

Tratamiento digital de imágenes a telitales I

Maestría en Teledetección y SIG – UNICEN.

Azul, 1 – 5 de julio de 2019

Dr. Mauro Holzman m.holzman@ihlla.org.ar

ORGANIZACIÓN

Procesamiento de imágenes a magnitudes físicas

- 1. Repaso de conceptos físicos
- 2. Bandas espectrales
- 3. Reflectividad TOA
- 4. Corrección en el espectro solar (Reflec. de superficie)
- 5. Temperatura de brillo
- 6. Corrección en el espectro térmico
- 7. Ventanas atmosféricas
- 8. Emisividad de la superficie
- 9. Modelos de corrección
- 10. Métodos Monocanales de Corrección atmosférica
- 11. Métodos de absorción diferencial
- 12. Apéndice conceptos adicionales de interés (conceptos físicos)

ESPECTRO SOLAR

ESPECTRO TÉRMICO

La radiación electromagnética (REM) se puede considerar bien como una serie de ondas o bien como un chorro de partículas, llamadas fotones. Esta dualidad ondacorpúsculo hace que cada fotón tenga una energía:

$$E = hf$$

$$h = 6,6260693 \cdot 10^{-34} Js$$

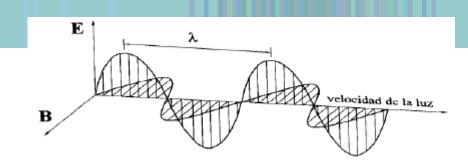
h: constante de Planck

La energía portada por un fotón es mayor para longitudes de onda corta (mayor f).

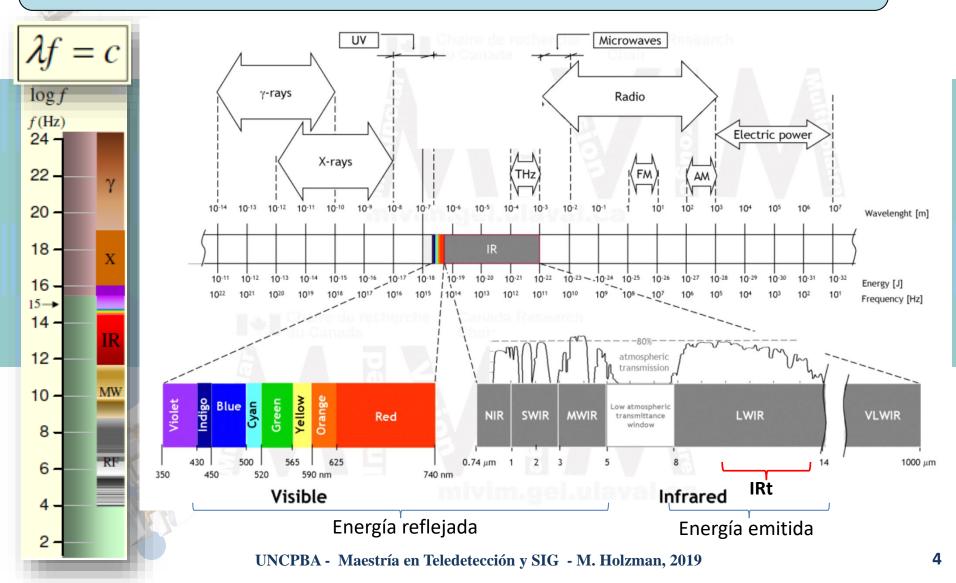
Considerando la REM como onda, la longitud de onda λ y la frecuencia de oscilación f están relacionadas por la velocidad de la luz, c.

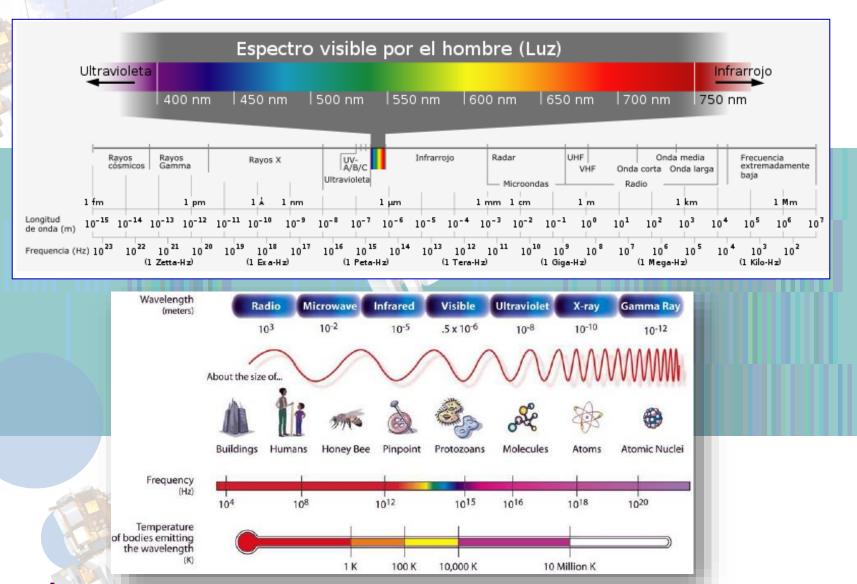
$$\lambda f = c$$

$$\lambda f = c$$
 (c = 2.998 10⁸ m/s)



Espectro electromagnético es el conjunto de las distintas radiaciones EM, agrupadas según su frecuencia o según su longitud de onda.





ATENCIÓN: Ver Apéndice de magnitudes físicas y unidades.



Ley de Planck: explica la radiación emitida por un cuerpo negro (emisor perfecto), que se expresa como:

$$B_{\lambda}(T) = \frac{2hc^2}{\lambda^5 \left(\exp\left(\frac{hc}{\lambda kT}\right) - 1\right)} = \frac{C_1}{\lambda^5 \left[\exp\left(\frac{C_2}{\lambda T}\right) - 1\right]}$$
 (W/m² sr m)

c=2.99792458 x 10⁻⁸ m s⁻¹

h: cte. De Planck: 6.6260755 x 10⁻³⁴ J s

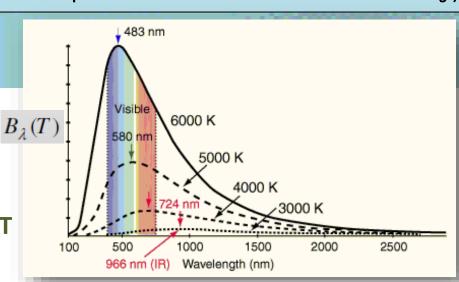
k: cte. de Boltzman: 1.380658 x 10⁻²³ J K⁻¹

$$C_1 = 2hc^2 = 1,191 \ 10^8 \ \text{Wm}^{-2} \ \mu\text{m}^4 \ \text{Sr}^{-1}$$
; $C_2 = hc/k = 1,4388 \ 10^4 \ \mu\text{m} \ \text{K}$

La función de Planck, también se puede expresar en términos de frecuencia (f)

$$B_f(T) = \frac{2hf^5}{c^3(\exp\left(\frac{hf}{kT}\right) - 1)}$$

Radiancia de un cuerpo negro a la temperatura T



Ley de Stefan-Boltzmann: Establece que el poder emisivo total de cuerpo negro, sin consideración de su distribución espectral, es decir integrado para cada longitud de onda, es una función de la cuarta potencia de la temperatura del citado cuerpo. Se obtiene como integración analítica de la ley de Planck.

ÁREA bajo la función, nos da el TOTAL DE ENERGÍA Radiada.

$$M_B = \frac{2\pi^5 k^4}{15c^2 h^3} T^4 = \sigma T^4$$
 $\sigma = 5,67 \ 10^{-8} \ Wm^{-2} K^{-4}$

Ley de Wien: El poder emisivo del cuerpo negro presenta un máximo para una determinada longitud de onda. Se deduce a partir de la ley de Planck para una determinada temperatura T:

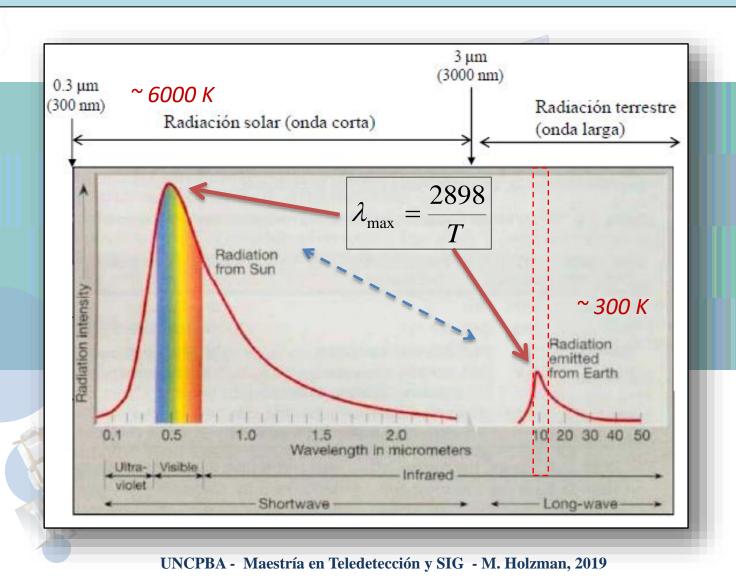


$$\lambda_{\text{max}} = \frac{2898}{T}$$

Relación entre λ_{max} y T



Radiación emitida desde el Sol y desde la Tierra.



