

## Algunas características de los aerosoles sobre Camagüey

### Some aerosols characteristics on Camagüey



Ismael Pomares-Ponce <sup>1\*</sup>, Eudimio Martínez-Chapman <sup>2</sup>

<http://opn.to/a/5VK87>

<sup>1</sup>Centro Meteorológico de Camagüey, Camagüey, Cuba

<sup>2</sup>Instituto de Meteorología, La Habana, Cuba

**RESUMEN:** Se analizan las mediciones de las características ópticas de los aerosoles realizadas en el centro de la ciudad de Camagüey (CMW) y en el Centro Meteorológico (CMP), distantes a unos 8 Km. Un total de 3099 observaciones se tomaron de manera irregular entre febrero del 2011 y diciembre del 2016, empleando un fotómetro manual Microtops II. El espesor óptico de los aerosoles (EOA) promedio, en los 500nm para el período lluvioso, fue de  $0.18 \pm 0.10$  en la CMW y  $0.16 \pm 0.10$  en el CMP, mientras que en el período poco lluvioso fueron de  $0.12 \pm 0.06$  y  $0.10 \pm 0.09$  respectivamente. Los aerosoles finos predominan sobre la ciudad en la temporada poco lluviosa, no así en la época de lluvias, donde abundan más los aerosoles del modo grueso. En el CMP existe un equilibrio entre ambos modos de aerosoles. Se discriminaron los diferentes tipos de partículas presentes sobre los sitios de medición, el análisis reveló que existe un predominio de los aerosoles de origen marítimo tanto en la CMW (54%) como en el CMP (68%) mientras que los aerosoles mezclados constituyen el 35% y el 23% respectivamente. Además, en la ciudad el 7% de los aerosoles son de origen urbano/industrial y el resto (4%) son de polvo, los aerosoles de origen urbano/industrial constituyen solo el 4% en el CMP y los de polvo el 5%.

**Palabras clave:** espesor óptico de los aerosoles, exponente de Angstrom, fotómetro solar.

**ABSTRACT:** The measurements of the aerosols optical characteristics carried out in the center of Camagüey city of (CMW) and the Meteorological Center (CMP), which are about 8 km away, are analyzed. A total of 3099 observations were taken irregularly between February from 2011 and December 2016, using a Microtops II manual sunphotometer. The average aerosols optical depth (AOD), in the 500nm for the rainy period, was  $0.18 \pm 0.10$  in the CMW and  $0.16 \pm 0.10$  in the CMP, while in the dry season they were  $0.12 \pm 0.06$  and  $0.10 \pm 0.09$  respectively. Fine aerosols predominate over the city in the rainy season, but not in the dry season, where aerosols of the coarse mode are more abundant. In the CMP there is a balance between both modes of aerosols. The different types of particles present on the measurement sites were discriminated, the analysis revealed that there is a predominance of aerosols of marine origin in both the CMW (54%) and the CMP (68%) while the mixed aerosols constitute the 35% and 23% respectively. In addition, in the city 7% of the aerosols are of urban / industrial origin and the rest (4%) are of dust, the aerosols of urban / industrial origin constitute only 4% in the CMP and those of dust the 5%.

**Keywords:** optical thickness of aerosols, Angstrom exponent, sunphotometer.

\*Autor para correspondencia: *Ismael Pomares-Ponce*. E-mail: [ismael.pomares@insmet.cu](mailto:ismael.pomares@insmet.cu)

Recibido: 04/10/2018

Aceptado: 17/11/2018

## INTRODUCCIÓN

Los aerosoles atmosféricos son partículas sólidas o líquidas suspendidas en la atmósfera y, aunque constituyen una pequeña porción de esta, tienen gran importancia por el potencial de influir significativamente en la salud humana, la calidad del aire y el clima, tanto a escala regional como global ([Haywood and Boucher, 2000](#); [Kaskaoutis et al., 2007](#)). Estas partículas constituyen un sistema dinámico complejo de gran variabilidad espacial y temporal, causada por la naturaleza de su origen y por su dependencia de las condiciones meteorológicas y atmosféricas prevalecientes. Los aerosoles antropogénicos y naturales son componentes atmosféricos importantes, contribuyen significativamente al balance de radiación de la Tierra a través de sus efectos directos en la dispersión y absorción de la radiación solar y en su influencia en la microfísica de la nube, al modificar su albedo y tiempo de vida (efectos indirectos).

A pesar del progreso obtenido durante las últimas décadas en la comprensión de las consecuencias de los aerosoles sobre el clima, aún causan incertidumbre a escala global. ([Remer and Kaufman, 2006](#); [Yu et al., 2006](#); [IPCC, 2007](#)). Para disminuir dicha incertidumbre es necesario estimar sus efectos radiativos y lograr una mejor caracterización de sus propiedades físicas y ópticas. Con este fin, se han desarrollado técnicas de medición tanto en superficie como satelitales, entre ellas la medición del espesor óptico utilizando fotómetros solares, como los empleados en la red AERONET ([Holben et al., 2001](#)) han permitido obtener de forma fiable y continua las propiedades físicas y ópticas de las partículas en la atmósfera.

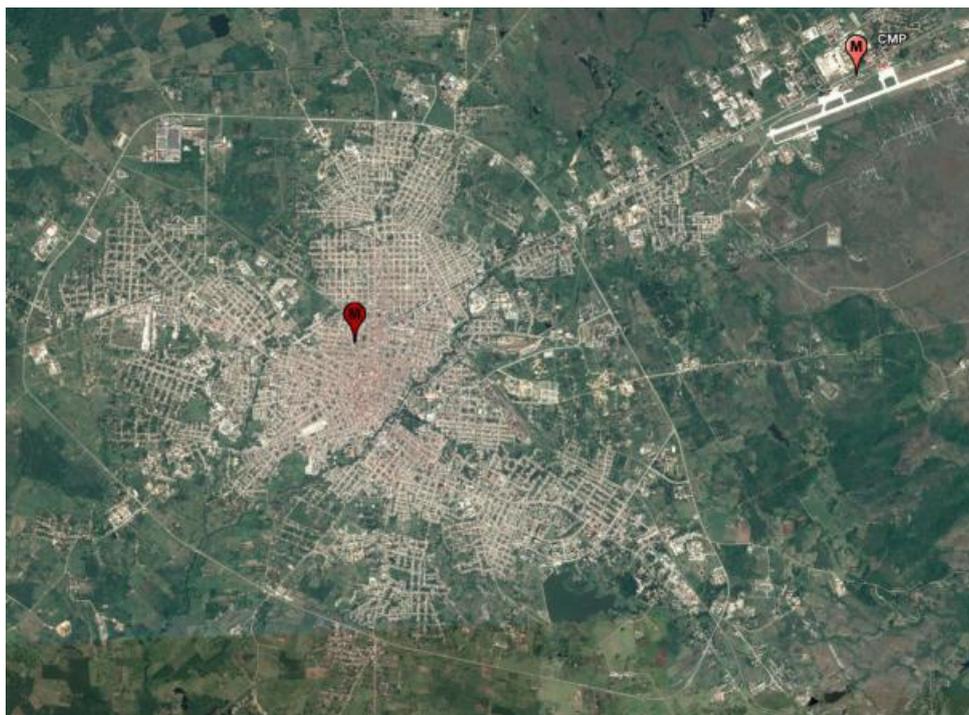
El espesor óptico de los aerosoles (EOA) es un parámetro importante que caracteriza la extinción integral de la radiación solar sufrida en su tránsito a través de la atmósfera. La medición en múltiples longitudes de onda ayuda a caracterizar la distribución espacial y temporal, así como la distribución por tamaño de las partículas, la contribución natural y antrópica, el forzamiento radiativo, la visibilidad y el oscurecimiento global. Estos aspectos necesitan de un monitoreo continuo, a largo plazo, de los parámetros de los aerosoles en distintas localidades, para estudiar

sus variaciones estacionales, interanuales y a largo plazo, y finalmente tener una caracterización global su la influencia. Las observaciones realizadas en Camagüey con un fotómetro manual Microtops II, sirven a este fin y contribuyen a disminuir la incertidumbre sobre el clima de estas partículas. El presente trabajo tiene como objetivo caracterizar algunas de las propiedades ópticas de los aerosoles sobre la ciudad de Camagüey (CMW) y el Centro Meteorológico Provincial (CMP).

