

DETERMINACIÓN DEL CONTENIDO DE AEROSOLES ATMOSFÉRICOS MEDIANTE UN RADIÓMETRO SOLAR

C. Esteban* , E. J. Rodríguez** , A. Fasulo* , J. O. Tocho**

*Universidad Nacional de San Luis, Chacabuco y Pedernera, 5700 San Luis, solar@unsl.edu.ar

**Centro de Investigaciones Ópticas (CIC-CONICET), 1900 La Plata.

RESUMEN

Se construyó un radiómetro solar de tres canales espectrales que permite determinar la atenuación de la radiación solar directa a las longitudes de onda de 0.38 μ m, 0.50 μ m y 1 μ m. Los aerosoles se caracterizaron mediante la fórmula de turbidez de Ångström, en términos de los parámetros α y β . La atenuación que producen fue calculada a partir de la pendiente de los diagramas de Langley. Se realizaron mediciones de prueba en la ciudad de San Luis desde Abril hasta Agosto de 1996. Se muestran gráficos y tablas con los resultados obtenidos.

INTRODUCCIÓN

El conocimiento de la radiación solar que llega a la superficie de la tierra es una herramienta de trabajo de interés para solaristas, meteorólogos, arquitectos, y para todo investigador que trabaje con el medio ambiente. Una atmósfera clara, esto es sin nubes, es la comúnmente empleada para generar modelos, que tomando en cuenta las componentes de esta y sus efectos sobre la radiación, den cuenta de la radiación espectral obtenida a nivel de la superficie terrestre a partir de los datos extraterrestres.

Los aerosoles, constituidos por partículas sólidas o líquidas en suspensión en la atmósfera, son especialmente abundantes en ciudades con alta contaminación o bien en zonas áridas, como lo es la zona Centro-Oeste del país.

Las erupciones volcánicas de intensidad inyectan grandes cantidades de aerosoles en la estratosfera donde, gracias al régimen circulatorio de esta zona de la atmósfera, son distribuidos rápidamente por todo el planeta. El estudio de la influencia de los aerosoles volcánicos sobre el balance radiativo del planeta es de singular importancia y están sometidos a un proceso de barrido mucho más lento que los troposféricos. Michalsky y otros (Michalsky, 1994) han reportado efectos apreciables en la reducción de la radiación solar neta en Ginebra en el invierno siguiente a la erupción del volcán Mt. Pinatubo en Filipinas (15° N) ocurrido en Junio de 1991. Recién a partir de Marzo de 1993, en latitudes por encima de los 40° N, se puede considerar despreciable los efectos de estos aerosoles.

Recientemente se ha llamado la atención sobre la influencia de los incendios forestales del Amazonas sobre el balance del Ozono en la región tropical. Mediante mediciones satelitales se han observado grandes cantidades de aerosoles que corresponden a los incendios forestales y que recorriendo trayectorias complejas atraviesan zonas de nuestro país.

No existen mediciones sistemáticas desde tierra de aerosoles en Sudamérica. Como en otros campos, la comparación permanente de las mediciones satelitales con mediciones desde tierra es imprescindible.

El efecto más notable de los aerosoles en la atmósfera es el de atenuar o disminuir la cantidad de la radiación solar que llega a la superficie. Este efecto se suma así a la atenuación producida por la dispersión (scattering) en las moléculas del aire y por la absorción, selectiva en ciertas longitudes de onda, de los gases que componen la atmósfera (dAlmeida, 1991). La dependencia espectral de la atenuación de aerosoles es mucho más suave que la que presenta el scattering Rayleigh ($k_R \propto \lambda^{-4}$). La dependencia exacta es complicada y depende de la composición y tamaño de los aerosoles específicos. En muchos casos puede representarse por una función potencial ($k_A \propto \lambda^{-\alpha}$) con exponente cercano a 1. Uno de los modelos más empleados para representar a los aerosoles atmosféricos fue formulado por K. Ångström (Iqbal, 1983). En este caso el coeficiente de atenuación espectral de aerosoles se representa por dos parámetros,

$$k_A = \beta \lambda^{-\alpha} \quad (1)$$

donde β es una medida adimensional de la cantidad de aerosoles y α representa cualitativamente el tipo de aerosol.

Es claro que una medición de la transmitancia atmosférica en dos longitudes de onda es suficiente para determinar α y β . Medir en tres longitudes de onda permite verificar la consistencia del modelo.