Emisividad

Los sistemas radiativos naturales no se comportan como cuerpos negros perfectos, de forma que la energía radiativa emitida y su distribución espectral no se ajustan a las de un cuerpo negro a su misma temperatura.

Cualquier cuerpo a una temperatura determinada le corresponde una radiancia L(T), que en función de la del cuerpo negro B(T), se puede escribir como:

$$L_{\lambda}(T) = \varepsilon_{\lambda} B_{\lambda}(T)$$

IMPORTANTE!!!

"Concepto de emisividad"

$$\mathcal{E}_{\lambda}(T) = cte = 1$$
 — Cuerpo negro
$$\mathcal{E}_{\lambda}(T) = cte < 1$$
 — Cuerpo gris
$$\mathcal{E}_{\lambda}(T) = cte = 0$$
 — Reflector perfecto

SUPERFICIES NATURALES



Ejemplo

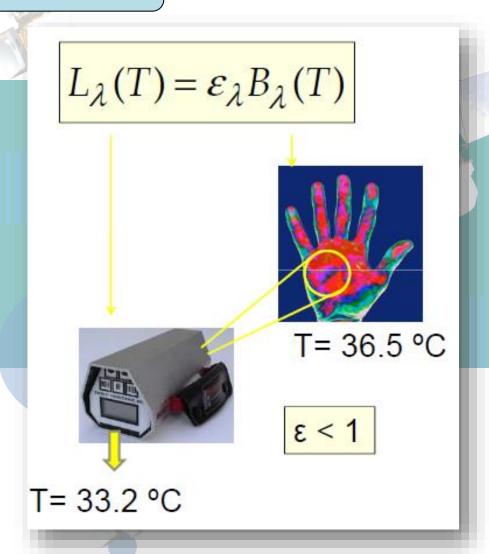


Table of emissivity values of common materials

Aluminium*	0,30
Asbestos	0,95
Asphalt	0,95
Basalt	0,70
Brass*	0,50
Brick	0,90
Carbon	0,85
Ceramic	0,95
Concrete	0,95
Copper*	0,95
Dirt	0,94
Frozen food	0,90
Hot food	0,93
Glas (plate)	0,85
Ice	0,98
Iron*	0,70
Lead*	0,50
Limestone	0,98
Oil	0,94
Paint	0,93
Paper	0,95
Plastic**	0,95
Rubber	0,95
Sand	0.90
Skin	0,98
Snow	0,90
Steel*	0,80
Textiles	0,94
Water	0,93
Wood***	0,94

Fuentes de error en una imagen:

1- Distorsiones debidas a: a) la plataforma (ej.: altitud, cabeceo), b) rotación terrestre, c) sensor (ej.: distorsiones al borde de la imagen, distinta codificación de la señal recibida), d) topografía.

2- Efecto atmosférico

La atmósfera modifica tanto la energía solar entrante a la superficie como la proveniente de la superficie. Los aerosoles, vapor de agua y gases son los causantes de estas distorsiones. Implican <u>correcciones radiométricas</u>.

Como se verá detalladamente más adelante, la <u>dispersión</u> en el visible y la <u>absorción</u> en el térmico son importantes. El efecto de dispersión produce en el visible una reducción del contraste en coberturas similares y una alta reflectividad en el Azul.

Para corregirlos se utilizan modelos de distinta complejidad.

Las correcciones radiométricas son especialmente necesarias si se quiere obtener algún parámetro de superficie (ej.: reflectividad de superficie, NDVI, temperatura de superficie), análisis multitemporales o hacer comparables imágenes de distintos sensores.

INTERACCIÓN DE LA ATMÓSFERA

Hay que tener en cuenta (aparte del sensor, el objeto y el flujo electromagnético) a la atmósfera que hay entre medio. La energía solar incidente en nuestro planeta está cifrada en 335 W m⁻². De toda ella, sólo 254 W m⁻² llegan a la superficie terrestre, este factor de reducción (25% aprox.) habrá de ser tenido en cuenta a la hora de interpretar la respuesta de los objetos.

En el trayecto seguido por la radiación electromagnética ésta sufrirá tres fenómenos principales:

- (1) Absorción (atenuación)
- (2) Emisión (aumento por energía absorbida)
- (3) Dispersión (desviación)

Sus efectos se muestran en una pérdida de claridad de la imagen; se reduce el contraste y la cantidad total de radiación que llega al sensor. Existen diversas correcciones en forma de algoritmos para tratar estos efectos.

ABSORCIÓN

Proceso por el cual las moléculas y partículas de la atmósfera absorben la energía radiante (65 Wm⁻²) y la transforman en energía interna que posteriormente será emitida en el infrarrojo térmico. La atmósfera reduce así la observación espacial a ciertas bandas concretas del espectro, llamadas ventanas atmosféricas. Pero si lo que se pretende es estudiar la atmósfera (satélites meteorológicos), los sensores se diseñarán para captar la radiación precisamente en aquellos lugares donde la absorción atmosférica sea más alta.

DISPERSIÓN

Este fenómeno se traduce en un redireccionamiento o pequeño desvío del camino recto de propagación. Es causado por la interacción entre la radiación y los gases y partículas atmosféricas. La reflexión consiguiente a ese choque, supone un aporte adicional a la radiancia proveniente de la superficie terrestre. Se reduce por tanto la radiancia directa, aumentando la difusa. Los principales causantes son los aerosoles y el vapor de agua.

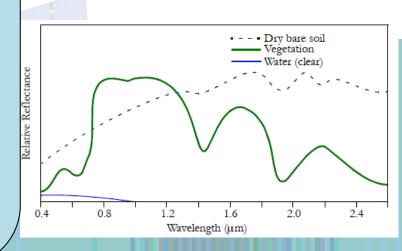
2. BANDAS ESPECTRALES

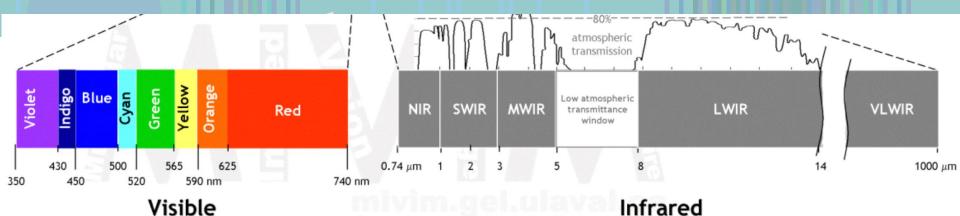
Desde el punto de vista de la teledetección destacan:

Espectro visible $(0,4-0,7 \mu m)$: es la radiación electromagnética perceptible por el ojo. Coincide con la longitud de onda donde es máxima la radiación solar. Podemos localizar los distintos colores en las longitudes.

Azul: $0.4 - 0.5 \mu m$; Verde: $0.5 - 0.6 \mu m$; Rojo: $0.6 - 0.7 \mu m$

Infrarrojo cercano (0,8 – 1,3 μm): región importante para diferenciar vegetación y concentraciones de humedad.



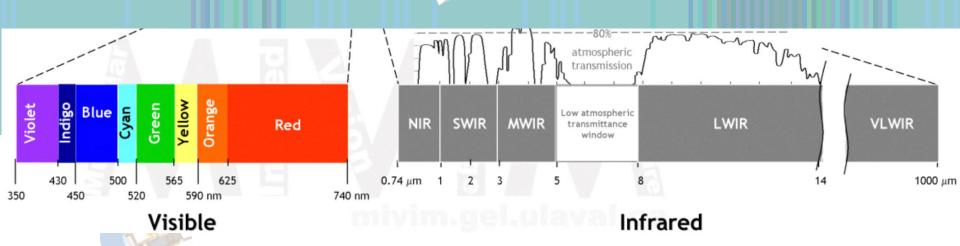


BANDAS ESPECTRALES

Infrarrojo medio (1,3 - 8 μm): región con mezcla de procesos de reflexión de luz solar y de emisión de la superficie terrestre.

Infrarrojo térmico (8 - 14 μm): región del espectro en la que emiten energía todos los cuerpos de la superficie terrestre.

Microondas (desde 1 mm): tiene la propiedad de ser transparente a la cubierta nubosa, pero también de llevar asociada muy poca energía.

