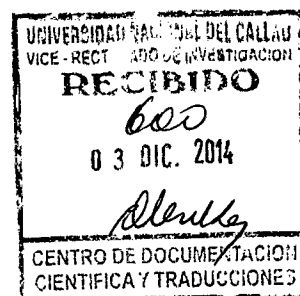
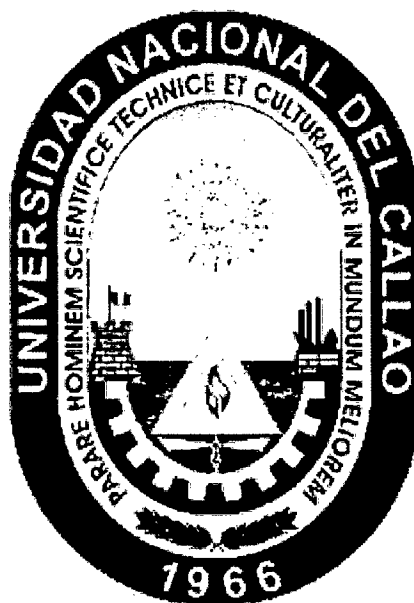




UNIVERSIDAD NACIONAL DEL CALLAO  
FACULTAD DE INGENIERÍA ELÉCTRICA Y ELECTRÓNICA  
INSTITUTO DE INVESTIGACIÓN DE LA FACULTAD DE INGENIERÍA  
ELÉCTRICA Y ELECTRÓNICA

DIC 2014



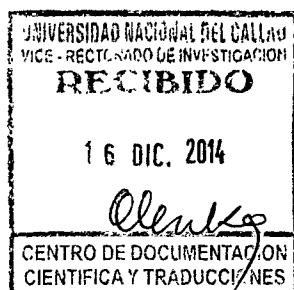
INFORME FINAL DEL PROYECTO DE INVESTIGACIÓN

“IMPLEMENTACIÓN DE UN MÉTODO OPERATIVO PARA LA  
ESTIMACIÓN DE LA TEMPERATURA SUPERFICIAL TERRESTRE EN  
LA REGIÓN CALLAO USANDO DATOS DE LAS IMÁGENES  
SATELITALES”

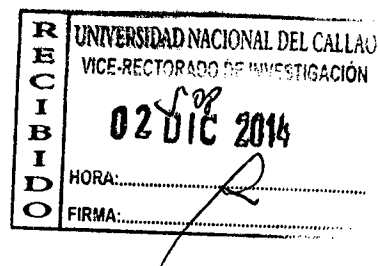
AUTOR: Juan Neil Mendoza Nolorbe

(PERIODO DE EJECUCIÓN: 01 de noviembre de 2013 al 31 de octubre de 2014)

(RESOLUCIÓN RECTORAL N° 1051-2013-R)



Callao, 2014



# I ÍNDICE GENERAL

|  |           |
|--|-----------|
| <b>I. INDICE GENERAL</b>   | <b>1</b>  |
| 1.1. Tabla de contenido. . . . .                                       | 2         |
| <b>II. RESUMEN y ABSTRACT</b>  | <b>5</b>  |
| <b>III. INTRODUCCIÓN</b>   | <b>7</b>  |
| 3.1. Problema de investigación . . . . .                               | 7         |
| 3.2. Importancia y justificación de la investigación. . . . .          | 8         |
| <b>IV. MARCO TEÓRICO</b>   | <b>9</b>  |
| 4.1. Fundamentos físicos de teledetección . . . . .                    | 9         |
| <b>V. MATERIALES Y MÉTODOS</b>   | <b>25</b> |
| 5.1. Materiales y datos . . . . .                                      | 25        |
| 5.2. Metodología . . . . .   | 30        |
| <b>VI. RESULTADOS</b>  | <b>40</b> |
| 6.1. Cálculo estadístico de toda la escena . . . . .                   | 40        |
| 6.2. Cálculo estadístico de diferentes cubiertas . . . . .             | 41        |
| <b>VII. DISCUSIÓN</b>  | <b>42</b> |
| 7.1. Conclusiones . . . . .  | 42        |
| <b>VIII. REFERENCIALES</b>   | <b>43</b> |
| <b>IX. APÉNDICE</b>  | <b>45</b> |
| 9.1. Códigos en IDL para el procesamiento de las imágenes TM . . . . . | 45        |
| <b>X. ANEXO</b>  | <b>52</b> |
| Matriz de consistencia. . . . .  | 52        |

# I INDICE GENERAL

## 1.1. Tabla de contenido

### Índice de tablas

|    |  |    |
|----|--|----|
| 1. | Emisividad de algunas coberturas terrestres, correspondientes a las bandas 31 y 32 del sensor MODIS (Snyder, W., Wan, Z., Zhang, Y., y Feng, Y., 2005). . . . .                    | 14 |
| 2. | Información general sobre los satélites Landsat 5. . . . .   | 26 |
| 3. | Caraterísticas del sensor TM. Radiancia mínima y máxima de calibración en ( $Wm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$ ). Irradiancia solar exoatmósferica media. (Chander et al., 2009) . . . . . | 27 |
| 4. | Datos imágen TM de la escena que contiene a la Región Callao. . . . .  | 29 |
| 5. | Valores de $K_1$ y $K_2$ calculados para la banda 6 del sensor TM (Landsat, 2002). . . . .   | 33 |
| 6. | Estadística básica de la temperatura de brillo y de la temperatura superficial de toda la escena. . . . .  | 40 |
| 7. | Estadística básica de la temperatura de brillo y de la temperatura superficial para tres cubiertas diferentes . . . . .  | 41 |

# Índice de figuras

|     |  |    |
|-----|--|----|
| 1.  | Esquema que muestra la definición de la intensidad específica (Peraiah, 2002). . . . .   | 10 |
| 2.  | Esquema de la definición de radiancia espectral (Sobrino, 2000). . .   | 10 |
| 3.  | Emitancia radiante espectral y radiancia espectral de un cuerpo negro a diferentes temperaturas (Wikimedia Commons -Sch- CC-BY-SA 3.0). . . . .  | 13 |
| 4.  | Emisividad de algunas muestras de agua, vegetación y suelo. Los datos pertenecen a la librería de emisividad de MODIS - UCSB ( <a href="http://www.ices.ucsb.edu/modis/EMIS/html/em.html">http://www.ices.ucsb.edu/modis/EMIS/html/em.html</a> ). . . . .    | 15 |
| 5.  | Irradiancia espectral solar exoatmosférica comparada con la emitancia radiante espectral de un cuerpo negro a 5523 K. (Wikimedia Commons-Solar Spectrum- CC BY-SA 3.0. ) . . . . .   | 17 |
| 6.  | Esquema geométrico del ángulo de incidencia de la radiación solar con respecto a un vector unitario normal a la superficie, de coordenada (x,y). . . . .   | 18 |
| 7.  | Transmitancia atmosférica. (Wikimedia Commons- GifTagger-CC BY-SA 3.0.) . . . . .  | 19 |
| 8.  | Componentes más significantivos de la radiación en el espectro visible (Schowengerdt, 1997) . . . . .  | 20 |
| 9.  | Firma espectral del suelo, vegetación y agua, las regiones sombreadas muestran el rango espectral de las bandas visibles (1,2,3 y 4) e infrarrojo medio (5 y 7) del sensor ETM+ del satélite Landsat 7. (Siegmund y Menz 2005; con modificaciones) . . . . . | 21 |
| 10. | Componentes significativos de la radiación en el espectro infrarrojo   | 23 |
| 11. | Mapa Físico Político de la Provincia Constitucional del Callao (IGN, 1989). . . . .  | 28 |
| 12. | Imágenes TM de la Región Callao, para las bandas 1,2,3,4,5 y 7, en escalas de gris. Resolución espacial igual a 30 m . . . . .   | 30 |
| 13. | Imagen TM de la banda 6 (banda térmica), en escala de gris. Resolución espacial igual a 30 m . . . . .   | 35 |
| 14. | Imagen TM de la Región Callao. La combinación de las bandas: RGB = 321, muestran la imagen en color natural . . . . .  | 36 |
| 15. | Imagen TM de la Región Callao. La combinación de las bandas: RGB = 431, muestran la imagen en falso color, la vegetación se observa en color rojo. . . . .   | 36 |
| 16. | Imagen NDVI de la Región Callao . . . . .  | 37 |

|     |   |    |
|-----|---|----|
| 17. | Temperatura de Brillo. . . . .                            | 38 |
| 18. | Temperatura del suelo usando algoritmo monocanal. . . . . | 39 |

## II RESUMEN y ABSTRACT

### Resumen

El sensor TM del satélite Landsat 5 ha registrado datos imágenes de la superficie de la Tierra desde el año 1984 hasta inicios del año 2013, con una resolución espacial de 30 m y con una frecuencia de visita cada 16 días. Los datos imágenes de este sensor son del tipo multiespectral, registrados por seis bandas espectrales, en el rango del espectro visible, infrarrojo cercano e infrarrojo térmico. La banda térmica (banda 6) del sensor TM ofrece la oportunidad de determinar la temperatura de las diferentes cubiertas de la superficie terrestre. En el presente trabajo se implementa un método operativo para el cálculo de la temperatura de las diferentes cubiertas terrestres de la Región Callao utilizando los datos imágenes del sensor TM. El método operativo considera modelos atmosféricos tropicales y una superficie con ausencia de relieve. La metodología empleada involucra la calibración radiométrica de los datos imágenes, la clasificación de las diferentes cubiertas terrestres a partir del índice de vegetación normalizado (NDVI) para asignar un valor de emisividad, el cálculo de la temperatura de brillo y la aplicación del algoritmo monocanal para estimar la temperatura de la superficie terrestre. La temperatura de brillo tiene valores de temperatura menores que los valores reales, la metodología empleada ajusta el cálculo corrigiendo esta subestimación. La temperatura del suelo varían durante el día y no se disponen de datos históricos para contrastar los resultados obtenidos, sin embargo los valores de la temperatura del aire de la estación meteorológica del aeropuerto Jorge Chavez puede ser un referente, los cuales deben ser menor que la temperatura del suelo.

## **Abstract**

Landsat 5 was a low Earth orbit satellite launched on March 1, 1984 to collect imagery of the surface of Earth. Data from 1984 to early 2013 was collected and distributed from the USGS's Center for Earth Resources Observation and Science (EROS), has a spatial resolution of 30 m, every 16 days. The data images from this sensor are multi-spectral, with six spectral bands, visible, near infrared and thermal infrared. The thermal band (band 6) of the TM sensor provides the opportunity to determine the temperature of different land surface covers. In this research an operational method for the calculation of the different land temperature covers, from Región Callao, using data TM sensor images is implemented. The operating method considers tropical atmospheric models and an area with no relief. The methodology involves a radiometric calibration, classification of different land cover from normalized vegetation index (NDVI) to assign a value of emissivity, calculation of brightness temperature from the Planck equation and implementation of the single-channel algorithm for determining the temperature of the earth's surface. Since the atmosphere produces an attenuation of the radiance emitted by the Earth's surface, the brightness temperature values are less than current temperature, the methodology correct this underestimation. Soil temperature varies during the day and do not have any available historical data to compare the obtained results, however the values of the air temperature in Jorge Chavez airport weather station can be a reference, which must be less than the soil temperature.

# III INTRODUCCIÓN

## 3.1. Problema de investigación

La estimación de la temperatura de la superficie terrestre, utilizando imágenes satelitales, involucra la estimación de la radiancia emitida por la superficie y de su emisividad. Muchos sensores satelitales tienen radiómetros que registran la radiación emitida por la superficie de la Tierra y de la atmósfera. El sensor TM del satélite Landsat 5, registra la radiancia emitida en la banda 6 ( $10,45\mu\text{m} - 12,42\mu\text{m}$ ), y permite estimar la temperatura en el rango de 240 K y 320 K, (Barsi et al., 2003).

La atmósfera produce una atenuación de la radiancia emitida por la superficie terrestre, lo que hace que la temperatura calculada a partir de la radiancia registrada por las bandas térmicas de los sensores, no sea representativa de la temperatura de la superficie. Para estimar la temperatura del suelo a partir de la radiancia registrada por las bandas térmicas de los sensores satelitales, es necesario conocer la emisividad de la superficie así como la contribución de la radiancia emitida por la atmósfera. Determinar la emisividad de la superficie terrestre es relativamente complicada si consideramos que esta compuesta por diversos cuerpos, por otro lado la contribución de la atmósfera implica conocer los parámetros atmosféricos y su temperatura en el preciso momento que el satélite pasa por la escena de interés, lo cual es también difícil de obtener. Existen diferentes modelos atmosféricos que permiten estimar estos parámetros. En ese sentido el problema de investigación planteada formulada como pregunta es:

¿Cuál es método que se debe emplear para estimar la temperatura de la superficie terrestre en la región Callao a partir de los datos de las imágenes satelitales?



