

Análisis del efecto topográfico en la corrección radiométrica de imágenes MERIS

Grau, G.* , Vicent, J., Moreno, J.

Laboratory of Earth Observation - Image Processing Laboratory (LEO - IPL), Parque Científico - Campus de Paterna, Universidad de Valencia, C/ Catedrático José Beltrán, 2, Paterna, 46980, Valencia.

Resumen: La topografía altera la estructura vertical de la atmósfera y por lo tanto sus propiedades radiativas con respecto a la reflexión y transmisión de la radiación solar y, modifica las condiciones de iluminación del terreno, con notable influencia en las medidas de teledetección de la superficie terrestre en el espectro óptico. En este trabajo se han aplicado dos modelos de corrección atmosférica y radiométrica sobre una imagen ENVISAT/MERIS, considerando la topografía, para analizar la importancia de tales efectos. Para ello se ha explotado la reciente aparición de Modelos Digitales de Elevaciones (MDE) suficientemente detallados y precisos, disponibles a escala global, que abren nuevas perspectivas para las correcciones topográficas de datos de teledetección. Los resultados demuestran la adecuación del modelo de corrección conjunta (atmosférica y topográfica) al caso considerado, mejorando la comparación de firmas espectrales de superficies similares independientemente de la altura o las condiciones de iluminación, compensando las variaciones relativas provocadas por la topografía en la reflectividad medida por sensores. Aunque la teledetección de la superficie terrestre ha tendido tradicionalmente a evitar las bandas de absorción atmosféricas, una peculiaridad que presentan las imágenes ENVISAT/MERIS es la disponibilidad de una banda (O_2A) de absorción del oxígeno, localizada en los 761,5 nm. Dicha banda se emplea principalmente para correcciones atmosféricas (estimación de la presión de la superficie, altura de nubes, efectos de aerosoles, etc.) pero también se ha empleado recientemente para determinar la fluorescencia de la vegetación, con lo que dicha banda de absorción ha recibido notable atención en los últimos años. Dado que dicha absorción del oxígeno está fuertemente afectada por la topografía, la determinación de información sobre la superficie terrestre a partir de dicha absorción del oxígeno requiere una corrección muy precisa de los efectos topográficos. Por ello en este trabajo analizamos en particular el efecto del pico de reflectividad a 761,5 nm originado por una corrección inadecuada de la topografía y se estudia la relación existente entre la presión atmosférica local y la profundidad de la banda de absorción del oxígeno en esta longitud de onda.

Palabras clave: MDE, MERIS, corrección topográfica, corrección radiométrica, banda de absorción O_2A .

Analysis of the topographic effect on the radiometric correction of MERIS images

Abstract: Topography alters the vertical structure of the atmosphere and, therefore, its radiative properties regarding the reflection and transmission of the solar radiation. Also it modifies the conditions of illumination of terrain, with remarkable influence in the remote sensing measures of the terrestrial surface in the optical spectrum. In this work we have applied two models of atmospheric and radiometric correction on an ENVISAT/MERIS image, considering the topography, to analyse the importance of such effects. For this, we have exploited the recent rise of Digital Models of Elevation (MDE) sufficiently detailed and precise, available to a global scale, that open new prospects for the topographical corrections of remote sensing data. The results show the adjustment of the conjoint correction model (atmospheric and topographical) in the considered case, improving comparison of spectral signatures of similar surfaces

* Autor para la correspondencia: goangrau@alumni.uv.es

independently of the elevation or the conditions of illumination, compensating the relative variations caused by the topography in the reflectivity measured by sensors. Although the remote sensing of the terrestrial surface has tended traditionally to avoid the bands of atmospheric absorption, a peculiarity that presents the ENVISAT/MERIS images is the availability of a band (O_2A) of absorption of the oxygen, located in the 761.5 nm. This band is used mainly for atmospheric corrections (estimate of the surface's pressure, elevation of clouds, aerosols effects, etc.). But also it has been employed recently to determine the fluorescence of the vegetation, consequently this band of absorption has received remarkable attention in the last years. Considering that this absorption of the oxygen is strongly affected for topography, the determination of information on the terrestrial surface from this absorption of the oxygen requires a very precise correction of the topographical effects. Therefore in this work we analyse in particular the effect of the peak of reflectivity at 761.5 nm originated by an inappropriate correction of the topography and we study the existent relationship between the local atmospheric pressure and the depth band of absorption of the oxygen in this wavelength.

Key words: DEM, MERIS, topographic correction, radiometric correction, O_2A -absorption band.

1. Introducción

Uno de los aspectos más relevantes en el tratamiento de datos de teledetección en el dominio óptico es la adecuada corrección radiométrica (compensación de efectos atmosféricos, topográficos y angulares) de dichos datos. La morfología del terreno produce diferencias relativas significativas entre los píxeles de la imagen. Una variación de la altitud, pendiente y orientación de un mismo tipo de superficie dentro de la propia imagen produce diferencias significativas en la radiancia registrada por el sensor (Moreno, 1996). Por lo tanto, es muy conveniente y adecuado el aplicar una corrección que realice una homogeneización de la respuesta radiométrica dentro de una imagen, independientemente de las condiciones atmosféricas y de iluminación en las que la imagen fue adquirida, para poder emplear los datos de teledetección en las diferentes aplicaciones.

En la actualidad se dispone de fuentes de información topográfica que nos proporcionan MDE cada vez mejores y con más detalle. A una escala local o estatal podemos encontrar los diferentes MDE muy precisos ofrecidos por el Instituto Geográfico Nacional (IGN) y obtenidos con una alta resolución a partir de técnicas LIDAR (0,5 puntos/m²) o por ortofotografía (5, 25 o 200 m de tamaño de píxel). A una escala global o mundial disponemos de diferentes opciones obtenidas por técnicas de teledetección, cómo es el caso del ASTERGDEMv2 (estereoscopia de imágenes) o del SRTM3 (interferometría radar) ofrecidos ambos por la NASA (1" y 3" de arco, respectivamente, de tamaño de píxel).

La incorporación de esta información topográfica más precisa en la estimación de parámetros

biofísicos, que se ven fuertemente afectados por la orografía del terreno nos permitirá obtener unos resultados mejores en nuestras investigaciones.

En nuestro trabajo utilizaremos un MDE para la corrección radiométrica de los efectos topográficos y atmosféricos aplicando el modelo de Sandmeier (1997) y, posteriormente, compararemos los resultados con aquellos obtenidos aplicando una corrección, únicamente, de los efectos atmosféricos con el método QUAC (*QUick Atmosphere Correction*; Bernstein et al., 2005). De esta manera, podremos evaluar la relevancia de la morfología del terreno en las imágenes adquiridas desde satélite y su procesamiento. Se ha elegido la aproximación de Sandmeier (1997) porque representa un modelo bastante completo de corrección radiométrica y fácilmente aplicable que responde perfectamente a los objetivos del trabajo planteados.

