

Artículo publicado en el Repositorio Institucional del IMTA

<i>Título</i>	Caracterización de aerosoles por quema de biomasa en el sureste de México.
<i>Autor / Adscripción</i>	Virginia Edith Cortés-Hernández Instituto Mexicano de Tecnología del Agua Javier Aparicio Postgrado en Ingeniería, UNAM
<i>Publicación</i>	Tecnología y Ciencias del Agua, 5(1): 145-156
<i>Fecha de publicación</i>	2014
<i>Resumen</i>	En este trabajo se presentan algunas propiedades físicas que forman parte de la caracterización óptica y radiativa de los aerosoles atmosféricos registrados en dos sitios de monitoreo pertenecientes a la red AERONET, ubicados al sureste de México, durante el periodo 2005-2007. La ubicación de los dos sitios de monitoreo correspondió a la región de mayor quema de biomasa por incendios forestales durante el año 2005. La caracterización de los aerosoles atmosféricos consideró cuatro casos de estudio.
<i>Identificador</i>	http://hdl.handle.net/123456789/1319

CARACTERIZACIÓN DE AEROSOLES POR QUEMA DE BIOMASA EN EL SURESTE DE MÉXICO

• Virginia Edith Cortés-Hernández* •
Posgrado en Ciencias del Agua del Instituto Mexicano de Tecnología del Agua

*Autor de correspondencia

• Javier Aparicio •
Consultor/Profesor de Postgrado en Ingeniería, UNAM

Resumen

CORTÉS-HERNÁNDEZ, V.E. & APARICIO, J. Caracterización de aerosoles por quema de biomasa en el sureste de México. *Tecnología y Ciencias del Agua*. Vol. V, núm. 1, enero-febrero de 2014, pp. 145-156.

La caracterización de los aerosoles atmosféricos es de gran importancia en los procesos de transferencia radiativa en la atmósfera y el balance de radiación del sistema climático. En este trabajo se presentan algunas propiedades físicas que forman parte de la caracterización óptica y radiativa de los aerosoles atmosféricos registrados en dos sitios de monitoreo pertenecientes a la red AERONET, ubicados al sureste de México, durante el periodo 2005-2007. La ubicación de los dos sitios de monitoreo correspondió a la región de mayor quema de biomasa por incendios forestales durante el año 2005. La caracterización de los aerosoles atmosféricos consideró cuatro casos de estudio: 1) 23 de abril de 2005, en Tenosique, Tabasco; 2) 27 de abril de 2005; 3) 8 de mayo de 2006, y 4) 24 de mayo de 2007, en Tuxtla Gutiérrez, Chiapas. Los resultados muestran altos valores del espesor óptico del aerosol ($\tau > 1.4$), altos valores del coeficiente de Ångström ($\alpha > 0.8$), modos finos de acumulación del aerosol ($r < 0.34$ μm), valores del albedo de dispersión simple cercanos a 1 ($\omega_0 \sim 1$) y valores pequeños de la parte compleja del índice de refracción ($k \sim 0$), todo lo anterior como resultado de una interacción mayormente dispersiva de la radiación solar y los aerosoles atmosféricos registrados cerca de las fuentes emisoras de quema de biomasa en el sureste de México.

Palabras clave: aerosoles por quema de biomasa, espesor óptico del aerosol, coeficiente de Ångström, albedo por dispersión simple, índice de refracción complejo.

Introducción

La quema de biomasa incluye los incendios de bosques, sabanas y pastizales de origen natural o antropogénico. Se estima que alrededor del

Abstract

CORTÉS-HERNÁNDEZ, V.E. & APARICIO, J. Characterization of biomass burning aerosols over southeast Mexico. *Water Technology and Sciences (in Spanish)*. Vol. V, No. 1, January-February, 2014, pp. 145-156.

Characterization of aerosols is important for the atmospheric radiative process and the radiation budget of the climate system. This study presents some physical properties forming part of the optical and radiative characterization of atmospheric aerosols measured in two monitoring sites from the AERONET network located in Southeastern Mexico during 2005-2007. The location of both sites corresponded to the region of high biomass burning activity during 2005. Characterization of aerosols considered four study cases: 1) April 23, 2005 in Tenosique, Tabasco, 2) April 27, 2005, 3) May 8, 2006 and 4) May 24, 2007 in Tuxtla Gutierrez, Chiapas. Results show values of high atmospheric optical depth ($\tau > 1.4$), fine accumulation mode particles ($r < 0.34$), single scattering albedo ($\omega_0 \sim 1$), as well as low values of refractive index complex ($k \sim 0$), as a result of an interaction between solar radiation and smoke aerosols mainly due to scattering over the southeastern Mexico.

Keywords: smoke aerosols, biomass burning, aerosol optical depth, Ångström coefficient, complex refractive index, single scattering albedo.

90% de la quema de biomasa es inducida por el hombre (NASA, 2001) en una variedad de actividades, como la expansión agrícola, deforestación, cambio de uso de suelo, o el control de plagas o maleza.

En México, los incendios forestales son una de las causas más importantes de pérdida de la vegetación natural que es consumida en actividades agrícolas y por la remoción de bosques para otros usos de suelo.

Estudios previos sobre la detección y el monitoreo de puntos de calor (fuente de calor, cuya emisión se encuentra en el rango espectral del infrarrojo cercano), a través del satélite GOES-8 (Polanco-Martínez 2003), permitieron identificar a la región del sureste de México como de las más activas en cuanto a quema de biomasa. El sureste de México presenta una cantidad significativa de episodios de quema de biomasa durante la primavera, que es la época de mayor estiaje sobre dicha región.

Hace apenas dos décadas se identificó a la quema de biomasa como una fuente global de emisión de gases química y radiativamente activos, y partículas que contribuyen en el balance radiativo del sistema climático (Sevine, 1995).

Los aerosoles atmosféricos generados tanto por fuentes naturales como antropogénicas son partículas sólidas o líquidas suspendidas en la atmósfera terrestre con radios de 0.001 a 100 μm ($1 \mu\text{m} = 1 \times 10^{-6} \text{ m}$), que modifican el balance radiativo terrestre de manera directa —interactuando con la radiación solar y terrestre— e indirecta, modificando las propiedades microfísicas de las nubes y los procesos de precipitación.