## MATERIALES Y MÉTODOS

De febrero del 2011 a diciembre del 2016 se llevaron a cabo mediciones del espesor óptico de los aerosoles (EOA) en el centro de la ciudad de Camagüey (CMW) y en el Centro Meteorológico (CMP), situado a aproximadamente a 8 Km de dicha urbe ([Figura 1](#)). Estas mediciones se realizaron de forma alterna e irregularmente utilizando un único fotómetro Microtops II, durante 167 días (1934 observaciones) en la CMW y 284 días (2227 observaciones) en el CMP.

El fotómetro manual Microtops II, No 12579, manufacturado en la Solar Light Co. de los E.U. mide el EOA en las longitudes de onda de 380, 500, 870, 936 y 1020 nm con un FWHM de  $\pm 4$ nm en la longitud de onda UV y de 10nm en las longitudes de onda del visible y el infrarrojo cercano. Consta de 5 colimadores ópticos, con un campo visual total de  $2.5^\circ$  que permite reducir la penetración de la luz dispersada, posibilita, además, colimar el sol a través de un blanco solar, de manera que cuando está centrado en dicho blanco, todos los canales ópticos están perfectamente alineados apuntando de forma directa al disco solar. La exactitud de colimación es superior a  $0.1^\circ$  y la estabilidad de los filtros supera los 0.1 nm/año. Cada canal del Microtops tiene fijado un filtro interferencial de banda estrecha y un fotodiodo específico para cada longitud de onda. La señal eléctrica de los 5 fotodetectores es amplificada y convertidas a forma digital, un microprocesador calcula automáticamente el EOA en las 5 longitudes de onda. La incertidumbre en el cálculo del EOA en cada canal es de aproximadamente  $\pm 0.02$  siguiendo estrictamente los procedimientos de medición del Microtops ([Morys et al., 2001](#)).



**Figura 1.** Localización de los sitios de medición en la ciudad de Camagüey y el CMP

El fotómetro se calibró empleando el método de Langley ([Figura 2](#)), este procedimiento se basa en la ley de Bouguer-Lambert:

$$I_{\lambda} = I_{o\lambda} e^{-\tau_{\lambda} m} \quad (1)$$

donde  $I_{\lambda}$  es la irradiación medida al nivel del suelo,  $I_{o\lambda}$  es la irradiación extraterrestre corregida a la distancia tierra-sol,  $m$  - la masa óptica relativa y  $\tau_{\lambda}$  el espesor óptico de la atmósfera. Aplicando el logaritmo natural de (1) se obtiene:

$$\ln(I_{\lambda}) = \ln(I_{o\lambda}) - \tau_{\lambda} m \quad (2)$$

Asumiendo que el instrumento posee una respuesta lineal, la irradiación puede ser sustituida por el voltaje del sensor y (2) toma la forma:

$$\ln(V_{\lambda}) = \ln(V_{o\lambda}) - \tau_{\lambda} m \quad (3)$$

donde  $V_{\lambda}$  - respuesta del instrumento en mV a una medición realizada en la superficie del suelo y  $V_{o\lambda}$  es el registro del instrumento si la observación se realiza fuera de la atmósfera. Para emplear el método de Langley se toma una serie de mediciones de  $V_{\lambda}$  en un intervalo de  $m$ , durante el cual  $\tau_{\lambda}$  permanece estable alrededor de un valor medio, luego se construye un gráfico de  $m$  vs  $V_{\lambda}$  y se aplica un ajuste lineal por el método de los mínimos cuadrados. La ecuación de la recta obtenida se extrapola hasta el eje de las ordenadas ( $m=0$ ) y se obtiene el valor de  $V_{o\lambda}$  que

constituye la constante de calibración del fotómetro, mientras que la pendiente de la regresión lineal resultante es  $\tau_{\lambda}$  ([Dutton et. al., 1994](#); [Toledano, 2006](#)). El procedimiento aplicado para determinar  $V_{o\lambda}$  es similar al empleado por [Porter et. al., 2001](#). Primeramente, se ajustó la recta a los datos disponibles, los puntos que cayeron por encima del 0.1% fueron eliminados. Luego, a los datos restantes se ajusta la recta y se continúa con el procedimiento hasta que todos los puntos caen dentro del 0.1% de la línea. En la [figura 2](#) se muestra un ejemplo del método de Langley para los canales de 380, 500, 870 y 1020 nm.

La [Tabla 1](#) muestra los coeficientes de las calibraciones originales ( $V_o$ ) y los hallados por el método de Langley ( $V_{of}$ ). La diferencia entre los coeficientes de calibración, no supera el 1%, por lo que se decidió mantener los coeficientes originales en el cálculo del espesor óptico.

En el CMP se encuentra instalado un fotómetro CIMEL perteneciente a la red RIMA que es calibrado periódicamente. Para comparar las mediciones de ambos instrumentos y comprobar la calidad de las observaciones del MICROTOS II, se tomaron mediciones realizadas en  $\pm 30$  segundos. Los resultados se muestran en la [figura 3](#), donde se observa que los coeficientes de

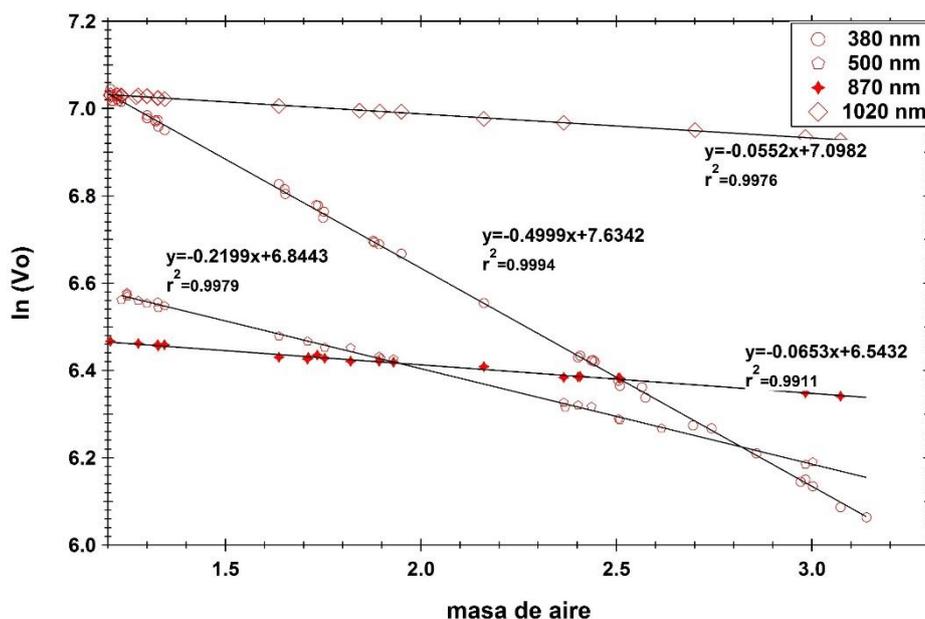


Figura 2. Método Langley para los canales del Microtops II

Tabla 1. Coeficientes de calibración original ( $V_o$ ) y obtenidos por el método de Langley ( $V_{of}$ ) y el % de las diferencias del MicrotopsII.

	380nm	500nm	870nm	1020nm
$V_o$	2048.78000	937.29680	698.54530	1203.51300
$V_{of}$	2067.71622	938.51609	694.50544	1209.78750
% Dif	0.924	0.130	-0.578	0.521

regresión de los canales coincidentes en ambos instrumentos están por encima de 0.80. El canal de 1020 nm presenta la peor correlación (0.82), este resultado puede estar influenciado por variaciones en el contenido de vapor de agua en los intervalos de comparación, el canal no se utilizará en este trabajo.

