

# Caracterización del espesor óptico de banda ancha de los aerosoles troposféricos en Camagüey, Cuba

---

Aramís Fonte [ aramis@cmw.insmet.cu ]  
Departamento Científico  
Centro Meteorológico de Camagüey  
INSMET, Cuba

Juan Carlos Antuña  
Grupo de Óptica Atmosférica de Camagüey,  
Centro Meteorológico de Camagüey  
INSMET, Cuba

## Resumen

Con el empleo de la serie de observaciones horarias de radiación solar de banda ancha de la estación meteorológica de Camagüey (21,40° N y 77,85° W) que comprende los años 1985 a 2007 se obtiene la serie de estimados del espesor óptico de aerosoles. Para tal fin se utiliza la implementación de la ley de Bouger-Lambert-Beer desarrollada por Gueymard (1995, 1998); esta requiere la selección de horarios con condiciones de cielo despejado, por lo que se realiza la caracterización de las frecuencias horarias y mensuales de esta condición para Camagüey. Se analizan el comportamiento medio horario y mensual del espesor óptico, así como la tendencia de este durante el período de estudio. Los resultados se asemejan a las observaciones reportadas en Barbados (13,18° N y 59,43° W) para el período 1996-1999, empleando fotometría solar. Es evidente la influencia de las nubes de polvo del Sahara en el curso anual del espesor óptico de aerosoles, que da lugar a que los valores máximos se registren en verano. Las comparaciones con otras observaciones de cortos períodos de duración también muestran resultados concordantes. La tendencia del espesor óptico de aerosoles en el período de estudio es de  $-1,46 \times 10^{-3}$  año<sup>-1</sup> significativa, estadísticamente, a un nivel de 95 %, lo que coincide con reportes de otras regiones del planeta como el norte de África, Medio Oriente y Asia Central.

**Palabras claves:** radiación solar, espesor óptico de aerosoles, aerosoles troposféricos, cielo despejado.

## Introducción

El estudio de las propiedades ópticas de los aerosoles es un tema actual, motivado por la incertidumbre existente sobre el papel que desempeñan los aerosoles en el forzamiento radiativo del sistema climático (IPCC, 2007). Las investigaciones actuales en tal sentido se centran, mayoritariamente, en las mediciones de esas propiedades y su interpretación. En contraposición con la abundante información sobre la distribución de los aerosoles a escala global, brindada por los satélites, en general ha existido escasa información *in situ* sobre estos en todas las escalas y particularmente en regiones tropicales. Esta situación ha empezado a cambiar a partir de la puesta en marcha del proyecto AERONET (<http://aeronet.gsfc.nasa.gov/>) que, desde mediados de

los años 90 comenzó a realizar observaciones fotométricas de aerosoles en múltiples sitios del planeta. Sin embargo, para fines climatológicos estas series de observaciones de las propiedades ópticas de los aerosoles aún resultan muy cortas.

En particular, en la región del Gran Caribe, solo existe una serie larga de observaciones de concentración de aerosoles, obtenida en Barbados desde 1965 hasta la fecha (Prospero y Lamb, 2003). En este contexto se realiza el presente estudio, en el que se emplean las observaciones horarias de radiación solar del período 1985-2007, las cuales han sido digitalizadas recientemente (Antuña y col., 2008); y se emplean para estimar el espesor óptico de aerosoles, utilizando una de las variantes de implementación de la ley de Bouger-Lambert-Beer. Después se discuten los resultados, caracterizando las

frecuencias horarias y mensuales, tanto de los horarios con cielo despejado como del espesor óptico por aerosoles; se evalúan, además, la magnitud y el carácter de la tendencia del espesor óptico, durante el período objeto de estudio. Los resultados obtenidos se comparan con la escasa información disponible para la región.

## Materiales y métodos

Se emplean mediciones de radiación solar directa sobre una superficie perpendicular a los rayos solares ( $S$ ) y de radiación solar directa sobre la superficie horizontal ( $S'$ ), obtenidos de la Versión 2.0 de la *Base de Datos de Radiación Solar* (BDRS) de Camagüey, Cuba, actualmente en fase de compilación y procesamiento, la cual consta de los valores de observaciones actinométricas manuales con frecuencia horaria realizadas en la estación actinométrica del Centro Meteorológico de Camagüey (21,40° N y 77,85° W). Hasta el presente se han recuperado, procesado y sometido a procesos de control de calidad un total de 23 años que cubren el período 1985-2007, que se ha empleado en el presente trabajo (Antuña y col., 2008; <http://www.lidar.camaguey.cu/sdr/Index.html>). En el período de estudio el nivel de completamiento de horarios de observaciones es de 88,2 % (calculado por la relación entre cantidad de días en que se realizaron observaciones y todos los días del período), equivalente a un total de aproximadamente 20 años de observaciones ininterrumpidas.

Se seleccionaron las observaciones horarias para todo el período, que cumplieran la condición de Horario de Cielo Despejado (HCD), según el criterio de que la nubosidad total (que también se registra en cada observación actinométrica) fuera menor o igual a la unidad (Liepert y Kukla, 1997). Con este procedimiento se garantiza que los procesos de transferencia de la radiación solar estén controlados, fundamentalmente, por la presencia de aerosoles. Se calcularon las frecuencias de ocurrencia horaria y mensual de los HCD.

El cálculo del Espesor Óptico de Aerosoles (EOA) se

realizó empleando el método propuesto por Gueymard (1998), una de las implementaciones sencillas de la ley de Bouguer-Lambert-Beer, que posee la ventaja de que los componentes de la atmósfera son parametrizados con mayor detalle que en otros métodos, por ejemplo, las de Jacovides y colaboradores (1995) o Al-Mostafa (2005). El método emplea los valores de  $S$  de banda ancha y a grandes rasgos puede ser descrito del modo siguiente: la radiación solar que llega al tope de la atmósfera (constante solar) en el tránsito por esta hasta la superficie terrestre, sufre la atenuación de todos y cada uno de los elementos presentes en la atmósfera. En condiciones de cielo despejado (ausencia de nubes) esta atenuación es causada por elementos "relativamente estables" (respecto a la gran variabilidad de la nubosidad) y por los aerosoles; estos componentes, incluidos la composición molecular de la atmósfera, el vapor de agua y el ozono, pueden ser parametrizados en una buena aproximación a partir de sus valores medios, para cada región específica y determinarse la magnitud de la atenuación que provocan en la radiación que llega a la superficie. La magnitud de la atenuación producida por los aerosoles se calcula como la diferencia entre la atenuación real que ha registrado la radiación solar al alcanzar la superficie y la que deben haber provocado otros componentes de la atmósfera. El EOA derivado por este método se conoce como "espesor óptico de aerosoles de banda ancha" ( $EO_{BA}$ ).

