

ASPECTOS FÍSICOS A CONSIDERAR EN LA CALIBRACIÓN RADIOMÉTRICA DE IMÁGENES SATELITALES

Physical aspects to consider in radiometric calibration of satellite images

Camilo Delgado Correal¹ y José E. García²

¹ Universidad Nacional de Colombia, Bogotá - Colombia

² Grupo de Física Aplicada y Desarrollo Tecnológico, Centro Internacional de Física (CIF), Bogotá – Colombia.

Correspondencia: mcdelgado@unal.edu.co; jose.arcia@cif.org.co

Recibido: 12 de junio de 2012 Aceptado: 29 de octubre de 2012

Resumen

Se hace una revisión de los principios físicos involucrados en el procesamiento digital de imágenes satelitales, más específicamente en el tema de la calibración radiométrica de estas. Se muestra una descripción conceptual de los procesos relevantes de la interacción radiación-atmósfera y radiación-suelo con el objetivo de que el lector entienda con detalle qué significa la información contenida en las imágenes satelitales.

Palabras clave: espectrorradiómetro, atenuación radiativa de la atmósfera, curva de reflectancia.

Abstract

It does a revision about the physical principles involved in digital processing of satellite images, more specifically in radiometric calibration of them. It shows a conceptual description of the interaction between radiation and atmosphere and radiation and soil in order to help the reader understand in more detail which means the information contained in satellite images.

Keywords: spectroradiometer, atmospheric radiative transfer, reflectance curve.

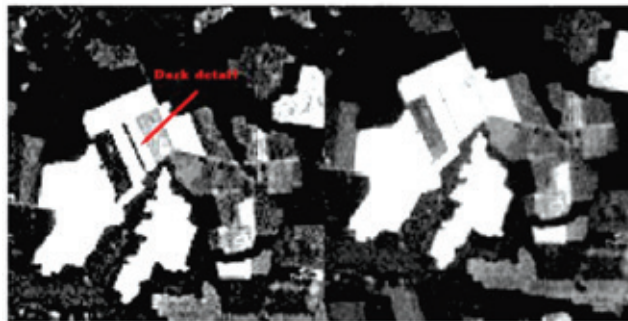
Introducción

El uso de imágenes satelitales por parte de nuestras entidades locales para satisfacer necesidades del país en temas como gestión ambiental, gestión de riesgo, sistemas productivos, recursos minerales y energéticos, planificación urbano - regional, salud, seguridad y defensa, información básica, cambio climático y ordenamiento territorial (IGAC-CCE, 2009) genera investigaciones que buscan cada vez tener una mejor calidad de las imágenes que se utilizan en dichas aplicaciones. Una de estas investigaciones se basa en corregir los defectos producidos por la atenuación de la radiación debido a su interacción con la atmósfera, que provoca una pérdida de nitidez en las imágenes capturadas por los respectivos sensores (figura 1).

Figura 1. Diferencias entre una imagen con, y sin corrección radiativa de la atmósfera.

Imagen con adecuada
corrección de la atmósfera

Imagen sin corrección
de la atmósfera



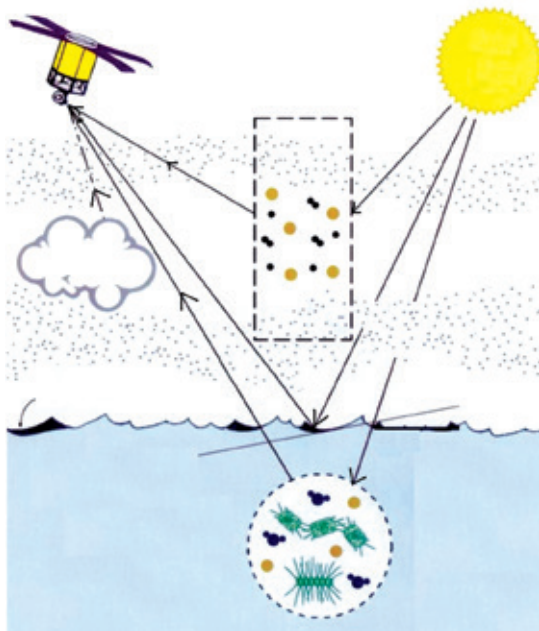
Fuente: http://modis.gsfc.nasa.gov/data/atbd/atbd_mod08.pdf

