

UNIVERSIDAD NACIONAL SAN CRSTÓBAL DE HUAMANGA

FACULTAD DE ING. MINAS, GEOLOGÍA Y CIVIL

Escuela de Formación Profesional de Ciencias Físico-Matemáticas



Evolución de la temperatura de suelos del Perú a partir de imágenes LST del sensor MODIS a bordo del satélite Terra durante el periodo 2000-2012

Tesista: Bach. Jaime Aguilar Lome

Asesor: Mg. Walter Mario Solano Reynoso

Ayacucho – Perú

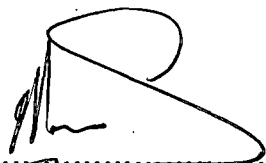
2014

Vesis
CF 19
Agu

**“EVOLUCIÓN DE LA TEMPERATURA DE SUELOS DEL PERÚ A PARTIR
DE IMÁGENES LST DEL SENSOR MODIS A BORDO DEL SATÉLITE
TERRA DURANTE EL PERÍODO 2000-2012”**

RECOMENDADO : 17 de octubre 2014

APROBADO : 27 de Noviembre 2014



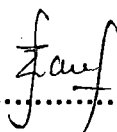
Msc. Ing. Carlos A. PRADO PRADO

(Presidente)



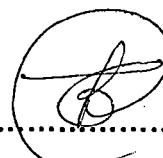
Lic. Kleber JANAMPA QUISPE

(Miembro)



Lic. Raúl CONDORI TIJERA

(Miembro)



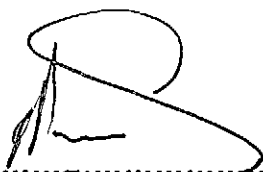
Lic. Octavio CERÓN BALBOA

(Miembro)

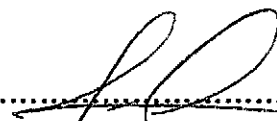
.....
Ing. Floro Nivardo YANGALI GUERRA

(Secretario Docente)

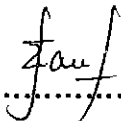
Según el acuerdo constatado en el acta levantado el 27 de noviembre del 2014, en la sustentación del trabajo de tesis del bachiller en Ciencias Físico Matemáticas Jaime AGUILAR LOME, del trabajo titulado “EVOLUCIÓN DE LA TEMPERATURA DE SUELOS DEL PERÚ A PARTIR DE IMÁGENES LST DEL SENSOR MODIS A BORDO DEL SATÉLITE TERRA DURANTE EL PERIODO 2000-2012”, fue calificado con la nota de 16 (dieciséis) por lo que se da la respectiva aprobación



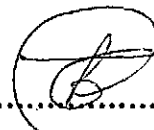
Msc. Ing. Carlos A. PRADO PRADO



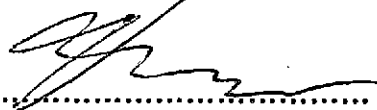
Lic. Kleber JANAMPA QUISPE



Lic. Raúl CONDORI TIJERA



Lic. Octavio CERÓN BALBOA



Ing. Floro Nivardo YANGALI GUERRA

AGRADECIMIENTOS

La presente investigación ha sido un largo proceso de aprendizaje que no habría podido culminarse sin la ayuda de muchas personas, a quienes quiero demostrarle mi gratitud

A mi asesor de esta tesis Mg. Walter Solano Reynoso, su esfuerzo y dedicación. Su conocimiento, sus orientaciones, su manera de trabajar, su persistencia y su motivación han sido fundamentales para mi formación.

Un agradecimiento especial a mi madre Dionicia por ser mi fortaleza en cada momento, a mis hermanos por brindarme su apoyo incondicional a favor de mi superación profesional, y a mi novia, compañera y amiga Lucia, por su amor interminable y lo más importante, su aprecio.

Estoy muy agradecido también de haber conocido durante los estudios de Pre y Post grado a mis amigos de toda la vida, Renato y Noel. Gracias muchachos por su apoyo y lealtad

Agradezco al proyecto FOCAM-UNSCH titulado “Evaluación del estado de suelos y vegetación de Región Ayacucho mediante datos satelitales, periodo 2000-2012”.

RESUMEN

En este trabajo se presenta la evolución de la temperatura de la superficie del suelo o LST (siglas en inglés) de área del territorio Peruano, ubicado entre las coordenadas 0° - 20° de latitud y 68° - 82° de longitud.

El análisis se basó en técnicas de teledetección por satélite, utilizando imágenes producto de LST del sensor MODIS a bordo del satélite Terra, adquiridas entre los años 2000 y 2012. Estas imágenes están disponibles gratuitamente en la base de datos del servicio Geológico de los Estados Unidos de América (USGS, por sus siglas en inglés).

Y los datos In-situ de temperatura máxima promedio mensual del aire corresponden al periodo de estudio, que fueron proporcionados por Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología – SENAMHI y gobierno regional de Ayacucho.

Se obtuvieron la serie de tiempo de los promedios mensuales de LST para las regiones costa, sierra y selva en el periodo marzo 2000 a diciembre 2012. La LST presenta valores más altos en enero (38.8 °C), noviembre (27.4°C) y setiembre (26.2 °C) para costa, sierra y selva respectivamente. Y los valores más bajos de LST se presentan en julio (30.5°C), marzo (18.2 °C) y junio (23.0 °C) para costa, sierra y selva respectivamente.

La LST promedio de todo Perú varía de -1.0 (nevado de Huascarán) a 47.0 °C (en suelo árido de la costa). La desviación estándar de LST muestra que al sur del paralelo 8° de latitud en la costa y en la selva varía menos en comparación con la sierra y la costa norte.

Adicionalmente, se comparó la serie histórica de promedio mensual de LST con temperatura máxima media mensual del aire para tres estaciones meteorológicas ubicadas en la costa sierra y selva, encontrando una relación lineal y una correlación que varía desde moderada a alta.

ACRÓNIMOS

ASTER	Advanced Sapaceborne Thermal Emission and reflection Radiometer
CERES	Clouds and the Earth's Radiant Energy System
ENVI	Environment for Visualizing Images
EOS	Sistema de Observación Terrestre
ESE	Earth Science Enterprise
IDL	Interactive Data Language
LST	Land Surface Temperature
MISR	Multiangl e Imaging Spectroradiometer
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
MODTRAN	Moderate Resolution Atmospheric Transmission
MRT Web	MODIS Reproyection Tool Web Interface
MOPITT	Measurments of Poluition in the Troposphere
NASA	National Aeronautics and Space Administration
OMM	Organización Meteorológica Mundial
SST	Sea Surface Temperature
TIR	Thermal Infrared
USGS	United States Geological Survey
WGS84	World Geoditec System 84

LISTA DE TABLAS

Tabla 1	Magnitudes radiométricas básicas relativas al campo de la radiación	10
Tabla 2	Características de las bandas espectrales del sensor MODIS	32
Tabla 3	Estadística de población y usos del suelo para Perú	54
Tabla 4	Insumo de dato producto MODIS al algoritmo LST-MODIS para calcular el producto MOD11_L2	56
Tabla 5	Conjunto de datos científicos en el producto MO11A2	57
Tabla 6	Validación basado en radiancia de LST V5, nivel L2, de los productos MODIS Terra (T) y Aqua (A).	58
Tabla 7	Base de datos DEM GTOPO30	60
Tabla 8	Lista de estaciones meteorológicas utilizadas (2000-2012)	62
Tabla 9	Valores promedios mensuales y desviación estándar de LST (marzo 2000 -diciembre 2012) de la región costa	75
Tabla 10	Valores promedios mensuales y desviación estándar de LST (marzo 2000- diciembre 2012) de la región sierra	78
Tabla 11	Valores promedios mensuales y desviación estándar de LST (marzo 2000- diciembre 2012) de la región selva	81
Tabla 12	Estadística de la temperatura de la superficie del suelo promedio mensual y temperatura máxima promedio mensual del aire para tres estaciones La Yarada, Tambillo y Aguaytía.	85
Tabla 13	Regresión lineal simple entre la temperatura promedio mensual de la superficie del suelo-MODIS y la temperatura máxima promedio mensual del aire para tres estaciones meteorológicas..	85
Tabla 14	Estadística de la temperatura de la superficie del suelo promedio de las regiones costa, sierra y selva durante el periodo de estudio. Considerados para el análisis.	86

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1	Espectro de ondas elctromagnéticas	7
Figura 2.2	Ilustración del ángulo sólido diferencial y su representación en coordenadas polares	8
Figura 2.3	Interpretación geométrica de la radiancia	9
Figura 2.4	Espectro de emisión de cuerpos negros a diferentes temperaturas	12
Figura 2.5	Definición de extinción	16
Figura 2.6	Patrones angulares de sattering por tres tamaños iluminados por la luz visible	18
Figura 2.7	Función scattering	21
Figura 2.8	Balance de energía en un elemento de volumen	24
Figura 3.1	Campo de visión instantáneo	25
Figura 3.2	Satélite Terra	28
Figura 4.1	Esquema simple de propagación de la radiancia a través de la atmósfera	38
Figura 5.1	Ubicación del área de estudio (Perú)	50
Figura 5.2	Ocho regiones naturales del Perú	51
Figura 5.3	Las comparaciones de los valores de LST-MODIS de la V5 de los productos MOD11_L2 y MYD11_L2 con los valores in-situ (Coll et al., 2005; Wan et al., 2002a, b; Wan et at., 2004), y la validación basada con los datos de la Tabla 7 (http://landval.gsfc.nasa.gov/ 30-08-2014).	59
Figura 5.4	Imagen producto TSS del sensor MODIS y su respectiva histograma	59
Figura 5.5	Mosaico del Perú de las escenas DEM-GTOPO30	61
Figura 5.6	Termómetros de máxima y de mínima del aire: El termómetro inferior es el de mínima y se instala siempre en forma horizontal	62
Figura 5.7	Imágenes del Google Earth de ubicación de las tres estaciones meteorológicas La Yarada, Tambillo y Aguaytía, para las fechas de 5 de	

	mayo del 2006, 8 de noviembre del 2010 y 28 de julio del 2008 respectivamente	63
Figura 5.8	Temperatura de la superficie promedio de temperatura de brillo y temperaturas terrestres	65
Figura 5.9	Píxeles utilizados para la extracción de LST	66
Figura 5.10	Diagrama de flujo de la metodología	69
Figura 6.1	Imagen del Google Earth de ubicación de la estación de Pampa Blanca, para la fecha 4 de setiembre del 2013	71
Figura 6.2	Reporte de registro de la estación Pampa Blanca del mes de febrero del 2013	71
Figura 6.3	Región costa, sierra y selva del Perú obtenidas del DEM GTOPO30, de acuerdo al criterio del estudio	72
Figura 6.4	Serie de tiempo de la temperatura de la superficie del suelo promedio mensual de la región costa del Perú, durante el periodo de estudio	74
Figura 6.5	Serie histórica de temperatura de la superficie del suelo promedio anual y espacial de la región costa del Perú. Periodo 2001-2012 y su respectiva tabla de tendencias (°C/ año).	74
Figura 6.6	Variabilidad mensual de la temperatura de la superficie del suelo de la región costa del Perú. Periodo común: marzo 2000 a diciembre 2012	75
Figura 6.7	Temperatura de la superficie del suelo promedio mensual y espacial de la región sierra del Perú, en el periodo 2000-2012	77
Figura 6.8	Temperatura de la superficie del suelo promedio anual y espacial de la región sierra del Perú. Periodo 2001-2012 y su respectiva tabla de tendencias (°C/ año).	77
Figura 6.9	Variabilidad mensual de la temperatura de la superficie del suelo de la región sierra del Perú. Periodo común: marzo 2000 a diciembre 2012	78
Figura 6.10	Temperatura de la superficie del suelo promedio mensual y espacial de la región selva del Perú, en el periodo 2000-2012	80

- Figura 6.11** Temperatura de la superficie del suelo promedio anual y espacial de la región selva del Perú. Periodo 2001-2012 y su respectiva tabla de tendencias ($^{\circ}\text{C}/\text{año}$). 80
- Figura 6.12** Variabilidad mensual de la temperatura de la superficie del suelo de la región selva del Perú. Periodo común: marzo 2000, a diciembre 2012 81
- Figura 6.13** La temperatura máxima media mensual de aire ($T_{\text{max.}}$) y temperatura de la superficie del suelo promedio mensual y espacial de 3x3 pixeles para tres estaciones meteorológicas (La yarada, Tambillo y Aguaytía), ubicadas en las tres regiones del Perú, en el periodo 2000 - 2012 84
- Figura 6.14** Ajuste lineal entre la temperatura de la superficie del suelo promedio mensual y temperatura máxima media mensual del aire ($T_{\text{max.}}$), para tres estaciones meteorológicas (La Yarada , Tambillo y Aguaytía) en el periodo 2000-2012. Y su respectiva tabla de coeficiente de correlación 85
- Figura 6.15** Temperatura de la superficie del suelo promedio en el periodo marzo 2000 – diciembre 2012, superpuestas están los límites de las regiones costa, sierra y selva consideradas. 87
- Figura 6.16** Desviación estándar de la serie temporal de LST: periodo marzo 2000 – diciembre 2012, superpuestas están los límites considerados de las regiones costa, sierra y selva 88

ÍNDICE

RESUMEN	i
ACRÓNIMOS	iii
LISTA DE TABLAS	iv
LISTA DE FIGURAS	v
CAPÍTULO-I INTRODUCCIÓN	
1.1 Temperatura de la superficie del suelo	1
1.2 Objetivos de la tesis	3
1.3 Organización de tesis	3
CAPÍTULO-II FUNDAMENTOS FÍSICOS DE LA TELEDETECCIÓN	
2.1 Concepto de teledetección	5
2.2 Espectro electromagnético	6
2.2.1 Ecuación de Maxwell	6
2.2.2 Espectro de las ondas electromagnéticas	9
2.3 Definiciones y magnitudes básicas	10
2.4 Radiación de un cuerpo negro	13
2.4.1 Emisividad de un cuerpo	16
2.4.2 Ley de Kirchhoff	16
2.5 Transferencia radiativa clásica	17
2.5.1 Absorción	18
2.5.2 Scattering	19
2.5.3 Absorción y scattering	22
2.5.4 Radiación estimada en un elemento de volumen	23
CAPÍTULO-III PLATAFORMAS SATELITALES Y SENSORES	
3.1 Resolución de sistema sensor	26
3.1.1 Resolución espacial	26

3.1.2 Resolución espectral	27
3.2 Programas espaciales de teledetección	27
3.1 Resolución de sistema sensor	27
3.2.1 Sistema de observación terrestre (EOS)	27
3.2.2 Sistema satelital Terra	28
3.2.3 Sistema satelital Aqua	30
 CAPÍTULO-IV MÉTODO DE CORRECIÓN ATMOSFÉRICO EN EL INFRARROJO TÉRMICO	
4.1 Ecuación de transferencia radiativa en una atmósfera no dispersora y en equilibrio termodinámico local	35
4.1.1 Radiancia medida por un sensor a bordo del satélite	37
4.1.2 Magnitudes del canal	40
4.3. Ecuación monocanal	42
4.4 Ecuación multicanal	45
4.4.1 Método Split-Windows	45
 CAPÍTULO-V ÁREA DE ESTUDIO Y DATOS	
5.1 Área de estudio	50
5.2 Datos de las imágenes satelitales	55
5.2.1 Imágenes de temperatura de la superficie del suelo (LST)	55
5.2.2 Imagen DEM- GTOPO30 del Perú	60
5.3 Datos In situ	62
5.3.1 Temperatura del aire	62
5.4 Metodología	64
 CAPÍTULO-VI RESULTADOS	
6.1 Series de tiempo de la temperatura de la superficie del suelo de las regiones costa, sierra y selva del Perú	70

6.1.1 Series de tiempo de la temperatura de la superfice del suelo, de la región costa del Perú	73
6.1.2 Series de tiempo de la temperatura de la superfice del suelo, de la región sierra del Perú	76
6.1.3 Series de tiempo de la temperatura de la superfice del suelo, de la región selva del Perú	79
6.2 La temperatura de la superfice del suelo y la temperatura máxima del aire	82
6.3 Temperatura de la superficie del suelo promedio durante el periodo de estudio	86
CAPÍTULO -VII CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	
7.1 Conclusiones	89
7.2 Sugerencias	90
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	91
ANEXO	98

INTRODUCCIÓN

El estudio y la vigilancia de la temperatura de la superficie del suelo son de mucha importancia en un país agrícola, como lo es el Perú. Proporcionar una alternativa que permitan determinar la temperatura de la superficie del suelo y evaluar adecuadamente es imperativo en nuestra sociedad.

