

Características de los aerosoles en la troposfera alta y la estratosfera baja en el Gran Caribe, en ausencia de perturbación volcánica.

JUAN CARLOS ANTUÑA, RENÉ ESTEVAN Y BORIS BARJA. E-mail: anadelia@caonao.cmw.inf.cu

ESTACIÓN LIDAR CAMAGÜEY, CENTRO PROVINCIAL DE CAMAGÜEY.

Resumen:

Se estudian las características medias de los aerosoles en la troposfera alta y la estratosfera baja sobre el Gran Caribe. Se emplearon perfiles de extinción por aerosoles, libres de nubes, a las longitudes de onda de 1.02 μm y 0.525 μm medidos por el instrumento satelital SAGE II. El estudio abarca dos periodos de condiciones de fondo de la capa de aerosoles estratosféricos: desde Diciembre de 1987 a Abril de 1991 y desde Diciembre de 1996 a Abril del 2000. Se obtuvieron los perfiles medios estacionales de extinción por aerosoles. En todas las estaciones los valores de extinción a la longitud de onda de 0.525 μm duplican el valor de la extinción a 1.02 μm entre los 5 y 30 km de altura. En el invierno y la primavera se registran dos máximos en ambas longitudes de onda, correspondiendo a los aerosoles de la troposfera alta y la estratosfera baja, por debajo y por encima de la tropopausa respectivamente. Durante el verano y el otoño solo un máximo esta presente para ambas longitudes de onda, localizándose el mismo en torno a la tropopausa. El espesor óptico (EO) en la capa de ~ 5 km a 40 km es un orden de magnitud mayor a la longitud de onda de 0.525 μm que a la de 1.02 μm , con máximo valor en primavera, mientras que los valores durante las restantes estaciones no varían prácticamente. El EO en la capa de 15.5 a 30 km, que abarca la estratosfera baja, no muestra variación, mientras que en la capa de 5 a 15 km, correspondiente a la troposfera alta, aparece un máximo en la primavera asociado probablemente al transporte convectivo que predomina en la región durante esta época del año. Los resultados concuerdan con la bien conocida característica de que bajo condiciones de fondo los aerosoles estratosféricos presentan una distribución de tamaño de partículas con máximo en torno a los 0.5 μm . La similitud de los patrones de los perfiles medios de extinción permite inferir que los aerosoles de la troposfera alta presentan una distribución de tamaño de partículas con la misma característica. Se ha establecido además que bajo condiciones de fondo los aerosoles de la troposfera alta tienen la mayor contribución al EO.

Introducción:

Existe un amplio consenso en la comunidad científica en cuanto a los principales efectos de los aerosoles sobre el balance radiativo tierra-atmósfera. Estos se manifiestan a través de dos mecanismos fundamentalmente. Uno de ellos, conocido como efecto directo, es producido por la interacción con la radiación solar y terrestre mediante los procesos de dispersión y absorción. El otro, denominado efecto indirecto, consiste en la alteración de las propiedades microfísicas de las nubes modificando su tiempo de vida así como sus propiedades radiativas [IPCC, 2001].

Se han llevado a cabo una gran cantidad de estudios sobre las propiedades ópticas y la distribución geográfica de los aerosoles troposféricos, acumulando una gran cantidad de información, fundamentalmente en mediciones en la troposfera baja y particularmente en la capa fronteriza planetaria (cuya altura sobre la superficie terrestre oscila entre 1 y 2 km aproximadamente) o en mediciones del espesor óptico (EO). Sin embargo los aerosoles en la troposfera alta solo han sido estudiados episódicamente en algunas campañas experimentales principalmente en latitudes medias y altas, como el APE-POLECAT [Stefanutti et al., 1999].

Sólo recientemente se ha ejecutado una campaña en la zona tropical, denominada APE-THESEO, efectuada en el Océano Indico [Sanctacesaria et al., 2003]. A ello se une el hecho de que unas pocas estaciones lidar en la zona tropical han efectuado mediciones de aerosoles durante varios años.

Mediciones de aerosoles estratosféricos con lidar se han realizado en el Caribe, pero cubren periodos cortos y han sido irregulares en el tiempo, lo que las hace poco apropiadas para estudios climatológicos por si solos. En particular en Kingston, Jamaica (18°N, 76.8°W) se realizaron algunas mediciones desde 1965 a 1971 [Clemesha et al., 1966] y posteriormente durante 1978 y 1979 [Phillip et al., 1985]. Ambas series se obtuvieron en un período de relativa calma volcánica. Posteriormente se realizaron mediciones con lidar en Camagüey, Cuba (21.4°N, 77.9°W), en el período 1988-1994. Estas cubren la última parte del período de calma volcánica que antecedió a la erupción del Pinatubo en Junio de 1991, el período inmediatamente posterior a esta y el inicio del período de calma volcánica posterior [Antuña, 1996; Estevan et al., 2000].