La dependencia espectral del EOA típicamente se aproxima empleando la fórmula de Angstrom bajo la premisa de que la extinción de la radiación solar por los aerosoles es una función continua de la longitud de onda. La fórmula derivada empíricamente tiene la forma:

$$\tau(\lambda) = \beta\lambda^{-\alpha} \quad (4)$$

donde  $\tau(\lambda)$  es el EOA medido a la longitud de onda  $\lambda$  ( $\mu\text{m}$ ),  $\beta$  se conoce como coeficiente de turbidez, representa el contenido de aerosoles en la atmósfera y es igual al espesor óptico a la longitud de onda de 1  $\mu\text{m}$ , mientras que  $\alpha$  es el exponente de la longitud de onda (relacionado con la distribución de tamaño de las partículas de aerosoles). Valores altos de  $\alpha$  (por encima de la unidad) se relacionan con la presencia mayoritaria de partículas finas. Cuando las

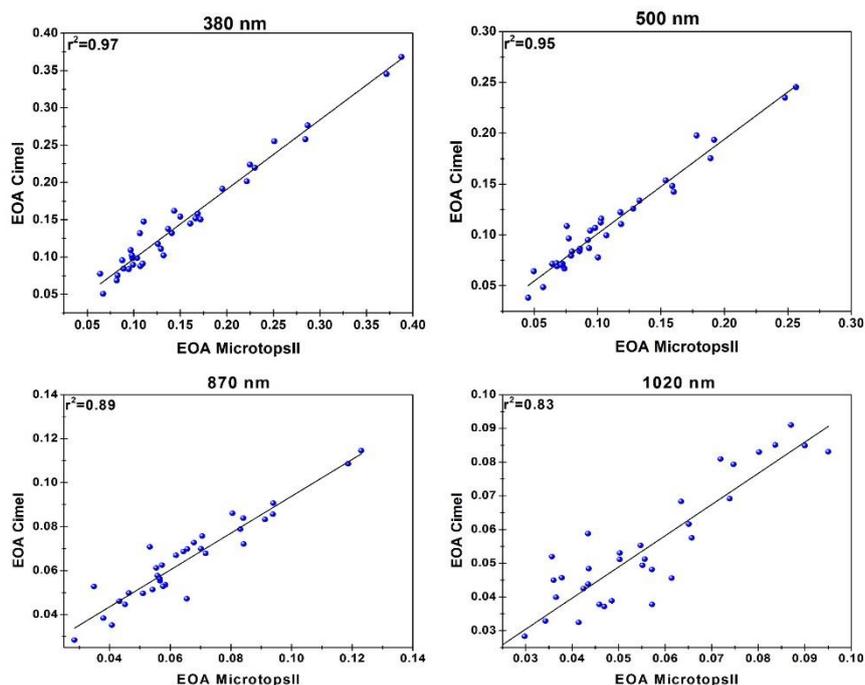
partículas de aerosoles son muy pequeñas, del orden de tamaño de las moléculas de aire,  $\alpha$  se aproxima a 4 y debe tomar valores cercanos a cero cuando se está en presencia de partículas de gran tamaño. Aplicando el logaritmo a ambos miembros de (4), se obtiene:

$$\ln\tau_\lambda = -\alpha\ln\lambda + \ln\beta \quad (5)$$

La obtención de  $\alpha$  es posible utilizando 3 métodos diferentes como se describe en Cachorro et al., 1987. El más preciso es a través del ajuste lineal de (5) que es el método empleado en este artículo, utilizando el intervalo de longitudes de onda de 380-870 nm.

La validez de la fórmula de Angstrom (4) se cumple para un limitado rango de partículas donde tiene lugar una extinción significativa y, además, la variación espectral del índice de refracción no impone variaciones significativas sobre el factor de extinción de Mie (Kaskaoutis et al., 2007, Eck et al., 1999).

Cuando la distribución de tamaño de los aerosoles es multimodal, la dependencia espectral del EOA no sigue la ley de Angstrom (Eck et al., 1999). Por tanto, se espera la desviación de la



**Figura 3.** Comparación de los datos del MicrotopsII y el CIMEL.

linealidad de los datos de  $\ln \tau_\lambda$  versus  $\ln \lambda$ . Una relación empírica más precisa entre la extinción de los aerosoles y la longitud de onda se obtiene con el ajuste de un polinomio de segundo orden (Eck et. al., 1999, Pedros et al., 2003; Kaskoutis y Kambezidis, 2006):

$$\ln \tau_\lambda = a_2(\ln \lambda)^2 + a_1 \ln \lambda + a_0 \quad (6)$$

Donde  $a_2$ ,  $a_1$  y  $a_0$  son constantes. El coeficiente  $a_2$  representa la curvatura observada en la distribución espectral del EOA cuando el  $\ln \tau_\lambda$  versus  $\ln \lambda$  es graficado. La curvatura es un indicador del tamaño de las partículas de aerosoles. Si la curvatura es positiva indica que la distribución de tamaño es dominada por aerosoles gruesos, mientras curvaturas negativas indican la presencia de aerosoles finos (Eck et. al., 1999, Schuster et. al., 2006). Los valores cercanos a cero son indicativos de una distribución bimodal de los aerosoles con una contribución similar de los aerosoles finos y gruesos. En este trabajo se emplea el polinomio (6) para obtener, por interpolación, el EOA en las longitudes de onda de 440 y 675nm para los casos con  $r^2 > 0.95$ .

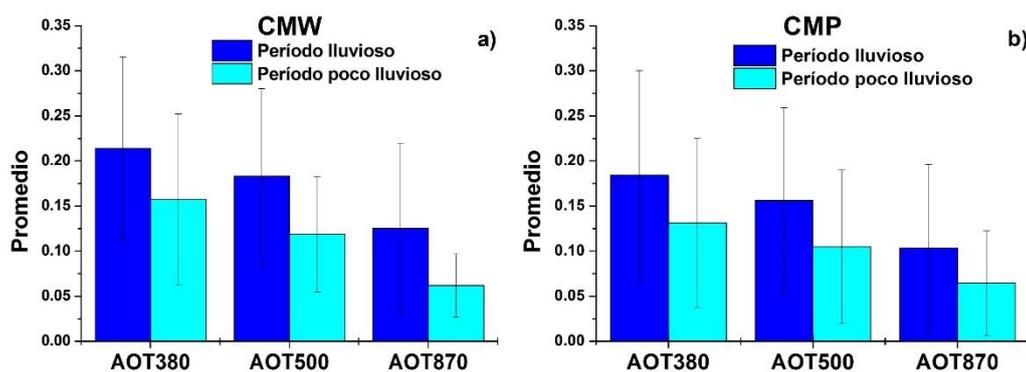
## RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En la [figura 4](#) se muestran las variaciones medias del EOA en las longitudes de onda 380,

500 y 870 nm en los períodos lluvioso (mayo-octubre) y poco lluvioso (noviembre-abril) obtenidas en el centro urbano ([Figura 4a](#)) y en el Centro Meteorológico ([Figura 4b](#)), a partir de las observaciones realizadas entre el 2011 y el 2016. Las líneas verticales representan la desviación estándar de la media de las observaciones.

El decrecimiento del EOA se observa con el incremento de la longitud de onda, lo cual es consistente con la teoría de Mie. Los valores más elevados se distinguen en los 380 nm, en particular en la ciudad, indicando una mayor presencia de aerosoles finos, en este sitio con respecto al CMP, producto de la actividad antropogénica. Es evidente que hay una dependencia relativa entre la longitud de onda y el EOA. Este último decrece en dirección a las longitudes de ondas más largas, independientemente del período del año que se analice, fenómeno asociado tanto a la presencia de partículas finas como gruesas.

La presencia de elevadas concentraciones de partículas finas incrementa la dispersión de la radiación solar, son dispersores selectivos, por esta causa los valores del EOA alcanzan valores elevados en las longitudes de onda corta. Por otra parte, las partículas gruesas contribuyen de manera similar al EOA en ambas longitudes de



**Figura 4.** Variación espectral media del espesor óptico de los aerosoles durante los períodos lluvioso y poco lluvioso en a) ciudad de Camagüey y b) Centro Meteorológico Provincial.

onda. La variación espectral del EOA es un indicativo de los cambios en el tamaño de las partículas, constituye un parámetro clave que permite determinar en qué medida los aerosoles influyen directamente en el balance radiativo del sistema tierra-atmósfera. Depende de la abundancia de aerosoles en la columna, de su distribución de tamaño y del índice de refracción.

