

# Calibración de perfiles de retrodispersión para el canal elástico de 1064 nm de un lidar atmosférico

Fernández-Medina Maeso, Ana Belén  
Universidad de Granada, Facultad de Ciencias  
Departamento de Física Aplicada. Centro Andaluz del Medio Ambiente (CEAMA)  
Master de Geofísica y Meteorología (GEOMET)

## Resumen:

La altura de referencia que se usa para la recuperación del coeficiente de retrodispersión del aerosol mediante el método de Klett-Fernald-Sasano se elige en una zona tal que la *señal corregida de rango normalizada* y la *señal molecular corregida de rango* coinciden. Esta calibración es válida para canales que presentan un valor elevado de la razón señal ruido (SNR), canales de 355 y 532 nm. La señal retrodispersada del canal elástico de 1064 nm es un orden de magnitud inferior a la de los otros dos canales no es posible aplicar el *método de Klett-Fernald-Sasano*. En este trabajo se presentan dos formas alternativas de calibrar el canal de 1064 nm. La primera, conocida como *calibración mediante nubes*, se basa en que las nubes apenas presentan variación del coeficiente de retrodispersión con la longitud de onda. La segunda de ellas, conocida como *calibración mediante exponente de Angström*, se fundamenta en que en presencia de aerosol es posible conocer el coeficiente de retrodispersión del canal de 1064 si se conoce el exponente de Angström para el perfil de aerosol a 355/532 nm a una altura de referencia.

## Palabras clave:

Lidar, Coeficiente de retrodispersión, Inversión de Klett-Fernald-Sasano, Exponente de Angström de aerosol, razón señal-ruido.

## 1. INTRODUCCIÓN

El aerosol atmosférico juega un papel muy importante en el balance radiativo de la Tierra, en la calidad del aire, en la visibilidad, en la precipitación y en procesos químicos de la troposfera de modo que afecta de forma directa al clima. Una de las fuentes de incertidumbre que aparecen a al hora de evaluar el cambio climático es inherente al desconocimiento de los procesos que envuelven al aerosol atmosférico. Un mayor conocimiento de la evolución temporal y espacial del aerosol atmosférico y de la interacción entre nubes, aerosol atmosférico y radiación facilitara el entendimiento de los mecanismos de forzamiento radiativo debidos al aerosol atmosférico y su efecto sobre el clima. La técnica lidar elástica proporciona medida directa de la altura de las nubes y de la estructura de las capas de aerosol de modo que se convierte en una potente herramienta de análisis de la atmósfera.

## 2. INSTRUMENTACION

El sistema lidar-Raman LR331D400 se ha utilizado en la recogida de datos para este

trabajo. Este instrumento presenta una configuración *monoestática biaxial* dando lugar a una zona en la que el solapamiento de los dos campos de visión no es completo esto incapacita al lidar para detectar en su totalidad la señal retrodispersada en los primeros metros del perfil.

### SISTEMA EMISOR

Consiste en un láser pulsante de Nd:YAG que emite a 1064 nm y en su segundo y tercer armónico, esto es, 532 y 355 nm. La energía de los pulsos es de 100, 55 y 60 mJ para 1064, 532 y 355 nm respectivamente. La duración del pulso está comprendida entre 7 y 8 ns y la frecuencia de repetición es de 10 Hz.

### SISTEMA RECEPTOR

El telescopio es de tipo Cassegrainiano con  $F\#=10$  constituido por una superficie parabólica en el espejo primario y una hiperbólica en el secundario. El espejo primario tiene un diámetro de 400 mm. El espejo secundario tiene un diámetro de 90 mm. Ambos tienen un recubrimiento de aluminio altamente reflectante. En el plano focal de telescopio hay una rendija de 4 mm

de anchura y a la salida de esta rendija está la unidad de separación de longitudes de onda.

El haz colectado por el telescopio contiene varias longitudes de onda y diferentes estados de polarización. Una serie de espejos reflectores y dicróicos separa el haz incidente en varios haces que tras pasar por unos filtros interferenciales llegan en los detectores.

La unidad de adquisición de señal consta tubos fotomultiplicadores (canales de 355, 532 nm), un fotodiodo de avalancha (canal 1064 nm) y electrónica de detección.

