

**IMPLEMENTACIÓN DE UN FOTÓMETRO SOLAR PARA LA CARACTERIZACIÓN
ÓPTICA DE AEROSOLLES ATMOSFÉRICOS**



**DAIRO LIBARDO ALEGRIA CAMPO
FABIAN DANIEL OROZCO SANCHEZ**

**UNIVERSIDAD DEL CAUCA
FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES, EXACTAS Y DE LA EDUCACIÓN
INGENIERÍA FÍSICA
POPAYÁN
2007**

**IMPLEMENTACIÓN DE UN FOTÓMETRO SOLAR PARA LA CARECTERIZACIÓN
ÓPTICA DE AEROSOLES ATMOSFÉRICOS**

**DAIRO LIBARDO ALEGRIA CAMPO
FABIAN DANIEL OROZCO SANCHEZ**

**Trabajo de grado presentado como requisito parcial para optar al título de
Ingeniero Físico**

**Directora
Dra. Sonia Gaona Jurado**

**Co-Directora
Dra. Edith Rodríguez**

**UNIVERSIDAD DEL CAUCA
FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES, EXACTAS Y DE LA EDUCACIÓN
INGENIERÍA FÍSICA**

POPAYÁN

2007

TABLA DE CONTENIDO

	Pág.
RESUMEN	
1. INTRODUCCIÓN	1
CAPÍTULO 1: AEROSOLES ATMOSFÉRICOS Y CLIMATOLOGIA	6
1.1 Características generales de las Partículas	
Totales en Suspensión	8
1.2 Factores geográficos influyentes en	
la climatología Colombiana	13
1.3 Factores atmosféricos influyentes en	
la climatología Colombiana	14
CAPÍTULO 2: TÉCNICAS DE MEDIDAS DE AEROSOLES	18
2.1 Técnicas de detección remota	19
2.2 Técnicas de medidas In-Situ	21
2.3 Otras técnicas	22
CAPÍTULO 3: FOTOMETRÍA	24
3.1 Ley de Beer Bouguer Lambert	27
3.2 Determinación del espesor óptico	28
3.3 El parámetro alfa de Angstrom	34

3.4	Modelos de Aerosoles	36
CAPÍTULO 4: CALIBRACIÓN DE INSTRUMENTOS		
	DE MEDIDAS RADIOMÉTRICAS	39
4.1	Calibración de Irradiancia en el laboratorio	40
4.2	Intercalibración o calibración por comparación con instrumentos de referencia	41
4.3	Calibraciones absolutas por el Método de Langley	42
4.3.1	Evaluación del Falso Ciclo Diurno	46
4.3.2	Descripción del Método K-CICLO	47
CAPÍTULO 5: EL FOTÓMETRO SOLAR MANUAL MSP-<i>f</i>		50
5.1	Sistema óptico	52
5.1.1	El tubo limitador	52
5.1.2	Filtros	54
5.2	Sistema electrónico	55
5.2.1	Detección de la señal	56
5.2.2	Adecuación de la señal	57
5.2.3	Adquisición de la señal	58
5.3	Programa	60
5.3.1	Recepción de datos de la interfaz	60
5.3.2	Cálculo de espesor óptico de aerosoles τ	61
5.3.3	Cálculo del parámetro alfa de Angstrom	63
CAPÍTULO 6: CALIBRACIÓN DEL MSP-<i>f</i>		65
6.1	Resultados de la calibración	66

CAPÍTULO 7: RESULTADOS Y ANÁLISIS DE DATOS	70
7.1 Cálculo del espesor óptico de aerosoles AOD	72
7.2 Parámetro alfa de Angstrom	78
7.3 Análisis de resultados	79
CONCLUSIONES	84
ANEXOS A	86
ANEXOS B	87

LISTA DE FIGURAS

	Pág.
Figura 1.1. Clasificación de las capas de la atmósfera	12
Figura 1.2. Ubicación geográfica de Colombia	13
Figura 1.3. Mapa del clima de Colombia	15
Figura 3.1. Espectro de radiación electromagnética	25
Figura 3.2. Irradiancia solar extraterrestre a nivel del suelo tomado con una elevación solar de 44° sobre el horizonte	29
Figura 3.3. Esquematización de δ , Φ , ω , α	33
Figura 3.4. Diagrama de dispersión AOD (500 nm) frente a alfa (500-800 nm) con los tipos de aerosoles dados por el modelo OPAC	38
Figura 4.1. Corrección calibración K-CICLO para el CIMEL	49
Figura 5.1. Tubo limitador de campo	53
Figura 5.2. Sistema de lentes tipo doblete acromático	54
Figura 5.3. Montaje del sistema giratorio de los filtros de interferencia	55
Figura 5.4. Fotodetector FDS 100 Si	56
Figura 5.5. Filtro pasivo sistema de filtrado recomendado por THORLAB para el fotodetector	57
Figura 5.6. Amplificación operacional de alta velocidad	58

Figura 5.7.	Tarjeta de adquisición de datos	59
Figura 5.8.	Software cálculo ángulo cenital	62
Figura 5.9.	Esquema fotómetro solar MSP- <i>f</i>	63
Figura 5.10.	Fotómetro solar MSP- <i>f</i>	64
Figura 6.1.	Ubicación del área de estudio	66
Figura 6.2.	Representación Langley para el canal de 650 nm	67
Figura 6.3.	Representación Langley para el canal de 550 nm	67
Figura 6.4.	Representación Langley para el canal de 400 nm	68
Figura 7.1.	Espesor óptico atmosférico entre enero y abril	72
Figura 7.2.	AOD vs. Tiempo para el 10 y 27 de enero de 2007	73
Figura 7.3.	AOD vs. Tiempo para el 4 y 20 de febrero de 2007	73
Figura 7.4.	AOD vs. Tiempo para el 14 y 25 de marzo de 2007	73
Figura 7.5.	Corrección calibración K-CICLO obtenida para el MSP- <i>f</i> para el canal de 650 nm.	75
Figura 7.6.	AOD enero 27 2007 Popayán	76
Figura 7.7.	AOD febrero 4 2007 Popayán	76
Figura 7.8.	AOD marzo 14 2007 Popayán	77
Figura 7.9.	AOD marzo 25 2007 Popayán	77
Figura 7.10.	Exponente de Angstrom 550 nm Popayán-Cauca	78
Figura 7.11.	Parámetro alfa de Angstrom α (500/650) Popayán-Cauca	80
Figura 7.12.	Diagrama de dispersión para AOD (550) frente a alfa α (500/650) con los tipos de aerosoles dados por OPAC	82

RESUMEN

Los aerosoles atmosféricos se pueden definir como un conjunto de partículas sólidas o líquidas suspendidas en la atmósfera, que se mantienen el tiempo suficiente como para permitir su observación y medida. Su estudio es de gran importancia para entender los cambios que se están dando en la climatología terrestre.

El Sol irradia los aerosoles, los que a su vez dispersan esta radiación provocando un enfriamiento en la atmósfera. Su efecto es drástico desde los cambios a nivel del clima regional, en los modos y formas de vida, los cultivos, la calidad del agua, hasta los procesos generales y macroscópicos relacionados con el intercambio radiativo entre los sistemas Tierra – atmósfera, implicando alteraciones en la dinámica del llamado “cambio climático global”, particularmente en el preocupante ritmo del aumento de la temperatura de la Tierra. El efecto de los aerosoles es también importante en otros procesos no relacionados con el clima, como aquellos ligados a la contaminación de carácter local, regional y mundial. En numerosas ocasiones causan problemas relevantes en la calidad del aire y consecuentemente en la salud. Las consecuencias de este tipo de alteraciones incontrolables en los últimos tiempos, ha tenido manifestaciones catastróficas. Esta problemática ha sido asumida por las principales entidades del medio ambiente a nivel mundial, y actualmente se están definiendo políticas de monitoreo y control de polución, utilizando avances científico-tecnológicos más recientes y a su vez eficientes.

Existen hoy numerosos programas de observación de los aerosoles en la atmósfera basados en instrumentos con principios físicos muy diferentes. Un método muy eficaz y relativamente difundido es la determinación del denominado espesor óptico de aerosoles (AOD) mediante fotómetros solares.

La determinación de extinción óptica y de espesores ópticos de aerosoles mediante la técnica de fotometría solar se viene realizando con mayor o menor precisión desde hace varias décadas. En este documento se reporta el diseño y construcción de un fotómetro solar que se basa en la atenuación de la radiación solar por parte de los aerosoles atmosféricos, donde el parámetro fundamental que se analiza es el espesor óptico de aerosoles que se calcula a partir de las medidas de irradiancia directa del sol convertida a señal digital a través de un sistema electrónico, permitiendo su registro directo en una memoria de recolección de datos, los cuales son llevados a un programa para ser analizados. Además se reportan resultados del proceso de calibración del instrumento así como de algunos datos obtenidos con el fin de corroborar el funcionamiento del mismo.

1. INTRODUCCIÓN

El término *Contaminación Atmosférica* se refiere a la presencia en el aire de materia o formas de energía que impliquen riesgo, daño o molestia grave para las personas o bienes de cualquier naturaleza. La fuente de estos contaminantes pueden ser varias, destacándose los incendios forestales y erupciones volcánicas, las actividades humanas en los procesos industriales, la calefacción y el tráfico, entre otras.

La región del suroccidente de Colombia se caracteriza por tener un sistema montañoso importante, la cordillera de los Andes, con presencia de volcanes de mediana actividad, un extenso bosque tropical, y por estar próxima a la región amazónica y al Océano Pacífico. Aquí se encuentran ubicadas las capitales Cali (Valle del Cauca), Popayán (Cauca) y Pasto (Nariño).

En el norte del Departamento del Cauca y en el sur del departamento del Valle existe una extensa zona industrial, principalmente la relacionada con la producción de la caña de azúcar. Previamente a la cosecha de la caña, los cultivos son quemados para facilitar el corte manual de la misma, puesto que sus desechos son utilizados como combustible en el proceso de obtención del azúcar. La quema de esta biomasa, junto con las emisiones de gases de vehículos con motores a gasolina y diesel, la emisión de gases de origen volcánico y la contaminación biogénica del bosque tropical, constituyen fuentes principales de contaminación atmosférica que afectan considerablemente la calidad del aire, los cultivos, y la salud humana de la región. Además, en esta zona de bajas presiones es donde se produce la mayor cantidad de ozono, donde también ocurre el intercambio de contaminación de la parte norte hacia el sur de América.

En Colombia existen procesos para el control de la calidad de aire con equipos tipo PM10 (instrumentos que recogen los aerosoles menores a 10 μm de diámetro). Estos instrumentos realizan las medidas a baja altura (terrazas de edificios y nivel del suelo), sin registrar medidas a los rangos de altura en los que se concentra la mayor cantidad de contaminantes. Estos instrumentos, además de tener un elevado costo, exigen un

mantenimiento y calibración de nivel especializado.

Por otra parte las medidas que se realizan en nuestro país se efectúan una vez por año, lo cual no es suficiente para poder tener una base completa de los aerosoles contaminantes que afectan el aire.

A continuación se citan algunos puntos, presentados por el Ministerio del Medio Ambiente, de la problemática que existe actualmente en Colombia sobre la gestión ambiental atmosférica:

- Insuficiencia de datos en línea base.
- Poca confiabilidad de los datos existentes por su inadecuada metodología de medición.
- Insuficiencia de parámetros de aseguramiento de la calidad en toma y análisis de datos.
- Heterogeneidad en las pocas modelaciones de contaminantes aplicadas.
- Incoherencia entre los estándares de inmisión y los estándares de emisión (fuentes fijas y móviles).
- Equipos de medición en mal estado.
- Poca representatividad estadística por insuficiencia de datos anuales.
- Inexistencia de inventario de fuentes fijas con sus respectivas emisiones por las Corporaciones (autoridades ambientales regionales).
- Estudios de emisión efectuados sin rigor técnico.
- Inexistencia de programas de auditoria para certificación de los estudios de emisión efectuados.
- Poco trabajo intersectorial para determinar los impactos y externalidades causadas sobre el medio ambiente y la salud humana por los contaminantes atmosféricos.
- Inexistencia de certificación de equipos.
- Insuficiencia en la cobertura de estaciones meteorológicas.

- Poca confiabilidad en los resultados de prueba estática para los vehículos diesel y a gasolina.
- Incompetencia técnica de los talleres para la adecuación de los automóviles.
- Inexistencia de correlaciones entre las emisiones vehiculares y el contexto de los estándares de inmisión.
- Desconocimiento de las demás fuentes de generación de contaminantes atmosféricos que se suscitan en el contexto urbano.
- Falta de recursos económicos para la implementación de programas de planeación, control y seguimiento de contaminantes atmosféricos.
- Irrelevancia de las fuentes de generación de contaminación atmosférica dentro de la planeación del ordenamiento territorial.
- No se ha podido determinar la relación de priorización en ciertos sectores contaminantes entre sus características endógenas vs. exógenas.
- Normas flexibles y ambiguas.
- Poca capacidad técnica en algunas corporaciones para el manejo de equipos.

Por lo anterior, apropiar tecnologías que arrojen medidas cuantitativas de aerosoles atmosféricos, darían respuesta a algunos de los problemas que se tienen actualmente en el sector de medio ambiente.

Los aerosoles atmosféricos son partículas y moléculas (entendiendo estas últimas como agregados de partículas) en estado sólido, líquido o gaseoso, que se encuentran en suspensión en la atmósfera. Por su origen se clasifican en *naturales* (cenizas de volcanes, sal marina, polen) y *antropogénicos*, es decir derivados de la actividad humana (resultado de motores de combustión, humo de fábricas). Su estudio permite conocer su influencia en algunos campos de aplicación como los nombrados a continuación:

- La calidad del aire (análisis de salubridad pública).

- Estudios climatológicos, debido a su influencia en el balance energético terrestre, ya que al aumentar la concentración de aerosol en la atmósfera llega menos radiación solar a la superficie terrestre.
- Estudios meteorológicos y por tanto, análisis de la dinámica de la atmósfera.

En este documento se reporta el diseño y construcción de un fotómetro solar manual para la medida de aerosoles atmosféricos, así como un análisis de datos tomados en la ciudad de Popayán, zona de estudio.

Para alcanzar el objetivo central del trabajo fue necesario plantearse algunos objetivos específicos tales como;

1. Revisión bibliográfica que aporte bases teóricas de la investigación:

- Aerosoles y climatología colombiana. El resumen de la información encontrada al respecto se consigna en el capítulo 1.
- Las técnicas de medida de aerosoles. Se hizo una revisión de las técnicas usadas en las principales estaciones de monitoreo atmosférico. La información condensada se presenta en el capítulo 2.

Estudiadas las diferentes técnicas y analizadas de acuerdo con las condiciones de la región de estudio se eligió una técnica particular, la fotometría, cuya base física se explica en el capítulo 3.

Los instrumentos basados en medidas de radiación solar, esto es, instrumentos de medidas radiométricas, requieren de una calibración particular. Los métodos mas usados para la calibración este tipo de instrumentos se describen en el capítulo 4.

2. Procesada la información recogida en la base teórica, se procedió a diseñar y construir el fotómetro solar manual, que se denominó MSP-f. El proceso de

diseño, las especificaciones técnicas y la construcción final del MSP-*f* se encuentra reportado en el capítulo 5.

3. Antes de hacer las medidas correspondientes con el MSP-*f* fue necesario calibrarlo. Los resultados de esta calibración se encuentran en el capítulo 6.
4. Con el fotómetro construido y calibrado, se procedió a tomar datos relevantes para la caracterización de aerosoles atmosféricos, esto es, espesor óptico de aerosoles (AOD) y el parámetro alfa de angstrom (α). Los resultados y su respectivo análisis se muestran en el capítulo 7.

La suma de los logros obtenidos en estos objetivos, dio como resultado una primera clasificación de los aerosoles atmosféricos presentes en la zona de estudio a partir de datos obtenidos con el MSP-*f*.

Finalmente se presentan las conclusiones obtenidas a lo largo del desarrollo del trabajo de investigación que se reporta en este documento.

El Anexo A presenta las sugerencias para la continuación del trabajo, con la idea de construir en un futuro la base de datos de la climatología colombiana.

El proceso de construcción del MSP-*f*, así como los resultados que se presentan en este documento fueron expuestos en el IV *Workshop Lidar Measurements In Latin America* realizado en Ilha Belha – Brasil durante los días del 17 al 23 de Junio del 2007. Los artículos respectivos se presentan en el Anexo B.



[CAPÍTULO 1]

AEROSALES ATMOSFÉRICOS Y CLIMATOLOGÍA COLOMBIANA

Un aerosol es un conjunto de partículas suspendidas en un gas. El término se refiere tanto a las partículas como al gas en el que las partículas están suspendidas. El tamaño de las partículas va de los 0,002 μm a más de 100 μm , esto es, desde unas pocas moléculas hasta el tamaño en el que dichas partículas no pueden permanecer suspendidas en el gas [1].

Algunos aerosoles ocurren de forma natural, originados por la vegetación viva, la pulverización del agua marina, los volcanes, las tormentas de polvo o los incendios forestales. Algunas actividades humanas, como el uso de combustibles fósiles y la alteración de la superficie natural también generan aerosoles. Repartidos por el planeta, los aerosoles *antropogénicos* -aquellos que han sido generados por las personas- representan el 10% de la cantidad total de aerosol presente en la atmósfera.

Se pueden distinguir, tres modos en la distribución de tamaños de partículas [2]:

- *Modo de condensación o núcleos de Aitken*, cuyas dimensiones oscilan desde 0,002 μm hasta 0.1 μm . Su contribución a la masa total es despreciable debido a su pequeño tamaño, y son de fácil y rápida eliminación de la atmósfera.
- *Modo o rango de acumulación*, que ocupa entre 0.1 μm y 2.5 μm , partículas que forman una parte sustancial de la masa, y son eliminadas de la atmósfera menos eficazmente. Son las que más influyen en la interacción con la radiación.
- Partículas gruesas (o *coarse*), que van desde 2.5 μm a 100 μm , 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.

Por otro lado, es posible analizar los aerosoles en un rango amplio de tamaños, que recoge tanto a las partículas finas, como a las gruesas, a este grupo se le denomina partículas totales en suspensión.

1.1. Características Generales de las Partículas Totales en Suspensión, PTS [1].

El término PTS se refiere a las partículas sólidas o líquidas con tamaños entre 0.002 μm y 25 μm . Estas partículas se originan por la erosión del suelo, combustiones fósiles, emisiones de gases naturales, erupciones volcánicas, incendios y por canteras, minería y cementeras. No son notoriamente visibles y pueden permanecer en la atmósfera por variados periodos de tiempo y acelerar reacciones químicas, produciendo así contaminantes secundarios. En realidad, el material particulado es enormemente variado en cuanto a sus características y formación. Las definiciones de algunos términos importantes se encuentran en la Tabla 1.1.

Según su diámetro, las partículas totales en suspensión se pueden dividir en dos grupos: las finas con diámetros menores que 2.5 μm y las gruesas con diámetros mayores a 2.5 μm . Las características entre estos dos tipos de partículas son diferentes ya que se transforman de diferentes maneras, tienen diferente composición química y propiedades físicas, diferentes propiedades ópticas y los métodos utilizados para su muestreo y análisis son diferentes.

Tabla 1.1 - Definición de los términos que describen los aerosoles. [1]

Partículas	Cualquier material, excepto vapor de agua, que existe en estado sólido o líquido en la atmósfera o en una corriente de gas en condiciones normales.
Polvo	Partículas sólidas de un tamaño mayor que el coloidal, capaces de permanecer en suspensión temporal en el aire. Tienen diámetros entre 0.25 μm y 500 μm 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.
Vapores	Partículas formadas por condensación, sublimación y/o reacción química, predominantemente mayores de 1 μm (humo o tabaco).
Neblina	Dispersión de pequeñas gotas de líquido de suficiente tamaño como para caer desde el aire.
Humo	Partículas pequeñas de menos de 2 μm de diámetro arrastradas por gases resultantes de la combustión. Surgen de la evaporación a altas temperaturas de material que luego es condensado formando partículas extremadamente pequeñas. Son generados por actividades industriales como la soldadura, el cortado y el fundido de materiales sólidos
Hollín “soot”	Una aglomeración de partículas carbonáceas.

De acuerdo con el origen de los aerosoles, existe una otra clasificación [2]:

- Extraterrestres
- Partículas marinas
- Aerosoles minerales
- Sulfatos y derivados
- Nitratos y derivados
- Aerosoles orgánicos

- Aerosoles carbonáceos
- Aerosoles volcánicos

Una vez establecidos los posibles tipos de aerosol con base en su composición, se puede dar una clasificación orientada a un punto de vista climático, que debido a las propiedades radiativas de cada tipo de aerosol encontrado en la naturaleza, se tendrá una determinada influencia en el balance radiativo. Los modelos climáticos en los que entran en juego los aerosoles atmosféricos establecen una serie de tipos bien definidos. A continuación se enumeran los diferentes tipos de aerosoles atmosféricos:

- Aerosol marítimo
- Aerosol ártico
- Aerosol desértico
- Aerosol urbano
- Aerosol continental

De los anteriores, el aerosol urbano y el continental tienen un origen antropogénico.