Las emisiones generadas durante la quema de biomasa incluyen un amplio rango de compuestos gaseosos y partículas (cuadro 1), que contribuyen de forma significativa a los balances troposféricos en las escalas local, regional y global. Una característica importante de los aerosoles atmosféricos es la distribución de tamaños, la cual permite conocer el número de aerosoles presentes en un cierto intervalo de tamaños y que además es la base para derivar las propiedades ópticas del aerosol a través de la teoría de dispersión (Toledano-Olmeda, 2005).

La distribución del tamaño de las partículas varía durante el transporte; pasan de la modalidad de nucleación (con un tamaño que

varía de nanómetros a décimas de nanómetros) a la acumulación (con un tamaño generalmente inferior a un micrómetro), mientras que las partículas más gruesas son eliminadas del aire mediante el proceso de precipitación (Toledano-Olmeda, 2005).

Por su diámetro (d), las partículas por quema de biomasa se definen como: ultra finas ($d < 0.1 \mu\text{m}$), finas ($d < 2.5 \mu\text{m}$) y gruesas ($d > 2.5 \mu\text{m}$). La mayoría de partículas por quema de biomasa es ultra fina y sólo una pequeña fracción está en el intervalo de tamaño más grande (Morawska *et al.*, 1999). Las partículas ultra finas se aglomeran rápidamente para formar partículas finas. La masa de partículas por quema de biomasa puede separarse en dos modalidades: partículas finas con un diámetro promedio de 0.3 μm y partículas gruesas con un diámetro medio mayor a 10 μm .

En su distribución de tamaños, el modo de acumulación de las partículas generadas por quema de biomasa presenta tres compuestos principales: material orgánico particulado (carbono con materia orgánica asociada); carbono negro (por ejemplo, el hollín); especies inorgánicas traza, como potasio, cloro y calcio (Reid *et al.*, 2005).

Estudios realizados por Reid *et al.* (2005) indicaron que, en promedio, las partículas por quema de biomasa recién emitidas están compuestas en un 80% por material orgánico particulado, de 5 a 9% de carbono negro, y de 12 a 19% de especies inorgánicas traza.

Durante la quema de biomasa, los aerosoles generados son transportados y dispersados debido a la dinámica atmosférica, la cual determina su tiempo de vida en la atmósfera (Cooter *et al.*, 2002). Mientras los aerosoles se encuentran en la atmósfera interactúan con la radiación terrestre a través de los procesos de radiación y absorción. En el caso de los aerosoles por quema de biomasa, su tiempo de vida es relativamente corto (de 5 a 10 días) y su composición química varía dependiendo del tiempo de residencia en la atmósfera; así, por ejemplo, partículas jóvenes de humo presentan una masa de 80% de carbón orgánico, de 5 a 9% de carbono negro, y de 12 a 15% de compuestos

inorgánicos, como potasio, sulfatos, cloruros y nitratos (Reid *et al.*, 2005). Por su parte, las partículas generadas por quema de biomasa con un tiempo de vida mayor tienen un gran contenido de sulfatos, nitratos, ácidos orgánicos y compuestos orgánicos semivolátiles (Gao *et al.*, 2003; Reid *et al.*, 2005).

La dispersión es un proceso físico mediante el cual una partícula durante su trayectoria como onda electromagnética continuamente extrae energía de la onda incidente y la reirradia en todas las direcciones (Liou, 2002). En la dispersión, una partícula absorbe cierta cantidad de energía incidente para después emitirla en un ángulo sólido centrado en la partícula, la cual es considerada como un punto fuente de la energía dispersada. En la atmósfera, las partículas responsables de la dispersión varían en tamaño desde moléculas de gas ($\sim 10^{-4}$ μm) hasta aerosoles (~ 1 μm), gotitas de agua (~ 10 μm), cristales de hielo (~ 100 μm), gotas de agua y partículas de granizo (~ 1 cm).

La intensidad de la dispersión se determina mediante el parámetro de tamaño (χ), el cual es el resultado del cociente del tamaño de las partículas ($2\pi r$) y la longitud de onda de la radiación incidente (λ):

$$\chi = 2\pi r / \lambda$$

donde r es el radio de las partículas (supuestas esféricas).

Si $\chi \ll 1$, la dispersión es de tipo Rayleigh (Strutt, 1899), la cual describe la dispersión por moléculas con tamaño mucho menor que

la longitud de onda de la radiación incidente (figura 1). Un buen ejemplo de ello es la dispersión de la luz visible (de 0.4 a 0.7 μm) por moléculas atmosféricas que conducen a la explicación del color azul del cielo (Rayleigh, 1871).

Para partículas con tamaños comparables o mayores a longitud de onda ($\chi \geq 1$), la dispersión de energía se realiza principalmente en la dirección de propagación de la radiación incidente, es decir, se presenta la dispersión de Mie (Mie, 1908). Se basa en la teoría de Mie y resuelve el problema de la interacción de una onda plana electromagnética con una esfera dieléctrica, suponiéndola homogénea e isotrópica.

Además, relaciona la teoría de Rayleigh de la dispersión molecular y con la óptica geométrica para la dispersión en esferas de igual o mayor tamaño a la longitud de la onda incidente ($\chi \geq 1$). Según este tipo de dispersión, se produce más dispersión hacia delante que en ninguna otra dirección y conforme aumenta el tamaño de la partícula, la dispersión hacia delante también aumenta.

La teoría de Mie se basa en las ecuaciones de Maxwell para obtener la ecuación de onda vectorial en coordenadas esféricas. Mediante la separación de variables de la ecuación de onda se puede expresar la solución de los campos eléctrico y magnético de la onda incidente en forma de polinomios de Legendre y funciones esféricas de Bessel (Stratton, 1941).