Empleando información del Radiómetro Avanzado de Muy Alta Resolución (Advanced Very High Resolution Radiometer, AVHRR), en el período

comprendido entre Julio de 1989 a Junio de 1991 se ha reportado el Espesor Óptico Estimado por Aerosoles (EOEA) promedio anual para la región del Caribe, que resultó ser de 0.20. Además se obtuvo la evolución de los valores medios mensuales del EOEA [Husar et al., 1997]. Si bien la información brindada por el EOEA resulta útil para análisis a nivel de la superficie o del tope de la atmósfera, la información sobre el perfil vertical de los aerosoles es necesaria para poder comprender los procesos que tienen lugar en la atmósfera.

A escala global se ha reportado una climatología de los aerosoles estratosféricos, obtenida utilizando las mediciones del SAGE II. Su resolución espacial es en bandas de 10° de latitud a los niveles 15.5, 20.5, 25.5 y 30.5 km [Thomason et al., 1997]. Esta resolución no permite establecer las características particulares de estos aerosoles en la región del Gran Caribe. Más aún, no se brinda información sobre los aerosoles en la tropósfera alta, a pesar de que los aerosoles en esta región de la atmósfera son también medidos por el SAGE II (en ausencia de nubes de gran desarrollo vertical).

El más reciente reporte del IPCC ha señalado, como una de sus prioridades en relación con los aerosoles, la obtención de información sobre los perfiles verticales de sus propiedades ópticas [IPCC, 2001].

En la investigación que se reporta a continuación hemos realizado la caracterización climatológica de la extinción producida por los aerosoles ubicados en ambas regiones de la atmósfera para la región del Gran Caribe. Con este fin hemos utilizado la serie de mediciones del instrumento *Stratospheric Aerosol Gas Experiment II* (SAGE II), la más larga serie satelital de datos de perfiles de extinción atmosférica.

Materiales y Métodos:

Se delimitó el área del Gran Caribe como la región comprendida entre el Ecuador y 30°N en latitud y en longitud desde 50 a 105°W, tomando en cuenta la definición realizada por la Convención de Cartagena [UNEP, 1999].

El instrumento SAGE II (*Stratospheric Aerosol and Gas Experiment II*) constituye la tercera generación de una serie de instrumentos similares por su principio de medición que comenzó en 1978, con los instrumentos SAM I y SAM II (*Stratospheric Aerosol Measurements*). SAGE II fue lanzado al espacio el 5 de Octubre de 1984 a bordo del satélite ERBS (Earth Radiation Budget Satellite). Su principio de medición es la técnica de la ocultación solar, en la que la radiación solar atenuada por la atmósfera en la trayectoria tangente a la superficie de la tierra es medida en siete canales que cubren el rango de

longitudes de ondas de 0.385 a 1.02 mm. Durante cada órbita del satélite, cuyo periodo es de 96.8 minutos, se producen dos ocultaciones, una de las cuales tiene lugar como 'la salida del sol' y la otra como 'la puesta'. Debido a las particularidades de la geometría de la órbita satelital y del sol, aproximadamente 24° en longitud separan mediciones consecutivas en el tiempo. Las mediciones cubren la región desde aproximadamente los 80°N a los 80°S, dependiendo de la época del año. Una barrida completa del planeta de norte a sur (o de sur a norte) se completa entre 4 y 6 semanas [McCormick et al., 1979; Maulding et al., 1985].

La información que registra el instrumento permite obtener los perfiles verticales de la extinción por aerosoles y partículas nubosas en las longitudes de onda de 0.385, 0.453, 0.525, y 1.02 mm. También se obtiene perfiles de ozono (O₃) a 0.6 mm, dióxido de nitrógeno (NO₂) de los canales diferenciales a 0.453 y 0.448 mm así como vapor de agua a 0.94 mm. Los algoritmos de adquisición de los datos y de inversión han sido descritos detalladamente en varias publicaciones [Chu and McCormick, 1979; Chu et al., 1989].

Los perfiles del coeficiente de extinción ($\hat{\alpha}$), a cada una de las longitudes de onda, consisten de 80 niveles con una resolución vertical de 0.5 km, que cubre el rango desde 0.5 km hasta 40 km de altura. El límite superior de medición de $\hat{\alpha}$ para 1.02 μm es de alrededor de $2 \times 10^{-2} \text{ km}^{-1}$. En el caso en que en la trayectoria de medición del SAGE II este presente una nube, con valores de $\hat{\alpha}$ superiores a este límite de medición, la señal transmitida cae por debajo del umbral de sensibilidad del SAGE II, se produce la terminación del perfil a la altura correspondiente a este límite superior. Este es el caso de las llamadas nubes «opacas».