En la práctica, el método se implementa según el procedimiento siguiente:

Como la masa óptica es sensible a los perfiles de densidad vertical de los componentes de la atmósfera, y considerando que los aerosoles, el vapor de agua y los óxidos de nitrógeno troposférico poseen perfiles similares, se hace la simplificación de que:  $m_w = m_{nt} = m_a$ , siendo los términos anteriores las masas ópticas del vapor de agua ( $m_w$ ), de los óxidos de nitrógeno troposférico ( $m_{nt}$ ) y los aerosoles ( $m_a$ ). A su vez, la masa óptica de las moléculas ( $m_R$ ) y  $m_w$  se calculan en función del ángulo cenital solar (Gueymard, 1995).

La expresión de cálculo obtenida a partir del método de Gueymard (1998) es:

$$\left| \delta_a = \left( \frac{1}{m_a} \right) \left[ \ln \left( \frac{E_{0n}}{E_{bn}} \right) - m_R \delta_c \right] - \delta_w - \delta_{nt} \right. \quad (1) \quad \left. \right|$$

donde:

$\delta_a$ : valores de espesor óptico de aerosoles.

$\delta_w$ : valores de espesor óptico del vapor de agua.

$\delta_{nt}$ : valores de espesor óptico del dióxido de nitrógeno troposférico.

$\delta_c$ : valor de espesor óptico de la capa integrada por la contribución de la dispersión molecular (Rayleigh), la absorción por ozono, dióxido de nitrógeno estratosférico y de los gases uniformemente mezclados.

$E_{0n}$ : Valor de la constante solar ( $Wm^{-2}$ ).

$E_{bn}$ : Valor de la radiación solar directa horizontal ( $S$ ).

$m_a$ : Masa óptica de aerosoles.

Los valores de concentración de dióxido de nitrógeno troposférico y estratosférico fueron tomados como los de medias anuales de los correspondientes a las tablas modeladas de la Atmósfera Standard de USA (IAMAP, 1986), mientras que los valores de agua precipitable corresponden a valores de media mensual específicos, obtenidos de un estudio realizado precisamente con datos del sondeo sobre Camagüey (Roque y col., 2003). Por otra parte, los valores de concentración de ozono fueron tomados del sitio Web del TOMS (<http://toms.gsfc.nasa.gov>) de acuerdo con el período de años correspondiente al satélite operativo en la etapa estudiada, por eso hubo que consolidar los valores del Nimbus 7 (vigentes para el período 1978-1993) y del Earth Probe (vigente para los años 1996-2005), y sobre la base de los cuales se determinaron los valores medios mensuales que se emplean en este trabajo.

De manera adicional, se recurre a una simplificación, eliminando el término correspondiente al aporte del espesor óptico por los óxidos de nitrógeno troposféri-

co, ya que al no provenir el valor de concentración de estos gases de una región tropical y aparecer el término como sustrayendo en la expresión (1), esto puede conducir a la obtención de valores negativos en el cálculo del  $EO_{BA}$ . La simplificación tiene su basamento en que otros autores han señalado que la cantidad de  $NO_2$  troposférico varía, considerablemente, con el nivel de contaminación (Schroeder y Davies, 1987) y que valores típicos para  $m_{nt}$  pueden oscilar desde cerca de 0 hasta 0,02 atm cm, o sea, son pequeños comparados con el del vapor de agua y el ozono.

Con el empleo del método de Gueymard y los valores de  $S$  para cada uno de los HCD se calcularon los valores correspondientes del  $EO_{BA}$ . La base de datos de espesores ópticos así generada abarca todo el período 1985-2007, incluyendo el subperíodo comprendido entre junio de 1991 y junio de 1993, en el que estuvo presente, en la zona tropical, la nube de aerosoles estratosféricos de la erupción del Pinatubo, que llegó a registrar valores de  $EO_{BA}$  superiores a 0,2 (Antuña y col., 2002). Para comprobar el efecto de los valores del  $EO_{BA}$  producidos por el Pinatubo sobre los valores medios mensuales del  $EO_{BA}$ , para todo el período se realizó el análisis siguiente: se calcularon las medias mensuales del  $EO_{BA}$ , incluyendo dentro de esta etapa al período 1991-1993 (Período total), así como excluyéndolo (Período sin Pinatubo). A continuación se aplicó la prueba t-Student para muestras dependientes y se demostró que existen diferencias significativas entre ambos períodos (con y sin Pinatubo) para un nivel de probabilidad de 0,05. Por esta razón se decidió emplear para el presente estudio el período que excluye el efecto del Pinatubo.

La contribución del espesor óptico de los aerosoles estratosféricos al espesor óptico total por aerosoles, en ausencia de condiciones perturbadas producidas por erupciones volcánicas intensas que inyecten aerosoles en la estratosfera es despreciable, ya que las magnitudes medidas de este espesor óptico bajo tales condiciones son de  $10^{-3}$ , dos órdenes de magnitud in-

feriores al espesor óptico de los aerosoles estratosféricos, como se ha reportado para el Gran Caribe, empleando observaciones del instrumento satelital SAGE II (Antuña y col., 2005) y en las islas Hawai empleando fotometría solar (Dutton y col., 1994).

El total de valores horarios del  $EO_{BA}$  seleccionados, según el criterio descrito anteriormente fue de 2 519. Estos fueron objeto de un control de calidad para su consistencia. Una estadística preliminar permitió determinar los valores máximos y mínimos del  $EO_{BA}$ ; para el caso de los máximos estos se encontraron dentro de límites razonables, pero para los valores mínimos se hallaron 11 casos, cuya magnitud era menor que el nivel de error del método de cálculo de  $EO_{BA}$  aquí aplicado (0.002) (Gueymard, 1998). El número de resultados horarios del  $EO_{BA}$  seleccionados, finalmente, fue de 2 508, los cuales se utilizaron para calcular la estadística para cada horario y mes de todo el período de estudio. Empleando el método de mínimos cuadrados se determinaron las tendencias del  $EO_{BA}$  para toda la serie de valores de esta variable en general, así como para cada horario y mes. Se evaluó la significación estadística de las tendencias a un nivel de 95 %.