El **aerosol urbano** es propio de áreas con alto grado de polución antropogénica proveniente de plantas industriales, áreas residenciales y fuentes móviles (tráfico). También pueden formar parte de este aerosol algunas actividades rurales como el producto de la quema de vegetación. Los componentes básicos son nitratos, sustancias conteniendo azufre y carbono, polvo mineral y cenizas.

Bajo el término **aerosol continental** se recoge un amplio abanico de tipos de aerosol, desde el continental puro (o rural) al biogénico y urbano. Cada uno de ellos tiene unas características determinadas y diferentes, así:

- El rural (también se le llama continental limpio) contiene sustancias solubles en agua y polvo, y se encuentra en las zonas continentales alejadas de núcleos urbanos, como entornos rurales.

- El forestal es típico de selvas africanas y sudamericanas, altamente cargado de componentes generados biológicamente.
- Existe un tipo de aerosol continental promedio que se forma al mezclar el rural con el aerosol proveniente de zonas algo más industrializadas.

Los parámetros meteorológicos relacionados directamente con la contaminación atmosférica son la velocidad y dirección del viento, la variación de la temperatura con la altura, y la altura de la capa de mezcla. La atmósfera tiene una estructura térmica media bastante estable, lo que permite dividirla en una serie de capas a partir de la distribución vertical de la temperatura. La franja más cercana a la superficie, de aproximadamente 12 km de espesor, recibe el nombre de troposfera y se caracteriza por una disminución general de la temperatura con la altura. En ella se distinguen zonas:

1. La capa límite planetaria o capa de mezcla, tiene un espesor muy variable que no suele sobrepasar los 2 - 3 km. En esta capa se produce la mayor parte de los procesos que desencadenan los problemas de contaminación atmosférica.
2. La zona situada por encima de la capa límite; se conoce como troposfera libre.

Ambas capas están separadas por una inversión térmica que limita el intercambio vertical entre ellas. El límite superior de la troposfera es la tropopausa, que determina el comienzo de la estratosfera que se extiende hasta los 50 km. (Ver Figura 1.1.)

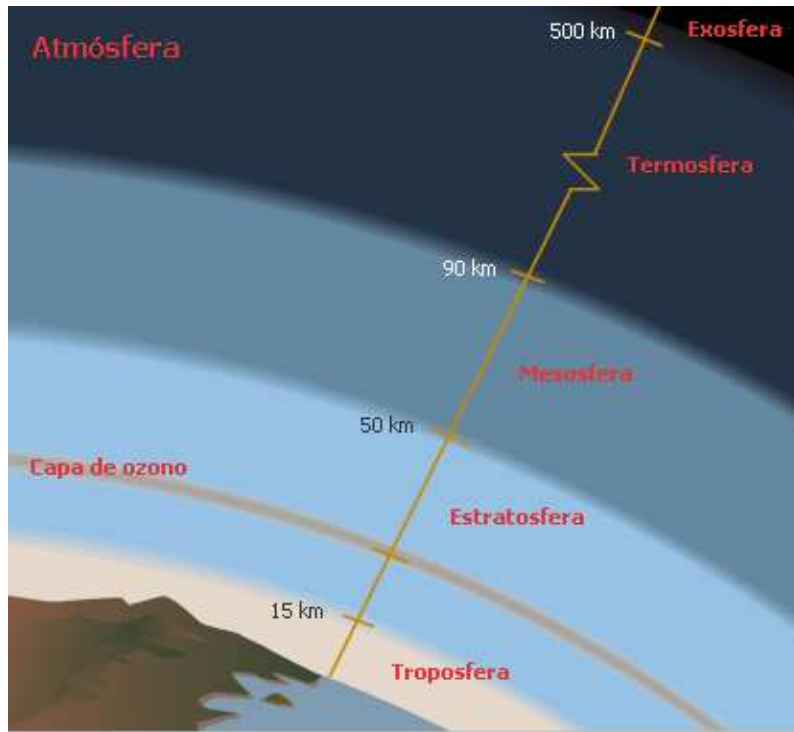


Figura 1.1. Clasificación de las capas en la atmósfera [3].

El territorio colombiano está ubicado en su mayor parte en el hemisferio norte de la Tierra y a través de toda su extensión en la zona tórrida. Es por esta razón la región más cálida del globo, desde el punto de vista de la latitud (Figura 1.2.).

La existencia de la cordillera de los Andes sobre el territorio colombiano ocasiona una gran variedad de climas, encontrándose en Colombia tierras desde las más ardientes (secas o extremadamente húmedas), hasta los glaciales (con precipitaciones en forma de nieve), pasando por los templados, de acuerdo con la altitud relativa sobre el nivel del mar. Esto da lugar a los llamados pisos térmicos.

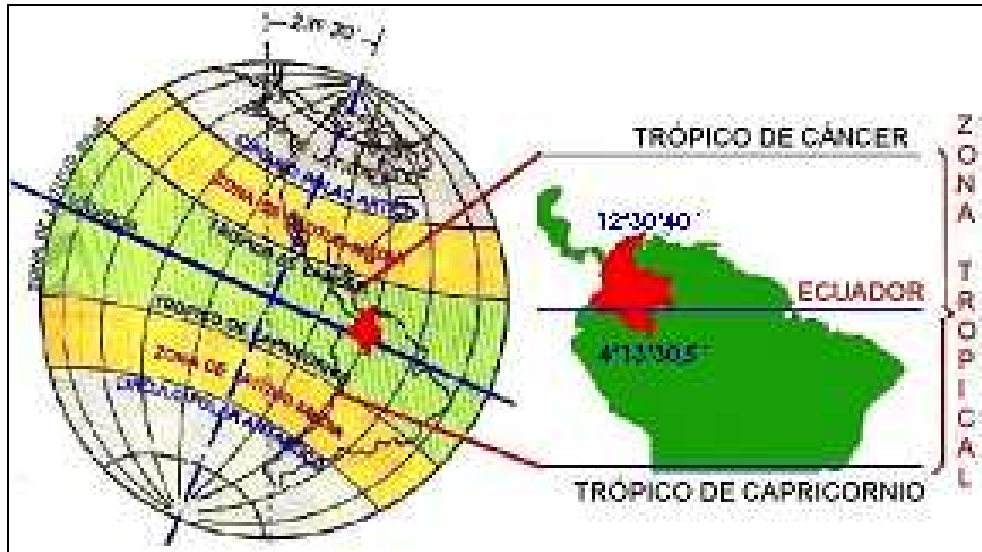


Figura 1.2. Ubicación geográfica de Colombia [4].

En Colombia no hay estaciones como en otros países, pero el relieve permite encontrar regiones con distintas temperaturas. El país se encuentra situado en la Zona Tórrida, y debería tener clima tropical, de temperaturas elevadas durante todo el año, pero la conjugación de factores geográficos como sus cordilleras, desiertos y litorales, le dan variedad de climas que influyen en la vegetación y en la fauna [5].

A continuación se listan los factores geográficos y atmosféricos influyentes en la climatología colombiana.

1.2. Factores geográficos influyentes en la climatología colombiana

◆ Latitud

Colombia está atravesada en su extremo sur por la línea ecuatorial y su territorio se extiende hasta los 12°30'40" de latitud norte y los 4°13'30.5" de latitud sur respectivamente, de dicha línea [1]. Esto equivale a decir que el territorio está ubicado en su mayor parte en el hemisferio norte de la Tierra y a través de toda su extensión en la zona tórrida, así denominada por caer sobre ella los rayos solares en forma vertical durante todo el año. Es por esta razón la región más cálida del globo, desde el punto de vista de la latitud.

◆ **Altitud**

Es el factor geográfico que logra contrarrestar y anular las características climáticas derivadas de la latitud. Si el territorio fuera completamente llano, se tendría durante todo el año una temperatura uniforme y muy cálida, pero la existencia de la cordillera de los Andes sobre el territorio colombiano ocasiona una gran variedad de climas, ya que la temperatura disminuye cerca de 1°C por cada 180 m de incremento en altitud. Por esta causa se tiene en Colombia tierras desde las más ardientes (secas o extremadamente húmedas), hasta los glaciales (con precipitaciones en forma de nieve), pasando por los templados, de acuerdo con la altitud relativa sobre el nivel del mar. Esto da lugar a los llamados pisos térmicos. El relieve montañoso da lugar en Colombia a diversas regiones y subregiones climáticas, en cada una de las cuales influyen factores locales que las caracterizan y diferencian (Figura 1.3).

1.3. Factores atmosféricos influyentes en la climatología colombiana

◆ **Temperatura**

La temperatura es bastante estable a través del año en un mismo lugar, como consecuencia de la ubicación tropical del territorio y de la radiación solar que es uniforme. Sin embargo la temperatura varía sustancialmente de un punto a otro, de acuerdo con la mayor o menor altitud sobre el nivel del mar, oscilando entre 0°C y 35°C respectivamente en los casos extremos.

◆ **Humedad ambiental**

En Colombia es bastante diversa, lo que obedece a las características tan especiales que presentan cada una de sus regiones y localidades afectadas por factores tales como la altura, la temperatura, la vegetación, las masas de agua próximas o la ausencia de ellas, los vientos planetarios y los locales y las lluvias.

Las regiones de Colombia donde se registra la mayor lluviosidad, coincidiendo con un altísimo grado de humedad atmosférica, son las costas selváticas del Chocó, donde el promedio de precipitación es de 12000 mm anuales, por lo cual figuran entre las más elevadas del mundo; la Amazonía y la Orinoquía, le siguen en su orden. La

circunstancia opuesta, en lo que a precipitaciones acuosas se refiere, se encuentra en Uribia (Guajira), donde el pluviómetro señala escasos 333 mm al año. En épocas de sequía, la humedad registrada en algunos lugares del Valle del Cauca, la sabana de Bogotá y Girardot es aún inferior.

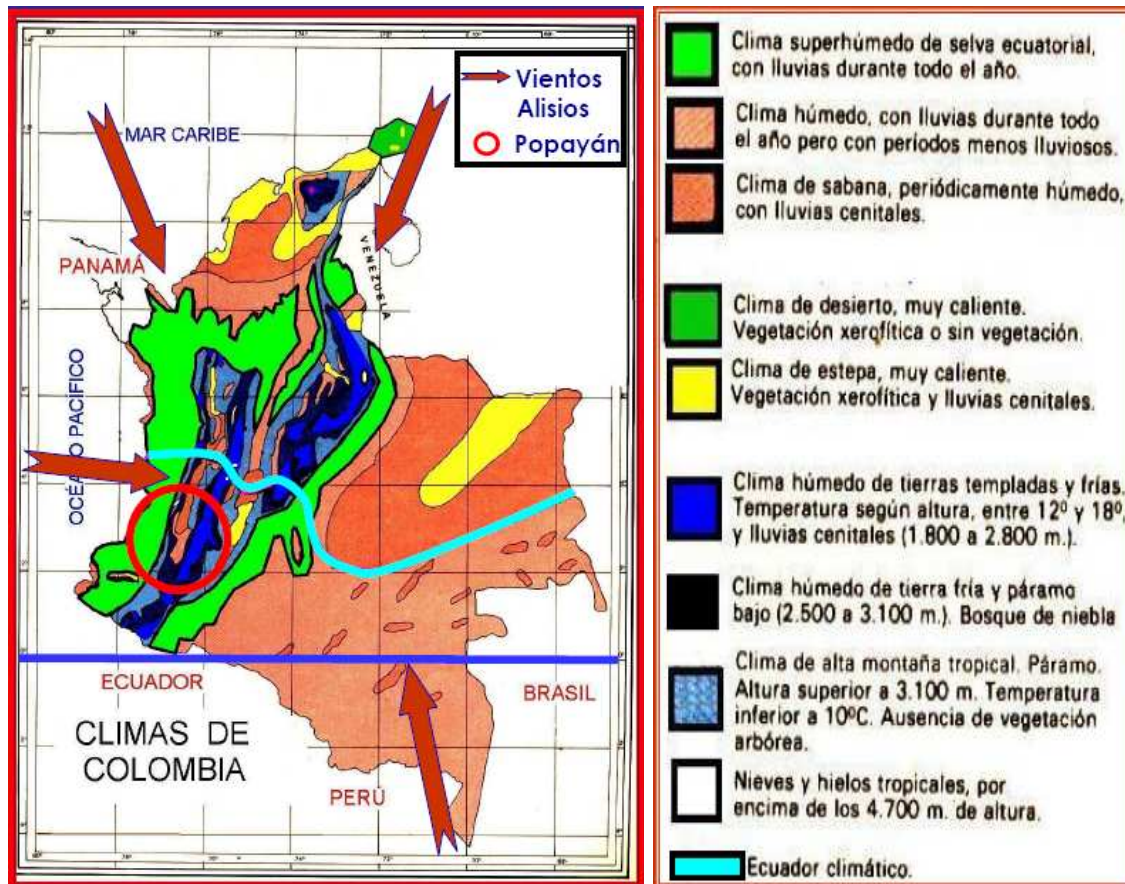


Figura 1.3. Mapa del clima de Colombia [5].

♦ **Vientos**
Los vientos se

producen principalmente debido a las diferencias de presión y de temperatura. De los distintos tipos de viento, los más importantes para Colombia son los alisios. La zona por donde pasa la línea del ecuador es la más cálida de la Tierra y por consiguiente, un área de bajas presiones. Los vientos alisios son los que soplan desde las regiones de altas presiones hacia la zona ecuatorial.

Existen en Colombia los denominados vientos locales. La brisa marera o marina, refresca la temperatura de las zonas cálidas del litoral, especialmente durante las horas de la tarde. El terral sopla de la tierra al mar, durante las madrugadas y favorece la salida de los barcos pesqueros de vela, que operan en el Caribe. En las zonas cordilleranas la brisa sopla en la mañana del valle a la montaña, y en la noche de la

montaña al valle. En esta forma se regula la temperatura del valle y de las laderas que lo rodean.

◆ **Ciclo anual de lluvias**

En Colombia no existen las estaciones sino períodos secos y períodos de lluvia. En general, el ciclo anual de lluvias está determinado por los movimientos de rotación y traslación de la Tierra, pero en el territorio colombiano influye principalmente la altura. En Colombia el período de mayor lluviosidad se presenta en los meses de Marzo, Abril, Mayo, Septiembre, Octubre y Noviembre; en Junio, Julio, Agosto, Diciembre, Enero y Febrero se presentan los períodos de “verano” o secos. En el primer caso interviene la caída perpendicular de los rayos solares sobre las grandes masas de agua de la zona ecuatorial, sobre la cual está situado el territorio colombiano y el segundo, porque ya el Sol no cae directamente sobre esta zona.

REFERENCIAS:

[1] Jaramillo E. Fernando. Bases para la investigación de la contaminación atmosférica en el Valle de Sogamoso: El caso del material particulado generado en la fabricación

artesanal de ladrillo y cal. Bogotá, 2001, 105 h. Proyecto de Grado (Ingeniero Civil). Universidad de los Andes. Departamento de Ingeniería civil y ambiental.

- [2] 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.
 - [3] Biblioteca Premium Microsoft Encarta 2006. [programa de computador] : Versión 15.0.0.0603
 - [4] Colombia. Ubicación geográfica de Colombia [en línea]. [consultado 27 de agosto de 2007]. Disponible en <<http://www.todacolombia.com/geografia/ubicacion.html>>.
 - [5] IDEAM Mapa Climas de Colombia [en línea]. [Citado 02 de octubre de 2007]. Disponible en <<http://www.ideam.gov.co/mapaclima.jpg>>.
-



[CAPÍTULO 2]

TÉCNICAS DE MEDIDA DE AEROSOLES

Entre las técnicas que se utilizan para el análisis de aerosoles atmosféricos se destacan tres tipos [1]:

- Técnicas de detección remota (*remoting sensing*) a través de medidas espectrofotométricas solares.
- Técnicas de medidas *in situ* con un espectrómetro de partículas para la determinación de su granulometría.
- Otro tipo de técnicas (LIDAR).

2.1 Técnicas de Detección Remota

Los análisis por *detección remota* se fundamentan en la comparación de la irradiancia extraterrestre, es decir la que se mide en la parte exterior de la atmósfera, con la medida a nivel de la superficie terrestre [1]. Esta última atraviesa toda la columna atmosférica y sufre dos procesos como resultado de la interacción radiación-materia:

- *Absorción*: es la transformación de la energía radiante en otras formas de energía.
- *Dispersión* o *scattering*: cambio en la dirección de la radiación respecto a su dirección original debido a centros de dispersión, como por ejemplo los aerosoles atmosféricos. En concreto, el proceso que tiene lugar es que una partícula extrae energía de la radiación que sobre ella incide y la devuelve reemitiéndola en un ángulo sólido centrado en la partícula.

La atenuación que sufre la radiación solar, causada por absorción y dispersión, al atravesar un medio como la atmósfera, es la suma de ambos efectos y se conoce como el fenómeno de *extinción* o *atenuación*.

La ley que permite analizar la atenuación que produce la atmósfera para cada longitud de onda se denomina Ley de Bouguer-Lambert-Beer [2] y su expresión es:

$$I_{\lambda} = I_{o\lambda} \exp(-\tau_{\lambda} m_r) \quad (2.1)$$

donde $I_{0\lambda}$ es el valor de la irradiancia espectral fuera de la atmósfera, I_{λ} es la irradiancia medida en la superficie terrestre, τ_{λ} es la profundidad óptica atmosférica para una longitud de onda dada, m_r es la masa de aire relativa, que en adelante se denominará masa óptica del aire, parámetro que está íntimamente relacionado con la densidad atmosférica. Para su cálculo, en la ecuación 3-1 se está considerando la densidad de la atmósfera en la dirección solar.

Algunos de los instrumentos que se utilizan en la *técnica de detección remota* son: [1]

- **Espectrógrafo:** Es un instrumento que se utiliza para medir distribuciones de energía respecto a la longitud de onda. Es un instrumento que colecta una señal óptica espectralmente dispersa y forma su imagen. La señal de salida son imágenes monocromáticas que se corresponden con las longitudes de onda presentes en la luz que llega a la rendija de entrada. Una subclase de los espectrómetros son los espectrógrafos, que presentan un rango de longitudes de onda en el plano focal de salida.
- **Piranómetro:** Este instrumento mide la radiación directa y difusa sobre una superficie horizontal. Consta de un pequeño disco plano con sectores pintados alternativamente de blanco y negro. Cuando el aparato es expuesto a la radiación solar, los sectores negros se vuelven más cálidos que los blancos. Esta diferencia de temperatura se puede detectar electrónicamente. Se produce un voltaje eléctrico proporcional a la radiación solar incidente. Se instala una cúpula de vidrio óptico estándar sobre el disco que es transparente a longitudes de onda que oscilan aproximadamente entre 280 y 2.800 nm. Algunos piranómetros usan una cúpula de vidrio de silicio para medir la radiación en diferentes intervalos espectrales.
- **Espectrorradiómetro:** La utilización de este instrumento permite determinar el comportamiento espectral de la radiación solar y deducir la influencia que tienen sobre esta radiación las nubes, el ozono y los aerosoles en suspensión en la troposfera baja, así como seguir la evolución diurna de especies contaminantes

en la columna de observación, pudiendo cubrir en conjunto un rango espectral entre 200 y 1000 nm aproximadamente.

- **Fotómetro:** Los fotómetros solares son equipos que permiten medir la atenuación atmosférica de la irradiancia solar para ciertas longitudes de onda. A partir de la atenuación se puede caracterizar aerosoles, vapor de agua, ozono, oxígeno. El cálculo de la atenuación se basa en que la atmósfera es tan delgada que puede ser considerada plana, lo cual permite calcular la transmitancia de la irradiancia solar con las mismas ecuaciones que se utilizan cuando la luz atraviesa una lámina delgada de material coloreado.

2.2 Técnicas de Medidas *in situ*.

Como se ha mostrado, a partir de la *técnica de detección remota* se obtienen resultados que representan un aerosol equivalente o efectivo en toda la columna atmosférica. En cambio en las medidas *in situ*, los parámetros proporcionados son valores absolutos únicamente en el punto de medida [1].

El instrumento más utilizado en la *técnica de detección in situ* es el espectrómetro de partículas. Un Espectrómetro de partículas proporciona cuentas de partículas simples y su clasificación por tamaño en tiempo real. El aire de muestra, con varios tamaños de partículas, se dirige constantemente a través de un haz luminoso plano producido por un diodo láser enfocado. Las señales dispersadas por cada partícula individual son detectadas, a 90°, por un fotodiodo de alta velocidad; los cambios de color de partículas son despreciables. Cada señal es contada y clasificada en 31 diferentes canales mediante un analizador de altura de impulsos integrado en el sistema. Estas cuentas pueden verse en un computador.