Asimismo, estudiaremos la importancia que puede tener la topografía en la relación entre la presión y el coeficiente de absorción del oxígeno en los 762 nm (O_2A -band). En los últimos años se ha incrementado considerablemente el interés de la comunidad científica en el estudio de la O_2A -band por su utilización en las correcciones atmosféricas de los datos, detección y determinación de altura de nubes, caracterización de aerosoles y distribución vertical, y el empleo de dicha banda de absorción en el proceso de determinación de constituyentes atmosféricos (como CO₂) y parámetros biofísicos como la fluorescencia y, consecuentemente, el estudio de aspectos relacionados con el ciclo del carbono.

En el apartado 2, detallaremos la metodología utilizada en las correcciones y cálculos realizados.

Posteriormente, en el apartado 3, presentaremos el análisis de los resultados obtenidos para, finalmente, en el apartado 4, exponer las conclusiones más importantes del estudio.

2. Metodología

2.1. Modelo de corrección atmosférica y topográfica

Sobre una pendiente del terreno actúan tres fuentes principales de iluminación en el rango de 400 a 2500 nm de longitud de onda: la irradiancia directa procedente del disco solar, la irradiancia solar difusa como resultado de la dispersión atmosférica y la irradiancia reflejada por las superficies adyacentes hacia el punto de interés. La primera depende principalmente de la posición relativa del Sol respecto de la superficie de estudio (variable en función del momento de toma de la imagen y de la posición geográfica del punto de interés) y de la intensidad de su radiación. Esta influencia se modula con el

ángulo de iluminación i (ángulo entre el vector normal a la superficie y el vector de posición solar). Asimismo, cabe la posibilidad que la superficie este localizada en zonas de sombra proyectada Θ , es decir, que no incide sobre ella directamente la luz solar. La segunda depende del ángulo de incidencia, la altitud, la dispersión y absorción atmosférica y de la porción de cielo visible desde el punto de interés (factor de cielo visible, V_d). Por último, la irradiancia reflejada del terreno próximo está en función de la orografía circundante (factor de terreno visible, V_t) y del albedo (Felicísimo, 1994). Todas estas aportaciones son reflejadas por la superficie y registradas por el sensor. Además, hay que añadir la aportación de radiancia reflejada directamente por la atmósfera (radiancia atmosférica, L_p) que varía con la altitud (Figura 1) debido a los cambios de presión y temperatura generados en las capas inferiores de la atmósfera por la estructura topográfica de la superficie.

En su trabajo de 1997, Sandmeier presentó un modelo, basado en parámetros físicos, para la

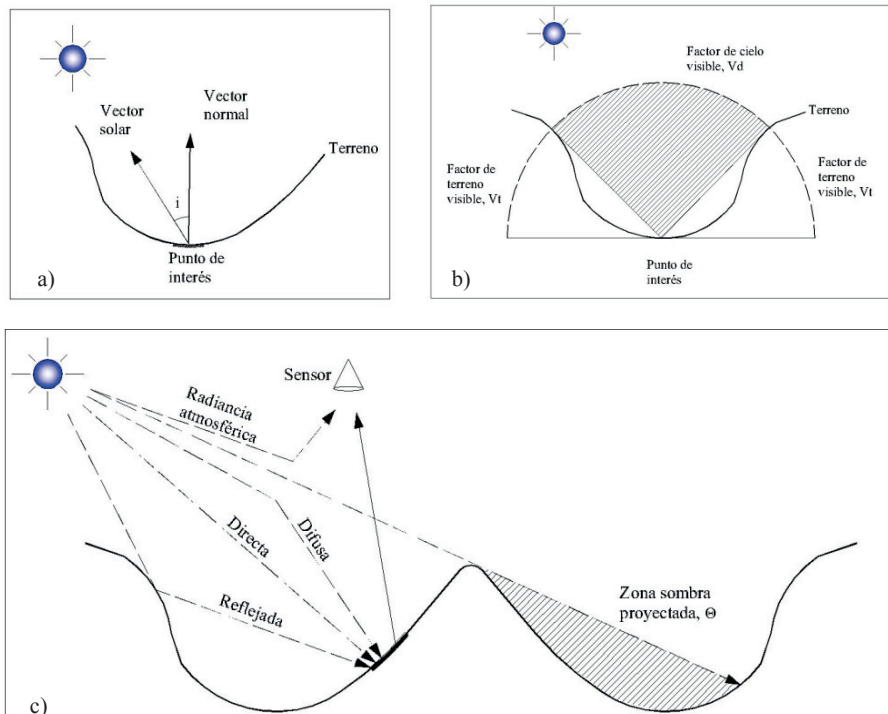


Figura 1. Esquema descriptivo de algunos términos de la formulación empleada: (a) ángulo de iluminación i ; (b) factor de cielo y de terreno visible para un punto de interés; (c) aportaciones de irradiancia sobre una pendiente del terreno reflejadas por ésta y la radiancia atmosférica que finalmente son registradas conjuntamente por el sensor.

corrección radiométrica conjunta de los efectos atmosféricos y topográficos de las imágenes de satélite que partía de los siguientes condicionantes: [a] se consideraba la diferente composición vertical y horizontal de la atmósfera y las modificaciones en la radiación que ello producía para corregirlo, [b] se incorpora la irradiancia difusa y directa (tanto la difusa de la atmósfera como las contribuciones de adyacencia y reflexiones con las pendientes circundantes) en el cómputo de la irradiancia total que recibe el punto de interés, [c] la metodología se basa en fundamentos teóricos y, por tanto, se puede aplicar a cualquier imagen independientemente del sensor y de las condiciones de la escena, [d] para simplificar el modelo se asume la condición de reflectividad lambertiana de la superficie sin valorar el efecto de la BRDF (*Bidirectional Reflection Distribution Function*), suponiendo que los efectos topográficos dominan sobre los efectos angulares de BRDF.

Con este modelo, la estimación de la reflectividad de la superficie (ρ) se consigue en dos pasos. En primer lugar, se obtienen los valores de irradiancia y los parámetros atmosféricos para superficies horizontales y, a continuación, se incorpora la influencia de la topografía en éstos a partir de datos procedentes de un MDE. Una de las principales ventajas de este modelo es que permite desacoplar los efectos topográficos de los efectos de iluminación variable de la superficie, lo cual facilita los cálculos, sobre todo para estudios multitemporales donde un mismo MDE es usado para procesar una serie temporal de sucesivas imágenes.

