

SEGUIMIENTO POR TELEDETECCIÓN DE LAS TORMENTAS DE POLVO SAHARIANO EN EL ÁREA MACARONÉSICA

J. PÉREZ-MARRERO (*), L. MAROTO (*), M. J. RUEDA (*), M. E. TORRES (**), GELADO, D. (**), Y O. LLINÁS (*)

jpmarrero@iccm.rcanaria.es

(*) Instituto Canario de Ciencias Marinas. Apdo. 56, Telde, 35200, Gran Canaria

(**) Dpto de Química Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. Campus de Tafira

RESUMEN: Se presentan los resultados de la monitorización con AVHRR a meso y gran escala de las tormentas de polvo sahariano en la cuenca atlántica centro-oriental. El exponente de Amgström se muestra como un parámetro útil para el seguimiento de la evolución pluma de polvo en mesoescala, reflejando bien los influjos y la deposición de las partículas. A gran escala se pueden distinguir dos tipos de tormentas de polvo que afectan al archipiélago canario, asociadas a diferentes patrones de circulación atmosférica, mientras que las tormentas veraniegas afectan a toda la cuenca, las situaciones invernales solo afectan a los archipiélagos de Canarias y Cabo Verde.

ABSTRACT: Meso and great scale monitoring of Saharan dust storms is presented using AVHRR. At mesoscale Amgström exponent reveals as a good indicator of the processes occurring within the plume, influxes and deposition. At large scale two kinds of storms can be distinguished, they are associated to different atmospheric circulation patterns. The summer situation is more frequent and affects the whole north atlantic basin while winter storms are detectable over the Canarian and Cape Verde archipelagos.

Palabras Clave: Aerosoles, Sahara, AVHRR.

INTRODUCCIÓN

Eventos de Polvo Sahariano: El desierto del Sahara es, a escala global, la mayor fuente de productora de aerosoles naturales. (Husar *et al.*, 1997) Los eventos de salida masiva de este material, que son detectables sobre el océano, se producen cuando las condiciones atmosféricas en las llanuras aluviales africanas permiten la movilización y ascenso de partículas de suelo en la columna de aire, y si éstas alcanzan las capas de aire en las que el viento es suficientemente fuerte son transportadas horizontalmente, viajando a menudo cientos o miles de kilómetros antes de depositarse. El transporte se verifica en una capa atmosférica estable, a veces conocida como capa de aire sahariano, usualmente por debajo de 700 mb, estando el máximo transporte alrededor del nivel de 800 mb.

La circulación atmosférica hace que las nubes de polvo sahariano se desplacen en dirección E y pueda detectarse cuando se encuentra sobre el océano debido a la baja reflectividad de éste. La retrodispersión de la luz debida a la presencia de aerosoles puede caracterizarse a través de sensores remotos con bandas centradas en el infrarrojo próximo como los canales 1 y 2 del AVHRR (0.67 y 0.86 μm). A estas longitudes de onda la señal procede casi íntegramente de la atmósfera siem-

pre que el contenido de pigmentos y/o sedimentos del agua del mar sea bajo.

MEDIDA RADIOMÉTRICA DEL AEROSOL:

En el exterior de la atmósfera, la radiancia detectada $\rho_s(\lambda)$ será la suma de las siguientes contribuciones:

La que emerge del agua del mar; atenuada por la extinción atmosférica $T_{p_w}(\lambda)$, la que es reflejada directamente por ésta $\rho_{rd}(\lambda)$ y la que procede de la atmósfera $\rho_{atm}(\lambda)$, que en el IR cercano es debida esencialmente a la dispersión por moléculas y partículas. Si en el análisis se excluye la parte solar de las imágenes $\rho_{rd} \sim 0$, además, como se ha dicho, para los canales 1 y 2 del AVHRR $\rho_w \sim 0$. Luego, en estas condiciones $\rho_s(\lambda) \approx \rho_{atm}(\lambda)$.