En la actualidad existen rutinas en los paquetes de procesamiento de imágenes satelitales que permiten corregir estos defectos; sin embargo la atmósfera en zonas tropicales no corresponde con los modelos de estos paquetes computacionales, cuyas constantes y parámetros corresponden a moldeamientos de latitudes altas donde las condiciones atmosféricas son distintas. Esto genera que se haga necesario estudiar con detalle los conceptos físicos involucrados con el paso de la radiación electromagnética a través de la atmósfera y del suelo para luego utilizarlos en códigos computacionales que hallen la atenuación por longitud de onda de la atmósfera colombiana. Finalmente, con la ayuda de un espectrorradiómetro podremos ajustar la calibración radiométrica de las imágenes satelitales hechas con los respectivos códigos computacionales (Delgado-Correal y García, 2011).

Aspectos físicos de la transferencia radiativa a través de la atmósfera

Para comenzar a hacer esta descripción observemos la figura 2:

Figura 2. Esquema general del paso de la radiación de Sol a través de la atmósfera terrestre. Modificado de: (Hooker y McClain, 2000).



Fuente: Autores

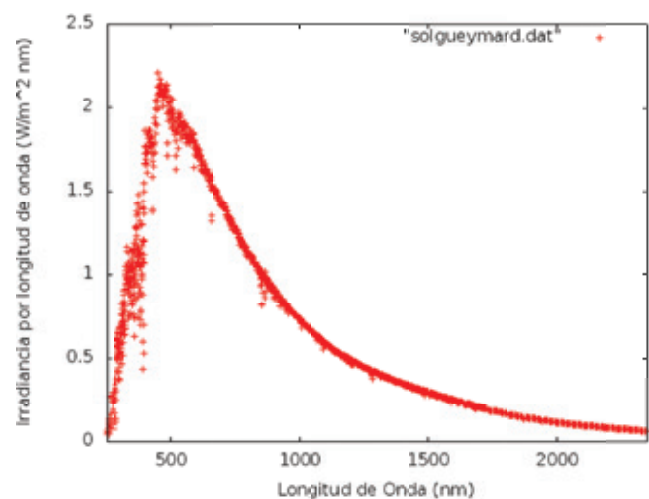
En ella se puede observar que los sensores pasivos satelitales de observación de la Tierra reciben la información de la

radiación proveniente de la superficie y de la atmósfera. La radiación que proviene del Sol primero pasa por la atmósfera, donde una parte es absorbida y otra es dispersada por sus componentes (principalmente compuesta de moléculas de O_2 , N_2 , O_3 , CO_2 y de vapor de agua, entre otros). Luego de su paso por la atmósfera interactúa (dependiendo de la longitud de onda) con la superficie terrestre, donde también una parte es absorbida y otra es dispersada. Finalmente, la radiación que es reflejada por la superficie terrestre atraviesa la atmósfera de nuevo para llegar a ser detectada por los sensores satelitales de observación de la Tierra.

Radiación solar

La radiación solar es el insumo principal para obtener imágenes satelitales de la superficie terrestre, puesto que los sensores pasivos detectan la reflexión de la radiación emitida por los diferentes cuerpos que se encuentran sobre y debajo de la superficie terrestre. Por esta razón, para comenzar a entender la información subyacente contenida en las imágenes satelitales empezaremos haciendo la descripción física de la radiación proveniente del Sol. En la figura 3 se observa la irradiancia espectral solar en el tope de la atmósfera,

Figura 3. Espectro de la radiación solar en el tope de la atmósfera. (Adaptado de: Gueymard, 2004).



Fuente: Autores

La forma funcional de este espectro es muy similar a la función espectral de la emisión de radiación de un cuerpo negro (ver ajuste realizado en la figura 4), el cual es un hipotético cuerpo definido como un absorbente perfecto

de toda la radiación incidente sobre él y que solamente radia en forma proporcional al aumento gradual de su temperatura a la cuarta potencia (Roy y Clarke, 2003).