La primera expresión (1) describe el cálculo de la reflectividad. En la segunda fórmula (2) se obtiene la irradiancia total para una superficie inclinada $E(\lambda, z)$. En ésta última, podemos observar las tres componentes principales de iluminación moduladas por la topografía: el primer sumando representa la irradiancia directa, el segundo la irradiancia difusa y el tercero la irradiancia procedente del terreno próximo

$$\rho(\lambda) = \frac{\pi \cdot (L(\lambda) - L_p(\lambda, z))}{E(\lambda, z) \cdot T_u(\lambda, z)} \quad (1)$$

$$E(\lambda, z) = \Theta \cdot E_h^d(\lambda, z) \cdot \frac{\cos i}{\cos \theta} + E_h^f(\lambda, z) \cdot \left\{ k(\lambda, z) \cdot \frac{\cos i}{\cos \theta} + (1 - k(\lambda, z)) \cdot V_d \right\} + E_h(\lambda, z) \cdot V_i \cdot \rho_{adj} \quad (2)$$

Donde (λ, z) indica la dependencia de la variable de la longitud de onda λ y/o de la altitud z , el subíndice h indica que nos referimos a superficies horizontales, $L(\lambda)$ es la radiancia registrada por el sensor, $L_p(\lambda, z)$ es la radiancia atmosférica, $E(\lambda, z)$ es la irradiancia total de la superficie y $T_u(\lambda, z)$ es la transmisividad directa ascendente, Θ es el coeficiente binario de sombra proyectada, $E_h^d(\lambda, z)$ es la irradiancia directa en una superficie horizontal, i es el ángulo de iluminación, θ es el ángulo solar zenital, $E_h^f(\lambda, z)$ es la irradiancia difusa en una superficie horizontal, $K(\lambda, z)$ es el índice de anisotropía, V_d es el factor de cielo visible, $E_h(\lambda, z)$ es la irradiancia total en una superficie horizontal, V_i el factor de terreno visible y ρ_{adj} es la reflectividad media del terreno adyacente. (Sandmeier, 1997).

2.2. Método QUAC (*Quick Atmosphere Correction*)

El método QUAC es un algoritmo de corrección, únicamente, atmosférica, que trabaja en el espectro del visible, el infrarrojo próximo y el infrarrojo de onda corta (0,4 a 2,5 μm) para imágenes multiespectrales e hiperespectrales. Este método determina los parámetros para la compensación atmosférica directamente a partir de la información contenida dentro de la escena (espectros de los píxeles observados), sin necesidad de información auxiliar. Una de las principales ventajas de este método, aparte de la velocidad computacional, es la posibilidad de trabajar con cualquier geometría de observación o ángulo de elevación solar, incluso cuando no disponemos de información adecuada sobre la calibración radiométrica del sensor o cuando la intensidad de la iluminación solar es desconocida (Bernstein, 2005). Este método se encuentra implementado en el programa de procesamiento de imágenes ENVI.

2.3. Estudio de la relación entre la profundidad de la absorción de la banda-A del oxígeno y la presión atmosférica en la superficie

En este apartado relacionaremos los valores variables de la presión atmosférica en la superficie con las variaciones en la profundidad de la banda-A de absorción del oxígeno, con el fin de determinar la componente de variabilidad de dicha absorción que es debida simplemente a la topografía y

Tabla 1. Formulación de la relación entre presión atmosférica y altitud.

Fórmula	Parámetro	Valor/unidades
$P = P_0 \cdot e^{\left(\frac{-g \cdot M_d \cdot z}{R \cdot T}\right)}$	P	Presión
	P_0	Presión inicial
	z	Altitud
	g	Aceleración de la gravedad
Relación entre presión y altitud	R	Constante universal de los gases
	T	Temperatura
	M_d	Masa molar del aire seco

desacoplar dicha variabilidad de otros efectos que también afectan a la profundidad de la banda de absorción, tales como la fluorescencia de la vegetación. En primer lugar, consideramos que la presión P es isotrópica en fluidos, de modo que definimos la presión atmosférica como el peso de la columna de aire situada sobre la superficie de cada píxel. Partiendo de la ecuación de equilibrio hidrostático y de la ley de gases ideales podemos establecer una relación directa entre la variación de la presión atmosférica y la altitud (Tabla 1). Para nuestro estudio supondremos que trabajamos en una atmósfera isoterma y estándar en condiciones de aire seco.

La banda de absorción de la radiación solar por parte del oxígeno situada en 762 nm (O_2A -band) se considera adecuada para la obtención de valores de presión porque: [1] el oxígeno en la atmósfera a esta particular λ es moderadamente absorbente y su concentración es constante y se encuentra bien mezclado; y, [2] en esta región del espectro no hay interferencias por la absorción de otros gases o por la emisión de la atmósfera o la superficie terrestre. Las técnicas de absorción diferencial nos permiten extraer cuál es la masa del gas absorbente presente

en la atmósfera. Gracias a las especiales características antes mencionadas del oxígeno, podemos relacionar directamente esta masa con el camino seguido por un fotón a la atmósfera.

En los últimos años se ha incrementado notablemente el interés de la comunidad científica en el estudio de la O_2A -Band por su relación con parámetros biofísicos como la fluorescencia y, consecuentemente, el ciclo del carbono.

Para evaluar la relación de la presión con la profundidad de la banda de absorción del oxígeno hemos trabajado con 4 diferentes formulaciones (Tabla 2), utilizando las radiancias correspondientes a las longitudes de onda de 753,4 y 778,4 nm situadas fuera de la banda de absorción y la radiancia para 761,5 nm localizada dentro de ésta.

3. Análisis de los resultados obtenidos

3.1. Datos y área de estudio

Los datos de partida son: una imagen MERIS (*M*edium *R*esolution *I*maging *S*pectrometer) de la zona sureste de la península ibérica, el modelo digital de elevaciones ASTERGDENV2

Tabla 2. Formulaciones para la obtención del coeficiente de absorción del oxígeno.