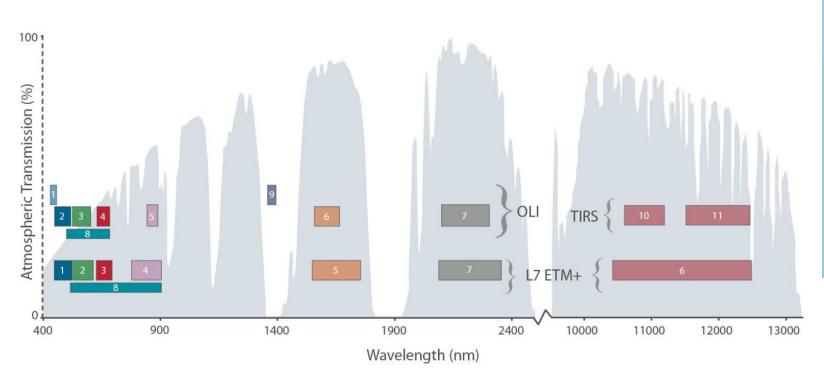


ASTER library (firmas espectrales): http://speclib.jpl.nasa.gov/

BANDAS ESPECTRALES

Bandas de sensores en ventanas de transmisión

Los sensores captan información de superficie en bandas ubicadas en las diferentes ventanas de transmisión.



Bandas de LANDSAT 7 y 8* (LDCM) sensores (ETM+, OLI/TIRS). *Lanzado en febrero de 2013.

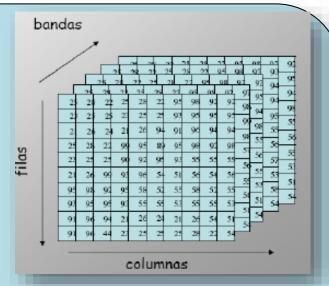
IMAGEN DE SATÉLITE

Matriz o arreglo de datos -> $M = M(i, j, \lambda)$

i = filas

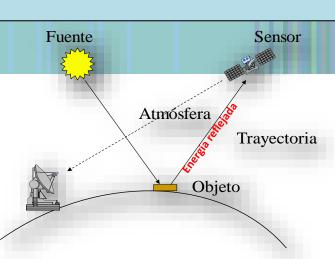
j = columnas

 λ = bandas



Datos almacenados -> Número o Nivel Digital -> $ND_{ij\lambda}$ o ND_{λ}^* proporcional a Radiancia recibida por el sensor de satélite *Rango de $ND=2^n$, donde n es el número de bits del sensor

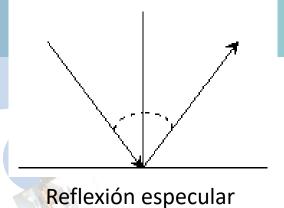
Para reflectividad....

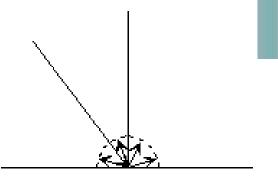


Consideramos que se produce reflexión lambertiana.

- 1. Especular: es la superficie ideal en la que se cumple perfectamente la ley de la reflexión (ángulo incidente = ángulo reflejado).
- 2. Lambertiana: superficie ideal que refleja la radiación incidente de manera uniforme en todas las direcciones.

Nota: las superficies naturales son una mezcla de las dos. Además el comportamiento es función de la longitud de onda. Si ésta es pequeña, las rugosidades tienden a difundir mucho más la energía incidente que si son longitudes de onda mayores, con comportamiento más especular.





Reflexión lambertiana

FACTORES QUE TENDREMOS EN CUENTA

Para una superficie dada, el flujo de energía recibido por el sensor no sólo depende de la reflectividad, sino también de otros efectos:

- Efectos de iluminación derivados de la posición solar (ángulo de iluminación solar, que depende de la fecha del año de medición), posición del sensor
- Influencia de la atmósfera (dispersión)

TIPOS DE DISPERSIÓN

- Dispersión Rayleigh: se produce cuando afecta a longitudes de onda menores que el tamaño de la partícula. Afecta por tanto a las longitudes de onda más cortas. Es la de mayor influencia en teledetección. Es la causante del color azul del cielo.
- Dispersión Mie: se produce cuando afecta a longitudes de onda de tamaño similar al tamaño de la partícula. También depende de la longitud de onda.
- Dispersión no selectiva: producida por las partículas de mayor tamaño.
 Afecta por igual a todas las longitudes de onda. Por eso las nubes y nieblas se ven de color blanco, ya que dispersan por igual toda la luz visible.

Conversión a Radiancia

Los ND_{λ} almacenados se convierten a Radiancia ($L_{\lambda sat}$).

Para los sensores de la misión Landsat la relación es del tipo lineal.

$$L_{\lambda sat} = G_{\lambda} ND_{\lambda} + B_{\lambda}$$

 $(W m^{-2} \mu m^{-1} sr^{-1})$

Ejemplo. parámetros G_{λ} y B_{λ} para calcular $L_{\lambda sat}$ para L5-TM

banda	Gain	Biase
B1	0.765827	-2.29
B2	1.448189	-4.29
B3	1.043976	-2.21
B4	0.876024	-2.39
B5	0.120354	-0.49
В6	0.055158	1.18
В7	0.065551	-0.22

ver Chander et al., 2009

Remote Sensing of Environment 113 (2009) 893-903



Contents lists available at ScienceDirect

Remote Sensing of Environment

journal homepage: www.elsevier.com/locate/rse



Summary of current radiometric calibration coefficients for Landsat MSS, TM, ETM+, and EO-1 ALI sensors

Gyanesh Chander a,*, Brian L. Markham b, Dennis L. Helder c

- SGT, Inc. contractor to the U.S. Geological Survey (USGS) Earth Resources Observation and Science (EROS) Center, Sloux Falls, SD 57198-0001, USA
- b National Aeronautics and Space Administration (NASA) Goddard Space Flight Center (GSFC), Greenbelt, MD 20771, USA
- ^c South Dakota State University (SDSU), Brookings, SD 57007, USA



Reflectividad TOA: (SIN CORRECCIÓN)

Considerando ausencia de atmósfera....

la señal medida por el sensor será una función del nivel de energía de la radiación incidente sobre el pixel y de las propiedades reflectivas de éste.

La irradiancia incidente (E_i) estará integrada en todas las long. de onda. E_i depende de la irradiancia que llega el exterior de la atmósfera o irradiancia solar exoatmosférica $(E_{i0} \circ E_{sun})$

Sistema sin atmósfera:

$$E_0 d^{-2} = E_i$$

d= distancia Tierra-Sol (unidades astronómicas)

Tope de la atmósfera

 θ_z Ángulo cenital solar (90-sun elevation)

$$E_R = \pi L_{sat}$$

$$E_i = E_0 d^{-2} \cos \theta_z$$

superficie

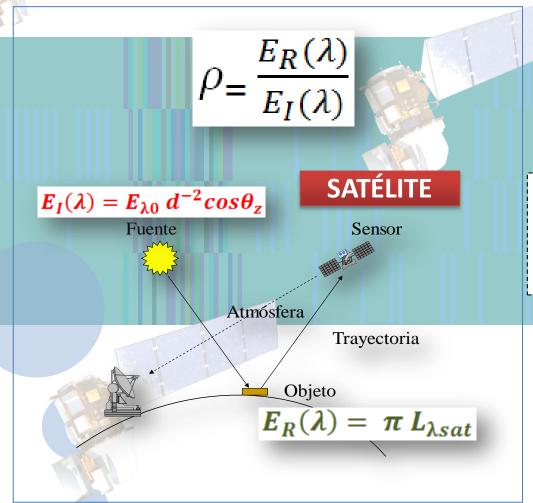
$$\rho = \frac{E_R(\lambda)}{E_I(\lambda)}$$

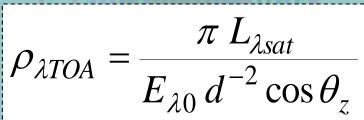
$$\rho_{TOA} = \frac{\pi L_{sat}}{E_0 d^{-2} \cos \theta_z}$$



Sin embargo, resulta más útil trabajar con irradiancias espectrales, es decir no integradas en todas las longitudes de onda, sino para una banda en particular.

 $(E_{\lambda 0}$ =irradiancia solar exoatmosférica espectral)





Irradiancia solar espectral exoatmosférica y corrección por distancia

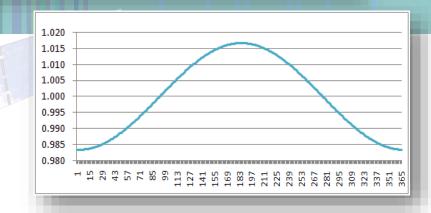
Tierra-Sol

Landsat 7	Lan	dsa	t	7
-----------	-----	-----	---	---

banda	E_{\lambdaO}
B1	1983
B2	1796
В3	1536
B4	1031
B5	220
B6	
B7	83.44

$$d = 1 - 0.01673 \cos \left(2\pi \, \frac{dia \, Juliano - 3}{365}\right)$$

$$\rho_{\lambda TOA} = \frac{\pi L_{\lambda sat}}{E_{\lambda 0} d^{-2} \cos \theta_z}$$



Reflectancia TOA (ρ), en resumen...