La unidad de adquisición puede trabajar en modo analógico (AN) y el modo de contador de fotones (PC). En este trabajo solo se van a utilizar datos obtenidos en el modo AN. La resolución espacial 7.5 m tanto para el modo AN como para el modo PC.

### 3. METODOLOGÍA

La ecuación lidar puede ser descrita como:

$$P(R, \lambda) = P_0 \frac{c\tau}{2} A \eta \frac{O(R)}{R^2} \beta(R, \lambda) e^{-2 \int_0^R \alpha(r, \lambda) dr}$$

donde  $P(R, \lambda)$  es el flujo de energía recibido a una distancia  $R$ .

$P_0$  representa el flujo de energía promedio de un pulso láser;  $A$  es el área efectiva del telescopio;  $\eta$  representa la eficiencia del sistema completo;  $c\tau$  es la distancia recorrida por el pulso láser durante el tiempo de integración del instrumento

El segundo es el *factor geométrico*  $G(R)$  viene definido por la ecuación  $G(R) = \frac{O(R)}{R^2}$  que incluye la función de solapamiento  $O(R)$  que toma valores entre 0 y 1 (Navas-Guzmán, 2011a).

El *coeficiente de retrodispersión*  $\beta(R, \lambda)$  a la distancia  $R$  proporciona información de la capacidad de la atmósfera para devolver luz en la dirección opuesta a la dirección de propagación del haz láser. Se cumple:  $\beta(R, \lambda) = \beta_{mol}(R, \lambda) + \beta_{aer}(R, \lambda)$

El *término de transmisión* dado por:

$$T(R, \lambda) = e^{-\int_0^R \alpha(r, \lambda) dr} \text{ toma valores entre 0 y 1.}$$

La suma de todas las pérdidas por transmisión se la conoce como extinción de radiación y  $\alpha(R, \lambda)$  es el *coeficiente de extinción* que cumple:

$$\alpha(R, \lambda) = \alpha_{mol}^{dis}(R, \lambda) + \alpha_{mol}^{abs}(R, \lambda) + \alpha_{aer}^{dis}(R, \lambda) + \alpha_{aer}^{abs}(R, \lambda)$$

La solución a la ecuación lidar no es trivial dado que nos encontramos con una ecuación integral con dos incógnitas que son el *coeficiente de retrodispersión* y el *coeficiente de extinción*.

#### MÉTODO DE KLETT-FERNALD-SASANO

Para la inversión de la ecuación lidar con este método se parte de tres premisas: En primer lugar sólo se dispone de una señal retrodispersada elástica. En segundo lugar considera una altura de referencia  $R_0$  tal que la *señal corregida de rango* normalizada,  $X(R) = P(R)R^2$ , y la señal molecular corregida de rango coinciden. Por último se asume una dependencia lineal entre el coeficiente de retrodispersión y la extinción total definida por la razón lidar (Klett 1981 y 1985):

$$LR(R, \lambda) = \frac{\alpha(R, \lambda)}{\beta(R, \lambda)}, (sr)$$

El método de Klett-Fernald-Sasano no conduce a valores realistas para el canal de 1064 nm de modo que se definen dos tipos de calibraciones para invertir esta canal basándose en datos provenientes de los otros canales, 355 y 532 nm.

#### CALIBRACIÓN MEDIANTE NUBES

Para la realización de calibración mediante nubes tipo cirro desde lidares a bordo de satélites se tienen en cuenta dos hipótesis: En primer lugar se considera que debido al gran tamaño de los cristales de hielo los fenómenos de dispersión están regidos por las leyes de la óptica geometría y apenas se observa variación en el coeficiente de retrodispersión con la longitud de onda en el interior de la nube.

Estas hipótesis llevan a proponer una calibración del canal de 1064 nm a partir de la señal del canal de 355 nm y/o 532 nm (que presentan una SNR elevada). En primer lugar se obtienen los perfiles de coeficiente de retrodispersión para los canales de 355 nm y/o 532 nm, usando el método de Klett-Fernald-Sasano. A continuación se utiliza el valor del coeficiente de retrodispersión obtenido para el canal de 355 nm y/o 532 nm como referencia para el algoritmo de Klett-Fernald-Sasano del canal de 1064 nm. La altura de referencia con la que se hace la calibración del canal de 1064 nm con este

método debe estar dentro de la nube (Reagan, et al., 2002; Vaughan et al. 2004, 2010 y 2012).