Para los casos en que las nubes poseen valores de $\hat{\alpha}$ inferiores al límite superior de medición (nubes no opacas), se ha desarrollado un procedimiento para detectar la presencia de extinción por nubes en las mediciones [Kent and McCormick, 1991; Kent et al., 1993]. El mismo se basa en el diferente comportamiento espectral de la dispersión por aerosoles y por nubes y consiste en determinar la razón entre $\hat{\alpha}$ a 0.525 μm y a 1.02 μm (que denominaremos RE de aquí en lo adelante). Los valores de RE iguales o menores que la unidad indican la presencia de partículas nubosas, fundamentalmente cristales de hielo. Valores de RE entre 1 y 2 son indicadores de la presencia conjunta de aerosoles y partículas nubosas y finalmente los valores mayores que 2 indican la presencia de aerosoles solamente. Una evaluación de este criterio, realizada recientemente, ha mostrado la validez del mismo [Kärcher and Solomon, 1999].

La definición de «condiciones de fondo en la estratosfera» esta asociada al hecho de que las erupciones volcánicas intensas que alcanzan la

estratosfera inyectan gran cantidad de aerosoles en la misma, los que permanecen en ella de 3 a 5 años, periodo en que la contribución de la estratosfera a la turbiedad atmosférica llega a superar la de la troposfera [Antuña, 2003]. Además una parte notable de los aerosoles estratosféricos es transportada a la troposfera tropical, por varios mecanismos, contribuyendo a variar la composición y distribución vertical de los aerosoles troposféricos que se originan regularmente en la troposfera en ausencia de erupciones volcánicas intensas. Con el objetivo de eliminar completamente los efectos de los aerosoles estratosféricos producidos por las erupciones de El Chichón en Abril de 1982 y de El Pinatubo en Junio de 1991 se seleccionaron los perfiles de extinción para ambas longitudes de ondas correspondientes al periodo desde Diciembre de 1987 hasta Mayo de 1991 y desde Diciembre de 1996 hasta Abril del 2000, que fueron medidos en la región del Gran Caribe. Como resultado de la selección se obtuvieron un total de 1994 perfiles para cada longitud de onda, que se desglosan en 691 para los inviernos (DEF), 439 para las primaveras (MAM), 384 para los veranos (JJA) y 480 para los otoños (SON).

Un aspecto importante es la cobertura vertical de la información empleada. La Figura 1 muestra los porcentajes de completamiento de la información disponible por nivel de altura para cada longitud de onda, para todos los perfiles correspondientes al Gran Caribe seleccionados en el presente estudio. Nótese que el volumen de información disponible decrece desde aproximadamente 10km hasta valores de cero en el nivel de 0.5km, en particular para 0.525 μm , donde no existe información por debajo de los 3 – 4km de altura. Un fenómeno similar ocurre a partir de aproximadamente los 30km. En el caso de la troposfera baja las causas son el incremento de la nubosidad a medida que decrece la altura y el incremento de la atenuación a esta longitud de onda al incrementarse la densidad con el decrecimiento de la altura, lo que provoca el truncamiento de los perfiles. En la estratosfera, por encima de los 30km, la causa de la falta de información es el rápido decrecimiento de la extinción, por lo que la transmisión alcanza un valor muy próximo a la unidad, lo que impide al algoritmo de cálculo determinar un valor del $\hat{\alpha}$.

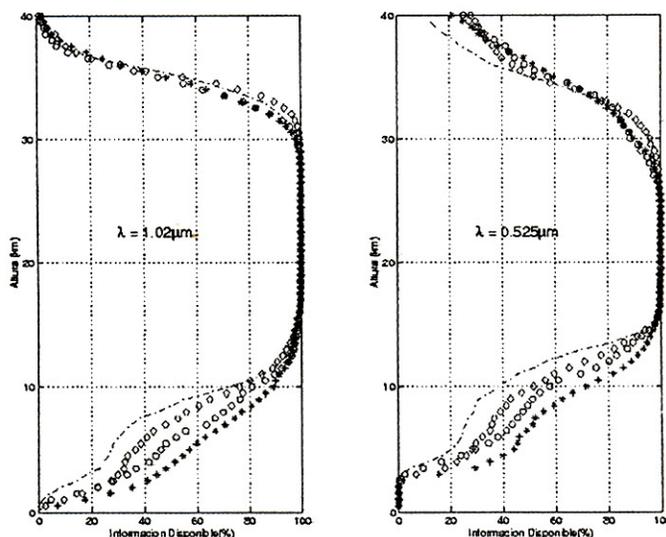


Fig. 1: Distribución vertical del completamiento de la información disponible, para las diferentes estaciones del año a cada longitud de onda. Los símbolos corresponden a las estaciones DEF (+), MAM (o), JJA (-) Y SON (E%).

Tomando en cuenta la disponibilidad de información se definió la troposfera alta (TA) como la capa entre 5 y 15km y la estratosfera baja (EB) entre 15.5 y 35km.