Cuando la energía electromagnética $E_i(\lambda)$ incide sobre los cuerpos situados en la superficie terrestre ésta puede descomponerse en tres términos debido a la reflexión, absorción y transmisión de la superficie.

$$E_I(\lambda) = E_R(\lambda) + E_A(\lambda) + E_T(\lambda)$$

$$\rho = \frac{E_R(\lambda)}{E_I(\lambda)}$$

Si NO se consideran los efectos introducidos por la atmósfera y además se considera reflexión Lambertiana:

$$E_I(\lambda) = E_{\lambda 0} d^{-2} cos\theta_z$$
 $E_R(\lambda) = \pi L_{\lambda sat}$

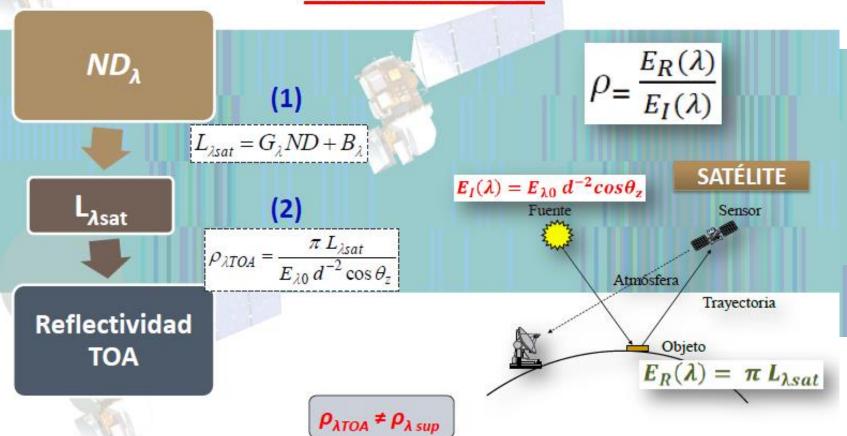
$$E_R(\lambda) = \pi L_{\lambda sat}$$

Sin corrección

$$\rho_{\lambda TOA} = \frac{\pi L_{\lambda sat}}{E_{\lambda 0} d^{-2} \cos \theta_z}$$

Esquema general

SIN CORRECCIÓN



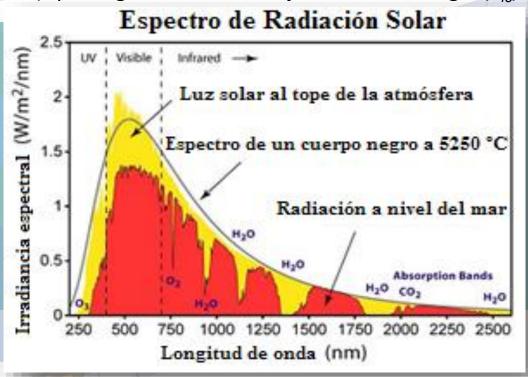
Ir a práctico Nº 2

E43

CORRECCIÓN EN EL ESPECTRO SOLAR

En realidad la Reflectancia TOA (ρ_{TOA}) no expresa lo que pasa en la superficie, debido a la interacción de los Fotones con los componentes de la atmósfera.

Durante el paso de la energía a través de la atmósfera hacia la superficie y (luego de ser reflejada) que llega al sensor, el flujo inicial de energía (E_{io}) se reduce.



Necesitamos conocer:

$$\rho_{\lambda sup} = \frac{E_R(\lambda)}{E_I(\lambda)}$$

Ese proceso de reducción de la energía se tiene en cuenta a través de la transmitancia o transmisividad de la atmósfera (τ_{λ} o $\tau_{0\lambda}$).

Debemos introducir un modelo de corrección atmosférica para conocer la Energía que ilumina la superficie y la fracción reflejada por ésta.

Existen distintas metodologías de corrección:

- 1) Modelos físicos: hacen uso de Modelos de Transferencia Radiativa para calcular el efecto de la atmósfera (ej.: MODTRAN). Se debe suministrar datos de entrada como contenido de vapor de agua, ozono, etc., de satélite, mediciones a campo (ej.: radiosondeos).
- 2) Métodos basados en imágenes: evitan el uso de parámetros atmosféricos de entrada. Están basados en el método Dark Object Subtraction (DOS), que asume que hay píxeles en la imagen que tienen radiancia cercana a cero.
- 3) Métodos de superficies invariantes: asumen que hay píxeles en cualquier imagen cuyas reflectancias son muy estables. Una relación lineal para cada banda basada en la reflectancia de esos píxeles se utiliza para normalizar imágenes de distintas fechas. Así, se logra una normalización relativa. Si se tienen medidas de reflectividad, puede ser absoluta.
- 4) Métodos de reducción del contraste: sobre regiones donde la reflectancia de superficie es muy estable, la variación captada por el satélite se debe a cambios ópticos de la atmósfera. Como el mayor contenido de aerosoles reduce la varianza de la reflectancia, esa varianza se puede usar para estimar el efecto del aerosol. Aplicable a superficies muy estables como desiertos.

Modelo Simple de Transferencia Radiativa: Reflectancia de superficie (ρ_{λsup})

$$\rho_{\lambda sup} = \frac{\pi(L_{\lambda sat} - L_{\lambda p})}{T_{\lambda v}(E_{\lambda 0} d^{-2} \cos \theta_z T_{\lambda z} + E_{\lambda down})}$$

d es la distancia Tierra-Sol (UA)

E_{λ0} es la irradiancia solar espectral exoatmosférica (W m⁻² μm⁻¹).

es el ángulo cenital solar.

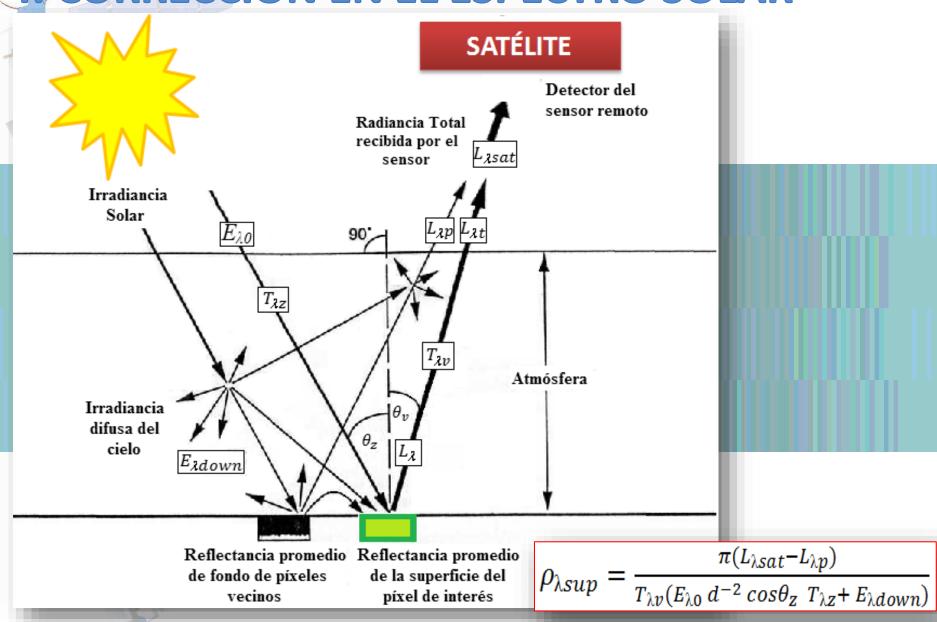
 $L_{\lambda p}$ es el path radiance (W m⁻² µm⁻¹ sr⁻¹).

 $T_{\lambda \nu}$ y $T_{\lambda \tau}$ son las transmisividades atmosféricas.

 $E_{\lambda down}$ es la irradiancia difusa del cielo hacia abajo (W m⁻² µm⁻¹).

En términos generales, se necesita conocer la transmisividad y la radiancia proveniente de la atmósfera.

A continuación se presentan los procesos realizados para estimar los parámetros considerados en este modelo.