DESARROLLO DE LA EXPERIENCIA:

Se construyó un radiómetro solar de tres canales espectrales que opera con radiación normal directa, montado sobre un seguidor automático Eppley. Las bandas espectrales fueron seleccionadas para disminuir la influencia de la absorción de los gases. Las características del instrumento se describen en la Tabla 1

TABLA 1. Características del Radiómetro y Parámetros usados en el análisis de datos

Canal	λ central, nm	FWHM, nm	apertura, °	K_R	K_O
1	380	10	4	0.453	0
2	500	10	4	0.148	0.03
3	1000	10	4	0.009	0

FWHM ancho de banda del filtro; K_R coeficiente Rayleigh; K_O coeficiente de extinción del ozono

Se utilizaron fotodiodos de Si en un modo corriente. Las señales se amplifican, digitalizan y se almacenan en una PC a través de una comunicación serie RS-232 a un ritmo de 10 mediciones por minuto. Cada señal de tensión V_λ resulta proporcional a la irradiancia espectral en cada banda definida por el filtro.

RESULTADOS

La Figura 1 muestra una medición típica durante un día claro.

La atenuación para cada longitud de onda puede calcularse mediante el procedimiento de los Diagramas de Langley.

Si se supone que la distribución espacial de los aerosoles es similar a la de los otros componentes de la atmósfera se puede utilizar como masa relativa la expresión usual para la masa de aire relativa, m_a , (Kasten, 1966)

$$m_a = [\cos\theta + 0.15(93.885 - \theta)^{-1.253}]^{-1} \quad (2)$$

La señal V_λ de cada canal se puede escribir como

$$V_\lambda = V_{0\lambda} \exp(-k_\lambda m_a) \quad (3)$$

donde: $V_{0\lambda}$ indica la lectura que tendría el instrumento colocado en el borde de la atmósfera, o sea el valor extraterrestre, k_λ es el coeficiente de atenuación y m_a la masa de aire relativa dada por la ecuación (2).

Esta expresión se puede linealizar,

$$\ln V_\lambda = \ln V_{0\lambda} - k_\lambda m_a \quad (4)$$

De esta manera se construyó el Diagrama de Langley que se muestra en la Figura 2.

Es claro que la pendiente del diagrama de Langley resulta igual al coeficiente de atenuación. Para radiación monocromática la atenuación de los aerosoles es el resultado de combinar aditivamente los distintos procesos de absorción y scattering, de manera que:

$$K = K_R + K_A + K_G \quad (5)$$

donde K_R indica la atenuación por scattering Rayleigh, K_A la atenuación de aerosoles y K_G la absorción de los gases.

La componente de la atenuación producida por los aerosoles puede entonces calcularse a partir de la determinación experimental de k_λ luego de substrarle las componentes Rayleigh y absorción gaseosa.