La distribución espectral de la radiación emitida por un cuerpo negro está descrita matemáticamente por la siguiente relación (Planck, 1901),

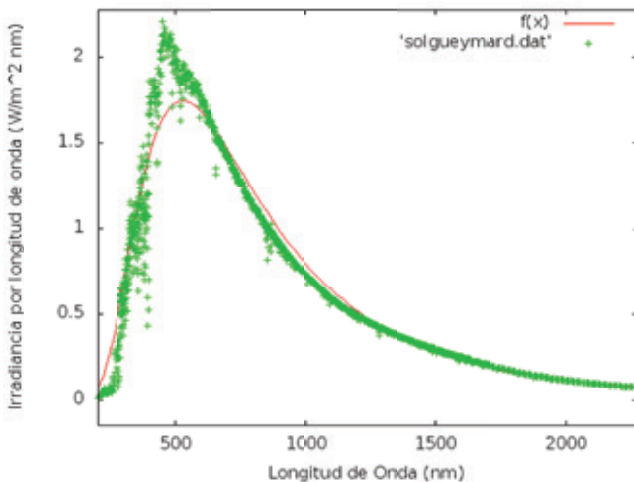
$$B_{\lambda} = \frac{2hc^2}{\lambda^5 \left(e^{\frac{hc}{\lambda K_b T}} - 1 \right)} \quad (1)$$

Donde: h = Constante de Planck, c = Velocidad de la Luz, T = Temperatura absoluta, λ = Longitud de onda, K_b = Constante de Boltzmann

En la ecuación (1) podemos ver una íntima relación entre la temperatura a la cual se encuentra el cuerpo negro y su irradiancia espectral.

Interesados en conocer la forma funcional de la irradiancia espectral solar suponemos que el Sol radia espectralmente como un cuerpo negro. Para mostrar esto debemos ajustar la ecuación (1) a los datos correspondientes a la irradiancia espectral solar mostrada en la figura 3. Este ajuste se puede apreciar en la figura 4.

Figura 4. Ajuste de la función analítica de la emisión espectral de la radiación de un cuerpo negro a la irradiancia espectral solar.



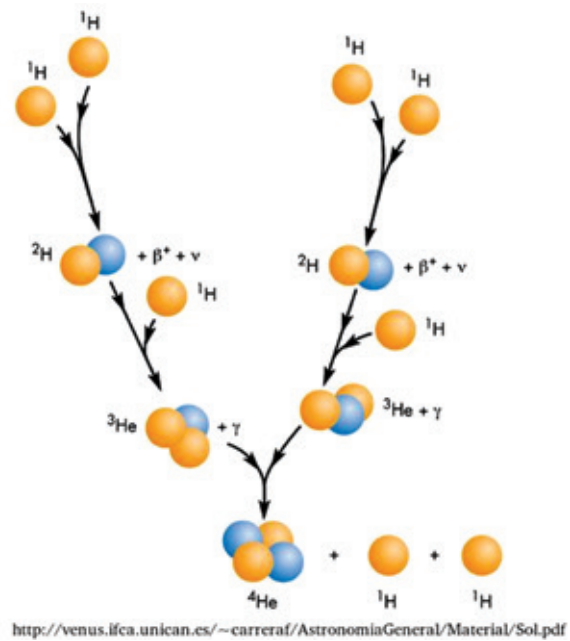
Fuente: Autores

En ella se puede observar un buen ajuste entre la función analítica de la emisión espectral de la radiación de un cuerpo negro a la irradiancia espectral solar, mostrando que se puede modelar la radiación del Sol como la radiación de un cuerpo

negro. En este ajuste particular se encuentra una temperatura de color del Sol: $T_c = 5483.35$ K, el cual es un dato muy cercano al valor de temperatura efectiva solar reportado por otros investigadores de 5778 K (Fligge, M. *et al.* 1998) (<http://nssdc.gsfc.nasa.gov/planetary/factsheet/sunfact.html>).

A pesar de que la temperatura de color del Sol nos proporciona un indicativo de la temperatura superficial solar (Clayton, 1968), la cantidad más importante para describir la temperatura superficial del Sol o de cualquier otra estrella es la temperatura efectiva T_{eff} (Karttunen *et al.*, 2007). Esta T_{eff} es definida como la temperatura de un cuerpo negro, el cual radia con la misma densidad de flujo total que la estrella. Físicamente se puede considerar el Sol como un cuerpo negro puesto que para producir su radiación, en su interior ocurren continuamente reacciones de fusión nuclear (ver figura 5) que tienen como resultado una producción autónoma de radiación.