La reflectancia atmosférica es la suma de la contribución debida a la dispersión por las partículas, dispersión de Mie ρ_p , mas la contribución por las moléculas, dispersión de Rayleigh ρ_R . Existen además órdenes superiores en la dispersión de las partículas, pero son cuantitativamente menos importantes. Por tanto la reflectancia debida a los aerosoles se puede calcular sustrayendo la componente de Rayleigh de la total detectada: $\rho_a = \rho_s - \rho_R$. Tanto para partículas como para moléculas existe una relación directa entre reflectancia y espesor óptico $\rho = \tau \omega_0 P \Psi / 4 \mu_0 \mu$. Donde τ es el espesor

óptico, ω_0 es el albedo de dispersión simple ($\omega_0=1$ en el caso de moléculas), $P\psi$ es la función de fase de la dispersión y μ_0 y μ son los cosenos de los ángulos de solar y de visualización respectivamente. Es el término $P\psi$, bien establecido para la dispersión de Rayleigh, el que mas controversia presenta en el caso de los aerosoles saharianos (Stowe *et al.*, 1997; Pflug *et al.*, 2000).

Para dos ventanas espectrales próximas como los canales 1 y 2 del AVHRR la proporción entre los espesores ópticos de los aerosoles sigue la ley de Amgström: $\tau_a(\lambda_1)/\tau_a(\lambda_2) = (\lambda_2/\lambda_1)^{-\alpha}$. Siendo α el llamado exponente de Amgström. Dado que tanto ω_0 como $P\psi$ dependen muy débilmente de λ se puede poner (Ignatov *et al.*, 1998): $\alpha = -\ln(\lambda_1/\lambda_2) \ln(\rho_a(\lambda_1)/\rho_a(\lambda_2))$. Este parámetro puede obtenerse a través de las medidas de satélite y no implica asumir ninguna función de fase para los aerosoles. Otro aspecto interesante del exponente de Amgström es que relaciona las medidas radiométricas con la distribución de partículas en la columna atmosférica.

VARIABILIDAD DE LA CARGA DE AEROSOLESAHARIANOS EN LA ATMÓSFERA

Mesoescala: Para el estudio de la variabilidad mesoescalar del fenómeno, se eligió el periodo comprendido entre enero y marzo de 1998, para el que se analizaron todos los pases de mediodía del satélite NOAA-14 archivados en el Centro de Recepción Procesado Archivo y Distribución (CREPAD) de la estación de Maspalomas. Durante este periodo tuvo lugar un importante evento, o mas bien una sucesión de ellos, de los que en la figura 1 mostramos algunos ejemplos.

A través de la inspección visual de las imágenes con presencia de polvo sahariano se definieron una serie de polígonos de entrenamiento sobre las imágenes para caracterizar radiométricamente, desde el punto de vista del AVHRR, los fenómenos presentes en la imagen, Figura 2. El diagrama de dispersión entre la diferencia de temperaturas de brillo y el parámetro de corrección atmosférica $\epsilon = \rho_a(\lambda_1)/\rho_a(\lambda_2)$ da una idea de la separabilidad entre las clases. El parámetro ϵ toma valores inferiores a 1.5 en atmósferas turbias ya sean estas debidas a vapor de agua o a aerosoles, sin embargo, se observa que la diferencia de temperaturas de brillo es muy sensible al contenido de vapor de agua atmosférico comparada con los aerosoles. Así en general para los aerosoles estudiados ϵ es inferior a 1.5 y la diferencia de temperaturas de brillo en los canales 4 y 5 es inferior a 4°K. Estas consideraciones permiten obtener clasificaciones como la de la figura 3, en la que la diferenciación de los píxeles influidas por el polvo sahariano de los que no lo están, y poder aplicar diferentes algoritmos a cada porción de la imagen.