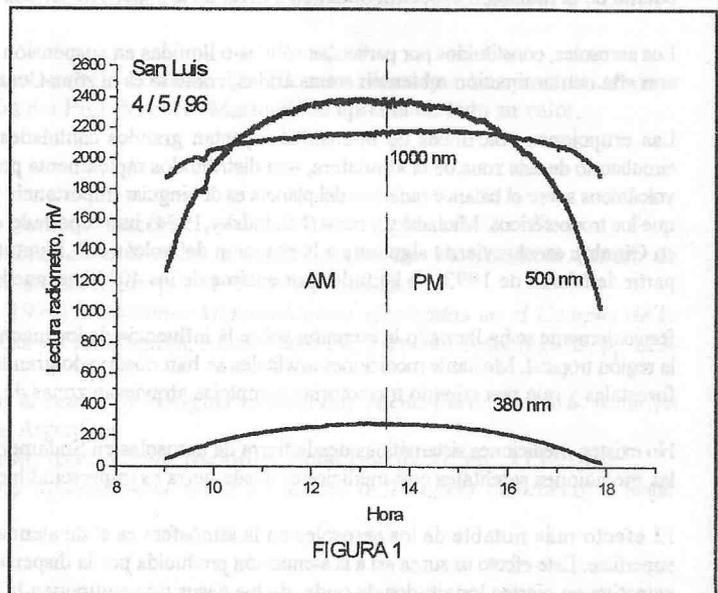


FIGURA 1

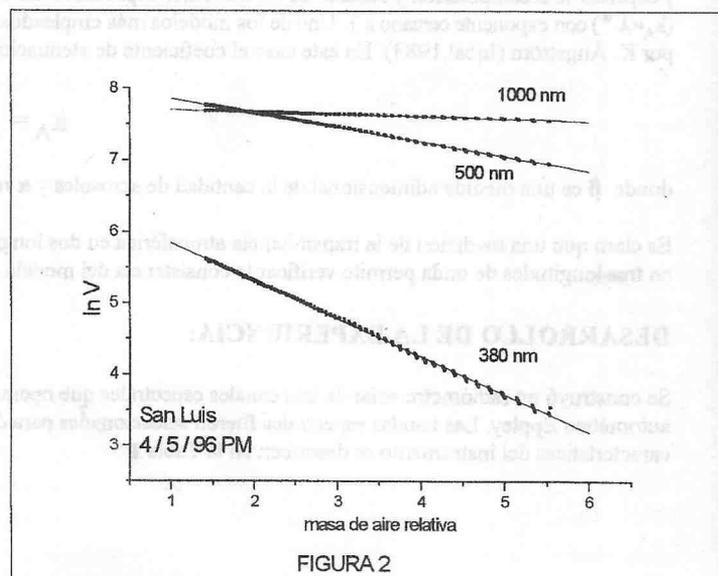


FIGURA 2

A las longitudes de onda que trabaja el radiómetro la absorción gaseosa que se deben tener en cuenta es únicamente la absorción del Ozono a 500nm, siendo a esta longitud de onda $K_G = K_O l$, donde l es la altura de la capa de Ozono en cm.

Como hemos dicho la atenuación producida por aerosoles se puede simular con el modelo de Ångström, Ec.(1), donde λ se debe expresar en μm .

En la Figura 3 se representa el mejor ajuste, mediante la Ec.(5), de los valores experimentales de las pendientes de los Diagramas de Langley de la Figura 2 versus la longitud de onda, que está dada en μm .

La Tabla 2 contiene los valores de α y β determinados en una serie de mediciones realizadas en la ciudad de San Luis (33.27° S, 66.35° W) desde Abril hasta Agosto de 1996.

En esta localidad, en especial en el periodo final de la época seca, Julio a Octubre, los vientos se vuelven más intensos y frecuentes; esto genera tormentas de polvo que asociado a los incendios de pastizales llenan la atmósfera de aerosoles. En algunos casos la radiación normal llega a reducirse a menos de un 50% de lo habitual.

En el futuro se realizará la medición de $V_{0\lambda}$ desplazando el equipo a un sitio a gran altura. Esto permitirá realizar determinaciones directas de k_λ mediante la expresión

$$k_\lambda = [\ln (V_{0\lambda} / V_\lambda)] / m_a \quad (6)$$

También se podrán hacer mediciones instantáneas, prescindiendo del procedimiento del Diagrama de Langley. Por otra parte esta modalidad permitirá estudiar la evolución rápida de los aerosoles a lo largo del día.

TABLA 2. Parámetros de Ångström obtenidos para una serie de mediciones realizadas en San Luis.

FECHA	BETA1	BETA2	ALFA2	FECHA	BETA1	BETA2	ALFA2
960427am	0.041	0.041	0.60	960725pm	0.034	0.035	0.98
960427pm	0.048	0.048	1.18	960729am	0.028	0.027	1.23
960428am	0.032	0.032	0.26	960729pm	0.056	0.057	0.92
960430am	0.035	0.035	0.20	960730am	0.041	0.041	1.36
960504am	0.034	0.031	-0.15	960730pm	0.013	0.014	1.40
960504pm	0.024	0.024	1.20	960731am	0.060	0.060	1.33
960509am	0.047	0.047	-0.41	960810am	0.032	0.032	0.93
960510am	0.050	0.050	-0.47	960810pm	0.060	0.061	0.43
960511am	0.026	0.025	0.03	960811am	0.060	0.060	0.50
960513am	0.058	0.058	0.87	960811pm	0.012	0.015	1.90
960531am	0.019	0.019	-1.68	960813am	0.176	0.173	0.36
960531pm	0.013	0.013	1.05	960814am	0.204	0.202	-0.12
960601am	0.018	0.018	-0.27	960815am	0.129	0.126	0.89
960602pm	0.026	0.026	0.88	960815pm	0.128	0.128	0.70
960621am	0.015	0.015	-0.90	960816am	0.086	0.085	1.04
960621pm	0.012	0.012	-0.03	960816pm	0.051	0.052	1.16
960622pm	0.026	0.026	0.87	960817am	0.059	0.058	0.84

Beta1 resulta de la utilizar la pendiente de Langley para $\lambda=1000\text{nm}$; Beta2 y alfa2 resultan del ajuste de las pendientes para las tres longitudes de onda utilizando el modelo de Ångström.