643

CORRECCIÓN EN EL ESPECTRO SOLAR

Método DOS (Dark Object Subtraction)

Asume que dentro de la imagen existen coberturas que tienen reflectancia casi cero (ej.: agua, vegetación densa, sombra). Esa señal captada por el sensor se debe a la dispersión atmosférica (Chavez, 1996)

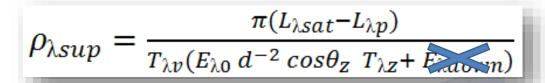
 \triangleright Estimación de los $L_{\lambda p}$ (path radiance)

$$L_{\lambda p} = ND_{\lambda dark}G_{\lambda} + B_{\lambda} - 0.01 \left(\frac{E_{\lambda 0}cos\theta_{z}T_{\lambda z}T_{\lambda v}}{d^{2}\pi} \right)$$

(Schroeder et al., 2006; Chavez, 1988 & 1996; Moran et al., 1992)

Se asume:

- Atmósfera Rayleigh.
- $\rho_{\lambda sup}$ del 1% para el objeto oscuro.
- E_{λdown} se considera igual a cero (Song et al., 2001; Barnaby & Pellikka, 2003).



$$\rho_{\lambda S} = \frac{\pi (L_{\lambda sat}^{-} L_{\lambda p})}{T_{\lambda v} (E_{\lambda 0}^{-2} \cos \theta_{z}^{-} T_{\lambda z}^{-} + E_{\lambda down}^{-})} \approx \frac{\pi (L_{\lambda sat}^{-} L_{\lambda p}^{-})}{T_{\lambda z}^{-} T_{\lambda v} (E_{\lambda 0}^{-} d^{-2} \cos \theta_{z}^{-})}$$



$$\rho_{\lambda S} = \left[\frac{\rho_{\lambda TOA} - \rho_{\lambda TOAmin}}{T_{\lambda v} T_{\lambda z}} \right]$$

Cálculo de Transmisividades

$$T_{\lambda v} = e^{-\tau_{\lambda r}/\cos\theta_v}$$

$$T_{\lambda z} = e^{-\tau_{\lambda r}/\cos\theta_z}$$

 $\tau_{\lambda r}$ es el espesor óptico para la dispersión Rayleigh* (Kaufman, 1989). (donde λ es el punto central de la banda, en μm)

$$\tau_{\lambda r} = 0.008569 \,\lambda^{-4} (1 + 0.0113 \,\lambda^{-2} + 0.00013 \,\lambda^{-4})$$

 $*\tau_{\lambda r}$ representa el poder de atenuación de las moléculas con respecto a la energía incidente a una dada longitud de onda

Tabla. $\tau_{\lambda r}$ estimados para las bandas de los sensores TM y ETM+.

Sensor	Banda	λ (μm)	$ au_{\lambda r}$
	1	0.4850	0.1627
	2	0.5600	0.0904
	3	0.6600	0.0463
TM	4	0.8300	0.0183
	5	1.6500	0.0012
	7	2.2000	0.0004
	1	0.4787	0.1716
	2	0.5610	0.0897
	3	0.6614	0.0460
	4	0.8346	0.0180
ETM+	5	1.6500	0.0012
	7	2.2080	0.0004

ESPECTRO TÉRMICO

Las radiancias en las bandas térmicas (8-14µm) se convierten a <u>temperatura de brillo</u> o temperatura equivalente de cuerpo negro, a partir de la función de Planck.

Esta temperatura es la temperatura en el sensor y no la de la superficie terrestre, comúnmente llamada temperatura de piel o de superficie (Ts o LST). Ninguna de éstas es la medida con el termómetro.

Parte de la energía térmica captada proviene de la atmósfera, por lo que para obtener la Ts hay que hacer correcciones atmosféricas.

55 ESPECTRO TÉRMICO

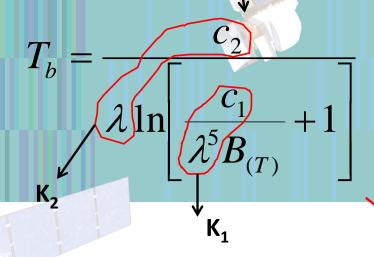
La determinación de la temperatura de la superficie terrestre se realiza a partir de las medidas de la radiación terrestre que le llegan al satélite después de atravesar la atmósfera. Sensor **TEMPERATURA DE BRILLO (SIN CORRECCIÓN)** Atmósfera Trayectoria Objeto (Fuente) UNCPBA - Maestría en Teledetección y SIG - M. Holzman, 2019

ESPECTRO TÉRMICO

A partir de ley de Planck

$$B_{\lambda}(T) = \frac{2hc^2}{\lambda^5 \left(\exp\left(\frac{hc}{\lambda kT}\right) - 1\right)} = \frac{C_1}{\lambda^5 \left[\exp\left(\frac{C_2}{\lambda T}\right) - 1\right]}$$

 $C_1 = 2hc^2 = 1,191 \ 10^8 \ \text{Wm}^{-2} \ \mu\text{m}^4 \ \text{Sr}^{-1}$ $C_2 = hc/k = 1,4388 \ 10^4 \ \mu\text{m} \ \text{K}$



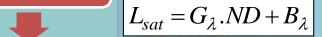
$$T_{(b)} = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{K_1}{L_{sat}} + 1\right)}$$

TEMPERATURA DE BRILLO

SIN CORRECCIÓN

SATÉLITE

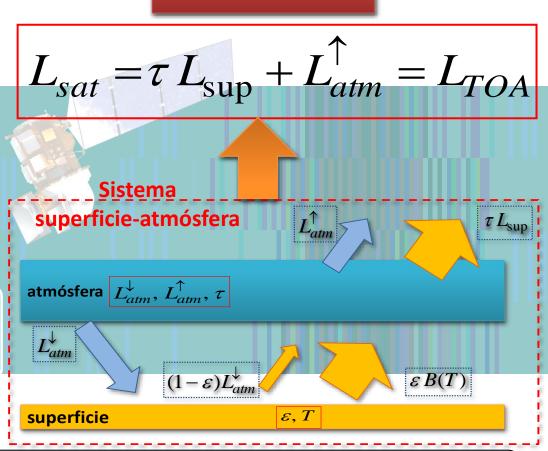




sat

$$T_{(b)} = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{K_1}{L_{sat}} + 1\right)}$$

Inversa de la Ley de Planck **Tb (K)**



Tb nos da información preliminar.

Tb ≠ Tsup -> CORRECCIÓN ATMOSFÉRICA

6 CORRECCIÓN EN EL TÉRMICO

En el espectro térmico domina la <u>absorción</u> y la <u>emisión</u>.

a) EFECTO ATMOSFÉRICO:

ATMÓSFERA

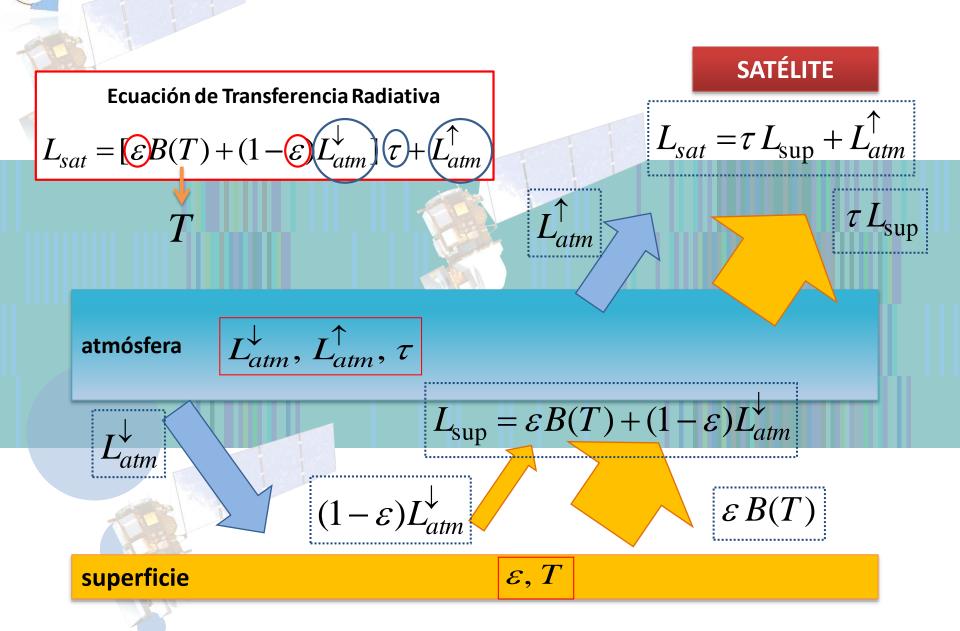
Medio absorbente y emisor (H₂O, CO₂, O_{3.} ...)

b) EFECTO DE LA EMISIVIDAD:

