

LA CORRECCIÓN ATMOSFÉRICA EN LA TELEDETECCIÓN AEROTRANSPORTADA

E. Castillo, R. Pereda, J. M. De Luis Ruiz y J. M. Sánchez.

Universidad de Cantabria. E.T.S.I. Caminos, Canales y Puertos. Dpto. Ingeniería Geográfica y Técnicas de Expresión Gráfica. Área de Ingeniería Cartográfica, Geodesia y Fotogrametría. castille@unican.es

RESUMEN

La corrección atmosférica juega un papel muy importante en superficies de baja reflectancia como es el caso del agua en el que la dispersión atmosférica contribuye de manera más significativa en la radiancia solar reflejada por el sensor que en la propia radiancia reflejada por la superficie del agua. En este artículo se pone de manifiesto la necesidad de llevar a cabo una buena corrección atmosférica en un medio tan cambiante como son las zonas costeras. Ahora bien, es preciso tener en cuenta que no existe una corrección atmosférica buena en si misma sino que dependerá de la variables hidromorfológica o físico-química que se esté estudiando.

ABSTRACT

Atmospheric correction is a prerequisite to most Hyperspectral Imagery data analysis approaches. The atmospheric correction plays an important role in areas of low reflectance such as water in which the atmospheric dispersion contributes most significantly to the solar radiance reflected from the sensor itself in the radiance reflected from the surface. This article shows the need to conduct a good atmospheric correction in half like the coastal areas. It must be borne in mind that there is not a good atmospheric correction in itself but that will depend on the variables hydromorphological or physico-chemical being studied.

Palabras clave: sensores aerotransportados, CASI-2, hidrodinámica, granulometría, 6S, correcciones atmosféricas.

INTRODUCCIÓN

Los sensores pasivos a bordo de plataformas espaciales ó aerotransportadas miden la radiación reflejada por la superficie del sistema atmósfera-tierra en ciertas regiones del espectro electromagnético. Esta señal depende de la reflectancia de la superficie observada pero se ve perturbada por los procesos de dispersión y absorción atmosféricos (aerosoles, gases y nubes) especialmente en las regiones correspondientes al visible y al infrarrojo próximo (Chan, 1960).

Toda la radiación electromagnética, antes y después de interactuar con la superficie terrestre, debe atravesar la atmósfera previamente a ser detectada por un sensor remoto. Este paso a través de la atmósfera puede alterar la radiación en lo que respecta a velocidad, frecuencia, intensidad, distribución espectral y dirección. Todo ello es resultado de los fenómenos de dispersión, absorción y refracción siendo más patentes en las longitudes de onda del visible y del infrarrojo próximo.

En un caso ideal, es decir, sin presencia de interferencia atmosférica, la radiación solar ilumina la superficie de forma que una fracción de los

fotones que inciden sobre la superficie es absorbida, mientras que el resto de los fotones son reflejados de vuelta al espacio, de ahí que la radiación medida dependa directamente de las propiedades de la superficie.

En los primeros 50 ó 60 km (troposfera y mitad inferior de la estratosfera), la atmósfera se encuentra en equilibrio termodinámico local y la emisión queda gobernada por la ley de Kirchhoff a la temperatura local (Lenoble, 1993; Sobrino, 2000).

Al planificar un trabajo es necesario considerar estas circunstancias con el fin de determinar si es preciso realizar correcciones atmosféricas antes de llevar a cabo un estudio y, si es necesario aplicar una corrección, definiendo el mejor método que se debe utilizar.

Es necesario, por tanto, tener en cuenta la resolución espacial y espectral del sensor utilizado, así como sus características de polarización. El efecto que introduce la atmósfera en la radiación ascendente que llega al sensor, se obtiene al resolver la ecuación de transferencia radiativa (suponiendo un cielo despejado, sin nubes). La forma general de dicha solución es compleja y se

basa en métodos de aproximación suponiendo, como condición de contorno, que es una superficie no lambertiana. En el caso de superficies lambertianas la solución es mucho más sencilla. Otro efecto de la dispersión atmosférica es el efecto de adyacencia, el cual representa la contribución de la reflexión del fondo en el campo de visión del sensor. Este efecto juega un papel importante en sensores remotos de alta resolución aplicados a superficies no homogéneas en los que el contraste entre píxeles vecinos es grande.