2.3 Otras técnicas.

Existe un tercer tipo de técnica de detección remota, que no hace uso de la intercomparación entre las irradiancias extraterrestres y nivel del suelo, por lo que se clasifica separadamente.

Los sensores activos son capaces de iluminar un objeto con su propia fuente de radiación. La iluminación va a inducir a un objeto a emitir radiación (fluorescencia) o causar que refleje la radiación producida por el sensor. Los sensores activos son utilizados frecuentemente cuando la radiación natural en una banda particular del espectro no es suficiente para iluminar adecuadamente al objetivo, esto es, la radiación natural está por debajo del umbral de la señal para ruido.

Un sensor activo que ha tomado auge en los últimos tiempos en los centros de monitoreo atmosférico es el LIDAR. *LIDAR* es el acrónimo en inglés de “Detección y alcance por luz” (Light Detection and Ranging). Un LIDAR es una especie de radar, de hecho, se puede considerar que es un radar laser. Los radares comunes transmiten ondas de radio a la atmósfera, que devuelve una parte de esa energía al receptor del radar. El LIDAR transmite un haz de luz (láser) a la atmósfera, la luz interactúa con la atmósfera y en consecuencia sufre cambios por esa interacción. Una parte de la luz emitida se dispersa y otra se refleja hacia el instrumento de análisis. El cambio en las propiedades de la luz permite determinar algunas de las propiedades de la atmósfera.
[3]

En física atmosférica, a través del uso de instrumentos lidar es posible medir densidades de ciertos constituyentes de la atmósfera (aerosoles, nubes, potasio, sodio, oxígeno y nitrógeno molecular, etc.).

REFERENCIAS:

- [1] S. María del Mar. Caracterización y calibración de instrumentos de medida de radiación solar. Valladolid, 2003, 107 h. Diplomado. Universidad de Valladolid. Departamento de Óptica y Física aplicada. Facultad de Ciencias.
-

-
- [2] 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.
- [3] Christian Werner. "LIDAR Techniques for Remote Sensing". Proceedings Europto Series, Vol. 2310, (1994).
-



[CAPÍTULO 3]

FOTOMETRÍA

La fotometría es una sub-clasificación de la radiometría. Es la parte de la Física que estudia las medidas de las magnitudes que están asociadas con la energía radiante. Como ejemplos de fuentes radiantes podemos citar muchas, tales como los emisores de radio, los cuerpos calientes, las descargas eléctricas creadas en el vacío o en un gas, etc. Dentro de las fuentes radiantes, se clasifican como fuentes luminosas a aquellas que son capaces de impresionar al sentido de la vista. Una de las fuentes luminosas de mayor importancia es el Sol, cuyo máximo de radiación se encuentra en el espectro visible, pero no sólo radia luz, sino que tiene un espectro continuo, radiando casi como un cuerpo negro ideal que estuviera a una temperatura aproximada de 6.000K.

La radiación emitida por el Sol comprende una gama continua y muy extensa de longitudes de onda como se puede observar en la Figura 3.1.

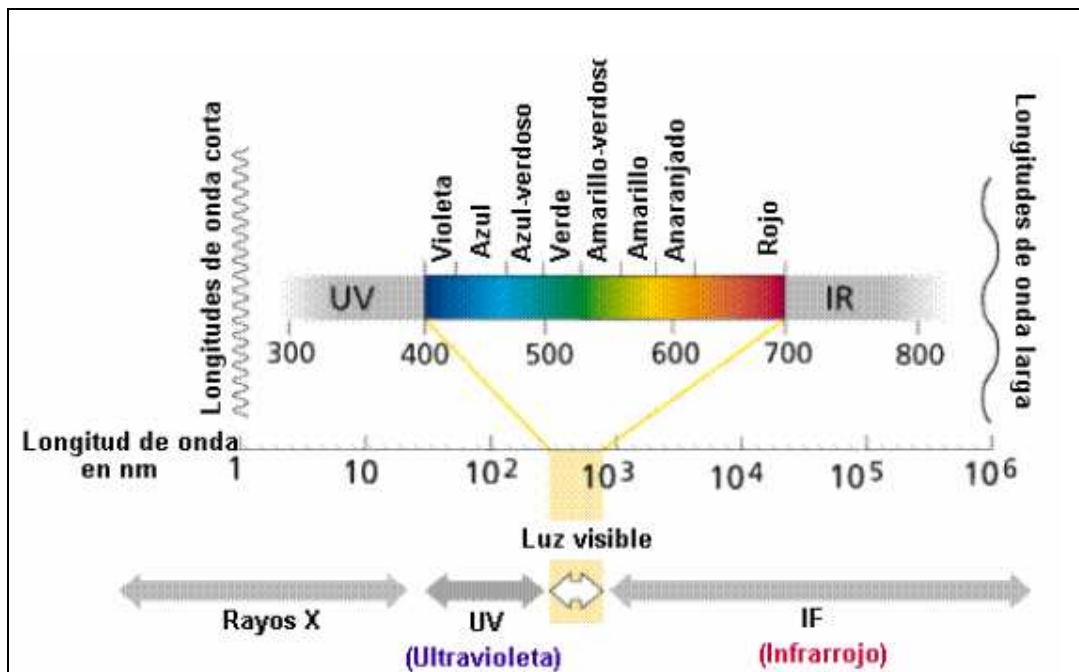


Figura 3.1. Espectro de radiación electromagnética [1].

La radiación incidente en la parte superior de la atmósfera de la Tierra se denomina radiación solar extraterrestre, que está en un 97% confinada en el rango espectral de 290 a 3000 nm. Se denomina Luz a la radiación visible para el ojo humano que se centra en la región entre 400 y 700 nm. La radiación con longitudes de onda entre 400 nm y 100 nm se denomina ultravioleta y entre 700 nm y 100 nm se denomina infrarrojo. A su vez, la región del ultravioleta se subdivide en otras tres regiones: UV-A (315 – 400) nm, UV-B (280 – 315) nm y UV-C (100 – 280) nm. Parte de esta radiación penetra a través de la atmósfera y llega a la superficie terrestre, mientras que otra porción es dispersada y/o absorbida por las moléculas de gas, partículas de aerosol, gotas de agua u otros componentes atmosféricos. Estos eventos se conocen como procesos de interacción radiación- atmósfera: proceso de absorción y proceso de dispersión o *scattering*. El proceso de absorción provoca que la radiación transmitida no tenga el mismo espectro que la incidente, ya que se produce atenuación para determinadas longitudes de onda. El espectro observado desde la superficie terrestre determina de forma unívoca el tipo de molécula que interviene en la absorción [1].

El otro tipo de interacción radiación–materia es el *scattering*. En este proceso la radiación que incide sobre una partícula se redistribuye en distintas direcciones, dependiendo del tamaño de la partícula y de lo energética que sea la radiación. Este fenómeno no modifica el espectro de la radiación.

Por tanto, la radiación solar medida desde la superficie terrestre tiene dos componentes: la radiación directa (r_d), la cual después de sufrir el proceso de atenuación llega a la superficie terrestre sin haber modificado su dirección, y la radiación difusa (r_f), que después de sufrir el proceso de *scattering* llega al punto de medida desde cualquier dirección excepto en la del Sol.

La fotometría es la medida de radiación de una fuente de luz, o de cantidad de flujo luminoso que incide en una dirección sobre una superficie.

En la actualidad, la unidad básica para la fotometría en el sistema internacional, esto es, la candela (cd), no está definida en términos de una determinada fuente de luz, sino

que está relacionada con la intensidad de radiancia multiplicada por una constante. Por consiguiente una fuente absoluta o detector puede ser usada como base para una calibración de fotómetros.

De acuerdo con lo expuesto, la radiación detectada por cualquier tipo de instrumento (sensor) en la superficie terrestre dependerá tanto del tipo de molécula, como del tamaño de la partícula con la que esta radiación interactúa al llegar a la atmósfera terrestre.

Por lo anterior, es posible hacer una clasificación del tipo de componente atmosférico en la zona de estudio por medio de la recopilación de datos de radiación en la misma zona de estudio. Los modelos de los aerosoles se basan en la recopilación de conocimientos sobre los distintos tipos de aerosoles, a partir de medidas realizadas y mostradas en la extensa literatura sobre la caracterización de aerosoles atmosféricos [1].

3.1. Ley de Beer Bouguer Lambert

Esta ecuación se basan en que la atmósfera es tan delgada que puede ser considerada plana, lo cual permite calcular la transmitancia de la irradiancia solar con las mismas ecuaciones que se utilizan cuando la luz atraviesa una lámina delgada de material coloreado [2].

Cuando se analiza la irradiancia atmosférica, se hace uso de la expresión de la ley de Beer Bouguer Lambert, Ec. 3.1.

$$I_{\lambda} = I_{o\lambda} \exp(-\tau_{\lambda} m_r) \quad (3.1)$$

Debido que los fotómetros tienen una respuesta lineal, se pueden utilizar las tensiones de salida en lugar de la irradiancia, Ec. 3.2.

$$V_{\lambda} = V_{o\lambda} \exp(-\tau_{\lambda} m_r) \quad (3.2)$$

Para resolver esta ecuación se utiliza el diagrama de Langley, en el cual se grafica el logaritmo de V en función de m_r , Ec. 3.3.

$$\ln(V_{\lambda}) = \ln(V_{o\lambda}) - (\tau_{\lambda} m_r) \quad (3.3)$$

Si se realizan varias lecturas de V_{λ} para diferentes m_r , siempre que las condiciones atmosféricas se mantengan lo suficientemente estables, aplicando la técnica de mínimos cuadrados se obtendrá una recta cuya pendiente será τ_{λ} y la ordenada al origen, $\ln(V_{o\lambda})$.

3.2. Determinación del espesor óptico

Los aerosoles dejan su “firma” en la radiación que, procedente del sol, llega hasta la superficie de la tierra. El estudio de componentes atmosféricos, no solo aerosoles sino también el ozono, vapor de agua, oxígeno, etc, mediante medidas radiométricas se basa en la comparación entre el espectro de la radiación solar directa en la superficie de la Tierra y el espectro solar extraterrestre. Ambos están representados en la Figura 3.2. La diferencia entre ellos se debe a la atmosfera, por atenuación (debida a *scattering* de moléculas, *scattering Rayleigh*) y aerosoles (*scattering Mie*), y por absorciones selectivas debidas a diferentes componentes atmosféricos como el ozono, oxígeno, vapor de agua, etc. [2].

Suponiendo la atmosfera plano paralela de una sola capa, la atenuación se puede expresar mediante la ecuación de ley de Beer-Bouguer-Lambert anteriormente mencionada.

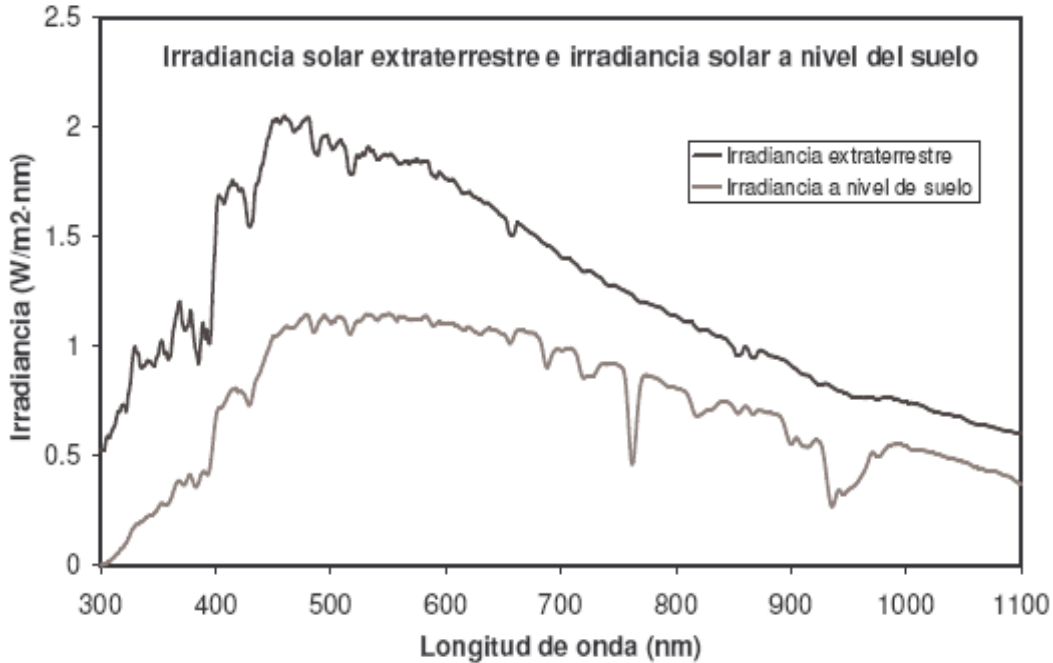


Figura 3.2. Irradiancia solar extraterrestre y al nivel del suelo. Espectro a nivel del suelo tomado con una elevación solar de 44° sobre el horizonte. [2].

La medida habitual para calcular el espesor óptico de la atmósfera es una medida directa al sol. En este caso, asumiendo el modelo de la atmósfera plano paralela, la masa óptica se puede expresar en función del ángulo cenital solar (θ_z), Ec. 3.4.

$$m = \sec(\theta_z) \quad (3.4)$$

Esta fórmula para la masa óptica deja de ser una buena aproximación a partir de unos 60° en el ángulo cenital solar, por diversos motivos: la curvatura de la Tierra, la refracción en el aire y el *scattering múltiple*. Por eso se emplean otras formulas mas aproximadas, empíricas como la de Kasten [3], Ec. 3.5.

$$m = 1 / \left(\cos \theta_z + 0.50572 (1.46468 - \theta_z)^{-1.6364} \right) \quad (3.5)$$

Con θ_z conocido como el ángulo cenital solar o cenit, que se define como el ángulo entre el cenit local y la línea que une al observador y el sol. Este es un ángulo que varía entre 0° y 90° . La expresión para θ_z viene dada por, Ec. 3.6.

$$\cos \theta_z = \sin \delta \cdot \sin \Phi + \cos \delta \cdot \cos \Phi \cdot \cos \omega = \sin \alpha \quad (3.6)$$

Donde

δ : Declinación solar

Φ : Latitud

ω : Ángulo horario

α : Altura solar

A seguir se dará una descripción de cada uno de estos términos (Figura 3.3).

◆ Declinación Solar, δ

El plano de revolución de la Tierra alrededor del Sol se denomina plano elíptico. La Tierra gira sobre si misma alrededor de un eje denominado eje polar, el cual se encuentra inclinado aproximadamente 23.5° de la normal del plano elíptico. La rotación de la Tierra alrededor de este eje ocasiona los cambios diurnos en la radiación solar incidente; la posición de este eje relativo al Sol causa los cambios estacionales en la radiación solar. El ángulo entre el eje polar y la normal al plano elíptico permanece invariable. Lo mismo es verdadero para el ángulo entre el plano ecuatorial de la Tierra y el plano elíptico, no así, el ángulo que forma el plano ecuatorial y la línea que une los centros del Sol y de la Tierra que si cambia cada día, de hecho cada instante. Este ángulo es llamado *declinación solar*. La declinación es cero en equinoccios y tiene un valor aproximado de $+23.5^\circ$ en solsticios de verano y cerca de -23.5° en solsticios de invierno.

La declinación puede determinarse mediante la aplicación de formulas y expresiones aproximadas, que dan su valor con diversos grados de precisión, según lo reportado por diferentes autores. La referencia más importante y más ampliamente citada en la literatura solar corresponde a la de Spencer (1971), quien presenta la siguiente expresión para calcular δ , en radianes [4], Ec. 3.7.

$$\begin{aligned} \delta = & 0.006918 - 0.399912 \cos \Gamma + 0.070257 \sin \Gamma \\ & - 0.006758 \cos 2\Gamma + 0.000907 \sin 2\Gamma \\ & - 0.002697 \cos 3\Gamma + 0.00148 \sin 3\Gamma \end{aligned} \quad (3.7)$$

En esta ecuación, Γ , en radianes, se denomina *ángulo diario*, y viene dado mediante la siguiente expresión, Ec. 3.8.

$$\Gamma = \frac{2\pi}{365} (d_n - 1) \quad (3.8)$$

Donde d_n corresponde al día del año juliano ($1 < d_n < 365$), variando desde 1 para el 1 de enero, hasta 365 para el 31 de diciembre.

No obstante, a pesar de ser (Ec. 3.7) la expresión más usada, existen expresiones más simples tales como las de Perrin y la de Cooper [4].

Según Perrin, Ec. 3.9.

$$\delta = \sin^{-1} \left\{ 0.4 \sin \left[\frac{360}{365} (d_n - 82) \right] \right\} \quad (3.9)$$

Según Cooper (1969), Ec. 3.10.

$$\delta = 23.45 \sin \left[\frac{360}{365} (d_n + 284) \right] \quad (3.10)$$

◆ **Latitud, Φ**

Se denomina latitud a la distancia angular, medida sobre un meridiano, entre la línea ecuatorial y el paralelo de una localización terrestre (o de cualquier otro planeta). Se mide en grados. Si el punto pertenece al hemisferio norte es positiva y negativa para el hemisferio sur. Varía entre 0° y 90° norte y entre 0° y -90° sur. Todos los puntos situados sobre el mismo paralelo tienen la misma latitud.

◆ **Ángulo Horario, ω**

En astronomía, el **ángulo horario** es el arco de ecuador contado desde el punto de intersección del ecuador con el meridiano del observador hasta el círculo horario del astro, en sentido horario. Aunque se podría medir en grados, para su medida se usa la hora, unidad que equivale a 15° .

En la mañana ω será negativo, y positivo por la tarde. A las 0:00 hora solar verdadera, el Sol atraviesa el meridiano del observador y alcanza la máxima altura sobre el horizonte. Así pues, el Tiempo Solar Verdadero comienza a contarse a partir del mediodía solar (mitad del día). ω se calcula a partir de, Ec. 3.11.

$$\omega = TVS \cdot 15 \quad (3.11)$$

Donde TVS es el tiempo solar verdadero basado en el movimiento aparente del Sol en la bóveda celeste.

◆ **Altura Solar, α**

Es el ángulo formado en el polo por la intersección entre el meridiano del observador y el meridiano del Sol (Fig. 3.3); se expresa en unidades de arco (grados) o en unidades de tiempo (horas); su conversión es: 1 hora = 15°.

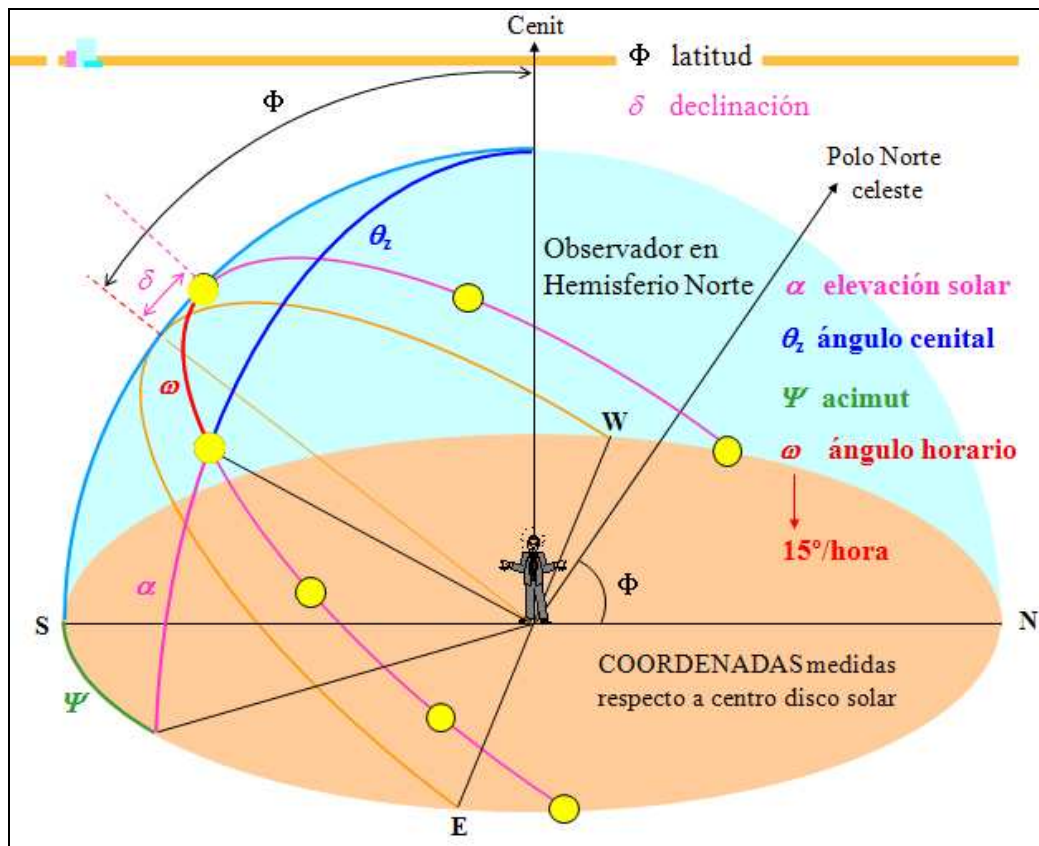


Figura 3.3. Esquemización de δ , Φ , ω , α . [5]

A partir de la Ley Beer-Bouguer-Lambert, el espesor óptico total de la atmosfera viene dado por, Ec. 3.12.

$$\tau = -\frac{1}{m} \ln \left(\frac{I}{I_0} \right) \quad (3.12)$$

Para obtener el espesor óptico de aerosoles (τ_a), se resta la contribución al espesor total que se debe al *scattering* Rayleigh (τ_R) y a las absorciones debidas a diferentes gases atmosféricos (τ_g), Ec. 3.13.

$$\tau_a = \tau - \tau_R - \tau_g \quad (3.13)$$

El espesor óptico de aerosoles (AOD, *aerosol optical depth*) es el parámetro fundamental y primario en el estudio de las propiedades de los aerosoles. Se trata de un indicador del contenido vertical de la cantidad de aerosoles en la atmósfera. A partir de sus valores y haciendo uso de la teoría de Mie se puede utilizar toda una metodología de algoritmos de inversión para obtener la distribución de tamaños de los aerosoles [3].