Para estas imágenes se ha estudiado la evolución espacio temporal del exponente de Amgström en función del desarrollo de los eventos, ya que este es un indicador de la función de distribución de las partículas. Estudiando los máximos de reflectancia asociados a las plumas de polvo, se ha encontrado un valor de $\alpha = 1.63 \pm 0.11$ para las atmósferas mas claras durante este periodo. Este valor decrece hasta aproximarse a 1.10 durante eventos moderados y a valores de 0.5 durante las tormentas mas violentas. Para las imágenes de la figura 1, se estudió la distribución de frecuencias de los valores del exponente de Amgström: En situaciones donde dicha caja se ve influida por nubes difusas de polvo que llegan a ella por advección el histograma de α aparece unimodal con un pico agudo centrado en el valor de 0.8, a medida que la nube se intensifica aportando nuevas partículas con mayor proporción de las de mayor tamaño el histograma se ensancha a la vez que el valor de pico se reduce, hasta que en situaciones de arribada masiva de partículas llega a perderse el carácter unimodal. El proceso de deposición y dilución de la pluma se refleja en los histogramas de α de modo inverso: las formas tienden a agudizarse y los valores de pico aumentan.

Gran Escala: Para el estudio de la variabilidad a gran escala se ha acudido a los archivos de la NOAA (NESDIS) en los que se contienen los valores globales de espesor óptico medio semanal.

Estos datos están disponibles para su uso desde noviembre de 1998 hasta el presente. El departamento de química de la Universidad de Las Palmas de Gran Canaria ha instalado instrumentos recolectores de partículas en el Pico de la Gorra en la Isla de Gran Canaria a una altitud de 1700mts, entre los años 1996 y 1998 (Torres, 2000). Entre ambos conjuntos de datos hay un solapamiento de unas 12 semanas. La correlación de ambas series para el periodo de solapamiento fue excelente cuando se consideraron promedios quincenales, no así a escala semanal. Se obtuvo para esta escala temporal una relación empírica entre el contenido atmosférico de partículas y el espesor óptico medido a través del AVHRR: $C = 883.15 * \tau - 0.049$. Donde C es la concentración de partículas atmosféricas en ($\mu\text{g m}^{-3}$), y τ es el espesor óptico de los aerosoles.

A partir de la relación anterior se ha podido reconstruir la serie de eventos de polvo Sahariano, en términos de espesor óptico de aerosoles, entre los años 1997 y 2000, de donde se han extraído los patrones climatológicos de los eventos producidos durante dicho periodo en las Islas Canarias, comparándolos con el índice de la oscilación noratlántica o índice NAO, diferencia media de presiones entre Azores e Islandia, al que se puede atribuir la variabilidad de la presencia de este tipo de

aerosoles en la atmósfera (Swap *et al.*, 1996) Figura 4. A la luz de este gráfico, los eventos de polvo sahariano en Canarias pueden clasificarse en dos tipos, los de tipo invernal, valores positivos del índice NAO, presentes en tres de los cuatro años estudiados, en forma de pulsos de corta duración pero de gran intensidad. En estos casos el análisis de las situaciones atmosféricas correspondientes indica que en general estas situaciones se corresponden con la existencia de altas presiones centradas en Argelia o Italia y que extienden su radio de acción para cubrir la mayor parte del Atlántico subtropical, sobre el que se desarrollan a menudo perturbaciones que viajan en dirección oeste, visibles a menudo en la topografía de 800 mb y en general no se corresponden con los vientos en superficie. Un segundo tipo de episodios frecuentes en el verano que han ido aumentando su incidencia sobre el Archipiélago a lo largo de los años en el periodo estudiado, en este caso la si bien los máximos de espesor óptico no son tan acusados, el aporte de material es superior debido a su comportamiento más estacionario durante todo el verano. Su incidencia está asociada al desplazamiento septentrional del sistema de circulación atmosférica general del hemisferio norte, relacionado con una incidencia mayor de bajas presiones térmicas en la zona del Sahara Occidental y de Mauritania.