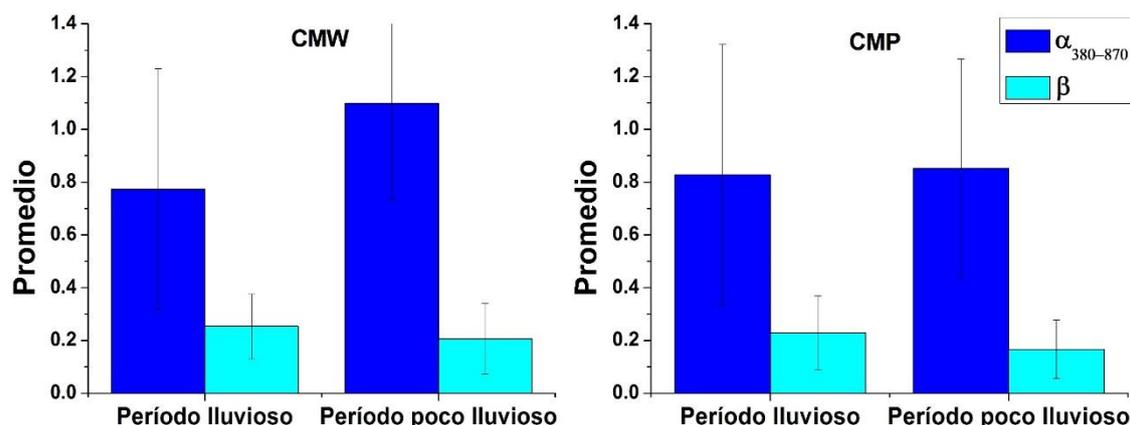
En la [figura 4](#) se observa que, en ambos sitios de mediciones, el EOA es superior durante el período lluvioso, siendo ligeramente menor en el CMP con relación a la ciudad. La desviación estándar es mayor en el CMP, hecho que indica una mayor variabilidad diaria de las características de los aerosoles en este sitio con respecto a CMW. También, esta variabilidad es mayor durante el período lluvioso, en ambos lugares. El EOA en la ciudad durante el período lluvioso, en los 380, 500 y 870 nm, alcanza los valores de  $0.21 \pm 0.10$ ,  $0.18 \pm 0.10$  y  $0.13 \pm 0.09$  respectivamente; en el período poco lluvioso los valores correspondientes al EOA en las longitudes de onda señaladas son  $0.16 \pm 0.09$ ,  $0.12 \pm 0.06$  y  $0.06 \pm 0.04$ . En el caso del CMP estos valores son  $0.18 \pm 0.12$ ,  $0.16 \pm 0.10$  y  $0.10 \pm 0.09$  para el período lluvioso y de  $0.13 \pm 0.09$ ,  $0.10 \pm 0.09$  y  $0.06 \pm 0.06$  respectivamente, para el período poco lluvioso.

Los valores más elevados del EOA durante el período lluvioso se explican por el incremento de la turbulencia a causa de los procesos convectivos que tienen lugar durante los meses estivales, producto del mayor calentamiento diurno. Estos procesos conducen al ascenso de

gran cantidad de aerosoles de la superficie y su mezclado en la atmósfera, así como a procesos que conllevan a la modificación de sus propiedades (envejecimiento, coagulación entre otros). En tanto, los menores valores del EOA durante el período poco lluvioso están condicionados a la influencia sobre el territorio del sistema de altas presiones migratorias que trae aire seco y limpio sobre el sitio de medición, además, el anticiclón no favorece el desarrollo de procesos convectivos intensos, provocando que la masa de aerosoles no se mezcle en profundidad en la atmósfera.

Por otra parte, la variabilidad se expresa en que las propiedades de los aerosoles pueden ser modificadas sustancialmente por la advección de partículas desde lugares más o menos alejados de los puntos de medición, bajo condiciones favorables del viento. Incrementos en el EOA se observan durante la llegada del polvo de Sahara al territorio, principalmente de marzo a septiembre ([Mojena et. al., 2015](#)) donde es más frecuente la llegada de estas partículas al territorio nacional. En el período poco lluvioso dicha variabilidad pudiera estar asociada a la presencia de aerosoles producto de incendios forestales, quema de pastizales o de desechos agrícolas, entre otros.

En la [figura 5](#) se muestra el coeficiente de Angstrom ( $\alpha$ ) y el coeficiente de turbidez ( $\beta$ ) promedio obtenidos a partir de la fórmula (4). El coeficiente de turbidez en ambos sitios es mayor durante el verano que ratifica lo observado en la [figura 4](#) y alcanza en este período el valor de



**Figura 5.** Variación media del  $\alpha_{380-870}$  y de  $\beta$  durante los períodos lluvioso y poco lluvioso en a) ciudad de Camagüey y b) Centro Meteorológico Provincial.

0.25±0.12 en la ciudad, mientras que en el CMP es de 0.23±0.14. Durante el período poco lluvioso este coeficiente alcanza el valor de 0.21±0.13 en la ciudad y de 0.17±0.11 en el Centro Meteorológico. Por otra parte, se observan diferencias entre la ciudad y el CMP cuando observamos los valores que alcanza el coeficiente de Angstrom en ambos sitios. En la ciudad es mayor durante el período poco lluvioso (> 1) indicando el predominio de aerosoles finos en esta época del año, por el contrario, durante el período lluvioso predomina la mezcla de ambos tipos de aerosoles. En el CMP no hay diferencia significativa entre los valores de  $\alpha$  durante ambos periodos.

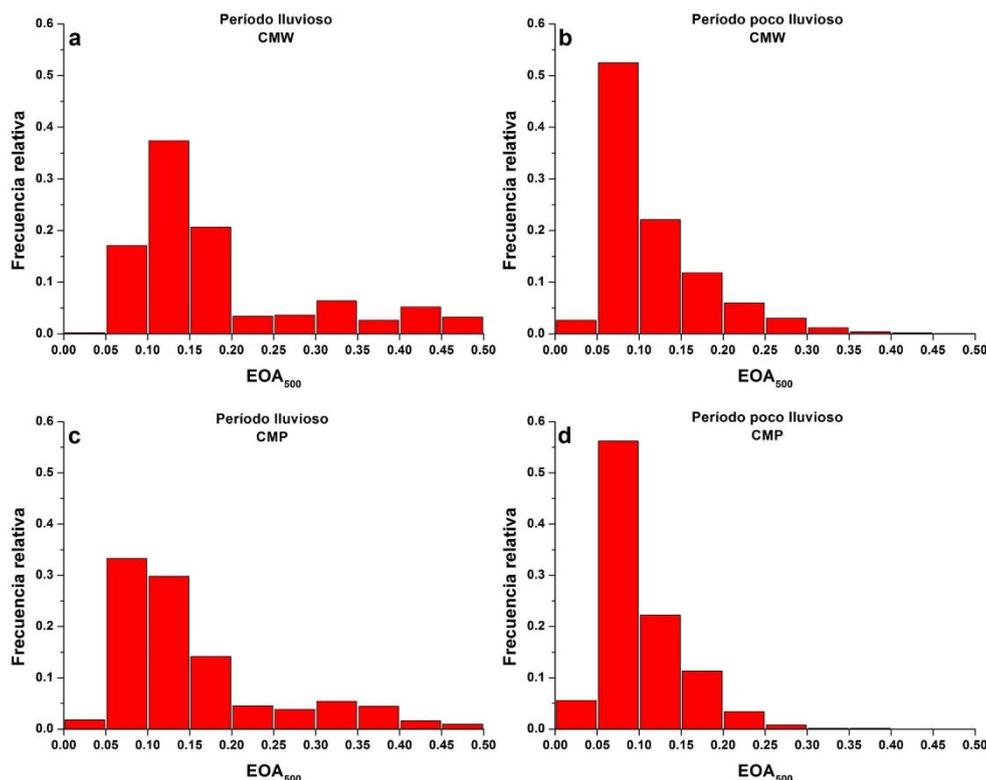
La presencia de aerosoles gruesos en la ciudad durante el periodo lluvioso puede estar condicionado por varios factores, determinados por una actividad convectiva intensa. La liberación de partículas gruesas al espacio esta favorecida por la existencia de espacios abiertos no asfaltados en la ciudad, también favorecen este proceso las actividades constructivas, el tráfico vehicular por el área de medición con la emisión de partículas gruesas, producto de una combustión incompleta por la utilización de combustibles de mala calidad o de motores poco eficientes. También tiene lugar la deposición de excremento por la utilización de transporte con tracción animal, esta deposición bajo la intensa luz solar se seca y luego es liberada al espacio por la fuerza del viento y el paso de los vehículos. Por otra parte, la prevalencia de humedad relativa alta favorece el crecimiento de

las partículas de aerosoles mediante los procesos de coagulación y envejecimiento. En el período poco lluvioso, a pesar de continuar existiendo muchas de estas condiciones, la cantidad de aerosoles gruesos es menos significativa por la actividad convectiva menos intensa, además, disminuyen los procesos que provocan el crecimiento de los aerosoles, al existir menor humedad durante este periodo.