## Análisis y discusión de los resultados

### Horarios de Cielo Despejado

En el período estudiado los casos de Horarios de Cielo Despejado (HCD), registrados en Camagüey representan 4,2 % de todas las observaciones, lo cual se encuentra dentro del orden de estimaciones previas entre 3 y 4 %, obtenidas con datos de esta misma serie, pero para un período de solo 4 años entre 1998 y 2001 (Pomares, 2004). Las frecuencias mensuales y horarias de los casos de HCD se muestran en la figura 1.

En la figura 1a se muestra el curso anual de los valores de frecuencia media mensual. Durante el curso del año las mayores frecuencias de ocurrencia de casos de HCD se registran en el período seco, como resultado de la me-

nor actividad convectiva en este y consecuente menor presencia de nubes. El máximo de frecuencias mensuales de HCD se registra en enero con aproximadamente 17 %, seguido de un comportamiento monótono descendente hasta el mes de abril en que registra 14 %, para descender en mayo a solo 5 % y mantenerse por debajo de este valor hasta el mes de noviembre. En cuanto a la distribución de frecuencias horarias de HCD la figura 1b muestra valores de frecuencia de aproximadamente 25 % a las 7 y 8 HL, descendiendo abruptamente a las 9 HL hasta aproximadamente 15 % y luego a las 10 HL ronda 8 %. A partir de de las 11 HL y hasta las 16 HL, la

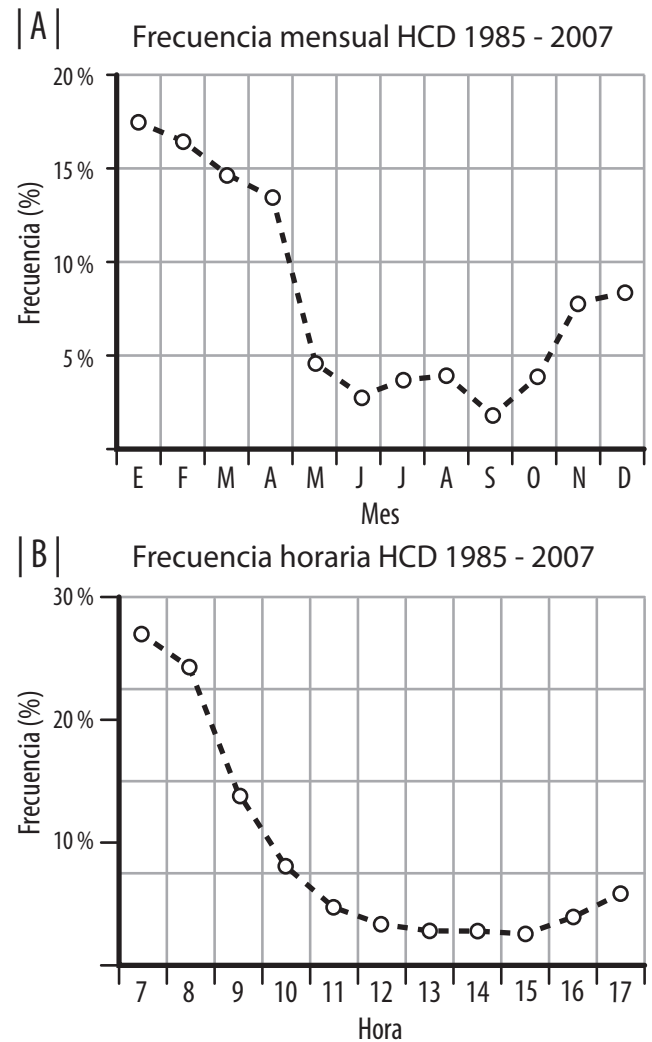


Fig. 1. Frecuencias de ocurrencia (%) de los casos de HCD observados en Camagüey, entre 1985 y 2007: a) Frecuencias mensuales, b) Frecuencias horarias.

frecuencia de HCD es inferior a 5 % superando apenas este valor a las 17 HL. El comportamiento horario de la frecuencia de HCD concuerda con el ciclo diurno de la actividad, fundamentalmente convectiva.

Los resultados obtenidos se deben considerar con cierta cautela porque, como se conoce, la estimación de la fracción de cielo cubierto por nubosidad, que se incluye como parte de las observaciones actinométricas, es realizada por observación visual con el consiguiente nivel de subjetividad.

La información de los HCD tiene múltiples aplicaciones. Se utiliza para establecer los horarios, días o épocas del año que pueden ser empleados para calibraciones de instrumentos de medición de la radiación solar, así como para la selección de horarios-días en las observaciones realizadas que se emplean para validación y ajustes de modelos numéricos o para el cálculo del forzamiento radiativo producido por nubes, aerosoles u otros componentes de la atmósfera, por citar solo algunas de estas. Las observaciones de radiación solar en HCD, en particular, permiten estimar los valores del  $EO_{BA}$ , objetivo con el que han sido empleadas en este estudio.

## Espesor Óptico de Aerosoles

Los valores del  $EO_{BA}$  medio mensual y su desviación estándar ( $\sigma$ ), para el período 1985-2007, se muestran en la figura 2. Se observan los menores valores del  $EO_{BA}$  en los meses de otoño e invierno, mientras los máximos se registran en los meses del verano.

La figura 2 muestra un claro y pronunciado ascenso en el  $EO_{BA}$  a partir del mes de enero, para alcanzar el máximo en el mes de junio. La existencia de un pico de aerosoles durante el año es característico en muchos lugares y se ha establecido que está vinculada con el entorno que le rodea (Gerasopulos y col., 2003). Coincidiendo con reportes en diversos sitios, los valores mínimos de EOA se alcanzan durante los meses de invierno (Anderson y col., 2005; Yu y col., 2006), y en nuestro caso particular el mínimo de las medias men-

suales del  $EO_{BA}$  se alcanza en el mes de diciembre. En los meses de junio, julio y agosto, se obtienen valores medios mensuales del  $EO_{BA}$  de 0,4 mientras que desde noviembre hasta febrero se mantienen por debajo de 0,15 que es un valor considerado por varios autores como muy próximo al valor del EOA troposférico, bajo condiciones de fondo (Díaz, 1999; Yu y col., 2006). Los valores  $\sigma$  del  $EO_{BA}$  son de este orden de magnitud que los del propio  $EO_{BA}$ , característica asociada con la gran variabilidad de los aerosoles en nuestra región (Smirnov y col., 2000), mostrando la mayor variabilidad durante los meses de verano.