3.3. El Parámetro Alfa de Angstrom [5]

Cuando se analiza la dependencia del espesor óptico de aerosoles, τ_a , con la longitud de onda (es decir la dependencia espectral de τ) en un rango espectral específico, se obtiene la siguiente expresión, Ec. 3.14.

$$\tau_a = \beta \cdot \lambda^{-\alpha} \quad (3.14)$$

donde α es un parámetro conocido como parámetro alfa de Angstrom, ya que fue Angstrom quien propuso la expresión (3.14) λ es la longitud de onda (en μm), y β es una constante que coincide con el espesor óptico correspondiente a 1 μm .

Teóricamente el parámetro alfa puede tomar valores entre 0 y 4. Los valores más bajos están asociados a partículas grandes, en las que la extinción no tiene dependencia espectral. El ejemplo clásico es el color blanco de las nubes, dado por el *scattering* de la luz solar en las gotas de nube, que tiene tamaños alrededor de 100 μm . Frente a

esto, el *scattering* debido a partículas pequeñas tiene una fuerte dependencia espectral, y es mayor para longitudes de onda cortas. Como ejemplo tenemos el color azul del cielo, dado por el *scattering* de las moléculas (*scattering* Rayleigh), que es el límite inferior del tamaño, y cuya extinción depende en una potencia 4 con la longitud de onda. Para los aerosoles lo habitual es que alfa varíe entre 0 y 2.5.

Para calcular en la práctica el parámetro alfa se utilizan los datos de AOD en diferentes longitudes de onda. En primer lugar se puede calcular el valor de alfa a partir de AOD en diferentes longitudes de onda, lo que se denotará como $\alpha(\lambda_1/\lambda_2)$. Tomando logaritmos en la expresión de Angstrom, Ec. 3.15.

$$\ln \tau_a = \ln \beta - \alpha \cdot \ln \lambda \quad (3.15)$$

Esta expresión se verificará para cada longitud de onda por lo que se dispone del AOD en dos longitudes de onda se restará ambas expresiones para encontrar el valor del exponente alfa, Ec 3.16.

$$\ln \tau_a(\lambda_1) - \ln \tau_a(\lambda_2) = -\alpha \cdot (\ln \lambda_1 - \ln \lambda_2) \quad (3.16)$$

Por ejemplo, para el AOD en 400nm y en 650nm, Ec. 3.17.

$$\alpha(400 / 650) = -\ln(\tau_a(400) / \tau_a(650)) / \ln(0,40 / 0,65) \quad (3.17)$$

Para calcular alfa a partir de tres o más datos espectrales de AOD es necesario realizar un ajuste logarítmico a partir de la expresión (3.14). Un conjunto de observaciones espectrales de AOD permite entonces determinar los parámetros α y β . El resultado es representativo en un rango espectral, y se denotará con las longitudes inicial y final de ese rango.

El parámetro alfa y el espesor óptico de aerosoles son las dos magnitudes que posibilitan estudiar y clasificar los aerosoles.

3.4. Modelos de aerosoles

Cuando se obtienen las medidas de AOD y α para la zona de estudio se procede a comparar con la base de datos mundiales utilizadas por las diferentes estaciones de monitoreo atmosférico.

Esta base de datos está basada en los modelos de aerosoles. En general se asigna a cada tipo de aerosol unos valores o rangos espectrales para diferentes parámetros radiativos.

Una teoría de la climatología global ampliamente utilizada es la de *D'Almeida (1991)* [6] establece una serie de componentes básicos -polvo, materiales solubles, hollín, sal, minerales, sulfatos, aerosoles volcánicos y biogénicos-, que se caracterizan mediante la distribución de tamaños. Para ello emplea un radio geométrico y la anchura de una distribución lognormal monomodal, a partir de los tipos básicos, por medio de mezclas adecuadas entre ellos, se establece una distinción de los aerosoles en función de los lugares de origen: aerosol de tipo ártico, antártico, continental, marítimo, desértico, urbano. Estos aerosoles son caracterizados mediante el rango en determinadas magnitudes ópticas, como el índice de refracción, albedo *scattering* simple o parámetro de asimetría.

El modelo OPAC (*Optical Properties of Aerosols and Clouds*) [6] está en gran medida basado en el trabajo de D'Almeida. El OPAC viene provisto de un programa que permite calcular las propiedades ópticas de aerosoles con una composición dada por el usuario, que se establece a partir de mezclas de componentes básicos.

En la Tabla 3-1, se muestran los valores característicos de parámetros radiativos de los diferentes tipos de aerosoles según el modelo OPAC. En esta tabla se muestran el

espesor óptico de aerosoles a 550nm y el parámetro alfa de Angstrom en los intervalos espectrales α (350-500) y α (500-800).

El análisis del diagrama de dispersión entre AOD y alfa es un procedimiento habitual para identificar los tipos de aerosol según la región en la que se sitúen las medidas. En la Figura 3.4 se muestra el diagrama de los tipos de aerosol dado por el OPAC. El aerosol continental más o menos polucionado y el aerosol urbano se sitúan en la región de valores de alfa en torno a 1.5, y con más o menos turbiedad en función de la contaminación. La otra situación de turbiedad alta se refiere al aerosol desértico, pero en este caso el alfa asociado es bajo (0.2) puesto que se trata de partículas grandes. Los diferentes tipos de aerosoles marítimos se sitúan en valores bajos de AOD (entre 0.05 y 0.12 en 550nm) y valores de alfa en el rango de 0 a 1 [6].

Tabla 3.1. Características radiativas medidas de los tipos de aerosoles considerados en el modelo OPAC dadas en 550nm: τ es el espesor óptico y α el parámetro de Angstrom, calculado en los intervalos espectrales (350-500nm) y (500-800nm) [6].

	τ	$\alpha_{350-500}$	$\alpha_{500-800}$
Continental limpio	0.064	1.10	1.42
Continental promedio	0.151	1.11	1.42
Continental Contaminado	0.327	1.13	1.45
Urbano	0.643	1.14	1.43
Desértico	0.286	0.20	0.17
Marítimo limpio	0.096	0.12	0.08
Marítimo Contaminado	0.117	0.41	0.35
Marítimo Tropical	0.056	0.07	0.04

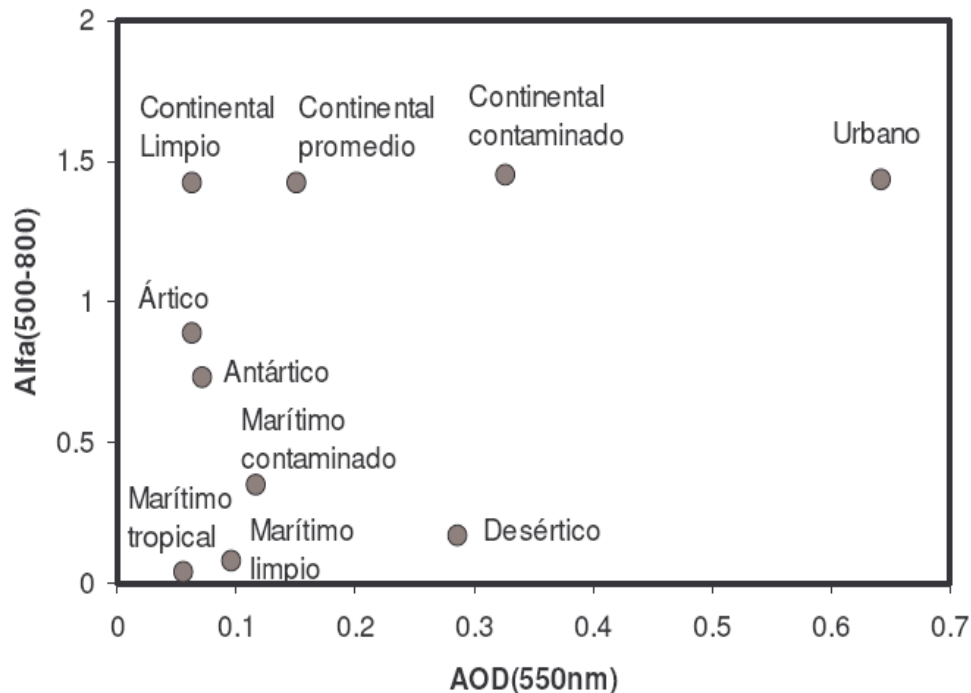


Figura 3.4. Diagrama de dispersión AOD (550nm) frente a alfa (500-800) con los tipos de aerosoles dados por el modelo OPAC [6].

REFERENCIAS:

- [1] S, María del Mar. Caracterización y calibración de instrumentos de medida de radiación solar. Valladolid, 2003, 107 h. Diplomado. Universidad de Valladolid. Departamento de Óptica y Física aplicada. Facultad de Ciencias. Iqbal, M. Introduction to Radiation Solar, Academic Press. (1983).
 - [2] 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. Tesis doctoral. Universidad de Valladolid (2005).
 - [3] Kasten, F. A new table and approximate formula for the relative optical air mass, Arch. Meteorol Geophys. Bioklimatol. Ser. B, 14,209-223 (1966).
 - [4] Spencer, J. W. Fourier series representation of the position of the Sun. Search 2(5), 172. 1971.
 - [5] Angström, A. On the atmospheric transmission of sun radiation and on dust in the air. Geograf. Ann. Deut., 11:156 – 166, 1929.
-

[6] 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.



[CAPÍTULO 4]

CALIBRACIÓN DE INSTRUMENTOS DE MEDIDAS RADIOMÉTRICAS

El procedimiento concreto para calibrar instrumentos de medidas radiométricas difiere según los tipos, pero en general hay tres métodos [1].

- Calibración de laboratorio.
- Calibración por comparación.
- Calibración absoluta por el método de Langley y otros métodos derivados.

4.1 Calibraciones de irradiancia en el laboratorio

La calibración en el laboratorio se basa en la utilización de lámparas estándar de irradiancia conocida. Se analiza un montaje en el que se coloca la lámpara estándar a una distancia específica del sensor. Realizando una serie de medidas con el instrumento se obtienen datos que sirven para convertir la medida bruta del instrumento (en cuentas o voltajes) en irradiancia (en W/m^2), es decir, se obtiene una calibración absoluta en irradiancia [2].

Esta calibración absoluta requiere la caracterización de la función instrumento (por ejemplo la respuesta espectral si se emplean filtros interferenciales), por lo que se debe conocer el espectro de la lámpara.

Lámparas utilizadas tienen una vida útil determinada (unas 50h) y la certificación tiene un costo elevado. Requieren una alimentación perfectamente estabilizada y controlada

para emitir la potencia deseada, además de rampas de encendido y apagado para evitar el deterioro de la lámpara y por tanto de la calibración.

Las calibraciones absolutas en irradiancia realizadas mediante lámparas difícilmente superan la precisión del 3%, lo cual es insuficiente para evaluar el espesor óptico en condiciones de baja turbiedad, ya que con esta precisión para la calibración se tendría un posible error del 100% en el espesor óptico. Sin embargo, en regiones del espectro en las que haya absorciones debidas a gases, la calibración en el laboratorio juega un papel importante.

4.2 Intercalibración o calibración por comparación con un instrumento de referencia

La inter-calibración consiste en “trasladar” al instrumento la calibración *de* otro que ya este previamente calibrado, esto es, un instrumento de referencia o *máster* [2].

Esta calibración se aplica con mayor éxito y facilidad entre instrumentos idénticos ya que instrumentos con parámetros diferentes tales como resolución, tiempo para realizar la medida, campo de iluminación, rango espectral, entre otros, harían muy difícil el traslado de la calibración y por ende podría presentarse un alto porcentaje de error. Incluso entre instrumentos idénticos hay que extremar, por ejemplo, la exactitud del reloj, pues diferencias de pocos segundos afectan sensiblemente el resultado, en particular si la transmitancia de la atmósfera no es muy estable.

El método consiste en realizar una serie de medidas simultáneas con los instrumentos, asegurando que las condiciones sean idénticas.

El conjunto de medidas simultáneas debería abarcar todo el rango posible en la irradiancia solar directa, o lo que es equivalente, de masas ópticas. Sin embargo se tiene una comparación solo durante las horas centrales del día, con lo que no se abarca todo el rango dinámico del instrumento.

4.3 Calibraciones absolutas por el método de Langley

El método de Langley se basa en la ley de Beer-Bouguer-Lambert ya mencionada en el capítulo 3, en la cual, Ec. 4.1.

$$I_{\lambda} = I_{o\lambda} \exp(-\tau_{\lambda} m_r) \quad (4.1)$$

con I_{λ} siendo la irradiancia medida a nivel del suelo, $I_{o\lambda}$ es la irradiancia extraterrestre, τ es el espesor óptico total de la atmósfera (espesor de toda la columna atmosférica), y m es la masa óptica.

Tomando logaritmos se tiene, Ec. 4.2:

$$\ln(I_{\lambda}) = \ln(I_{o\lambda}) - (\tau_{\lambda} m) \quad (4.2)$$

Ahora, si se mantiene el espesor óptico total “constante”, y se representa el logaritmo de la irradiancia medida frente a la masa óptica, para una longitud de onda determinada a lo largo de una serie de medidas, el resultado es una recta cuya pendiente es, como lo indica la ecuación 4.2, el espesor óptico total τ y la ordenada en el origen corresponde a la irradiancia extraterrestre para esa longitud de onda o canal, dato que dará el coeficiente de calibración para esta longitud de onda o canal.

Si se compara la señal extraterrestre (en voltaje o cuentas digitales) con el espectro de irradiancia extraterrestre, se pueden obtener coeficientes de calibración para convertir la señal bruta en unidades físicas (W/m^2). No obstante, para el cálculo de espesores

ópticos con la ley de Beer no es necesario tener coeficientes de calibración en unidades físicas sino solo los voltajes o cuentas digitales extraterrestres que da la ordenada en el origen en el ajuste de Langley [2].

Estos coeficientes, tal y como se obtienen a partir del ajuste de Langley, dependen de la distancia Tierra-Sol, d . Por ello se hace una corrección y se deja un coeficiente referido a la distancia media Tierra-Sol. Cuando se desee calcular el espesor óptico para un día concreto se vuelve a aplicar esta corrección, que puede ser evaluada por ejemplo con la ecuación (4.3) que depende del día del año (N_d) y de Γ , conocido como el ángulo del día (en radianes) y dado por (Ec. 4.4).

$$d = 1.00110 + 0.034221 \cos \Gamma + 0.001280 \operatorname{sen} \Gamma + 0.000719 \cos 2\Gamma + 0.000077 \operatorname{sen} 2\Gamma \quad (4.3)$$

$$\Gamma = 2\pi (N_d - 1) / 365 \quad (4.4)$$

Como ya fue mencionado, la hipótesis inicial para la calibración es que se mantiene el espesor óptico total constante, no obstante, en condiciones reales existe una variación en el espesor óptico total debido a la presencia de aerosoles. Con el fin de obtener la mínima variación de este parámetro se buscan lugares en altitudes donde la cantidad de aerosoles sea baja y sus variaciones pequeñas (mínima) en términos absolutos. Las zonas por encima de la capa límite son óptimas para este tipo de calibraciones.

Las medidas a realizar deben abarcar un rango suficiente de masas ópticas, generalmente entre 1 y 7, aunque las medidas cerca del mediodía no se suelen tener en cuenta por “estropear” el ajuste. Masas superiores a 6 ó 7 tampoco se consideran por la dificultad de estimar la masa óptica cuando el Sol está muy bajo.

El rango dinámico del instrumento indica la limitación para las masas ópticas grandes. Se parte de la relación Beer Bouguer Lambert (Ec. 4.1):

$$\tau = -\frac{1}{m} \ln \left(\frac{I}{I_0} \right) \quad (4.5)$$

Si se introduce el valor más pequeño aceptable de I , (es decir, el menor valor con una suficiente relación señal ruido), la irradiancia extraterrestre del día y el valor de τ , se obtiene el valor de la masa óptica más grande que la sensibilidad del instrumento permite alcanzar. Se debe destacar que para zonas del espectro como el ultravioleta, en el que la señal es pequeña y el espesor óptico total grande (en comparación con la zona visible), esta relación puede indicar que no es posible medir más allá de masa óptica 3. Esta limitación es menor en otras regiones del espectro en las que la irradiancia solar es mayor.

Además de esto hay que tener en cuenta otras limitaciones y fuentes de error cuando se mide con el Sol muy bajo: luz que llega por *scattering* múltiple, la influencia de la curvatura de la Tierra, la refracción en el aire, la presencia frecuente de brumas o capas con diferente aerosol producto del mayor recorrido por la troposfera o el mayor tamaño angular del disco solar. Todo esto hace que aumente la incertidumbre en la medida de la masa óptica, limitando las medidas en masas ópticas muy grandes.

En cuanto a las medidas cerca del mediodía, el problema radica en la variabilidad de la atmósfera. En altitudes medias y bajas las masas ópticas cambian con mucha rapidez al amanecer o al atardecer. La condición más fuerte para la calibración Langley, esto es, que el espesor óptico total permanezca constante, es evidentemente más fácil de asegurar en un intervalo de tiempo menor. Cerca del mediodía se pueden tener muchas medidas cercanas en masa óptica pero que difieren sensiblemente en el espesor óptico, empeorando el ajuste.

Una vez planteado esto, la elección del rango de masas ópticas para el ajuste debe realizarse teniendo en cuenta, por un lado la limitación del instrumento y por otro lado las limitaciones de la atmósfera, sin umbrales prefijados a priori. Una vez que se ha

obtenido la gráfica Langley se pueden eliminar los puntos que están más alejados que 2 ó 3 veces la desviación estándar.

La condición ideal para realizar una calibración Langley por tanto, se reduce a una menor variación posible en el espesor óptico total. Esta variación en las longitudes de onda no afectadas por absorciones se debe a los aerosoles, por lo que se suele buscar lugares de alta montaña, en altitudes donde la cantidad de aerosoles y sus variaciones es baja. Por supuesto zonas urbanas no son adecuadas, y en lugares dentro de la capa de mezcla continental se requiere un número grande de ajuste, siendo que los coeficientes de calibración estarán afectados por más error.

Las fuentes de error para el método de Langley se deben a:

- La no estabilidad del espesor óptico total durante las medidas, como ya se ha descrito. En el UV las variaciones de ozono durante el día tienen especial importancia. Las variaciones en la cantidad de aerosol afectan a todo el rango espectral.
- El ancho de banda finito del espectro, puesto que la Ley de Beer es solo aplicable monocromáticamente, y su aplicación sobre una banda de cierta anchura espectral (la función instrumento del aparato o la anchura del filtro empleado) conlleva a un error. Este error aumenta con la anchura y también depende de la región espectral considerada.
- La no inestabilidad del instrumento.
- La no linealidad de la respuesta del detector frente el flujo incidente.
- La contribución de una pequeña parte de radiación difusa en la medida directa al Sol, en función de lo grande que sea el campo angular que ve el detector.