El problema de investigación planteado, propone los siguientes objetivos:

### **Objetivo general**

- Implementar un método operativo para estimar la temperatura de la superficie terrestre en la región Callao utilizando los datos imágenes satelitales.

### **Objetivos específicos**

- Determinar la radiancia registrada de los datos imágenes del sensor TM.
- Clasificar la cubierta terrestre utilizando el índice de vegetación normalizado (NDVI) y asignar una emisividad a cada clase.
- Determinar la temperatura de brillo utilizando la banda térmica.

## **3.2. Importancia y justificación de la investigación**

La estimación de la temperatura de la superficie terrestre con datos históricos permite evaluar la variación de la temperatura y su relación con el cambio climático. La Región Callao dispone de diversos ecosistemas que pueden verse afectados por cambios irregulares en la temperatura, predecir estos cambios resulta imperativo para la conservación y protección de estos ecosistemas. La implementación de un método operativo para la estimación de la temperatura permitiría conocer la variación temporal de la temperatura en más de una década, lo que a su vez permitiría estar preparado para cambios climáticos que afecten la población y la actividad económica relacionados con el puerto marítimo y aéreo.

# IV MARCO TEÓRICO

## 4.1. Fundamentos físicos de teledetección

La radiación solar que llega a nuestro planeta interactúa con la atmósfera y la superficie terrestre, produciéndose diversos fenómenos físicos como la reflexión, emisión, absorción y dispersión de la radiación. Para comprender estos fenómenos es necesario introducir algunas cantidades físicas relacionadas con la propagación de la energía radiante de las ondas electromagnéticas en el vacío o en un medio material.

### 4.1.1. Magnitudes radiométricas

#### Intensidad específica

La intensidad específica  $I_\lambda$  es la cantidad física más importante del campo electromagnético y está definida como la cantidad de energía, por unidad de tiempo, por unidad de área, por unidad de longitud de onda y por unidad de ángulo sólido, que atraviesa perpendicularmente un área elemental, Figura 1 (Peraiah, 2002).

$$I_\lambda = \frac{dQ}{dA dt d\lambda d\Omega} \quad (1)$$

Donde

$I_\lambda$  = intensidad específica ( $W m^{-2} \mu m^{-1} sr^{-1}$ ).

$dQ$  = cantidad de energía radiante ( $J$ ).

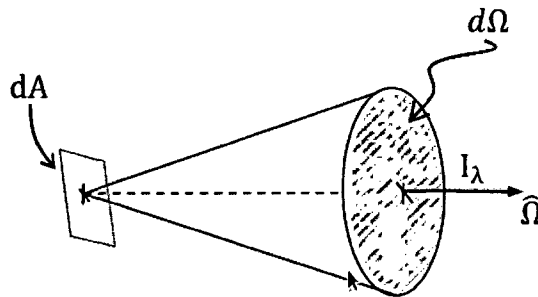
$dA$  = área elemental ( $m^2$ ).

$\lambda$  = longitud de onda ( $\mu m$ ).

$\Omega$  = ángulo sólido ( $sr$ ).

$t$  = tiempo (s).

Si el campo radiativo es uniforme e isotrópico, la intensidad específica es independiente de la coordenada espacial y de la dirección.



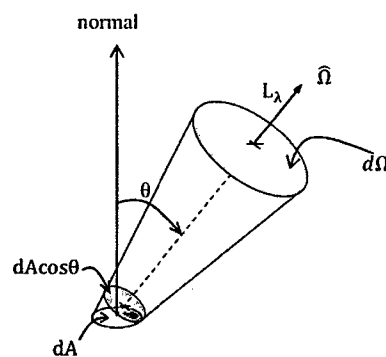
**Figura 1:** Esquema que muestra la definición de la intensidad específica (Peraiah, 2002).

### Radiancia espectral

La radiancia espectral  $L_\lambda$  es la cantidad de energía radiante, por unidad de tiempo, por unidad de área, por unidad de longitud de onda y por unidad de ángulo sólido, reflejada o emitida por un área elemental  $dA$  en una dirección  $\hat{\Omega}$  Figura 2.

$$L_\lambda = \frac{dQ}{dA \cos\theta dt d\lambda d\Omega} \quad (2)$$

La radiancia espectral se mide en  $(W m^{-2} \mu m^{-1} sr^{-1})$ .



**Figura 2:** Esquema de la definición de radiancia espectral (Sobrino, 2000).

La radiancia neta en un rango espectral comprendido entre  $\lambda_1$  y  $\lambda_2$  se obtiene mediante la integración de la radiancia espectral:

$$L = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} L_\lambda d\lambda \quad (3)$$

La radiancia neta se mide en  $(W m^{-2} sr^{-1})$ .

### Flujo radiante espectral

El flujo radiante espectral  $\phi_\lambda$  es la cantidad de energía radiante por unidad de longitud de onda y por unidad de tiempo.

$$\phi_\lambda = \frac{dQ}{dt d\lambda} \quad (4)$$

El flujo radiante espectral se mide en ( $W \mu m^{-1}$ ).

### Absorbancia monocromática o poder absorbente

La absorbancia monocromática  $\alpha_\lambda(T)$  de una superficie elemental, a una temperatura  $T$ , es el cociente entre la energía absorbida por una superficie elemental y la energía que incide sobre ella.

$$\alpha_\lambda = \frac{dQ_a}{dQ_i} \quad (5)$$

Donde

$dQ_a$ = cantidad de energía absorbida ( $J$ ).

$dQ_i$ = cantidad de energía incidente ( $J$ ).

La absorbancia monocromática es una cantidad adimensional y no tiene unidad.

### Emitancia radiante espectral o poder emisivo

La emitancia radiante espectral  $M_\lambda(T)$  de una superficie elemental, a una temperatura  $T$ , es la cantidad de energía radiante emitida  $dQ$ , por unidad de área, por unidad de tiempo y por unidad de longitud de onda.

$$M_\lambda = \frac{dQ}{dA dt d\lambda} \quad (6)$$

La emitancia monocromática se mide en ( $W m^{-2} \mu m^{-1}$ ).

La absorbancia  $\alpha_\lambda$  y la emitancia  $m_\lambda$  dependen de la temperatura, de la longitud de onda y de la naturaleza de la superficie.

### 4.1.2. Absorción y emisión de la radiación

La materia debido a su temperatura emite y absorbe radiación electromagnética. La emisión y absorción de la energía radiante origina una variación de la energía interna del cuerpo.

#### Ley de Kirchhoff

Para un cuerpo que se encuentra en equilibrio térmico con la radiación, el cociente entre la emitancia y la absorbancia, no depende de su naturaleza, sino que es igual para todos los cuerpos.

$$\frac{M_{\lambda}}{\alpha_{\lambda}} = f(\lambda, T) \quad (7)$$

Donde  $f(\lambda, T)$  es una función que depende de la longitud de onda  $\lambda$  y de la temperatura  $T$  del cuerpo. Un aspecto fundamental observado por Kirchhoff, es que ésta función es independiente del material del cual está hecho el cuerpo.

Para un cuerpo negro que se encuentra en equilibrio con la radiación, la cantidad de energía absorbida es igual a la cantidad de energía incidente, es decir  $\alpha_{\lambda} = 1$ .

#### Ley de Planck

La emitancia radiante espectral  $M_{\lambda}(T)$  de un cuerpo negro es función de la temperatura.

$$M_{\lambda}(T) = \frac{2\pi hc^2 \lambda^{-5}}{(e^{hc/\lambda kT} - 1)} \quad (8)$$

Donde

$h = 6,626 \cdot 10^{-34} \text{ J s}$  = constante de Planck.

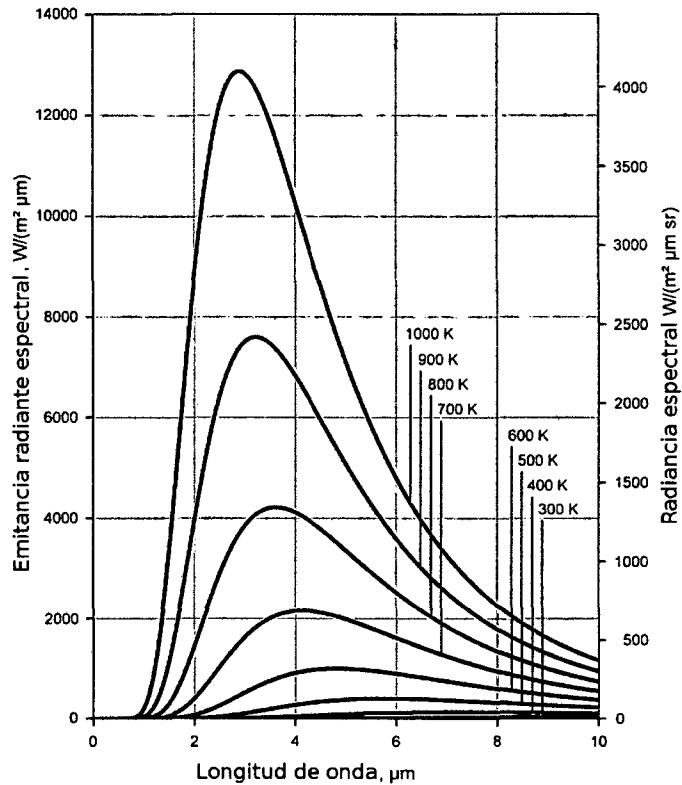
$c = 2,99792 \times 10^8 \text{ m/s}$  = rapidez de la luz en el vacío.

$k = 1,3806504 \times 10^{-23} \text{ J/K}$  = constante de Boltzmann.

La radiancia espectral en el interior de un cuerpo negro está dado por (Liou 2002):

$$B_{\lambda}(T) = \frac{M_{\lambda}(T)}{\pi} = \frac{2hc^2 \lambda^{-5}}{(e^{hc/\lambda kT} - 1)} \quad (9)$$

En la Figura 3 se muestra la gráfica de la emitancia radiante espectral  $M_{\lambda}(T)$  y la radiancia espectral  $B_{\lambda}(T)$  de un cuerpo negro a diferentes temperatura en función de la longitud de onda.



**Figura 3:** Emitancia radiante espectral y radiancia espectral de un cuerpo negro a diferentes temperaturas (Wikimedia Commons -Sch- CC-BY-SA 3.0).

### Ley de Stefan-Boltzmann

La emitancia radiante total  $M^0(T)$  de un cuerpo negro a la temperatura  $T$ , se obtiene integrando la emitancia radiante espectral  $M_\lambda(T)$  para todas las longitudes de onda, lo que conduce a la ley de Stefan-Boltzmann.

$$M^0(T) = \int_0^{\infty} M_\lambda(T) d\lambda \quad (10)$$

$$M^0(T) = \sigma_s T^4 \quad (11)$$

Donde  $\sigma_s = 5,67 \cdot 10^{-8} W m^{-2} K^{-4}$  es la constante de Stefan-Boltzmann.

### Emisividad espectral

Los cuerpos radiativos no se comportan como un cuerpo negro, de modo que la radiancia espectral emitida por un cuerpo no se ajusta exactamente a la de un cuerpo

negro a la misma temperatura. La radiancia espectral emitida de un cuerpo  $L_\lambda$  a una temperatura  $T$ , en función la emitancia radiante espectral de un cuerpo negro  $M_\lambda(T)$  a la misma temperatura, esta dada por:

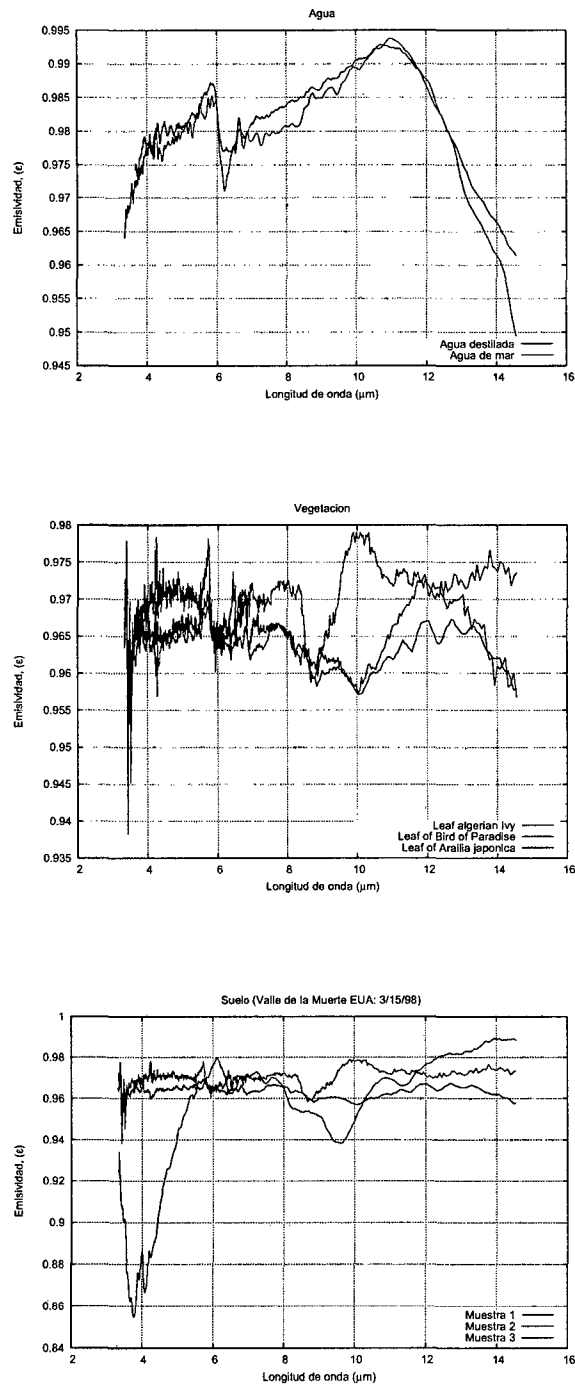
$$L_\lambda = \epsilon_\lambda \frac{M_\lambda(T)}{\pi} \quad (12)$$

Donde  $\epsilon_\lambda$  es la emisividad espectral de un cuerpo y su valor depende de la longitud de onda o de la frecuencia de emisión. Para los radiadores perfectos (cuerpo negro),  $\epsilon_\lambda = 1$  y para los reflectores perfectos,  $\epsilon_\lambda = 0$ . En general los cuerpos son radiadores selectivos,  $0 < \epsilon_\lambda < 1$ .