El período desde junio hasta agosto coincide con el de mayor arribo de nubes de aerosoles de polvo del Sahara sobre el área (Prospero y Lamb, 2003) provocando una mayor variabilidad del  $EO_{BA}$ , y, por tanto, mayores valores de  $\sigma$  como se aprecia en la figura 2. Precisamente, en el artículo citado, empleando observaciones de contenido de aerosoles en superficie para el período de 1965 a 1998, se estableció para Barbados una fuerte estacionalidad periódica en la presencia de aerosoles con máximos en verano y mínimos en invierno, comportamiento atribuido a la presencia de aerosoles de polvo del Sahara predominantemente en verano, cuestión reportada también en diversos estudios sobre el área y que resaltan que el polvo del Sahara es el componente predominante de los aerosoles en esta época

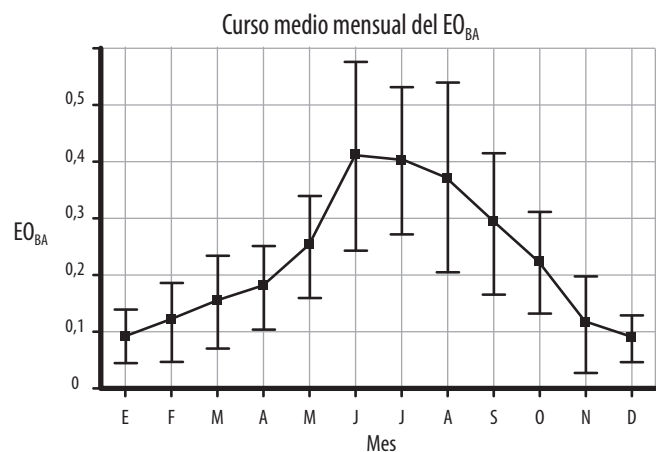


Fig. 2. Curso anual de los valores medios del  $EO_{BA}$  y sus correspondientes valores de  $\sigma$  para Camagüey.

del año (Prospero y col., 1987, 1993; Prospero, 1999; Tanré y col., 2003; Reid y col., 2003; Chiapello y col., 2005; Christopher y Jones, 2007).

En sentido general, la información disponible sobre mediciones del EOA en el Gran Caribe es escasa y corresponde a un período mucho menor al aquí considerado. Así, por ejemplo, existe información sobre el EOA reportado por el experimento PRIDE (Puerto Rico Dust Experiment) durante el período de junio-julio de 2000, en el que mediciones realizadas en superficie con fotómetro solar a 670 nm en dos sitios distintos, reportan valores instantáneos en el rango de 0,17 a 0,33, mientras que las correspondientes medias mensuales fueron de  $0,24 \pm 0,11$  y  $0,27 \pm 0,14$  (Christopher y col., 2003).

La información más completa de mediciones del EOA encontrada para el área corresponde a Smirnov y colaboradores (2000) en la cual reportan los valores medios mensuales de EOA procedentes de observa-

ciones diarias con fotómetro solar, durante el período 1996-1999 para longitudes de onda de 870 y 440 nm. Estas observaciones fueron realizadas en Barbados ( $13,18^\circ$  N;  $59,43^\circ$  W) en un total de 685 días. Es apropiado aclarar aquí que, considerando las recomendaciones de Molineaux y colaboradores (1998), acerca de que el EOA de aerosoles obtenido en banda ancha es comparable con resultados espectrales cercanos a los 700 nm, y de que no hay otra fuente de comparación más apropiada; se recurre a la comparación de nuestros valores con los de Smirnov y colaboradores (2000) a 870 y 440 nm, teniendo presente que la representatividad es más apropiada cuanto más cerca esté de 700 nm el valor que se desea comparar. En la figura 3 se representan los valores de las medias mensuales de EOA reportados por Smirnov y colaboradores (2000) y los correspondientes valores de  $EO_{BA}$  obtenidos en este trabajo. Como se puede apreciar en esa figura, para cada mes las magnitudes del EOA