Figura 5. Esquema pictórico de las reacciones nucleares que ocurren en el interior del núcleo del Sol.



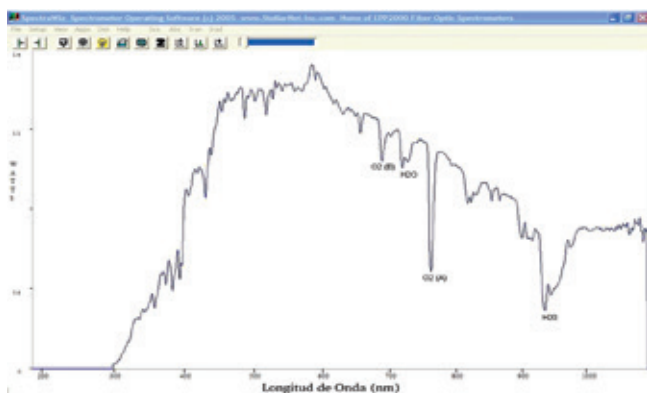
Fuente: Autores

Paso de la radiación solar por la atmósfera

Después de que la radiación es emitida por el Sol y llega a la vecindad de la Tierra empieza a interactuar con las partículas que componen la atmósfera terrestre, las cuales son de tres tipos: moléculas de gas (de mayor a menor

concentración: N₂, O₂, Ar, CO₂, Ne, He, CH₄, Kr, CO, SO₂, H₂, O₃, N₂O, Xe, NO₂, entre otras), partículas líquidas como los aerosoles, las nubes y, sólidas, como la nieve. Estas partículas atenúan esta radiación provocando una disminución de su intensidad para el momento que llegue a la superficie terrestre. Este proceso de atenuación se divide en absorción y dispersión, y se puede observar en la figura 6 un ejemplo de ello.

Figura 6. Espectro de la radiación del Sol en el visible e infrarrojo cercano tomado en la superficie de la Tierra con un espectrorradiómetro.



http://www.stellarnet-inc.com/images/BLACK-Comet%20Solar%20Spectrum_large.jpg

La ecuación de transferencia radiativa que describe los procesos de absorción y dispersión de la radiación que pasa a través de un medio, en este caso de la atmósfera, está definida matemáticamente por la siguiente relación (Rees, 2006):

$$\frac{dL_f(\theta, \varphi)}{dz} = -(\gamma_A)L_f(\theta, \varphi) + \gamma_s J_f(\theta, \varphi) \quad (2)$$

Donde L_f es la radiancia¹ espectral que se propaga en el interior de la atmósfera, en una dirección arbitraria (θ, φ) . J_f es la radiación dispersada en la dirección (θ, φ) proveniente de otra dirección (θ', φ') , dz corresponde a un diferencial en la trayectoria de propagación de la radiación y γ_A es el coeficiente de atenuación, que está definido como:

$$\gamma_A = \gamma_a + \gamma_s \quad (3)$$

¹ La radiancia espectral se define como la irradiancia por unidad de ángulo sólido tal que sus unidades son (W/(sr.m²)).

Donde γ_a y γ_s son los coeficientes de absorción y de dispersión de la atmósfera, respectivamente.

Estos coeficientes están íntimamente relacionados con la interacción a escalas cuánticas entre la radiación electromagnética que proviene del Sol y las moléculas presentes en la atmósfera. En esta concepción cuántica los electrones internos de los átomos que componen las moléculas presentan niveles de energía discretos. Al incidir un fotón² sobre un electrón provoca que este aumente de nivel de energía, es decir, haya una absorción de la energía, que está definida por la siguiente relación (García y Ewert, 2008):

$$\Delta E = h \nu = \frac{h c}{\lambda} \quad (4)$$

Hay tres mecanismos principales por los cuales las moléculas pueden absorber radiación: transiciones electrónicas, vibración y rotación. Un análisis detallado de cada una de ellas se encuentra explicado en Foot (2005) y Atkins y Friedman (2005). Por eso, dependiendo de la configuración electrónica de nuestra molécula vamos a tener una absorción de la radiación del Sol específica para determinado valor de longitud de onda para cada molécula (ver tabla 1).