La dispersión debida a las moléculas y a los aerosoles perturba la reflectancia que se está midiendo; en zonas no uniformes dicha medida también se verá afectada por la contribución del fondo de manera que las propiedades bidireccionales de la reflectancia BRDF (Bidirectional Reflectance Distribution Function) se ven suavizadas parcialmente por los procesos de dispersión.

La radiación que es detectada por los sensores se expresa en función de los ángulos de elevación solar, acimutal y polar, para cierto intervalo de longitud de onda y un campo de visión instantáneo IFOV (Instantaneous Field of View). Por lo tanto, la medida que hace el sensor es la suma de diferentes fuentes de aportación: la reflectancia propia de la superficie terrestre, la emitancia espectral de la cubierta y una contribución por la absorción ó dispersión del flujo radiante.

ÁREA DE ESTUDIO

La Bahía de Santander, localizada en un lugar privilegiado de la Comunidad Autónoma de Cantabria (España), es una depresión y un ecosistema de gran riqueza tanto desde el punto de vista biológico como socioeconómico (Figura 1). En su entorno se concentran unos 300.000 habitantes, más del 50% de la población de la comunidad. Este ecosistema se ve afectado, como consecuencia de su privilegiada situación, por las actividades de una población que ha ido creciendo considerablemente a lo largo del tiempo y cuyas actividades, junto con las que llevan a cabo las numerosas empresas ubicadas en la zona, han ido dejando una huella imborrable sobre el territorio.

A mediados del siglo XVIII la ciudad de Santander experimentó un notable crecimiento debido fundamentalmente al desarrollo de su puerto, convirtiéndose éste desde entonces en uno de los más importantes de la costa cantábrica. De este modo, esta pequeña villa marinera se convirtió

en una ciudad en la que diversos acontecimientos otorgaron una gran importancia a esta bahía debida fundamentalmente a que ofrece un espacio protegido de mar abierta.

El puerto de Santander está localizado dentro del encuadre de la propia bahía por lo que casi la mitad de la población de la región se encuentra bajo su influencia. Por este motivo y por su gran superficie de agua marina, durante las últimas décadas ha ido perdiendo espacio progresivamente. Este fenómeno se debe a que las mareas en la bahía poseen una gran fuerza hidráulica, y la gran cantidad de agua en continuo movimiento produce un transporte de sedimentos que va siguiendo su evolución natural y manteniendo un balance. Pero como suele ocurrir en estos casos, la presencia antropogénica ha provocado modificaciones en este balance.

Estudios recientes (Ferrer *et al.*, 2005) demuestran que desde que Santander se convirtió en una importante ciudad marinera, la superficie efectiva de la Bahía o lo que se conoce como prima de marea ha disminuido en un 50%. Esta serie de acontecimientos ha provocado que el puerto de Santander este en grave peligro dificultando el acceso al mismo.

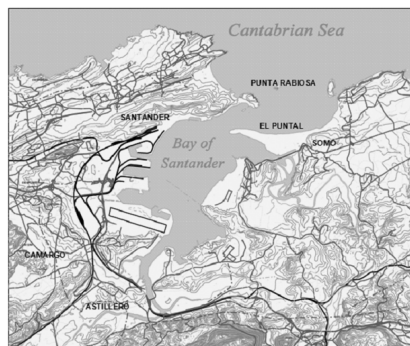


Figura 1.- Localización de la zona de estudio.

MATERIAL EMPLEADO

Sensor aerotransportado CASI

Para la realización de este trabajo se han utilizado dos vuelos realizados con el sensor aerotransportado CASI-2 en el año 2003 y 2004 respectivamente. Dichos vuelos presentaban condiciones de observación diferentes por lo que han permitido realizar un minucioso estudio en cuanto a modelos de corrección atmosférica se refiere.

El CASI-2 es un sensor óptico de barrido multiespectral basado en un dispositivo CCD bidimensional. En la dimensión espectral ofrece 288 filas, cada una correspondiente a una franja de 1,8 nm. En cuanto a la dimensión espacial se dispone de 612 columnas, de las que 512 pasan a generar la imagen que posteriormente se tratará (Babey and Anger, 1989) y el resto se utiliza para la calibración de los datos. El primero de los vuelos fue llevado a cabo por el Instituto Cartográfico de Cataluña (ICC) durante los días 13 y 15 de junio de 2003 y se volaron 3 estuarios de la Comunidad Autónoma de Cantabria (Bahía de Santander, Marismas de Santoña y Ría de San Martín) para lo cual fue necesario un total de 23 pasadas. Como consecuencia de las condiciones meteorológicas hubo que retrasar la salida del vuelo y nos encontramos con serios problemas radiométricos. Posteriormente se realizó otro vuelo el 4 y 5 de julio de 2004. En este segundo vuelo, las condiciones atmosféricas y de observación fueron idóneas por lo que el resultado fue muy bueno.