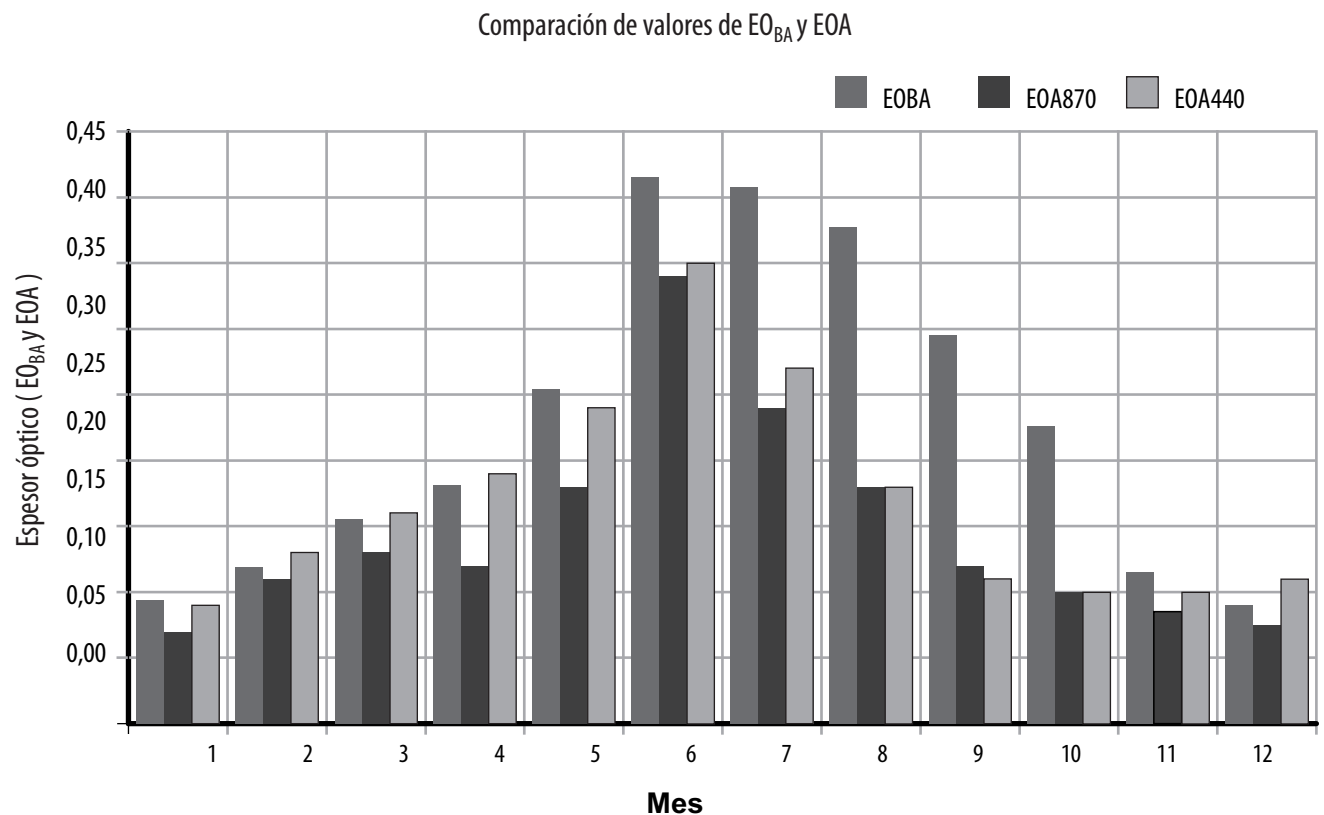


Fig. 3. Valores de EOA obtenidos para Barbados y del  $EO_{BA}$  obtenidos en este trabajo.

medido en Barbados a las 2 longitudes de onda y el  $EO_{BA}$  calculado para Camagüey se mantienen muy próximas, mostrando un curso anual similar en ambas locaciones, exceptuando el período de julio a octubre, en el que aunque son notables las diferencias, también son muy altos los valores de  $\sigma$  para ambas locaciones.

Tomando en cuenta, además, que las dos series instrumentales poseen distintas extensiones temporales y fueron obtenidas con métodos de observación diferentes, se puede considerar que existe un comportamiento medio anual similar en ambas locaciones.

Para toda la región tropical del Atlántico Norte, empleando las observaciones de los instrumentos satelitales MODIS y CERES-A se han reportado valores medios estacionales del EOA durante el año 2001. Para los meses de marzo a mayo, el valor medio del EOA fue de 0,21 y 0,24 para MODIS y CERES-A, respectivamente. Desde junio hasta agosto el valor medio del EOA fue de 0,25 y 0,26 para los mencionados instrumentos (Yu y col., 2006). Los valores medios del  $EO_{BA}$  obtenidos, empleando todo el período de observaciones disponibles en Camagüey, en los períodos desde marzo hasta mayo y desde junio hasta agosto presentan valores de 0,181 y 0,399, según se aprecia en la tabla 1, que muestra un orden de magnitud similar que las observaciones satelitales. Las diferencias en magnitud entre los valores medidos en Camagüey y los medidos en la región tropical del Atlántico Norte están asociadas con las notables diferencias, tanto en los períodos como en las áreas de muestreo.

Tabla 1. Valores de  $EO_{BA}$  medios por períodos

Período	$\bar{X}$	SD	CV (%)
DEF	0,1029	0,0582	56,6
MAM	0,1810	0,0862	47,6
JJA	0,3992	0,1561	39,1
SON	0,1849	0,1180	63,8
LLUV	0,3225	0,1501	58,9
PLLUV	0,1302	0,0582	46,5

donde:

DEF: meses de diciembre, enero y febrero.

MAM: meses de marzo, abril y mayo.

JJA: meses de junio, julio y agosto.

SON: meses de septiembre, octubre y noviembre.

LLUV: meses de mayo a octubre.

PLLUV: meses de noviembre a abril.

Los valores medios horarios del  $EO_{BA}$  se muestran en la figura 4, en la cual se observa que el valor medio horario del  $EO_{BA}$  muestra una apreciable variación a lo largo del día, incrementándose desde aproximadamente 0,13 a las 7 HL hasta alcanzar un máximo de casi 0,26 a las 16 HL. De manera similar, los valores de  $\sigma$  son algo menores, en general, antes de las 11 HL; este comportamiento es característico de la evolución diurna de la concentración de los aerosoles en la capa fronteriza, en que el mezclamiento se incrementa con el decursar del día producto del calentamiento de la superficie terrestre y los procesos convectivos que se le asocian. No obstante, si se evalúa la magnitud de la variación se aprecia que es superior de 10 – 20 % que se atribuye a la variabilidad del  $EO$  por aerosoles debido al ciclo diurno (Smirnov, 2002); esta disparidad entre el valor

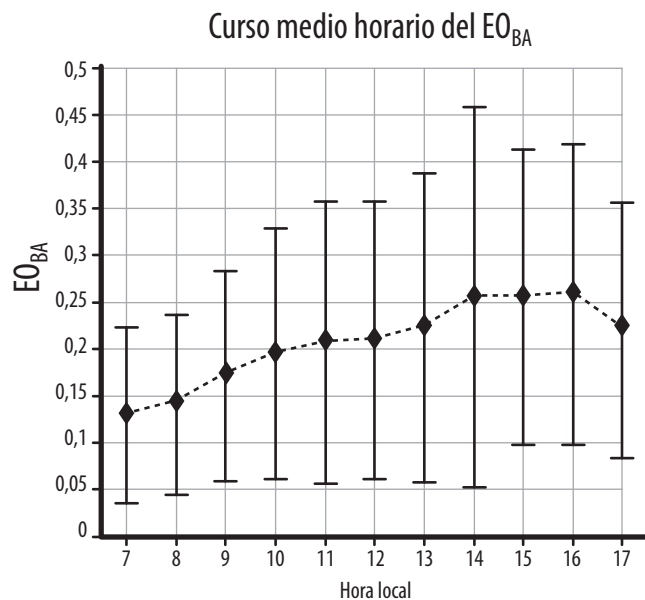


Fig. 4. Curso horario de los valores medios del  $EO_{BA}$  y sus correspondientes valores de  $\sigma$  para Camagüey.

de  $\sigma$  obtenido para Camagüey y el registrado para Barbados puede tener entre sus causas el hecho de que al asumir constante, durante el curso del día, los valores del espesor óptico por vapor agua, ozono y moléculas, la variabilidad diurna del valor calculado del  $EO_{BA}$  tiene implícitas contribuciones de las variaciones diurnas de estos componentes de la atmósfera.