Fórmula	Descripción
$r_{O_2-1} = \frac{L_{761.5}}{L_m}$	Opción 1: cociente entre la radiancia de la banda 11, $L_{761.5}$, afectada por la absorción y una radiancia no afectada calculada interpolando los valores correspondientes a las bandas 10 ($L_{753.4}$) y 12 ($L_{778.4}$) situadas antes y después de la O_2A -band, L_m (Lindstrot, 2009).
$L_m = L_{753.4} + \left(\frac{L_{778.4} - L_{753.4}}{778.4 - 753.4}\right) \cdot (761.5 - 753.4)$	
$r_{O_2-2} = \frac{L_{761.5}}{L_{753.4}}$	Opción 2: cociente entre la radiancia en la O_2A -band y la radiancia en una banda externa a la absorción
$r_{O_2-3} = L_m - L_{761.5}$	Opción 3: Diferencia entre la radiancia esperada y la radiancia real en la O_2A -band
$r_{O_2-4} = \frac{L_m - L_{761.5}}{L_m + L_{761.5}}$	Opción 4: Diferencia normalizada entre la radiancia esperada y la radiancia real en la O_2A -band

correspondiente y una LUT de parámetros atmosféricos obtenida a partir de simulaciones realizadas con el programa MODTRAN (*MODerate-resolution atmospheric radiance and TRANsmittance model*; Berk et al., 1999).

La imagen adquirida por el sensor MERIS el día 21 de julio de 2005 a las 10:39 UTC corresponde al sureste de la península Ibérica, entre los 40,5°N y los 37°N de latitud y entre los 3,25°W y los 0,5°E de longitud (1101×1101 píxeles). El instrumento mide la radiación solar reflejada por la Tierra y las nubes en 15 bandas espectrales (Tabla 3), programables en posición y anchura. La resolución espacial de la imagen seleccionada es total, es decir, un tamaño de píxel de 290×260 m. Esta zona presenta variaciones de altitud, desde el nivel del mar hasta los más de 2000 m, llanuras a diferentes cotas y montañas próximas al mar con una fuerte pendiente, lo que representa un contraste topográfico interesante para poder valorar adecuadamente los resultados. En nuestro trabajo hemos realizado las correcciones y cálculos en la totalidad de las bandas y de la extensión de la imagen.

Tabla 3. Longitud de onda central de las bandas de MERIS.

Banda	λ (nm)	Ancho de banda (nm)
1	412,5	10
2	442,5	10
3	490	10
4	510	10
5	560	10
6	620	10
7	665	10
8	681	7,5
9	708,75	10
10	753,75	7,5
11	760,625	3,75
12	778,75	15
13	865	20
14	885	10
15	900	10

Siguiendo el procedimiento establecido en Guanter (2007) se ha obtenido a partir de la imagen la máscara de nubes, los valores de espesor óptico de aerosoles (AOT, *Aerosol Optical Thickness*) y el contenido de vapor de agua (C_{wv} , *Columnar water vapor*). Para extraer los píxeles no válidos por presencia de nubes hemos aplicado un algoritmo de detección de nubes fundamentado en el establecimiento de umbrales para los

diferentes valores de la reflectividad TOA (*Top Of Atmosphere*) y su correspondiente pendiente espectral. Con esta metodología se establece una primera máscara más restrictiva para el cálculo del AOT, que será la que utilizaremos posteriormente, para evitar sobrestimaciones de estos y una segunda menos estricta para la obtención del C_{wv} en la atmósfera. EL AOT es una magnitud que caracteriza la cantidad de aerosoles presentes en la atmósfera, los cuales son responsable de variaciones de la radiancia registrada por el sensor. En nuestro trabajo, el contenido de aerosoles se estima a partir del AOT a 550 nm. El modelo de aerosoles establecido es el definido como estándar rural. Para realizar el cálculo dividimos la imagen en celdas de 30×30 km en las que se considera que la atmósfera es invariable. En cada una de estas ventanas se seleccionan, a partir de valores de NDVI, cinco píxeles con un elevado contraste espectral (un píxel de vegetación, uno de suelo y tres mixtos). EL AOT a 550 nm se obtiene mediante una inversión multiparamétrica de las radiancias TOA. Finalmente, pasamos a obtener el C_{wv} con un método fundamentado en la inversión del cociente entre las radiancias en el infrarrojo próximo, dentro y fuera de una banda de absorción del vapor de agua. En el caso del sensor MERIS, hemos seleccionado la banda 14 (890 nm), no afectada por la absorción del vapor de agua, y la banda 15 (900 nm) parcialmente afectada por la absorción a 940 nm.

Como base de la información topográfica se ha utilizado el modelo digital de elevaciones ASTERGDEMv2 con una resolución de 1" de arco, proporcionado por la NASA gratuitamente desde la página web REVERB ECHO en *tiles* de 1°×1°. Este MDE se ha obtenido por técnicas de estereoscopia de imágenes satélite procedentes del sensor ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*).

Podemos distinguir dos clases de productos derivados del MDE: aquellos que dependen de la escena y la iluminación (ángulo cenital solar θ , Sombra proyectada Θ y ángulo de iluminación i), y aquellos que se mantienen invariables (el gradiente topográfico o vector normal a la superficie N , el factor de cielo visible V_d y el factor de terreno visible V_r). El vector N se ha obtenido mediante el método de aproximación a superficie cuadrática en un entorno de 3×3 píxeles implementado

en el programa informático ENVI (Wood, 1996). El parámetro V_d representa la porción del hemisferio celeste visible desde cada píxel, es decir, no obstruida por la topografía, toma valores entre 1, totalmente visible, y 0, no se ve el cielo. El cálculo de este parámetro se fundamenta en la integral del ángulo local de horizonte para cada punto en todo el círculo acimutal. En nuestro trabajo hemos hecho una aproximación considerando una resolución angular de $11,25^\circ$ (32 direcciones) y una distancia máxima de aproximadamente 6 km (200 píxeles). Para el cálculo hemos empleado una rutina en IDL basada en el trabajo de Zakšek (2011). El parámetro V_i representa la porción de terreno adyacente vista desde un punto. Una vez obtenido el V_d hemos considerado que el V_i era el valor complementario hasta 1 de aquél.

A partir de la fecha y hora de adquisición de la imagen MERIS y de las coordenadas geográficas de cada píxel del MDE podemos calcular el vector de posición relativa del Sol, es decir, el acimut solar A_s y el ángulo cenital solar θ (SAA y SZA, respectivamente). Para la obtención del coseno de i realizamos el producto vectorial del vector de posición solar y N . El parámetro Θ se trata de un coeficiente binario que nos indica si la superficie

está iluminada por el Sol (valor 1) o si la topografía circundante lo impide (valor 0). Este factor nos permite regular la irradiancia directa de cada píxel de la imagen. Conocida la posición del Sol y considerado éste como una fuente puntual de iluminación, se ha implementado un algoritmo que calcula la línea de horizonte del píxel en la dirección del Sol incrementando la distancia progresivamente desde el punto de interés hasta alrededor de los 6 km. Si el ángulo de horizonte es superior que el ángulo de elevación solar en algún punto, significaría que la topografía obstruye la luz solar y, por tanto, el píxel está en sombra asignando automáticamente el valor 0 al coeficiente. Para el cálculo de i y de Θ se ha implementado una rutina de MATLAB.