Medidas de campo: ASD-FR

De manera simultánea a la realización del vuelo con el sensor aerotransportado CASI se llevo a cabo un muestreo radiométrico *in situ*. En dicho muestreo se empleó el espectrorradiómetro Analytical Spectral Devices-Full Resolution (ASD-FR) propiedad del Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas (CEDEX) del Ministerio de Fomento del Gobierno de España.

Este espectrorradiómetro presenta unas características muy afines a las del sensor CASI-2 y es configurable para captar la misma región espectral que dicho sensor. La información obtenida en el muestreo de campo ha sido fundamental para poder aplicar el modelo de corrección atmosférica 6S. Las firmas espectrales puras (Figura 2) muestreadas en tierra han servido como datos de entrada del 6S y los resultados obtenidos en agua han servido para observar cómo afecta el parámetro turbidez del agua en la radiancia captada por el sensor aerotransportado.

METODOLOGÍA

Puesto que el área de trabajo se corresponde con la zona intermareal y submareal de un estuario, se han obviado aquellas correcciones asociadas a otros ámbitos distintos a éste. Por tanto, se han considerado cuatro juegos de imágenes, correspondientes a:

- Imágenes sin corregir atmosféricamente (SC).
- Imágenes sin corregir – banda 34 (SC-B34).

- Imágenes corregidas atmosféricamente: Nivel 1 (C1).
- Imágenes corregidas atmosféricamente: Nivel 2 (C2).

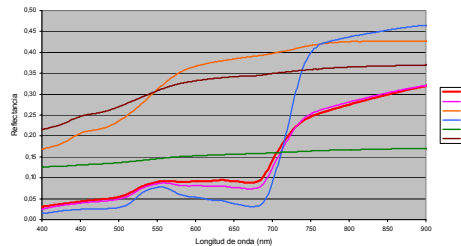


Figura 2.- Reflectancia obtenida in situ con el espectrorradiómetro ASD-FR en (a) Hierba poco densa de la Península de la Magdalena (T1); Hierba densa de la Península de la Magdalena (T2); Arena de la Playa del Sardinero (T3); Hierba densa del Parque Mesones (T4); Asfalto del aparcamiento del campo de fútbol (T5); Suelo desnudo (T6).

La decisión ha sido justificada argumentando las siguientes razones; las imágenes SC son quizás el producto más frecuente cuando se trabaja con este tipo de datos, ya que hoy en día los modelos atmosféricos comienzan a aplicarse a datos hiperespectrales de sensores aerotransportados que no disponen de un ILS (Incident Lightness sensor). La corrección SC-B34 fue realizada por sugerencia de Mischenko y Dubovik y se basa en el principio físico por el cual el agua absorbe la luz infrarroja y cualquier señal recibida por el sensor es achacable a la atmósfera y otro tipo de errores; de este modo se reduce hasta cierto punto el efecto conocido como Cross Track Illumination (CTI), esto es la diferencia de respuesta recibida por el sensor de un elemento según su posición a lo ancho de la trayectoria de vuelo.

Por último, los niveles de corrección C1 y C2 corresponden a dos niveles de corrección atmosférica basándose en el modelo de corrección atmosférico 6S anteriormente mencionado. La primera de las correcciones considera valores por defecto como parámetros de entrada y la corrección C2 se apoya en los datos obtenidos por el espectrorradiómetro ASD-FR del CEDEX.

RESULTADOS Y CONCLUSIONES

Para valorar las imágenes, se han empleados diferentes puntos de vista:

1. Valoración de la homogeneidad interna de las imágenes: esto es, que las imágenes presenten niveles digitales semejantes para firmas espectrales equivalentes en diferentes localizaciones de la pasada.
2. Cálculo de las diferencias de niveles digitales según su posición en la trayectoria de vuelo (Cross Track illumination – CTI).
3. Valoración de la radiometría desde un punto de vista absoluto.
4. Valoración de la radiometría desde un punto de vista relativo.

