidad de la radiación incidente es:

$$\sigma_{sca} = \left(\frac{\lambda^2}{2\pi} \right) \sum_1^\infty (2n+1) \left[|a_n|^2 + |b_n|^2 \right] \quad (\text{II.25})$$

- La eficiencia de extinción por dispersión:
$$Q_{sca} = \frac{4\pi}{(x\lambda)^2} \sigma_{sc} \quad (\text{II.26})$$

II.4.3 Sección eficaz de extinción por dispersión

La potencia total difusa, dividida por la intensidad incidente es:

$$\sigma_{ext} = \left(\frac{\lambda^2}{2\pi} \right) \sum_1^{\infty} (2n+1) \Re(a_n + b_n) \quad (\text{II.27})$$

$$Q_{ext} = \left(\frac{I}{\pi r^2} \right) \sigma_{ext} \quad (\text{II.28})$$

- La eficiencia de extinción total:

II.4.4 Sección eficaz de extinción por absorción

Es la razón entre la energía de absorción y la energía incidente, y se puede obtener a partir de:

$$\sigma_{abs} = \sigma_{ext} - \sigma_{sca} \quad (\text{II.29})$$

- La eficiencia de absorción es: $Q_{abs} = Q_{ext} - Q_{sca}$ (II.30)

II.4.5 Albedo de dispersión simple

El albedo A, viene dado por la razón entre la energía esparcida y la extinguida.

$$A = \frac{Q_{sca}}{Q_{ext}} \quad (\text{II.31})$$

II.4.6 Factor de asimetría de la radiación difusa

El factor de asimetría es el valor promedio o valor esperado estadístico del ángulo de dispersión, [12, 13]

$$g = \langle \cos\theta \rangle = \int p \cos\theta d\Omega \quad (\text{II.32})$$

el cual en función de a_n y b_n es:

$$g = \frac{4}{x^2 Q_{sca}} \sum_{n=1}^{\infty} \left[\frac{n(n+2)}{n+1} \Re(a_n * a_{n+1} + b_n * b_{n+1}) + \frac{2n+1}{n(n+1)} \Re(a_n * b_n^*) \right] \quad (\text{II.33})$$

p , es la función de fase, la cual viene definida según la teoría de Lorentz-Mie por,

$$p_{\text{LMT}}(\cos \theta) = \frac{2}{x^2 Q_{\text{ext}}} (|s_1|^2 + |s_2|^2) \quad (\text{II.34})$$

Referencias

- [1] *CONTAMINACIÓN ATMOSFÉRICA Y EFECTOS SOBRE LA SALUD DE LA POBLACIÓN*, Medellín y su área metropolitana, Centro de Investigaciones, Facultad Nacional de Salud Pública, Universidad de Antioquia Medellín. Colombia 2007.
- [2] L. P. Peña, R. Baró, P. J. Guerrero. *Estudio del efecto directo de los aerosoles atmosféricos sobre Europa*. Universidad de Murcia. CONAMA 2014, CONGRESO NACIONAL DEL MEDIO AMBIENTE
- [3] Toma de muestras de aerosoles. Muestreadores de la fracción inhalable de materia particulada. Ministerio de trabajo y asuntos sociales España.
- [4] Hess, M., Koepke, P. and Schult, I. Optical properties of aerosols and clouds: The software package OPAC. Bulletin of the American Meteorological Society, vol. 79, 5, 831-844, 1998.
- [5] Porta Prats N. *Utilización del fotómetro solar Cimel (AERONET) para el análisis de parámetros microfísicos y radiativos del aerosol atmosférico en el suroeste de la Península Ibérica*. Universidad de Valladolid. Departamento de física teórica, atómica y óptica.
- [6] C. Toledano. *Climatología de los aerosoles mediante la caracterización de propiedades ópticas y masas de aire en la estación 'El Arenosillo' de la red AERONET*. Valladolid, 2005, 239 h. Tesis doctoral. Universidad de Valladolid. Departamento de física teórica, atómica y óptica.
- [7] C. Solís y Gonzales. *Variabilidad diurna y estacional del aerosol óptico urbano. Caso de estudio ciudad de México*. Universidad Nacional Autónoma de México. 2008
- [8] B.N. Holben, T.F Eck, I Slutsker, D. Tenré, J. P. Buis, A. Setzer, E.Vermote, J. A Reagan, Y. J. Kaufman, T. Nakajima, F. Lavenue, I. Jankowiak, A. Smirnov. AERONET-A Federated Instrument Network and Data Archive for Aerosol Characterization, 1998
- [9] W. Janet, Microphysical Aerosol Properties Retrieved from Combined Lidar and Sun Photometer Measurements, Master Thesis, Leipzig University, January 2012
- [10] Nizperuza T, Daniel J. Diseño y construcción de un sistema óptico de monitoreo atmosférico aplicado a la determinación de la capa límite atmosférica en la ciudad de Medellín. Marzo 2010.
- [11] Vladimir A. Kovalec, William E. Eichinger. Elastic Lidar, Theory, Practice, and Analysis Methods, Wiley Interscience.