Los valores de irradiancia directa $E_h^d(\lambda, z)$ y difusa $E_h^f(\lambda, z)$, radiancia atmosférica $L_p(\lambda, z)$ y de los parámetros atmosféricos $-T_u(\lambda, z)$, transmisividad ascendente directa y difusa- necesarios para el cálculo mediante el modelo de Sandmeier se han extraído de una LUT generada a partir de simulaciones de transferencia radiativa realizadas con el programa MODTRAN, siguiendo el procedimiento descrito en el trabajo de Guanter (2007). El tipo de atmósfera seleccionada ha sido *Mid-latitude*

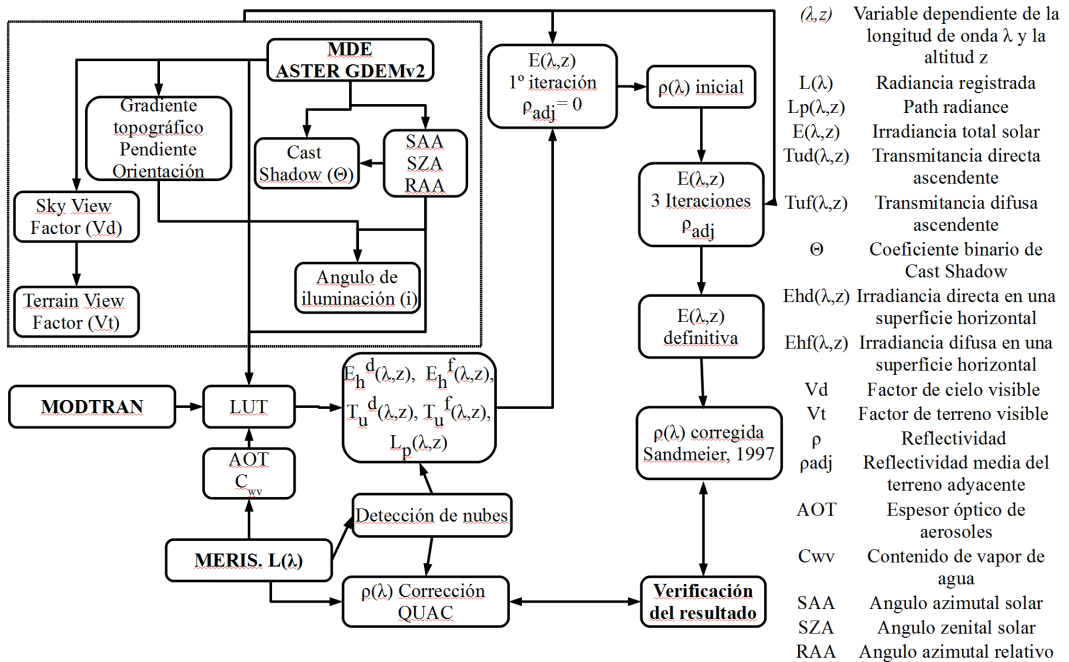


Figura 2. Esquema del proceso de corrección radiométrica de la imagen MERIS.

Summer y el modelo de aerosoles Rural. De esta forma se han realizado un total de 7056 simulaciones diferentes para cada una de las 15 longitudes de onda correspondientes a las bandas de MERIS. Las variables de entrada en la tabla para la interpolación lineal serán: el ángulo visual cenital (VZA), el ángulo solar zenital (SZA), el ángulo acimutal relativo (RAA, diferencia entre el SAA y el ángulo visual acimutal o VAA), la altitud, el espesor óptico de aerosoles (AOT) y el contenido en vapor de agua (C_{wv}) (Tabla 4). La interpolación en la LUT permite calcular más rápidamente los parámetros atmosféricos que ejecutar para cada píxel de la imagen un código de transferencia radiativa.

Tabla 4. Valores de referencia para la creación de la LUT de parámetros atmosféricos.

Variable	Valores de referencia
Altitud (m)	0; 700; 1500; 2500
SZA (°)	20; 35
VZA (°)	0; 10; 20
RAA (°)	0; 25; 50; 85; 120; 155; 180
AOT	0,05; 0,12; 0,2; 0,3; 0,4; 0,6
Cwv (g/cm ²)	0,3; 1; 1,5; 2; 2,7; 3,5; 5

3.2. Corrección radiométrica de la imagen MERIS

En primer lugar, analizaremos los diagramas de dispersión entre las reflectividades de QUAC y de Sandmeier para las bandas 2 (442,6 nm), 5 (559,7 nm), 8 (680,8 nm) y 13 (864,9 nm) de MERIS (Figura 3). Se aprecia, claramente, una diferencia entre los resultados de los dos métodos, en caso contrario los valores se alinearían en la diagonal roja correspondiente a la recta $y=x$. También se observa que la diferencia es mayor cuanto mayor es la longitud de onda. Podríamos establecer que existe una componente absoluta de la diferencia entre los valores que estaría ocasionada por la desigualdad a la hora de corregir los efectos atmosféricos como, por ejemplo, la estimación de los aerosoles. De esta forma, podríamos realizar una regresión lineal tomando solo los píxeles dentro del recuadro que se muestra en la Figura 3d y obtener una relación directa entre los métodos. No obstante, la gran mayoría de píxeles