Algunas de las conclusiones que se derivan de aplicar este tipo de correcciones son las siguientes: las imágenes con un nivel de corrección C2 no son internamente homogéneas; las SC-B34, por como han sido obtenidas, reducen el destello provocado por las olas en casi un 90%, según la banda considerada; esta corrección ofrece peores resultados cuando se tratan de eliminar las estelas dejadas por buques al navegar; por lo que dependiendo del método de corrección ambos casos pueden ser considerados una fuente de error considerable. La corrección C1 ofrece un rango dinámico muy bajo, ya que como se puede apreciar en todos los gráficos (Figura 3), los niveles digitales tienden a agruparse entre 1000 y 3000 con unos valores de desviación típica muy bajos. Sin embargo, el nivel de corrección C2 ofrece un rango dinámico mejor, pero esta mejoría ha provocado un aumento considerable de la desviación típica en la mayoría de los casos mayores a la imagen original. Un aumento tan considerable de la desviación no es aconsejable para fines batimétricos, que unido a la falta de homogeneidad interna, ha provocado que se descarte emplear la imagen con un nivel de corrección C2.

La principal conclusión que se deriva del análisis realizado es que ninguna corrección es buena en sí misma, es decir, dependiendo el parámetro analizado y de la zona de estudio, será más apropiada una que otra.

BIBLIOGRAFÍA

- Chandrasekhar, S.1960. Radiative Transfer, *Dover Publications*, New York.
- Grassl, H. 1976, A new type of absorption in the atmospheric infrared window due to water vapor polymers. *Belt Phys. Atmos.* N° 49, pp. 225-236.
- Pearce, W.A. 1977. A study of the effects of the atmosphere on Thematic Mapper observations. Rep. 4-77. *EG&G/Was. Anal Serv. Center.* Riverdale, Maryland.
- Babey, S.K.; Anger, C.D. 1989. A compact airborne spectrographic imager (CASI). *In Proceedings of IGARSS*, Vol. 2, pp. 1028-1031.
- Gao, B.; Goetz, A.F.H. 1990. Column atmospheric water vapor and vegetation liquid water retrievals from airborne imaging spectrometer data. *Journal of Geophysical Research.* Vol. 95, N° 4, pp. 3549-3564.
- Haan, J.F.; Hovenier, J.W.; Kokke, J.M.M.; Stokkom, H.T.C. 1991. Removal of atmospheric influences on satellite-borne imagery: a radiative transfer approach. *Remote Sensing of Environment*, N° 35, pp. 11-27.
- Lenoble, J. 1993. Atmospheric Radiative Transfer. *Deepak Publishing*, Hampton, Virginia.
- Sobrino, J. A. 2000. *Teledetección*. Universidad de Valencia. ISBN 84-370-4220-8
- Gilbert, A.A.; Conese, C.; Maselli, F. 1994. An atmospheric correction method for automatic retrieval of surface reflectance from TM images. *International Journal Remote Sensing.* N°15, pp. 2065-86.
- Teillet, P.M.; Fedosejevs, G. 1995. On the dark target approach to atmospheric correction of remotely sensed data. *Can. J. R.S.*, N.21, pp373-87.
- Chavez, P.S., Jr. 1996. Image-based atmospheric corrections-revisited and improved. *Photogramm. Eng. Remote Sens.* N° 62, pp. 1025-1036.
- Vermote, E.; Tanré, D.; Deuzé, J.L.; Herman, M.; Moncette, J.J. 1996. Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum (6S). *User Guide Technical report*, Laboratoire d'optique atmosphérique, Lille, France.

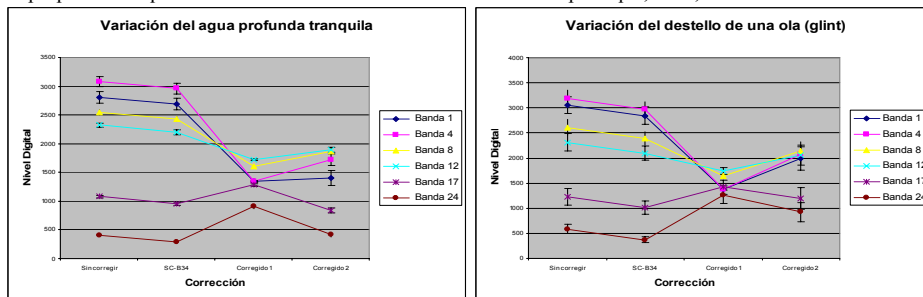


Figura 3.- Variación de la cresta de la ola en agua profunda y en la cresta de la ola.