La temperatura de la superficie del suelo o LST (siglas en inglés Land surface temperature) se constituye como uno de los parámetros claves en los procesos físicos que ocurren en la superficie del suelo, tanto a nivel local como global. Combinando el resultado de todas las interacciones superficie-atmósfera y de los flujos energéticos entre la atmósfera y el suelo (Wan y Dozier, 1996). Por tal motivo su medida, evaluación es necesaria para variados estudio climático, hidrológico, biogeoquímico (Jiménez y Sobrino, 1996).

La teledetección por satélite, al tener acceso a todo la cubierta terrestre, permite obtener datos homogéneos a tiempo real y realizar análisis multitemporales (Straschnoybet al., 2006), convirtiéndose hoy en día en una de las más importantes fuentes de información sobre el estado de suelos.

En consecuencia la temperatura de la superficie del suelo derivado de los imágenes satelitales se ha utilizado como insumo en aplicaciones agrícolas, tales como la estimación de la medida de heladas, para lo cual se generaron mapas de riesgo de heladas del Altiplano Boliviano con datos de LST obtenidas de las imágenes AVHRR del satélite NOAA y con datos de temperatura mínima del aire (1.5 ó 2.0 m sobre el suelo), obteniendo el coeficiente de determinación igual a 0,94 entre las variables. Este trabajo muestra que las diferencias entre las medidas de LST y temperatura mínima del aire son inferiores a 1 °C (François et al., 1999). Así mismo, en el año 2012, a partir de las imágenes de los canales 3, 4 y 5 del satélite NOAA-15, elaboraron mapas de temperaturas extremas frías para el sur de la provincia de Buenos Aires, concluyendo que el análisis de los coeficientes de determinación es mayor a 0.83 entre la temperatura mínima del aire, y la temperatura de la superficie del suelo nocturno (De Ruyver et al., 2012).

Desde el año 2000, los datos térmicos colectados por el sensor MODIS han sido utilizados para generar productos LST, mediante el algoritmo generalizado Split window (Wan, 2008). Utilizándose exitosamente para estimar la temperatura del aire, en áreas con baja densidad de estaciones meteorológicas, con diferentes modelos, que permitieron obtener una correlación muy alta entre el estimado y datos in situ ($r^2=0.92$) (Bernali et al., 2012). Además realizando el análisis estadístico de las diferencias entre el producto LST nocturno del sensor MODIS a bordo del satélite Aqua y temperatura mínima del aire registrada en veintisiete estaciones, de cuatro países de África; se observó correlación muy alta entre las variables, con un error cuadrático medio casi centrada en cero, concluyendo que los productos LST-MODIS/Aqua; son precisos para representar espacialmente la temperatura mínima del aire a 1 km de resolución espacial para controlar esta temperatura de manera operativa con una frecuencia de ocho días (Vancutsem et al., 2010). De esta manera la LST es un insumo muy importante en el monitoreo de la agricultura. De la misma forma, la alta correlación entre la temperatura mínima del aire y la LST-MODIS/Aqua nocturno ($r^2=0.81$), permitió generar mapas regionales a una resolución espacial de 1 km mostrando las variaciones de los riesgos de heladas para el Altiplano sur de Bolivia (Pouteau et al., 2011).

La temperatura del suelo es uno de los elementos básicos que afectan al balance de energía en la superficie de la Tierra y determina la radiación térmica emitida y los flujos de calor sensible y latente. Estos flujos, y la propia temperatura, varían de acuerdo con la presencia o ausencia de vegetación así como con la densidad de la cubierta vegetal (Córdova et al., 2014). Diversos autores (Karnieli et al., 2010; Ranjan et al., 2008; García et al., 2007) han sugerido que la relación entre la temperatura de la superficie del suelo y la cantidad de vegetación medida mediante índices del tipo del NDVI (Índice de vegetación de diferencia normalizada), puede ser un indicador del cociente entre la evapotranspiración real y la potencial o indicador del estrés hídrico.

1.2 Objetivos de la tesis

El objetivo principal del presente trabajo es determinar la evolución de la temperatura de la superficie del suelo en el Perú, mediante imágenes LST del sensor MODIS a bordo del satélite Terra en el periodo 2000-2012. Los objetivos específicos son: Obtener la serie histórica de temperatura media mensual de la superficie del suelo para las regiones costa, sierra y selva del Perú. Mediante análisis de regresión lineal simple comparar la serie histórica de la temperatura máxima media mensual del aire y temperatura promedio mensual de la superficie del suelo, asimismo, obtener un mapa temático de la temperatura promedio de la superficie del suelo durante el periodo de estudio.

1.3 Organización de tesis

A continuación comentaremos el contenido de cada uno de los capítulos en los que se encuentran dividida el presente trabajo.

En el capítulo 2, se describen los procesos de absorción y dispersión de la radiación electromagnética que pasa a través de un medio, mediante la Ecuación de Transferencia Radiativa Clásica.

En el capítulo 3, se exponen las características fundamentales de los satélites artificiales, cuyas imágenes son utilizadas en este trabajo para el estudio de la variabilidad espacial y temporal de la temperatura de la superficie del suelo. Estos son: los satélites Terra y Aqua, particularmente su sensor Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS).

En el capítulo 4, se hará una descripción del algoritmo con la que fue obtenido los productos de temperatura de la superficie del suelo del sensor MODIS. Aquí Estudiaremos la atenuación que se produce en la radiancia monocromática infrarroja que atraviesa un elemento diferencial de volumen atmosférico mediante la ecuación de transferencia radiativa, considerando las hipótesis simplificadoras típicas, esto es, atmósfera libre de aerosoles y de nubes, en equilibrio termodinámico local y dividida en capas plano-paralelas.

Continuaremos con el caso en el que la radiancia inicial fuese la radiancia emitida por la superficie terrestre y la radiancia final, la medida por el sensor a bordo de un satélite, modificando la ecuación de transferencia radiativa de acuerdo con estas condiciones y

además debiendo considerar una nueva hipótesis, la de que la atmósfera esté totalmente libre de nubes. Analizaremos el efecto de los componentes atmosféricos y la atenuación que producen en la radiación que alcanza al sensor, centrándonos en el vapor de agua como principal absorbente en la región infrarroja del espectro electromagnético. A partir de este desarrollo teórico, deduciremos las ecuaciones típicas de monocanal y el algoritmo generalizado de e Split-Window (ventana partida) propuesto por Wan (1996). Que son utilizados para determinar la temperatura de la superficie del suelo del sensor MODIS a bordo de los satélites Terra y Aqua.

En el capítulo 5, presentaremos el área de estudio, las fuentes de datos y metodología utilizada en el presente trabajo de tesis. Se hace una descripción del área de estudio (Perú). Asimismo, se describen los datos producto de Temperatura de la superficie del suelo procedente del sensor MODIS y los datos de validación de temperatura máxima media mensual del aire. Finalmente se describe la metodología.

En el capítulo 6, se presentan los resultados alcanzados. Para concluir, en el séptimo capítulo se presenta las conclusiones a las que se ha llegado en este trabajo de tesis

FUNDAMENTOS FISICOS DE LA TELEDETECCIÓN

2.1 Conceptos de Teledetección

Desde una perspectiva general, la teledetección, palabra derivada de la traducción francesa “télédéction” del vocablo anglosajón “remote sensing” (percepción remota), es la ciencia que estudia la adquisición y análisis de información de objetos o fenómenos que se encuentran a una cierta distancia (Sobrino, 2000).

El ser humano está íntimamente familiarizado con la teledetección, ya que depende de la percepción visual para obtener la mayor parte de la información que se genera a su alrededor. Sin embargo, al igual que los sensores, nuestros ojos se encuentran enormemente limitados por varias circunstancias. En primer lugar, sólo son sensibles al intervalo visible de la radiación electromagnética, desde $0,4\ \mu\text{m}$ hasta $0,7\ \mu\text{m}$, además, las perspectivas de visión están marcadas por la posición de nuestros cuerpos y por último somos incapaces de crear una grabación duradera de lo que visualizamos. Como consecuencia de estas limitaciones, los humanos hemos estado continuamente desarrollando los medios tecnológicos adecuados para que aumente nuestra aptitud para ver y almacenar las propiedades físicas de nuestro entorno.

Desde las primeras fotografías aéreas tomadas desde globos en 1859 por Tournachon cerca de París, la teledetección ha sido considerada como una herramienta insustituible para observar, analizar, caracterizar y tomar decisiones acerca de nuestro medio ambiente.

En las últimas décadas, la tecnología de la teledetección ha avanzado en tres frentes bien diferenciados:

1. Desde usos militares, predominantemente, hasta una amplia variedad de aplicaciones de análisis ambiental que relaciona problemas de atmósfera, tierra y océanos.
2. Desde los sistemas fotográficos a sensores que convierten la energía de muchas regiones del espectro electromagnético en señales electrónicas.
3. Desde globos, cometas o aviones hasta satélites.

En la actualidad un modo más restringido, y en el ámbito de las ciencias de la Tierra, la teledetección es entendida como el uso de sensores a bordo de satélites para observar, medir y registrar la radiación electromagnética reflejada o emitida por la Tierra y su medio ambiente para un análisis posterior que permita la extracción de información. Otras definiciones se pueden encontrar en la literatura (Lillesand y Kiefer., 1979; Sabins, 1978; Asrar, 1989; Mather, 1987; Slater, 1980), lo que ha generado una especie de indefinición del término, que como comenta Colwell (1984), puede ser atribuido a la rapidez con que se ha desarrollado esta técnica, ciencia o arte, preocupada más por la investigación que por la docencia, y por tanto a la falta de reflexión sobre el concepto y sus objetivos (López y Caselles, 1991).

Desde el punto de vista físico, la teledetección parte del principio de la existencia de una perturbación, en este caso la energía electromagnética, que el sistema observado produce en el medio. Esta energía se transmite al sistema receptor que capta una señal que será registrada, almacenada y posteriormente interpretada. Desde el punto de vista práctico, la teledetección tiene por objeto el reconocimiento de las características de la superficie terrestre y los fenómenos que en ella tienen lugar a partir de los datos registrados por el sensor. El trabajo principal en la teledetección consiste en la transformación de los datos registrados por el sensor en magnitudes físicas y, en consecuencia, en información útil al usuario (Jiménez, 2005).

2.2 Espectro Electromagnético

2.2.1 Ecuaciones de Maxwell

Las interacciones electromagnéticas, que relacionan los campos eléctricos y magnéticos $\vec{E}$ y $\vec{B}$ con sus respectivos campos y fuentes están definidas por las denominadas ecuaciones de Maxwell.

$$\left. \begin{aligned} \vec{\nabla} \cdot \vec{E} &= \text{div} \vec{E} = \frac{\rho}{\epsilon_0} \\ \vec{\nabla} \cdot \vec{B} &= \text{div} \vec{B} = 0 \\ \vec{\nabla} \times \vec{E} &= \text{rot} \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \\ \vec{\nabla} \times \vec{B} &= \text{rot} \vec{B} = \epsilon_0 \mu_0 \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} + \mu_0 \sigma \vec{E} \end{aligned} \right\} \quad (2.1)$$

Donde

$\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7} \text{ TmA}^{-1}$, es la permeabilidad del vacío.

$\vec{E}$ = intensidad del campo eléctrico, cuya unidad es N C^{-1} .

$\vec{B}$ = inducción magnética, cuya unidad es T.

ρ = densidad de carga eléctrica volumétrica, cuya unidad es C m^{-3} .

$\epsilon_0 = 8.85 \times 10^{-12} \text{ C}^2\text{N}^{-1}\text{m}^{-2}$, es la permisividad del vacío.

σ = conductividad eléctrica, cuya unidad es $\Omega^{-1} \text{ m}^{-1}$, t es el tiempo, con unidad s.

t = tiempo (s).

Las ecuaciones de Maxwell predicen la existencia de ondas electromagnéticas que se propagan a través del espacio a la velocidad de la luz.

Para comprender más a fondo la predicción de las ondas electromagnéticas, consideraremos un campo eléctrico oscilante en la dirección del eje Z y un campo magnético en la dirección del eje x como se muestra en la Figura 2.1, de tal modo que las ecuaciones (2.1) se pueden expresar.

$$\frac{\partial \vec{E}}{\partial y} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \quad (2.2)$$

$$\frac{\partial \vec{B}}{\partial y} = -\mu_0 \epsilon_0 \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} \quad (2.3)$$

Derivando nuevamente en la dirección del eje y, las ecuaciones (2.2) y (2.3) y combinándolas entre sí, se obtiene la forma general de la ecuación de onda.

$$\frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial y^2} = \mu_0 \epsilon_0 \frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial t^2} \quad (2.4)$$

$$\frac{\partial^2 \vec{B}}{\partial y^2} = \mu_0 \epsilon_0 \frac{\partial^2 \vec{B}}{\partial t^2} \quad (2.5)$$

De donde se deduce que la rapidez de las ondas electromagnéticas está dada por:

$$c = \frac{1}{\sqrt{\mu_0 \epsilon_0}} \quad (2.6)$$

Si tomamos como valor a: $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7} \text{ TmA}^{-1}$ y $\epsilon_0 = 8.85 \cdot 10^{-12} \text{ C}^2\text{N}^{-1}\text{m}^{-2}$

Se determina que $c = 2,99792 \cdot 10^8 \text{ m s}^{-1}$, precisamente la misma que la rapidez de la luz en el vacío.