Por otro lado una importante propiedad que describe la dependencia espectral del coeficiente de retrodispersión  $\beta(R, \lambda)$  es el llamado exponente de Angström de retrodispersión  $AE(\lambda_1 - \lambda_2)$ . Este parámetro es conocido por ser muy dependiente del tamaño y forma de las partículas y se calcula como:

$$AE(\lambda_1 - \lambda_2) = - \frac{\ln \left[ \frac{\beta_{aer}(\lambda_1)}{\beta_{aer}(\lambda_2)} \right]}{\ln \left[ \frac{\lambda_1}{\lambda_2} \right]}$$

Este parámetro es muy próximo a cero (independencia espectral del coeficiente de retrodispersión) en la nube.

También se han realizados calibraciones usando la base de nubes cirros para sistemas lidar emplazados en tierra (Navas-Guzmán, 2011b; Wu, 2011).

#### CALIBRACIÓN MEDIANTE EXPONENTE DE ANGSTRÖM DE AEROSOL.

Este método de calibración para el canal de 1064 nm toma la altura de referencia  $R_0$  en el rango cercano donde generalmente están presentes las partículas de aerosol. En este caso el coeficiente de retrodispersión del aerosol será distinto de cero. Para la calibración se usa información proveniente de los otros dos canales (355 y 532 nm) que pueden ser invertidos de forma apropiada con el algoritmo de Klett-Fernald-Sasano en el rango lejano considerando sólo contribución molecular en la altura de referencia. El coeficiente de retrodispersión del aerosol para 1064 nm se obtiene a partir los valores del coeficiente de retrodispersión de los canales visible y ultravioleta, para los que la SNR en la región molecular es suficiente, usando la ley de Angström (Navas-Guzmán, 2011c):

$$\beta(R_{ref}, 1064) = \beta(R_{ref}, \lambda_0) \left( \frac{1064}{\lambda_0} \right)^{-AE(355-532)}$$

donde  $\lambda_0$  puede ser 355 o 532 nm. Una vez conocido el valor del coeficiente de retrodispersión a 1064 nm, se procede a aplicar el método de Klett-Fernald-Sasano para este canal en la altura de referencia.

## 4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Se va a estudiar la sesión lidar tomada el día 1 de agosto del 2013 Durante la sesión se ve como en la vertical del sistema lidar aparece una nube no muy densa que permite que pase la señal del lidar a través de ella. La nube está situada sobre una capa de aerosol que presenta una retrodispersión homogénea entre 2 y 4 km. Se han seleccionado los datos que van desde las 14:00 a las 14:30 UTC.

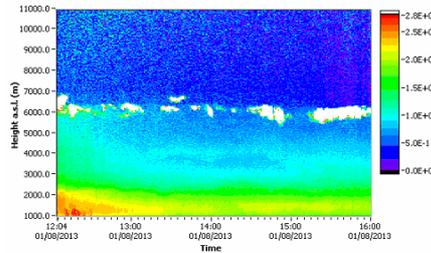


Fig. 1: Evolución temporal de señal corregida de rango en 532 nm. Sesión de medida del día 2013-08-01

Las retrotrayectorias obtenidas mediante el modelo HYSPLIT (Rolph, 2004) para las 72 horas anteriores a la medida identifican que las masas de aire a 2500 y 3500 provienen del sur de Marruecos y noreste de Argelia, respectivamente.

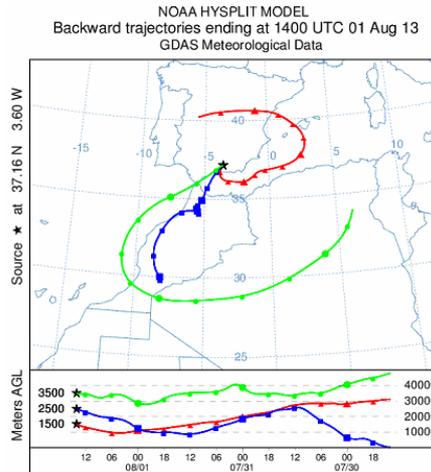
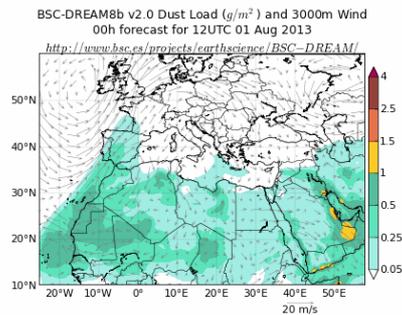