Las propiedades ópticas que describen la interacción entre los aerosoles y la radiación solar son los coeficientes de extinción (absorción

Cuadro 1. Emisiones de gases y partículas generados durante la quema de biomasa (Gao *et al.*, 2003; Reid *et al.*, 2005).

Emisiones por quema de biomasa	Gases de efecto invernadero	Dióxido de carbono (CO_2), metano (CH_4), óxido nitroso (N_2O).
	Gases químicamente activos	Óxido de nitrógeno (NO), monóxido de carbono (CO), metano CH_4 , hidrocarburos no metano (NMHCs), cloruro de metilo (CH_3Cl), bromuro de metilo (CH_3Br).
	Partículas/aerosoles	Compuestos orgánicos volátiles (COVs) y semivolátiles, hidrocarburos aromáticos polinucleares (HAP) compuestos de azufre y nitrógeno, carbono orgánico, carbono negro, sulfatos (H_2S_2 , SO_2), nitratos (NO_x), amoníaco (NH_3).

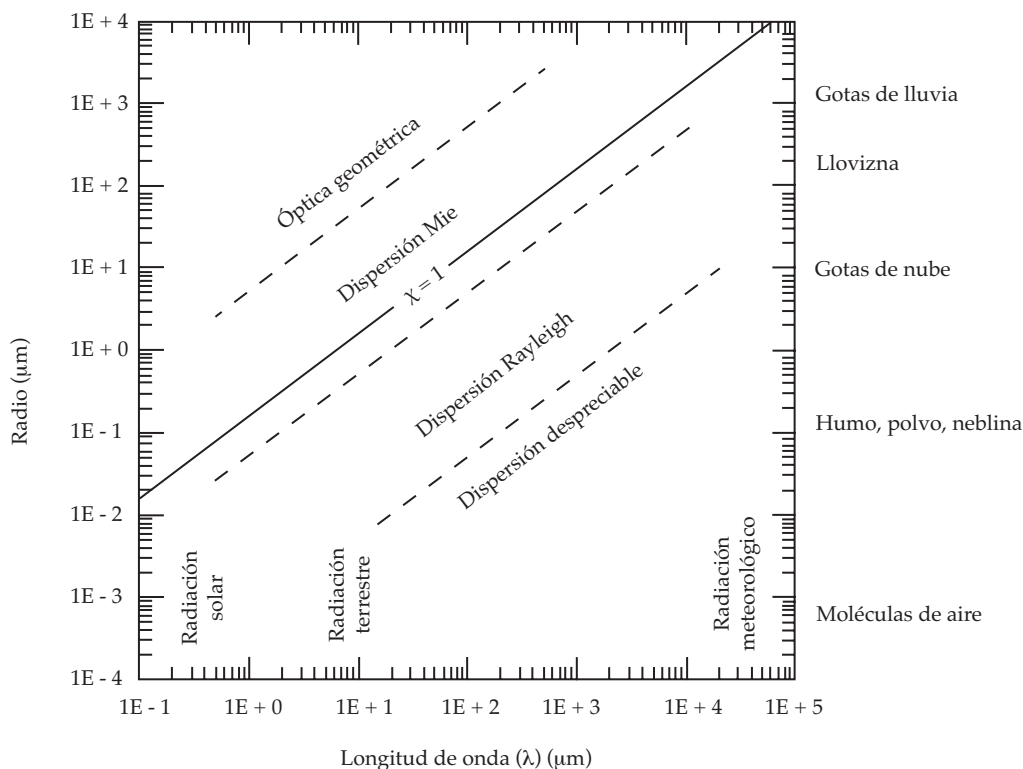


Figura 1. Tipos de dispersión en la atmósfera de acuerdo con el parámetro de tamaño (Kidder y Vonder Haar, 1995).

y dispersión), la función fase de la dispersión simple y el espesor óptico vertical, las cuales son dependientes de la longitud de onda y se derivan de cantidades microfísicas, como el índice de refracción complejo y los modos de distribución del tamaño de los aerosoles de la teoría de Mie, que supone que las partículas son esféricas y homogéneas (Levoni *et al.*, 1997).

Espesor óptico del aerosol

El espesor óptico del aerosol (AOD: Aerosol Optical Depth, por sus siglas en inglés) es una medida cuantitativa de la extinción de la radiación solar, normalizada en la columna atmosférica debido a procesos de dispersión o absorción espectral de las partículas (aerosoles).

Para el caso de aerosoles atmosféricos y de acuerdo con la teoría de Mie ($\chi \geq 1$), el espesor óptico se define como:

$$\tau = \int_{s_1}^{s_2} \beta_{e\lambda}(s) ds \quad (1)$$

Donde el coeficiente de extinción $\beta_{e\lambda} = \rho k_{e\lambda}$, ρ es la densidad, $k_{e\lambda}$ es la opacidad y el espesor óptico del aerosol τ es una cantidad adimensional.

La forma espectral del espesor óptico del aerosol puede caracterizarse mediante la relación dentro de la dispersión de Mie (1908), con el parámetro de tamaño (relación entre el tamaño de la partícula y la longitud de onda de la radiación incidente).

Como el espesor óptico depende de la longitud de onda, se parametriza mediante la Ley de Ångström (1929), que describe la distribución del tamaño del aerosol en la columna integrada y que se puede derivar a partir de mediciones simultáneas de espesores ópticos para varias longitudes de onda. Esta ley se expresa como:

$$\tau(\lambda) = \beta\lambda^{-\alpha} \quad (2)$$

donde λ es la longitud de onda en micrómetros (μm), y α y β son dos parámetros de ajuste. El parámetro α es el exponente de Ångström, que está directamente relacionado con la distribución de tamaños de los aerosoles. Este parámetro, en teoría, toma valores de 0 a 4, donde los valores más bajos están asociados con partículas grandes (Wagner y Silva, 2008). El parámetro β es el coeficiente de turbiedad y coincide con el espesor óptico de aerosoles correspondiente a $\lambda = 1 \mu\text{m}$.

Sin embargo, el espesor óptico del aerosol no se mide de forma directa sino que debe ser estimado a partir de observaciones de transmisión espectral atmosférica.