- [12] Measures Raymond M., Laser Remote sensing Fundamentals and Applications, John Wiley & Sons, Inc. USA 1984.
- [13] Neda Boyouk., Jean-Francois Léon., Herve Delbarre., T Podvin., c. Deroo., Impact of the mixing boundary layer on the relationship between PM2.5 and aerosol optical thickness. *Atmospheric Environment*. 44 (2010) 271-277
- [14] K. Weitkamp, Range-Resolved Optical Remote Sensing of the Atmosphere, vol. 1. Springer Science, 466 p (2005).
- [15] E. Montilla. Determinación de las propiedades de absorción de los aerosoles atmosféricos: aplicación en una zona sub-ártica de Noruega. Tesis doctoral. España. Universidad de Valladolid (2009).
- [16] J.D. Klett, Extinction boundary value algorithms for lidar inversion, *Applied optics*, vol. 25, No 15 (1986)
- [17] *Anuar esfuerzos para operar la red de monitoreo de calidad del aire, meteorología y ruido, en el Valle de Aburra*. Informe N° 6 del Convenio CI-326 de 2014. N°Interno 1416_4.0. Informe Noviembre 2014. Universidad Nacional de Colombia. Facultad de Minas. Departamento de Geociencias y Medio Ambiente. Diciembre de 2014
- [18] C. Sloane, Properties of aerosols – Comparison of measurements with model calculations, *Atmospheric Environment*, vol. 17, No 02 (1983)
- [19] C. Bockmann, A. Kirsche, Iterative regularization method for lidar remote sensing, *Computer physics communications* 174 (2006)
- [20] H. Baars et. al, Continuous monitoring of the boundary-layer top with lidar, *Atmospheric Chemistry and Physics* 8, 7281-7296 (2008).
- [21] Daniel J. Nisperuza, Andrés E. Bedoya, Dairo L. Alegría, Mauricio Múnera, José F. Jiménez, Carmen E. Zapata, Álvaro Bastidas, Lidar measurements and wavelet covariance transform method to estimate the atmospheric boundary layer heights in Medellín, Colombia, *Opt. Pura Apl.* 47 (2) 123-130 (2014).
- [22] D.J. Nisperuza, A.E Bastidas, Development of a tropospheric lidar for observations of the planetary boundary layer above Medellín, Colombia, *Journal of physical science and applications* 1 (2011)
- [23] S. Fan, B. Wang, M. Tesche, R. Engelmann, A. Althausen, J. Liu, W. Zhu, Q. Fan, M. Li, N. Ta, L. Song, K. Leong, Meteorological conditions and structures of atmospheric boundary layer in October 2004 over Pearl River Delta area, *Atmospheric Environment*, vol. 42(2008)
- [24] C. Bockmann, I. Mironova, D. Muller, L. Schneidenbach, R. Nessler, Microphysical aerosol parameters from multiwavelength lidar, *Optical Society of America*, vol 22, No 03 (2005)

- [25] R. Vergaz, Caracterización de aerosoles atmosféricos, Óptica pura y aplicada, vol. 34 (2001)
- [26] J.D. Klett, Lidar inversion with variable backscatter / extinction ratios, Applied optics, vol. 24, No 11 (1985)
- [27] J.D. Klett, Lidar calibration and extinction coefficients, Applied optics, vol. 22, No 04 (1983)
- [28] P. J German. *El clima de Antioquia*. Escuela de Geociencias y Medio Ambiente. Facultad de Minas. Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellin.
- [29] I. Mattis, A. Ansmann, D. Althausen, V. Jaenisch, U. Wandinger, D. Muller, Y.F. Arshinov, S.M. Bobrovnikov, I.B. Serikov, Relative-humidity profiling in the troposphere with a Raman lidar, Applied optics, vol. 41, No 30 (2002)
- [30] S.A. Cohn, W. M. Angevine, Boundary layer height and entrainment zone thickness measured by lidars and wind-profile radars, Journal of Applied Meteorology , vol 39 (2000)
- [31] BAM1020 DataSheet. Continous Particualte Monitor. Met One Intruments, Inc
- [32] <http://gaw.empa.ch/gawsis/default.asp>
- [33] Handbook of optics vol II: Design, fabrication and testing; Sources and detectors; Radiometry and fotometry., Mc Graw Hill (2010).
- [34] R.M Goody and Y.L.Young. Atmospheric Radiation: theoretical basis, California Institute of technology, copyright Oxford University Press, (1961- 1989).
- [35] http://www.wmo.int/pages/prog/arep/gaw/gaw_home_en.html
- [36] <http://gaw.empa.ch/gawsis/>
- [37] M. Schaap, A Apituley, R. M A. Timmermans, R. B. A. Koelemeijer, G. de Leeuw. Exploring the relation between aerosol optical depth and PM2.5 at Cabauw, the Netherlands, Atmospheric Chemistry and Physics., 9, 909-925, 2009
- [38] <http://aeronet.gsfc.nasa.gov/>
- [39] <http://siata.gov.co/boletinnp.php>
- [40] E. P. Shettle, R. W. Fenn, *Models for the Aerosol of the lower Atmosphere and the Effects of Humidity Variations on their Optical Properties*. AFGL-TR-79-0214. Environmental Research Papers, N° 676
- [41] F. J. Expósito G, “*Determinación del Espesor Óptico de Aerosoles Mediante Técnicas de Teledetección en la Region de Canarias*”. Departamento de Física, Universidad de la Laguna. 21 de abril de 1999

- [42] Manual de Diseño de Sistemas de Vigilancia de Calidad del Aire del Protocolo para el Monitoreo y Seguimiento de Calidad del Aire, Octubre 2010
- [43] H. Lyamani, F. J Olmo, L. Alados-Arboledas. *Long-term changes in aerosol radiative properties at Armilla (Spain)*, Atmospheric Environment, Elsevier 2004.07.021