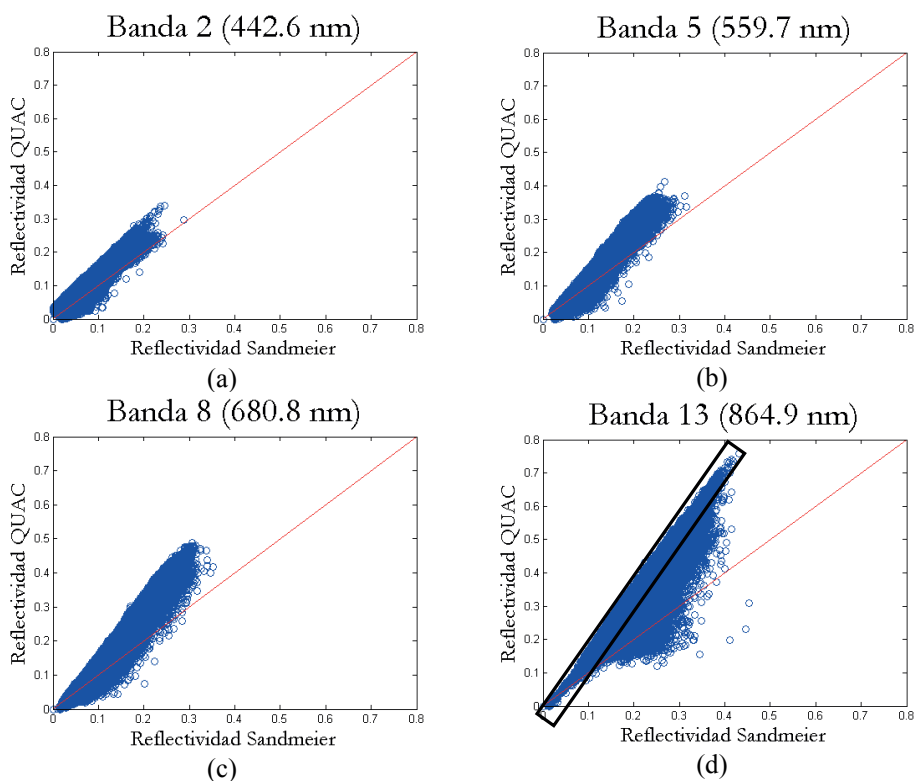


Figura 3. Diagramas de dispersión entre la reflectividad QUAC y Sandmeier: (a) 442,6 nm, (b) 559,7 nm (c) 680,8 nm y (d) 864,9 nm.

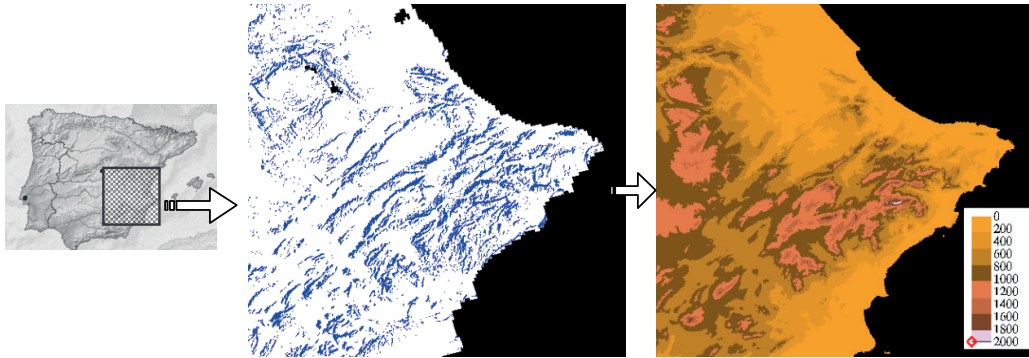


Figura 4. Muestra del efecto de la corrección topográfica en la diferencia de reflectividad para 864,9 nm obtenida por los dos métodos: en el centro la imagen con los píxeles en azul (no incluidos en el recuadro marcado en la figura 3d) y a la derecha el MDE de la zona.

de la imagen (Figura 4) no cumplirían adecuadamente esta condición.

Para apreciar mejor esta componente relativa, que correspondería al impacto de la corrección topográfica, hemos representado este efecto en la imagen junto con un MDE de la zona (Figura 4). De este modo, observamos que los píxeles afectados por esta diferencia (los que quedan fuera del recuadro señalado en la Figura 3d, marcados en gris claro en la Figura 4b) corresponden a zonas de terreno abrupto, en los que no solo varía la altitud, sino que el relieve también condiciona la iluminación de cada píxel; sin embargo, en las zonas más llanas, predomina el efecto atmosférico.

Seguidamente calculamos la diferencia relativa entre reflectividades, según la ecuación (3),

$$Dif_relativa = \frac{(\rho_Q - \rho_S)}{\rho_S} \quad (3)$$

donde ρ_Q es la reflectividad obtenida por el método QUACK y ρ_S es la reflectividad del modelo de Sandmeier. Analizamos estas diferencias entre los datos de reflectividad de los dos métodos en función de la altitud para una longitud de onda de 442,6 nm (región del azul) y para 864,9 nm (infrarrojo próximo) que se muestra en la Figura 4. En los 442,6 nm, la diferencia de altitud provoca mayores variaciones. Observamos que la diferencia relativa es máxima, hasta valores próximos a 1 en algunos casos, para puntos de entre 0 y 300 m de elevación, y, disminuye progresivamente hasta valores entre 0,2 y -0,2, para puntos con una cota superior a los 1000 m. Probablemente, esta situación está provocada por el efecto de los aerosoles

y su influencia en la $L_p(\lambda)$ que registra el sensor. También hay que considerar que en altitudes bajas la presión es mayor y el efecto de absorción de la atmósfera aumenta. Conforme aumentamos la longitud de onda, el grado de dispersión de las diferencias en función de la altitud decrece. Para los 864,9 nm la diferencia relativa se sitúa estable alrededor del 0,6 ($\pm 0,2$), independientemente de la altitud.

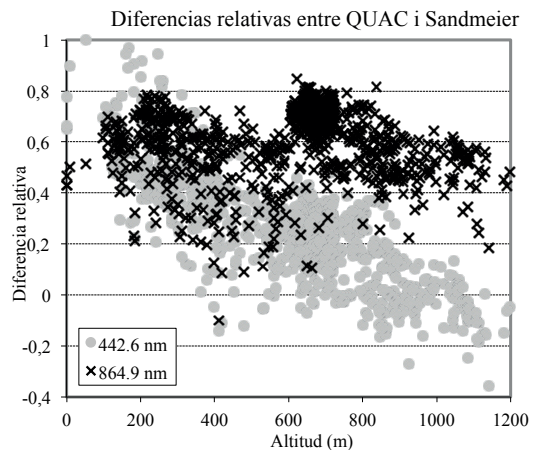


Figura 5. Comparativa de las diferencias relativas entre la reflectividad QUAC y Sandmeier en función de la altitud para 442,6 nm y 864,9 nm.