Observando con detalle la ecuación (2) es claro entender la importancia de hallar el coeficiente de atenuación de la atmósfera con el fin de poder describir teóricamente el proceso de transferencia radiativa a través de la misma. Para hallarla es muy importante describir con detalle los procesos de absorción y dispersión realizados por las moléculas presentes en la atmósfera, caracterizar la respuesta radiativa de las nubes³, además de tener la información de la reflectancia del suelo para poder escribir con detalle la radiancia que proviene de él.

De otra forma, al comparar la información radiométrica contenida en las imágenes capturadas por sensores satelitales con la información registrada por un espectrorradiómetro de la radiación emitida por la superficie terrestre se puede hallar la intensidad total de la atención de la radiación del Sol en la atmósfera sobre una región específica de la Tierra.

² El fotón o cuanto de energía de la luz (*light energy quantum*) representa la cuantización del campo electromagnético. Este concepto fue introducido por Albert Einstein para dar una explicación al efecto fotoeléctrico (Einstein, 1905).

³ Esta caracterización es muy importante en el caso del territorio colombiano, donde el porcentaje de nubosidad es muy alto.

Tabla 1. Principales valores de longitud de onda (líneas de absorción) en los cuales las moléculas que componen la atmósfera absorben radiación solar. Adaptados de: (Rees, 2006).

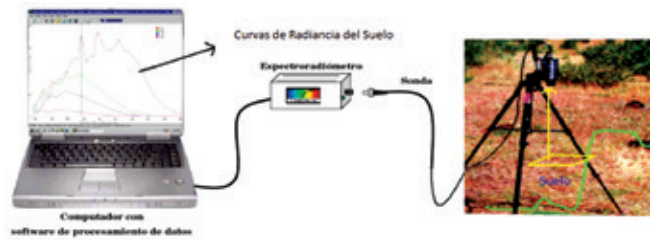
Longitud de onda (nm)	Molécula	Longitud de onda (nm)	Molécula
260	O ₃	3900	N ₂ O
600	O ₃	4300	CO ₂
690	O ₂	4500	N ₂ O
720	H ₂ O	4800	O ₃
760	O ₂	4900	CO ₂
820	H ₂ O	6000	H ₂ O
930	H ₂ O	6600	H ₂ O
1120	H ₂ O	7700	N ₂ O
1250	O ₂	7700	CH ₄
1370	H ₂ O	9400	CO ₂
1850	H ₂ O	9600	O ₃
1950	CO ₂	10 400	CO ₂
2000	CO ₂	13 700	O ₃
2100	CO₂	14 300	O₃
2600	H₂O	1500	O₃

Medida in situ de la reflectancia del suelo utilizando un espectrorradiómetro

Lastimosamente la información que registran los sensores pasivos de observación de la Tierra no corresponde exactamente a la radiación emitida por el suelo, puesto que los gases constituyentes de la atmósfera, dependiendo de la banda, absorben parte de su radiación. Por esta razón, utilizar un espectrorradiómetro para realizar calibraciones radiométricas *in situ* de las imágenes satelitales se convierte en una gran herramienta para tal fin (Delgado-Correal y García, 2011), puesto que este dispositivo registra la radiación que proviene directamente de la superficie terrestre.

Específicamente este equipo instrumental permite coleccionar la radiación proveniente de la Tierra, generalmente en las bandas del visible e infrarrojo cercano, presentando un registro continuo de la radiación emitida por la superficie en un ancho de banda espectral promedio entre los 300 nm hasta los 1000 nm; hay instrumentos que pueden ir hasta los 2500 nm. Finalmente, con estos datos de radiancia se puede estimar la reflectancia del suelo.

Figura 7. Esquema de las partes que componen la medición *in situ* de la radiancia del suelo.



El ancho de escena, por así decirlo, de un espectrorradiómetro, es del orden de centímetros, y para obtener la radiancia *in situ* de una región de 1 metro (resolución típica de las bandas espectrales de los sensores del satélite Ikonos) es necesario recorrer esta región y tomar las mediciones de la radiación (por longitud de onda) del suelo punto a punto a lo largo y ancho de nuestra región de interés y al final construir una grilla espacial con los valores obtenidos en cada medición. Esta medición debe ser realizada en el menor tiempo posible para considerar que en todas las mediciones tenemos las mismas condiciones de iluminación solar y atmosférica.