Los valores de $\hat{\alpha}$ inferiores a 10^{-5} km^{-1} deben de ser tomados con cautela, aunque el límite de detección inferior de $\hat{\alpha}$ está considerado en el orden de 10^{-6} km^{-1} . En este estudio se descartaron los valores inferiores a este último.

Resultados y discusión:

Perfiles Medios del Coeficiente de Extinción:

La Figura 2 muestra los perfiles estacionales medios de $\hat{\alpha}$ medidos por el SAGE II para ambas longitudes de onda, en la que se aprecia que para ambas los mayores valores se registran en la TA, casi dos órdenes de magnitud superiores a los de la EB. Como se explicó anteriormente, las mediciones de $\hat{\alpha}$ realizadas por el SAGE II registran las contribuciones

al $\hat{\alpha}$ producidas por la presencia aerosoles y partículas nubosas conjuntamente, sin discriminar entre ellos en la medición y en el proceso de inversión de la misma. Por esta razón los perfiles medios de $\hat{\alpha}$ obtenidos en el caso de la TA son representativos de la combinación de aerosoles y partículas nubosas, lo que se corrobora con el hecho de que en la TA los valores de $\hat{\alpha}$ a $1.02\mu\text{m}$ son mayores que a $0.525\mu\text{m}$, pues es bien conocido que los valores de $\hat{\alpha}$ típicos de los aerosoles tienen un comportamiento opuesto, debido a que sus distribuciones de tamaño de partículas presentan un radio efectivo en el entorno de $0.5\mu\text{m}$ o de valores menores. Por el contrario en el caso de las partículas nubosas, al estar el radio efectivo de sus distribuciones de tamaño de partículas en torno a $1\mu\text{m}$ o valores superiores, los valores de extinción a $1.02\mu\text{m}$ son mayores que a $0.525\mu\text{m}$.

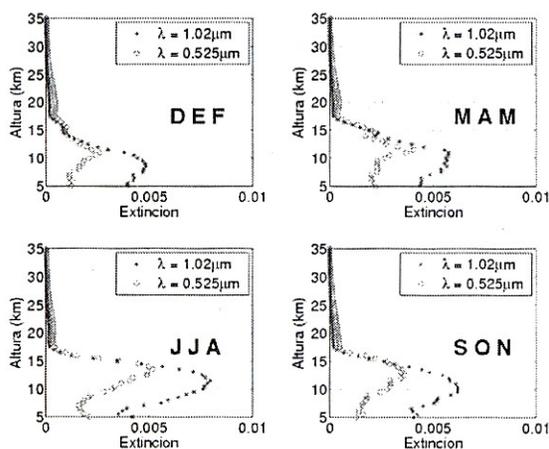


Fig. 2: Perfiles estacionales medios del coeficiente de extinción por aerosoles y partículas nubosas a las longitudes de onda de 1.02 y $0.525 \mu\text{m}$.

En el caso particular de la EB los valores de $\hat{\alpha}$ a $0.525\mu\text{m}$ son mayores que a $1.02\mu\text{m}$, pues esta es una región prácticamente libre de partículas nubosas, donde casi solamente están presentes aerosoles. Solo en unos pocos casos se registra la presencia de partículas nubosas por encima de 15km , ya sea como resultado de la convección profunda que alcanza la tropopausa y en ocasiones supera su altura, del engelamiento local del vapor de agua que se encuentra en la vecindad de la tropopausa o del transporte. El análisis de la evolución estacional de $\hat{\alpha}$ en la EB se realiza en el siguiente epígrafe.

El curso estacional de los perfiles medios de $\hat{\alpha}$ en la TA registra valores mínimos a ambas longitudes de onda durante el invierno, incrementándose en la primavera hasta alcanzar los valores máximos en verano. En la troposfera alta, entre los 10 y 15km de altura, se registra durante todo el año un máximo de $\hat{\alpha}$. El mismo alcanza su mayor altura y sus máximos

valores a ambas longitudes de onda en verano, en la vecindad de la tropopausa, la que precisamente en esa época del año registra su altura media mas baja.