Distribución del tamaño

El tamaño de las partículas de los aerosoles se extiende en diferentes órdenes de magnitud, lo que hace apropiado el uso de una escala logarítmica para describir su distribución. El parámetro más usado en la función de distribución del tamaño de las partículas es el volumen de distribución de tamaño $n_v(d_p)$. De acuerdo con Seinfeld y Pandis (1998), $n_v(d_p) dd_p$ es el volumen de las partículas por m^3 de aire dentro del rango de diámetros d_p a $d_p + dd_p$.

Diferentes autores señalan que la distribución del tamaño del aerosol se ajusta a una distribución log-normal (Hess *et al.*, 1998; Remer y Kaufman, 1998):

$$\frac{dV_i}{d \ln r} = \frac{V_0}{\sqrt{2\pi\sigma^2}} e^{-\frac{(\ln(r/r_{m,i}))^2}{2\sigma^2}} \quad (3)$$

donde $r_{m,i}$ es el modo de radio (medio) relacionado con el modo de acumulación o modo grueso (Remer y Kaufman, 1998); V_0 es el volumen de la columna de las partículas por unidad de sección transversal de la columna atmosférica, y σ es la desviación estándar del logaritmo natural del radio. Las unidades de $dV/d \ln r$ son $[\mu\text{m}^3/\mu\text{m}^2]$.

Dentro de la recuperación de la distribución del tamaño de partículas desde mediciones con fotómetros solares en el almicantarat y plano principal, la red AERONET emplea un algoritmo de inversión (Dubovik *et al.*, 2000) para calcular las propiedades ópticas del aerosol.

Albedo de dispersión simple

El espesor óptico de aerosoles considera la extinción de la radiación incidente sin considerar si ésta se produce por absorción o dispersión. El albedo de dispersión simple determina la relación existente entre la extinción debida sólo a la dispersión y la debida a la dispersión más la absorción, y se define como (Seinfeld y Pandis, 1998):

$$w_0(\lambda) = \frac{\tau_s(\lambda)}{\tau_e(\lambda)} = 1 - \frac{\tau_a(\lambda)}{\tau_e(\lambda)} \quad (4)$$

El albedo de dispersión simple es un indicador de la capacidad absorbente del aerosol que depende de su composición química, forma y tamaño, tomando valores de entre 0 (partículas muy absorbentes) y 1 (partículas poco absorbentes).

Índice de refracción complejo

El índice de refracción es un parámetro óptico asociado con el cambio de velocidad de las ondas electromagnéticas en un medio con respecto al vacío y forma parte de la teoría de Mie (1908). Además es una característica óptica de un medio, es decir, cuando la radiación electromagnética atraviesa una capa plano-paralela absorbente que contiene núcleos de dispersión aleatoriamente distribuidos, en este caso aerosoles, las propiedades ópticas del medio pueden caracterizarse por medio de un índice de refracción complejo (m), que se expresa como:

$$m = n - ik \quad (5)$$

Donde la parte real n representa un retraso de la onda que se propaga a través del medio y la parte imaginaria k determina la absorción de energía por parte del mismo, asociada con la disminución de la energía, vinculada con la onda en su propagación (Sobrino *et al.*, 2004).

El índice de refracción es una cantidad de especial importancia para evaluar la absorción del componente del aerosol. Si la parte imaginaria (k) es diferente de cero, las partículas del aerosol absorben la radiación solar y si no hay absorción, entonces la radiación sólo será extinguida por la dispersión.

Metodología

Por efecto de los vientos alisios que predominan sobre el sureste de México, los aerosoles generados por quema de biomasa, principalmente en la región de la selva Lacandona en Chiapas y noroeste de Guatemala (Polanco-Martínez, 2003), son conducidos por advección hacia el oeste, cruzando los

estados de Tabasco y Chiapas. Por tal motivo, se instalaron dos estaciones de monitoreo de aerosoles (*AERONET*, Holben *et al.*, 1998): Tenosique en el estado de Tabasco y Tuxtla Gutiérrez en el estado de Chiapas.

Tenosique fue la primera estación en instalarse durante el mes de enero del año 2005, al sureste de México; se ubicó en el municipio de Tenosique, Tabasco (17.488° N, 91.426° O), a una altitud de 20 msnm. Casi al mismo tiempo se instaló la estación Tuxtla Gutiérrez en el municipio de Tuxtla Gutiérrez, Chiapas (16.755° N, 93.152° O), a una altitud de 150 msnm (figura 2).

La estación de Tenosique sólo operó durante el año 2005, mientras que la de Tuxtla Gutiérrez funcionó durante el periodo 2005-2010 (cuadro 2).

Cada estación *AERONET* cuenta con un radiómetro espectral *CIMEL Electronique*, un registrador de datos (*data logger*) Stevens, un transmisor-registrador satelital *SATLINK* y dos paneles solares SPS y ASP (ver figura 1).