No obstante, dependiendo de las condiciones que se tengan durante el proceso de toma de medidas para la calibración, es posible que surja en los datos un efecto conocido como “falso ciclo diurno” [2]. El falso ciclo diurno es un efecto que distorsiona las medidas del AOD. Este efecto se produce de manera sistemática en los datos,

todos los días, aunque es más sencillo identificarlo visualmente en el caso de días estables y despejados. No es un efecto real en la atmósfera, sino un problema surgido de la calibración de los fotómetros. Cuando se calibran los fotómetros se busca hacerlo en condiciones que minimicen la variación del AOD, tales como días despejados y lugares de alta montaña. No obstante, si el fotómetro es calibrado con una variación de AOD considerable, el ciclo diurno puede quedar camuflado por la variabilidad natural del AOD. Esto obliga a que se haga una post-calibración. De acuerdo con lo reportado en la literatura [3], el proceso para esta post-calibración es aplicar el método conocido como *K-CICLO*.

4.3.1 Evaluación del falso ciclo diurno [3].

La base del cálculo es la ley de Beer Bouguer Lambert. El espesor óptico total τ obtenida a partir de esta ley se puede expresar de la siguiente manera, Ec. 4.6.

$$\tau = \frac{1}{m} \ln \left(\frac{I_o}{I} \right) \quad (4.6)$$

Introduciendo $I_o' = KI_o$, donde K es una constante que cuantifica el error de I_o' , el valor del espesor óptico total resultante τ' estaría relacionado con τ por medio de las siguientes expresiones, Ec. 4.7- 4.8:

$$\tau' = \frac{1}{m} \ln \left(\frac{I_o'}{I} \right) = \frac{1}{m} \ln \left(\frac{K \cdot I_o}{I} \right) = \frac{1}{m} \ln \left(\frac{I_o}{I} \right) + \frac{1}{m} \ln K \quad (4.7)$$

$$\tau' = \tau + \frac{1}{m} \ln K \quad (4.8)$$

El error absoluto del espesor óptico es, Ec.:

$$\Delta \tau = \frac{1}{m} \ln K \quad (4.9)$$

A partir de estas dos expresiones equivalentes, se puede concluir varias cosas de gran importancia.

En primer lugar, si el coeficiente de calibración dado por I_0 tiene un cierto error, el error que se traslada al espesor óptico no es una cantidad fija sino modulada por el inverso de la masa óptica m , o lo que es igual, directamente proporcional al coseno del ángulo cenital solar, lo cual provoca la forma del ciclo diurno. De aquí se deriva inmediatamente que el error es menor para masas ópticas grandes al principio y al final del día y máximo en el centro del día, haciendo que τ' experimente un ciclo diurno ficticio que no existe en el valor verdadero de τ .

Este ciclo diurno ficticio puede tener forma cóncava o convexa, puesto que el término $(1/m) \cdot \ln K$ puede ser positivo o negativo, según el valor de K : si se sobreestima el coeficiente de calibración ($K > 1$), el término contribuye positivamente en el ciclo diurno y tiene forma convexa (mayores valores del AOD al mediodía). Si el valor del coeficiente de calibración I_0' es menor que el verdadero I_0 ($K < 1$), el término es negativo y el ciclo tiene forma cóncava (menores valores del AOD al mediodía).

4.3.2 Descripción del método K-CICLO

Una vez descritos los problemas de la serie de datos, y en particular el problema del falso ciclo diurno, se puede corregir tal efecto. El método K-CICLO es un método de corrección para los datos de espesor óptico de aerosoles, pero también un verdadero método de calibración del instrumento [3].

Comenzamos en la expresión analítica de ese falso ciclo diurno, donde el espesor óptico calculado (τ') es igual al espesor óptico real (τ) más el término $\ln(K)$ multiplicado por el inverso de la masa óptica (o bien aproximándose al coseno del ángulo cenital solar). Esta expresión se puede entender como una recta, cuya pendiente es $\ln K$ y cuya ordenada en el origen es τ . Es decir: si se ajusta a una recta el espesor óptico medido a lo largo del día, τ' , frente al inverso de la masa óptica, la pendiente del ajuste da el valor de $\ln(K)$, donde K es la razón entre el coeficiente de calibración (I_0') y el verdadero I_0 .

La condición necesaria y suficiente para que este ajuste sea bueno es que el espesor óptico verdadero τ sea constante durante el día. Tampoco es necesario que el AOD tenga un valor bajo, aunque si la turbiedad es alta hay más posibilidades de que varíe el AOD. La pendiente de la recta ($\ln k$) es un valor que teóricamente permanece constante en el ajuste, ya que la variación de la constante K , por una deriva de la calibración, no es relevante a lo largo de un día.

La figura 4.1 es un ejemplo de la aplicación de este tipo de ajuste lineal aplicado al fotómetro CIMEL en la estación de medida El Arenosillo en Valladolid-España [2]. Se representa en la Figura 4.1 de la derecha el espesor óptico de aerosoles frente al inverso de la masa óptica, lo que da como resultado una recta. Cuando un filtro está correctamente calibrado, la pendiente de la recta está muy cerca de cero, ($\ln(K) \approx 0$) y por tanto $K=1$. Esto significa que el coeficiente de la calibración que se está utilizando es correcto: $I_0' = I_0$. Cuanto peor calibrado está un filtro, mayor es la pendiente de la recta (en valor absoluto), y por tanto se tendrá un valor de K mayor o menor que 1, según el error de calibración sea por exceso o por defecto

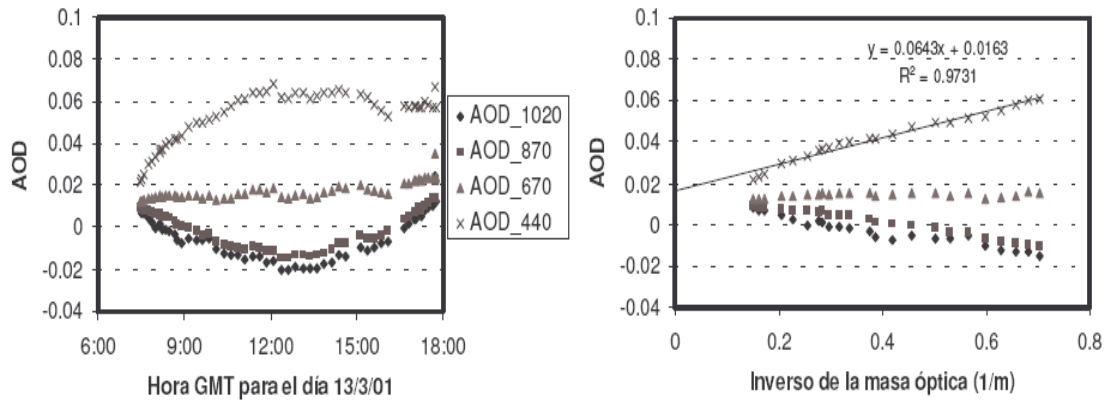


Figura 4.1. Corrección calibración KCICLO para el CIMEL.

REFERENCIAS:

- [1] Sorribas María del Mar. Caracterización y calibración de instrumentos de medida de radiación solar. Valladolid, 2003, 107 h. Diplomado. Universidad de Valladolid. Departamento de Óptica y Física aplicada. Facultad de Ciencias.
- [2] C. Toledano. Métodos de calibración de campo para la medida de espesor óptico de aerosoles mediante fotómetros solares. *Opt. Pura Apl.* 39 (4), 303-311 (2006).
- [3] C. Toledano, V. E. Cachorro, R Vergaz, A. M. de Frutos Análisis y corrección del falso ciclo diurno del espesor óptico de Aerosoles: método K-CICLO. *Opt. Pura Apl.* 37 (1), 49-60 (2004).
-



[CAPÍTULO 5]

EL FOTÓMETRO SOLAR MANUAL MSP-*f*

El objetivo general de este trabajo era el diseño y construcción de un sistema óptico que permitiera tomar medidas sobre los aerosoles atmosféricos aportando información relevante para la futura construcción de una base de datos en la climatología de la región de estudio. Como ya fue mencionado, existen diferentes tipos de técnicas para el análisis de aerosoles atmosféricos. Para la elección del instrumento que se diseñó y construyó en el desarrollo de este trabajo se hizo el siguiente análisis:

- **Economía:** Se deseaba diseñar un instrumento que representara baja inversión económica sin sacrificar funcionalidad.
- **Funcional:** Se quería que el instrumento construido manejara una técnica confiable de obtención de datos, que fuera portátil y de simple manipulación, lo que permitiría mediciones en diferentes lugares dentro de la zona de estudio.
- **Amigable:** El diseño del instrumento debía ser tal que permitiera un fácil mantenimiento así como ajustes o mejoras posteriores e intervención técnica no muy especializada.

Con las tres razones anteriores se eligió diseñar un **fotómetro solar** ya que

- ◆ Las partes que lo componen son de bajo costo y se encuentran en el mercado elementos de muy buena calidad (filtros, lentes, detectores, entre otros). Además permite recurrir a materiales convencionales para los diferentes accesorios del instrumento, tales como el tubo limitador de campo y diafragma.
- ◆ Según lo reportado en el capítulo 4, el fotómetro solar se basa en la medición a nivel terrestre de la atenuación de la radiación solar por parte de los aerosoles atmosféricos, lo que los hace instrumentos de alta confiabilidad para la medida de aerosoles. Es un instrumento portátil que permite realizar medidas en

diferentes sitios ya que no necesita estar fijo a un laboratorio o a un observatorio de medida.

- ◆ Si bien el diseño del fotómetro necesita seguir unas especificaciones muy importantes, todo el montaje y ensamblaje de las partes se puede realizar con facilidad.
- ◆ Según lo reportado por la bibliografía [1], los fotómetros solares pueden ser calibrados de diferentes maneras, permitiendo elegir la más adecuada de acuerdo con la zona de estudio.
- ◆ Los fotómetros solares son equipos que permiten medir la atenuación atmosférica de la irradiancia solar para ciertas longitudes de onda, a partir de la cual y mediante una selección adecuada de las longitudes de onda, se puede caracterizar a los aerosoles, vapor de agua, ozono, oxígeno, y otros gases, en una columna vertical a través de la atmósfera.

En este capítulo se presenta el proceso de diseño y construcción del Fotómetro Solar Manual MSP-*f*. El fotómetro consta de tres partes básicas: ▲ Sistema Óptico (tubo limitador de campo). ▲ Sistema electrónico (detección, adecuación y adquisición). ▲ Programa de análisis de los datos. A seguir se describe cada uno de estos componentes.

5.1 SISTEMA ÓPTICO

El sistema óptico del fotómetro solar construido está compuesto por un tubo limitador y filtros de interferencia.

5.1.1 El tubo limitador

Como ya fue mencionado, el Sol es la fuente luminosa en este tipo de instrumentos, por lo cual se diseñó un tubo limitador de campo con un sistema de lentes tipo doblete acromático que se encarga de recoger la luz proveniente del Sol en un determinado

punto. El tubo limitador utilizado es un sistema óptico tipo telescopio refractor, con una distancia focal de 400 mm y una apertura de 20 mm (ver Figura 5.1).

Debido a que la radiación incidente es demasiado intensa, fue necesario delimitar la apertura del tubo para reducir los efectos de las altas temperaturas, ya que esto llevaría a la sobresaturación en los detectores por alto flujo incidente de radiación, lo que podría verse reflejado en los datos tomados.

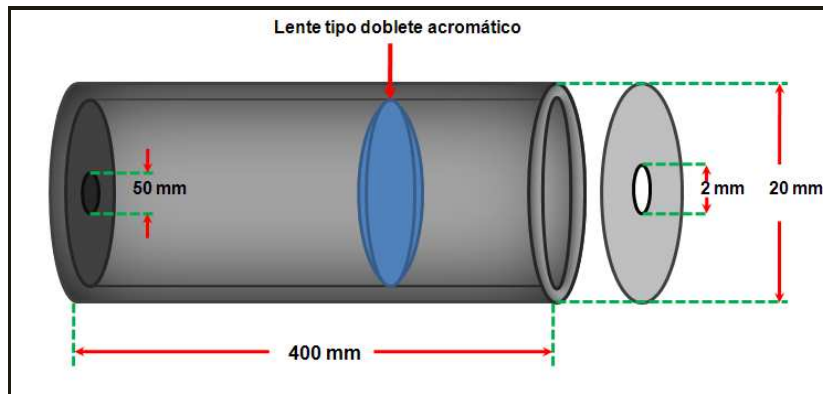


Figura 5.1. Tubo limitador de campo.

El tubo limitador está conformado por un tubo de aluminio, al que se le instaló un sistema de lentes tipo acromáticos. Este tipo de lentes permite recoger la luz en un punto determinado, además de corregir con mayor perfección la aberración cromática.

Este sistema de lentes consta de una lente positiva equiconvexa y una lente negativa cóncavo-convexa, como se muestra en la Figura 5.2. Tanto la aberración de esfericidad como la cromática están muy bien corregidas en este sistema.

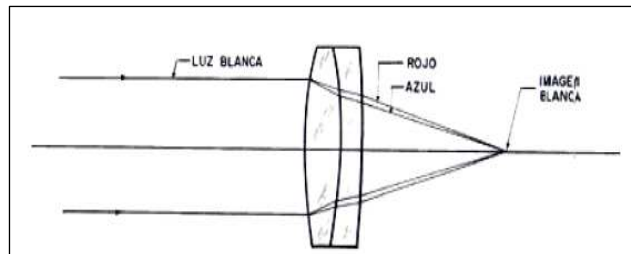


Figura 5.2. Sistema de lentes tipo doblete acromático.

5.1.2 Filtros

Los filtros son un componente muy importante en el fotómetro ya que su elección adecuada permite separar una longitud de onda específica del resto del espectro. Confrontando las características atmosféricas de la zona de estudio con los datos reportados en las bases de datos internacionales [2], se trabajó con la hipótesis de la existencia en mayor grado de aerosoles en el intervalo de acumulación. Este tipo de aerosoles están en el intervalo entre $0,1 \mu\text{m}$ a $1 \mu\text{m}$, permanecen largo tiempo en la atmósfera y son muy interactivos con la luz.

Para la detección de este tipo de aerosoles se eligió trabajar con tres longitudes de onda: larga (650 nm), media (535 nm) y corta (400 nm), para lo cual se utilizaron filtros de interferencia de banda angosta (de 400 nm, 550 nm y 650 nm), con ancho de banda (FWHM) de 10 nm.

Los filtros de interferencia están compuestos por varias placas de vidrio de pequeño tamaño, con un revestimiento de hasta 100 capas ultrafinas. Su efecto de filtraje se basa en la interferencia de los haces de luz que refleja cada interfaz. Dependiendo de la composición de la capa, tan sólo se puede diseminar una escala de longitud de onda. Los filtros que se adquirieron son de muy buena calidad y responden a las necesidades a las cuales fueron sometidos, como rangos amplios de temperatura (desde -10 a 75°C) además de las tolerancias para el ancho de banda. Existen otros tipos de filtros que cuentan con un ancho de banda de tan solo 1nm, no obstante son extremadamente costosos. Fotómetros tales como el *CIMEL*, uno de los mejores fotómetros que existe, fabricado por los franceses y que hace parte de una red mundial de monitoreo

atmosférico en conjunto con la *NASA* y la *ESA*, hace uso de filtros con un ancho de banda entre 5 y 10 nm, como los utilizados en el MSP-*f*.

Para obtener los datos correspondientes a cada longitud de onda se hizo un montaje de los filtros en un sistema giratorio, de tal manera que pudiera elegirse en cada serie de toma de datos una longitud de onda particular entre las tres mencionadas, (Ver Figura 5.3).

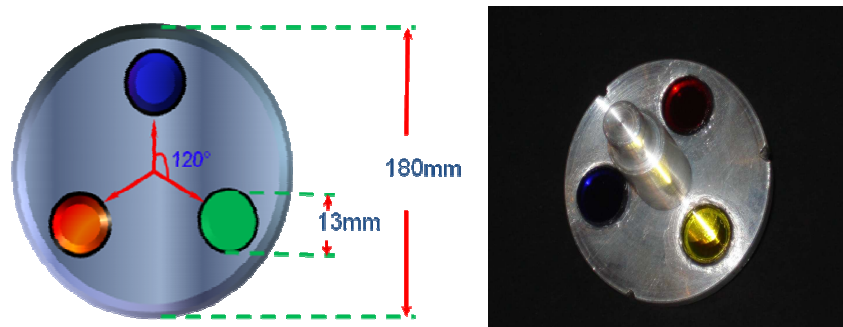


Figura 5.3. Montaje de sistema giratorio de los filtros de interferencia.

5.2. Sistema electrónico

En el proceso de medida, la luz es recogida por el tubo limitador de campo para ser enfocada en un determinado punto, este punto es el fotodetector. Sin embargo la luz antes de llegar al detector debe pasar por el sistema de filtros para hacer la selección espectral.

El sistema electrónico fue dividido en tres partes: ♦ Detección de la señal ♦ Adecuación de la señal ♦ Adquisición de señal.

5.2.1. Detección de la señal

Un detector es un dispositivo usado para detectar o medir una magnitud física determinada y convertirla en una señal de voltaje. Los ejemplos incluyen sensores que detectan luz, calor, temperatura, curvamiento y compuestos químicos (tales como monóxido de carbono).

La luz (irradiancia) es captada por un detector fotosensible que la transforma en señal eléctrica. Debido a que la respuesta del detector es proporcional a la irradiancia captada, es posible hacer uso de las ecuaciones (3.1) y (3.2) del capítulo 3.

Se utilizaron dos fotodetectores de silicio con el fin de escoger el que mejor se adecuara a las necesidades. Los fotodetectores, marca THORLABS, fueron el FDS010, con una respuesta espectral entre 300 y 1100 nm, área activa de 5.0 mm² y el FDS100 (Figura 5.4) con una respuesta espectral entre 350-1100nm, área activa de 13.0 mm². Estos dos detectores funcionaron correctamente, no obstante se decidió utilizar el segundo debido a su mayor área activa, además, de contar con un amplio rango de temperatura entre -40° C y 85° C.



Figura 5.4. Fotodetector FDS100 Si

5.2.2 Adecuación de la señal.

Después de que la señal análoga (irradiancia) es transformada en señal eléctrica por medio del fotodetector, es llevada a un sistema de adquisición de datos donde es sometida a un proceso de adecuación de señal, esto es, filtrado y amplificación, ya que la salida que arroja el fotodetector es de unos pocos milivoltios.

En cuanto al filtrado, se hizo uso de un simple filtro pasivo siguiendo las especificaciones del detector (Figura 5.5). No obstante se hicieron también pruebas con filtros activos, sin embargo se decidió no hacer uso de estos ya que con el filtro pasivo se obtuvo una mejor respuesta.

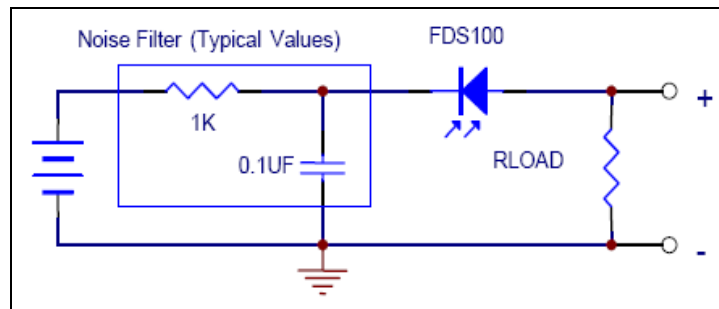


Figura 5.5. Filtro pasivo. Sistema de filtrado recomendado por THORLABS para el fotodetector FDS100.

En la etapa de amplificación se presentaron varios inconvenientes debido a la elección de un amplificador no adecuado. Inicialmente se utilizó el amplificador operacional INA111. Este amplificador, de fácil conexión, tiene un offset muy alto, es decir, en condiciones de total oscuridad o cero fuentes luminosas, presenta una respuesta de unos cuantos milivoltios, lo que afectó la sensibilidad de la medida. Para corregir este problema se decidió hacer uso de voltajes de precisión por medio de un amplificador convencional, restándole el offset a la salida del amplificador. Sin embargo no se tuvo el resultado esperado, ya que aun con la resta del offset el amplificador marcaba voltajes diferentes de cero aun en ausencia de fuentes luminosas.

Por lo anterior, se optó por cambiar el amplificador de instrumentación por un amplificador operacional, OPA 637 de Texas Instruments, que cuenta con un offset

mucho más bajo, del orden de los microvoltios. Con este amplificador se logró adecuar una buena relación señal ruido por medio de la ganancia. Figura 5.6.