En la Figura 4 se muestra la emisividad espectral de algunas cubiertas terrestres en el rango del espectro infrarrojo de  $3\mu m$  a  $15\mu m$ . En la Tabla 1 se muestra los valores de la emisividad de algunas cubiertas para las bandas 31 y 32 del sensor MODIS (Snyder, W., Wan, Z., Zhang, Y., y Feng, Y., 2005).

**Tabla 1:** Emisividad de algunas coberturas terrestres, correspondientes a las bandas 31 y 32 del sensor MODIS (Snyder, W., Wan, Z., Zhang, Y., y Feng, Y., 2005).

| COBERTURA                 | EMISIVIDAD, $\epsilon$                 |  |
|---------------------------|--|--|
|                           | Banda 31<br>(10,780 – 11,280 $\mu m$ ) | Banda 32<br>(11,770 – 12,270 $\mu m$ ) |
| Arena                     | 0,949 - 0,962                          | 0,993 - 0,998                          |
| Suelo orgánico            | 0,960 - 0,986                          | 0,965 - 0,991                          |
| Suelo árido               | 0,925 - 0,983                          | 0,934 - 0,990                          |
| Vegetación (senescente)   |  |  |
| <i>Bosque</i>             | 0,949 – 0,992                          | 0,958 – 0,990                          |
| Árboles de savana         | 0,957 – 0,993                          | 0,959 – 0,994                          |
| <i>Hierva de savana</i>   | 0,949 – 0,992                          | 0,958 – 0,994                          |
| <i>Arbustos dispersos</i> | 0,924 – 0,987                          | 0,932 – 0,993                          |
| Vegetación (saludable)    |  |  |
| <i>Bosque</i>             | 0,975 – 0,995                          | 0,978 – 0,995                          |
| Árboles de savana         | 0,974 – 0,993                          | 0,978 – 0,996                          |
| <i>Hierva de savana</i>   | 0,974 – 0,994                          | 0,977 – 0,996                          |
| Arbustos dispersos        | 0,924 – 0,987                          | 0,932 – 0,993                          |
| Agua                      | 0,990 - 0,993                          | 0,984 - 0,989                          |



**Figura 4:** Emisividad de algunas muestras de agua, vegetación y suelo. Los datos pertenecen a la librería de emisividad de MODIS - UCSB (<http://www.ices.ucsb.edu/modis/EMIS/html/em.html>).



### 4.1.3 La radiación solar

El Sol, principal fuente de radiación electromagnética, es un radiador casi perfecto y se comporta de forma muy similar a un cuerpo negro. La cantidad de energía radiante, por unidad de tiempo, por unidad de área y por unidad de longitud de onda, emitida por el Sol que llega a la superficie de la Tierra se denomina *irradiancia solar espectral*,  $E_{\lambda}^0$ , el cuál se calcula a partir de la ecuación de la emitancia radiante espectral, Ecuación 8.

$$E_{\lambda}^0 = \frac{\text{área del disco solar}}{\pi (\text{distancia Tierra - Sol})^2} M_{\lambda}(T) \quad (13)$$

La unidad de la irradiancia solar espectral es igual a la de emitancia espectral, ( $W m^{-2} \mu m^{-1}$ ) o ( $W m^{-2} nm^{-1}$ ). En la Figura 5 se compara la irradiancia espectral solar con la de un cuerpo negro a la temperatura 5523 K, a la misma distancia. No toda la radiación emitida por el Sol alcanza la superficie terrestre, pues esta es parcialmente absorbida por los gases de la atmosfera, principalmente por el ozono ( $O_3$ ), el vapor de agua ( $H_2O$ ) y el dióxido de carbono ( $CO_2$ ) (Liou, 2002), de modo que la radiación solar efectiva que llega a la superficie terrestre se distribuye desde el ultravioleta ( $\lambda \approx 0,30 \mu m$ ) hasta el infrarrojo ( $\lambda \approx 2,50 \mu m$ ), Figura 5 .

El valor de la irradiancia espectral solar exoatmosférica promedio en el rango espectral de muchos sensores satelitales es medido por estos mismos, por ejemplo, para el rango espectral de la banda 1 (0,452  $\mu m$  - 0,514  $\mu m$ ) del sensor ETM+, del satélite Landsat-7, la irradiancia espectral solar promedio exoatmosférica, es de 1997  $W m^{-2} \mu m^{-1}$  (Chander et al., 2009).

Si se considera el hecho de que la distancia Tierra - Sol cambia en los diferentes día del año, la irradiancia solar espectral exoatmosférica  $E_{\lambda}$  en función de la distancia Tierra - Sol en unidades astronómicas para cualquiera día del año esta dada por:

$$E_{\lambda} = \frac{E_{\lambda}^0}{d^2} \quad (14)$$

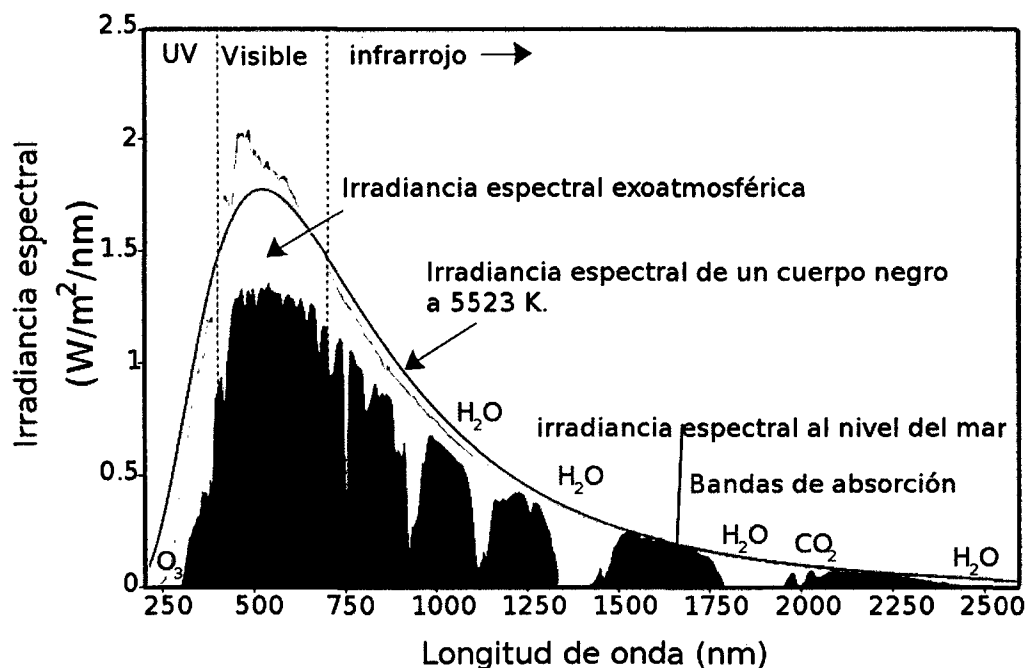
Donde

$E_{\lambda}^0$  = irradiancia solar espectral promedio exoatmosférica para la distancia media Tierra- Sol de una unidad astronómica (1UA), ( $W m^{-2} \mu m^{-1}$ ).

$E_{\lambda}$  = irradiancia solar espectral exoatmosférica para un día del año ( $W m^{-2} \mu m^{-1}$ ).

$d$  = distancia Sol - Tierra en unidades astronómicas (UA) en un día del año.

La irradiancia solar espectral que incide sobre la superficie terrestre se atenúa debido a los gases y aerosoles de la atmósfera y su valor depende de la topografía de la superficie. Considere un objetivo de coordenada  $(x,y)$  tal como se muestra en



**Figura 5:** Irradiancia espectral solar exoatmosférica comparada con la emitancia radiante espectral de un cuerpo negro a 5523 K. (Wikimedia Commons-Solar Spectrum- CC BY-SA 3.0. )

la Figura 6. La irradiancia que incide sobre la superficie es función del coseno del ángulo de incidencia, tomando en cuenta la Ecuación 14 se tiene:

$$E_{\lambda}(x,y) = \tau_s(\lambda) \frac{E_{\lambda}^0 \cos(\theta(x,y))}{d^2} \quad (15)$$

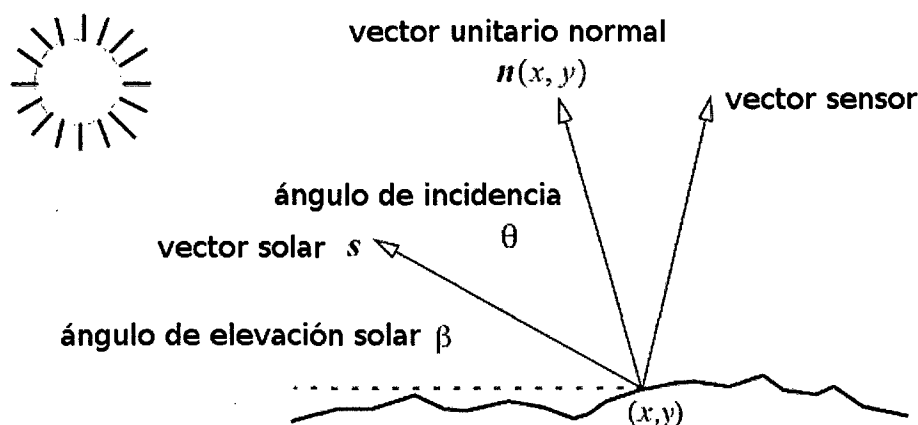
Donde

$E_{\lambda}^0$  = irradiancia solar espectral promedio exoatmosférica para la distancia media Tierra- Sol de una unidad astronómica (1UA), ( $\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$ ).

$\theta(x,y)$  = ángulo de incidencia de la radiación solar sobre un punto de coordenada  $(x,y)$  en la superficie.

$\tau_s(\lambda)$  = transmitancia de la atmósfera, para la irradiancia que va del tope de la atmósfera hacia la superficie terrestre, esta es función de la longitud de onda y su valor esta comprendido entre 0 y 1.

$d$  = distancia Sol – Tierra en unidades astronómicas (UA) en un día del año.

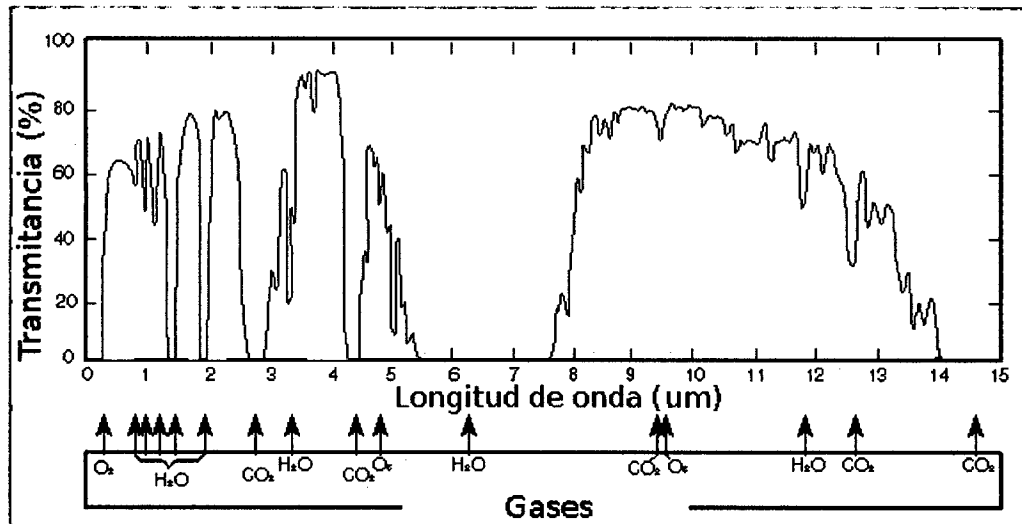


**Figura 6:** Esquema geométrico del ángulo de incidencia de la radiación solar con respecto a un vector unitario normal a la superficie, de coordenada  $(x,y)$ .