Finalmente hemos comparado la distribución estacional de espesor óptico en tres de los Archipiélagos macaronésicos: Madeira, Canarias y Cabo Verde, Figura 5. Claramente la situación de mayor incidencia se verifica sobre el último, dado que está situado en la trayectoria de la pluma principal, del Sahara, a lo largo del año la variación tiene un marcado carácter estacional correspondiendo los máximos a los meses entre Marzo y Agosto, disminuyendo, pero manteniendo los valores elevados el resto del año. Aunque el periodo de datos es corto para afirmarlo con solvencia, no se aprecia influencia de los eventos de invierno. En el extremo contrario el Archipiélago de Madeira presenta una situación estable a lo largo del año con atmósferas muy claras, si bien los eventos de invierno se insinúan en el gráfico. En una posición intermedia el Archipiélago Canario presenta una mayor variabilidad, distinguiéndose los picos de final del invierno y la situación de verano con varios meses, entre junio y septiembre, en los que el contenido de aerosoles es bastante elevado.

CONCLUSIONES

El AVHRR es una herramienta notable para el estudio de los aerosoles saharianos en la atmósfera, gracias a su gran cobertura espacial y su alta repetitividad temporal permite la visualización de la evolución del fenómeno. La variabilidad espacio temporal a escala sinóptica

es notable lo que implica que no es conveniente asumir la homogeneidad de valores de ϵ a la hora de efectuar la corrección atmosférica de los datos de satélite, en especial para valores marinos de concentración de clorofila o temperatura superficial.

El exponente de Amgström derivado de los canales 1 y 2 del AVHRR se revela como un parámetro interesante en el seguimiento de los procesos dinámicos que tienen lugar dentro de una nube de polvo, en especial los que tienen que ver con los cambios netos en la distribución de tamaños de partículas complementando las medidas de espesor óptico. Los cambios en la distribución de partículas están relacionados, entre otros factores, con los distintos orígenes y distancias recorridas por las partículas de aerosol y por ello pueden investigarse a través del exponente de Amgström.

Las variaciones a nivel del área macaronésica responden a factores meteorológicos de dos tipos, las perturbaciones del este y la baja térmica sahariana, responsables respectivamente de los eventos que se producen en invierno y en verano. A nivel de Canarias se ha comprobado empíricamente que la posibilidad de estimar el contenido atmosférico de partículas en función de datos del AVHRR es bastante razonable para escalas quincenales o mayores.

BIBLIOGRAFÍA

- HUSAR, R. B., J. M. PROSPERO, L. L. STOWE, 1997. Characterization of tropospheric aerosols over the oceans with the NOAA AVHRR aerosol optical thickness operational product. *Journal of Geophysical Research*, 10, 2, 16889-16909.
- IGNATOV, A., STOWE, L. L., SINGH, R. R. 1998, Sensitivity study of the Amstrom exponent derived from AVHRR over the oceans. *Advances in Space Research*, 21, 3, 439-442.
- PELUG, B., POSSE, P., GERASCH, B., HAUS, R., KRAWCZYK, H., WALZEL, T., 2000. Ground truth measurements for the validation of MOS data and atmospheric correction algorithms. 2nd EARSEL workshop in imagin spectroscopy, Enschede, 11-13 July.
- STOWE, L. L., IGNATOV, A., SINGH, R. R. 1997. Development, validation and potential enhancements to the second generation operational aerosol product at the NESDIS of the NOAA. *Journal of Geophysical Research*, 102, d14, 16923-16934.
- SWAP, R., S. ULANSKI, M. COBBETT, M. GARSTANG, 1996. Temporal and spatial characteristics of Saharan dust outbreaks. *Journal of Geophysical Research*, 101d, 24205-4220.
- TORRES, M. E., 2000. Impacto de las entradas eólicas en aguas del océano Atlántico Central. PhD. Thesis. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria.

WANG, M. H., R. GORDON, 1994. A simple moderately accurate atmospheric correction algorithm for SeaWiFS. Remote Sensing of Environment, 50, 231-239.