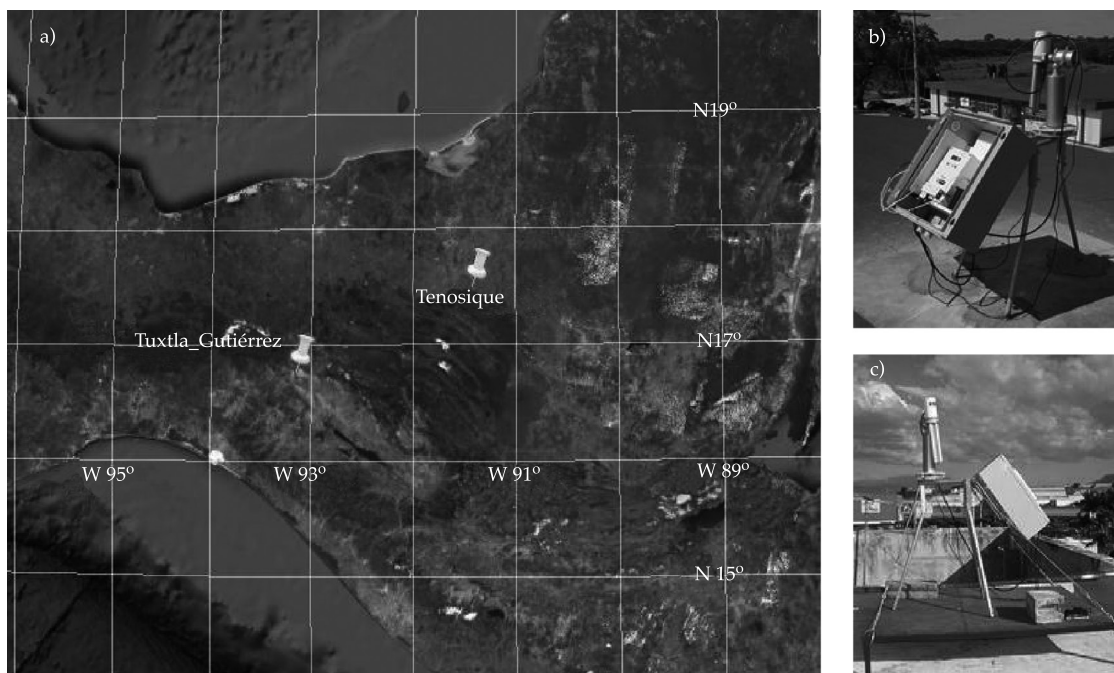


Figura 2. a) Ubicación de los sitios Tenosique y Tuxtla Gutiérrez (aplicación *Google Earth* a través del sitio <http://aeronet.gsfc.nasa.gov>), b) estación Tenosique y c) Tuxtla Gutiérrez.

Las mediciones en cada sitio *AERONET* proporcionan datos de la profundidad óptica espectral del aerosol, la distribución de los tamaños del aerosol y el agua precipitable en diversos regímenes del aerosol. El espesor óptico del aerosol incluye el algoritmo de deconvolución (SDA, por sus siglas en inglés) descrito por O'Neill *et al.* (2003), el cual incluye los espesores ópticos en modo fino (sub-micron) y grueso (súper-micron) para una longitud de onda estándar de 500 nm.

La obtención de la distribución del tamaño, la función fase y el espesor óptico del aerosol se obtienen mediante algoritmos de inversión de Dubovik y King (2000), y Nakajima *et al.* (1996). Posteriormente se emplean los coeficientes de calibración para transformar las señales de las radiancias en cantidades físicas, como el espesor óptico del aerosol, exponente de Ångström (1929), etcétera.

El espesor óptico, por ejemplo, se calcula mediante la extinción espectral de la radiación directa en cada longitud de onda basada en la

Ley de Beer-Bouguer-Lambert (ecuación de la transferencia de radiación en la atmósfera). Luego, la atenuación debida a la dispersión de Rayleigh y la absorción por ozono (del atlas climatológico interpolado de ozono) y contaminantes gaseosos se estiman y remueven para aislar el espesor óptico del aerosol. Los datos registrados en cada estación *AERONET* incluyen el espesor óptico del aerosol y el parámetro de Ångström, entre otros (cuadro 3).

Una vez seleccionadas las variables de interés, los datos se encuentran disponibles en tres tipos de formatos, tal como se muestra en el cuadro 3.

Los datos descargados se extraen en archivos comprimidos zip, en formato de texto, que puede posteriormente importarse a hojas de cálculo de Excel, por ejemplo.

Resultados

Se consideraron cuatro casos de estudio correspondientes a días que registraron los

Cuadro 2. Tiempo operacional de las estaciones Tenosique y Tuxtla Gutiérrez.

Estación	Tiempo operacional	Fecha de inicio	Fecha final
Tenosique	253 días (0.693 años)	24 de enero de 2005	9 de enero de 2006
Tuxtla Gutiérrez	1 302 días (3.567 años)	26 de enero de 2005	7 de febrero de 2010

Cuadro 3. Formato en que se encuentran disponibles los datos en *AERONET*.

Formato	Descripción
Todos los puntos	Datos disponibles en cada medición o momento de recuperación.
Promedio diario	Se calcula siempre que estén disponibles tres o más datos en un día.
Promedio mensual basado en el promedio diario	Se calcula a partir de los promedios diarios durante un mes. $\bar{X} = \frac{\sum X_i}{n}$

Cuadro 4. Parámetros del aerosol a partir de la versión 2.

Parámetro del aerosol	Significado
AOD	Espesor óptico del aerosol.
440-870 Angström	Coefficiente de Angström 440-870 nm.
SDA fine/coarse AOD	Algoritmo de deconvolución espectral con un AOD fino/grueso.
SDA fine mode fraction	Algoritmo de deconvolución espectral para fracción modo fino.

máximos espesores ópticos del aerosol en la longitud de onda de 500 nm (longitud de onda ampliamente usada en la caracterización de aerosoles atmosféricos por quema de biomasa) (Eck *et al.*, 2003).

En el cuadro 4 se muestran las propiedades físicas-radiativas asociadas con los cuatro casos de estudio, como el espesor óptico de fondo, obtenido a partir de los registros mínimos de los datos diarios del AOD.

De los casos de estudio se observó que el caso 1 (Tenosique) registró el mayor AOD y el mayor contenido de agua, mientras que Tuxtla Gutiérrez, el caso 2, registró el máximo espesor óptico del aerosol; ambos casos se registraron durante el año 2005.

Existe una dependencia de la longitud de onda con el AOD que se debe principalmente a la distribución del aerosol y, en menor grado, a las características de absorción del aerosol. Esta dependencia se puede observar al comparar el coeficiente de Ångström para cada caso, el cual se calcula mediante la regresión lineal del logaritmo del espesor óptico en función de la longitud de onda. Por su parte, el contenido de vapor de agua es un indicador de la caracterización regional del aerosol, indicando que si el contenido de vapor de agua es alto, se trata de aerosoles de arena del desierto, pero si es bajo, entonces se trata de aerosoles bioactivos (orgánicos).