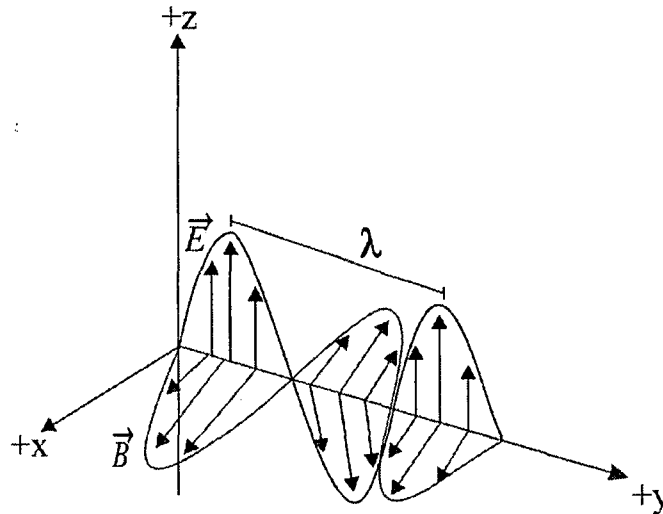


Figura 2.1. Onda electromagnética propagándose en la dirección del eje + y

2.2.2 Espectro de las ondas electromagnéticas

El flujo radiante detectado por los sensores remotos es descrito como una condición de una región o regiones del espectro electromagnético (Slater, 1980). El espectro electromagnético entero se extiende desde los rayos cósmicos a longitudes de onda corta y las radiofrecuencias bajas y longitudes de onda larga.

Desde el punto de vista de teledetección, conviene destacar una serie de bandas espectrales, que son las más usadas con la tecnología actual.

- Espectro visible (0.4 a 0.7 μm). Se denomina así por tratarse de la única radiación electromagnética que pueden percibir nuestros ojos, coincidiendo con las longitudes de onda en donde es máxima la radiación solar. Suelen distinguirse tres bandas elementales que se denominan azul (0.4 a 0.5 μm); verde (0.5 a 0.6 μm), y rojo (0.6 a 0.7 μm).
- Infrarrojo próximo (0.7 a 1.3 μm). Resulta de especial importancia por su capacidad para discriminar masas vegetales y concentración de humedad.

- Infrarrojo medio (1.3 a $8\text{ }\mu\text{m}$), en donde se entremezclan los procesos de reflexión y de emisión de la superficie terrestre. Resulta idóneo para estimar contenido de humedad en la vegetación y detección de focos de temperatura.
- Infrarrojo térmico (8 a $14\text{ }\mu\text{m}$), que incluye la porción emisiva del espectro terrestre, en donde se detecta el calor proveniente de la mayor parte de cubiertas terrestres.
- Micro-ondas (*a partir de 1mm*). En esta región de longitudes de onda operan los sensores de radar.

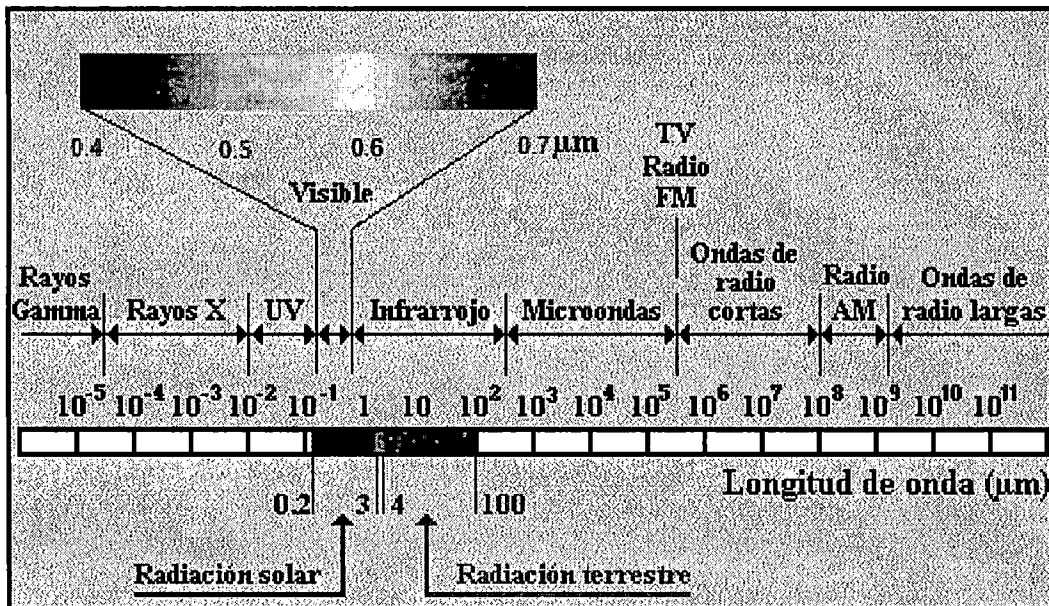


Figura 2.1 Espectro de ondas electromagnéticas (Adaptado: <http://www.proteccioncivil.org/catalogo/carpeta02/carpeta24/vademecum12/vdm031.htm> / 24-10-2014).

2.3 Definiciones y magnitudes básicas

Ángulo sólido.- El análisis de un campo de radiación a menudo requiere la consideración de la cantidad de energía radiante confinado a un elemento de ángulo sólido. El ángulo sólido se define como la razón entre el área σ de la superficie esférica interceptado en el centro por el radio r al cuadrado, con la notación Ω , cuya unidad es estereoradián (sr), lo cual podemos escribir como:

$$\Omega = \frac{\sigma}{r^2} \quad (2.7)$$

El área diferencial en coordenadas esféricas, $d\sigma$, se escribe:

$$d\sigma = r \sin\theta d\phi r d\theta = r^2 \sin\theta d\theta d\phi \quad (2.8)$$

Por lo tanto, el diferencial de ángulo sólido está dado por la ecuación (2.5):

$$d\Omega = \sin\theta d\theta d\phi. \quad (2.9)$$

Para una esfera cuya área de superficie es $4\pi r^2$, el ángulo sólido es 4π sr.

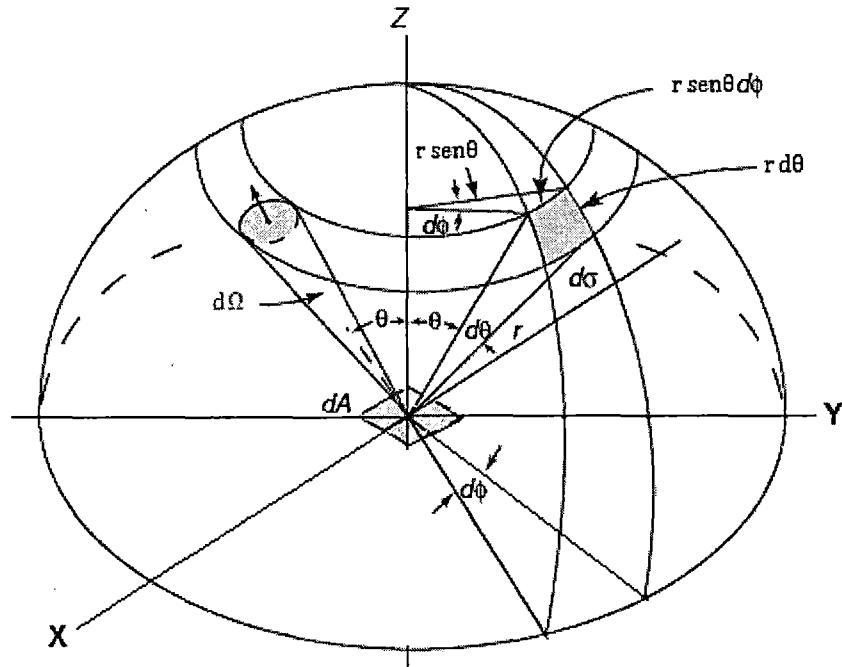


Figura 2.2: Ilustración del ángulo sólido diferencial y su representación en coordenadas polares (Adaptado: Liou, 2002)

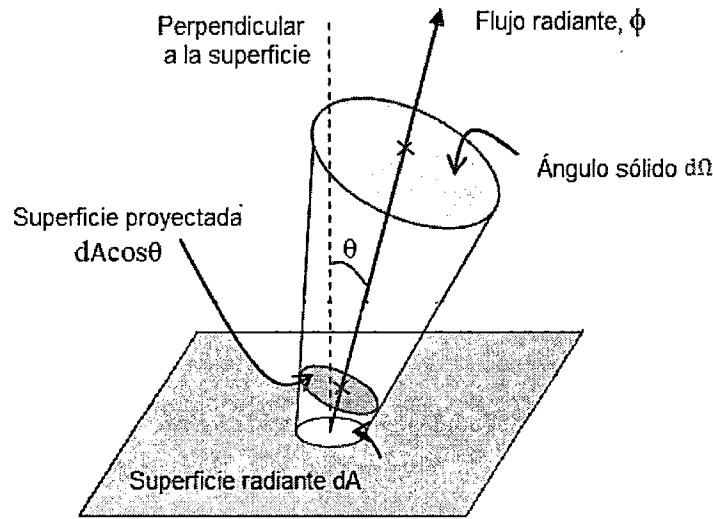


Figura 2.3 - Interpretación geométrica de la radiancia (Adaptado: Mendoza, 2012).

Energía radiante (Q_λ): Es la energía radiante por intervalo unitario de longitud de onda (J/nm o J/um) (Sobrino, 2000)

$$Q_\lambda = \frac{dQ}{d\lambda}$$

Flujo radiante (Φ): A la energía radiante por unidad de tiempo se le conoce como flujo radiante $\Phi = \frac{dQ}{dt}$, y se mide en watts (W=J/s).

No obstante, cuando la radiación incide en un dispositivo que produce una señal (voltaje u otra) proporcional a la radiación incidente, la magnitud importante es la “cantidad total de flujo” por unidad de área, por lo que en otros casos, resulta necesario especificar la extensión espacial del tiempo del campo radiación cuyo flujo se está considerando.

Intensidad radiante (I).- La intensidad radiante I, es el flujo radiante transportado dentro de un ángulo sólido $d\Omega$, y se mide en watts por estereorradián (W sr⁻¹)

$$I = \lim_{\Delta\Omega \rightarrow 0} \frac{d\Phi}{d\Omega} \quad (2.10)$$

Radiancia (L).- Se define la radiancia como el flujo radiante procedente de una superficie elemental, $d\sigma$, por unidad de ángulo sólido $d\Omega$, y por unidad de superficie en dirección confinada a un diferencial de ángulo sólido que orienta en un ángulo θ respecto a la normal de $d\sigma$ (Liou, 2002).

$$L = \frac{d^2\phi}{\cos\theta d\sigma d\Omega} \quad (2.11)$$

La radiancia (o intensidad monocromática) se mide en watt por metro cuadrado y estereorradián ($\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1}$). En teledetección se suele utilizar la radiancia espectral, que no es más que la radiancia por unidad de longitud de onda, $L = dL/d\lambda$, medida en watts por metro cuadrado, estereorradián y micrómetro ($\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$).

Emitancia radiante (M).- La emitancia radiante se define como el flujo radiante a través de una superficie elemental dA , la unidad es W m^{-2} . Está dada por la ecuación

$$M = \frac{d\phi}{dA} \quad (2.12)$$

Irradiancia (E).- La irradiancia es aquello en que la energía incide sobre la superficie elemental $d\sigma$, cuya unidad es W m^{-2}

$$E = \frac{d\phi}{dA} \quad (2.13)$$

Tabla 2. Magnitudes radiométricas básicas relativas al campo de la radiación (Sobrino, 2000).

MAGNITUD	SÍMBOLO	DEFINICIÓN	UNIDAD (S.I.)
Energía radiante	Q	Q	J
Flujo radiante	Φ	$\frac{dQ}{dt}$	W
Emitancia radiante	M	$\frac{d\phi}{dA}$	W m^{-2}
Irradiancia	E	$\frac{d\phi}{dA}$	W m^{-2}
Intensidad radiante	I	$\frac{d\phi}{d\Omega}$	W sr^{-1}
Radiancia	L	$d^2\phi / (d\Omega d\sigma \cos\theta)$	$\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1}$
Radiancia espectral	L_λ	$\frac{dL}{dL_\lambda}$	$\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$

2.4 Radiación de un cuerpo negro

Todos los cuerpos con temperaturas por encima del cero absoluto emiten energía radiante (Mulders, 1987). Un cuerpo negro es un radiador ideal de energía que además absorbe toda la energía que recibe. La distribución de la radiación de un cuerpo negro en longitud de onda, $B(\lambda, T)$, fue medida a fines del siglo XIX. En 1893, Wien obtuvo la siguiente forma funcional para esta distribución (Eisberg, 2011):

$$B(\lambda, T) = \frac{f(\lambda T)}{\lambda^5} \quad (2.14)$$

donde:

λ , la longitud de onda de la radiación electromagnética, T , la temperatura absoluta y $f(\lambda T)$, la función del producto de longitud de onda y la temperatura.

Usando la teoría electromagnética clásica, Rayleigh y Jeans predijeron que en longitudes de onda corta la energía emitida crecería al infinito, en contradicción a los datos observados. Esta falta de correspondencia entre la observación y la predicción teórica del electromagnetismo clásico fue conocida como la catástrofe Rayleigh y Jeans (Eisberg, 2011). En 1901, Planck hizo la suposición de que la energía está cuantificada en paquetes discretos o cuantos de energía igual a $h\nu$. Según esto y las consideraciones termodinámicas, Planck derivó la variancia espectral de un cuerpo negro como:

$$M_\lambda = B(\lambda, T) = \frac{2\pi hc^2}{\lambda^5} \frac{1}{e^{\left[\frac{hc}{k\lambda T}\right]} - 1} \quad (2.15a)$$

$$M_\lambda = B(\lambda, T) = \frac{C_1}{\lambda^5} \frac{1}{e^{\left[\frac{C_2}{\lambda T}\right]} - 1} \quad (2.15b)$$

donde:

- $B(\lambda, T)$ es la emitancia espectral o densidad de radiación por unidad de longitud de onda, centrada en λ , que atraviesa la unidad de área perpendicular a la dirección de propagación y cuyas unidades son $W m^{-3} sr^{-1}$ o $W m^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}$.
- C_1 y C_2 son constantes de valor $3.7418316 \times 10^{-16} W m^2$ y $1.438786 \times 10^{-2} m K$, respectivamente, y que resultan de:

$$C_1 = 2\pi hc^2 \quad y \quad C_2 = \frac{hc}{k}$$

Siendo $c = 299792458 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ es la velocidad de la luz, $h = 6.626176 \times 10^{-34} \text{ J}\cdot\text{s}$ es la constante de Planck y $k = 1.380662 \times 10^{-23} \text{ J}\cdot\text{K}^{-1}$ es la constante de Boltzman.