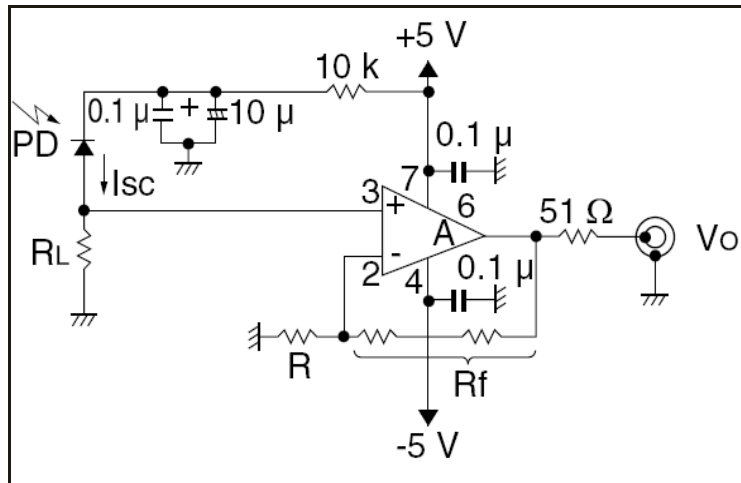


Figura 5.6. Amplificador operacional de alta velocidad [3].

Luego que la señal pasa por la etapa de filtrado y de amplificación, es llevada al sistema de adquisición y posteriormente al programa de análisis.

5.2.3. Adquisición de la señal

La adquisición consiste en tomar un conjunto de variables físicas, convertirlas en tensiones eléctricas y digitalizarlas de manera que se puedan procesar en una computadora. Se requiere una etapa de acondicionamiento que adecue la señal a niveles compatibles con el elemento que hace la transformación a señal digital, esto es, la Tarjeta de Adquisición de Datos (ver Figura 5.7).

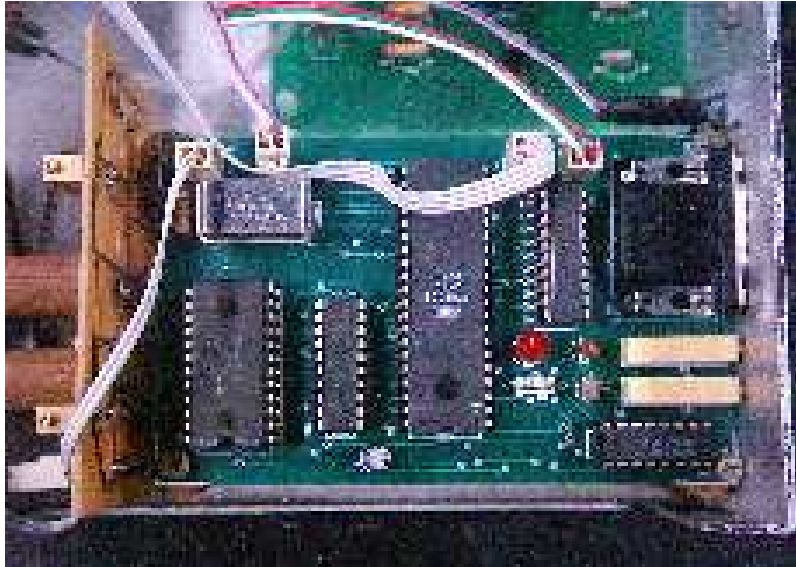


Figura 5.7. Tarjeta de adquisición de datos

Una vez que las señales eléctricas se transforman en digitales dentro de la memoria del computador, se las puede procesar con un programa de aplicación adecuado al uso que el cliente desea, y/o archivarlas en disco duro, graficarlas en pantalla, imprimirlas, etc. Un sistema típico de adquisición utiliza sensores, transductores, amplificadores, convertidores analógicos a digital (A/D) y digital analógico (D/A), para procesar información acerca de un sistema físico de forma digitalizada.

En el sistema de adquisición de datos fue utilizado un microcontrolador PIC18F452 de MICROCHIP, encargado de gobernar las funciones del sistema y que a su vez funcionó como convertidor A/D y como memoria de recolección de datos.

El microcontrolador PIC18F452 se programó para hacer muestreos a un determinado tiempo, a una velocidad de veinte conversiones por segundo, permitiendo que los resultados pudieran tratarse como si el fotodetector y el convertidor operaran en forma simultánea. En este tiempo de muestreo el PIC recibe la señal y al final del muestreo saca un promedio de los datos muestreados y es este promedio el que se almacena en la memoria con el fin de tener un dato confiable y no llenar la memoria en un tiempo muy corto. Los datos son almacenados en una memoria de recolección de datos en

forma de ficheros. Cuando ha terminado el proceso de medida los datos grabados en la memoria son enviados a un PC a través de una comunicación serial RS232.

5.3. Programa

Se desarrolló un programa de análisis con el programa LabView 6i [4] que recibe los datos proporcionados por la memoria de recolección para llevar a cabo los respectivos cálculos, esto es, el cálculo del espesor óptico de aerosoles y el parámetro alfa de Angstrom.

Por cuestiones de estructura y mejor desempeño del programa se optó por dividir el software en 3 partes:

- Recepción de datos desde la interfaz.
- Cálculo del espesor óptico de aerosoles.
- Cálculo del parámetro alfa de Angstrom.

Con el fin de tener una clasificación de datos según el tipo de dato, longitud de onda o canal y la fecha en que fueron tomados, se utilizaron funciones de almacenamiento y llamado de datos utilizando archivos en formato .txt. Esto hace posible contar con archivos diferentes y, por tanto, su más fácil manipulación.

5.3.1 Recepción de datos desde la interfaz

Los datos almacenados en la memoria de recolección de datos son llevados al PC por medio de una comunicación serial RS232. El software de recepción se encarga de recibir los datos de la memoria de recolección para convertirlos, de datos digitales binarios a datos correspondientes a voltaje, y posteriormente guardarlos en archivos en formato .txt en forma de lista o vector, con la correspondiente fecha y hora en que fueron tomados. El valor de cada dato de voltaje corresponde a la irradiancia solar en la superficie de la Tierra en la zona de estudio. Después que los datos de cada serie de

medidas se encuentran almacenados en el PC, son utilizados en el siguiente paso que consiste en calcular el espesor óptico de aerosoles.

5.3.2 Cálculo del espesor óptico de aerosoles, τ

Como fue mostrado en el capítulo 4, para obtener los valores de espesor óptico de aerosoles (τ), para cada serie de medidas es necesario calcular la masa óptica (m) y a su vez el ángulo solar cenital (θ_z). Por esto, el programa base es el que calcula el ángulo solar cenital ya que es a partir de este dato que se obtienen los demás.

El programa diseñado e implementado calcula inicialmente el ángulo solar cenital con los siguientes parámetros de entrada;

- Latitud
- Longitud
- Número del día juliano
- Hora
- Minuto

El cálculo de la posición solar se basa en la fórmula de Meeus y la masa óptica se calcula a partir de la fórmula de Kasten, como fue descrito en el capítulo 4. Para obtener el valor del ángulo solar cenital es necesario calcular:

- Declinación solar (δ)
- Ángulo horario (ω)
- Altura solar (α)

El programa fue diseñado de tal manera que permita obtener simultáneamente el valor de la masa óptica que varía minuto a minuto y también el valor del espesor óptico de aerosoles con los datos de voltaje obtenidos en las medidas realizadas, es decir se aplica la ecuación 4.2 presentada en el capítulo 4. (Figura 5.8).

Después de que los datos de espesor óptico de aerosoles son calculados para cada serie de medida, son nuevamente almacenados en un archivo, con el fin de tener una base de datos con los valores de espesor óptico de aerosoles de las diferentes medidas, además este archivo podrá ser llamado para obtener con los respectivos datos los valores del parámetro alfa de Angstrom.

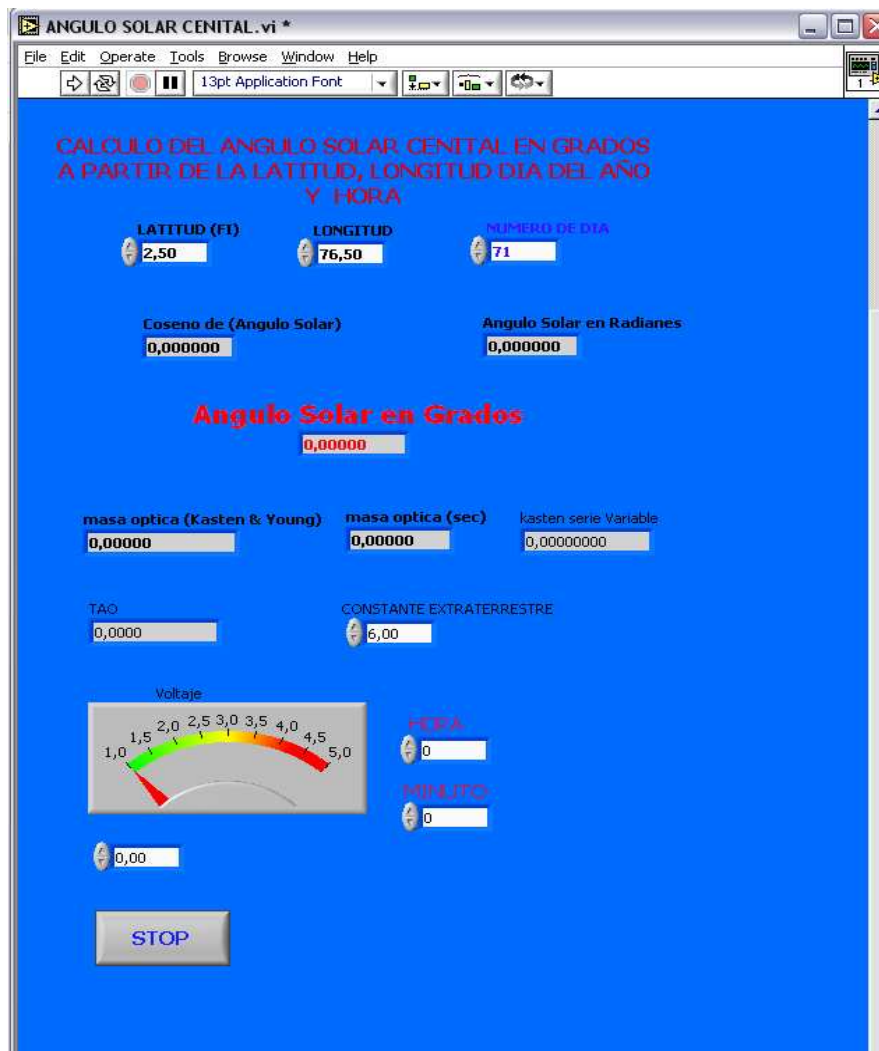


Figura 5.8. Programa para el Cálculo ángulo cenital

5.3.3 Cálculo del parámetro alfa de Angstrom

Para el cálculo del parámetro alfa de Angstrom se repite los procesos anteriores, solo que en lugar de llamar a los datos correspondientes a voltaje, se llaman los datos de espesor óptico de aerosoles a diferentes longitudes de onda con el fin de aplicar la ecuación (4.15) presentada en el capítulo 4. Estos datos también se almacenan en un archivo, con el fin de tener una base de datos con los valores del parámetro alfa de Angstrom.

En las figuras 5.10 y 5.11 el fotómetro solar construido. En la 5.10 se muestra el esquema de funcionamiento y en la 5.11 se presenta una fotografía del fotómetro tal como quedo construido.

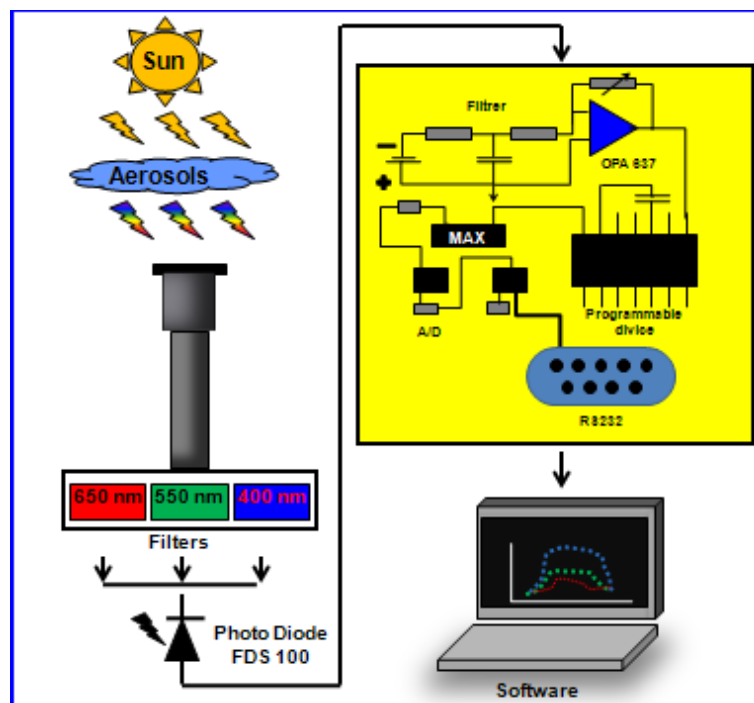


Figura 5.9. Esquema fotómetro solar MSP-f.

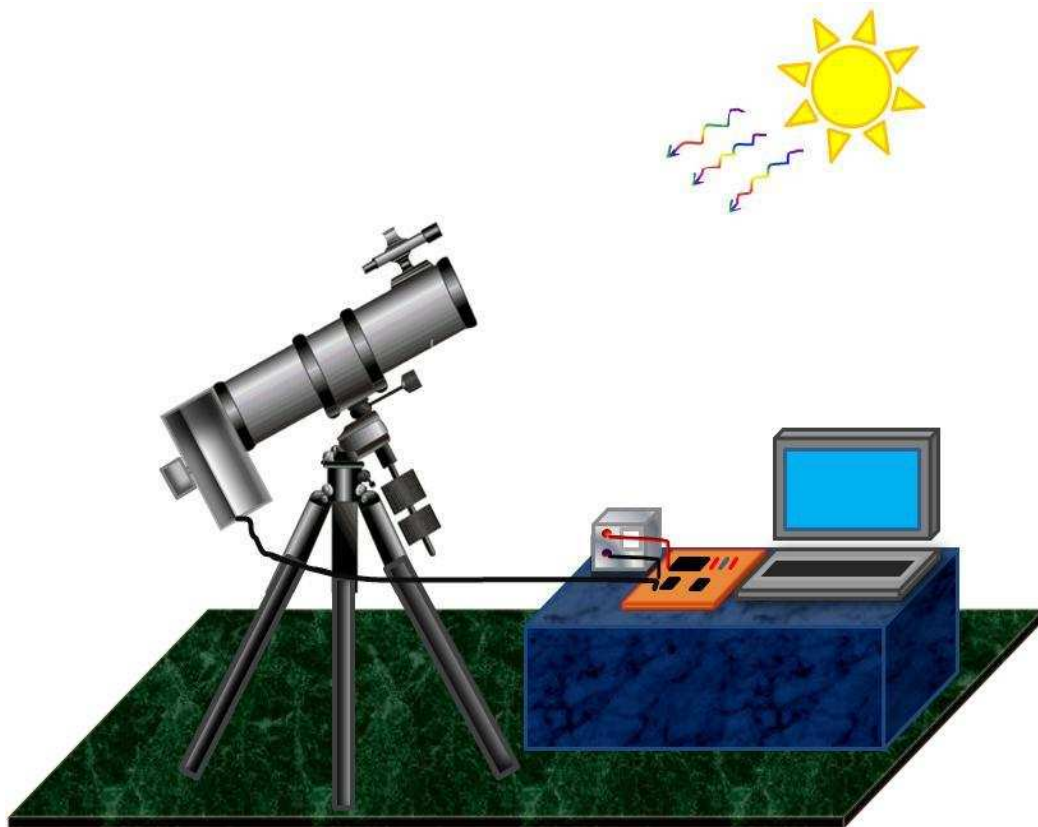


Figura 5.10. Fotómetro solar MSP-f.

REFERENCIAS:

- [1] C. Toledano, Métodos de calibración de campo para la medida del espesor óptico de aerosoles mediante fotómetros solares.
 - [2] 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.
 - [3] Application circuit examples of Si photodiode. Hamamatsu (2002) Cat. No. KPD 1043E02 Japan 2002.
 - [4] Arango Escobar. Programación gráfica para el control de instrumentación. Capítulo 10 LabVIEW.
-

El



fotómetro construido fue calibrado por el método de Langley descrito en el capítulo 4. Como fue dicho, para esta calibración se requiere de medidas tomadas en lugares de alta montaña. La calibración permite obtener las constantes extraterrestres para las

[CAPÍTULO 6]

CALIBRACIÓN MSP-*f*.

medidas de aerosoles atmosféricos [1].

El lugar elegido fue el municipio de Silvia en el departamento del Cauca, ubicado a 80 km de la ciudad de Popayán (Figura 6.1) y con una altitud de 2600 m.s.n.m.

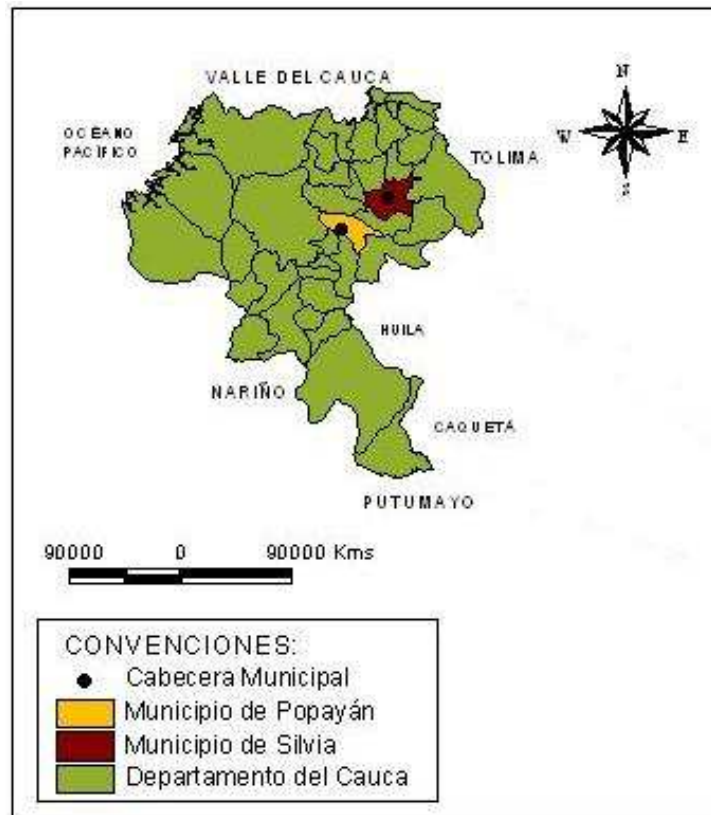


Figura 6.1. Ubicación del área de estudio [2].

6.1 Resultados de la calibración

Con el fin de obtener la constante extraterrestre del instrumento se hicieron medidas por varios días en las horas de la mañana, momento para el cual se registra una mayor variación de la masa óptica. Las Figuras 6.2, 6.3 y 6.4 muestran los resultados de estas medidas para cada longitud de onda utilizada.

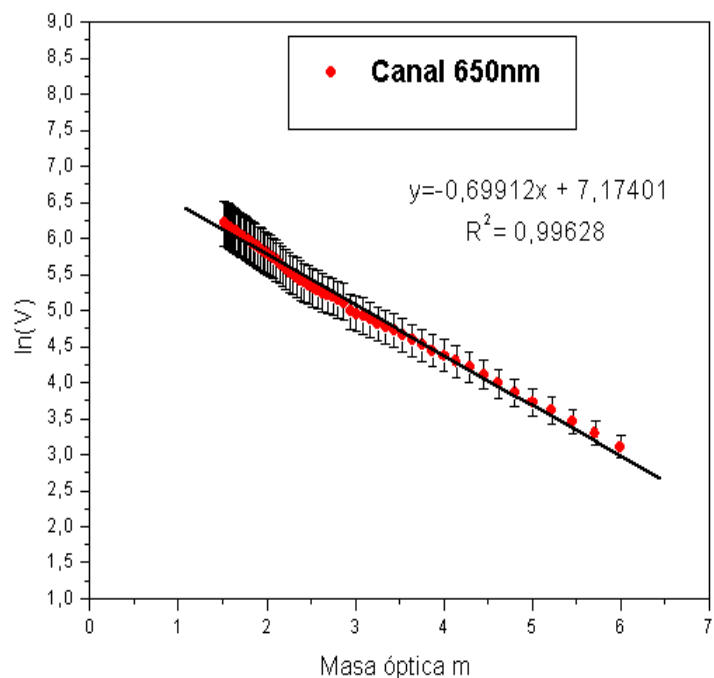


Figura 6.2. Representación Langley para el canal de 650nm.