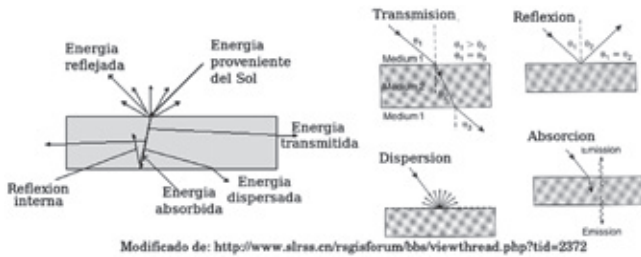
Es importante mencionar que las mediciones de reflectancia del suelo colombiano han sido hasta ahora ejercicios aislados de investigación universitaria y de centros de investigación, sin que el país cuente ni con los equipos necesarios, ni con los programas de investigación adecuados para hacer el mapeo total de la reflectancia de la superficie colombiana con el objetivo principal de poder definir técnicamente las bandas espectrales con las cuales deben contar los sensores de percepción remota de un futuro satélite colombiano de observación de la Tierra que pueda suplir la mayoría de las necesidades colombianas en el tema de percepción remota.

Interacción física de la radiación solar con la superficie terrestre

Después de pasar por la atmósfera la radiación proveniente del Sol interactúa con la superficie terrestre, donde parte de ella es absorbida, transmitida, dispersada y reflejada (figura 8), cumpliendo con la siguiente relación:

$$\begin{aligned}
 E_I &= E_R + E_A + E_T \rightarrow E_R = E_I - (E_A + E_T) \\
 E_I &= \text{Energía incidente} \\
 E_R &= \text{Energía reflejada} \\
 E_T &= \text{Energía transmitida}
 \end{aligned}
 \tag{5}$$

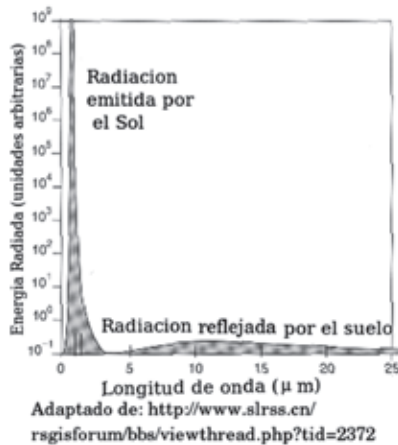
Figura 8. Procesos macroscópicos de la interacción de la radiación del Sol que a través de la atmósfera, con la superficie terrestre.



Fuente: Autores

La radiación reflejada por la superficie es mucho menor que la emitida por el Sol (Figura 9), esto debido a que gran parte es absorbida, dispersada y reflejada por los componentes de la atmósfera y del suelo.

Figura 9. Comparación entre la radiación reflejada por el suelo y la emitida por el Sol.



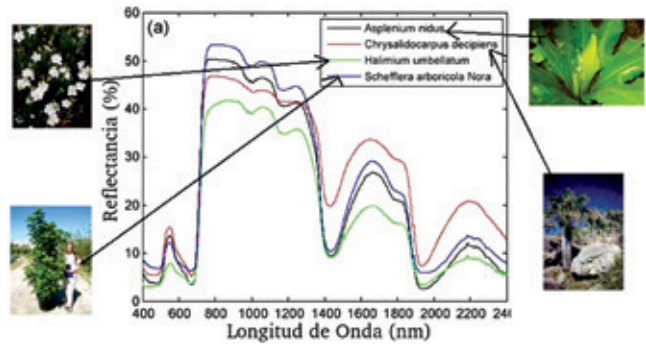
Fuente: Autores

La radiancia de la superficie de la Tierra, la cual está íntimamente ligada con los componentes del suelo, puede ser cuantificada mediante la medición de la porción de la radiación del Sol incidente que es reflejada. Esta medición es conocida como reflectancia espectral y muestra la respuesta radiativa de absorción, dispersión y de transmisión de los cuerpos que se encuentran debajo y sobre la superficie.

Un ejemplo típico de una curva de reflectancia real se muestra en la figura 10 y fue construida aplicando la ecuación (6) a los datos obtenidos por un espectrorradiómetro de la radiación del Sol y de la radiación emitida por cuatro especies vegetales, bajo las mismas condiciones de iluminación.