En el CMP los valores del coeficiente de Angstrom prácticamente no se diferencian entre si durante ambas temporadas (0.83 en el periodo lluvioso y 0.85 en el poco lluvioso), aunque cualitativamente existen diferencias como se verá posteriormente.

En la [figura 6a](#) se muestra la frecuencia relativa del  $EOA_{500}$ , durante el periodo lluvioso, en la ciudad de Camagüey. La mayoría de los valores del  $EOA_{500}$  se encuentra entre los valores de 0.05 y 0.20, con valor modal entre 0.10-0.15. En el período poco lluvioso los valores caen en el mismo rango (0.05-0.20), pero el pico se encuentra entre 0.05-0.10, o sea hay un corrimiento hacia la izquierda, que representa cielos más limpios. En esta etapa los valores del  $EOA_{500}$  se encuentran más concentrados, la variabilidad es menor que en período lluvioso, mostrando atmósferas más estables. En el periodo lluvioso es mayor la dispersión del  $EOA_{500}$  como se muestra en la [figura 6b](#), esta dispersión es provocada por los procesos que tienen lugar en la atmósfera y que se describieron anteriormente.

En el CMP la distribución de frecuencias ([Figura 6c](#)) muestra que, durante el periodo



**Figura 6.** Distribución de frecuencias del EOA<sub>500</sub> durante el periodo lluvioso en a) CMW y c) CMP y durante el período poco lluvioso en b) CMW y d) CMP.

lluvioso, el pico se alcanza en el intervalo de 0.05-0.10, el 76 % de los casos se encuentra entre 0.05 y 0.20, también se observa una mayor dispersión en los valores del EOA<sub>500</sub>. En el periodo poco lluvioso (Figura 6d), muestra similitud entre los dos puntos de medición, encontrándose el máximo de los casos en el rango 0.05-0.10 y el 89% de los casos se encuentra entre 0.05-0.20.

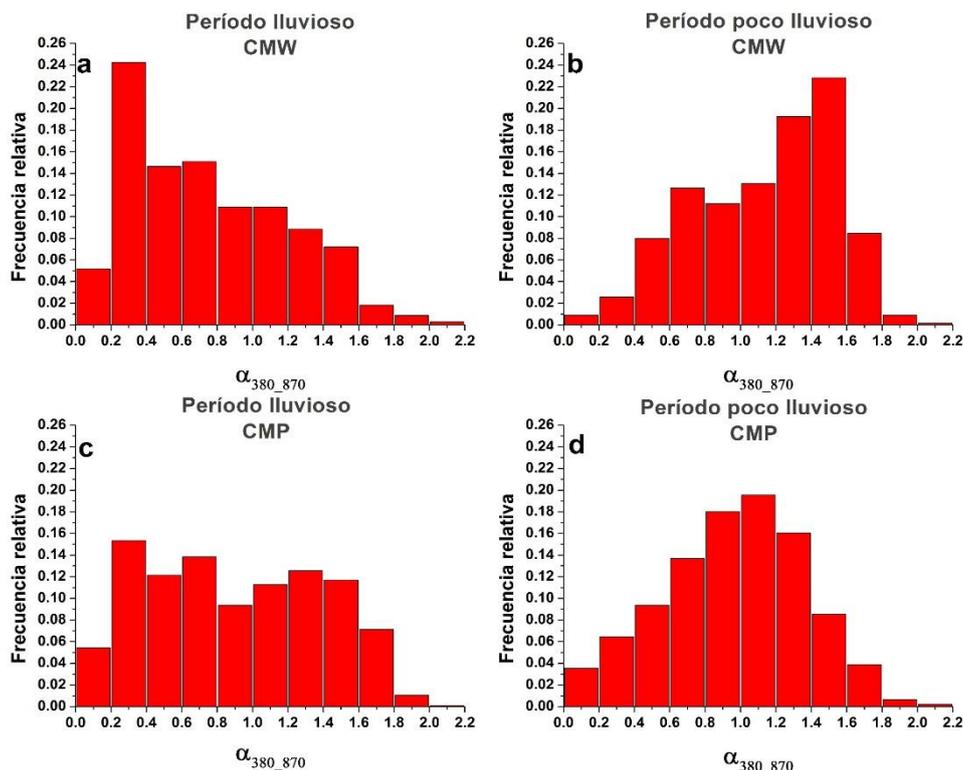
Valores de fondo tan bajos como 0.01 se pueden encontrar en los días claros, en el período poco lluvioso, especialmente cuando el anticiclón migratorio influye sobre Cuba. En este período arriban masas de aire de origen polar, son frecuentes los cielos despejados por la influencia anticiclónica, con atmósferas bastante limpias.

En la figura 7a aparece la distribución de frecuencias del exponente de Angstrom  $\alpha_{380-870}$ , para la ciudad de Camagüey durante el período lluvioso. El mayor número de casos corresponde al intervalo 0.2-0.4 con el 24% del total, mientras que el 58% de los casos se encuentra por debajo de 0.8. Esta distribución indica una contribución ligeramente más elevada de aerosoles gruesos durante el periodo lluvioso en la ciudad de

Camagüey, que corrobora lo ya expuesto anteriormente. En el período seco del año (figura 7b) prevalecen las partículas finas, en este caso el coeficiente de Angstrom se encuentra por encima de 1.0 en el 67% de los casos.

En las figuras 7c y d aparecen las distribuciones de frecuencia para el CMP, puede observarse que existen diferencias en relación a las distribuciones de CMW. Si bien en la ciudad las distribuciones de frecuencias están agrupadas en extremos opuestos de los gráficos, en el CMP no ocurre así. También, como se destacó anteriormente, el valor medio de  $\alpha_{380-870}$  prácticamente no difiere entre un período y otro. La distribución de frecuencias aparece más “aplanada” en el período lluvioso, indicando una presencia bastante equilibrada de aerosoles finos y gruesos, con un ligero predominio de estos últimos (59% vs 41%).

Durante el período lluvioso la distribución de frecuencias es multimodal con un pico máximo en el intervalo 0.2-0.4 y la mayor cantidad de casos distribuidos hacia los extremos del gráfico (figura 7c), en el período poco lluvioso la distribución es unimodal con la mayor cantidad



**Figura 7.** Distribución de frecuencias del  $\alpha_{380-870}$  durante el periodo lluvioso en a) CMW y c) CMP y durante el período poco lluvioso en b) CMW y d) CMP.

de casos alrededor del pico máximo en el intervalo 1.0-1.2. En resumen, en el CMP existe un equilibrio entre ambos tipos de aerosoles.