El comportamiento de $\hat{\alpha}$ en la TA descrito anteriormente es producido por la presencia de la mezcla de aerosoles y partículas nubosas, en la vecindad de la tropopausa. Los aerosoles líquidos en esta región están formados fundamentalmente por H_2SO_4 y H_2O , que proceden en buena medida de la capa de aerosoles estratosféricos, [Sheridan et al., 1994], aunque se ha encontrado también la presencia de HNO_3 así como compuestos amoniacales, orgánicos, minerales y metales, transportados desde las capas bajas de la troposfera y la superficie fundamentalmente por la convección profunda [Murphy et al., 1998]. También una porción de los aerosoles es producida por las erupciones volcánicas que no alcanzan la estratosfera y por las abundantes emanaciones gaseosas de los volcanes [Graff et al., 1997]. Las partículas nubosas son en gran medida cristales de hielo originados por las nubes cirros altas, fundamentalmente cirros subvisibles. La formación de estas nubes cirros en la vecindad de la tropopausa esta asociada a la presencia de altos valores de humedad en dicha región, debido al transporte de la misma por la convección profunda, aunque también se reconoce el origen advectivo de una parte de las mismas. Con valores de humedad relativa entre el $80 - 100\%$, como es el caso de la vecindad de la tropopausa tropical, el ascenso (enfriamiento) de parcelas de aire solo unos cientos de metros, es suficiente para supersaturar el aire produciéndose la nucleación y crecimiento de los cristales de hielo [Jensen et al., 1999].

Los valores del EO en la TA, que aparecen en la Tabla 1, muestran un comportamiento estacional similar a $\hat{\alpha}$ y su magnitud está en el orden de 10^{-2} . Como era de esperar los valores del EO en la TA y en toda la columna (5 a 35km) son mayores a la longitud de onda de $1.02\mu\text{m}$ que a la de $0.525\mu\text{m}$. Los valores máximos ocurren en el periodo comprendido de Junio a Agosto, época caracterizada por una mayor frecuencia de la convección profunda, elemento que contribuye a sustentar la hipótesis de la presencia de una cantidad apreciable de valores del $\hat{\alpha}$ producidos por nubes. Existe una diferencia de un orden de magnitud entre los valores del EO que aparecen en la Tabla 1 y el valor del EOEA de 0.20 derivado de las mediciones del AVHRR para una porción del Caribe [Husar et al., 1997]. Varios elementos deben de ser tenidos en cuenta al considerar esta diferencia. Los principios de medición de dichos instrumentos son diferentes, no existe plena coincidencia entre las áreas medidas por ambos, el muestreo del AVHRR es diario para todo el planeta y el del SAGE II muestrea la misma región del planeta con un intervalo de 4 a 6 semanas, el EO calculado por nosotros no incluye la

capa desde superficie a 5km y finalmente las definiciones del EO y el EOEA no son exactamente iguales.

Tabla 1: Valores estacionales del Espesor Óptico para la troposfera alta (5 a 15km), estratosfera baja (15.5 a 35km) y toda la columna (5 a 35km) a las longitudes de onda de 1.02 y 0.525µm.

1020i m	DEF	MAM	JJA	SON
Total	3.563e-2	4.774e-2	6.419e-2	5.257e-2
Troposfera Alta	3.321e-2	4.471e-2	6.076e-2	4.925e-2
Estratosfera Baja	0.242e-2	0.303e-2	0.343e-2	0.332e-2
525i m	DEF	MAM	JJA	SON
Total	2.081e-2	3.044e-2	3.803e-2	3.119e-2
Troposfera Alta	1.557e-2	2.470e-2	3.198e-2	2.493e-2
Estratosfera Baja	0.524e-2	0.574e-2	0.605e-2	0.626e-2

Separación de los perfiles asociados a partículas de nubes y aerosoles:

El criterio de detección de la presencia de nubes en los perfiles del \hat{a} se aplicó a toda la muestra. La Figura 3 muestra los perfiles estacionales medios de extinción por aerosoles (\hat{a}_a) para ambas longitudes de onda. Se aprecia que los valores de \hat{a}_a a todos los

niveles son mayores a 0.525µm que a 1.02µm, característica propia de los aerosoles, en contraste con los valores de \hat{a} que muestra la Figura 2. Además los perfiles medios de \hat{a}_a son un orden de magnitud inferior a los de \hat{a} en la TA, lo que pone en evidencia la importancia de la contribución predominante de las nubes no opacas en esta región al \hat{a} total bajo condiciones de calma volcánica en la estratosfera.

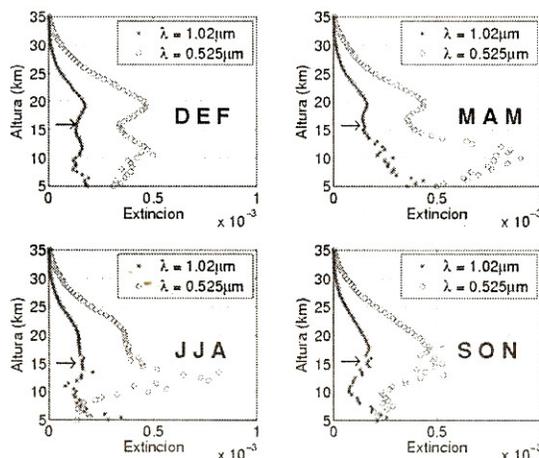


Fig. 3: Perfiles estacionales medios del coeficiente de extinción por aerosoles para las longitudes de onda de 1.02 y 0.525µm.