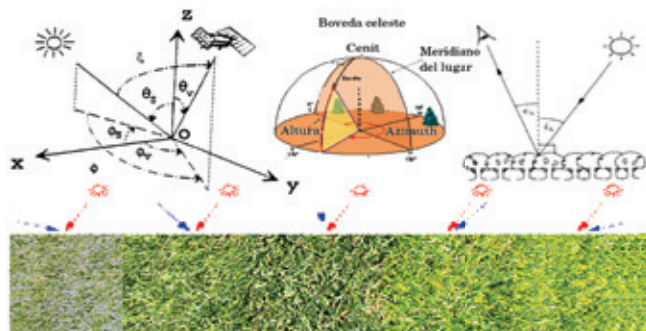
$$\rho_{\lambda} = \frac{E_R(\lambda)}{E_I(\lambda)} * 100 \quad (6)$$

Figura 10. Curvas de reflectancia espectral de diferentes especies vegetales. Modificado de: Darvishzadeh *et al.* (2008).



Además de su dependencia con la composición del suelo, la reflectancia del mismo depende de las condiciones de iluminación al cual esté sometido, es decir, de la posición a la cual se encuentren el Sol y la Luna en el transcurso del tiempo. Así mismo, la información contenida en las imágenes que son registradas por un sensor satelital de observación de la superficie va a depender de los ángulos que relacionan la posición del Sol con la posición del sensor.

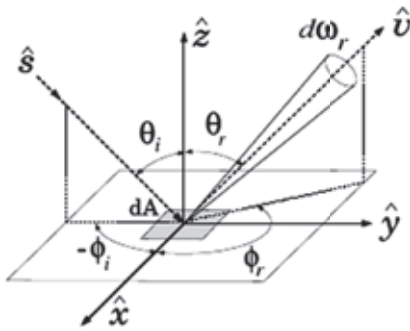
Figura 11. Dependencia del valor de la radiancia del suelo con la inclinación del sensor. Adaptado de: Duchheim (1999), Dymond (2001) y Guiz (2010).



Por esta razón es necesario conocer la trayectoria de paso de los satélites y la posición del Sol sobre nuestra bóveda celeste, es decir, conocer sus respectivos ángulos de altura y de acimut, para así poder utilizar las mediciones *in situ* de reflectancia de un terreno y poder calibrar radiométricamente nuestras imágenes satelitales.

Para explicar con detalle el fenómeno mostrado en la figura 11 consideremos, para comenzar, el siguiente esquema:

Figura 12. Esquema geométrico de las direcciones de la irradiancia solar y de la radiancia del suelo.



Fuente: Darvishzadeh *et al.* (2008).

En la figura 12 podemos observar un elemento superficial dA , que es iluminado por una fuente de radiación, como el Sol, que se encuentra en una dirección arbitraria $\hat{s} = (\theta_i, \varphi_i)$, y la radiación emitida por el suelo es capturada por un sensor⁴ que está en una dirección $\hat{u} = (\theta_r, \varphi_r)$. Los (θ_i, φ_i) ángulos corresponden respectivamente al ángulo polar (90° - altura) y al azimut; así mismo es el ángulo sólido subtendido por el sensor desde cualquier punto de la superficie. De esta manera, siguiendo la notación anterior, podemos definir la irradiancia que es el flujo de radiación incidente sobre la superficie mediante la siguiente relación:

$$E(\theta_i, \varphi_i) = \frac{d\Phi(\theta_i, \varphi_i)}{dA} \quad (7)$$

El brillo de la superficie registrado por el sensor es proporcional a la radiancia del suelo, que se propaga en una trayectoria definida por los ángulos (θ_r, φ_r) y es definida por:

$$L_r(\theta_r, \varphi_r; \theta_i, \varphi_i) = \frac{d\Phi(\theta_r, \varphi_r; \theta_i, \varphi_i)}{dA \cos(\theta_r) d\omega_r} \quad (8)$$

donde podemos ver que la imagen de la superficie terrestre capturada por un sensor depende explícitamente de la posición de la fuente de iluminación y del sensor.