La representación gráfica de esta ecuación en función de la longitud de onda a diferentes temperaturas la podemos ver en la Figura 2.4.

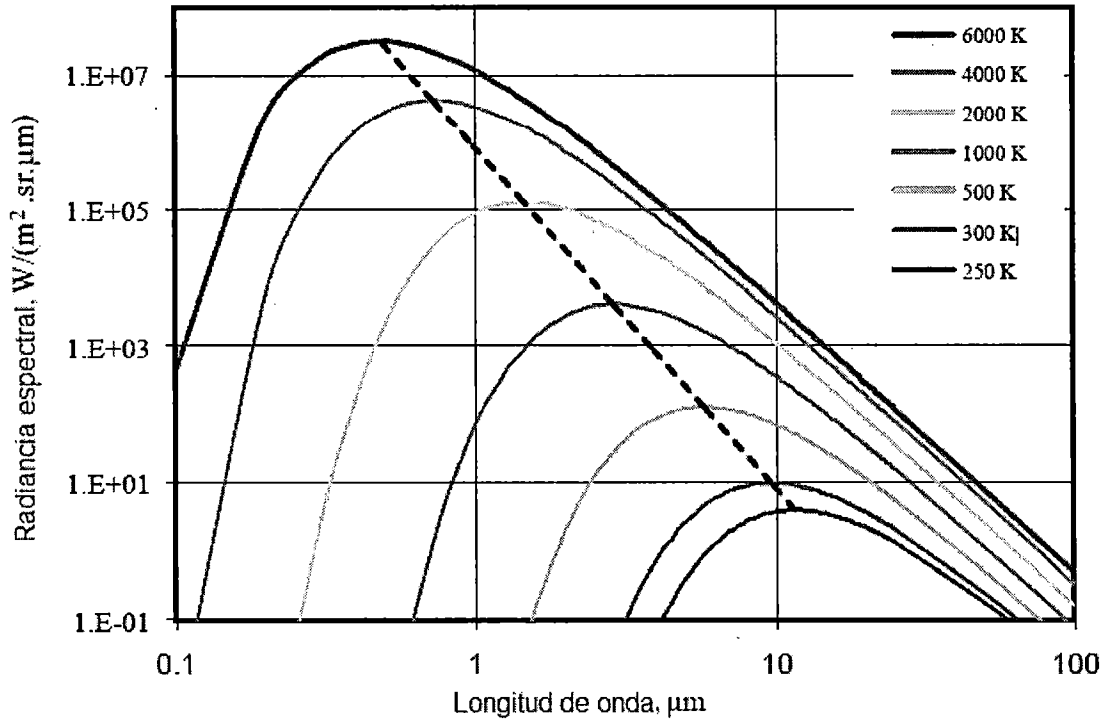


Figura 2.4 Radiancia espectral de un cuerpo negro a diferentes temperaturas (Dhirajbhai, 2013).

Si integramos la ecuación (2.15b) sobre todas las longitudes de onda obtendremos la emitancia total de un cuerpo negro a una temperatura dada. Primero hacemos un cambio de variables.

$$\lambda = \frac{c}{\nu} \quad \frac{d\lambda}{d\nu} = -\frac{c}{\nu^2} \quad (2.16)$$

$$B(\lambda, T)d\lambda = -B(\nu, T)d\nu \quad (2.17)$$

y la ecuación (2.15b) la podemos reescribir como:

$$B(v, T) = \frac{C_1 v^3}{c^4 \left[e^{\left[\frac{C_2 v}{cT} \right]} - 1 \right]} \quad (2.18)$$

Así, la emitancia total será

$$M = \int_0^\infty B(v, T) dv = \int_0^\infty \frac{C_1 v^3}{c^4 \left[e^{\left[\frac{C_2 v}{cT} \right]} - 1 \right]} dv \quad (2.19)$$

Haciendo otro cambio de variable

$$x = \frac{C_2 v}{cT} \quad dx = \frac{C_2}{cT} dv \quad (2.20)$$

Obtenemos:

$$M = \frac{C_1 T^4}{C_2^4} \int_0^\infty \frac{x^3 dx}{e^x - 1} \quad (2.21)$$

La integral de la ecuación (2.21) es la llamada función Zeta de Riemann para $n=3$, desarrollando obtendremos (para más detalles observar el anexo).

$$\begin{aligned} x^3(e^x - 1)^{-1} &= x^3 e^{-x} (e^x - 1)^{-1} \\ &= x^3 e^{-x} (1 + e^{-x} + e^{-2x} + \dots) \\ &= x^3 (e^{-x} + e^{-2x} + \dots) \end{aligned}$$

Donde

$$\int_0^\infty \frac{x^3 dx}{e^x - 1} = \sum_{j=1}^\infty \int_0^\infty x^3 e^{-jx} dx = \sum_{j=1}^\infty \frac{3!}{j^4} = \frac{\pi^4}{15} \quad (2.21a)$$

Por consiguiente la emitancia total en unidades ($W m^{-2}$) será:

$$M = \frac{C_1 \pi^4 T^4}{15 C_2^4} = \sigma T^4 \quad (2.22)$$

donde, $\sigma = 5.67 \times 10^{-8} W/(m^2 \cdot K^4)$, es la constante de Stefan-Boltzman.

La Ley de Stefan-Boltzman establece que la radiancia (o emitancia) total de un cuerpo negro depende únicamente de la cuarta potencia del valor absoluto de la temperatura.

La longitud de onda que corresponde al valor máximo de la función de Planck se puede obtener derivando la expresión (2.15b) respecto a λ e igualando a cero el resultado. Así, tenemos:

$$\lambda_{\max} = \frac{2898.3}{T} \mu\text{m} \quad (2.23)$$

Esta igualdad implica que a medida que aumentamos la temperatura disminuye la longitud de onda (aumenta la frecuencia, ν) a la cual alcanzamos el máximo de radiación (Figura 2.4).

Este desplazamiento hacia longitudes de onda menores, se conoce como la Ley del desplazamiento de Wien. Hemos de resaltar también que a medida que aumenta la temperatura también lo hace el área que encierra la curva, esto es, la radiancia total emitida tal y como lo predice la ecuación (2.22).

2.4.1 Emisividad de un cuerpo

Los cuerpos reales no se comportan como emisores perfectos, por lo que la radiación emitida por un cuerpo real es menor que la obtenida mediante la ecuación 2.9b. Por lo tanto, es necesario cuantificar la capacidad de emisión de una superficie, tomando la del cuerpo negro como referencia. Así, se define la emisividad espectral $\varepsilon(\lambda)$ como la razón de emitancia real a una temperatura T , con respecto a la emitancia ideal de un cuerpo negro a la misma temperatura que el cuerpo real.

$$\varepsilon(\lambda, \theta, \phi) = \frac{M_{\lambda}(\lambda, \theta, \phi)}{M_{\lambda}(\lambda)} \quad (2.23)$$

Un cuerpo negro ideal presenta una emisividad igual a la unidad, mientras que para un cuerpo que no sea radiador perfecto $0 \leq \varepsilon(\lambda) \leq 1$, siendo $\varepsilon=0$ en el caso de un reflector perfecto. Teniendo en cuenta esto, podemos generalizar las ecuaciones (2.15), (2.19) y (2.22) para un cuerpo real (no ideal) sin más que introducir el factor de corrección ε .

2.4.2 Ley de Kirchhoff

En general, una fuente de radiación está rodeada por otros, de modo que además de comportarse como un emisor de radiación, también se comporta como un receptor. Su temperatura varía en función de la magnitud de las energías emitida y absorbida. Se dice que existe equilibrio de radiación si éstas son iguales, independientemente de la longitud de onda considerada.

Si se introduce un cuerpo en una cavidad de radiación en la que se tiene radiación de cuerpo negro, $B_\lambda(T)$, y se deja evolucionar el sistema hasta que quede restablecido el equilibrio a la temperatura T , el resultado es equivalente a la modificación de las paredes de la cavidad, de modo que no varía el campo de radiación. Sin embargo, si se considera que, en general, el cuerpo absorbe una fracción α_λ del flujo radiante φ_λ incidente sobre dA en cualquier dirección y emite su propia radiancia L_λ se llega a la siguiente expresión (Sobrino, 2000):

$$(1 - \alpha_\lambda)B_\lambda(T) + L_\lambda = B_\lambda(T) \quad (2.24)$$

Que conduce a la solución

$$L_\lambda = \alpha_\lambda B_\lambda(T), 0 \leq \alpha_\lambda \leq 1 \quad (2.25)$$

Para una determinada longitud de onda λ , si el cuerpo situado en el interior de la cavidad se encuentra en equilibrio de radiación, entonces la energía absorbida por el cuerpo será igual a la energía emitida:

$$L_\lambda(\text{absorbida}) = \alpha_\lambda B_\lambda(T) = L_\lambda(\text{emitida}) = \varepsilon_\lambda B_\lambda(T) \quad (2.26)$$

De la ecuación anterior es inmediato obtener la siguiente relación:

$$\alpha_\lambda = \varepsilon_\lambda \quad (2.27)$$

que constituye la ley de Kirchhoff. Es decir, para cada longitud de onda, el coeficiente de absorción α_λ de una superficie es igual a la emisividad ε_λ de esta misma superficie a la misma temperatura.

Teniendo en cuenta que, por simple conservación de la energía, la reflectividad, la transmisividad y la absorptividad suman la unidad, $\rho(\lambda) + \tau(\lambda) + \alpha(\lambda) = 1$, y que para

una superficie opaca la transmisividad es cero, $\tau(\lambda) = 0$, es posible obtener la siguiente relación entre la emisividad y reflectividad:

$$\varepsilon_{\lambda} = 1 - \alpha(\lambda), \quad (2.28)$$

2.5 Transferencia radiativa clásica

Tradicionalmente se ha considerado la existencia de la teoría de transferencia radiativa independientemente de la teoría ondulatoria. En los años recientes, se ha cambiado esta opinión sobre la teoría de la transferencia radiativa y se ha conseguido un nuevo entendimiento del lugar de esta teoría dentro del marco del conocimiento científico. Hoy en día la teoría de transferencia radiativa puede ser considerada como un corolario de la teoría ondulatoria, definida por las ecuaciones de Maxwell, y algunas hipótesis estadísticas simples, siendo la principal de ellas la suposición de que el campo eléctrico es estadísticamente cuasi-uniforme.

2.5.1 Absorción

Consideremos la propagación de la radiación dentro de un determinado medio y seleccionamos una capa espesor dx perpendicular a la dirección de propagación de la radiancia L . generalmente, dentro de la materia la energía radiante sufre algunas pérdidas debido a su conversión en otras formas de energía (procesos fotoquímicos, calentamiento, etc.), y después de recorrer una longitud dx la radiancia cambiará su magnitud a $L + dL$, con (Sobrino, 2000)

$$dL = -\beta_a L dx \quad (2.29)$$

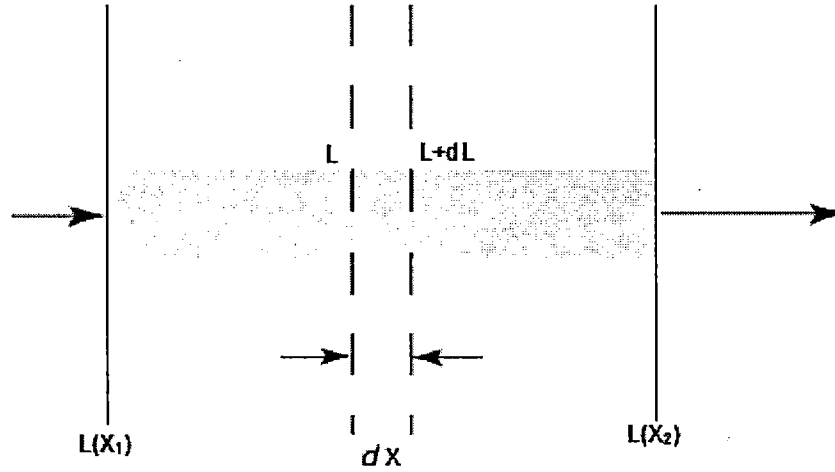


Figura 2.5: Definición de extinción (adaptado: Lenoble, 1993).

Esta ecuación nos permite definir el coeficiente de absorción volumétrica, β_a , medido en m^{-1} . Después de recorrido finito entre x_1 y x_2 , la integración de la ecuación (2.26) se obtiene

$$L(x_2) = L(x_1) \exp(-\delta_a), \quad (2.29)$$

donde

$$\delta_a = \int_{x_1}^{x_2} \beta_a(x) dx. \quad (2.30)$$

En la expresión anterior, δ_a , es el espesor óptico entre x_1 y x_2 . Esta es una cantidad adimensional muy utilizada en física de la atmósfera, cobra especial importancia en los estudios de teledetección ya que informa de la opacidad que presenta el medio a la transmisión de la señal (Sobrino, 2000). La ecuación (2.29) se conoce como la ley de extinción exponencial de Beer, o simplemente ley de Beer.

La transmisividad de la capa entre x_1 y x_2 a lo largo de la dirección de propagación se define como (Jiménez, 2005):

$$\tau = \frac{L(x_2)}{L(x_1)} = \exp(-\delta_a) \quad (2.31)$$

A partir de la ecuación anterior, cuando la radiancia se mide en x_1 y en x_2 , el espesor óptico de absorción puede ser calculada de la siguiente forma (Sobrino, 2000)

$$\delta_a = -\ln \tau = \ln \frac{L(x_2)}{L(x_1)} \quad (2.32)$$

La energía radiante que no es transmitida será absorbida, de forma que la absorptividad de la capa comprendida entre x_1 y x_2 se define como (Sobrino, 2000):

$$\alpha = \frac{L(x_1) - L(x_2)}{L(x_1)} = 1 - \tau \quad (2.33)$$

2.5.2 Scattering

Existe otro proceso, además de la absorción, que puede reducir la energía radiante transmitida por una capa de un determinado medio: el scattering (del inglés en muchas traducciones o publicaciones en español se usa el término dispersión, lo cual también significa por ejemplo la descomposición de la luz en un prisma. El scattering es en realidad la desviación que se produce cuando colisionan por ejemplo dos partículas o la interacción de la radiación con cualquier partícula material en el que la radiación se desvía) de los fotones debido a inhomogeneidades en el medio, que son en primer lugar las propias moléculas, pero también partículas mayores compuestas por varias moléculas. Contrariamente al caso de la absorción, en la dispersión la energía radiante permanece en forma de radiación, pero hay una pérdida en la dirección de la propagación de la radiación incidente (Jiménez, 2005).