Si nos fijamos en los espectros de píxeles de suelo y vegetación a diferentes altitudes de la Figura 6, podemos observar que el método QUAC (derecha) presenta resultados no del todo correctos para superficies semejantes. Por ejemplo, en la región del visible existe bastante diferencia, llegando en algún punto a cruzarse entre ellas en el caso del suelo. En la región del infrarrojo próximo se

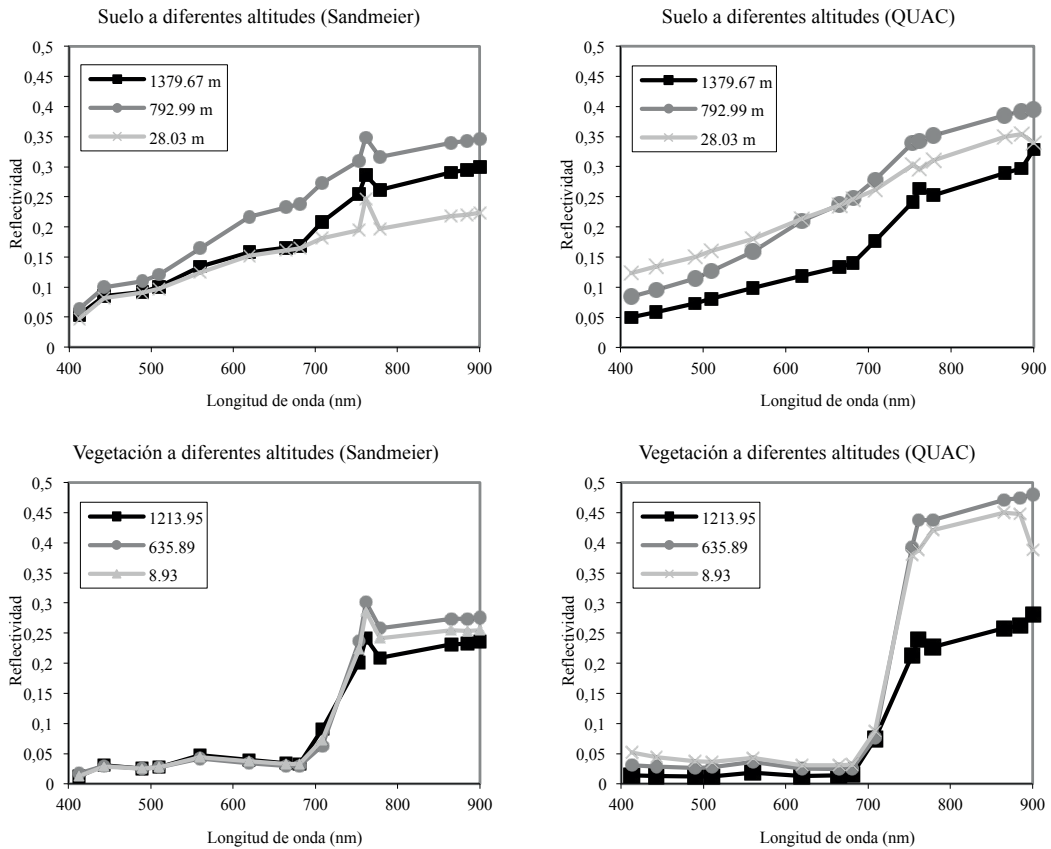


Figura 6. Firmas espectrales de suelo y vegetación a diferentes altitudes: Sandmeier (izquierda) y QUAC (derecha).

observan variaciones anormales y en el caso de la vegetación, se aprecia una tendencia a incrementarse o un descenso brusco de la reflectividad a altitudes bajas que se produce en la banda 15 (900 nm).

En el caso de las reflectividades de Sandmeier (izquierda), los resultados son más similares a los que se podría esperar *a priori*. En la región del visible, las firmas son prácticamente idénticas, sobre todo en el caso de la vegetación. En la región del infrarrojo próximo, podemos observar la tendencia a estabilizarse de la reflectividad para píxeles de vegetación y el aumento progresivo correspondiente en los píxeles de suelo. Las variaciones relativas entre las respuestas espectrales de suelo a diferentes altitudes podrían estar ocasionadas por la cantidad de materia orgánica o la humedad presente en la superficie.

Cabe señalar la aparición en todas las firmas espectrales procedentes del modelo de Sandmeier de un pico en la reflectividad en la banda 11 (761,5 nm), que corresponde a la banda de absorción del oxígeno. Esta banda se ve muy afectada por la presión, que está en función de la altitud, cómo vemos en el apartado siguiente.

3.3. Variabilidad en la absorción del oxígeno en la banda O_2A asociada a efectos topográficos

Con el objetivo de comprobar cuál es el grado de relación que podemos establecer entre los valores de presión y los cocientes descritos en el apartado 2.3, hemos realizado una regresión lineal simple por ajuste de mínimos cuadrados del conjunto de datos disponibles.

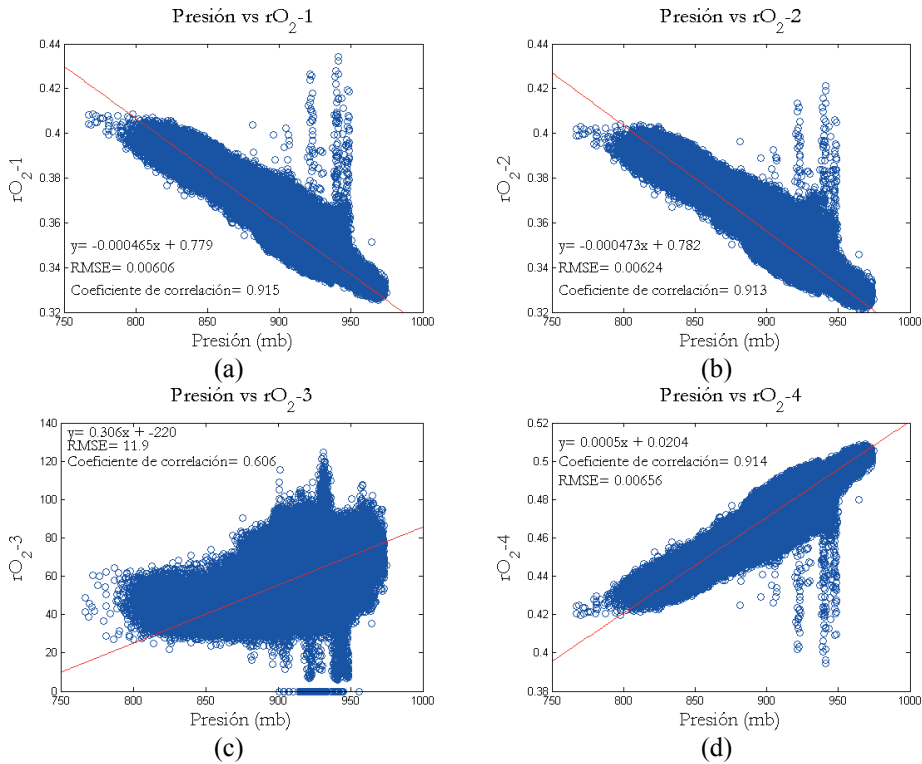


Figura 7. Diagramas de dispersión de los diferentes cocientes del coeficiente de absorción del oxígeno calculados frente la presión atmosférica: (a) opción 1, (b) opción 2, (c) opción 3, y (d) opción 4.