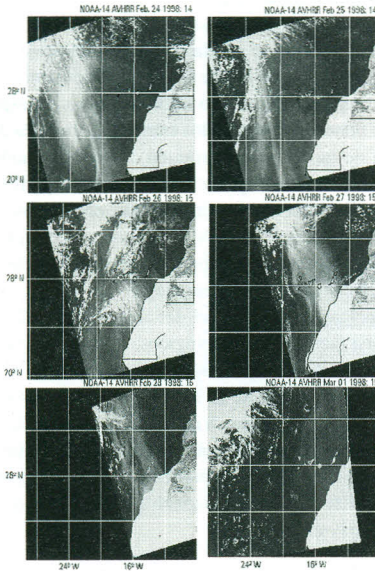


Figura 1. Secuencia de imágenes AVHRR, del 24-02 al 01-03 de 1998, mostrando la evolución de una lengua de polvo sahariano en la zona de Canarias.
 RGB=Reflectancia canal 1, ídem canal 2 y temperatura de brillo canal 4.
 (Ver figura en color en la página 678)

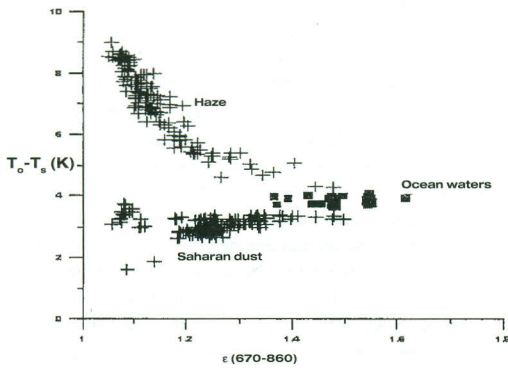


Figura 2. Diagrama de dispersión entre $\Delta T_{4,5}$ (ordenadas) y el parámetro $\epsilon_{1,2}$ (abscisas) para mostrar la separabilidad entre los fenómenos presentes en las escenas.

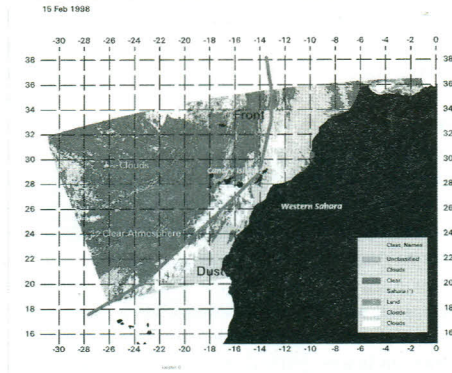


Figura 3. Clasificación de la imagen AVHRR del 15-02-98 en base a las transformaciones de la figura 2, mostrando la separabilidad entre océano, nubes, aerosoles y tierra.

(Ver figura en color en la página 678)

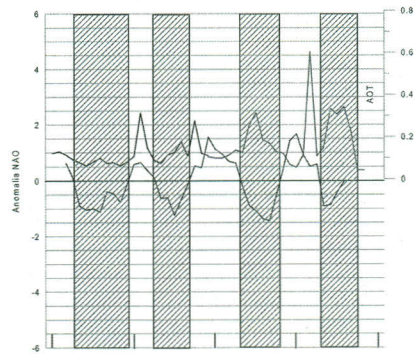


Figura 4. Serie temporal de espesor óptico sobrepuesta a la anomalía estandarizada del índice NAO para el período 1997-2000. Sombreado en azul los períodos negativos de la NAO.

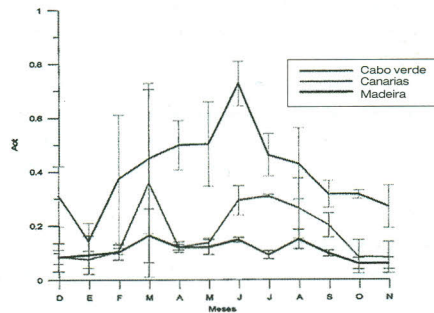


Figura 5. Variación estacional para el período 1998-2000.