En la atmósfera, las partículas son responsables del efecto de scattering por tamaño de las moléculas de gas ($\sim 10^{-4} \mu\text{m}$), aerosoles ($\sim 1 \mu\text{m}$), gotas de agua ($\sim 10 \mu\text{m}$), cristales de hielo ($\sim 100 \mu\text{m}$), grandes gotas de agua y partículas de granizo ($\sim 1 \text{ cm}$). El efecto del tamaño de partícula se infiere por un término físico llamado parámetro de tamaño. Para una partícula esférica, se define como la relación de la circunferencia de partículas a la longitud de onda incidente, λ , es decir, $x = 2\pi a/\lambda$, donde a es el radio de la partícula. Si $x \ll 1$, la scattering se denomina scattering de Rayleigh. Un excelente ejemplo de este caso es la scattering de la luz visible ($0.4 - 0.7 \mu\text{m}$) por las moléculas de los gases atmosféricos. Para partículas cuyas tamaños son comparables o mayores que la longitud de onda, es decir, $x \geq 1$, se conoce scattering de Lorenz-Mie. La Figura

2.6 ilustra los patrones de scattering de los aerosoles esféricos de tamaño $10 - 4$, 0.1 y $1 \mu\text{m}$ iluminados por una luz visible de $0.5 \mu\text{m}$ (Liou, 2002).

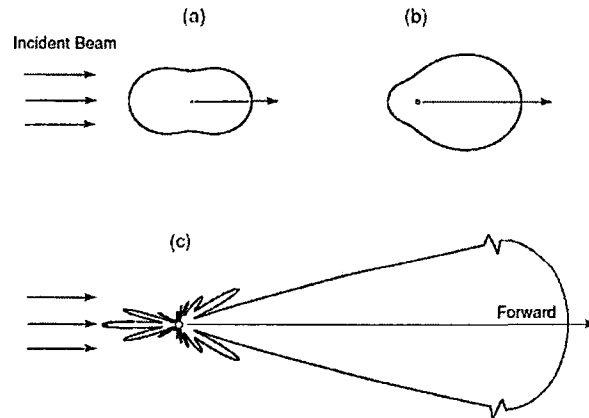


Figura 2.6. Patrones angulares de scattering por aerosoles de tres tamaños iluminados por la luz visible de $0.5\mu\text{m}$: (a), (b) $0.1\mu\text{m}$ y (c) $1 \mu\text{m}$ (Liou, 2002).

De manera análoga al de absorción, se puede realizar el proceso de dispersión, de forma que para una capa dispersora podemos escribir la siguiente relación siguiendo a Lenoble (Lenoble, 1993).

$$dL = -\beta_d L dx \quad (2.34)$$

Que define el coeficiente de dispersión volumétrico $\beta_d(\text{m}^{-1})$. También podemos definir el espesor óptico de dispersión, que vendría dado por

$$\delta_d = \int_{x_1}^{x_2} \beta_d(x) dx \quad (2.35)$$

Así mismo, se puede definir la transmisividad por la ecuación (2.33), sustituyendo δ_a por δ_d .

Consideremos ahora un elemento diferencial de volumen dispersado por dv (ver fig. 2.7). Caracterizaremos al rayo incidente por su irradiancia E sobre dv . El flujo radiante dispersado por dv en una dirección A a un ángulo θ con respecto a la dirección de incidencia A_0 dentro de un ángulo sólido $d\Omega$ vendrá dado por

$$d^2\phi = f(\theta)Edv d\Omega, \quad (2.36)$$

donde $f(\theta)$ (en $m^{-1} sr^{-1}$) es la función de scattering, la cual caracteriza la distribución angular de los fotones scatterados. Se ha asumido implícitamente que las partículas no introducen ninguna asimetría alrededor de la dirección de incidencia, lo que ocurre en muchos de los casos. En caso contrario, la función de dispersión también dependería del ángulo acimutal. El plano definido por la dirección de incidencia A_0 y la dirección de dispersión A se llama plano de dispersión, siendo θ el ángulo de scattering.

El flujo total perdido debido al scattering se puede calcular integrando la ecuación (2.36) sobre $d\Omega$ para todas las direcciones. El flujo incidente ϕ sobre dv cambiará en una cantidad dada por $\phi + d\phi$, donde

$$d\phi = -Edv \iint_{\text{espacio}} f(\theta)d\Omega. \quad (2.37)$$

Considerando el elemento de volumen dv formado por un área dA perpendicular a la dirección de incidencia y un espesor dx (de forma que $dv = dA dx$), el flujo incidente sobre dA será $\phi = EdA$. A partir de la ecuación (2.34) se tiene

$$d\phi = -\beta_d \phi dx = -\beta_d Edv, \quad (2.38)$$

Comparando las ecuaciones (2.37) y (2.38), obtenemos

$$\beta_d = \iint_{\text{espacio}} f(\theta)d\Omega, \quad (2.39)$$

Que nos da la relación entre la función de scattering y el coeficiente de scattering.

Sin embargo, es conveniente introducir la función de fase normalizada $p(\theta)$, relacionada con la función de scattering por

$$p(\theta) = \frac{4\pi}{\beta_d} f(\theta) \quad (2.40)$$

Teniendo en cuenta la ecuación (2.39), la normalización vendría dada por

$$\iint_{\text{espacio}} p(\theta) = 4\pi \quad (2.41)$$

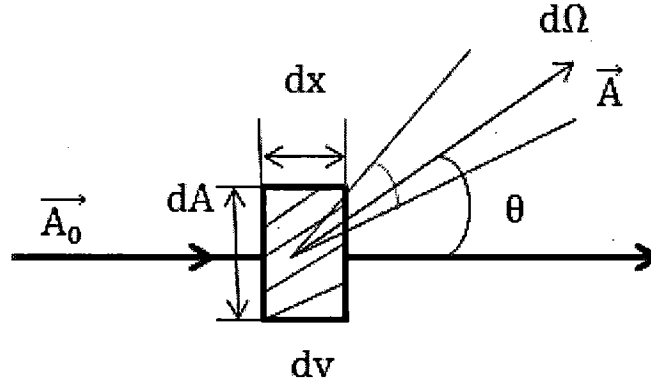


Figura 2.7: Función de scattering (Adaptado: Lenoble, 1993)

2.5.3 Absorción y scattering

En el caso general en el que los procesos de absorción y dispersión ocurran simultáneamente, la atenuación de la energía radiante en un medio puede expresarse a partir del coeficiente de extinción, β_e , definido como la suma de los coeficientes de absorción y dispersión (Lenoble, 1993):

$$\beta_e = \beta_a + \beta_d \quad (2.42)$$

Análogamente, se puede definir un espesor óptico total, δ , dado por

$$\delta = \delta_a + \delta_d \quad (2.43)$$

La importancia relativa de los procesos de scattering y absorción se caracteriza a partir del albedo de scattering simple.

$$\varpi_0 = \frac{\beta_d}{\beta_e}, \quad 1 \geq \varpi_0 \geq 0, \quad (2.44)$$

lo que lleva a

$$\beta_d = \beta_e \varpi_0 \quad (2.45)$$

$$\beta_a = (1 - \varpi_0) \beta_e \quad (2.46)$$

2.5.4 La radiación estimada en un elemento de volumen

Consideremos un campo radiativo caracterizado por su radiancia espectral $L_\lambda(\mathbf{R}, \mathbf{A})$ en el punto $\mathbf{R}$, propagándose en la dirección $\mathbf{A}$, en un material caracterizado por su coeficiente de extinción $\beta_{e\lambda}$, el albedo de scattering simple $\omega_{0\lambda}$, y la función de fase $p_\lambda(\mathbf{A}, \mathbf{A}')$, donde $(\mathbf{A}, \mathbf{A}')$ se refiere al ángulo entre las direcciones $\mathbf{A}$ y $\mathbf{A}'$. En general para un medio no homogéneo $\beta_{e\lambda}$, ω_0 y p_λ dependerán de la posición $\mathbf{R}$.

La variación de la radiancia L_λ para un elemento de longitud dA a lo largo de la dirección $\mathbf{A}$ vendrá dado por $(dL_\lambda/dA)dA$. La energía radiante que penetra en un elemento de volumen dado por $d\Sigma dA$ (ver figura 2.8) por unidad de tiempo y de ángulo sólido será

$$\phi_1 = L_\lambda(\mathbf{R}, \mathbf{A}) d\Sigma d\Omega. \quad (2.47)$$

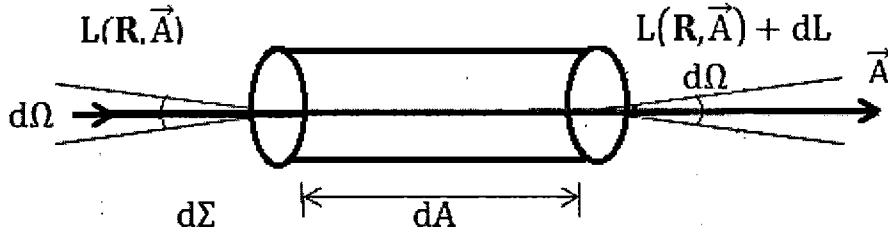


Figura 2.8: Balance de energía en un elemento de volumen (Lenoble, 1993).

Luego, la energía que sale del volumen $d\Sigma dA$ es

$$\phi_2 = \left[L_\lambda(\mathbf{R}, \mathbf{A}) + \frac{dL_\lambda(\mathbf{R}, \mathbf{A})}{dA} dA \right] d\Sigma d\Omega. \quad (4.48)$$

El flujo radiante perdido por absorción y scattering a lo largo de dA es

$$\phi_3 = -\beta_{e\lambda}(\mathbf{R}) L_\lambda(\mathbf{R}, \mathbf{A}) d\Sigma d\Omega dA \quad (2.49)$$

A lo largo de la dirección dA también habrá una ganancia de flujo debido a dos procesos, scattering de otras direcciones $\mathbf{A}'$ en la dirección $\mathbf{A}$ y la propia emisión térmica del volumen. Ambas contribuciones serán proporcionales a $d\Omega$ y al elemento de volumen $d\Sigma dA$. Por lo que podemos expresar el flujo ganado como:

$$\phi_4 = \beta_{e\lambda}(\mathbf{R}) J_\lambda(\mathbf{R}, \mathbf{A}) d\Sigma d\Omega dA, \quad (2.50)$$

donde

$$J_\lambda(\mathbf{R}, A) = J_\lambda^{ds}(\mathbf{R}, A) + J_\lambda^{em}(\mathbf{R}, A), \quad (2.51)$$

es la llamada función fuente, expresado como la suma de la función fuente de dispersión, J_λ^{ds} , y la función fuente de emisión, J_λ^{em} . Luego, la conservación de energía conduce a

$$\phi_2 - \phi_1 = \phi_4 - \phi_3. \quad (2.52)$$

Sustituyendo los flujos por las ecuaciones anteriores obtenemos finalmente

$$\frac{dL_\lambda(\mathbf{R}, A)}{dA} = -\beta_{e\lambda}(\mathbf{R})[L_\lambda(\mathbf{R}, A) - J_\lambda(\mathbf{R}, A)], \quad (2.53)$$

que es la ecuación general de transferencia radiativa. Esta ecuación, junto con las condiciones de contorno, define completamente la radiancia $L_\lambda(\mathbf{R}, A)$ en un medio.

El flujo ganado en el volumen $d\Sigma dA$ en la dirección A por scattering de la radiación incidente desde una dirección A' es

$$d\phi_4^{ds} = \frac{\varpi_{0\lambda}(\mathbf{R})\beta_{e\lambda}(\mathbf{R})}{4\pi} p(\mathbf{R}; A, A') L_\lambda(\mathbf{R}, A) d\Omega' d\Sigma dA d\Omega, \quad (2.54)$$

donde se han utilizado las ecuaciones (2.40) y (2.41). Después de una integración sobre todas las direcciones A , obteniendo la función fuente de scattering:

$$J_\lambda^{ds}(\mathbf{R}, A) = \frac{\varpi_{0\lambda}(\mathbf{R})}{4\pi} \iint_{\text{espacio}} p_\lambda(\mathbf{R}; A, A') L_\lambda(\mathbf{R}, A) d\Omega' d\Sigma dA d\Omega \quad (2.55)$$

La función fuente de emisión es generalmente más compleja; sin embargo, en los casos frecuentes de equilibrio termodinámico local, esta función puede escribirse como (Lenoble, 1993).

$$J_\lambda^{em}(\mathbf{R}, A) = [1 - \varpi_{0\lambda}(\mathbf{R})] B_\lambda(T(\mathbf{R})), \quad (2.56)$$

donde $B_\lambda(T(\mathbf{R}))$ es la radiancia de un cuerpo negro a la temperatura $T(\mathbf{R})$, dada, por tanto, por la ley de Planck (ver ecuación. 2.12b). Según esta definición, podemos observar cómo la función fuente de emisión es independiente de la dirección A .

PLATAFORMAS SATELITALES Y SENSORES

En este capítulo se describen las características fundamentales de los satélites y sensores, cuyas imágenes son utilizadas en este trabajo, variabilidad espacial y temporal de la temperatura de la superficie del suelo. Estos son los sensores MODIS de los satélites Terra y Aqua.

3.1 Resolución de sistema sensor

3.1.1 Resolución espacial

Mediante este concepto se pretende designar al objeto más pequeño que puede ser distinguido sobre una imagen (Chuvieco, 2000). En teledetección, la medida más comúnmente utilizada es el campo de visión instantáneo (IFOV –Instantaneous Field Of View) del sensor. Se define como el área de la superficie que, en teoría, es vista por el instrumento desde una altitud dada en un instante dado de tiempo. Puede ser medido de dos formas distintas, bien como el ángulo que se subtiende desde el satélite hasta el suelo, bien como la distancia equivalente en la superficie (XX').

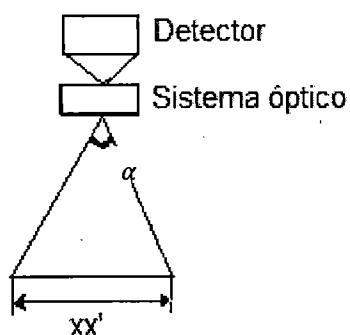


Figura 3.1 Campo de visión instantáneo.

Dado que ningún satélite posee una órbita perfectamente estable (normalmente su altura, por ejemplo, puede variar en varias decenas de kilómetros), es normal que el campo de visión instantáneo sea diferente del que correspondería a su órbita nominal, haciéndose más pequeño a altitudes más bajas y aumentando con las alturas. Es por ello que este parámetro se dé siempre referido a la altura nominal del satélite.

3.1.2 Resolución espectral

Indica el número y anchura de las bandas espectrales que pueden discriminar el sensor a bordo del satélite. Es de interés contar con información multi-espectral; esto es, de registrar simultáneamente el comportamiento de los objetos en distintas bandas del espectro. En este sentido, un sensor será tanto más idóneo cuanto mayor número de bandas proporcione, ya que facilita la caracterización espectral de las distintas bandas (Chuvieco, 2000).

3.2 Programas espaciales de teledetección

Los sistemas de observación terrestre más relevantes de la NASA, como entidad pionera en investigaciones espaciales, ha venido trabajando un programa llamado Sistema de Observación Terrestre (EOS), en el cual está incluido el Sensor MODIS objeto de interés, debido a que utilizaremos las imágenes producto LST de este sensor, pero las plataformas llevan otros sensores que vienen siendo utilizados para el reconocimiento y la investigación de nuestro planeta, los más importantes se describen a continuación.