Fig. 2: Retrotrayectorias para el 2013-08-01 a las 14:00 UTC

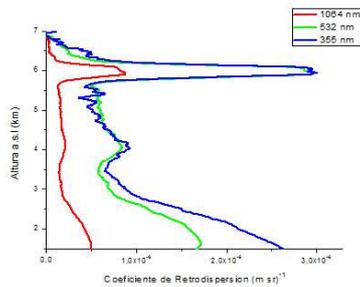
El modelo BSC DREAM (Nickovic et al., 2001) predice que la carga de polvo sobre Granada para el día 01-08-2013 varía entre 0.25 y 0.5 g/m<sup>3</sup>.



**Fig. 3:** Predicción del modelo BSC DREAM para el 2013-08-01

La inversión representada en la fig. 4 se ha hecho usando el algoritmo de Klett-Fernald-Sasano con una LR de 50 sr y altura de referencia de 7.5 km en los tres canales.

Como era de esperar las curvas de 532 y 355 nm cumplen con la premisa de que el coeficiente de retrodispersion no tiene dependencia con la longitud de onda dentro de la nube. Sin embargo, queda patente que el canal de 1064 nm no cumple la independencia con la longitud de onda. El perfil de retrodispersion del canal de 1064 nm está un orden de magnitud por debajo de lo esperado.

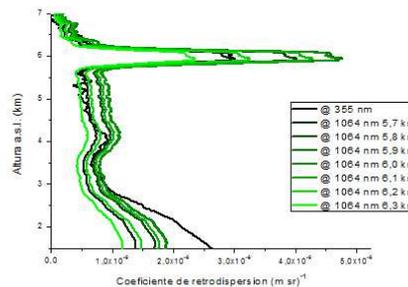


**Fig. 4:** Perfiles de coeficiente de retrodispersion de aerosol obtenidos a partir del método de Klett-Fernald-Sasano con altura de referencia 7.5 km y un paso de 0.5 km.

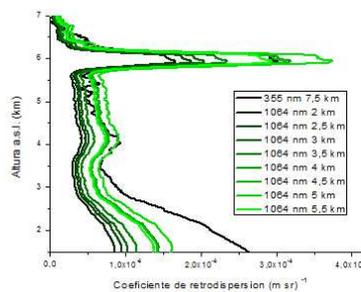
Si se aplica una calibración mediante nubes al canal de 1064 nm considerando una altura de referencia variable entre 5.7 y 6.3 km un paso de 0.1 km se obtiene el resultado de la fig. 5. En ella se ve que no todas las alturas de referencia proporcionan la misma calibración para el canal de 1064 nm y que las únicas calibraciones que cumplen con la independencia de la retrodispersion en la nube con la longitud de onda son las llevadas a cabo en la base y en la cima.

Si ahora se realiza una calibración mediante EA al canal de 1064 nm con altura de referencia variable entre 2 y 5.5 km con un paso de 0.5 km y LR de 50 sr tampoco se

obtiene la misma calibración para todas las alturas de referencias seleccionadas, sólo se consiguen que las calibraciones sean reproducibles cuando el coeficiente de retrodispersion es constante en altura (fig. 6).

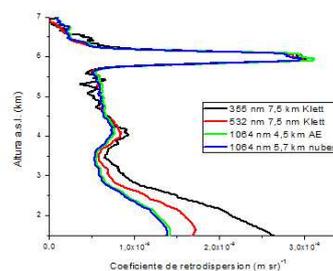


**Fig. 5:** Perfiles de coeficiente de retrodispersion para calibración relativa a nubes



**Fig. 6:** Perfiles de coeficiente de retrodispersion para calibración relativa a EA

Si se representa de forma conjunta los resultado de las calibraciones del canal 1064 nm y los coeficientes de retrodispersion de los canales 355 y 532 nm se comprueba que las dos calibraciones del canal 1064 nm proporcionan el mismo perfil, luego son equivalentes.