También la Figura 3 muestra la presencia de la capa de aerosoles estratosféricos con su máximo en torno a los 20km de altura en invierno y primavera, estaciones en que se aprecia claramente la separación entre los aerosoles en la TA y la EB, asociada a la presencia de la tropopausa cuyo valor medio para cada estación se denota por una flecha. Para el verano y el otoño esta separación no es tan evidente y el \hat{a}_a en la estratosfera se incrementa casi monótonamente a medida que decrece la altura, hasta los 12 – 13km en verano y hasta los 14 – 15km en otoño. Este fenómeno está asociado al descenso de la altura de la tropopausa y al cambio del régimen de transporte en la estratosfera baja. La celda de Hadley presenta un flujo mayoritariamente descendente en

el invierno en el hemisferio norte, hasta aproximadamente los 20°N, mientras que en el verano el flujo es preferentemente ascendente hasta aproximadamente los 15°N [Holton, 1992].

Es de notar también el gran incremento de la extinción en torno a los 10km de altura en primavera y alrededor de los 12 -13km en verano, para el que los autores hasta el momento no disponen de una explicación plausible. Aunque precisamente en primavera es cuando comienzan a llegar al Caribe las nubes de polvo del Sahara, de acuerdo con la información disponible para los autores, se desconoce la distribución vertical de las nubes de las mismas sobre el Gran Caribe pero las mediciones realizadas,

irregularmente, en el Atlántico con lidares y medidores de partículas a bordo de aviones y globos muestran que dichos aerosoles están presentes sólo hasta los 3km de altura [Schutz *et al.*, 1981]. Es bien conocido el hecho de que en la zona tropical en invierno predominan los oestes y en verano los estes, lo que puede servir de un indicador potencial de la región en que se originan los aerosoles.

Una posible explicación a la evolución estacional de los perfiles es la siguiente. Durante el invierno y la primavera la combinación del transporte por los oestes de aerosoles, de origen mayoritariamente volcánico originados en Centro América, hacia el Caribe, combinado con el carácter ascendente de la celda de

Hadley y de la mayor altura de la tropopausa en esta época, producen la distribución de aerosoles en la troposfera alta con máximo en torno a 10km bien diferenciado del máximo de los aerosoles estratosféricos. El cambio del transporte desde la región este del Caribe con un aporte mucho menor de aerosoles desde América Central, ocasiona la disminución que se aprecia por debajo de aproximadamente los 10km en verano y otoño. A su vez el carácter descendente de la celda de Hadley, combinado con la disminución de la altura de la tropopausa, provoca la intrusión de aerosoles desde la estratosfera baja a la troposfera alta, ocasionando la desaparición del mínimo, presente en los perfiles de invierno y primavera, que separaba los aerosoles estratosféricos de los troposféricos.

Tabla 2: Valores estacionales del Espesor Óptico por aerosoles para la troposfera alta (5 a 15km), estratosfera baja (15.5 a 35km) y toda la columna (5 a 35km) a las longitudes de onda de 1.02 y 0.525µm.

1020i m	DEF	MAM	JJA	SON
Total	2.919e-3	4.007e-3	2.985e-3	2.867e-3
Troposfera Alta	1.453e-3	2.555e-3	1.577e-3	1.383e-3
Estratosfera Baja	1.466e-3	1.452e-3	1.408e-3	1.484e-3
525i m	DEF	MAM	JJA	SON
Total	8.324e-3	11.051e-2	8.104e-3	7.687e-3
Troposfera Alta	3.953e-3	6.789e-3	4.047e-3	3.256e-3
Estratosfera Baja	4.371e-3	4.262e-3	4.057e-3	4.431e-3

La Tabla 2 muestra los valores medios estacionales del Espesor Óptico por Aerosoles (EOA) para ambas longitudes de onda. Como era de esperar tanto en la estratosfera como la troposfera el EOA es mayor a 0.525 que a 1.02µm. Es de notar que el EOA

total alcanza su máximo valor en primavera (MAM), debido a la presencia de las mencionadas capas de aerosoles, presente para ambas longitudes de onda en la Figuras 3, localizada por debajo de la tropopausa.

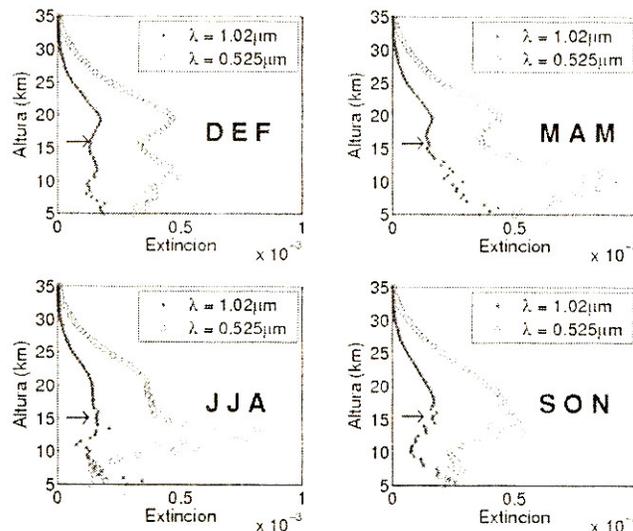


Fig. 3: Perfiles estacionales medios del coeficiente de extinción por aerosoles para las longitudes de onda de 1.02 y 0.525µm.