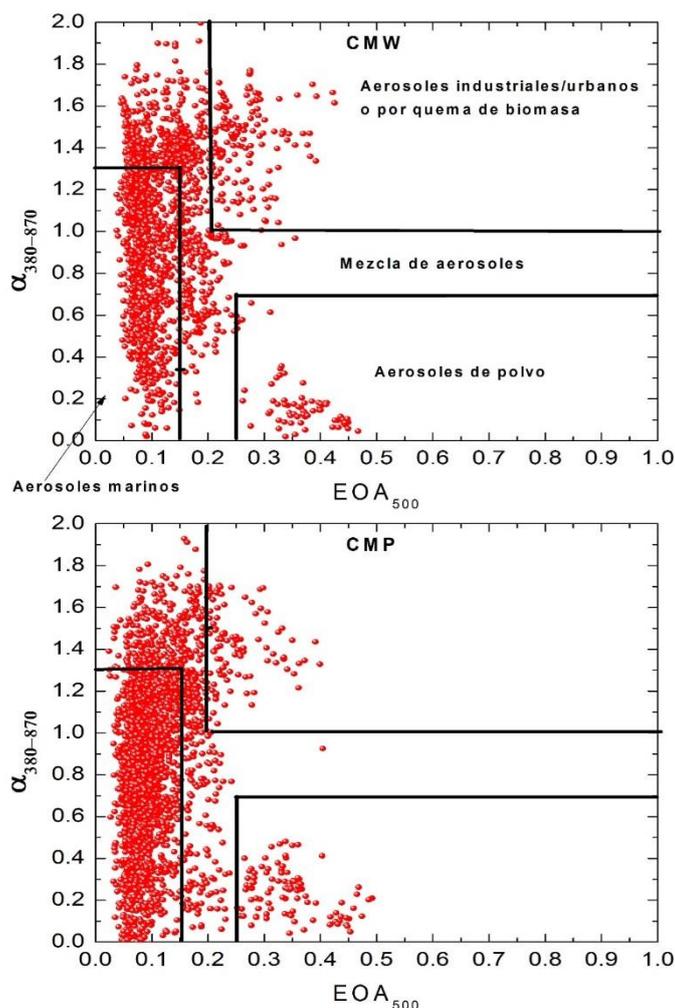
En la [figura 8](#) se muestra el diagrama de dispersión del  $EOA_{500}$  vs  $\alpha_{380-870}$ . El empleo de los diagramas de dispersión para discriminar los diferentes tipos de aerosoles se ha empleado ampliamente ([Toledano et al., 2007](#)). Este método consiste en delimitar ciertas áreas en el diagrama de acuerdo a valores límites o frontera obtenidos del  $EOA_{500}$  y  $\alpha_{380-870}$  para diferentes tipos de aerosoles en varias regiones del mundo y se basa en la sensibilidad de los dos parámetros a diferentes propiedades microfísicas de los aerosoles.

Mientras que el  $EOA_{500}$  depende de la carga de aerosoles en la columna de la atmósfera,  $\alpha_{380-870}$  caracteriza la distribución de tamaño de las partículas, por tanto, el diagrama de dispersión  $EOA_{500}$  vs  $\alpha_{380-870}$  indica cualitativamente la cantidad y dimensión de los aerosoles. La combinación de ambos parámetros facilita diferenciar los tipos de aerosoles, discriminar entre los aerosoles finos y gruesos, también basados en el hecho que tanto el  $EOA_{500}$  como

$\alpha_{380-870}$  dependen fuertemente de la longitud de onda. Los aerosoles, en este tipo de diagrama, habitualmente se clasifican según su origen, en aerosoles marinos, antropogénicos (urbano/industrial), por quema de biomasa, aerosoles de polvo del desierto y como aerosoles mezclados, aquellos que no caen dentro de la clasificación anterior.

Los valores límites varían según los autores, basados en estudios previos ([Kaskaoutis et al., 2011](#)). Se tomaron los siguientes valores frontera: 1) valores del espesor óptico menores a 0.1 y de  $\alpha_{380-870} < 1.3$  corresponden a los aerosoles de origen marino, 2)  $EOA_{500} > 0.2$  y  $\alpha_{380-870} > 1.0$  caracterizan a los aerosoles urbanos/industriales o por quema de biomasa, 3) los aerosoles de polvo (polvo suspendido, polvo del Sahara) se enmarcan en  $EOA_{500} > 0.25$  y  $\alpha_{380-870} < 0.7$ , el resto de los casos que no caen dentro de los límites antes especificados se denominan aerosoles mezclados.

En la [figura 8](#) superior aparecen ploteadas todas las observaciones realizadas en la ciudad de Camagüey, puede observarse que cuando el  $EOA_{500}$  es pequeño el coeficiente de Angstrom



**Figura 8.** Diagrama de dispersión de  $\alpha_{380-870}$  y del  $EOA_{500}$  para la discriminación de los diferentes tipos de aerosoles

posee una amplia gama de variación, llegando a tener un valor máximo de aproximadamente 2.0. En el caso del CMP (figura 8 inferior) este valor también está cercano a 2.0. En los diagramas de dispersión se observa que el mayor número de casos se concentra en el área correspondiente a los aerosoles marinos, tanto en la ciudad (54%) como en el CMP (68%), le siguen en importancia los aerosoles mezclados (35% en la ciudad y 23% en el CMP), resultado que muestra que los aerosoles se mezclan en mayor cuantía en la ciudad, donde, además, el 7% de los aerosoles son de origen urbano/industrial y el resto (4%) son de polvo, mientras que los aerosoles de origen urbano/industrial constituyen solo el 4% en el CMP y los de polvo el 5%.

Con respecto al tipo de aerosoles los mezclados constituyen una confirmación de

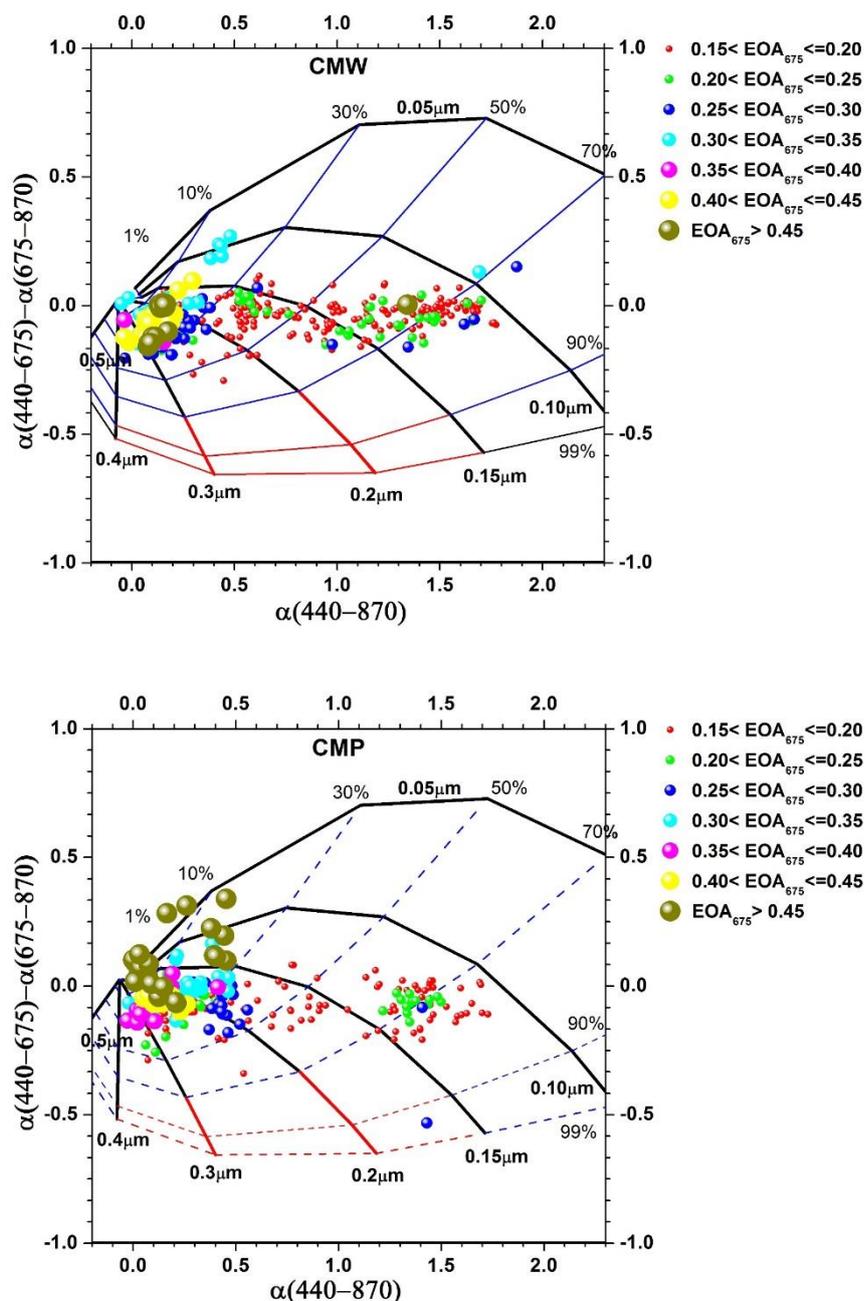
resultados obtenidos de las mediciones de las características de las nubes durante los experimentos de lluvia provocada, donde estas presentaban rasgos de semi-continentalidad en lugar de ser nubes con espectro de gota marítima. De este resultado se infería que los aerosoles marinos durante su penetración en tierra sufrían procesos de mezclamiento, originando núcleos de condensación que conducen a la formación de nubes con espectro de gota entre marítimas y continentales (Pérez et al., 1992).