3.2.1 Sistema de Observación Terrestres (EOS)

El 'Earth Observing System' o Sistema de Observación de la Tierra (EOS) de la NASA es la pieza central de la Empresa sobre ciencias de la Tierra de la NASA (ESE) compuesta de una serie de satélites componentes de la ciencia y de un sistema de datos que apoya una serie coordinada de satélites de órbita polar y baja inclinación para las observaciones globales a largo plazo de la superficie terrestre, de la biósfera, la atmósfera y de los océanos. Como componente principal de la División de Ciencias de la Tierra de la Dirección de Misiones Científicas de la NASA, EOS permite una mejor comprensión de la Tierra como un sistema integrado. La Oficina de Ciencias del Proyecto EOS (EOSPSO) es la encargada de ofrecer información y recursos del programa a la comunidad de investigaciones de ciencias de la Tierra y al público en general (<http://eospsو.gsfc.nasa.gov/content/nasas-earth-observing-system-project-science-office>).

En 1991, la NASA lanzó un programa más comprehensivo para estudiar la tierra como un sistema ambiental integral llamado 'Earth Science Enterprise' (ESE), usando los satélites y otras herramientas de estudio intensivo de la Tierra con la expectativa de

ampliar la comprensión sobre cómo los procesos naturales afectan al hombre y cómo él la afecta. Los estudios ofrecerán partes meteorológicos mejorados, herramientas para administración de agricultura y bosques, información para pescadores y planificadores locales y la eventual capacidad de predecir cómo el clima cambiaría en el futuro (Rodriguez y Arredondo, 2005).

3.2.2 Sistema satelital Terra

El satélite Terra (EOS AM-1) forma parte de una misión que incluye a los Estados Unidos, Canadá y Japón. Es concebido como un “buque insignia” con capacidad para registrar los cambios climáticos de la atmósfera con la precisión adecuada como para permitir un pronóstico a corto plazo.

El 18 de diciembre de 1999 la NASA lanzó a órbita el Terra, satélite de observación emblema del EOS, con el fin de adquirir datos para el conocimiento de la dinámica atmosférica global y la interacción tierra-océano-atmósfera. Estos datos comenzaron a ser recolectados en febrero de 2000 para comenzar una de las misiones más ambiciosas y grandes de la ciencia emprendida por el hombre para dar a la Tierra la primera observación física integral. Gira alrededor de la Tierra a 705 km, de manera sincronizada con el Sol, y va del polo norte a polo sur. Su órbita tiene una duración de 98.1 minutos y pasa por el ecuador a las 10:30 AM. (Crosson et al., 2012).

Su vida útil se estima en 6 años y dado que se concibió como un centro de investigaciones, lleva a bordo cinco instrumentos: ASTER, CERES, MODIS, MISR, MOPITT. Cuyas descripciones generales se desarrollan en el siguiente numeral:

ASTER (Radiación espacial de emisión y reflexión térmica avanzada), proporciona las imágenes de más alta resolución (15-90 m) de la superficie del suelo, agua, hielo. ASTER se compone de tres sistemas de sensores separados, que cubren 14 bandas espectrales desde el visible hasta el infrarrojo térmico. Tiene variadas aplicaciones en geología, recursos no renovables, elaboración de mapas a detalle de la temperatura de la superficie del suelo, reflectancia y elevación (NASA, 1999).

Terra and Its Five Climate-Monitoring Sensors

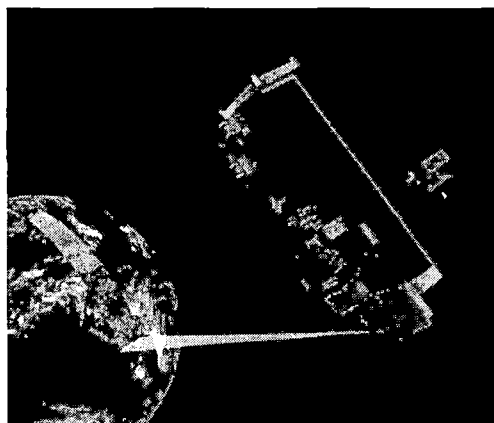
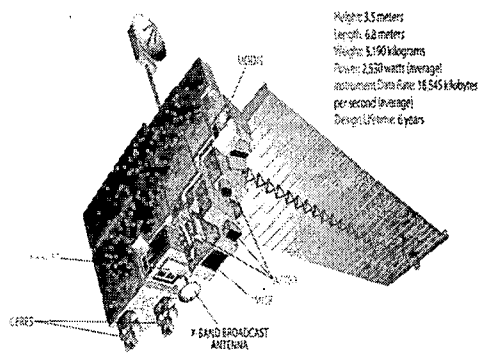


Figura 3.1 Satélite Terra (Fuente: <http://terra.nasa.gov/> 11-08-14).

CERES (Medidor de nubes y del sistema de radiación de Energía de la Tierra), miden la energía reflejada y radiante procedente de la superficie y la atmósfera de la Tierra, lo que ayuda a determinar mejor el balance energético de nuestro planeta (NASA 1999).

MISR (Radiómetro espectral con imágenes multiangulares), Toma imágenes simultáneamente en nueve direcciones distintas desde el nadir hasta 70.5 grados. Esta cualidad permite monitorear cantidad y tipo de aerosoles atmosféricos, cantidad, tipo y altura de las nubes y distribución de cobertura terrestre, incluyendo el follaje. Su ancho de barrido es de 360 km, por lo que escanea toda la superficie terrestre en 9 días. La resolución de los pixeles es de 275 metros fuera del nadir y 250 metros en el nadir. Capta imágenes con resolución espacial distinta: en el modo local se seleccionan áreas de 300 km de longitud y en el modo global, la Tierra se observa a menor resolución. Las cuatro bandas espectrales de las 9 cámaras proveen información para fines distintos: rojo e infrarrojo cercano-cobertura vegetal y aerosoles marinos, verde-propiedades de reflexión (albedo), azul-distribución del tamaño de los aerosoles y las cuatro bandas-color del océano (NASA, 1999).

MOPITT (Mediciones de la contaminación en la troposfera), Instrumento diseñado por científicos de Canadá, Estados Unidos y el Reino Unido para aumentar el conocimiento de la atmósfera baja y en particular observar como interactúa con la biosfera terrestre y oceánica. Es un radiómetro que tiene un ancho de barrido de 640 km y una resolución en el nadir de 22 km. Adquiere datos en forma continua, tanto de día como de noche. Éstos se usan para medir y modelar las concentraciones de metano y monóxido de carbono en la tropósfera, obtener perfiles de monóxido de carbono, medir la columna de

metano en la tropósfera y generar mapas globales de distribución de metano y monóxido de carbono (NASA 1999).

MODIS (Radiómetro espectral con imágenes de resolución moderada), obtiene datos sobre propiedades de las nubes, flujo de energía radiactiva, propiedades de aerosoles, cobertura terrestre y los cambios en el uso del suelo, vegetación dinámica, temperatura superficie terrestre y oceánica, ocurrencia de fuego, efectos volcánicos, color oceánico, cobertura de nieve, temperatura y humedad atmosférica y hielo (<http://ltpwww.gsfc.nasa.gov/MODIS>).

3.2.3 Sistema satelital Aqua

Aqua fue lanzado en órbita el 4 de mayo de 2002 y cruza el ecuador en forma ascendente a las 1:30 p.m. y descendente a las 1:30 a.m. (Crosson et al., 2012).

El objetivo del proyecto Aqua es el estudio multidisciplinario de los procesos correlacionados que ocurren en el planeta (atmósfera, océanos, y superficie de la Tierra) y los efectos relacionados con los cambios en el sistema global. La investigación sobre estos cambios se basa en la obtención de datos del satélite Aqua que incluye: perfiles atmosféricos de temperatura y humedad, nubes, precipitación y equilibrio radiactivo, nieve sobre la superficie terrestre, hielo, temperatura superficial y productividad del océano, humedad del suelo y la mejora en la predicción numérica del tiempo (Rodríguez y Arredondo 2005). Así mismo lleva sobre su plataforma seis instrumentos: AIRS, AMSU-A, HBS, AMSR-E, MODIS y CERES.

Características del sensor MODIS.

Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS, por sus siglas en inglés) es un instrumento a bordo de los satélites Aqua y Terra del sistema de observación terrestre de la NASA, la órbita del Terra pasa de norte a sur cruzando el ecuador en horas de la mañana, mientras que el Aqua pasa de sur a norte cruzando el ecuador en la tarde, ambos mediante una trayectoria en órbita polar, el cubrimiento total de la superficie terrestre por parte de estos dos satélites se realiza en un periodo de 1 a 2 días, capturando datos en 36 diferentes bandas espectrales, los datos obtenidos del MODIS mejorarán nuestro entendimiento acerca de los procesos dinámicos globales ocurridos en la Tierra, océanos y baja atmósfera (Rodríguez y Arredondo 2005).

El instrumento MODIS cuenta con una alta sensibilidad radiométrica (12 bit) en 36 bandas espectrales, en un rango de longitud de onda que va de los 0.4 μm a los 14.4 μm (Ver tabla 2.1). Las primeras 19 bandas están posicionadas en la región del espectro electromagnético situado entre 0.405 μm y 2.155 μm . Las bandas de 1 al 7 son útiles para las aplicaciones terrestres; las bandas 8 a la 16 para las observaciones oceánicas y las bandas 17 a 19 para las mediciones atmosféricas.

Las bandas 20 a la 36, cubren la porción del infrarrojo térmico del espectro de (3,660-14,385 μm). Dos bandas son tomadas a una resolución nominal de 250 m al nadir, cinco bandas a 500 m y las 29 bandas restantes a 1km. MODIS posee una alta calidad geométrica que permite el monitoreo preciso de las alteraciones de la superficie terrestre (error RMS inferior a 50 m).

El sensor MODIS es un explorador de barrido: un espejo móvil que oscila perpendicularmente a la dirección de la trayectoria con un ángulo de $\pm 55^\circ$ permite explorar una franja de terreno (swath) a ambos lados de la traza del satélite, cuyo ancho es de 2,330 km. El sistema óptico es un telescopio con dos espejos fuera de su eje focal que direccionan la radiación incidente a cuatro sistemas ópticos reflectantes, uno para cada región espectral (visible, infrarrojo cercano, medio y térmico). Para las bandas del visible y del infrarrojo cercano se utiliza una nueva tecnología de fotodiodos de silicio. Para el infrarrojo térmico se usan detectores de Telureto de Mercurio-Cadmio (HgCdTe) (Francois, 2011).

Tabla 2. Características de las bandas espectrales del sensor MODIS (François, 2011)

Uso Principal	Banda	Ancho de banda ¹	Radiancia espectral ²	SNR ³ NE(delta)T requeridoT(k) ⁴
Límites de Tierra/Nubes/aerosoles	1	620-270	21.8	128
	2	841-876	24.7	201
Propiedades de Tierra /Nubes /aerosoles	3	459-479	35.3	243
	4	545-565	29.0	228
	5	1230-1250	5.4	74
	6	1628-1652	7.3	275
	7	2105-2155	1.0	110
Color del océano/fitoplancton /biogeoquímica	8	405-420	44.9	880
	9	438-448	41.9	838
	10	483-493	32.1	802
	11	526-536	27.9	754
	12	546-556	21.0	750
	13	662-672	9.5	910
	14	273-683	8.7	1087
Vapor de agua atmosférico	15	743-753	10.2	586
	16	862-877	6.2	616
	17	890-920	10.0	167
	18	931-941	3.6	57
	19	915-965	15.0	250
Temperatura de la superficie/nubes	20	3.660-3.840	0.45(300k)	0.05*
	21	3.929-3.989	2.38(335k)	2.00*
	22	3.929-3.989	0.67(300k)	0.07*
	23	4.020-4.080	0.17(250k)	0.25*
	24	4.433-4.498	0.17(25k)	0.25*
Vapor de agua de las nubes Cirrus	25	4.482-4549	0.59(275k)	0.25*
	26	1.360-1.390	6.00	150
Propiedades de las nubes	27	6.535-6.895	1.16(240k)	0.25*
	28	7.175-7.475	2.18(250k)	0.25*
	29	8.400-8.700	9.58(300k)	0.05*
Ozono	30	9.580-9.880	3.69(250k)	0.25*
Temperatura de la superficie/nubes	31	10.780-11.280	9.55(300k)	0.05*
	32	11.770-12.270	8.94(300k)	0.05*
Altitud de las nubes	33	13.185-13.485	4.52(260k)	0.25*
	34	13.485-13.785	3.76(250k)	0.25*
	35	13.785-14.085	3.11(240k)	0.25*
	36	14.085-14.385	2.08(220k)	0.05*

¹Bandas de 1 a 19 están en nm; Bandas de 20 a 36 en μm .

² Los valores de radiancia espectral están en $\text{w/m}^2/\mu\text{m/sr}$.

³SNR=radio de señal –ruido

⁴NE (delta)T=diferencia de temperatura equivalente al ruido

MÉTODOS DE CORRECCIÓN ATMOSFÉRICA EN EL INFRARROJO TÉRMICO

A continuación se hace una descripción del algoritmo utilizado para estimar la temperatura de la superficie del suelo (LST), para el sensor MODIS y para otros sensores como los de satélite NOAA.

Numerosos estudios de investigación se han llevado a cabo durante los últimos 35 años en relación con las técnicas de recuperación de LST, su precisión y sus aplicaciones. Se han propuesto muchos algoritmos para tomar ventaja de varios sensores aborados en satélites y la utilización de diferentes suposiciones y aproximaciones para la recuperación de LST.

Estos algoritmos se pueden agrupar en tres categorías: los métodos de un solo canal (single-channel), métodos de dos canales o más (split-window), y los métodos de múltiples ángulos (multi-angle), siempre que la emisividad de la superficie del suelo sea conocida a priori.

El método monocanal requiere del conocimiento de los perfiles verticales de temperatura, humedad y concentraciones de gases en la atmósfera, mediante el uso de un modelo de transferencia radiativa (Price, 1983) y a partir de la radiancia medida por el sensor del satélite, podremos calcular la temperatura real de la superficie del suelo. Aunque este procedimiento resulta bastante preciso, pocas veces puede llevarse a cabo por falta de radiosondeos de la zona de estudio. Además hay otro problema añadido al anterior y que no podemos obviar, esto es, la diferencia en tiempo entre el pase del satélite y el lanzamiento de la radiosonda. Una forma de salvar este inconveniente sería la utilización de los perfiles verticales de humedad y temperatura que se pueden obtener a partir de los datos TOVS (Tiros Operational Vertical Sounder) de los satélites NOAA (Susskind y Reutter, 1985), pero la precisión de los mismos aún es insuficiente, generando errores elevados.