En el caso de los aerosoles estratosféricos el máximo de EOA parece estar en el llamado periodo seco, que abarca el otoño y el invierno, aunque las diferencias entre los valores medios estacionales son pequeñas, sobre todo a la mayor longitud de onda. Es de notar que el EOA total presenta valores del orden de 10^{-2} a los $0.525 \mu\text{m}$, que están en el rango de valores medidos para la zona tropical por el AVHRR y por otros instrumentos.

Conclusiones:

Se han caracterizado por primera vez los perfiles verticales estacionales medios del \hat{a} óptica así como el EO para la región del Gran Caribe. Los mismos muestran un ciclo estacional con máximo en verano y mínimo en invierno. En presencia de nubes no opacas la contribución de las nubes a la extinción medida por el SAGE II en la TA supera a la de los aerosoles en esta misma región. Se logró separar la contribución por cada uno de estos constituyentes de la atmósfera, determinando los perfiles estacionales medios del \hat{a} y por partículas de nubes no opacas así como los EO correspondientes.

Se establecieron los ciclos estacionales de los perfiles de extinción producidos por los aerosoles estratosféricos y troposféricos así como de su EO. Se corroboraron los resultados obtenidos con lidar en el Gran Caribe respecto al perfil de aerosoles estratosféricos bajo condiciones de fondo. EL EO producido por los mismos alcanza su máximo en otoño-invierno y su mínimo en la primavera-verano. Para los aerosoles troposféricos, el máximo del EO se alcanza en primavera y el mínimo en otoño. Se verificó, que bajo condiciones de fondo en la estratosfera, los aerosoles troposféricos son los principales contribuyentes al EO total.

Se ha elaborado una hipótesis, basada en el régimen climatológico del viento en la zona tropical para tratar de explicar la variación estacional de los perfiles de extinción por aerosoles, la que requiere ser validada en el futuro.

Agradecimientos:

Los autores agradecen al Centro de Investigaciones Langley de la NASA por facilitar las observaciones del SAGE II. Esta investigación se realizó con financiamiento del proyecto No. 01301165 del Programa Nacional de Investigación «El Cambio Global y la Evolución del Medio Ambiente Cubano» y el proyecto PESCA 17 del IAI.

Referencias:

Antuña J. C., Mount Pinatubo stratospheric aerosols decay during 1992 and 1993 as seen by Camagüey lidar station. «*The Mount Pinatubo Eruption: Effects on The Atmosphere and Climate*», NATO ASI Series, Serie I, Vol. **42**, 3-10, 1996.

Antuña, J. C., Efectos Climáticos de las erupciones volcánicas., In «Riesgos Climáticos e Impacto Ambiental», **C. García-Legaz y F. Valero**, Editors, *Editorial Complutense*, Madrid, (In Spanish), pp. 3- 19, 2003.

Chu, W. P. and M. P. McCormick, Inversion of stratospheric aerosol and gaseous constituents from spacecraft solar extinction data in the 0.38-1.0 micrometer wavelength region., *App. Opt.*, **18**, 1404-1413, 1979.

Chu, W. P., M. P. McCormick, J. Lenoble, C. Brogniez and P. Pruvost, SAGE II inversion algorithm. *J. Geophys. Res.*, **94**, 8339-8351, 1989.

Clemesha B. R., G. S. Kent and R. W. H. Wright, Laser probing the lower atmosphere, *Nature*, **209**, 184-185, 1966

Estevan, R., J. C. Antuña and B. Barjas, Stratospheric aerosol new background conditions measured with lidar over Camagüey, Cuba. *2nd SPARC General Assembly*, Mar del Plata, Argentina, November 6-10, 2000.

Graf, H.-F., J. Feichter and B. Langmann, Volcanic sulfur emissions: estimates of source strength and its contribution to the global sulfate distribution. *J. Geophys. Res.*, **102**, 10727-10738, 1997.

Holton, J. R., *An Introduction to Dynamic Meteorology*, Academic Press, 511 pp., 1992.

Husar, R. B., J. M. Prospero and L. L. Stowe, Characterization of tropospheric aerosols over the oceans with the NOAA advanced very high resolution radiometer optical thickness operational product. *J. Geophys. Res.*, **102**, 16889-16909, 1997.