#### 4.1.4. Interacción de la radiación solar con la atmósfera

La composición química de la atmósfera y los aerosoles que esta contiene absorben y dispersan la radiación solar que se propaga desde el tope de la atmósfera hasta la superficie terrestre, y entre la superficie terrestre y el sensor satelital. La absorción y la dispersión producen variaciones en la irradiancia solar espectral que incide sobre la superficie terrestre y en la radiancia espectral que llega al sensor.

En la atmósfera la mayor parte de la absorción se debe al oxígeno, dióxido de carbono, ozono y vapor de agua, con una menor influencia de los aerosoles atmosféricos. En la Figura 7, se muestra la transmitancia de la atmósfera para diferentes longitudes de onda. El rango espectral de  $0,3 \mu\text{m}$  a  $1,0 \mu\text{m}$ , es conocido como ventana solar, ya que la atmósfera es casi transparente, aunque existen ciertas bandas de absorción, principalmente debido al contenido de vapor de agua, alrededor de las longitudes de onda  $0,94 \mu\text{m}$ ,  $0,82 \mu\text{m}$  y  $0,72 \mu\text{m}$  que corresponden al infrarrojo cercano (Liou, 2002). En el rango espectral de  $8 \mu\text{m}$  a  $13 \mu\text{m}$ , la atmósfera es razonablemente transparente, y se conoce como ventana térmica, salvo por el ozono que presenta una banda de absorción considerable alrededor de la longitud de onda  $9,60 \mu\text{m}$  (Houghton, 2002). Los sensores satelitales que normalmente se utilizan para la observación de la Tierra se diseñan para operar dentro de la ventana solar y la ventana térmica.



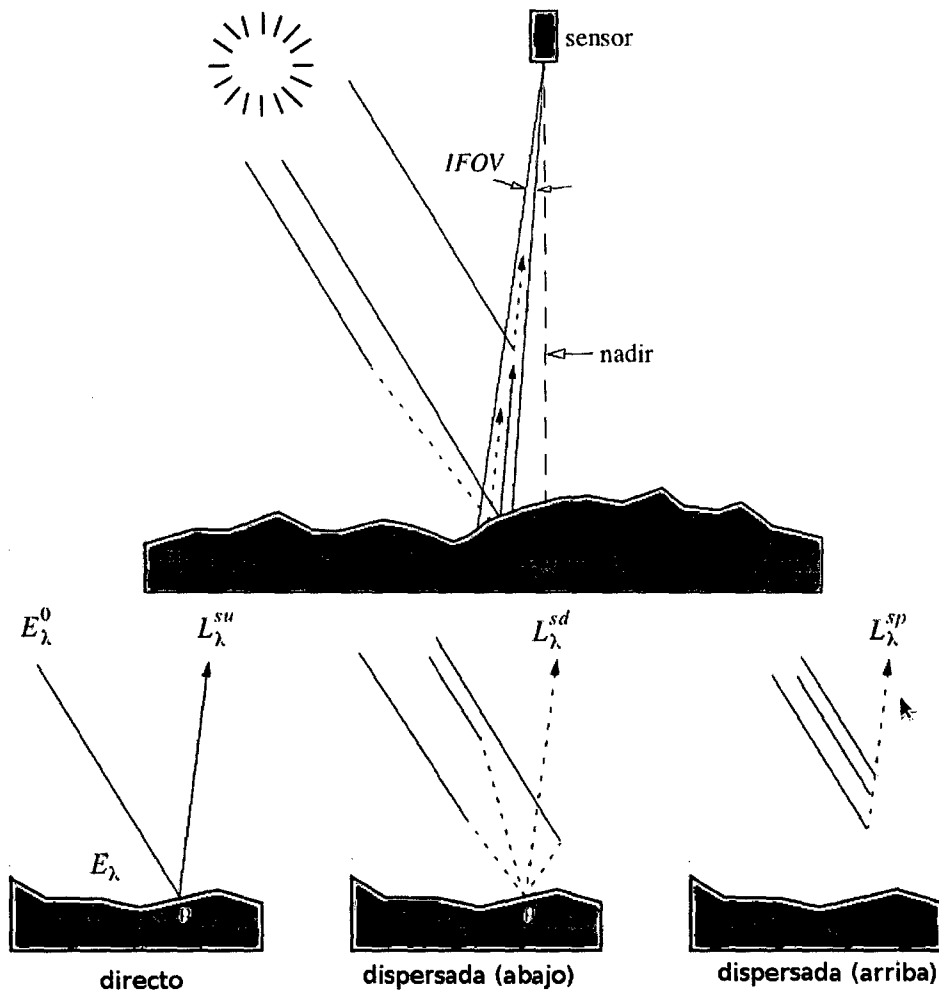
**Figura 7:** Transmitancia atmosférica. (Wikimedia Commons- GifTagger-CC BY-SA 3.0.)

#### 4.1.4 Radiancia registrada por un sensor satelital

Los sensores satelitales de observación terrestre trabajan por lo general en el rango aproximado de  $\sim 0.4$  a  $\sim 15 \mu\text{m}$ . Correspondiente al espectro visible e infrarrojo.

#### Componentes de la radiancia en el espectro visible

Considerando la absorción, dispersión y reflexión de la radiación en el espectro visible, la radiancia registrada por un sensor puede dividirse en tres componentes significativos, Figura 8:



**Figura 8:** Componentes más significantivos de la radiación en el espectro visible (Schowengerdt, 1997)

1. La radiancia espectral reflejada por la superficie terrestre y transmitida por la atmósfera hacia el sensor,  $L_\lambda^{su}$ .

La radiancia espectral reflejada por un punto  $(x, y)$  de la superficie terrestre es una fracción de la irradiancia espectral que incide sobre éste.

$$L_\lambda(x, y) = \frac{1}{\pi} \rho_\lambda(x, y) E_\lambda(x, y) \quad (16)$$

$$L_\lambda(x, y) = \frac{1}{\pi} \rho_\lambda(x, y) \tau_s(\lambda) \frac{E_\lambda^0 \cos(\theta(x, y))}{d^2} \quad (17)$$

Donde  $\rho_\lambda(x, y)$  es la reflectancia de un punto  $(x, y)$  de la superficie terrestre y su valor esta comprendido entre 0 y 1. La reflectancia de la superficie es

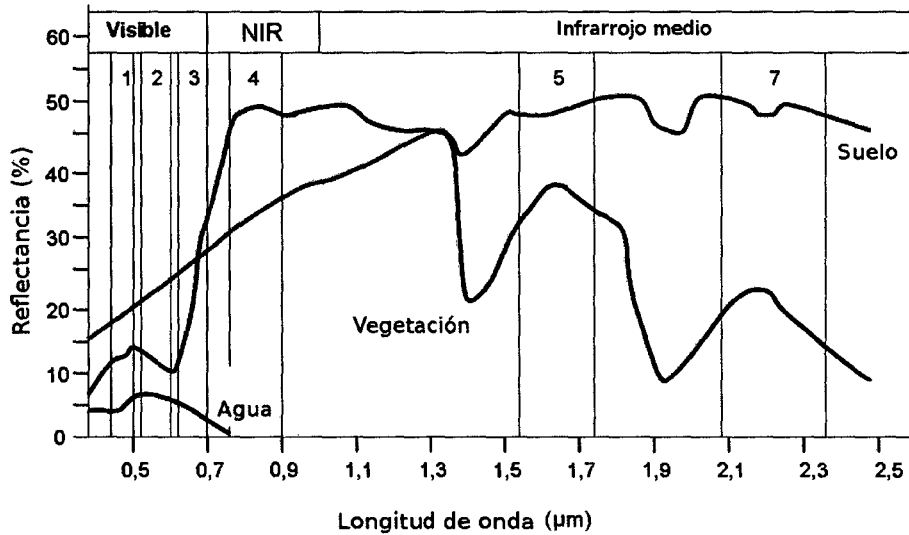
función de la longitud de onda y es característica de la cubierta terrestre. En la Figura 9 se muestra la firma espectral de la reflectancia de algunas cubiertas terrestres, como vegetación, suelo y agua.

La radiancia espectral reflejada se transmite hacia el sensor, la cual llega atenuada por la absorción y dispersión de la atmósfera.

$$L_{\lambda}^{su} = \tau_v(\lambda)L_{\lambda} \quad (18)$$

$$L_{\lambda}^{su}(x,y) = \tau_v(\lambda)\tau_s(\lambda)\rho_{\lambda}(x,y)\frac{E_{\lambda}^0 \cos(\theta(x,y))}{\pi d^2} \quad (19)$$

Donde  $\tau_v(\lambda)$  es la transmitancia de la atmósfera de la superficie terrestre hacia el sensor y su valor está comprendido entre 0 y 1.



**Figura 9:** Firma espectral del suelo, vegetación y agua, las regiones sombreadas muestran el rango espectral de las bandas visibles (1,2,3 y 4) e infrarrojo medio (5 y 7) del sensor ETM+ del satélite Landsat 7. (Siegmund y Menz 2005; con modificaciones)

2. La radiancia dispersada por la atmósfera hacia la superficie terrestre y que se refleja hacia el sensor,  $L_{\lambda}^{sd}$ .

La irradiancia solar dispersada por la atmósfera y dirigida hacia la superficie terrestre,  $E_{\lambda}^d$ , conocido también como "luz del cielo (skylight)", origina que muchos puntos de la superficie con sombras no parezcan totalmente oscuros.

La radiancia reflejada de la luz del cielo por la superficie terrestre es proporcional a la reflectancia de la superficie  $\rho_\lambda(x,y)$  y a la irradiancia de la luz del cielo.

$$L_\lambda^{sd}(x,y) = F(x,y) \tau_v(\lambda) \rho_\lambda(x,y) \frac{E_\lambda^d}{\pi} \quad (20)$$

Donde  $F(x,y)$  es un factor que permite ajustarse a la posibilidad de que el cielo puede no ser totalmente visible desde el punto  $(x,y)$  de interés, debido principalmente a la topografía.

3. La radiancia dispersada por la atmósfera directamente hacia el sensor,  $L_\lambda^{sp}$ .

La dispersión de la irradiancia que va directamente al campo de visión del sensor, es una combinación de dispersión molecular de Rayleigh, que depende es función de la longitud de onda,  $\lambda^{-4}$  y de la dispersión de Mie debido a las partículas de aerosol, que depende muy poco o nada de la longitud de onda. En general la radiancia dispersada por la atmosfera directo hacia el sensor, puede variar de una escena a otra, por ejemplo entre una zona rural y una urbana, o por la presencia de humo por quemas o incendios. Para sensores cuyo campo de visión (FOV, field of vision) esta en el nadir, como es el caso de los sensorer TM y ETM, de los satélites Landsat, la radiancia  $L_\lambda^{sp}$  puede ser asumida constante.