Por otra parte, la tabla 2 registra los resultados de las estadísticas horarias de los valores del  $EO_{BA}$ . Además de los valores medios del  $EO_{BA}$  y de  $\sigma$  (detallados en la figura 4) se muestra la cantidad de casos, los máximos y mínimos por horarios, así como el valor de la tendencia calculado, empleando todos los valores de cada horario. Se incluyen en la última fila, los valores mencionados correspondientes a toda la muestra. El valor medio del  $EO_{BA}$  en todo el período fue de 0,1753 con una desviación estándar 0,1281 y valores máximos y mínimos de 1,270 y 0,004, respectivamente.

Tabla 2. Resultados estadísticos horarios del  $EO_{BA}$  calculados para todo el período 1985 - 2007, excluyendo el período postPinatubo

HL	$\bar{X}$	SD	CV(%)	# Casos	Mín.	Máx.	Tendencia
7	0,1312	0,0936	71,3	521	0,004	0,4355	<b>-0,000002</b>
8	0,1437	0,0961	66,9	685	0,0181	0,8515	<b>-0,000005</b>
9	0,1738	0,1122	64,6	399	0,0298	0,7682	<b>-0,000007</b>
10	0,1980	0,1341	67,7	215	0,0375	0,9010	<b>-0,000010</b>
11	0,2096	0,1506	71,9	130	0,0473	0,7017	<b>-0,000008</b>
12	0,2122	0,1487	70,1	87	0,0559	0,6478	-0,000003
13	0,2253	0,1649	73,2	74	0,0361	0,9113	<b>0,000005</b>
14	0,2577	0,2032	78,9	77	0,0532	1,2700	0,000004
15	0,2578	0,1574	61,1	73	0,0589	0,7639	0,000009
16	0,2610	0,1609	61,6	108	0,0602	0,7924	0,000001
17	0,2242	0,1364	60,8	139	0,0164	0,7372	-0,000004
<b>Total</b>	<b>0,1753</b>	<b>0,1281</b>	<b>73,1</b>	<b>2508</b>	<b>0,0044</b>	<b>1,2700</b>	<b>-0,000004</b>

**Nota:** En la última columna se listan los valores de la tendencia del  $EO_{BA}$  (días<sup>-1</sup>). En negritas aparecen las tendencias que fueron significativas a un nivel de 95 %. (Véase mas detalles en el texto.)

El comportamiento de los valores máximos del  $EO_{BA}$

para cada horario muestra que están agrupados, mayoritariamente, en el rango de 0,7 a 0,9 y no presentan un patrón horario. El valor máximo absoluto, registrado a las 14 HL (1,27) , corresponde al 14 de agosto de 1993, época del año en que se registra una intensificación en la presencia de aerosoles de polvo del Sahara, pero debido a la no existencia de información del satélite TOMS en esta fecha no fue posible verificarlo. Se debe señalar que los valores mínimos obtenidos en todos los horarios fueron superiores al nivel de error del método de cálculo de  $EO_{BA}$  aquí aplicado (0,002) (Gueymard, 1998). El rango entre valores máximos y mínimos está marcado por el comportamiento de los máximos, sus mayores valores se registran entre las 10 y 14 HL, para mantener una amplia oscilación entre 0,6 y 0,8 el resto del tiempo; esto explica la magnitud de los valores obtenidos para  $\sigma$ .

La variación diurna del  $EO_{BA}$  ha sido reportada también por otros autores, la cual es atribuida a la variabilidad natural de los aerosoles troposféricos (Díaz, 1999; Romero y Cuevas, 2002; Christopher y col., 2003). Así, por ejemplo, en un trabajo realizado en el observatorio de Izaña, en Tenerife, obtuvieron el máximo entre las 12 y 15 HL, en dependencia del mes del año (Díaz, 1999) y, posteriormente, con datos del mes de septiembre (Romero y Cuevas, 2002) reportaron también valores máximos entre las 12 y 14 HL, lo cual coincide con lo aquí obtenido, independientemente de que se trata de zonas muy distantes que están bajo condiciones sinópticas muy distintas.

Los valores de tendencia del  $EO_{BA}$  entre 1985 y 2007, excluyendo el período posterior a la erupción del Monte Pinatubo, presenta pendiente negativa con un valor de  $-4 \times 10^{-6} \text{ día}^{-1}$  ( $-1,46 \times 10^{-3} \text{ año}^{-1}$ ) que es significativa a 99,5 % y muestra la disminución del  $EO_{BA}$  con el transcurso de los años. Se registran valores negativos de tendencia del  $EO_{BA}$  en los horarios comprendidos entre las 7 y 12 HL, así como a las 17 HL, y positivos entre las 13 y 16 HL; son significativas a 95 % solo 4 de las tendencias negativas y 2 de las positivas. Se calcularon las tendencias para los períodos horarios entre las 7



y 12 HL, así como entre las 13 y 17 HL. La tendencia en todos los horarios comprendidos entre las 7 y 12 HL fue de  $-5 \times 10^{-6} \text{ día}^{-1}$  significativa a un nivel de 95 %, mientras que para todos los horarios comprendidos de las 13 a 17 HL se registra un cambio de signo que alcanza un valor de  $3 \times 10^{-6} \text{ día}^{-1}$  que no es significativa al mismo nivel que en los horarios anteriores.

Este comportamiento no constituye un hecho aislado en el planeta. En una investigación sobre el transporte de polvo a través del Atlántico, empleando mediciones de Espesor Óptico (EO) por satélite, se resalta el comportamiento decreciente del EOA sobre la franja entre los  $15^\circ$  y  $30^\circ$  N, tanto en el período invernal como en los meses de verano (Chiapello y col., 2005). Posteriormente, un estudio realizado en China, utilizando un modelo numérico de transporte químico (GOCART), arrojó que aunque en el período 1980-1996 el EOA se incrementó, a partir de allí comenzó a disminuir (Streets y col., 2008). Recientemente, en un estudio más amplio, se ha establecido que en diferentes regiones del mundo, incluyendo la zona subtropical del Atlántico, el análisis de la tendencia a largo plazo indica una disminución del EOA en el período 1986-2005 (Luo y col., 2009).