IPCC, 2001: Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the IPCC [Houghton, J. T. et al. (eds.)] Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York, NY, USA, 881 pp.

Jensen, E. J., W. G. Read, J. Mergenthaler, B. J. Sandor, L. Pfister, A. Tabazadeh, High humidities and subvisible cirrus near the tropical tropopause. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 2347-2350, 1999.

Kärcher, B. and S. Solomon, On the composition and optical extinction of particles in the tropopause region. *J. Geophys. Res.*, **104**, 27441 – 27459, 1999.

Kent, G. S. and M. P. McCormick, Separation of cloud and aerosol in two wavelength satellite occultation data. *Geophys. Res. Lett.*, **18**, 428-431, 1991.

Kent, G. S., D. M. Winker, M. Osborn, and K. M. Skeens, A model for separation of cloud and aerosol in SAGE II occultation data. *J. Geophys. Res.*, **98**, 20,725-20,735, 1993.

Maulding, L. E., et al, SAGE II instrument: a functional description. *Opt. Engin.*, **24**, 307-312, 1985.

McCormick, M.P., P. Hamill, T.J. Pepin, W.P. Chu, T.J. Swissler and R.L. McMaster, Satellite studies of the stratospheric aerosols. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, **60**, 1038-1046, 1979.

Murphy, D. M., D. S. Thomson, and M. J. Mahoney, Organics, meteoritic material, mercury and other elements in high altitude aerosols. *Science*, **282**, 1664-1669, 1998.

Philip, M. T., G. S. Kent and M. T. Ottway, Lidar observations of the stratospheric aerosol layer over Kingston Jamaica. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 967-974, 1985.

Santacesaria, V., Carla, R., MacKenzie, R., Adriani, A., Cairo, F., Didonfrancesco, G., Kiemle, C., Redaelli, G., Beuermann, J., Schiller, C., Peter, T., Luo, B., Wernli, H., Ravegnani, F., Ulanovsky, A., Yushkov, V., Sitnikov, N., Balestri, S., Stefanutti, L., 2003: Clouds at the tropical tropopause: A case study during the APE-THESEO campaign over the western Indian Ocean *J. Geophys. Res.*, **108**, D2 10.1029/2002JD002166

Schutz, L., R. Jaenicke and H. Pietrek, Saharan dust transport over the North Atlantic Ocean, *Geological Soc. of Amer., Special Paper # 186*, pp. 87-100, 1981.

Sheridan, P. J., C. A. Brock, and J. C. Wilson, Aerosol particles in the upper troposphere and lower stratosphere: Elemental composition and morphology of individual particles at northern midlatitudes. *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 2587-2590, 1994.

Stefanutti, L., A.R. MacKenzie, S. Balestri, V. Khattatov, G. Fiocco, E. Kyrö, and Th. Peter, 1999: Airborne Polar Experiment-Polar Ozone, Leewaves, Chemistry, and Transport (APE-POLECAT): Rationale, Road Map and Summary of measurements, *J. Geophys. Res.*, **104**, 23.941-23.959

Thomason, L.W., L.R. Poole, and T.R. Deshler, 1997: A global climatology of stratospheric aerosol surface area density as deduced from SAGE II: 1984-1994, *J. Geophys. Res.*, **102**, 8967-8976.

UNEP, 1999: The Wider Caribbean Environment Programme.

Abstract:

Mean features of the UT/LS aerosols over the wider Caribbean under volcanic background conditions had been studied. Cloud free SAGE II aerosol extinction profiles, at 1.02 μ m and 0.525 μ m wavelengths have been used. The study covers two stratospheric aerosols background periods: from December 1987 to April 1991 and from December 1996 to April 2000. Mean seasonal profiles of the aerosol extinction have been obtained. For all the seasons mean aerosol extinction values at 0.525 μ m are two times the ones at 1.02 μ m between 5 and 30km. During winter and spring two maximum are present at both wavelengths. They belong to the UT and LS aerosols, below and above the tropopause respectively. For the summer and fall only one maximum is present around the tropopause for both wavelengths. AOD in the column between ~ 5km and 40km is one order of magnitude higher at 0.525 μ m than at 1.02 μ m, showing a maximum value in spring at both wavelengths. AOD in the whole layer, at each of the wavelengths, have almost the same values the rest of the seasons. AOD in the layer 15.5 to 30km, covering the LS, show almost no seasonal variation, while in the layer ~5 to 15km AOD values have a maximum in spring, probably associated with the convective transport which dominates in the region during that season. Results are in agreement with the well known particle size distribution of stratospheric aerosols under background conditions having the maximum around 0.5 μ m. A similar behavior for the UT aerosols particle size distribution could be inferred based in the similar mean extinction profiles pattern. Also it has been determined that under such conditions the main contributors to the AOD seasonal variations are the UT aerosols.