La figura 3 muestra la distribución del espectro del espesor óptico para los casos de estudio dentro del rango de 380 a 1 020 nm. Para todos los casos de estudio se identificaron espesores ópticos del aerosol mayores a 1.4 unidades y con valores del coeficiente de Ångström de 0.8 a 1.8.

Además de la magnitud y variación espectral del AOD, se requiere de otras propiedades físico-radiativas de gran importancia en la caracterización del aerosol, como la distribución de tamaño del aerosol, el albedo de dispersión simple y el índice de refracción (parte imaginaria).

La distribución del radio de las partículas se muestra en la figura 4, con diferencias significativas entre los tamaños de las partículas en modo fino, que se asocia con el tiempo de vida de las partículas, y los procesos de conversión de gas a partícula. La distribución lognormal se utiliza de manera frecuente para parametrizar el modo de acumulación del volumen de la distribución de tamaños para aerosoles por quema de biomasa (Remer y Kaufman, 1998).

Los radios más pequeños se observaron en la estación de Tuxtla Gutiérrez durante el año 2005 (caso 2), con un radio mínimo de 0.16 μm para el pico del volumen modal del radio. Por otro lado, el radio más grande, $r = 0.34 \mu\text{m}$, se registró en Tenosique (caso 1).

Esta distribución de tamaños en los radios permite identificar que los aerosoles encontrados se asocian con aerosoles por quema de biomasa, ya que el rango de tamaños coincide con valores encontrados en estudios previos sobre la caracterización de aerosoles por quema de biomasa (Eck *et al.*, 2003).

Para conocer si la extinción del aerosol por quema de biomasa se debe a partículas absorbentes o dispersivas, se emplea el albedo de dispersión simple (ω_0). El albedo de dispersión simple asociado con aerosoles por quema de biomasa tiene una gran influencia en la atenuación de la radiación solar y, por

Cuadro 5. Casos de estudio y las principales características ópticas de los aerosoles asociados.

Sitio	Casos		τ_{fondo}	τ_{aerosol}	$\alpha_{440-870}$	Agua (cm)
Tenosique	1	23 de abril de 2005	0.122	3.851	1.316	4.467
Tuxtla Gutiérrez	2	27 de abril de 2005	0.112	2.906	1.450	3.460
Tuxtla Gutiérrez	3	8 de mayo de 2006	0.053	1.448	0.836	3.713
Tuxtla Gutiérrez	4	24 de mayo de 2007	0.214	2.220	1.871	3.680

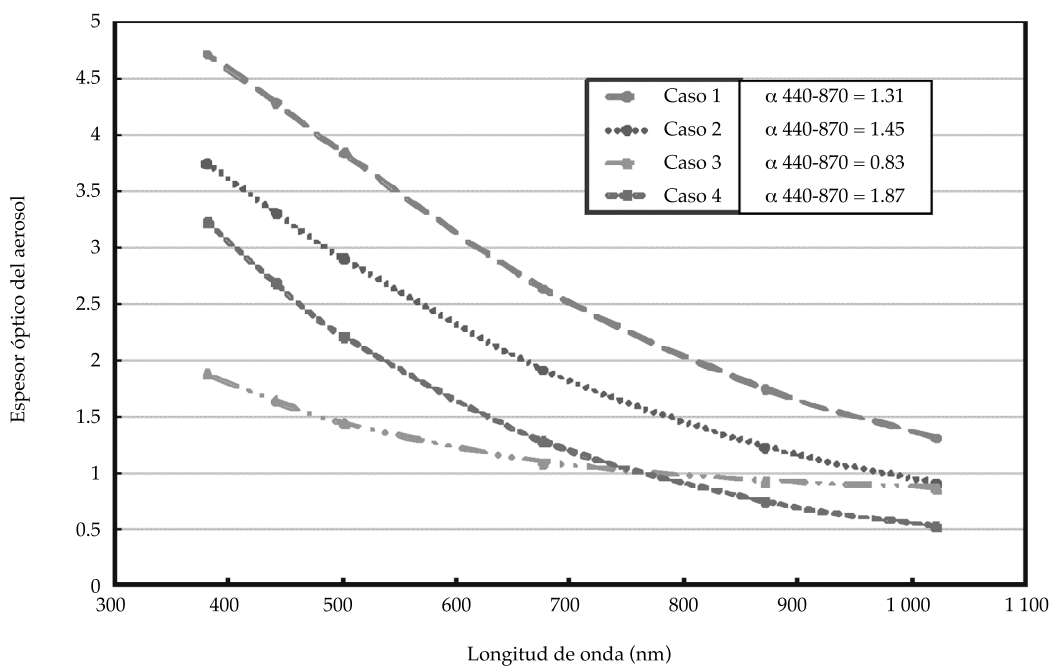


Figura 3. Distribución espectral del AOD y el coeficiente de Angström para cada caso de estudio.

tanto, disminuye la irradiancia incidente en la superficie de la Tierra, como resultado de la absorción dentro de la capa atmosférica de aerosoles (Sundar *et al.*, 2000).

La figura 5 muestra la distribución espectral del albedo de dispersión simple para cada caso de estudio.

También para el caso 1 se encontraron los valores de ω_0 máximos (cerca de 1 y que indican poca absorción), que relacionan el tamaño de partículas más grandes (figura 5, caso 1) y los valores más pequeños de la parte imaginaria del índice de refracción (cuadro 6).

El análisis de estos parámetros es de gran importancia para el adecuado cálculo de la contribución radiativa de los aerosoles, ya que ellos determinan cuánto de la radiación es dispersada de vuelta al espacio y cuánta es absorbida en la capa de aerosoles.

Conclusiones

La comparación de los diferentes espectros del espesor óptico del aerosol para los dos casos de

estudio en donde la carga del aerosol era alta (τ a 500 nm) mostraron altos valores el exponente de Ångström (α 440-870) de 1.4 a 2.1, como resultado de diferencias en el tamaño de las partículas de modo fino e índices de refracción.

La caracterización del aerosol es una primera aproximación de la distribución del aerosol en la atmósfera, con modos finos del aerosol, generado por quema de biomasa cercana a los sitios de medición.