SUPERFICIE

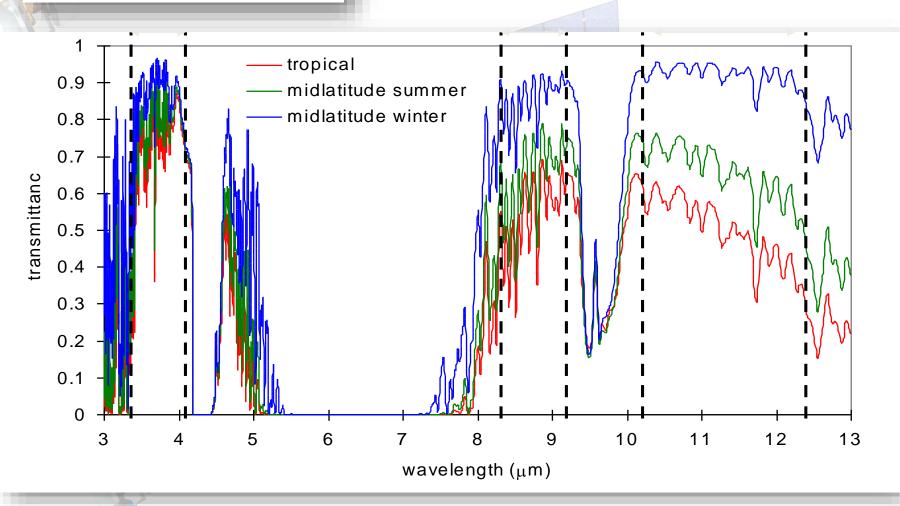
Modifica la emisión térmica de la superficie Reflexión de la emisión atmosférica

6-1 ECUACIÓN DE TRANSFERENCIA RADIATIVA



VENTANAS ATMOSFÉRICAS

Banda A: $3,4 - 4,1 \mu m$ Banda B: $8,3 - 9,2 \mu m$ Banda C: $10 - 12,5 \mu m$



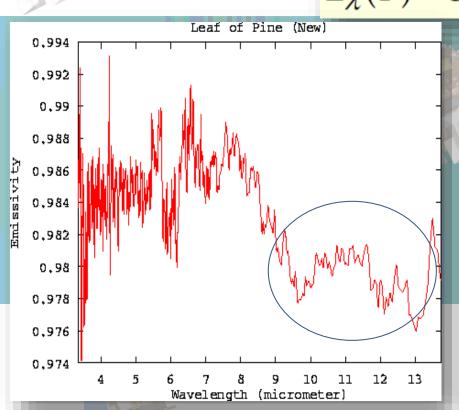


EMISIVIDAD DE LA SUPERFICIE

EMISIVIDAD DE LA SUPERFICIE TERRESTRE (magnitud espectral)

Es poco utilizada por sí sola, pero sí como input para algoritmos de temperatura.

$$L_{\lambda}(T) = \varepsilon_{\lambda} B_{\lambda}(T)$$



Muestra	ε ₈₋₁₄	ε _{10-12.5}
Herbáceas secas	$0,967\pm0,014$	0,959±0,022
Especies arbóreas	$0,984\pm0,006$	0,985±0,009
Herbáceas verdes	$0,985\pm0,007$	0,986±0,011
Especies arbustivas	$0,987 \pm 0,005$	$0,990\pm0,008$
Suelos arenosos	$0,915\pm0,014$	$0,969\pm0,006$
Suelos limosos	$0,948\pm0,005$	0,973±0,006
Suelos arcillosos	0,955±0,006	0,973±0,006

MODIS library:

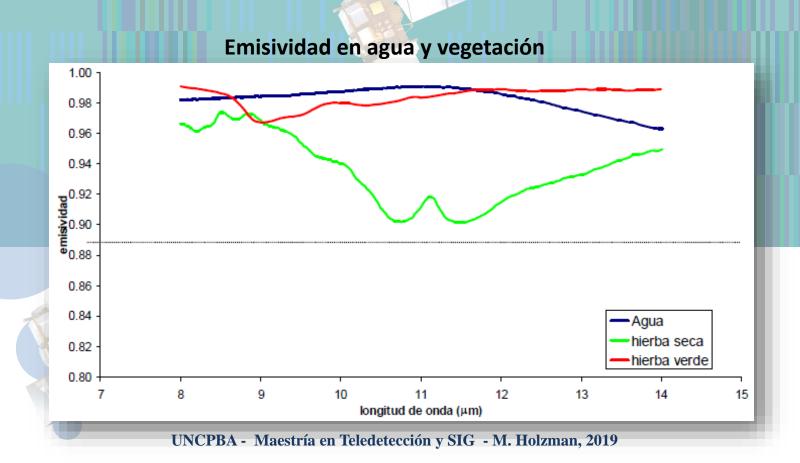
http://www.icess.ucsb.edu/modis/EMIS/html/em.html



EMISIVIDAD DE LA SUPERFICIE (2)

Ejemplo, LIBRERÍA ASTER:

La librería espectral de ASTER está formada por unos 2000 espectros de materiales naturales y artificiales. Esta librería espectral recopila los datos de tres librerías espectrales correspondientes a los siguientes centros: Johns Hopkins University (JHU), Jet Propulsion Laboratory (JPL) y United States Geological Survey (USGS-Reston).





83 EMISIVIDAD DE LA SUPERFICIE (3)

DETERMINACIÓN Y CARTOGRAFIADO DE LA EMISIVIDAD TERRESTRE

Método de la Cobertura Vegetal (MCV): uso de datos del dominio óptico ⇒ Suficiente precisión y aplicación operativa.

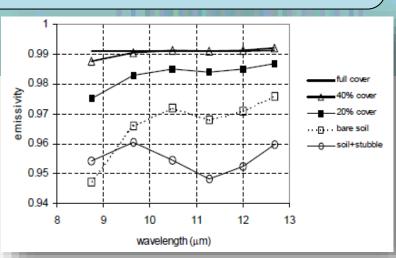
Aproximación práctica:

$$\varepsilon_{\text{sup}} = \varepsilon_{\nu} P_{\nu} + \varepsilon_{s} [1 - P_{\nu}]$$

Se requiere:

- Valores de emisividad de suelo y vegetación
- Cálculo de Pv (con datos del dominio óptico: índices de vegetación)

E. Valor y V. Caselles, 1996: Mapping Land Surface Emissivity from NDVI: Application to European, African and South American Areas. Remote Sensing of Environment, 57: 167-184.



9 MODELOS DE CORRECCIÓN

Métodos monocanales (ETR)

- Aplicación a Landsat, Meteosat, ...
- -Perfiles atmosféricos y modelos de transferencia radiativa.

Métodos de absorción diferencial

- Modelos de split-window o multicanales y bi-angulares.
- Aplicación a NOAA-AVHRR, EOS Terra/Aqua-MODIS...

10. MÉTODOS MONOCANALES

Resolución de la ecuación de transferencia radiativa a partir del conocimiento de los perfiles verticales de la atmósfera (p, T, concentración de gases), que se usan como datos de entrada de un modelo de cálculo de transmisividad y radiancia de la atmósfera

Ecuación de Transferencia Radiativa

$$L_{sat} = \varepsilon B(T) + (1 - \varepsilon L_{atm}^{\downarrow}) \tau + L_{atm}^{\uparrow}$$

Es decir....

$$L_{sat} = G_{\lambda}.ND + B_{\lambda}$$

$$B(T) = \frac{\begin{bmatrix} \mathcal{L}_{sat} - \mathcal{L}_{atm}^{\uparrow} \\ \tau \end{bmatrix} - (1 - \varepsilon) \mathcal{L}_{atm}^{\downarrow}}{\varepsilon}$$

$$T = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{K_1}{B(T)} + 1\right)}$$

Temperatura de superficie

10. MÉTODOS MONOCANALES (2)

Para estimar la emisividad de superficie podemos utilizar:

$$\varepsilon = \varepsilon_{v} P v + \varepsilon_{s} [1 - P v]$$

Valor y Caselles (1996)

donde ε_v y ε_s corresponden a los valores de emisividad de la vegetación y el suelo, respectivamente. Pv es la proporción de vegetación y se obtiene como función del NDVI (Normalized Difference Vegetation Index). Por ejemplo:

$$Pv = \left(\frac{NDVI - NDVI_{\min}}{NDVI_{\max} - NDVI_{\min}}\right)^{2}$$

Carlson and Ripley (1997)

siendo $NDVI_{min}$ y $NDVI_{max}$ los valores de NDVI de suelo desnudo y de una superficie con cobertura completa, respectivamente.

10. MÉTODOS MONOCANALES (3)

Modelos de transferencia radiativa del *Air Force Geophysical Laboratory AFGL*). Cálculo de la transmisividad y radiancia atmosféricas en todo el espectro.