**Fig. 7:** Perfiles de coeficiente de retrodispersion para 355 y 532 nm por método de Klett, 1064 nm calibrado mediante EA y nubes

## 5. CONCLUSIONES

La selección de escenario en la que se pueden aplicar conjuntamente calibración de nubes y de EA debe regirse por las siguientes premisas: Perfiles que presenten una carga de aerosol que al menos permanezca constante durante un intervalo de tiempo de 15 o 30 minutos, y nubes entre 4 y 6 km suficientemente delgadas como para permitir el haz del láser siga proporcionando señal retrodispersada después de atravesarla.

La calibración relativa a nubes se realiza de forma satisfactoria cuando la altura de referencia necesaria para aplicar el algoritmo de Klett-Fernald-Sasano se toma al menos en la base o en la cima de la nube. Los resultados sugieren que el método de calibración mediante nubes es aplicable a cualquier altura de referencia dentro de la nube si la nube mantiene su estructura y espesor. Habría que seguir investigando esta posibilidad estudiando más casos.

La calibración del canal de 1064 nm relativa a EA se realiza satisfactoriamente para un perfil de retrodispersión del aerosol que presente una zona en la que el exponente de retrodispersión no varía con la altura.

Los métodos de calibración relativos a nubes y a EA para el canal de 1064 nm conducen al mismo perfil de retrodispersión siempre que se cumplan simultáneamente las premisas 1, 2 y 3.

## 6. REFERENCIAS

- Horvath H., (1998) "Influence of atmospheric aerosols upon the global radiation balance. Atmospheric particles", R. M. Harrison and R. Van Grieken Eds., John Wiley&Sons Ltd.
- Klett, J.D. (1981). "Stable analytic inversion solution for processing Lidar returns" *Appl. Opt.*, 20,211-200,
- Klett, J.D. (1985). "Lidar inversion with variable backscatter/extinction ratios" *Appl. Opt.*, 24, 1638-1643.
- Navas-Guzman, F., Guerrero-Rascado, J.L. y Alados-Arboledas, L. (2011). "Retrieval of the lidar overlap function using Raman signal". *Opt. Pura Apl* 44(1) 71-75.
- Navas-Guzman, F., Guerrero-Rascado, J.L., Bravo-Aranda, J. A. y Alados-Arboledas, L. (2011b) "On the use cirrus clouds for ground-based elastic lidar calibration". *Opt. Pura Apl.* 44(1)49-53.
- Navas-Guzmán, F.; Guerrero-Rascado, J.L.; Bravo-Aranda, J. A. y Alados-Arboledas, L. (2011c). "Calibration of 1064 nm backscatter profiles with a multiwavelength raman lidar". *Rom. Journ. Phys., Vol 56 Nos. 3-4, P 460-466, Bucarest.*
- Nickovic, S.; Papadopoulos, A.; Kakaliagou, O. y Kallos, G. (2001). "Model for prediction of desert dust cycle in the atmosphere", *J. Geophys. Res.*, 106, 18113-18129.
- Rolph, G.D. (2004). "Seminario de capacitación para el uso del modelo HYSPLIT en PC", *National Oceanic and Atmospheric Administration*, (<http://www.arl.noaa.gov/documents/workshop/hysplit1/spanish/workshop.pdf>).
- Vaughan M.; Young, S.; Winker, D.Powell, K.; Omar, A.; Liu,Z.; Hu, Y. y Hostetler, C. (2004), "Fully automated analysis of space-based lidar data: an overview of the CALIPSO retrieval algorithms and data products", *Proceedings of SPIE vol 5575, 16-30.*
- Vaughan M. Liu,Z.; McGill, M. J.; Hu, Y.; Obland, M.D.; (2010), "On the spectral dependence of backscatter from cirrus clouds: Assessing CALIOP's 1064 nm calibration assumptions using cloud physics lidar measurements" *Journal of geophysical research* 115, D14206, 1-17.
- Vaughan, M.; Garnier, A.; Liu,Z.; Joset, D.; Hu, Y.; Lee, K.P.; Hunt, W.; Vernier, J.P.; Rodier, S.; Pelson, J. y Winker, D. (2012) "Chaos, consternation and CALIPSO calibration: New strategies for calibrating the CALIOP 1064 nm Channel" *Nasa technical notes*: <http://ntrs.nasa.gov/search.jsp?R=2012012061>.
- Wu, Y.; Gan, C.M.; Cordero, L.; Gross, B.; Moshary, F. y Ahmed, S. (2011). "Calibration of the 1064 nm lidar channel using water phase and cirrus clouds" *App. Opt.*, 50, 21, 3987-3999.