La caracterización del aerosol permitió identificar la distribución del aerosol en la atmósfera, con modos finos del aerosol, asociado alto contenido de vapor de agua y con baja absorción con las características propias de los aerosoles, generado por quema de biomasa en estudios en regiones como el Amazonas (Eck *et al.*, 2003).

Publicado por invitación

Referencias

ÅNGSTRÖM, A.K. On the atmospheric transmission of sun radiation and on the dust in the air. *Geogr. ANN.* Vol. 12, 1929, pp. 130-159.

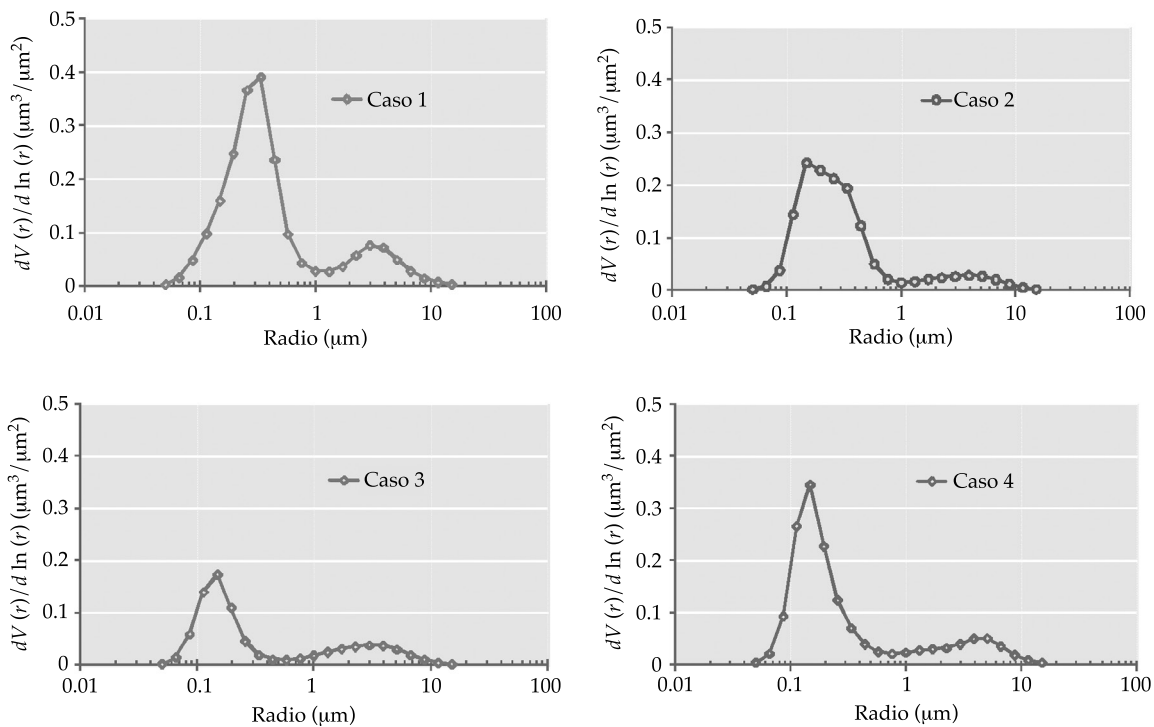


Figura 4. Distribución del tamaño del volumen del aerosol para los cuatro casos de estudio.

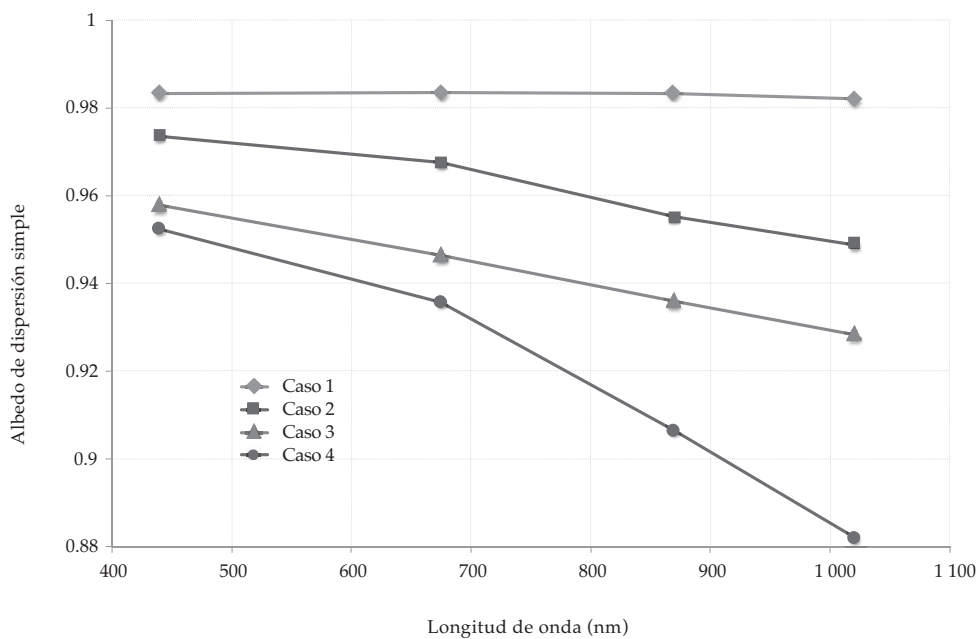


Figura 5. Distribución espectral del albedo de dispersión simple para los casos de estudio.

Cuadro 6. Parte imaginaria del índice de refracción para los casos de estudio.