El comportamiento del  $EO_{BA}$  por período estacional, así como Lluvioso (LLUV) comprendido entre los meses de mayo a octubre y Poco lluvioso (PLLUV) para los meses de noviembre hasta abril se puede apreciar en la tabla 1, en la que se observa, como era de esperar, que en otoño e invierno se presentan los menores valores de  $EO_{BA}$  por estaciones, lo que coincide con que, en esos meses, ocurre el desplazamiento de los vientos alisios del noreste y de la Zona de Convergencia Intertropical más hacia el sur, lo que reduce el arribo de las nubes de aerosoles provenientes del Atlántico. A su vez, en primavera y verano, al invertirse las condiciones, se propicia el arribo de mayor cantidad de nubes de aerosoles y se obtienen valores más altos de las medias de  $EO_{BA}$  por período estacional. Independientemente de eso, al analizar la totalidad de los datos aquí contemplados, y realizar el análisis de la distribución de frecuencias, se aprecia en

la figura 5 que la mayor cantidad de valores de  $EO_{BA}$  se ubica en el rango de más de 0,1 a 0,3.

La realización de un análisis de varianza seguido de una comprobación *post hoc* mediante la prueba de rangos múltiples de Duncan a los valores de todos los períodos estacionales permitió comprobar que las diferencias entre cada uno de estos son significativas a un nivel de 95 %, excepto al comparar entre los meses de primavera y otoño (MAM y SON). Por otro lado, si se analiza la situación abarcando períodos más largos como el lluvioso y el poco lluvioso, se obtienen diferencias significativas, empleando un nivel de confianza de 95 %, donde se observan los valores más altos de  $EO_{BA}$  para el período lluvioso; las posibles causas son similares a lo explicado más arriba para las estaciones con meses de primavera y verano.

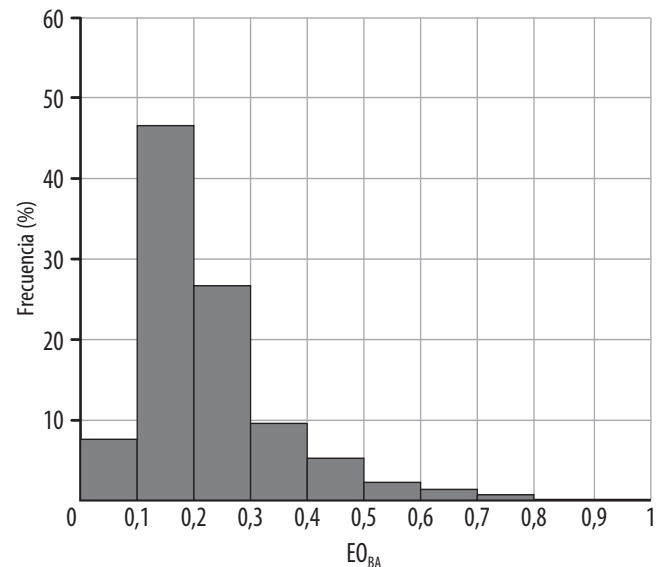


Fig. 5. Distribución de frecuencias de los valores del  $EO_{BA}$  bajo condiciones de cielo despejado sobre Camagüey.

## Conclusiones

Los HCD se registran en aproximadamente 4 % de todos los horarios, con mayores frecuencias en los meses del período poco lluvioso y en los primeros horarios de la mañana.

La implementación del método de Gueymard para la determinación del  $EO_{BA}$  permitió obtener, por primera

vez, una serie de más de veinte años que caracteriza la evolución horaria, mensual y multianual del  $EO_{BA}$  sobre Camagüey, durante el período 1985 al 2007. Los valores medios de  $EO_{BA}$  muestran un curso anual, donde los más altos se registran durante el verano, coincidente con el período de mayor frecuencia en el arribo e intensidad de las nubes de aerosoles de polvo del Sahara a nuestra área, y aunque se sabe que no es la única fuente de los que arriban en esta época del año, sí indican la importante contribución que estos realizan al  $EO_{BA}$ . Estos resultados concuerdan, dentro de los límites propios de dos series instrumentales de distintas extensiones temporales y métodos de observación, con los obtenidos para Barbados, independientemente de la diferente ubicación geográfica y condiciones de entorno, así como con mediciones realizadas en la región durante cortos intervalos. Los valores medios de  $EO_{BA}$  también presentan un ciclo horario en el que se incrementan sus valores en el curso del día, con máximos entre las 14 y 16 HL. Los valores de  $\sigma$  son altos para los valores medios horarios y mensuales del  $EO_{BA}$ , lo que pone en evidencia la gran variabilidad de este parámetro.

La tendencia del  $EO_{BA}$ , a lo largo de todo el período 1985-2007, tiene un valor de  $-1,46 \times 10^{-3}$  año<sup>-1</sup>, significativa estadísticamente a un nivel del 95 %, lo que coincide con reportes de otras regiones del planeta. Las tendencias horarias del  $EO_{BA}$  son decrecientes desde las 7 a las 12 HL, resultando significativas a 95 %; sin embargo, después del mediodía las tendencias son crecientes, pero no son significativas, estadísticamente, al mismo nivel que en horas de la mañana.

## Agradecimientos

Los autores desean expresar su agradecimiento al personal que ha laborado y aún labora en el Proyecto de Rescate de la Base de Datos de Radiación Solar de Camagüey. Este trabajo fue financiado por el Proyecto No. 01303190 del Programa Nacional "Los Cambios Globales y el Medio Ambiente en Cuba".

## Bibliografía

- Al-Mostafa, Z. A. (2005): Calculation of sky turbidity in the Kingdom of Saudi Arabia, *Mem. S. A. It.*, vol. 76, pp. 925-928.
- Anderson, T. L. *et al.* (2005): An "A-Train" Strategy for Quantifying Direct Climate Forcing by Anthropogenic Aerosols, *BAMS*, vol. 86, No. 12, pp. 1795-1809.
- Antuña, J. C. *et al.* (2002): "Lidar validation of SAGE II aerosol measurements after the 1991 Mount Pinatubo eruption", *J. Geophys. Res.*, 107(D14), 4194, doi:10.1029/2001JD001441.
- Antuña, J. C., R. Estevan y B. Barja (2005): "Características de los aerosoles en la troposfera alta y la estratosfera baja en el Gran Caribe, en ausencia de perturbación volcánica", *Rev. Cubana de Meteorología*, 12 (1), 65-72.
- Antuña, M. J. C. *et al.* (2008): "Solar Radiation Data Rescue at Camagüey, Cuba", *Bulletin of the American Meteorological Society*, V 8, N 10, pp. 1507-1511.
- Chiapello, I., C. Moulin and J. M. Prospero (2005): "Understanding the long-term variability of African dust transport across the Atlantic as recorded in both Barbados surface concentrations and large-scale Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) optical thickness", *Journal of Geophysical Research*, vol. 110, D18510, doi: 10.1029/2004JD005132.
- Christopher, S. A., Jun Wang, Ji Qiang and Tsay Si-Chee (2003): "Estimation of diurnal shortwave dust aerosol radiative forcing during PRIDE", *Journal of Geophysical Research*, vol. 108, no. D19, 8596, doi: 10.1029/2002JD002787, 12 pp.
- Díaz González, J. (1999): "Propiedades radiactivas de los aerosoles atmosféricos en la región de Canarias. Universidad de La Laguna", Tesis Doctoral, 261 pp.
- Dutton, E. G., P. Ruedy, S. Ryan and J. J. DeLuisi (1994): "Features and effects of aerosol optical depth observed at Mauna Loa, Hawaii: 1982-1992", *J. Geophys. Res.*, 99, 8295-8306