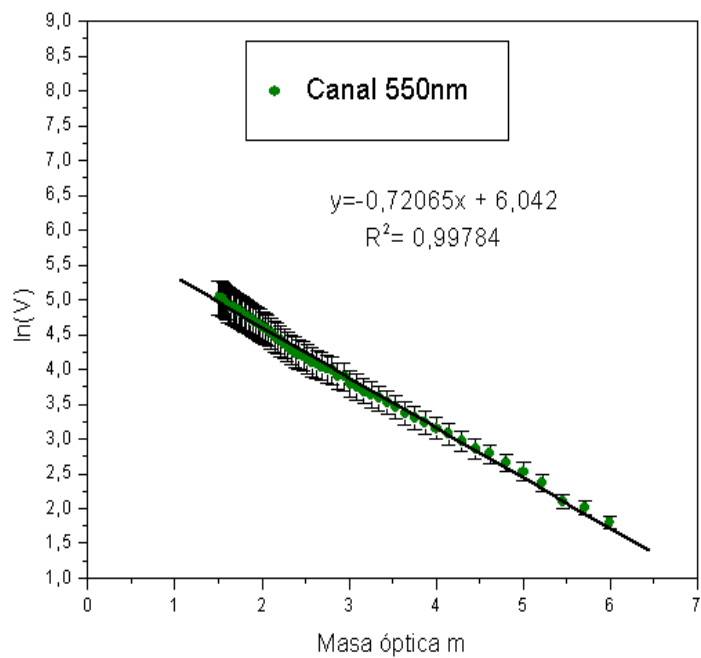


Figura 6.3. Representación Langley para el canal de 550nm.

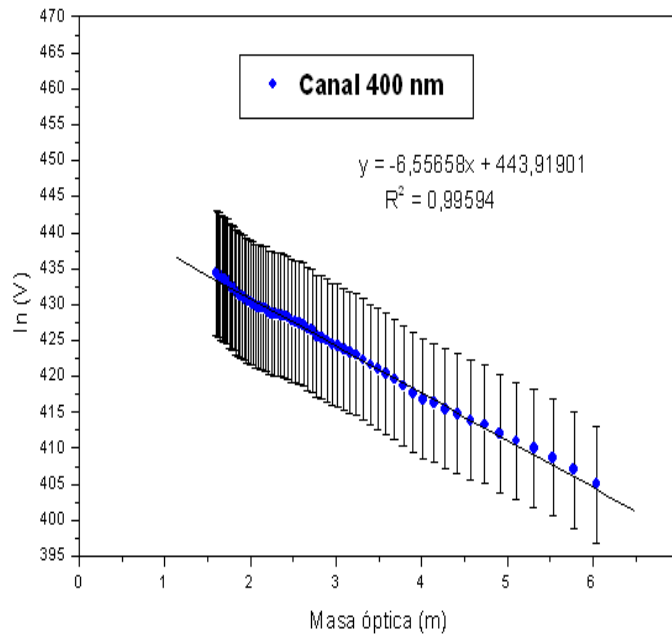


Figura 6.4. Representación Langley para el canal 400 nm.

Las medidas para la calibración fueron tomadas en un rango de masas ópticas que va desde 1.5 a 6 evitando hacer medidas en horas del mediodía (período en el cual el Sol tiene la menos altura respecto a la superficie Terrestre) y así eliminar el fenómeno de scattering múltiple, curvatura de la Tierra y la difracción del aire (que afectan el cálculo de masas menores que 1,5 y mayores que 6), de acuerdo con lo recomendado en el capítulo 4, ítem 4.3

En la Tabla 6.1 se presenta el análisis estadístico de los datos obtenidos para la calibración del fotómetro en los diferentes canales.

Tabla 6.1. - Análisis estadístico de los datos de la calibración

	Canal_400 (mV)	Canal_550 (V)	Canal_650 (V)
Promedio.	425,398	4,078	4,049
Desv. Estd	0,46108	0,05615	0,0715
P25	421	3,58	3,52
P75	431,1	4,78	4,74
Error	0,2901	0,1658	0,1471
R^2	0,99594	0,99763	0,99628

Los datos obtenidos para la calibración fueron sometidos a análisis estadístico, esto es, los datos que se encontraron mayor a 2 o 3 veces la desviación estándar fueron rechazados con el fin de obtener un valor de desviación estándar lo suficientemente pequeño y por otra parte seleccionar un número mínimo de puntos.

Para esta calibración se debe tener en cuenta posibles fuentes de error en la obtención de datos como;

- La inestabilidad del espesor óptico total durante las medidas realizadas.
- La inestabilidad del instrumento de medida (por su carácter manual).
- La contribución de radiación difusa en la medida directa al sol en función del campo de visión del instrumento (diámetro de apertura del fotómetro).

Obtenida la constante de calibración se procedió a tomar medidas de espesor óptico de aerosoles en la ciudad de Popayán, medidas hechas durante los cuatro primeros meses del año, época para la cual se cuenta con días soleados.

REFERENCIAS:

[1]C. Toledano. Métodos de calibración de campo para la medida de espesor óptico de aerosoles mediante fotómetros solares. *Opt. Pura Apl.* 39 (4), 303-311 (2006).

[2]Fuente Instituto Geográfico Agustín Codazzi (IGAC) 2007, Elaborado por Geógrafa Silvia J. Rojas Rueda.



[**CAPÍTULO 7**]

RESULTADOS Y ANÁLISIS DE DATOS

Co
mo
se
ind
icó
80

en el capítulo 3, los aerosoles atmosféricos dejan su “firma” en la radiación que, procedente del Sol, llega a la superficie de la Tierra y es captada por el MSP-*f*. Los datos tomados son procesados por el software descrito en el capítulo 5 y, finalmente son sometidos a un adecuado análisis.

Para la toma de medidas se eligió un período de tiempo que se ajustara a las necesidades, esto es, que tuviese buenas condiciones climáticas, días soleados y sin presencia de nubes, para obtener la mayor cantidad de irradiación directa proveniente del Sol. Por tanto, se eligieron los cuatro primeros meses del año (2007) que son los que presentan las mejores condiciones climáticas en la zona de estudio.

El fotómetro MSP-*f* es apuntado manualmente hacia el sol con la ayuda de una mira y un buscador para encontrar la inclinación óptima del equipo. La toma de datos se inicia con la elección, en el disco giratorio, de una longitud de onda (o canal) para la que se hace la recolección de datos durante intervalos de un minuto y medio. Debido a que el fotómetro es manual y el lugar de toma de datos cambia su posición respecto al Sol, se hace necesario hacer una pausa para re-apuntar el equipo, además de cambiar de filtro (elección de otra longitud de onda o canal), y se repite este proceso durante toda la serie de medida.

Para los datos reportados en este documento, la toma de datos se iniciaba aproximadamente a las 8 de la mañana con el propósito de obtener masas ópticas altas, no obstante, debido a la ubicación geográfica de la zona de estudio y a la temporada en que se tomaron las medidas, es decir a principio de año (distancia Tierra-Sol), no fue posible encontrar masas ópticas mayores de 6.

Las medidas terminaban en horas de la tarde, generalmente 4 o 5 de la tarde dependiendo de las condiciones, con el fin de obtener la evolución diaria del espesor óptico de aerosoles. Los datos tomados se almacenaron en la memoria de recolección y posteriormente se llevaron al software de análisis.

7.1 Cálculo del Espesor Óptico de Aerosoles, AOD

A continuación se presenta la evolución del AOD, tomadas con el MSP-f en Popayán (latitud 2°25' N, longitud 76°36' O) entre los meses de enero y abril del 2007 (Figura 7.1). Los datos graficados corresponden al espesor óptico de aerosoles vs 4 meses 2007.

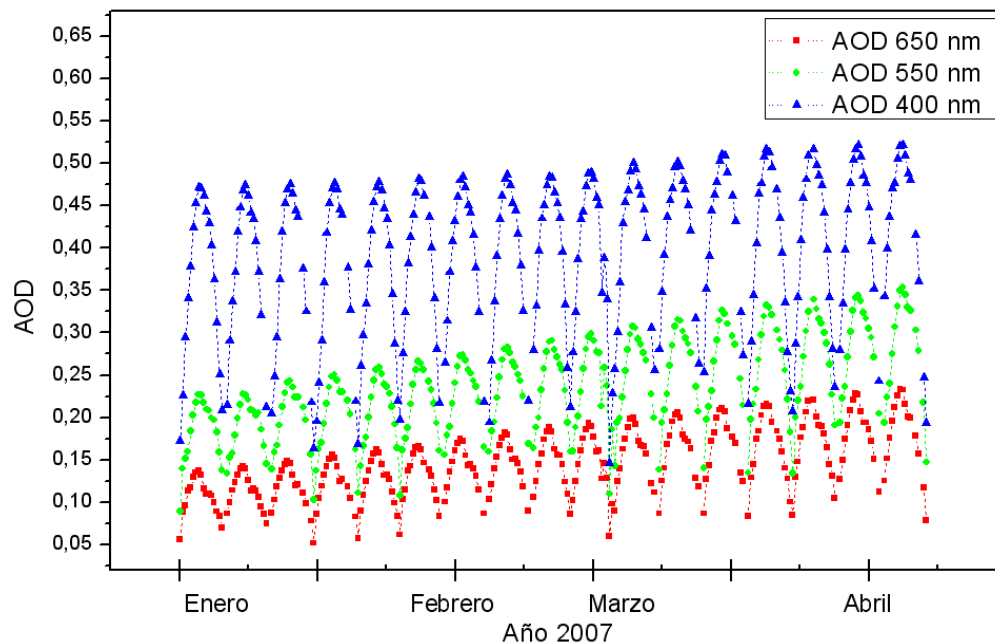


Figura 7.1. Espesor óptico atmosférico entre enero y abril

Con el fin de hacer un análisis sobre la evolución diaria del AOD se presentan, en las figuras 7.2-7.4, 6 diferentes graficas para días específicos. Se cuenta con 30 gráficas que muestran el comportamiento diario del AOD. Para la selección de las 6 gráficas presentadas se decidió usar aquellas que marcaran diferencias en cada mes, esto es, en un intervalo de tiempo que mostrara variaciones. Por otro lado, estas gráficas también son las que muestran un mejor comportamiento.

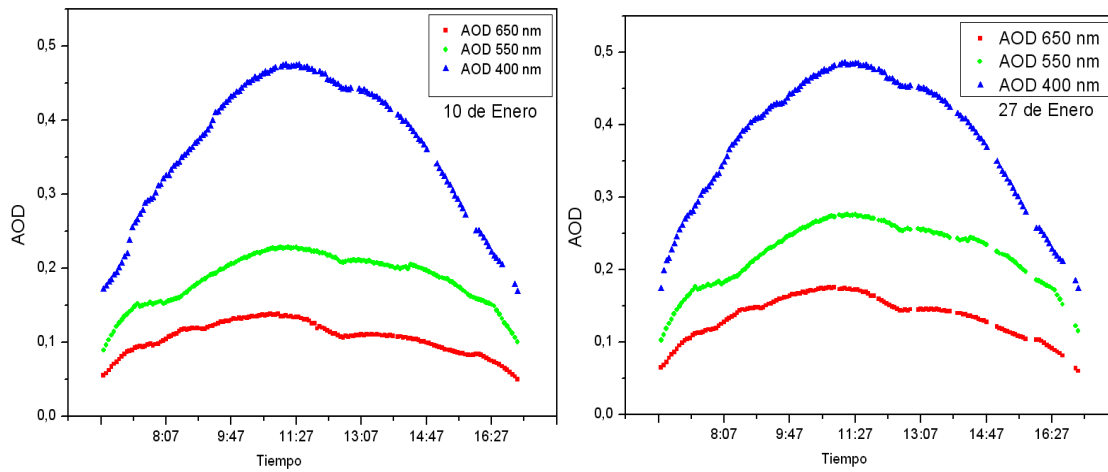


Figura 7.2. AOD vs. Tiempo para el 10 y el 27 de enero de 2007

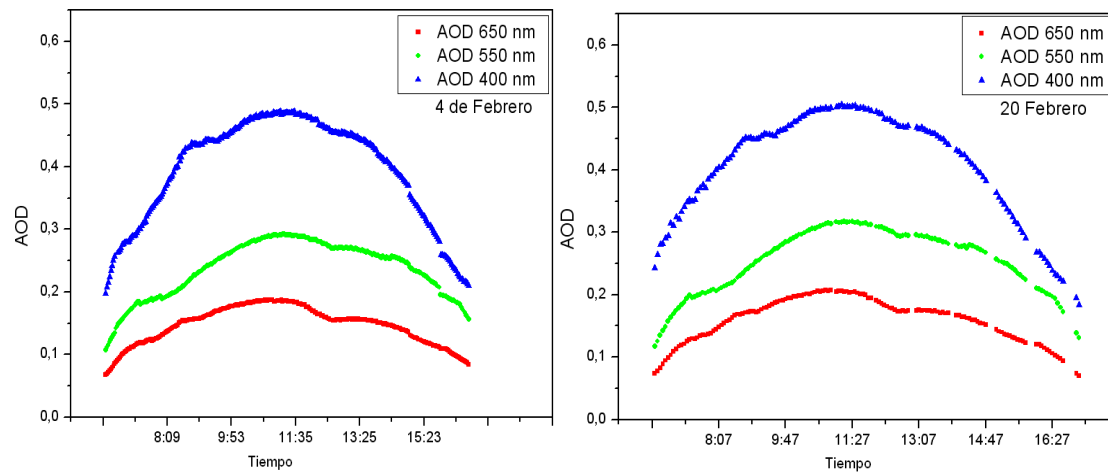


Figura 7.3. AOD Vs Tiempo para 4 y 20 de febrero

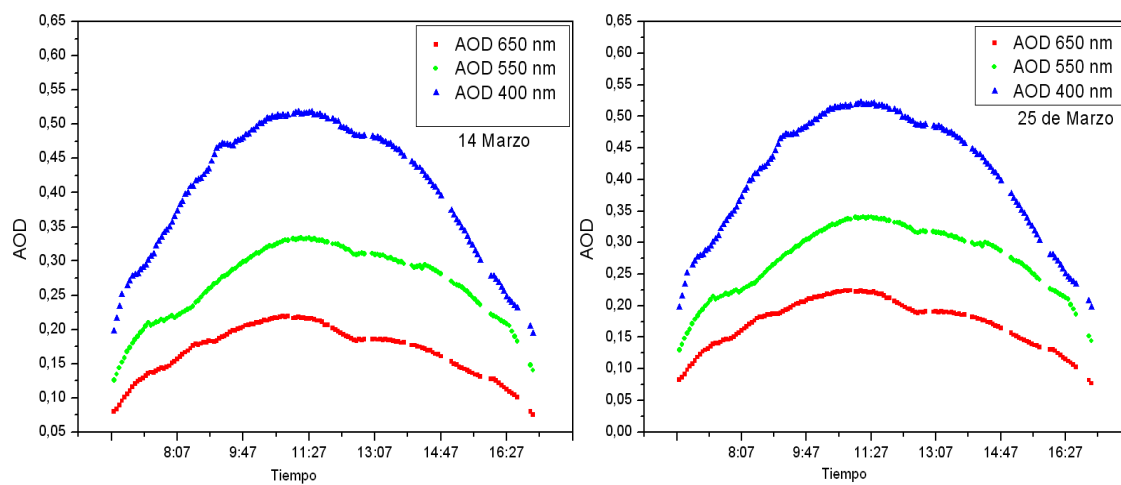


Figura 7.4. AOD Vs Tiempo para 14 y 25 de marzo

Para el análisis de los datos graficados, es necesario realizar una estadística sobre todos los datos obtenidos durante los 4 meses de estudio (correspondientes a los graficados en la Figura 7.1). La Tabla 7.1 presenta los datos del promedio, la desviación estándar (DS), el valor mínimo, el valor máximo y la mediana para cada longitud de onda utilizada.

Tabla 7.1. - Análisis estadístico de los datos de AOD de enero a abril

	AOD650	AOD550	AOD400
Promedio	0,14434	0,23375	0,39135
DS	0,03365	0,0465	0,0915
Mínimo	0,04845	0,08926	0,11919
Máximo	0,82532	0,35444	0,52373
Mediana	0,14221	0,23148	0,42159

La evolución diaria del espesor óptico de aerosoles es un indicador importante de la presencia de aerosoles atmosféricos, además de permitir conocer la cantidad y el tipo de aerosol.

De la observación de los gráficos del comportamiento del AOD diario reportados por el observatorio de Arenosillo (Valladolid-España) [1] se puede concluir que el comportamiento convexo (pronunciado) del AOD no es un comportamiento proveniente de la atmósfera, sino que se debe al efecto del falso ciclo diurno descrito en el capítulo 4.

Por lo anterior, surge la necesidad de corregir la calibración hecha al MSP-*f* reportada en el capítulo 6, haciendo uso del método *K-CICLO* (ver ítem 4.4).

Las Figura 7.5 (a) y (b) muestran la aplicación del método de post-calibración *K-CICLO* al fotómetro MSP-*f*. En la Figura 7.5 (a) se esquematiza el comportamiento del AOD con el tiempo para un día de medida. La Figura 7.5 (b) muestra la aplicación siguiendo lo descrito en el capítulo 4 (ítem 4.5). Se graficó el comportamiento del AOD respecto al inverso de la masa óptica con el fin de encontrar la constante *K* que representa el error

entre el coeficiente de calibración utilizado y el real. Para obtener la Figura 7.5 (b) se eligieron masas ópticas no mayores de 6 (según lo recomendado por el modelo). A partir de la linealización de esta gráfica se obtiene la pendiente, esto es, la constante K.

Los valores encontrados para K, para cada longitud de onda, fueron: 0,3101 para 400 nm, 0,1458 para 550 nm y de 0,170 para 650 nm.

Como fue expresado en el capítulo 4, K es la razón entre el coeficiente de calibración (I_0') y el verdadero I_0 . En la Tabla 7.2 se resumen los resultados obtenidos a partir de la post-calibración.

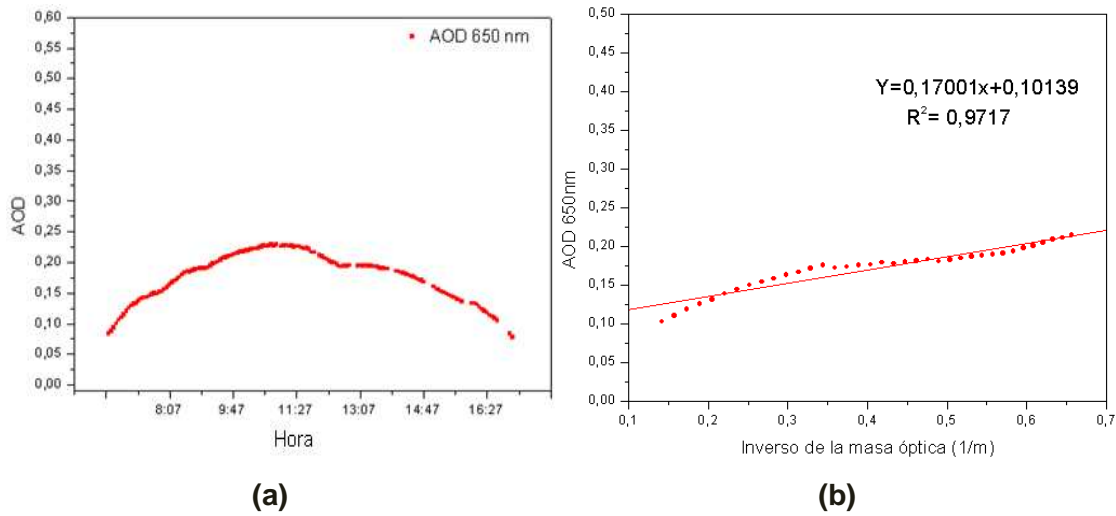


Figura 7.5. Corrección calibración K-CICLO obtenida para el MSP- f para el canal de 650 nm.

Tabla 7.2 Porcentaje de error para I_0

	Canal 400 nm	Canal 550 nm	Canal650 nm
Error I_0	0,3101	0,1458	0,1701
R^2	0,9959	0,98763	0,9762

Después de obtenidos los errores de la primera calibración, se procedió a reevaluar los datos del espesor óptico con los nuevos coeficientes de calibración I_0' , (con un nuevo valor de la constante extraterrestre).

Se encontró que los datos mejoraron considerablemente con respecto a la evolución del espesor óptico de aerosoles durante el día. A continuación se presentan gráficas de la evolución diaria del espesor óptico de aerosoles después de la post-calibración.