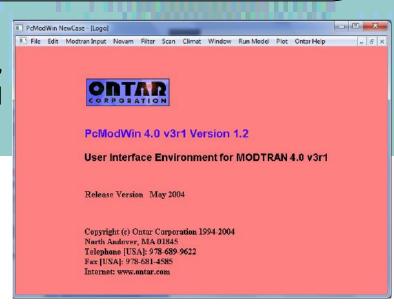
$$L_{atm}^{\downarrow},\,L_{atm}^{\uparrow},\, au$$

LOWTRAN 1-7 (1972-1989): Baja resolución espectral (20 cm⁻¹)
MODTRAN 1-4 (5) (1989-actualidad): Moderada resolución espectral 1-0,1 cm⁻¹)

Perfiles atmosféricos estándar (p, T, H₂O, CO₂, O₃, ...) o datos de radiosondeos introducidos por el usuario. Modelos de aerosoles.

Perfiles atmosféricos:

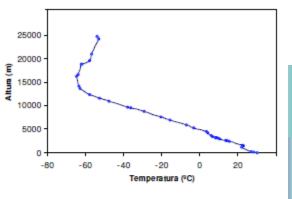
http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html

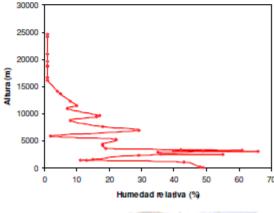


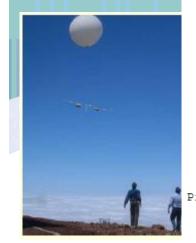
10. MÉTODOS MONOCANALES (4)

87576 SAEZ Ezeiza Aero Observations at 12Z 01 Nov 2012

RADIOSONDEO (ejemplo)







PRES hPa	HGHT m	TEMP C	DWPT C	RELH %	MIXR g/kg	DRCT deg	SKNT knot	THTA K	THTE K	THTV K
1013.0	20	19.4	17.1	87	12.25	340	6	291.5	326.3	293.6
1000.0	131	18.4	14.9	80	10.76	305	6	291.6	322.2	293.4
969.0	402	18.6	10.6	60	8.34	243	9	294.4	318.7	295.9
955.0	526	17.7	10.9	65	8.67	215	10	294.7	319.9	296.2
925.0	799	15.6	11.7	78	9.42	195	13	295.2	322.6	296.9
919.0	854	15.4	11.8	79	9.54	188	14	295.6	323.4	297.3
903.0	1003	16.4	-2.6	27	3.51	170	16	298.1	308.9	298.8
854.0	1475	13.4	-8.6	21	2.35	160	14	299.8	307.2	300.2
853.0	148 C	tation	infor	matic	n and	coun	dina i	ndice	C.	

Station information and sounding indices

Station identifier: SAEZ
Station number: 87576
Observation time: 121101/1200
Station latitude: -34.81
Station longitude: -58.53
Station elevation: 20.0
Showalter index: 8.97
Lifted index: 0.75
LIFT computed using virtual temperature: 0.57
SWEAT index: 67.02
K index: 7.30
Cross totals index: 6.30

Totals totals index: 34.60 Convective Available Potential Energy: 0.00 CAPE using virtual temperature: 0.00

Convective Inhibition: 0.00

CINS using virtual temperature: 0.00 Bulk Richardson Number: 0.00

Bulk Richardson Number using CAPV: 0.00

Vertical totals index: 28.30

Temp [K] of the Lifted Condensation Level: 284.93
Pres [hPa] of the Lifted Condensation Level: 907.05
 Mean mixed layer potential temperature: 293.00

Mean mixed layer mixing ratio: 9.75
1000 hPa to 500 hPa thickness: 5619.00

Precipitable water [mm] for entire sounding: 20.04

195

700.0

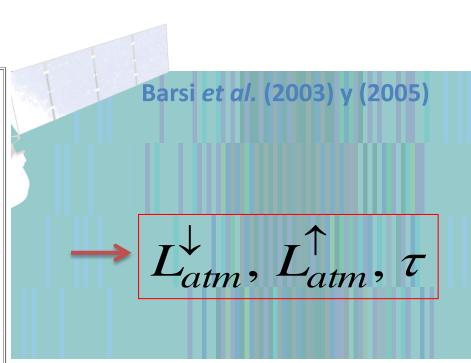
656.0

10. MÉTODOS MONOCANALES (5)

PARA LANDSAT PODEMOS UTILIZAR MODTRAN ONLINE!!!

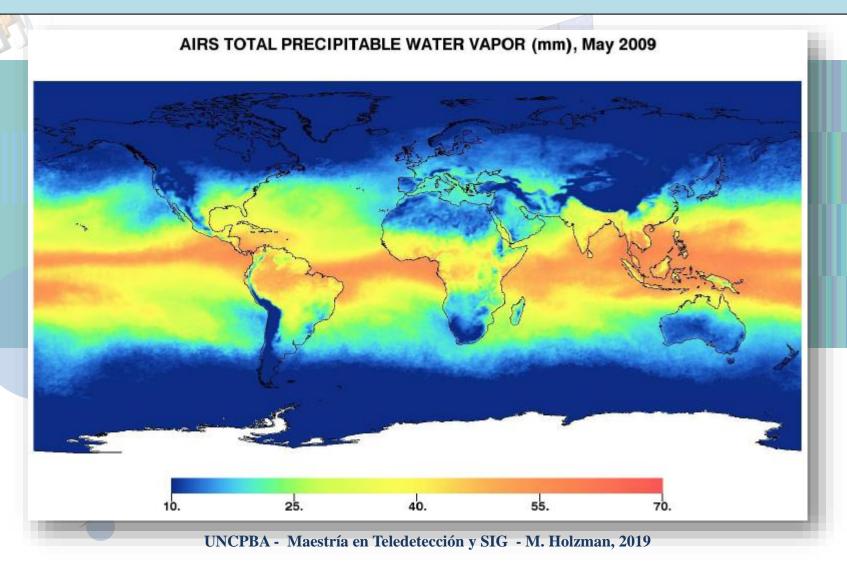
http://atmcorr.gsfc.nasa.gov/





10. MÉTODOS MONOCANALES (6)

Vapor de agua atmosférico puede obtenerse a partir de perfiles atmosféricos o desde satélite:



11. MÉTODOS DE ABSORCIÓN DIFERENCIAL

La base es que la atenuación atmosférica de la radiancia terrestre es proporcional a la diferencia entre las medidas de radiancia realizadas en canales térmicos distintos, que estarán sujetos a distinta absorción atmosférica.

- 1) Métodos bicanales: dos medidas en canales distintos
- 1.1) Método *split-window: dos canales* dentro de la *misma ventana* atmosférica 10-12,5 μm.
- 1.2) Método *dual-window*: dos canales en *distintas ventanas*: 8-9,5 μm; 10-12,5 μm.
- 2) Métodos tricanales: 3 medidas en canales distintos
- 3) <u>Métodos biangulares:</u> Utilizando un mismo canal pero dos ángulos de observación distintos. Sensores ERS-ATSR y ENVISAT-AATSR: nadir scan $(0^{\circ} 21,6^{\circ})$ y forward scan $(52,4^{\circ}-55^{\circ})$.

Métodos bicanales: SPLIT-WINDOW

- Al utilizar dos canales en la misma ventana atmosférica, los **procesos de** absorción y emisión atmosférica son similares ⇒ buena correlación entre la corrección atmosférica en un canal y la absorción diferencial entre las dos bandas.

"Dos canales de split-window correctamente seleccionados son suficientes ⇒ no es necesario 3 o más canales".

Ecuación de split-window:

$$T = T_1 + A(T_1 - T_2) + \Delta + B(\varepsilon)$$

A, Δ : coeficientes atmosféricos; se obtienen por regresión sobre una base de datos empírica (T, T_1, T_2) . Se comprobó que A funcionaba mejor si era función de (T_1-T_2) -> función cuadrática.

 $B(\varepsilon)$: efecto de la emisividad;

$$B(\varepsilon) = \alpha(1-\varepsilon) - \beta \Delta \varepsilon$$

 α, β: coeficientes que dependen del contenido en vapor de agua de la atmósfera

$$\varepsilon = (\varepsilon_1 + \varepsilon_2)/2$$
 emisividad media

 $\Delta \varepsilon = \varepsilon_1 - \varepsilon_2$ diferencia espectral de emisividad

C. Coll y V. Caselles, 1997: A split-window algorithm for land surface temperature from Advanced Very High Resolution Radiometer data: Validation and algorithm comparison. Journal of Geophysical Research, 102 (D14): 16697-16713.