- Guerrasopoulos, E., *et al.* (2003): "Climatological aspects of aerosol optical properties in Northern Greece", *Atmospheric Chemistry and Physics*, 3, 2025-2041.
- Gueymard, C. A. (1995): "SMARTS2, a Simple Model of the Atmospheric Radiative Transfer of Sunshine: Algorithms and performance assessment", Tech. Rep. FSEC-PF-270-95, 78 pp.
- (1998): "Turbidity Determination from Broadband Irradiance Measurements: A Detailed Multicoefficient Approach", *Journal of Applied Meteorology*, vol. 37, No. 4, pp. 414-435.
- IAMAP (1986): "A preliminary cloudless standard atmosphere for radiation computation", *Rep. WCP-112, WMO/TD*, no. 24, 53 pp.
- 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.
- Jacovides, C. P., N. A. Katsounides, G. P. Giannourakos, and G. B. Kallos (1995): "Trends in Attenuation Coefficients in Athens, Greece, from 1954 to 1991", *Journal of Applied Meteorology*, vol. 34, No. 6, pp. 1459-1465.
- Liepert, B. G. and G. J. Kukla (1997): "Decline in solar radiation with increased horizontal variability in Germany between 1964-1990", *Journal of Climate*, 10, 2391-2401.
- Luo, G., F. Yu, and Z. Wang (2009): "Impact of aerosol on sea surface temperature over the subtropical Atlantic Ocean: A potential trigger of the NAO phase conversion?" *Geophysical Research Letters*, vol. 36, L03708, doi: 10.1029/2008GL036035.
- Pomares, I. (2004): "Características de la nubosidad y de la radiación solar sobre Camagüey", *Convención Trópico 2004*, La Habana, Cuba, 15 pp.
- Prospero, J. M., R.T. Nees and M. Venetsu (1987): "Deposition rate of particulate and dissolved aluminium derived from Saharan dust in precipitation of Miami, Florida", *J. Geophys. Res.*, 92, 14723-1473.
- Prospero, J. M. (1999): "Long-range transport of mineral dust in the global atmosphere: Impact of Saharan dust on the environment of the southeastern United States", *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, vol. 96, pp. 3396-3403.
- Prospero, J. M., D. L. Savoie, R. Arimoto and F. Huang (1993): Long-term trends in African mineral dust concentrations over the Western North Atlantic: Relationship to North African rainfall. *EOS Trans. AGU*, 74 (43), 146. Fall Meeting of the American Geophysical Union, San Francisco, CA, December 6-10, 1993.
- Prospero, J. M. and P. L. Lamb (2003): "African Droughts and Dust Transport to the Caribbean: Climate Change Implications", *Science*, vol. 302, pp. 1024-1027.
- Reid, J. S. *et al.* (2003): "Analysis of measurements of Saharan dust by airborne and ground based remote sensing methods during the Puerto Rico Dust Experiment (PRIDE)", *J. Geophys. Res.*, 108 (D19), 8586, doi: 10.1029/2002JD002493.
- Romero, P. M. y E. Cuevas (2002): "Variación diurna del espesor óptico de aerosoles: ¿ficción o realidad? Memorias de la 3ra.", Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica, Valencia, 2002.
- Roque, R. A., B. D. O. Pérez, A. Báez, y R. L. E. Rodríguez (2003): "Análisis del contenido integral de vapor de agua sobre Camagüey, Cuba", *Revista Brasileira de Meteorología*, vol. 18, No. 2, pp. 119-130.
- Schroeder, R., and J. A. Davies (1987): "Significance of nitrogen dioxide in estimating aerosol optical depth and size distributions", *Atmos.-Ocean*, 25, 107-114.
- Streets, D. G. *et al.* (2008): "Aerosol trends over China, 1980-2000", *Atmospheric Research*, vol. 88, no. 2, May 2008, pp. 174-182.

- Smirnov, A. *et al.* (2000): "Relationship between column aerosol optical thickness and in situ ground based dust concentrations over Barbados", *Geophysical Research Letters*, vol. 27, No. 11, pp. 1643-1646.
- Tanré, D. *et al.* (2003): "Measurements and modelling of the Saharan Dust Experiment (SHADE)", *J. Geophys. Res.*, 108 (D18), 8574, doi:10.1029/2002JD003273.
- Yu, H. *et al.* (2006): "A review of measurement-based assessments of the aerosol direct radiative effect and forcing", *Atmospheric Chemistry and Physics*, 6, pp. 613-666.

*Abstract:*

*Using the series of hourly broadband solar radiation observations from the Camagüey (21,40° N y 77,85° W) meteorological station, covering the years 1985 to 2007 a series of aerosol optical depth estimates is derived. For such a goal a Bouger-Lambert-Beer law implementation method developed by Gueymard (1995, 1998) is employed. Because this method requires the selection of hours with clear sky conditions, the characterization of the monthly and hourly frequencies of that condition for Camagüey is conducted. The mean hourly and monthly courses of the aerosol optical depth as well as its trends during the period under analysis are studied. Results are similar to the observations registered in Barbados (13,18° N; 59,43° W) for the period 1996-1999 using solar photometry. The influence of Saharan Dust is evident in the annual course of the aerosol optical depth, causing its maximums to occur in summer. Comparisons with other short period's observations also show agreeing results. Aerosol optical depth trends during the period of study are  $-1.46 \times 10^{-3}$  year<sup>-1</sup>, statistically significant at the 95 % level, in agreement with reports from other regions of the planet like in Northern Africa, Middle East and Central Asia.*

**Keywords:** *solar radiation, aerosol optical depth, tropospheric aerosol, clear sky.*