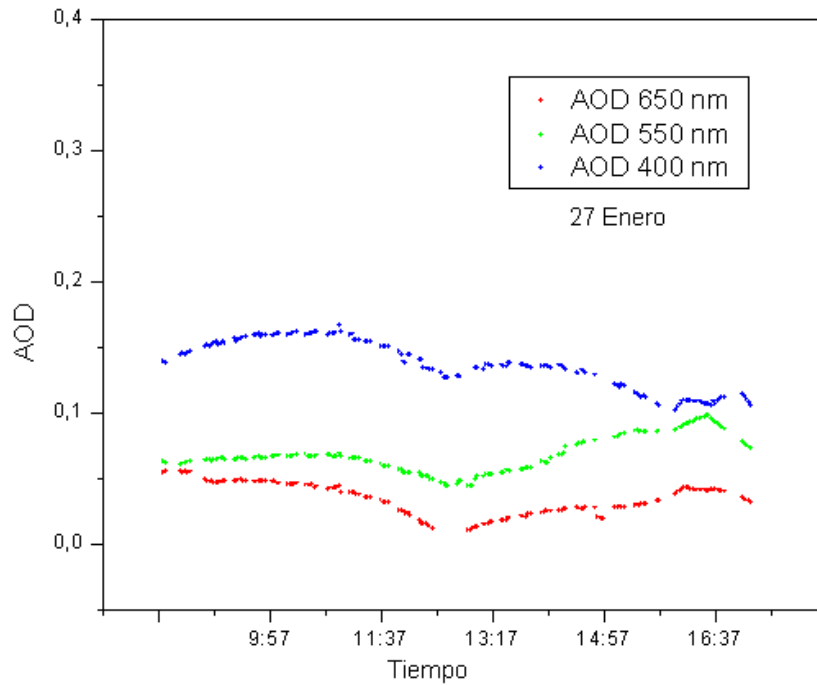


Figura 7.6. AOD enero 27 de 2007 Popayán-Cauca.

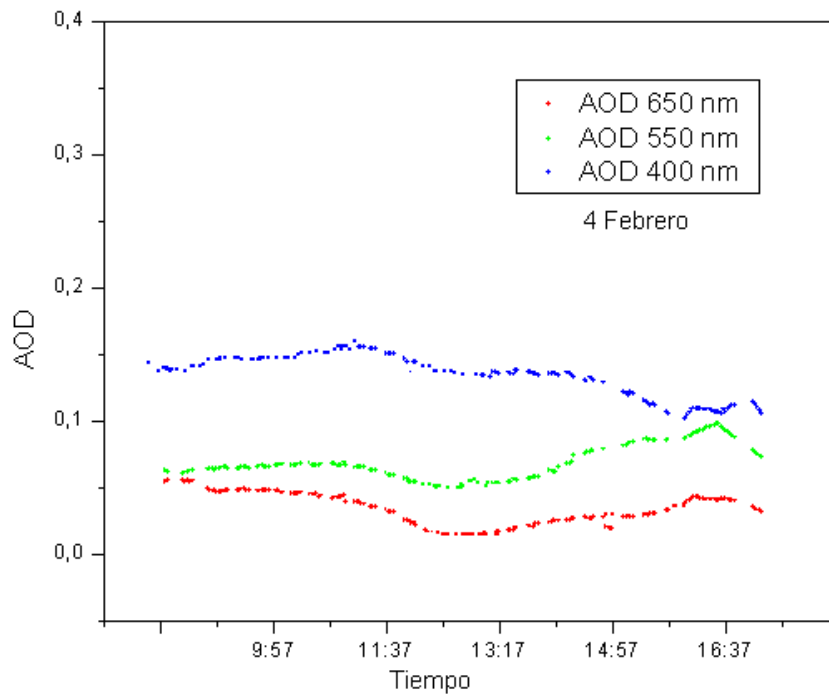


Figura 7.7. AOD febrero 4 de 2007 Popayán-Cauca.

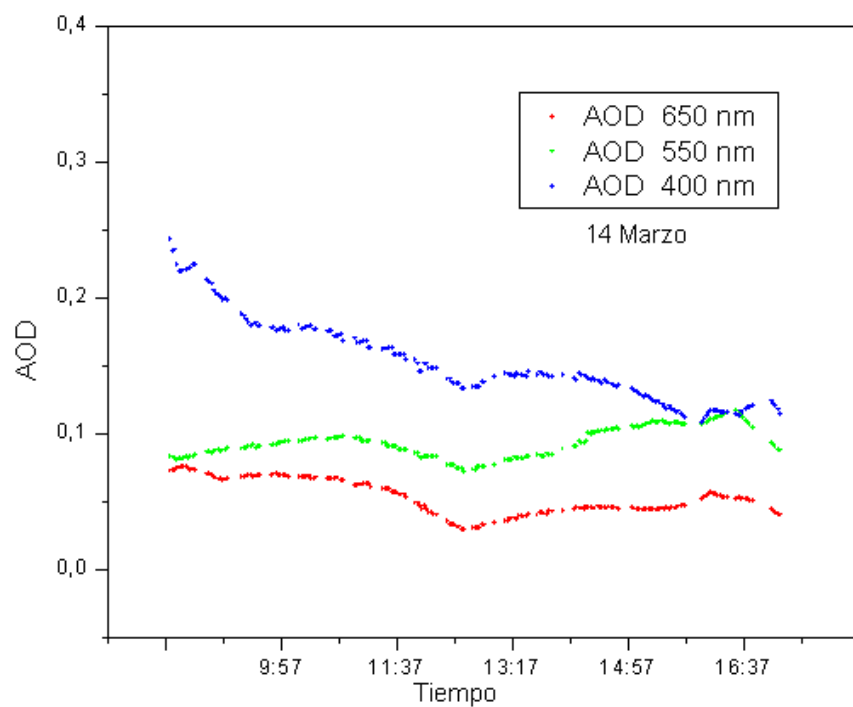


Figura 7.8. AOD marzo 14 de 2007 Popayán-Cauca.

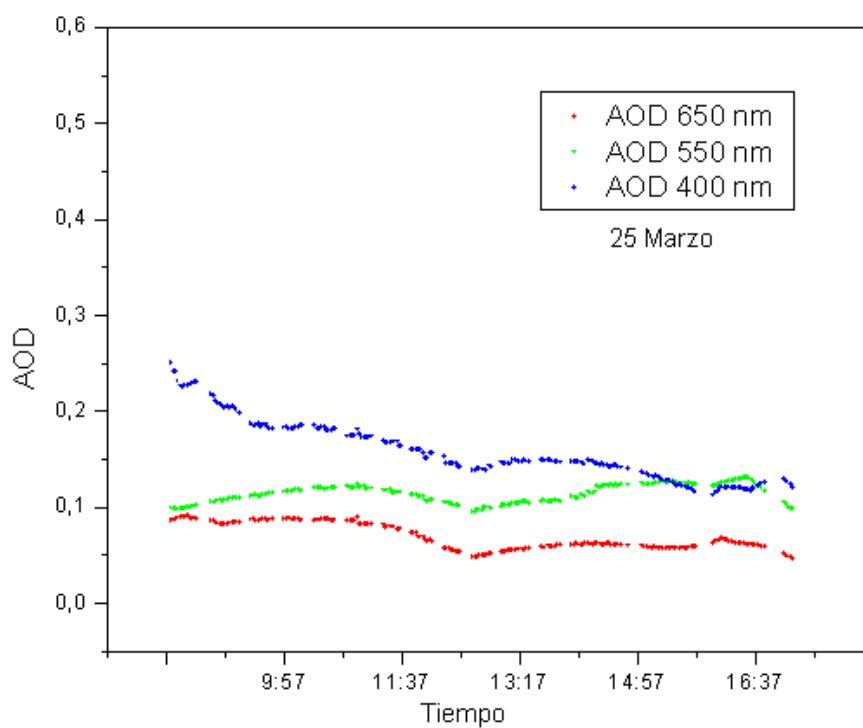


Figura 7.9. AOD marzo 25 de 2007 Popayán-Cauca.

Tabla 7.3. - Análisis estadístico de los datos de AOD de enero a abril después de la Post-Calibración.

	AOD 650 nm	AOD 550 nm	AOD 400 nm
Promedio	0,06187	0,08824	0,15935
DS	0,00796	0,00849	0,01053
Mínima	0,00247	0,00561	0,00771
Máxima	0,19408	0,13174	0,29921
Mediana	0,05696	0,09053	0,14813

7.2 Parámetro alfa de Angstrom

Se calculó inicialmente el parámetro alfa de Angstrom para una única longitud de onda de 550 nm. Lo ideal para los aerosoles atmosféricos es que el exponente de Angstrom varié de 0 a 2.5 [2]. En la Figura 7.10 se observa la variación del exponente de Angstrom durante el día.

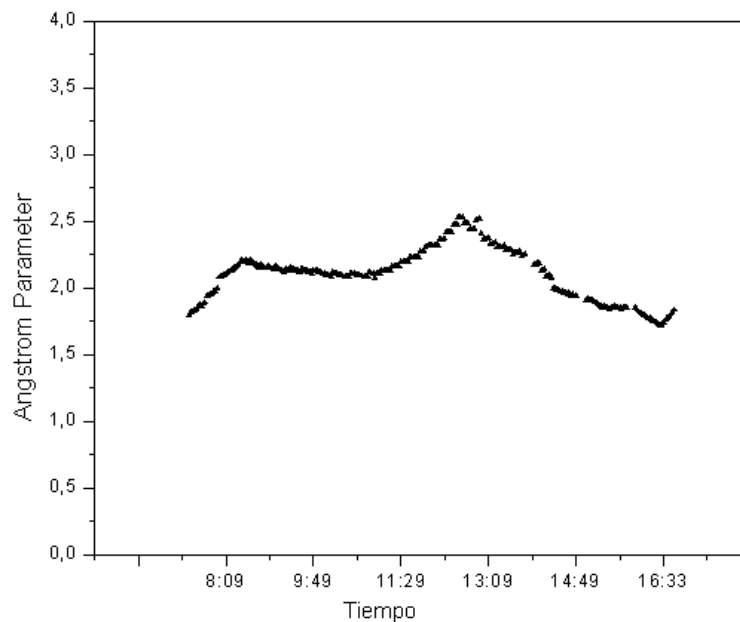


Figura 7.10. Exponente de Angstrom 550 nm Popayán Cauca.

En la Tabla 7.4, se puede ver que para los datos obtenidos con el fotómetro solar MSP-*f* se encuentra un valor mínimo de 1.722 y un máximo de 2.535, lo que demuestra la

validez de los datos después de la post-calibración, ya que estos también se encuentran en el rango esperado.

Tabla 7.4. Análisis estadístico del exponente de Angstrom

	Exponente de Angstrom (α)
Promedio	2,012
Mínima	1,722
Máxima	2,535
Mediana	2,129

7.3 Análisis de resultados

Como ya fue expresado en el capítulo 4, el espesor óptico de aerosoles, AOD proporciona información sobre la cantidad de aerosol y el parámetro alfa da información sobre el tipo. No obstante, es la conjunción de ambos lo que posibilita una mejor interpretación de las observaciones por lo que se acostumbra hacer diagramas de dispersión entre AOD y alfa. A continuación, se presenta la dispersión de AOD y alfa para los datos obtenidos con el MSP- f (Figura 7.9).

Los resultados obtenidos fueron comparados con la base internacional de datos del modelo OPAC (*Optical Properties of Aerosols and Clouds*) [3]. Este modelo cuenta con una base de datos de distintos tipos de aerosoles según la región, tales como, aerosol antártico, ártico, marítimo, desértico urbano y continental.

De acuerdo con la hipótesis inicial, según las características de la región de estudio se esperaba encontrar aerosoles de tipo continental y en el caso más exagerado aerosol continental contaminado o casi urbano, debido a la quema de la caña de azúcar que se produce en el norte del departamento del Cauca.

El aerosol rural o continental limpio, se caracteriza por presentar valores de AOD por debajo de 0.1, con valores altos del parámetro alfa, por encima de 1.3 en promedio. En las zonas donde predomina el aerosol continental comúnmente se produce un

incremento de AOD en temporada de veranos debido a la presencia de incendios forestales.

El modelo OPAC no presenta resultados para alfa en intervalos de (550/650), sino que separa alfa entre alfa (350/500) y alfa (500/800). No obstante es correcto hacer una comparación con este modelo ya que se pueden considerar los mismos rangos de longitudes de onda. Por esta razón, en la Figura 7.11. El parámetro alfa representado fue calculado entre 550 y 650 nm, y el espesor óptico calculado con el canal de 550 nm. En la Figura 7.10 se presenta al diagrama de dispersión AOD (550 nm) frente a Alfa.

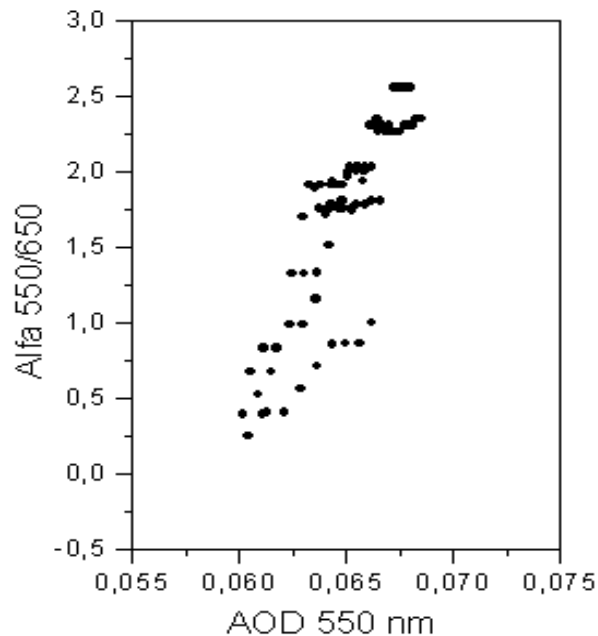


Figura 7.11. Parámetro alfa de Angstrom $\alpha(550/650)$. Popayán Cauca.

A su vez, en las Tablas 7.5 y 7.6 se presentan los resultados para AOD y α de acuerdo con los datos tomados con el MSP-f (Tabla 7.5) y lo reportado por el modelo OPAC (Tabla 7.6).

Tabla 7.5. Parámetro α y AOD tomados por el MSP- f .

ALFA	(550/650)
Media	1,64651
SD	0,15845
P25	0,999
P75	2,03
Minima	-0,151
Maxima	2,557
Mediana	1,805

Tabla 7.6. Características radiativas medidas de los tipos de aerosoles considerados en el modelo OPAC dadas en 550nm: τ es el espesor óptico y α el parámetro de Angstrom, calculado en los intervalos espectrales (350-500nm) y (500-800nm) [3].

	τ	$\alpha_{350-500}$	$\alpha_{500-800}$
Continental limpio	0.064	1.10	1.42
Continental promedio	0.151	1.11	1.42
Continental Contaminado	0.327	1.13	1.45
Urbano	0.643	1.14	1.43
Desértico	0.286	0.20	0.17
Marítimo limpio	0.096	0.12	0.08
Marítimo Contaminado	0.117	0.41	0.35
Marítimo Tropical	0.056	0.07	0.04

De una comparación directa entre lo reportado en la Tabla 7.6 y lo obtenido a partir de los datos MSP- f (Tabla 7.3 y 7.5) y lo mostrado en la Figura 7.11 se observa que los aerosoles detectados por el MSP- f corresponden a los que denominan aerosol continental limpio con muestras de aerosol continental promedio (mezcla entre rural y

zonas algo industrializadas y/o con quema de biomasa). En la Tabla 7.7 se observan los datos que conducen a esta conclusión. Además, en la Figura 7.12 se ubica la región de aerosoles encontrados de acuerdo con lo reportado por los datos OPAC.

Tabla 7.7. Comparación datos OPAC y MSP-f

	AOD (MSP-f)	AOD (OPAC)	α (MSP-f) _{550/650}	α (OPAC) _{500/800}
Promedio	0,08824		1,6465	
Mínima	0,00561		-0,151	
Máxima	0,1317		2,557	
Continental limpio		0,064		1,42
Continental promedio		0,151		1,42

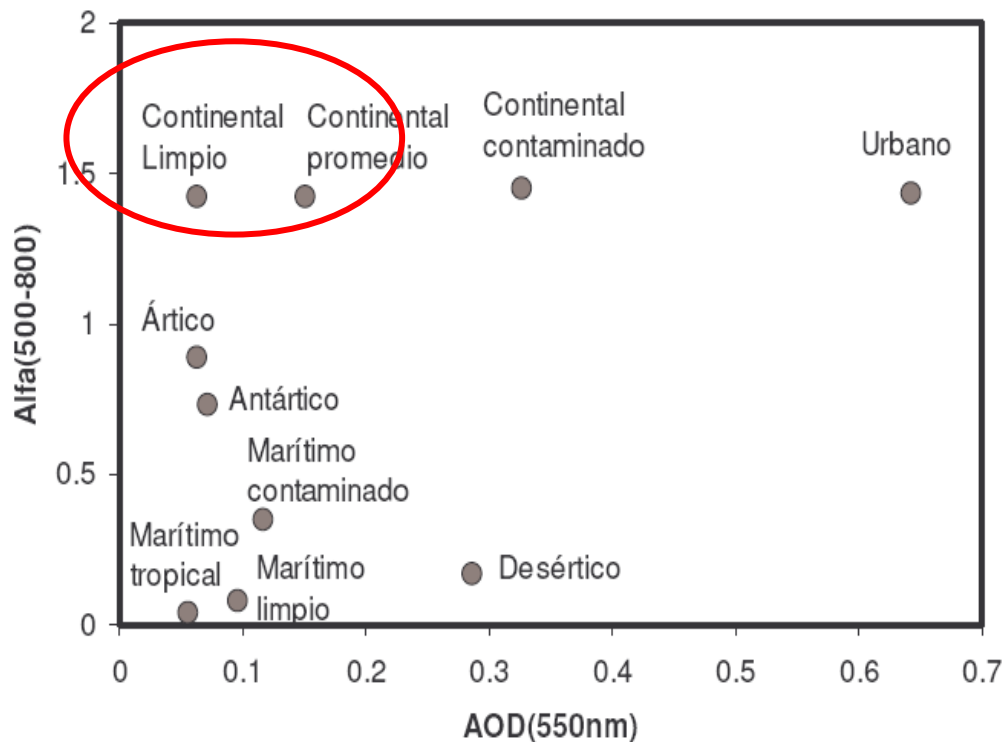


Figura 7.12. Diagrama de dispersión para AOD (550) frente a alfa α (500/800). Con los tipos de aerosoles dados por OPAC. [3]

REFERENCIAS:

- [1] C. Toledano, V. E. Cachorro, Análisis y corrección del falso ciclo diurno del espesor óptico de Aerosoles: método K-CICLO. Grupo de óptica atmosférica, Universidad de Valladolid (2004).
 - [2] Angstrom, A. On the atmospheric transmission of sun radiation an on dust in the air. Geograf. Ann. Deut., 11:156 – 166, 1929.
 - [3] 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.
-

CONCLUSIONES

El objetivo general fue alcanzado; se construyó un fotómetro solar para la caracterización óptica de aerosoles atmosféricos, con el cual se tomaron datos de irradiancia solar en la ciudad de Popayán, tanto el instrumento de medida como los datos tomados y su respectivo análisis fueron presentados en el IV *Workshop Lidar Measurements In Latin America* realizado en Ilha Belha – Brasil durante los días del 17 al 23 de Junio del 2007 frente a expertos mundiales en física atmosférica quienes validaron las conclusiones presentadas.

Las similitudes entre los datos obtenidos con el MSP-*f*. y los tipos fundamentales del modelo OPAC son apreciables, aunque es evidente que los datos experimentales siempre van a mostrar cierta dispersión y tampoco se encontrará una zona con un aerosol estrictamente puro.

De acuerdo con el modelo de aerosoles OPAC (*Optical Properties of Aerosols and Clouds*), los datos obtenidos con el fotómetro solar manual MSP-*f* corresponden a aerosol continental con una leve tendencia hacia los aerosoles continental contaminado.

No se debe confiar en un único método de calibración, es necesario realizar ajustes con el fin de obtener una constante extraterrestre confiable para las medidas del AOD durante el día.

A partir de los datos obtenidos se pudo obtener una primera clasificación de aerosoles atmosféricos, esto es, se conoce el tipo de aerosol predominante en la zona.

ANEXO A

RECOMENDACIONES FUTURAS

- Con el fin de mejorar la secuencia de toma de datos se puede automatizar el fotómetro de tal manera que siga el movimiento del sol.
- El sistema de filtros giratorio puede cambiarse de manual a automático para facilitar la selección del canal.
- Para tener una base de datos más amplia y reconocer con más detalle los aerosoles atmosféricos en la zona, es posible implementar otro filtro de interferencia de 870 nm.
- Para conocer las propiedades físicas de los aerosoles atmosféricos presentes en la zona, es posible aplicar a los datos obtenidos de AOD, logaritmos de inversión que dan información acerca de la distribución de tamaños los aerosoles.

ANEXO B

Artículos publicados en las memorias del IV *Workshop Lidar Measurements In Latin America* realizado en Ilha Belha – Brasil durante los días del 17 al 23 de Junio del 2007.