Sitio	Caso	440 nm	675 nm	870 nm	1 020 nm
Tenosique	23 de abril de 2005	0.0022	0.0021	0.0018	0.0017
Tuxtla Gutiérrez	27 de abril de 2005	0.0036	0.0042	0.0051	0.0052
Tuxtla Gutiérrez	7 de mayo de 2006	0.0058	0.0059	0.0061	0.0062
Tuxtla Gutiérrez	24 de mayo de 2007	0.0064	0.0069	0.0083	0.0092

- DUBOVIK, A. SMIRNOV, B.N. HOLBEN, M.D., KING, Y.J., KAUFMAN, T.F., ECK, T.F., and SLUTSKER, I. Accuracy assessment of aerosol optical properties retrieval from AERONET sun and sky radiance measurements, *J. Geophys. Res.* Vol. 105, 2000, pp. 9791-9806.
- DUBOVIK, O. and KING, M.D. A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from Sun and sky radiance measurements, *J. Geophys. Res.* Vol. 105, No. 20, 2000, pp. 673-696.
- ECK, T.F., HOLBEN, B.N., REID, J.S., O'NEILL, N.T., SCHAFER, J.S., DUBOVIK, O., SMIRNOV, A., YAMASOE, M.A., and ARTAXO, P. High aerosol optical depth biomass burning events: A comparison of optical properties for different source regions, *Geophys. Res. Lett.* Vol. 30, No. 20, 2003, p. 2035, doi:10.1029/2003GL017861.
- GAO, S., HEGG, D.A., HOBBS, P.V., KIRCHSTETTER, T.W., MAGI, B.I., and SADILEK, M. Water-soluble organic components in aerosols associated with savanna fires in southern Africa: Identification, evolution, and distribution. *J. Geophys. Res.* Vol. 108, 2003, p. 8491.
- HESS, M., KOEPKE, P., and SCHULT, I. Optical properties of aerosols and clouds: the software package opac. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* Vol. 80, 1998, pp. 831-844.
- HOLBEN, B.N., ECK, T.F., SLUTSKER, I., TANRÉ, D., BUIS, J.P., SETZER, A., VERMOTE, E., REAGAN, J.A., KAUFMAN, Y.J., NAKAJIMA, T., LAVENU, F., JANKOWIAK, I., and SMIRNOV, A. AERONET- A federated instrument network and data archive for aerosol characterization. *Remote Sens. Environ.* Vol. 66, 1998, pp. 1-16.
- MIE, G. Beiträge zur Optik trüber Medien, speziell kolloidaler Metallösungen, Leipzig. *Ann. Phys.* Vol. 330, 1908, pp. 377-445.
- MORAWSKA, L., THOMAS, S., JAMRISKA, M., and JOHNSON, G. The modality of particle size distributions of environmental aerosols. *Atmos. Environm.* Vol. 33, 1999, pp. 4401-4411.
- NAKAJIMA, T., TONNA, G., RAO, R., BOI, P., KAUFMAN, Y., and HOLBEN, B. Use of sky brightness measurements from ground for remote sensing of particulate polydispersions. *Appl. Opt.* Vol. 35, 1996, pp. 2672-2686.
- NASA. *Biomass Burning: A Hot Issue in Global Change. Biomass burning is the burning of living and dead vegetation.* FS-2001-02-56-LaRC. Hampton, USA: National Aeronautics and Space Administration Langley Research Center, 2001.
- O'NEILL, N.T., ECK, T.F., SMIRNOV, A., HOLBEN, B.N., and THULASIRAMAN, S. Spectral discrimination of coarse and fine mode optical depth. *J. Geophys. Res.* Vol. 108, 2003, pp. 4559-4573.
- POLANCO-MARTÍNEZ, J.M. *Monitoreo de quema de biomasa utilizando imágenes GOES-8 en el sureste de la República Mexicana.* Tesis de licenciatura. Xalapa, México: Facultad de Instrumentación Electrónica y Ciencias Atmosféricas, Universidad Veracruzana, 2003, 98 pp.
- REID, J.S., ECK, T.F., CHRISTOPHER, S.A., KOPPMANN, R., DUBOVIK, O., ELEUTERIO, D.P., HOLBEN, B.N., REID, E.A., and ZHANG, J. A review of biomass burning emissions part III: intensive optical properties of biomass burning particles. *Atmos. Chem. Phys.* Vol. 5, 2005, pp. 827-849.
- REMER, L.A. and KAUFMAN, Y.J. Dynamic aerosol model: Urban/industrial aerosol. *J. Geophys. Res.* Vol. 103, 1998, pp. 13859-13871.
- SEINFELD, J.H. and PANDIS, S.N. *Atmospheric chemistry and physics – from air pollution to climate change.* New York: John Wiley & Sons, 1998.
- SEVINE, J.S. The Global Impact of Biomass Burning: An Interview with EPA's Robert Huggett. *Environmental Science and Technology.* Hampton, USA: NASA Langley Research Center, 1995, 12 pp.
- SOBRINO, J.A., JIMÉNEZ-MUÑOZ, J.C., and PAOLINI, L. Land surface temperature retrieval from Landsat TM 5. *Remote Sens. Environ.* Vol. 90, 2004, pp.434-440.
- SUNDAR, C., LI, X., WELCH, R.M., REID, J.S., HOBBS, P.V., ECK, T.F., HOLBEN, B. Estimation of surface and top-of-atmosphere shortwave irradiance in biomass-burning regions during SCAR-B. *J. Appl. Meteor.* Vol. 39, 2000, pp. 1742-1753.
- TOLEDANO-OLMEDA, C. *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. Valladolid: Universidad de Valladolid, Departamento de Física Teórica, Atómica y Óptica, 2005.
- WAGNER, F. and SILVA, A.M. Some considerations about Ångström exponent distributions. *Atmospheric Chemistry Physics.* Vol. 8, 2008, pp. 481-489.

Dirección institucional de los autores

M. en C. Virginia Edith Cortés-Hernández

Posgrado en Ciencias del Agua
del Instituto Mexicano de Tecnología del Agua
Paseo Cuauhnáhuac 8532, Colonia Progreso
62550 Jiutepec, Morelos, México
virginia.cortes.h@gmail.com

Dr. Javier Aparicio

Edificio de Posgrado
Instituto Mexicano de Tecnología del Agua
Paseo Cuauhnáhuac 8532, Colonia Progreso
62550 Jiutepec, Morelos, México
Teléfono: +52 (777) 1358 227
javieraparicio@prodigy.net.mx