Gobbi et al. (2007) propone un método gráfico, para clasificar las propiedades de los aerosoles, que permite inferir el tamaño de las partículas finas y su contribución al  $EOA$  total, separar el aumento del  $EOA$  causado por el incremento del tamaño de los aerosoles finos debido a la humidificación del aumento debido al incremento

de las partículas gruesas. Este método se basa en el análisis de la relación entre el exponente de Angstrom derivado de las longitudes de onda de 440 y 870 nm ( $\alpha_{440-870}$ ), y de su curvatura espectral, representada como  $\delta\alpha = \alpha_{440-675} - \alpha_{675-870}$ . En el gráfico  $\delta\alpha$  vs  $\alpha$  (Figura 9) se representan los puntos de referencia de los radios modales ( $R_i$ ) del aerosol fino (líneas continuas en la Figura 9) y de la razón  $\eta$ =espesor óptico de los aerosoles

finos ( $EOA_f$ )/EOA en % (líneas discontinuas), determinados por la teoría de Mie para un índice de refracción típico de aerosol urbano/industrial ( $m=1.4-0.001i$ ), que corresponden a la distribución bimodal de tamaños de las partículas.

En el gráfico los valores del EOA se agrupan en intervalos ascendentes y de acuerdo a la distribución de los mismos se determinan las propiedades de los aerosoles. Para evitar errores



**Figura 9.** Diferencia del exponente de Angstrom  $\delta\alpha = \alpha_{440-675} - \alpha_{675-870}$  en función de  $\alpha_{440-870}$  y del  $EOA_{675}$  para la ciudad (arriba) y el CMP abajo. Las líneas continuas representan el radio del modo fino, y las líneas discontinuas representan el porcentaje de contribución de la fracción del modo fino al espesor óptico de los aerosoles.

mayores al 30% en  $\alpha$  y  $\delta\alpha$ , este método se aplica solo a valores de EOA mayores que 0.15 para  $\lambda=675$  nm. Las partículas esféricas no afectan significativamente los resultados. El nivel de indeterminación del método es del orden de  $\pm 25\%$  para el radio del modo fino del aerosol ( $R_f$ ) y del orden de  $\pm 10\%$  para  $\eta$ , cuando el índice de refracción varía entre  $m=1.33-0.000i$  (gotas de agua) y  $m=1.53-0.003i$  (polvo mineral), por lo que es suficientemente robusto para determinar las propiedades de los aerosoles (Gobbi et al., 2007, Kaskaoutis et al. 2011, Basart et al., 2009).

Los valores negativos de  $\delta\alpha$  asociados con  $\alpha > 1$  indican el dominio de aerosoles de modo fino, mientras  $\delta\alpha$  cercanos a cero, o incluso positivos, indican una contribución significativa de partículas de modo grueso asociadas con la distribución de tamaño bimodal con modos similares. Los procesos de modificación de aerosoles (envejecimiento, coagulación, humidificación y contaminación de nubes) disminuyen  $\alpha$ , pero tienen características diferentes en la gráfica  $\delta\alpha$  vs  $\alpha$ , por ejemplo, la contaminación por nube aumenta el peso del modo grueso, mientras que el envejecimiento, la humidificación y la coagulación aumentan  $R_f$ . El aumento del EOA con la fracción de modo grueso a lo largo de una curva  $R_f$  constante en dirección al origen ( $\alpha = 0$ ,  $\delta\alpha = 0$ ) indica contaminación por nubes. De forma similar, el aumento del EOA acompañado de una disminución de los valores de  $\alpha$  unido a valores negativos de  $\delta\alpha$  indica el predominio de aerosoles de polvo o marítimos o una combinación de ambos. Del aumento del EOA, así como de  $R_f$  y de  $\alpha$  se infiere que ocurre la hidratación de las partículas de aerosol, mientras que el aumento del EOA con el aumento de  $R_f$  y la disminución de  $\alpha$  sugiere el envejecimiento y/o la coagulación y, a la inversa, es decir, el aumento del EOA con una disminución de  $R_f$  y el aumento de  $\alpha$ , corresponde a aerosoles finos recién emitidos (Gobbi et al., 2007; Basart et al., 2009; Kaskaoutis et al., 2011). Con base en los criterios antes mencionados, se analizaron las propiedades ópticas de los aerosoles y los procesos de modificación sobre Camagüey para todo el conjunto de datos.

Como se expresó anteriormente el método se aplica para las mediciones con  $EOA_{675} > 0.15$ . Más del 83% en CMW y del 89% en el CMP corresponden a valores del  $EOA_{675} \leq 0.15$  por lo que la representación gráfica se realiza para todo el conjunto de datos disponible y no se analiza según los períodos lluvioso y poco lluvioso. En la [figura 9](#) arriba se representa todo el conjunto de observaciones ( $EOA_{675} > 0.15$ ) para la ciudad de Camagüey, en este caso el esquema de clasificación gráfica, muestra que los datos pueden ser agrupados en dos conjuntos. Uno con valores de  $\alpha < 0.6$  y  $\eta < 50\%$ ; unido a valores de  $\delta\alpha$  ligeramente negativos ( $> -0.3$ ) y de  $R_f$  entre 0.20 y 0.30, que señalan a una contribución creciente de partículas gruesas al EOA total, asociadas a una distribución de tamaño bimodal. En este caso se observa que con el incremento del EOA,  $\alpha$  tiende a valores más bajos, mientras que  $\delta\alpha$  toma valores negativos, lo cual es típico del predominio de aerosoles marítimos (Gobbi et al., 2007; Basart et al., 2009; Kaskaoutis et al., 2011). Por otra parte, también se observa el aumento de  $R_f$ , hecho que sugiere el incremento en el tamaño de las partículas debido al envejecimiento y/o la coagulación de los aerosoles. En el otro grupo la dispersión de los datos muestra que están asociados a aerosoles del modo fino con valores de  $\alpha > 1$ , una curvatura espectral ligeramente negativa y  $\eta$  entre el 50 y el 75%. Los datos caen en su mayoría entre 0.10 y 0.15  $\mu\text{m}$  de las líneas de  $R_f$ . Estos valores sugieren el dominio de los aerosoles finos producto de la contaminación antropogénica local.

La situación es prácticamente similar en el CMP ([Figura 9](#) abajo), los datos pueden agruparse en dos conjuntos; en este caso, mejor delimitados. En el primero, se está en presencia de aerosoles gruesos con cierta contribución de aerosoles finos. En el gráfico  $\delta\alpha$  vs  $\alpha$ ,  $R_f$  está centrado en los 0.20  $\mu\text{m}$ , y como en el caso de la ciudad  $\eta$  es menor del 50%, mientras que  $\alpha$  no supera el valor de 0.7. Por otro lado, la fracción gruesa muestra valores cercanos a cero o positivos de  $\delta\alpha$  lo cual indica la presencia de ambos tipos o modos de partículas (fino y grueso). El segundo conjunto se centra en valores de  $\eta$  entre 60 y 75% y de  $R_f$  entre 0.10 y 0.15  $\mu\text{m}$ ,

$\alpha$  se encuentra por encima de 1.0 mientras que  $\delta\alpha$  es mayoritariamente menor que 0. Estas características muestran que estamos en presencia de aerosoles finos de origen antropogénicos ya sean provenientes de la ciudad o producto de la quema de biomasa o por influencia de fuegos forestales. También se observa el incremento del tamaño de los aerosoles por envejecimiento y/o coagulación.

### CONCLUSIONES

El EOA, tanto en el CMW como en el CMP, es mayor durante el período lluvioso, siendo más elevado en la ciudad durante ambas temporadas.