Considerando estos tres componentes, la radiancia total reflejada por la superficie y dispersada por la atmósfera que incide en el sensor esta dado por:

$$L_\lambda^s(x,y) = L_\lambda^{su}(x,y) + L_\lambda^{sd}(x,y) + L_\lambda^{sp} \quad (21)$$

$$L_\lambda^s(x,y) = \frac{1}{\pi} \rho_\lambda(x,y) \tau_v(\lambda) \left[ \tau_s(\lambda) \frac{E_\lambda^0 \cos(\theta(x,y))}{d^2} + F(x,y) E_\lambda^d \right] + L_\lambda^{sp} \quad (22)$$

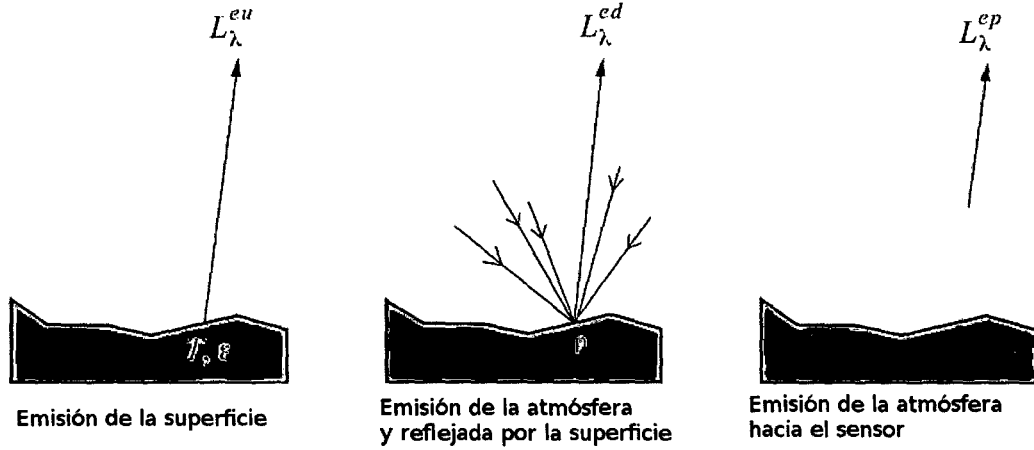
### Componetes de la radiación en el espectro infrarrojo

Los tres componentes más significativos de la radiancia emitida por la superficie terrestre y la atmósfera, Figura 10, son:

1. La radiancia emitida por la superficie terrestre dirigida directamente hacia el sensor,  $L_\lambda^{eu}$ .

La radiancia emitida por un punto de coordenada  $(x,y)$  de la superficie terrestre que se encuentra a una temperatura  $T$ , se calcula a partir de la Ecuación 12.

$$L_\lambda(x,y) = \epsilon_\lambda(x,y) \frac{M_\lambda(T(x,y))}{\pi} \quad (23)$$



**Figura 10:** Componentes significativos de la radiación en el espectro infrarrojo

Esta radiancia se propaga por la atmósfera y es registrada por el sensor.

$$L_{\lambda}^{eu} = \tau_v(\lambda) L_{\lambda}(x, y) \quad (24)$$

Donde  $\tau_v(\lambda)$  es la transmitancia de la atmósfera para la radiación térmica, de la superficie hacia el sensor.

2. La radiancia emitida por la atmósfera hacia la superficie y que es reflejada hacia el sensor,  $L_{\lambda}^{ed}$ .

Una fracción de la radiancia emitida por la atmósfera incide sobre la superficie terrestre y es reflejada hacia el campo de visión del satélite. Esta radiancia depende de la reflectancia de la superficie y de la radiancia emitida por la atmósfera hacia la superficie  $L_{\lambda}^{atm\downarrow}$ .

$$L_{\lambda}^{ed}(x, y) = F_{\lambda}(x, y) \rho_{\lambda}(x, y) \tau_v(\lambda) L_{\lambda}^{atm\downarrow}. \quad (25)$$

Se debe tomar en cuenta que la temperatura de la atmósfera es función de la altitud.

Los cuerpos que son buenos emisores ( $\epsilon_{\lambda} \sim 1$ ) son malos reflectores ( $\rho_{\lambda} \sim 0$ ), de modo que la reflectancia y la emisividad están relacionadas.

$$\rho_{\lambda}(x, y) = 1 - \epsilon_{\lambda}(x, y) \quad (26)$$

3. La radiancia emitida por la atmósfera que ingresa directamente al campo de visión del sensor,  $L_{\lambda}^{ep}$ .



La radiación térmica emitida por la atmósfera puede directamente ingresar al campo de visión del satélite. Tomando en cuenta que la temperatura de la atmósfera varía con la altitud, la emisión de la radiación por la atmósfera es complicado, es parecida a la emisión de un conjunto de cuerpos negros a diferentes temperaturas, además la radiación emitida por estratos atmosféricos a baja altitud es absorbido y reemitidos por los estratos a mayor altitud, lo que hace aún más complicado de modelar. Sin embargo, es razonable suponer que este componente no varía significativamente a lo largo de una escena; sobre todo en aquellos satélites cuyo campo de visión instantaneo esta sobre el nadir.

La radiancia total emitida por la superficie terrestre y la atmósfera que llega al sensor es la suma de estos tres componentes.

$$L_{\lambda}^e = L_{\lambda}^{eu} + L_{\lambda}^{ed} + L_{\lambda}^{ep} \quad (27)$$

$$L_{\lambda}^e = \tau_v \epsilon_{\lambda} \frac{M_{\lambda}(T)}{\pi} + F_{\lambda}(x, y) (1 - \epsilon_{\lambda}) \tau_v L_{\lambda}^{atml} + L_{\lambda}^{ep} \quad (28)$$

Para el rango espectral del infrarrojo medio (MWIR), la radiancia total registrada por el sensor es la suma de la Ecuación 22 y la Ecuación 27.

$$L_{\lambda}^{sensor} = L_{\lambda}^s + L_{\lambda}^e \quad (29)$$

Para el rango espectral del infrarrojo térmico (TIR), la radiancia total emitida por la superficie y la atmósfera es más significativo que la radiancia solar reflejada por la superficie y dispersada por la atmósfera hacia el sensor.

$$L_{\lambda}^{sensor} = L_{\lambda}^e \quad (30)$$

# V MATERIALES Y MÉTODOS

## 5.1. Materiales y datos

### 5.1.1. Equipos y software

El procesamiento de las imágenes satelitales se realizó en el Laboratorio de Teledetección (LabTel) de la Facultad de Ciencias Físicas de la UNMSM, utilizando los siguientes materiales:

- Una computadora personal core i3, con sistema operativo GNU/Linux y conexión a Internet.
- Softwares:
  - *IDL<sup>TM</sup>*<sub>v,7</sub>. (Interactive Data Language).- Lenguaje de programación especializado para la computación y visualización científica, (Canty, 2007).
  - *ENVI<sup>TM</sup>*<sub>v4,5</sub>(Environment for Visualizing Images).- Software diseñado para la visualización, análisis, y presentación de todo tipo de imagen en formato digital.
  - *LyX* (procesador de documentos).- Software basado en el sistema de composición de texto  $\text{\LaTeX}$  y orientado a la creación de libros, documentos científicos y técnicos que contengan fórmulas matemáticas.

### 5.1.2. Datos imágenes

Los datos utilizados utilizados son las imágenes del sensor TM del satélites Landsat 5. Estos datos imágenes son proporcionadas en forma gratuita por diversas instituciones como la U.S. Geological Survey (USGS) de los Estados Unidos de América (<http://glovis.usgs.gov/de>) o por el Instituto Nacional de Pesquisas Espaciales (INPE) de Brasil ( <http://www.dgi.inpe.br/CDSR/>).

#### Información general del satélite Landsat 5

El satélite Landsat 5 ofrece la colección continua más larga de observaciones satelitales. Por lo que sus imágenes son un conjunto de datos muy valiosos para el seguimiento del cambio climático. El satélite Landsat 5 transporta dos sensores, el MSS (Multispectral Scanner) y el TM (Thematic Mapper ). En la Tabla 2 se muestra información básica del sensor TM.

**Tabla 2:** Información general sobre los satélites Landsat 5.

| Satélite  | Sensor | Operatividad | Altura | Periodo         | Ciclo de visita |
|-----------|--------|--------------|--------|-----------------|-----------------|
| Landsat 5 | TM     | 1984 a 2013  | 705 km | 98,2 <i>min</i> | 16 días         |

### Información sobre los datos imágenes TM

Los datos imágenes del sensor TM corresponden a un conjunto de bandas espectrales. El sensor TM del satélite landsat 5, tiene siete bandas, las bandas del 1,2 y 3 corresponden al visible, las banda 4 al infrarrojo cercano y las bandas 5 y 7 al infrarrojo medio. La banda 6 estan en el infrarrojo térmico y es conocida como la banda térmica, Tabla 3. Los radiómetros en los sensores de los satélites registran la radiancia reflejada y/o emitida por la superficie terrestre y la atmósfera; estas medidas luego son digitalizadas, de modo que los datos imagen están en un formato digital.

Las imágenes multiespectrales del sensor TM son producidas por el escaneo de un espejo rotatorio. Una línea escaneada de la superficie del suelo está compuesta de un arreglo de pequeños cuadros llamados píxeles. A cada pixel le corresponde un valor numérico o digital de 0 a 255, almacenado frecuentemente en 8 bit o un byte, que resulta de la cuantización de la señal electrónica generada y amplificada en el radiómetro del sensor. Todas las líneas escaneadas y unidas forman una imagen llamada “escena”, con una resolución de 30 m.

**Tabla 3:** Características del sensor TM. Radiancia mínima y máxima de calibración en ( $Wm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$ ). Irradiancia solar exoatmósferica media. (Chander et al., 2009)

| Banda | Rango ( $\mu m$ ) | $\lambda_{central}$ ( $\mu m$ ) | Radiancia |           | Irradiancia media        |
|-------|-------------------|---------------------------------|-----------|-----------|--------------------------|
|       |                   |                                 | $L_{min}$ | $L_{max}$ | $E^0(Wm^{-2}\mu m^{-1})$ |
| 1     | 0,452 - 0,518     | 0,485                           | -1,52     | 169       | 1983                     |
| 2     | 0,528 - 0,609     | 0,569                           | -2,84     | 333       | 1796                     |
| 3     | 0,623 - 0,693     | 0,660                           | -1,17     | 264       | 1536                     |
| 4     | 0,776 - 0,904     | 0,840                           | -1,51     | 221       | 1031                     |
| 5     | 1,577 - 1,784     | 1,676                           | -0,37     | 30,2      | 220                      |
| 6     | 10,45 - 12,42     | 11,435                          | 1,2378    | 15,3032   | -                        |
| 7     | 2,097 - 2,349     | 2,223                           | -0,15     | 16,5      | 83,44                    |

### 5.1.3. Área de estudio: Región Callao

La provincia constitucional del Callao, ubicada en la costa central del Perú, Figura 11, es una de las provincias más pequeñas del país. Su extensión es de de aproximadamente 147 km<sup>2</sup>, sin incluir los 18 km<sup>2</sup> correspondientes a las islas San Lorenzo, El Frontón, Cavinzas y las Islas Palomino, todas próximas a su litoral. La Región Callao esta ubicada en la Latitud sur: 12° 3' 49" y Longitud oeste: 77° 9' 13". Posee un clima cálido en verano, templado y húmedo en invierno.

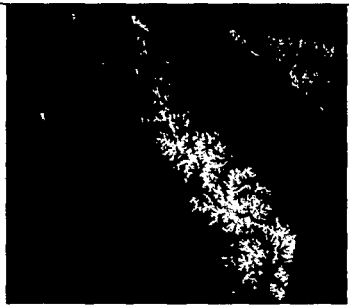


### 5.1.4. Datos imágenes TM de la Región Callao

Los datos imágenes TM pueden ser solicitadas o descargadas de la U.S. Geological Survey (USGS) de los Estados Unidos de América (<http://glovis.usgs.gov/de>). La trayectoria barrida por el satélite es dividida en escenas identificadas por parámetros conocidos como *path* y *row*. Las escenas que conforman la región Callao tiene los siguientes *path* = 7 y *row* = 68. Las imágenes descargadas estan georeferenciadas, es decir se proporciona información sobre la latitud y longitud de los puntos o pixeles en la imagen.

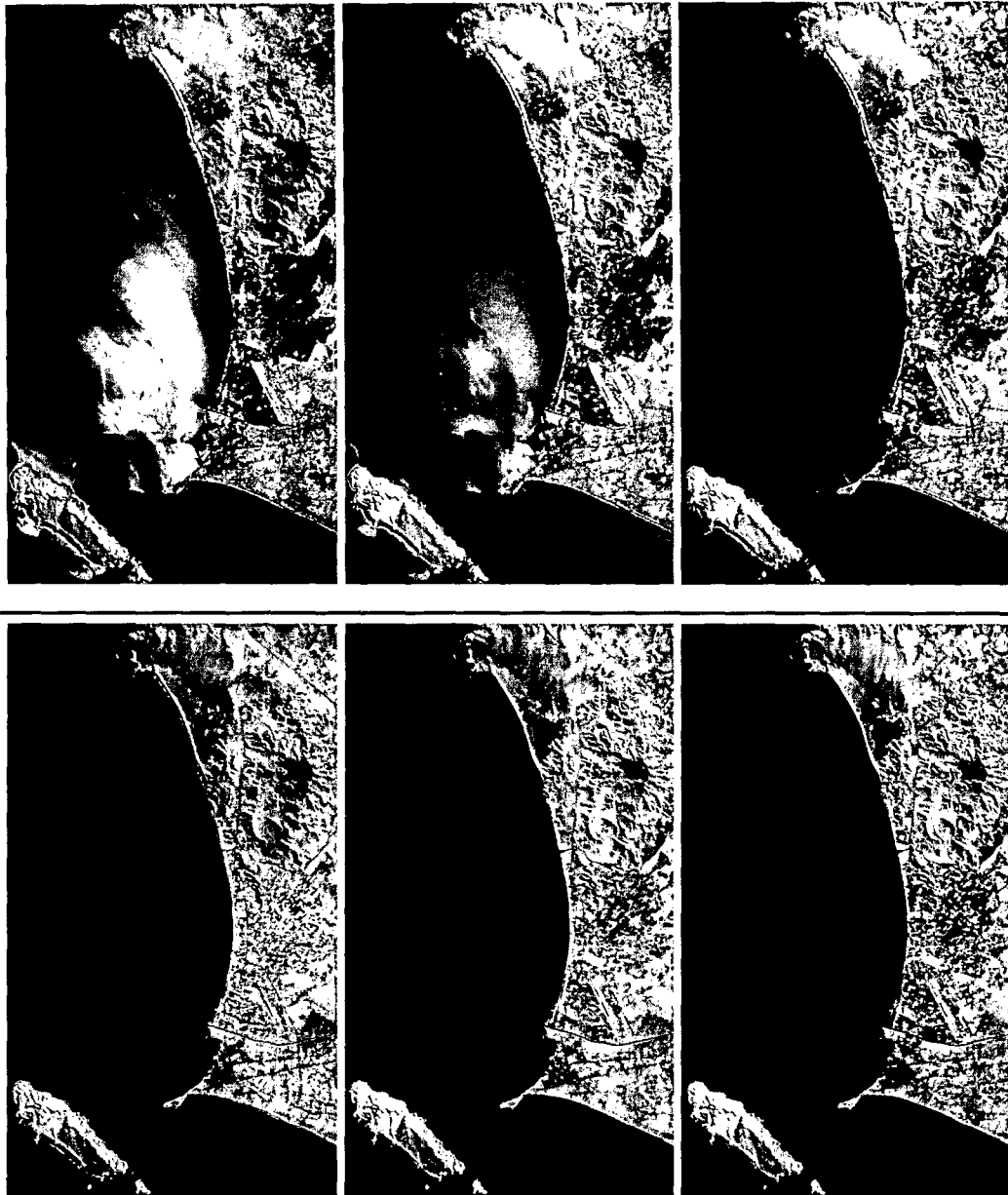
Para el desarrollo del presente trabajo se selecciono una imagen histórica, de fecha de adquisición, 05-05-1986, con un porcentaje de nubes inferior al 30 % correspondiente a la Región Callao (Path 7 y Row 68). En la Tabla 4 se muestran los atributos de estos datos imágenes.