La opción 3, que consistía en una simple resta de radiancias, es la que peor resultados muestra con un RMSE de 11,887 y un coeficiente de correlación R de 0,6064 lo cual nos indica que la dependencia entre las dos variables no es muy grande. Las opciones 1, 2 y 4, que consistían en un cociente entre bandas, presentan mejores resultados. En las tres aproximaciones obtenemos valores muy similares en cuanto a RMSE (0,0061, 0,0062 y 0,0066, respectivamente) y R (0,915, 0,913 y 0,914, respectivamente), lo cual nos permite afirmar que podemos definir una dependencia elevada entre la presión y la absorción del oxígeno en la banda O_2A . No obstante el buen ajuste de estos cocientes, hay que señalar también la presencia de algunos valores anómalos en el entorno de los 925 y 945 mb de presión que se escapan considerablemente del conjunto y que podrían corresponder a píxeles de superficies de agua o mixtas que no se han detectado correctamente con la máscara de agua proporcionada por la imagen MERIS. En trabajos posteriores se estudiará con mayor profundidad esta discrepancia.

4. Conclusiones

En primer lugar, puede afirmarse que, aparte de la diferencia en los resultados producida por la variación en la estimación de los parámetros atmosféricos y su corrección, existe un gran número de píxeles en la imagen que presentan variaciones significativas, ya que están afectados por la topografía. No se trata simplemente de un cambio ocasionado por la diferencia de altitud, sino también por la morfología del terreno. El relieve modifica claramente las condiciones de iluminación de cada píxel y, consecuentemente, la radiancia que registra el sensor. Este efecto, en el espectro visible e infrarrojo, es más importante cuanto mayor es la longitud de onda.

La relevancia del efecto topográfico es mayor en la región del infrarrojo próximo que en la del visible. Como hemos podido comprobar, las diferencias entre las reflectividades son superiores para las longitudes de onda entre 750 y 900 nm. En la región del visible, especialmente en las longitudes de onda correspondientes al azul, son las

condiciones atmosféricas las que juegan un papel más importante, y la radiancia que llega al sensor correspondiente a la reflexión de la radiación solar por la propia atmósfera es dominante. Sin embargo, dicha radiancia atmosférica intrínseca está también afectada por la topografía, y su patrón de distribución espacial viene determinado no solo por la variabilidad en los aerosoles sino también por la variabilidad topográfica de la superficie.

Una de las conclusiones más relevantes de este trabajo es la mejora observada en las firmas espectrales de las superficies de la imagen, especialmente en el caso de la vegetación, conseguida con la corrección conjunta del efecto topográfico y atmosférico por el modelo de Sandmeier. Por tanto, podemos asegurar unos resultados más precisos en los procesos de clasificación de usos del suelo posteriores y en la obtención de parámetros biofísicos tras haber aplicados a las imágenes tales correcciones. Después de la corrección del efecto topográfico apreciamos un pico en la reflectividad calculada para algunas superficies en los 761,5 nm, que coincide con una banda de absorción del oxígeno, O_2A . Este hecho nos ha proporcionado la información base para la estimación de un parámetro como es la presión atmosférica directamente relacionado con la absorción del oxígeno en la atmósfera. Hemos comprobado que las mejores opciones para estimar esta relación son los construidos a partir del cociente entre radiancias dentro y fuera de la banda O_2A (opción 2) o con valores estimados suponiendo la no existencia de esta característica (opciones 1 y 4). Como conclusión final de este apartado, observamos una dependencia clara entre la elevación y la absorción del oxígeno a través de la presión. Por lo tanto, deberíamos introducir el factor topográfico en los cálculos relacionadas con la banda de absorción del oxígeno para mejorar los resultados obtenidos, ya que parte de la variabilidad en dicha absorción esta determinada por la propia topografía.

La disponibilidad de MDE adecuados en la actualidad hace posible la aplicación de tales correcciones de forma operativa a las imágenes de teledetección en el intervalo espectral del visible e infrarrojo.

Referencias

- Bernstein, L.S., Adler-Golden, S.M., Sundberg, R.L., Levine, R.Y., Perkins, T.C., Berk, A., Ratkowski, A.J., Felde, G., Hoke, M.L. 2005. A new method for atmospheric correction and aerosol optical property retrieval for VIS-SWIR multi- and hyperspectral imaging sensors: QUAC (quick atmospheric correction). En: *Proceedings of International Geosciences and Remote Sensing Symposium*. Seoul, Korea, 25-29 julio. pp 3549- 3552.
- Berk, A., Anderson, G.P., Bernstein, L.S., Acharya, P.K., Dothe, H., Matthew, M.W., Adler-Golden, S.M., Chetwynd, J.H., Richtsmeier, S.C., Pukall, B., Allred, C.L., Jeong, L.S., Hoke, M.L. 1999. MODTRAN4 radiative transfer modeling for atmospheric correction. En: *Proceedings of SPIE Optical Spectroscopic Techniques and Instrumentation for Atmospheric and Space Research III*, Denver, Co, USA, 18 July, 1999.
- Felicísimo, A.M. 1994. *Modelos digitales del terreno. Introducción y aplicaciones en las ciencias ambientales*. Oviedo: Pentalfa Ediciones.
- Guanter, L., González-Sanpedro, M.C., Moreno, J. 2007. A method for the atmospheric correction of ENVISAT/MERIS data over land targets. *International Journal of Remote Sensing*, 28(3-4): 709-728. <http://dx.doi.org/10.1080/01431160600815525>
- Moreno, J.F. 1996. Radiometric Corrections of Visible/Infrared Satellite Data Over Terrestrial Environments: Angular, Atmospheric and Topographic Effects. En: *Proceedings of International Geosciences and Remote Sensing Symposium*. Lincoln, EE.UU., 27-31 mayo. pp 1823-1825.
- Sandmeier, S., Itten, K. 1997. A physically-based model to correct atmospheric and illumination effects in optical satellite data of rugged terrain. *IEEE Transactions on Geosciences and Remote Sensing*, 35(3): 708-717. <http://dx.doi.org/10.1109/36.581991>
- Wood, J. 1996. *The Geomorphological Characterisation of Digital Elevation Models*. Ph.D. Thesis, Department of Geography, University of Leicester, Leicester, UK.
- Zakšek, K., Oštir, K., Kokalj, Ž. 2011. Sky-View Factor as a Relief Visualization Technique. *Remote Sensing* 3(2): 398-415. <http://dx.doi.org/10.3390/rs3020398>