El método más eficiente para resolver el problema de corrección atmosférica en el infrarrojo térmico, consiste en la utilización de varias medidas de radiancia de la misma zona de la superficie (pixel), bien sea mediante métodos multicanales, combinando la radiancia de dos o tres canales infrarrojos térmicos, o por medio de técnicas de múltiple

observación, donde se observa la misma porción de la superficie (mar, suelo) desde ángulos diferentes, permitiendo así deducir los efectos atmosféricos. El método Split-window para la corrección atmosférica se fundamenta en el principio de absorción diferencial (Wan, 1996).

4.1 Ecuación de transferencia radiativa en una atmósfera no dispersora y en equilibrio termodinámico local

La ecuación de transferencia radiativa es la expresión matemática de la conservación de energía radiante (Peraiah, 2004). En este caso el medio es la atmósfera terrestre y la radiación considerada estará ceñida al intervalo espectral definido por el infrarrojo térmico.

Por tanto, para la resolución de la ecuación (2.51), se requerirá de una serie de hipótesis simplificadoras que permitan una aplicación viable. Considerando una atmósfera dividida en capas plano-paralelas, es decir, en capas homogéneas tal que la transmisividad y radiancias atmosféricas dentro de cada una de ellas sean independientes de la posición horizontal, o lo que es lo mismo, del ángulo acimutal. Como segunda hipótesis vamos a considerar una atmósfera, libre de aerosoles de manera que sólo se consideran procesos de absorción y emisión, considerando despreciable el proceso de scattering. El coeficiente de extinción $\beta_{e\lambda}$ se reduce simplemente al coeficiente de absorción $\beta_{a\lambda}$. Finalmente, supondremos una atmósfera en equilibrio termodinámico local, es decir, la temperatura no cambia cuando la radiación se transmite a través de la atmósfera, la función fuente se reduce a la función fuente de emisión, siendo ésta la radiancia de un cuerpo negro $B_\lambda(T)$.

Considerando las hipótesis mencionadas, la variación que experimenta la radiancia monocromática L_λ , al atravesar un elemento de volumen diferencial de la atmósfera a lo largo de la dirección de propagación, A , la ecuación (2.51) se puede escribir como la ecuación de Schwarzschild (Kondratyev, 1969).

$$\frac{dL_\lambda}{dA} = -k_\lambda e [L_\lambda - B_\lambda(T)], \quad (4.1)$$

donde k_λ es el coeficiente de absorción espectral de vapor de agua, e es la densidad del medio y $B_\lambda(T)$, es la función de Planck de radiación de cuerpo negro a la temperatura T dada por la ecuación (2.12b)

Si integramos la ecuación (4.1) entre los puntos inicial, A_1 , y final, A_2 , de un elemento de volumen atmosférico diferencial dA , se obtiene la ecuación de transferencia radiativa en su forma integral, que nos da la radiancia final, $L_\lambda(A_2)$, a partir de la radiancia incidente, $L_\lambda(A_1)$, en función de las propiedades radiativas de la atmósfera

$$L_\lambda(A_2) = L_\lambda(A_1) \exp \left[- \int_{A_1}^{A_2} \beta_{a\lambda}(A) dA \right] + \int_{A_1}^{A_2} B_\lambda(T(A)) \exp \left[- \int_n^{A_2} \beta_{a\lambda}(A') dA' \right] \beta_{a\lambda}(A) dA \quad (4.2)$$

Si definimos la transmisividad atmosférica terrestre a partir de las ecuaciones (2.29) y (2.30)

$$\tau(A_1, A_2) = \exp \left[- \int_{A_1}^{A_2} \beta_{a\lambda}(A) dA \right], \quad (4.3)$$

donde el término integral se define como el espesor óptico, $\xi(A_1, A_2)$, entre los puntos A_1 y A_2 :

$$\xi(A_1, A_2) = \int_{n_1}^{n_2} \beta_{a\lambda}(A) dA \quad (4.4)$$

La ecuación (4.2) queda finalmente como:

$$L_\lambda(A_2) = L_\lambda(A_1) \tau(A_1, A_2) + \int_{A_1}^{A_2} B_\lambda(T(A)) \frac{\partial \tau_\lambda(A, A_2)}{\partial A} dA \quad (4.5)$$

En la interpretación física de la ecuación (4.5), el primer término de la derecha hace referencia a la atenuación que sufre la radiación que atraviesa la atmósfera como consecuencia de la absorción que se produce por parte de los diferentes compuestos atmosféricos contenido en ella. El segundo sumando es la contribución de la propia atmósfera a la radiancia final en forma de radiación térmica emitida por las diferentes capas de la misma.

4.1.1 Radiancia medida por un sensor a bordo del satélite

En el caso de que la radiancia inicial fuese la radiancia emitida por la superficie terrestre y la radiancia final la medida por el sensor a bordo de un satélite, la ecuación de transferencia radiativa tendría que ser modificada de acuerdo con estas condiciones. Deberíamos conocer perfectamente la estructura vertical de la atmósfera para poder resolver correctamente la ecuación, esto es, el perfil de temperaturas, presiones y constituyentes atmosféricos, además de la emisividad de la porción de superficie de la cual se desea medir.

En el apartado anterior se ha considerado hipótesis simplificadoras que se mantendrán en este caso particular, añadiendo una condición necesaria para garantizar que la radiancia medida por el sensor remoto provenga sólo de la superficie y la propia atmósfera, es decir, supondremos una atmósfera totalmente libre de nubes. Cuando se realice un tratamiento de imágenes en el infrarrojo térmico para determinar la temperatura de los elementos o píxeles nubosos, previamente se debe haber hecho un filtrado de las nubes mediante algoritmos desarrollados para tal efecto (Thierman and Reprucht, 1992).

Con las consideraciones comentadas, la radiancia espectral que alcanza el sensor situado a una altura $z = h$ para una longitud de onda λ , $L_\lambda(h)$, con un ángulo de observación θ , una dirección de propagación de la radiación $dA = dz/\cos\theta$, donde z es la altura respecto a la superficie terrestre, podemos escribir a partir de la ecuación de transferencia radiativa (4.5):

$$L_\lambda(h) = L_\lambda(0)\tau_\lambda(0, h, \theta) + \int_0^h B_\lambda(T(z)) \frac{\partial \tau_\lambda(z, h, \theta)}{\partial z} dz, \quad (4.6)$$

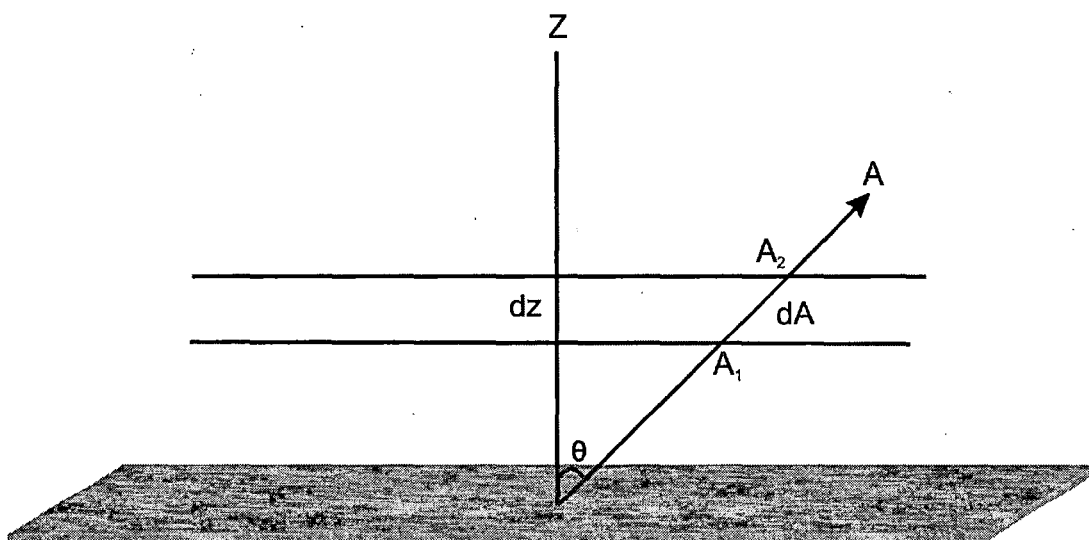


Figura 4.1 Esquema simple de propagación de la radiancia a través de la atmósfera
(Labor propio)

donde:

$L_\lambda(0)$, es la radiancia espectral a nivel de la superficie,

$T(z)$, es la temperatura de la atmósfera a altura z y

$\tau_\lambda(z, h, \theta)$, la transmisividad espectral de la atmósfera entre las alturas z y h en la dirección del ángulo de observación, entonces podemos expresar la ecuación (4.3) como:

$$\tau_\lambda(z, h, \theta) = \exp \left[- \int_z^h k_\lambda(z) e(z) \frac{dz}{\cos \theta} \right] \quad (4.7)$$

Por tanto, en la ecuación (4.6) la radiancia que llega al satélite es la suma de la radiancia a nivel de la superficie una vez atravesada la atmósfera, (primer sumando) y la radiancia emitida hacia arriba, $L_\lambda^\uparrow(\theta)$, siguiendo la dirección de observación del satélite por las diferentes capas de la atmósfera (segundo sumando).

Normalmente se considera la radiancia a nivel de la superficie $L_\lambda(0)$, viene dada como la suma de tres contribuciones diferentes, la radiación emitida por la superficie $L_\lambda^e(\theta)$, que depende de la emesividad y temperatura de la misma, la radiancia emitida por la atmósfera hacia abajo que es reflejado por la superficie, $L_\lambda^r(\theta)$, y la radiancia solar reflejado por la superficie, $L_\lambda^{sr}(\theta)$, escribiendo

$$L_{\lambda}(0) = L_{\lambda}^e(\theta, \varphi) + L_{\lambda}^r(\theta, \varphi) + L_{\lambda}^{sr}(\theta, \varphi). \quad (4.8)$$

La radiancia solar reflejada $L_{\lambda}^{sr}(\theta, \varphi)$, en el intervalo de longitudes de onda 10.5 – 12.5 μm , se puede ignorar, ya que es un término mucho más pequeño que la radiancia emitida por la propia superficie. Sin embargo, por el efecto “sunglint”, la temperatura de brillo puede aumentar en 1.0 K, para los canales alrededor de 4.58 μm (Yao et al., 2012).

En equilibrio termodinámico local, es decir, que la temperatura no cambia cuando la radiación se transmite a través de la atmósfera, la función fuente se reduce a la función fuente de emisión, siendo ésta la radiancia de un cuerpo negro L_{λ}^B , por lo que la radiancia emitida por la superficie se puede escribir como:

$$L_{\lambda}^e(\theta, \varphi) = \varepsilon_{\lambda}(\theta, \varphi) B_{\lambda}(T), \quad (4.9)$$

siendo $\varepsilon_{\lambda}(\theta, \varphi)$ la emisividad espectral de la superficie para el ángulo de observación cenital θ y acimutal φ . La dependencia angular de la emisividad en caso de superficies llanas y homogéneas se puede considerar despreciable (caso Lambertiano), mientras que la componente reflejada vendría definida por la siguiente expresión:

$$L_{\lambda}^r(\theta, \varphi) = \int_0^{2\pi} \int_0^{\frac{\pi}{2}} \rho_{r\lambda}(\theta', \varphi', \theta, \varphi) L_{\lambda}^{\downarrow}(\theta') \cos\theta' \sin\theta' d\theta' d\varphi' \quad (4.10)$$

En la que $\rho_{r\lambda}(\theta', \varphi', \theta, \varphi)$ es la reflectividad bidireccional de la superficie que depende de los ángulos de incidencia (θ', φ') y reflexión (θ, φ) , en la que $L_{\lambda}^{\downarrow}(\theta')$ es la radiancia emitida por la atmósfera hacia abajo, esto es:

$$L_{\lambda}^{\downarrow}(\theta) = \int_h^0 B_{\lambda}(T(z)) \frac{\partial \tau'_{\lambda}(z, 0, \theta)}{\partial z} dz, \quad (4.11)$$

siendo $\tau'_{\lambda}(z, 0, \theta)$ la transmisividad de la atmósfera entre la superficie y la altura z .

De otro lado, la reflectividad bidireccional y la emisividad de un medio opaco, aparecen relacionadas según la ley de Kirchhoff por la expresión:

$$\varepsilon_{\lambda}(\theta, \varphi) = 1 - \int_0^{2\pi} \int_0^{\frac{\pi}{2}} \rho_{r\lambda}(\theta', \varphi', \theta, \varphi) \cos\theta' \sin\theta' d\theta' d\varphi' \quad (4.12)$$

Aunque la dependencia angular de la reflectividad es habitualmente mayor que la emisividad, podemos considerar la hipótesis de reflexión lambertiana (reflectividad independiente del ángulo) (Becker et al., 1994; Shmugge et al., 1991), de manera que el término de radiancia reflejada quedaría como:

$$L_{\lambda}^r = \frac{1 - \varepsilon_{\lambda}}{\pi} L_r^{\downarrow}(\text{hem}), \quad (4.13)$$

donde el término $L_r^{\downarrow}(\text{hem})$ representa la radiancia hemisférica, o lo que es lo mismo, la suma de en todas las direcciones del hemisferio superior de la componente vertical de la radiancia atmosférica descendente, que viene expresada por la siguiente ecuación:

$$L_r^{\downarrow}(\text{hem}) = \int_0^{2\pi} \int_0^{\frac{\pi}{2}} L_{\lambda}^{\downarrow}(\theta') \cos\theta' \sin\theta' d\theta' d\varphi' \quad (4.14)$$

Si la superficie considerada fuese la del mar, la situación sería mucho más simple, pudiéndose considerar reflexión especular (Barton et al., 1989). Esto supone que la radiancia emitida por la atmósfera hacia abajo y reflejada por la superficie se podría representar como:

$$L_{\lambda}^r(\theta) = [1 - \varepsilon_{\lambda}(\theta)] L_r^{\downarrow}(\theta) \quad (4.15)$$

4.1.2 Magnitudes del canal

Desde el principio del apartado 4.1 hemos comenzado a hablar de magnitudes espectrales y no monocromáticas, adaptando la ecuación de transferencia radiativa a las medidas que se realizan por los sensores remotos a bordo de los satélites artificiales. Estos dispositivos realizan mediciones radiométricas en bandas espectrales de cierta anchura caracterizadas por una función de respuesta espectral o función filtro $g_i(\lambda)$, específica de cada uno de ellos. Esta función da idea de la sensibilidad de los detectores del sensor para cada una de las longitudes de onda comprendidas en el intervalo definido.