**Tabla 4:** Datos imagen TM de la escena que contiene a la Región Callao.

| Atributos de los datos imagen        | Escena  |
|--------------------------------------|---|
| ID Archivo: LT50010070681986125XXX02 |  |
| Fecha adquisición: 1986-05-05        |   |
| Data Type Level 1: LANDSAT 5 TM+ L1T |   |
| MAP_PROJECTION = "UTM" Zone: 18      |   |
| DATUM = "WGS84"                      |   |
| ELLIPSOID = "WGS84"                  |   |
|                                      |   |

La escena mostrada en la Tabla 4 es previamente preparada. La imagen se corta o delimita a los datos al área de estudio.

Las combinaciones de las bandas en los colores rojo, verde y azul (RGB) permite observar en falso color las diferentes cubiertas terretres, Figura 12.



**Figura 12:** Imágenes TM de la Región Callao, para las bandas 1,2,3,4,5 y 7, en escalas de gris. Resolución espacial igual a 30 m .

## 5.2. Metodología

### 5.2.1. Calibración radiométrica

Las imágenes TM calibradas se almacenan y distribuyen en un formato digital de 8-bits o 1-byte. Cada pixel en una imagen contiene un valor numérico o número

digital (ND) entero de 0 a 255, estos valores están relacionados linealmente con la radiancia. Para la conversión de los números digitales (ND) de una imagen a radiancia (L) en ( $Wm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$ ), se utilizan los valores de la radiancia mínima y máxima de calibración,  $L_{min}$  y  $L_{max}$  que se muestran en el Cuadro 5.2.

$$L = GND + B \quad (31)$$

Donde

$$G = \frac{L_{max} - L_{min}}{ND_{max} - ND_{min}}$$

$$B = L_{min} - GND_{min}$$

Para los datos procesados por el National Landsat Archive Processing System (NLAPS)  $ND_{min} = 0$  y  $ND_{max} = 255$  y para los procesados por Level 1 Product Generation System (LPGS),  $ND_{min}=1$  y  $ND_{max} = 255$ . Los números digitales mínimos y máximos,  $ND_{min}$  y  $ND_{max}$ , así como la radiancia mínima y máxima,  $L_{min}$  y  $L_{max}$ , para cada una de las bandas de las imágenes ETM+, también son proporcionados con los datos imágenes, en un archivo de texto de nombre *metadata.txt*.

### 5.2.2. Cálculo de la reflectancia de la superficie

La reflectancia de la superficie es calculada a partir de la Ecuación 22.

$$\rho_{\lambda}(x,y) = \frac{\pi (L_{\lambda}^{sensor} - L_{\lambda}^{SP})}{\tau_v(\lambda) \left[ \tau_s(\lambda) \frac{E_{\lambda}^0 \cos(\theta)}{d^2} + F(x,y) E_{\lambda}^d \right]} \quad (32)$$

Dado que no es posible conocer la transmitancia de la atmósfera en el instante que el sensor registro los datos, con el fin de aproximar el calculo de la reflectancia, se asume los siguiente:

- Se desprecia la irradiancia solar dispersada por la atmósfera y dirigida hacia la superficie terrestre,  $E_{\lambda}^d = 0$ .
- Se desprecia la radiancia dispersada por la atmósfera que va directamente al sensor,  $L_{\lambda}^{SP} = 0$ .
- La transmitancia de la radiación que va de la superficie al sensor es aproximadamente igual a la unidad,  $\tau_v(\lambda) = 1$ .



- La transmitancia de la radiación que va del tope de la atmósfera a la superficie es aproximadamente igual al coseno del ángulo de incidencia,  $\tau_s(\lambda) = \cos(\theta)$ .

De este modo la reflectancia de la superficie puede ser aproximada:

$$\rho_\lambda = \frac{\pi d^2 (L_\lambda^{sensor})}{E_\lambda^0 \cos^2(\theta)} \quad (33)$$

### 5.2.3. Cálculo del NDVI

La reflectancia de la vegetación tiene un contraste marcado entre la banda 4 y la banda 3, lo que permite calcular un índice de vegetación diferencial normalizado, NDVI, a partir de estas bandas.

$$NDVI = \frac{\rho_4 - \rho_3}{\rho_4 + \rho_3} \quad (34)$$

Considerando la Ecuación 33:

$$NDVI = \frac{E_3^0 L_4^{sensor} - E_4^0 L_3^{sensor}}{E_3^0 L_4^{sensor} + E_4^0 L_3^{sensor}} \quad (35)$$

La imagen NDVI, Figura 16, muestra la vegetación verde y saludable con valores entre 0,28 y 0,69, y se muestra de color verde, los suelos desnudos entre -0,1 y 0,1 y los cuerpos de agua tiene valores de NDVI menores a -0,1.

### 5.2.4. Cálculo de la emisividad

El NDVI puede ser usado para clasificar las diferentes cubiertas de la superficie y asignar el valor promedio de la emisividad indicada en la Tabla 1.

- Si  $-1,000 \leq NDVI \leq -0,100$ , la cubierta es agua,  $\varepsilon = 0989$ ,
- Si  $-0,100 \leq NDVI \leq 0,020$ , la cubierta es arena,  $\varepsilon = 0975$ ,
- Si  $0,020 \leq NDVI \leq 0,100$ , la cubierta es suelo árido,  $\varepsilon = 0958$ ,
- Si  $0,100 \leq NDVI \leq 0,157$ , la cubierta es suelo organico,  $\varepsilon = 0,975$ ,
- Si  $0,157 \leq NDVI \leq 0,727$ , la cubierta es vegetación,  
 $\varepsilon = 1,0094 + 0,047 \ln(NDVI)$ , (Van de Griend y Owen, 1993).
- Si  $0,727 \leq NDVI \leq 1,000$ , la cubierta es vegetación,  $\varepsilon = 0,990$ .

### 5.2.5. Cálculo de la temperatura de brillo

La radiancia espectral emitida por una superficie elemental considerada como un cuerpo negro está dada por la Ecuación 9; la temperatura calculada a partir de esta ecuación se denomina temperatura de brillo (Landsat, 2002).

$$T_B = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{K_1}{L} + 1\right)} \quad (36)$$

Donde

$$K_1 = 2hc^2\lambda^{-5} \text{ y } K_2 = \frac{hc}{k\lambda}.$$

Los valores de  $K_1$  y  $K_2$  para el sensor TM correspondientes a la banda 6 (banda térmica) se muestra en la Tabla 5.

**Tabla 5:** Valores de  $K_1$  y  $K_2$  calculados para la banda 6 del sensor TM (Landsat, 2002).

| Sensor | Banda | Rango( $\mu m$ ). | $\lambda_{central}$ | $K_1$ ( $W m^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}$ ) | $K_2$ (Kelvin) |
|--------|-------|-------------------|---------------------|---|----------------|
| TM     | 6     | 10,45 - 12,42     | 11,435              | 607.76                                  | 1260.56        |

### 5.2.6. Cálculo de la temperatura superficial

La radiación electromagnética en el infrarrojo térmico emitida por la superficie terrestre es modificada ligeramente por la atmósfera antes de alcanzar los sensores del satélite. Como la atmósfera es generalmente fría comparada con la superficie terrestre, la absorción domina sobre la emisión, y la radiación emitida por la superficie terrestre disminuye al llegar al sensor del satélite. Si este efecto no se corrige, la estimación de la temperatura puede ser menor que la real (Sobrino et al., 2004). La radiancia medida por el sensor viene dada por la radiancia que proviene de la superficie que es atenuada por la atmósfera, más la propia emisión de la atmósfera (Barsi et al., 2003; Michael, 2003), Ecuación 28.

$$L_{\lambda}^{sensor} = \tau_v \epsilon_{\lambda} \frac{M_{\lambda}(T)}{\pi} + F_{\lambda}(x,y) (1 - \epsilon_{\lambda}) \tau_v \frac{M_{\lambda}^a(T_a)}{\pi} + L_{\lambda}^{ep} \quad (37)$$

$$L_{\lambda}^{sensor} = \tau_v \epsilon_{\lambda} B_{\lambda}(T) + F_{\lambda}(x,y) (1 - \epsilon_{\lambda}) \tau_v L_{\lambda}^{atm\downarrow} + L_{\lambda}^{ep} \quad (38)$$

Para el caso de la Región Callao se puede aplicar el algoritmo monocanal (Qin et al., 2001). Este algoritmo realiza las siguientes aproximaciones sobre la Ecuación 38.

Considerando una atmósfera isotérmica con una temperatura  $T_a$  constante, la radiancia emitida por la atmósfera ascendente y descendente se puede calcular como:

$$L_{\lambda}^{ep} = L_{\lambda}^{atm\downarrow} = (1 - \tau_v) B_{\lambda}^a(T_a)$$

Al ser la superficie en gran porcentaje plana, el factor  $F_{\lambda}(x, y) = 1$ . De este modo la radiancia emitida por la superficie y la atmósfera registrada por el sensor se estima:

$$L_{\lambda}^{sensor} = \tau_v \varepsilon_{\lambda} B_{\lambda}(T) + (1 - \varepsilon_{\lambda}) \tau_v (1 - \tau_v) B_{\lambda}^a(T_a) + (1 - \tau_v) B_{\lambda}^a(T_a) \quad (39)$$

En esta ecuación los valores de la temperatura aparecen implícitamente en las radiancias,  $B_{\lambda}(T)$ . Si se desea obtener una expresión en la que la temperatura de la superficie  $T_S$  intervengan explícitamente, se puede linealizar la función de Planck,  $B_{\lambda}(T)$ , (Michael, 2003).

$$L_{\lambda}^{sensor} = \tau_v \varepsilon_{\lambda} (L_{\lambda}^{sensor} + T_S - T_B) + ((1 - \varepsilon_{\lambda}) \tau_v + 1) (1 - \tau_v) (L_{\lambda}^{sensor} + T_a - T_B) \quad (40)$$

Donde  $T_B$  es la temperatura de brillo.

Como no se tiene los datos atmosféricos correspondientes al preciso momento que el satélite pasa por el área de estudio, es posible utilizar los valores de los parámetros del modelo atmosférico "Tropical" del algoritmo MODTRAN4, el cual considera:

- Contenido de vapor de agua atmosférico:  $W = 4,11 \text{ g/cm}^2$
- Temperatura atmosférica efectiva:  $T_a = 300,15 \text{ K}$
- La transmisividad  $\tau_v$  se puede determinar en función del contenido de vapor de agua atmosférico (Qin et al., 2001).

$$\tau_v = 1,053710 - 0,14142 * W$$

Para utilizar la Ecuación 40, es necesario calcular previamente la temperatura de brillo.



**Figura 13:** Imagen TM de la banda 6 (banda térmica), en escala de gris. Resolución espacial igual a 30 m .



**Figura 14:** Imagen TM de la Región Callao. La combinación de las bandas: RGB = 321, muestran la imagen en color natural



**Figura 15:** Imagen TM de la Región Callao. La combinación de las bandas: RGB = 431, muestran la imagen en falso color, la vegetación se observa en color rojo.