La relación entre la irradiancia del Sol y la radiancia de una superficie es una medida cuantitativa de la reflectancia del suelo, y es conocida como *Bi-directional reflectance distribution function* (BRDF) y definida mediante:

$$BRDF = \frac{dL_r(\theta_r, \varphi_r; \theta_i, \varphi_i)}{dE(\theta_i, \varphi_i)} \quad (9)$$

Comparando la ecuación (8) con (6) podemos ver que ambas ecuaciones son semejantes, donde (6) es muy útil para obtener curvas de reflectancia del suelo y (8) sirve para entender el significado físico detrás de estas curvas.

Conclusiones

En este trabajo pudimos observar que tanto la atmósfera como el suelo generan parámetros relacionados con la atenuación de la radiación electromagnética proveniente del Sol que va a quedar registrada en los sensores de percepción remota, provocando que la calidad de nuestras imágenes satelitales se vea afectada por ella. Sin embargo, con una adecuada inclusión de estos procesos físicos en las rutinas de calibración radiométrica podremos obtener imágenes que correspondan más a la realidad.

Agradecimientos

Este trabajo fue apoyado económicamente por la prórroga del convenio CIF-IGAC-Colciencias No. 160 en la primera fase del programa de investigación en desarrollo satelital y aplicaciones en el tema de observación de la Tierra. Los autores agradecen a los investigadores Iván López, Andrés Franco y Germán Gaviria por su participación en las continuas discusiones realizadas a lo largo de este trabajo.

Referencias

- Atkins, P. y Friedman, R. (2005). *Molecular Quantum Mechanics*. (4ª ed.). Oxford University Press.
- Clayton, D. (1968). *Principles of Stellar Evolution and Nucleosynthesis*. McGraw-Hill.
- Darvishzadeh, R. y *et al.* (2008). Estimation of vegetation LAI from hyperspectral reflectance data: Effects of soil type and plant architecture. *International journal of applied Earth observation and geoinformation*, 10, 358-373.
- Delgado-Correal, C. y García, J. E. (2011). Calibración radiométrica *insitu* de sensores satelitales de observación de la Tierra utilizando un espectrorradiómetro. *Revista Colombiana de Física*, 43(1), 161-164.
- Duchemin, B. (1999). NOAA/AVHRR bidirectional reflectance : modeling and application for the monitoring

⁴ Que puede estar colocado en una plataforma satelital o estar tan solo unos metros sobre la superficie, como un espectrorradiómetro.

- of a temperate forest. *Remote sensing of Environment*, 67, 51-67.
- Dymond, J. R. y *et al.* (2001). A simple physical model of vegetation reflectance for standardising optical satellite imagery. *Remote sensing of Environment*, 75, 350-359.
- Einstein, A. (1905). On a Heuristic Point of View about the Creation and Conversion of Light. *Ann. Physik*, 17, 132.
- Fligge, M. y *et al.* (1998). A model of solar and spectral irradiance variations. *Astronomy and Astrophysics*, 335, 709-718.
- Foot, C. J. (2005). *Atomic Physics*. Oxford, Reino Unido: Oxford University Press.
- García, M. y Ewert, J. (2008). *Introducción a la física moderna* (3ª ed.). Bogotá, Colombia: Unibiblos, Universidad Nacional de Colombia.
- Gueymard, C. (2004). The sun's total and spectral irradiance for solar energy applications and solar radiation models. *Solar Energy*, 76, 423-452.
- Hooker, S. y McClain, C. (2000). The calibration and validation of SeaWiFS data. *Progress in Oceanography*, 45, 427-465.
- IGAC-CCE (2009). Áreas de aplicación de las tecnologías de sensores remotos prioritarias para el país. *Análisis geográficos*, 40, 75-95.
- Karttunen, H. *et al.* (2007). *Fundamental Astronomy*. (5ª ed.). Springer-Verlag.
- Lillesand, T. y *et al.* (2008). *Remote sensing and image interpretation*. John Wiley & Sons.
- Planck, M. (1901). On the Law of Distribution of Energy in the Normal Spectrum. *Annalen der Physik*, 4, 553.
- Rees, W. G. (2006). *Physical principles of remote sensing*. (2ª ed.). Cambridge University Press.
- Roy, A. y Clarke, D. (2003). *Astronomy: Principles and practice* (4ª ed.). Physics Publishing, 215-218.