El análisis de los datos sugiere que el período poco lluvioso se destaca por la presencia de aerosoles finos en la ciudad, mientras que predominan ligeramente los aerosoles del modo grueso en la temporada lluviosa. La diferencia entre una y otra temporada está dada por las condiciones particulares existentes en la ciudad y por el mayor calentamiento diurno que favorece el ascenso de las partículas a la atmósfera. En el CMP existe un ligero equilibrio entre los aerosoles del modo fino y grueso en los dos períodos.

El empleo de la relación entre el  $EOA_{500}$  y  $\alpha_{380-870}$  para la identificación de los tipos de aerosoles reveló que existe un predominio de los aerosoles de origen marítimo tanto en la CMW (54%) como en el CMP (68%). Le siguen en importancia los aerosoles mezclados, con el 35% y el 23% respectivamente, resultados que señalan que los aerosoles marinos sufren procesos de mezclamiento y transformación en su desplazamiento desde las costas, como ya se infería de las mediciones en las nubes cubanas. Los aerosoles de origen urbano/industrial solo constituyen el 7% en la ciudad (4% en el CMP), estos bajos porcentajes deben estar condicionados a la no existencia de grandes industrias contaminantes en el territorio y a su mezclamiento con otros tipos de aerosoles.

El empleo del método gráfico de Gobbi verificó los hallazgos previos, por una parte, se observa que al aumentar el  $EOA_{500}$ ,  $\alpha_{440-870}$  disminuye, mientras que  $\delta\alpha$  toma valores negativos. Este comportamiento típico del predominio de aerosoles marítimos y se advierte

tanto en el CMW como en el CMP. También se distingue la presencia de aerosoles finos, sobre todo en la ciudad. Por otra parte, el crecimiento de los aerosoles está dado por los procesos de envejecimiento y coagulación como muestra el aumento del  $EOA_{500}$  y de  $R_f$  acompañados de la disminución de  $\alpha_{440-870}$ .

### REFERENCIAS

- Basart, S.; Pérez, C.; Cuevas, E.; Baldasano, J. M.; & Gobbi, A. G. 2009. "Aerosol characterization in Northern Africa, Northeastern Atlantic, Mediterranean Basin and Middle East from direct-sun AERONET observations". *Atmospheric Chemistry and Physics*, 9: 8265-8282.
- Cachorro V. E.; de Frutos A. M. & Casanova J. L., 1987. "Determination of the Angstrom turbidity parameters", *Applied Optics*. 26: 3069-3076.
- Dutton, G. E.; Reddy, P.; Ryan, S.; & DeLuisi, J.J. 1994. "Features and effects of aerosol optical depth observed at Mauna Loa, Hawaii: 1982-1992". *Journal of Geophysical Research*, Vol. 99, No. D4: 8295-8306.
- Eck, T. F.; Holben, B. N.; Reid, J. S.; Dubovik, O.; Smirnov, A.; O'Neill, N. T.; Slutsker, I.; & Kinne, S. 1999. "Wavelength dependence of the optical depth of biomass burning, urban, and desert dust aerosols". *Journal of Geophysical Research*, 104: 31,333-31,349.
- Gobbi, G. P.; Kaufman, Y. J.; Koren, I., & Eck, T. F. 2007. "Classification of aerosol properties derived from AERONET direct sun data". *Atmospheric Chemistry and Physics*, 7: 453-458.
- Haywood, J. & Boucher, O., 2000. "Estimates of the direct and indirect radiative forcing due to tropospheric aerosols: A review". *Reviews of Geophysics*, 38(4): 513-543.
- Holben B.N.; Tanré, D.; Smirnov, A.; Eck, T.F.; Slutsker, I.; Abuhassan, N.; Newcomb, W.W. et al. 2001. "An emerging ground-based

- aerosol climatology: Aerosol optical depth from AERONET". *Journal of Geophysical Research* . 106, No. D11: 12,067-12,097.
- IPCC, 2007: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp.
- Kaskaoutis, D. G. & Kambezidis, H. D. 2006. "Investigation into the wavelength dependence of the aerosol optical depth in the Athens area". *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 132: 2217-2234. doi:10.1256/qj.05.183.
- Kaskaoutis, D. G.; Kambezidis, H. D.; Hatzianastassiou, N.; & Kosmopoulos, P. G. 2007. "Aerosol climatology: dependence of the Angstrom exponent on wavelength over four AERONET sites". *Atmospheric Chemistry and Physics Discussion*, 7: 7347-739.
- Kaskaoutis, D. G.; Kharol, S. K.; Sinha, P. R.; Singh, R. P.; Kambezidis, H. D.; Sharma, A. R., et al. 2011. "Extremely large anthropogenic-aerosol contribution to total aerosol load over the Bay of Bengal during winter season". *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11, 7097-7117. doi: 10.5194/acp-11-7097-2011.
- Mojena, E.; Ortega, A.; Casilles, E. F., & Leyva, J., 2014. "Nubes de polvo del Sahara. Su presencia en Cuba". *Revista Cubana de Meteorología*, Vol. 20, No. 1, ene-jun, pp. 120-134.
- Morys, M.; Mims III, F. M.; Hagerup, S.; Anderson, S. E.; Baker, A.; Kia, J., et al. 2001. "Design, calibration, and performance of MICROTUPS handheld ozone monitor and Sun photometer II". *Journal of Geophysical Research* 106, No, D13, 14,573-14,582.
- Pedros, R.; Martinez-Lozano, J.A.; Utrillas, M.P.; Gómez-Amo, J.L., & Tena, F., 2003. "Column-integrated aerosol, optical properties from ground-based spectroradiometer measurements at Barrax (Spain) during the digital airborne imaging spectrometer experiment (DAISEX) campaigns". *Journal of Geophysical Research* 108, No, D18: 4571.
- Pérez C.; Martínez D. & Petrov V., 1992. Microstructure, mixing and turbulence in cumulus clouds over Cuba and the Caribbean Sea. *Proceeding WMO Workshop on Cloud Microphysics and Application to Global Change Toronto, 1992. WMO Report No. 19 WMO/TD 537 pp. 245-246.*
- Porter, J. N.; Miller, M.; Pietras, C., & Motell, C., 2001. "Ship-Based Sun Photometer Measurements Using Microtops Sun Photometers". *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 18, 765-774.
- Remer, L. A. & Kaufman, Y. J., 2006. "Aerosol direct radiative effect at the top of the atmosphere over cloud free ocean derived from four years of MODIS data". *Atmospheric Chemistry and Physics* , 6: 237-253, <http://www.atmos-chem-phys.net/6/237/2006/>.
- Schuster, G. L.; Dubovik, O. & Holben, B. N. 2006. "Angstrom exponent and bimodal aerosol size distributions". *Journal Geophysical Research* 111, D07207, doi:10.1029/2005JD006328.: 1-14. doi:10.1029/2005JD006328.
- Toledano, C.; Cachorro, V.E.; Berjon, A.; de Frutos, A.M.; Sorribas, M.; de la Morena, B.A.; & Goloub, P., 2017."Aerosol optical depth and Angstrom exponent climatology at El Arenosillo AERONET site (Huelva, Spain). *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 133: 785-807.

Yu, H.; Kaufman, Y.J.; Chin, M.; Feingold, G.; Remer, L.A.; Anderson, T.L.; Balkanski, Y.; Bellouin, N.; Boucher, O.; Christopher, S.; DeCola, P.; Kahn, R.; Koch, D.; Loeb, N.; Reddy, M.S.; Schulz, M.; Takemura T. & Zhou, M., 2006. "A review of measurement-based assessments of the aerosol direct radiative effect and forcing". *Atmospheric Chemistry and Physics* , 6: 613-666. <https://doi.org/10.5194/acp-6-613-2006>.

Ismael Pomares Ponce. Centro Meteorológico de Camagüey, Cuba, Carretera a Nuevitas Km 71/2. E-mail [ismael.pomares@insmet.cu](mailto:ismael.pomares@insmet.cu)

Eudimio Martínez Chapman. Instituto de Meteorología, Cuba, Loma de Casablanca. E-mail: [eudimio.martinez@insmet.cu](mailto:eudimio.martinez@insmet.cu)

Los autores de este trabajo declaran no presentar conflicto de intereses.

Este artículo se encuentra bajo licencia [Creative Commons Reconocimiento-NoComercial 4.0 Internacional \(CC BY-NC 4.0\)](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/)