Métodos bicanales: SPLIT-WINDOW

Ecuación de Split-window para el sensor MODIS

$$T = T_1 + \left[2{,}41 + 0{,}432(T_1 - T_2) \right] (T_1 - T_2) + 0{,}359 + \alpha(w)(1 - \varepsilon) + \beta(w) \Delta \varepsilon$$

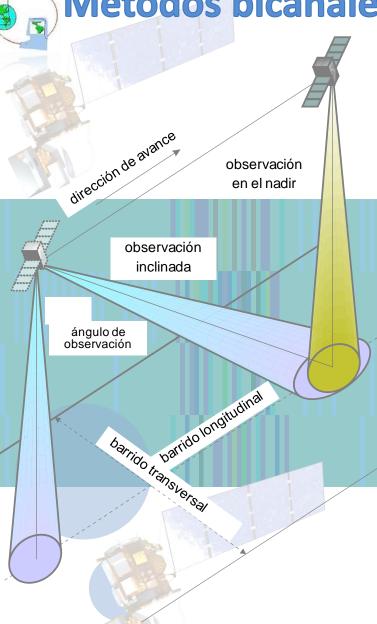
$$\alpha = 44.1 + 5.4 \frac{W_0}{\cos(\theta)} - 1.77 \left(\frac{W_0}{\cos(\theta)}\right)^2$$

$$\beta = 165,5 - 28,1 \frac{W_0}{\cos(\theta)}$$

 T_1 y T_2 son las medidas de temperatura proporcionadas por los dos canales del sensor (31 y 32), w_0 es el contenido de **agua precipitable vertical en cm** (MOD_05).

C. Coll, V. Caselles, J.M. Galve, E. Valor, R. Niclòs, J.M. Sánchez y R. Rivas, 2005: Ground measurements for the validation of land surface temperatures derived from AATSR and MODIS data. Remote Sensing of Environment, 97: 288 – 300.

Métodos bicanales: DUAL-WINDOW



- •Utilizan una única longitud de onda pero diferentes caminos ópticos a través de la atmósfera (diferentes ángulos) para observar la superficie.
- Misma base teórica que las técnicas de "splitwindow". Ahora, la absorción diferencial resulta del incremento del camino óptico en la observación inclinada.
- Con un único canal se asegura que la absorción sea debida a los **mismos elementos absorbentes**.

$$T = T_{\theta 1} + A'(T_{\theta 1} - T_{\theta 2}) + \Delta' + B'(\varepsilon)$$

B'(ε) =
$$\alpha$$
' (1-ε) - β ' Δε

$$\epsilon = (\epsilon_{\theta 1} {+} \epsilon_{\theta 2})/2$$
 emisividad media

 $\Delta \varepsilon = \varepsilon_{\theta 1} - \varepsilon_{\theta 2}$ diferencia angular de emisividad

Comparación de algoritmos

Algoritmo	Error aleatorio	Información auxiliar	Limitaciones
Monocanal	±0,5 - 1,2 K	Radiosondeo	Radiosondeo coincidente
Split-window	±0,5 - 1,2 K		
Biangular	± 0,6 - 1,1 K	Variación angular emisividad	Superficies homogéneas

12. APÉNDICE

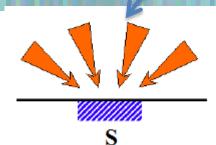
MAGNITUDES RADIOMÉTRICAS

- ☐ Energía radiante (Q): energía transmitida en forma de REM (joule, J)
- **Flujo radiante (φ):** energía radiante transmitida por unidad de tiempo. No aporta ninguna información de la distribución de la radiación, ni de la dirección sobre una superficie.

$$\phi = \frac{\partial Q}{\partial t}$$
 (J/s, Watt, W)

☐ Densidad de flujo radiante: flujo radiante por unidad de superficie; al flujo emitido se le llama EMITANCIA o EXCITANCIA (M), y al incidente IRRADIANCIA (E)

$$F = \frac{\partial \phi}{\partial S} = M = E \text{ (W/m}^2)$$

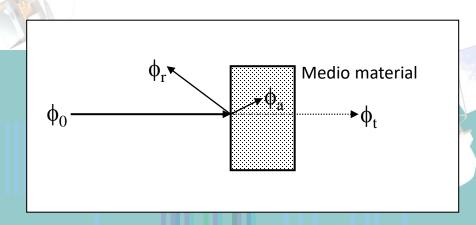


la radiación se recibe sobre la superficie

 $\Phi_i = \Phi_a + \Phi_t + \Phi_t$

12. APÉNDICE (2)

MEDIDA RADIOMÉTRICA INTERACCIÓN MATERIA-RADIACIÓN



$$\phi_0 = \phi_r + \phi_a + \phi_t \implies \frac{\phi_r}{\phi_0} + \frac{\phi_a}{\phi_0} + \frac{\phi_t}{\phi_0} = 1$$

- \square ABSORTIVIDAD (α): relación energía absorbida/energía incidente
- □ TRANSMISIVIDAD (τ): relación energía transmitida/energía incidente
- □ REFLECTIVIDAD (p): relación energía reflejada/energía incidente

$$\alpha + \rho + \tau = 1$$
 (MEDIO TRASLÚCIDO)

$$\alpha + \rho = 1$$
 (MEDIO OPACO)

12. APÉNDICE (3)

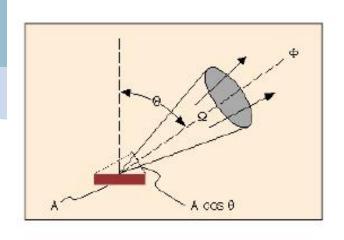
ÁNGULO SÓLIDO

El concepto de ángulo sólido de un cono es fundamental para dos magnitudes cuantitativas del flujo radiante.

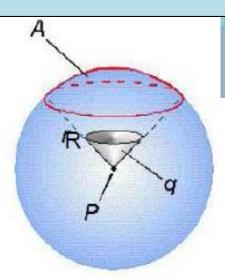
El ángulo cónico subtendido por una parte de una superficie esférica de área A, es igual al área A dividida por el cuadrado del radio de la esfera.

La unidad de ángulo cónico o ángulo sólido es el estereorradián (sr). Es adimensional.

Como el área de una esfera de radio unidad es 4π , hay 4π estereorradianes de ángulo sólido en una esfera.



$$\Omega = \frac{A}{R^2}$$



12. APÉNDICE (4)

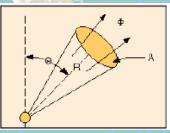
INTENSIDAD-RADIANCIA

Dado el carácter direccional de los procesos radiativos, se introducen nuevas magnitudes:

☐ Intensidad radiante (I): flujo emitido por unidad de ángulo sólido (FUENTES PUNTUALES)

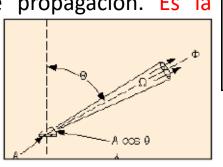
$$I = \frac{d\Phi}{d\Omega} = \frac{d^2Q}{dtd\Omega}$$

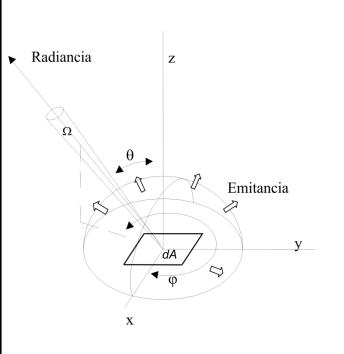
(W/sr)



Radiancia (L): flujo radiativo procedente de una superficie elemental, dA, en una dirección dada, por unidad de ángulo sólido que cruza una unidad de área perpendicular a la dirección de propagación. Es la magnitud detectada por el sensor.

$$L = \frac{\partial^2 \phi}{\partial \Omega \partial A \cos \theta}$$
 (W/m² sr)





* El Sol si es una fuente puntual, pero el cielo no

12. APÉNDICE (5) INTENSIDAD-RADIANCIA (2)

Todas las magnitudes anteriores dependen, normalmente, de la longitud de onda, λ , por lo que deben entenderse como **cantidades radiométricas espectrales.** Así por ejemplo, la **radiancia espectral** (L_{λ}) se refiere a la radiancia por unidad de longitud de onda. Unidades: W/m²Sr μ m.

Propiedad importante de la radiancia: es independiente de la distancia al objeto, siempre que el ángulo de visión y la cantidad de materia interviniente no cambie.

Los instrumentos de medida (radiómetro) dan un valor integrado en un cierto intervalo de longitudes de onda, que constituyen una banda (i). Además, la respuesta del sensor no es la misma para todas las λ , sino que viene determinada por los valores relativos del filtro, $fi(\lambda)$

12. APÉNDICE (8)

Radiometric Quantities

Quantity	Expression	n Unit
Radiant Energy	Q	Joule(J)
Radiant Density	\mathbf{W}	Jm -2
Radiant Flux	Φ	Watt (W)
Radiant exitance (out)	M	Wm-2
Irradiance (in)	E	Wm-2
Radiant intensity	1	Wsr-1
Radiance	\boldsymbol{L}	Wm-2sr-1
Spectral radiant		
exitance (out)	$M\lambda$	Wm-2μm-1
Spectral irradiance (in)	Ελ	Wm-2μm-)
Spectral radiance	Lλ	Wm-2sr-1μm-1

where sr = steradian (unit of solid angle)