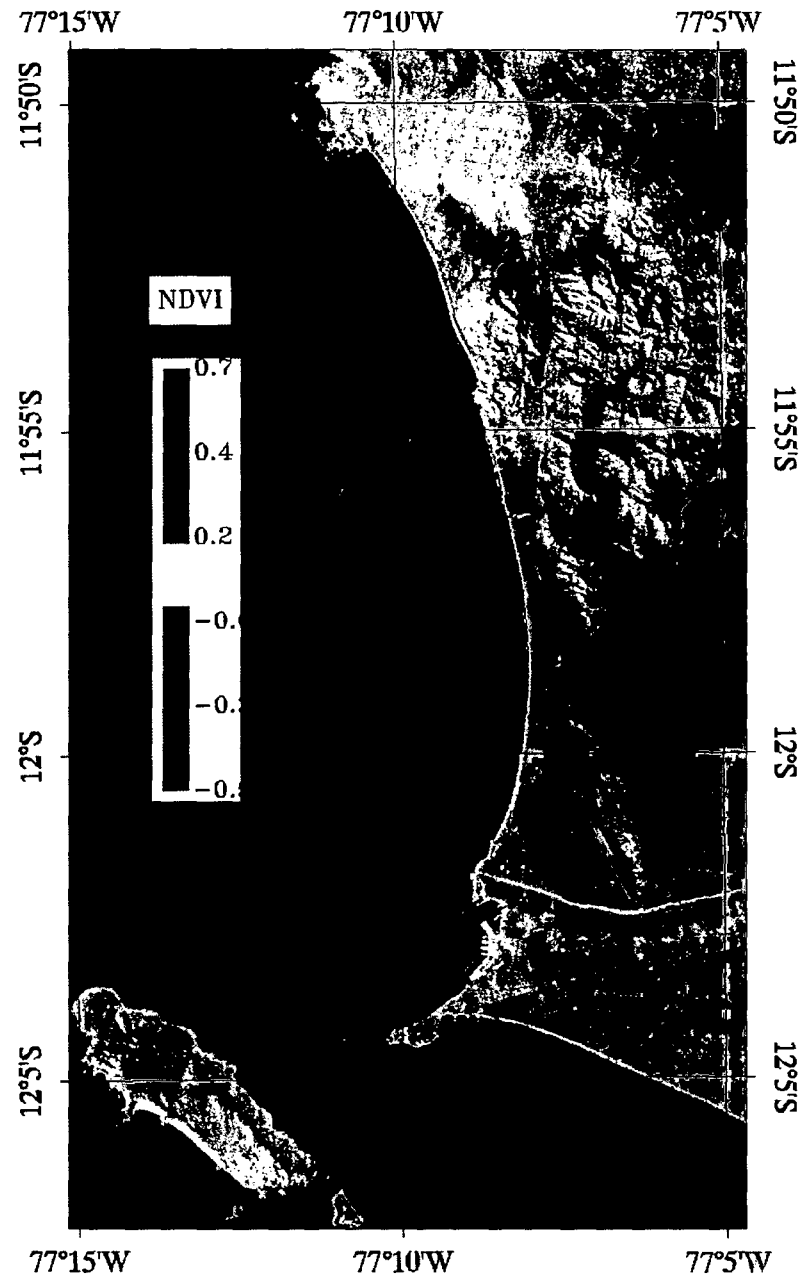


Figura 16: Imagen NDVI de la Región Callao

## TEMPERATURA DE BRILLO

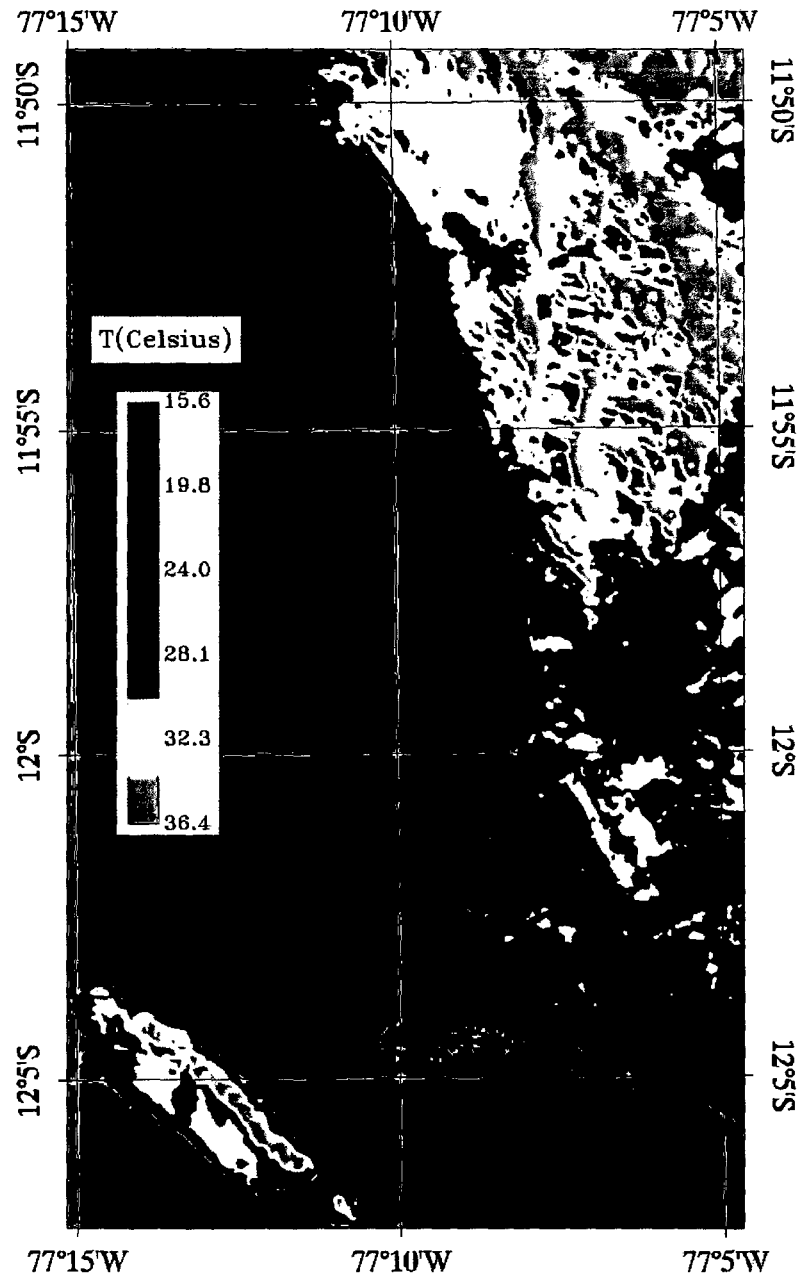


Figura 17: Temperatura de Brillo.

## TEMPERATURA SUPERFICIAL

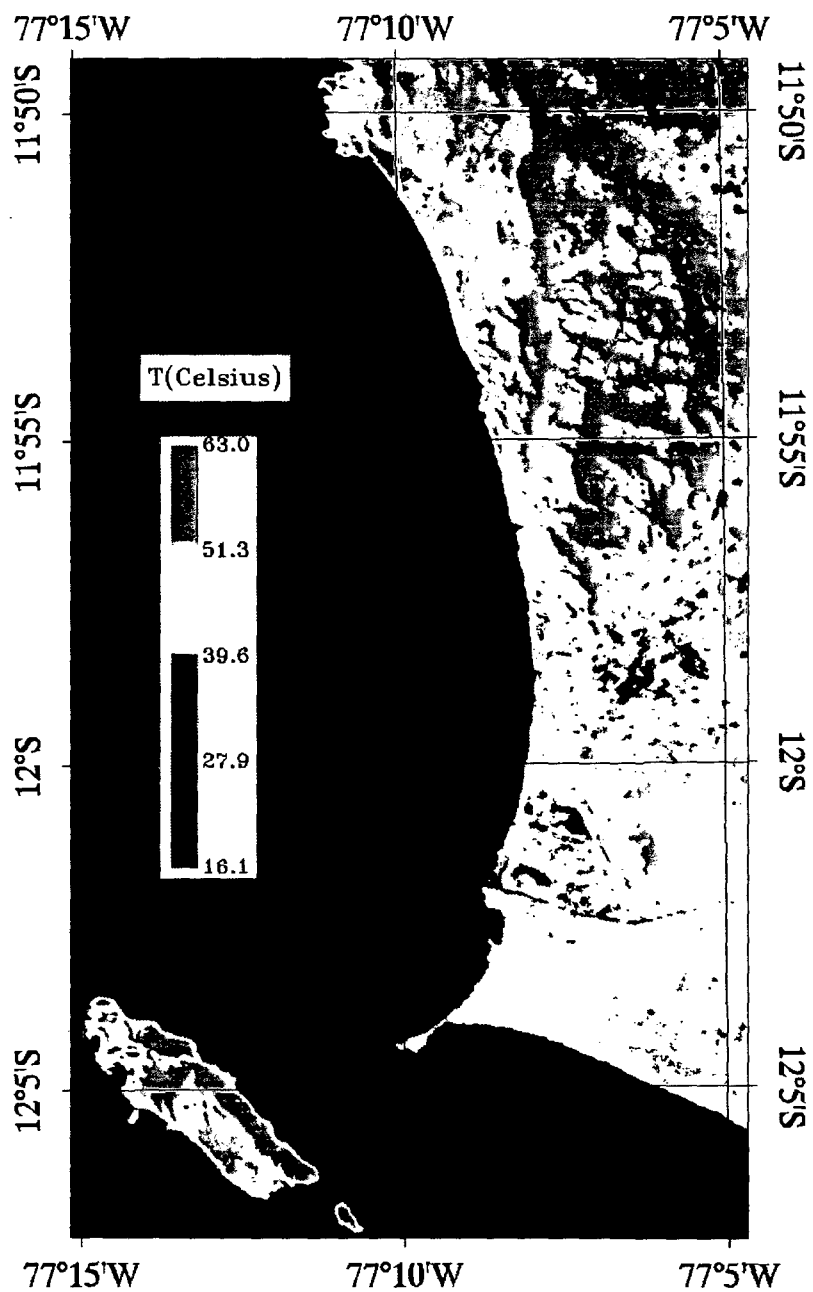


Figura 18: Temperatura del suelo usando algoritmo monocanal.



# VI RESULTADOS

## 6.1. Cálculo estadístico de toda la escena

El cálculo estadístico de la temperatura de brillo y de la temperatura de la superficie de toda la escena de fecha 05-05-1986, se muestra en el Cuadro VI.1.

**Tabla 6:** Estadística básica de la temperatura de brillo y de la temperatura superficial de toda la escena.

| <b>Escena: Región Callao</b> | <b>Mínimo</b> | <b>Máximo</b> | <b>Promedio</b> | <b>Desviación estándar</b> |
|------------------------------|---------------|---------------|-----------------|----------------------------|
| Temperatura de brillo        | 15,64 °C      | 36,44 °C      | 20,69 °C        | 5,20 °C                    |
| Temperatura superficial      | 16,13 °C      | 63,03 °C      | 27,55 °C        | 11,91 °C                   |

## 6.2. Cálculo estadístico de diferentes cubiertas

Seleccionando diferentes regiones de interés en la escena se ha calculado una estadística básica para diferentes cubiertas terrestres, agua de mar, vegetación y suelo árido, Cuadro VI.2.

**Tabla 7:** Estadística básica de la temperatura de brillo y de la temperatura superficial para tres cubiertas diferentes .

| <b>Agua de mar</b>      | <b>Mínimo</b> | <b>Máximo</b> | <b>Promedio</b> | <b>Desviación estándar</b> |
|-------------------------|---------------|---------------|-----------------|----------------------------|
| Temperatura de brillo   | 15,64 °C      | 18,38 °C      | 16,57 °C        | 0,20 °C                    |
| Temperatura superficial | 16,13 °C      | 22,01 °C      | 18,12 °C        | 0,43 °C                    |
| <b>Vegetación</b>       |               |               |                 |                            |
| Temperatura de brillo   | 21,94 °C      | 28,77 °C      | 24,05 °C        | 0,81 °C                    |
| Temperatura superficial | 30,05 °C      | 46,12 °C      | 35,71 °C        | 2,19 °C                    |
| <b>Suelo árido</b>      |               |               |                 |                            |
| Temperatura de brillo   | 25,40 °C      | 30,42 °C      | 28,13 °C        | 0,61 °C                    |
| Temperatura superficial | 37,79 °C      | 49,76 °C      | 43,91 °C        | 1,44 °C                    |

# VII DISCUSIÓN

## 7.1. Conclusiones

1. Los calculos estadísticos muestran que la temperatura superficial es mayor que la temperatura de brillo, éste es un resultado esperado en virtud de que la temperatura de brillo contempla la radiancia emitida por la superficie y atenuada por la atmósfera. La temperatura de brillo y la temperatura superficial tienen una diferencia de 1,55 °C para el agua, de 11,66 °C para la vegetación y de 15,78 °C para el suelo. Si la temperatura superficial resulta sobrestimada es posible contemplar el valor promedio entre la temperatura de brillo y la temperatura de la superficie estimada usando el algoritmo monocanal.
2. La temperatura superficial del suelo árido es mayor que la temperatura de la vegetación y la del agua, este resultado es coherente dado que el suelo árido puede alcanzar temperaturas muy altas. La temperatura de la vegetación depende del tipo de vegetación y del contenido de agua en los suelos orgánicos.
3. La temperatura superficial usando el algoritmo monocanal puede ser usado para determinar la evolución de la temperatura desde 1984 hasta 2013, no todas los datos imágenes son útiles, dado que con frecuencia la región Callao esta cubierto de nubes, lo que hace que la estimación de la temperatura tenga mucha incertidumbre y en el peor de los caso no se pueda estimar.

## VIII REFERENCIALES

1. Barsi, J. A., Barker, J. L. and Schott, J. R. (2003). *An Atmospheric Correction Parameter Calculator for a Single Thermal Band Earth-Sensing Instrument*. IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium, IGARSS03, 5:3014- 3016.
2. Canty, M. J. (2007). *Image analysis, clasification and Change detection in Remote Sensing, With Algorithms for ENVI/IDL*. USA: Taylor&Francis Group.
3. Chander, G. M, Markham, B. L. and Helder D.L. (2009). *Summary of current radiometric calibration coefficients for Landsat MSS, TM, ETM+, and EO-1 ALI sensors*. Remote Sensing of Environment, 113(5): 893 – 903.
4. Houghton, J. T. (2002). *Physics of atmospheres*. UK: University Cambridge Press.
5. IGN, (1989). *Atlas del Perú, Proyecto especial Atlas del Perú*. Ministerio de defensa de Lima.
6. Landsat, (2002). *Landsat 7 Science Data User's Handbook*. Landsat Project Science Office.
7. Liou, K. (2002). *An Introduction to Atmospheric Radiation*. USA: Academic Press.
8. Michael, T. W. (2003). *Estimation of Absolute Surface Temperature by Satellite Remote Sensing*. Thesis submitted to the International institute for geoinformation science and earth observation .
9. Peraiah, A. (2002). *An Introduction to radiative transfer. Methods and Applications in astrophysics*. Cambridge University Press. ISBN 0 521 77989 8, pp. 1- 20.
10. Qin, Z., Karnieli A., and Berliner P. (2001). *A mono-algorithm for retrieving land surface temperature from Landsat TM data and its application to the Israel–Egypt border region*. International Journal of Remote Sensing, 22(18): 3719–3746.
11. Schowengerdt, R. A. (1997). *Remote Sensing, Models and Methods for Image Processing (2da Ed.)*. USA: Academic Press.
12. Siegmund. A., y Menz, G., (2005). *Spectral signatures of soil, vegetation and water. Source: with modifications*. Fernes nah gebracht - Satelliten- und Luftbildeinsatz zur Analyse von Umweltveränderungen im Geographieunterricht In: Geographie und Schule, 154: 7.

13. Sobrino, J. A. (Ed.) (2000). *Teledetección*. España: Servicios de publicaciones, Universidad de Valencia.
14. Sobrino, J. A, Jiménez-Muñoz, J. C. y Paolini L. (2004). *Land surface temperature retrieval from LANDSAT TM5*. Remote Sensing of Environment, 90(44): 434–440.
15. Snyder, W. C., Wan, Z., Zhang, Y. and Feng, W. Z. (1998). *Classification-based emissivity for land surface temperature measurement from space*. International Journal of Remote Sensing, 19(14): 2753 – 2774.
16. Van de Griend, A. A. y Owen, M. (1993). *On the relationship between thermal emissivity and the normalized different vegetation index for natural surfaces*. International Journal of Remote Sensing, 14(6): 1119–1131.

# IX APÉNDICE

## 9.1. Códigos en IDL para el procesamiento de las imágenes TM

### Calculo del NDVI

```
;UNIVERSIDAD NACIONAL DEL CALLAO
;FACULTAD DE INGENIRÍA ELÉCTRICA Y ELECTRÓNICA
; DEPARTAMENTO DE CIENCIAS FÍSICAS ; 2014
; AUTOR: Mg. Juan Mendoza Nolorbe
PRO NDVIL5TM
envi_select, title='Elige la imagen de la banda 3 ', $
fid=fid, dims=dims, pos=pos
IF (fid EQ -1) THEN BEGIN PRINT, 'cancelado' RETURN ENDIF
envi_file_query, fid, fname=fname, Map_Info=Map_Info
num_cols = dims[2] - dims[1]+1
num_rows = dims[4] - dims[3]+1
num_bands = n_elements(pos)
num_pixels=num_cols*num_rows
b3 = envi_get_data(fid=fid,dims=dims, pos=pos[0])
envi_select, title='Elige la imagen de la banda 4 ', $
fid=fid, dims=dims, pos=pos
IF (fid EQ -1) THEN BEGIN PRINT, 'cancelado' RETURN ENDIF
envi_file_query, fid, fname=fname, Map_Info=Map_Info
b4 = envi_get_data(fid=fid,dims=dims, pos=pos[0])
GainB3 = (LmaxB3 - LminB3)/(Qmax-Qmin)
BiasB3 = LminB3-(GainB3*Qmin)
GainB4 = (LmaxB4 - LminB4)/(Qmax-Qmin)
```

---

```
BiasB4 = (LminB4-GainB4*Qmin)
; Calculo de reflectancia
r3=ESUN4*(GainB3*b3 + BiasB3)
r4=ESUN3*(GainB4*b4 + BiasB4)
NDVI=temporary((r4-r3)/(r4+r3))
fname='NDVI2014.img'
openw, unit, fname, /get_lun
writeu, unit, NDVI
free_lun, unit
ENVI_SETUP_HEAD, fname=fname, ns=num_cols, nl=num_rows, nb=1, $
interleave=0, data_type=4, offset=0, Map_Info=Map_Info,/open,/write
END
```





```
endelse
endfor
endfor
fname='EMI2014.img' openw, unit, fname, /get_lun writeu, unit, emi free_lun, unit
ENVI_SETUP_HEAD, fname=fname, ns=num_cols, nl=num_rows, nb=1, $
interleave=0, data_type=4, offset=0, Map_Info=Map_Info,/open,/write
END
```

## Temperatura de brillo

```

;UNIVERSIDAD NACIONAL DEL CALLAO
;FACULTAD DE INGENIRÍA ELÉCTRICA Y ELECTRÓNICA
; DEPARTAMENTO DE CIENCIAS FÍSICAS ; 2014
; AUTOR: Mg. Juan Mendoza Nolorbe
PRO TBRILLO
envi_select, title='Elige una imagen de la banda 6 ', $
fid=fid, dims=dims, pos=pos
IF (fid EQ -1) THEN BEGIN PRINT, 'cancelado' RETURN ENDIF
envi_file_query, fid, fname=fname
num_cols = dims[2] - dims[1]+1
num_rows = dims[4] - dims[3]+1
num_bands = n_elements(pos)
num_pixels=num_cols*num_rows
image = envi_get_data(fid=fid,dims=dims, pos=pos[0])
Lmax = 15.303
Lmin = 1.2378
Qmax = 255
Qmin = 1
Gain = (Lmax - Lmin)/(Qmax-Qmin)
Offset = Lmin
envi_file_query, fid, fname=fname
L=temporary(Gain*image + Offset)
LST=temporary((1260.56/(alog((607.76/L)+1.0)))-273.15) ;
fname='Imagenes/callao/salidas/TB1.img'
openw, unit, fname,/get_lun
writeu, unit, LST
free_lun, unit
ENVI_SETUP_HEAD, fname=fname, ns=num_cols, nl=num_rows, nb=1, $ inter-
leave=0, data_type=4, offset=0, map_info=map_info,/write,/open
END

```

## Temperatura superficial: algoritmo monocanal

```

;UNIVERSIDAD NACIONAL DEL CALLAO
;FACULTAD DE INGENIRÍA ELÉCTRICA Y ELECTRÓNICA
; DEPARTAMENTO DE CIENCIAS FÍSICAS ; 2014
; AUTOR: Mg. Juan Mendoza Nolorbe
PRO MONOWIN2
a = -67.355351
b = 0.458606
w = 0.4
t = 0.974290 - 0.08007*w
To=15;
Ta = 17.9769 + 0.91715*To
envi_select, title='Elige la imagen EMI', $
fid=fid, dims=dims, pos=pos
if (fid eq -1) then begin print, 'cancelado' return endif
emi = envi_get_data(fid=fid,dims=dims, pos=pos[0])
num_cols = dims[2] - dims[1]+1
num_rows = dims[4] - dims[3]+1
C = t*emi
D = (1-t)*(1+(1-emi)*t)
envi_select, title='Elige una imagen de la banda 6 ', $
fid=fid, dims=dims, pos=pos
if (fid eq -1) then begin print, 'cancelado' return endif
envi_file_query, fid, fname=fname
image = envi_get_data(fid=fid,dims=dims, pos=pos[0])
Lmax =15.3032
Lmin =1.2378
Qmax = 255
Qmin = 1
Gain = (Lmax - Lmin)/(Qmax-Qmin)
Offset = Lmin
L=temporary(Gain*image + Offset)

```

---

```
k1 =607.76
k2 = 1260.56
TB=temporary(k2/(alog((k1/L)+1.0)))
TS= (1/C)*(a*(1-C-D)+(b*(1-C-D)+C+D)*TB -D*Ta)
fname='LSTMC.img'
openw, unit, fname, /get_lun
writeu, unit, TS
free_lun, unit
envi_setup_head, fname=fname, ns=num_cols, nl=num_rows, nb=1, $
interleave=0, data_type=4, offset=0, map_info=map_info,/write,/open
END
```

## X. ANEXO

### MATRIZ DE CONSISTENCIA

**“IMPLEMENTACIÓN DE UN MÉTODO OPERATIVO PARA LA ESTIMACIÓN DE LA TEMPERATURA SUPERFICIAL TERRESTRE EN LA REGIÓN CALLAO USANDO DATOS DE LAS IMÁGENES SATELITALES**

| PROBLEMA DE INVESTIGACIÓN   | OBJETIVOS  | HIPÓTESIS  | VARIABLES E INDICADORES  | METODOLOGÍA  | POBLACIÓN Y MUESTRA   |
|---|--|--|--|--|---|
| <p><b>Problema general:</b></p> <p>¿Cuál es método que se debe emplear para estimar la temperatura de la superficie terrestre en la región Callao a partir de los datos imágenes satelitales?</p> | <p><b>Objetivo General:</b></p> <p>Implementar un método operativo para estimar la temperatura de la superficie terrestre en la región Callao utilizando los datos imágenes satelitales.</p> <p><b>Objetivos específicos:</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>• Determinar la radiancia registrada de los datos imágenes del sensor TM.</li> <li>• Clasificar la cubierta terrestre utilizando el índice de vegetación normalizado (NDVI) y asignar una emisividad a cada clase.</li> <li>• Determinar la temperatura de brillo utilizando la banda térmica.</li> </ul> | <p><b>Hipótesis General:</b></p> <p>La temperatura superficial terrestre puede ser estimada a partir de los datos imágenes de las bandas térmica del sensor TM del satélite Landsat 5.</p> <p><b>Hipótesis Específicas:</b></p> <p>La emisividad de las diferentes cubiertas terrestres está relacionada con el índice de vegetación diferencial (NDVI).</p> <p>La temperatura de la superficie está relacionada con la temperatura de brillo y de la transmitancia atmosférica.</p> | <p><b>Variable independiente</b><br/>Método operativo</p> <p><b>Indicadores:</b></p> <p>1.1. Emisividad de la superficie terrestre.<br/>1.2. Índice de vegetación superficial (NDVI).<br/>1.3. Transmitancia atmosférica.</p> <p><b>Variable dependiente</b><br/>Temperatura de la superficie terrestre.</p> | <p><b>Tipo de investigación:</b></p> <p>El tipo de investigación es aplicada. El nivel es descriptivo.</p> <p><b>Diseño de investigación</b></p> <p>El diseño de la investigación es no experimental, se analizarán los datos registrados directamente del área de estudio. estableciendo relaciones causales entre estos.</p> | <p><b>Población</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>• Imágenes TM de la región Callao</li> </ul> <p><b>Muestra:</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>• Datos imágenes de fecha 05051986. La muestra fue seleccionada en función de la disponibilidad y del bajo contenido de nubes.</li> </ul> <p><b>Técnicas:</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>• Teledetección.</li> </ul> <p><b>Instrumentos:</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>• Radiómetros satelitales.</li> </ul> |