Así pues, teniendo en cuenta la función filtro de un sensor remoto, la señal medida por el canal i de un radiómetro en la dirección de observación cenital θ , $s_i(\theta)$, se puede

expresar como la convolución de la función respuesta normalizada del canal con la radiancia espectral que alcanza al sensor a bordo del satélite, esto es:

$$S_i(\theta) = \int_0^{\infty} g_i(\lambda) L_{\lambda}(h) \cdot d\lambda \quad (4.16)$$

A partir de $S_i(\theta)$ podemos encontrar la temperatura radiométrica o temperatura de brillo del canal i , T_i , mediante la relación

$$S_i(\theta) = \int_0^{\infty} g_i(\lambda) B_{\lambda}(T_i) \cdot d\lambda \quad (4.17)$$

Esta última expresión sugiere la posibilidad de transformar el resto de magnitudes espectrales que intervienen en la ecuación de transferencia radiativa dada en (4.6), en las correspondientes magnitudes propias del canal de un sensor remoto por medio de la función de respuesta espectral normalizada del mismo. Así pues, definimos la función de Planck ponderada para el canal i , $B_i(T)$, como:

$$B_i(T) = \int_0^{\infty} g_i(\lambda) B_{\lambda}(T) \cdot d\lambda \quad (4.18)$$

De forma similar, la transmisividad para el canal i , τ_{λ} , se define a partir del valor de la transmisividad espectral como:

$$\tau_i(z, h, \theta) = \frac{\int_0^{\infty} g_i(\lambda) \tau_{\lambda}(z, h, \theta) B_{\lambda}(T) d\lambda}{\int_0^{\infty} g_i(\lambda) B_{\lambda}(T) d\lambda}, \quad (4.19)$$

mientras que la emisividad de la superficie viene dada por

$$\varepsilon_i(\theta) = \frac{\int_0^{\infty} g_i(\lambda) \varepsilon_{\lambda}(\theta) B_{\lambda}(T) d\lambda}{\int_0^{\infty} g_i(\lambda) B_{\lambda}(T) d\lambda}. \quad (4.20)$$

Las radiancias emitidas hacia arriba y hacia abajo por la propia atmósfera promediada para el canal i son:

$$L_i^{\uparrow}(\theta) = \int_0^{\infty} g_i(\lambda) L_{\lambda}^{\uparrow}(\theta) d\lambda \quad (4.21)$$

$$L_i^{\downarrow}(\theta) = \int_0^{\infty} g_i(\lambda) L_{\lambda}^{\downarrow}(\theta) d\lambda, \quad (4.22)$$

respectivamente. Con estas definiciones, ya estamos en condiciones de obtener la ecuación de transferencia radiativa integrada para la función respuesta espectral del canal.

4.3. Ecuación Monocanal

Con las consideraciones en el apartado anterior, la ecuación (4.6) aplicada a un determinado canal i de un sensor remoto se puede escribir como:

$$B_i(T_i) = \{\varepsilon_i B_i(T_s) + [1 - \varepsilon_i] L_i^\downarrow(\theta)\} \tau_i + L_i^\uparrow(\theta) \quad (4.23)$$

Ahora determinemos la radiancia ascendente dado por

$$L_i^\uparrow(\theta) = \int_0^h B_i(T(z)) \frac{\partial \tau_i(z, h, \theta)}{\partial z} dz, \quad (4.24)$$

donde $T(z)$ es la temperatura atmosférica a la altura z , h la altura del sensor y $\tau_i(z, h, \theta)$ representa la transmitancia atmosférica de la altura z hasta la altura h del sensor. Siguiendo a McMillin (1975), que emplea el teorema del valor medio para expresar la surgencia de radiancia atmosférica de la siguiente manera:

$$B_i(T_a) = \frac{1}{1 - \tau_i(\theta)} \int_0^h B_i(T(z)) \frac{\partial \tau_i(z, h, \theta)}{\partial z} dz, \quad (4.25)$$

donde T_a es la temperatura efectiva de la atmósfera y $B_i(T_a)$ representa la radiancia efectiva de la atmósfera con T_a en canal i . Así, obtenemos

$$L_i^\uparrow(\theta) = [1 - \tau_i(\theta)] B_i(T_a). \quad (4.26)$$

Reemplazando la ecuación (4.26), en la ecuación (4.23) los valores de temperatura aparecen implícitamente a través de sus correspondientes radiancias dadas por la ley de Planck. Si se quiere obtener una expresión en la que las temperaturas intervengan explícitamente, se puede realizar un desarrollo en serie de Taylor alrededor de un cierto valor de temperatura. Si nos quedamos con el primer término de este desarrollo,

entonces tendremos una relación lineal entre la radiancia y la temperatura, esto es, lo que se conoce como la linealización de la función de Planck.

Así, suponiendo que la temperatura de la superficie T_s es mayor que la temperatura de brillo medida por el sensor T_i y ésta a su vez es mayor que la temperatura de la atmósfera T_a ($T_s > T_i > T_a$), de modo que estas temperaturas sean próximas entre sí, podemos considerar un desarrollo de Taylor alrededor de la temperatura T_i , de forma que:

$$B_i(T_s) = B_i(T_i) + \left(\frac{\partial B_i(T)}{\partial T} \right)_{T_i} (T_s - T_i) \quad (4.27)$$

$$B_i(T_a) = B_i(T_i) + \left(\frac{\partial B_i(T)}{\partial T} \right)_{T_i} (T_a - T_i), \quad (4.28)$$

donde $L_i(T_i)$ es un parámetro con unidades de temperatura definido como

$$L_i(T_i) = \frac{B_i(T_i)}{\left(\frac{\partial B_i(T)}{\partial T} \right)_{T_i}}$$

Además, si la absorción de la atmosfera es suficientemente pequeña, se puede aproximar al coeficiente de transmisión τ_i (Becker and Li 1990).

$$\tau_i(\theta) = 1 - \frac{A_i W}{\cos \theta}, \quad (4.29)$$

donde A_i viene a ser el factor de absorción ponderado en el canal i dado como:

$$A_i = \frac{\int g_i(\lambda) \alpha(\lambda) dB/dT d\lambda}{\int g_i(\lambda) dB/dT d\lambda}$$

donde W es el contenido de vapor de agua ponderado en una columna atmosférica dado por

$$W = \int F\{p(z), T(z)\} e(z) dz$$

donde el coeficiente de absorción espectral de vapor de agua $k_\lambda(z)$ tiene que ser factorizado como

$$k_\lambda(z) = \alpha(\lambda)F\{p(z), T(z)\}$$

donde F es una función particular que depende de la presión $p(z)$ y la temperatura $T(z)$ de la atmósfera a la altura z .

Con las aproximaciones anteriores y la ecuación (4.23), después de algunas operaciones matemáticas, es posible obtener la siguiente expresión para T_s :

$$T_s = T_i + \left(\frac{1 - \varepsilon_i}{\varepsilon_i}\right) L_i(T_i) - \frac{A_i W(T_i - T_a)}{\varepsilon_i \cos\theta (1 - A_i W / \cos\theta)} - 2A_i W \left(\frac{1 - \varepsilon_i}{\varepsilon_i}\right) [T_a + L_i(T_i) - T_i] \quad (4.30)$$

donde T_a representa lo que se denomina temperatura efectiva del aire, dada como

$$T_a = \frac{\int T(z) F\{p(z), T(z)\} e(z) dz}{W}$$

La ecuación (4.30) es la llamada ecuación monocanal, ya que la temperatura de la superficie del suelo (TSS) puede obtenerse a partir de la temperatura de brillo del sensor T_i medida en un solo canal térmico. Es importante señalar que en la ecuación (4.30) interviene, además de la emisividad de la superficie del suelo, ε_i , una serie de parámetros atmosféricos como son la transmisividad para un ángulo de observación considerada τ_i , transmisividad para un ángulo de observación θ y la temperatura radiativa efectiva de la atmósfera o simplemente temperatura atmosférica, T_a . Para calcular estos factores se necesita del conocimiento preciso de los perfiles verticales de temperatura y humedad de la zona a estudiar, lo que implica utilizar sondeos meteorológicos simultáneos con el paso del satélite, lo cual no siempre es posible.

4.4 Ecuación Multicanal

En la sección anterior, el método monocanal requiere del conocimiento a priori de las emisividades para cada pixel y el conocimiento preciso de los perfiles de la atmósfera sobre el área de estudio mediante teledetección por satélite. Para obtener la temperatura de la superficie del suelo de los datos en el infrarrojo térmico del satélite con suficiente precisión sobre una escala regional y global, se han desarrollado otros métodos. Un enfoque usado sobre los océanos utilizado es la absorción diferencial atmosférica en los dos canales adyacentes, centrados en 11 y 12 μm con el llamado algoritmo Split-window, primero propuesto por McMillin (1975), que no requiere de cualquier información acerca de perfiles atmosféricos en el tiempo de la adquisición. Desde entonces una variedad de técnicas de Split window se han desarrollado y modificado exitosamente para estimar la temperatura de la superficie del mar (TSM) (Barton et al., 1989; Deschamps and Phulpin, 1980; McClain et al., 1985).

Alentado por los sucesos del método Split window para estimar la TSM desde el espacio, se han hecho muchos esfuerzos desde el año 1980 para extender el método Split window para estimar la temperatura de la superficie del suelo. Con modificaciones, para tratar la variación espacio-temporal y espectral de emisividades, la diferencia entre la temperatura del aire y la temperatura de la superficie del suelo, la columna total de vapor de agua en la atmósfera, y el ángulo de observación zenit, se han propuesto una variedad de algoritmos de split window. El algoritmo asume que las emisividades en ambos canales son conocidas a priori (Becker, 1987; Becker y Li, 1990).

4.4.1 Método Split-Windows

En cada canal la ecuación (4.30) se puede reescribir, con $i = 1$ en canal 1 y $i = 2$ en canal 2

$$(T_s - T_{si})(\epsilon_i + (1 - \epsilon_i)\beta A_i W) + \frac{1 - \epsilon_i}{\epsilon_i} \beta L_i W = \gamma_i A_i W \frac{(T_a - T_s)}{\cos\theta} \quad (4.31)$$

donde $\gamma_i = 2(1 - \epsilon_i)\cos\theta + 1$ y $\beta = \frac{1}{\cos\theta} + 2$.

Luego, la ecuación (4.31) en los dos canales será

$$(T_s - T_{s1})(\varepsilon_1 + (1 - \varepsilon_1)\beta A_1 W) + \frac{1 - \varepsilon_1}{\varepsilon_1} \beta L_1 W = \gamma_1 A_1 W \frac{(T_a - T_s)}{\cos\theta} \quad (4.32a)$$

$$(T_s - T_{s2})(\varepsilon_2 + (1 - \varepsilon_2)\beta A_2 W) + \frac{1 - \varepsilon_2}{\varepsilon_2} \beta L_2 W = \gamma_2 A_2 W \frac{(T_a - T_s)}{\cos\theta} \quad (4.32b)$$

Eliminando $W \frac{(T_a - T_s)}{\cos\theta}$ en las ecuaciones (4.32a) y (4.32b), la ecuación split window con emisividad corregida es

$$T_s = \frac{T_{s1} + T_{s2}}{2} + \frac{T_{s1} - T_{s2}}{2} \cdot \frac{D_1 + D_2}{D_1 - D_2} - \beta \frac{A_1 A_2 W}{D_1 - D_2} \left[\frac{1 - \varepsilon_1}{\varepsilon_1} \gamma_2 L_1 - \frac{1 - \varepsilon_2}{\varepsilon_2} \gamma_1 L_2 \right] \quad (4.33)$$

donde

$$D_1 = \gamma_2 A_2 [\varepsilon_1 + (1 - \varepsilon_1)\beta A_1 W]$$

$$D_2 = \gamma_1 A_1 [\varepsilon_2 + (1 - \varepsilon_2)\beta A_2 W]$$

$$\text{y} \quad T_{si} = T_i + \frac{1 - \varepsilon_i}{\varepsilon_i} L_i, \quad i = 1, 2$$

Para $\varepsilon_1 \neq \varepsilon_2$ se realiza una aproximación $(1 - \varepsilon_1)\beta A W \ll \varepsilon$ y $\Delta\varepsilon \ll \varepsilon$ (Becker, 1987), con esto la ecuación (4.31) se reduce a

$$(T_s - T_{s1})\varepsilon_1 = \gamma_1 A_1 W \frac{(T_a - T_s)}{\cos\theta} \quad (4.34)$$

Con esta aproximación, la ecuación (4.33) se puede reescribir como:

$$T_s = \frac{T_{s1} + T_{s2}}{2} + \frac{T_{s1} - T_{s2}}{2} \cdot \left(\frac{C + 1 + X(C - 1)\beta \cos\theta}{C - 1 + X(C + 1)\beta \cos\theta} \right) \quad (4.35)$$

donde

$$C = \frac{A_2}{A_1}$$

$$X = \frac{\Delta\varepsilon}{2\varepsilon\gamma}$$

y $\Delta\varepsilon = (\varepsilon_1 - \varepsilon_2)$ es la diferencia de emisividades en los dos canales, $\varepsilon = (\varepsilon_1 + \varepsilon_2)/2$ y $\gamma = \gamma(\varepsilon)$.

En la ecuación (4.35), T_s depende solamente de las emisividades ε_1 y ε_2 de un ángulo de visión θ , y no del estado atmosférico. Para estimar la temperatura de la superficie del suelo y la temperatura de la superficie del mar desde el espacio (sensor a bordo del satélite), es posible usar la ecuación (4.35) para expresar T_s en términos de una combinación lineal de T_1 y T_2 :

$$T_s = A_0 + A_1 T_1 + A_2 T_2 \quad (4.36)$$

donde A_0 , A_1 y A_2 son coeficientes locales de split window que dependerán solamente de las emisividades de la superficie y no del estado atmosférico. Estos coeficientes se obtienen de la ecuación (4.35) y son dadas como:

$$\left. \begin{aligned} A_0 &= \text{constante} \\ A_1 &= \frac{1}{2} \left(1 + \frac{1}{n_1} \frac{(1 - \varepsilon)}{\varepsilon} - \frac{1}{n_1} \frac{\Delta\varepsilon}{2\varepsilon^2} \right) (1 + R) \\ A_2 &= \frac{1}{2} \left(1 + \frac{1}{n_2} \frac{(1 - \varepsilon)}{\varepsilon} - \frac{1}{n_2} \frac{\Delta\varepsilon}{2\varepsilon^2} \right) (1 - R) \end{aligned} \right\} \quad (4.36)$$

donde

$$R = \frac{C + 1 + X(C - 1)\beta\cos\theta}{C - 1 + X(C + 1)\beta\cos\theta}$$

Con el fin de evaluar el efecto de emisividad sobre los coeficientes en el método del Split window local, la ecuación (4.36) se puede reescribir según Becker (1987) como:

$$T_s = A_0 + P \frac{(T_1 + T_2)}{2} + M \frac{(T_1 - T_2)}{2} \quad (4.37)$$

Insertando los valores de A_0 , A_1 y A_2 dados en la ecuación (4.36), se obtiene

$$A_0 = \text{constante}$$

$$P = A_1 + A_2 = \frac{1(1-\varepsilon)}{2\varepsilon} \left[\left(\frac{1}{n_1} + \frac{1}{n_2} \right) + \left(\frac{1}{n_1} - \frac{1}{n_2} \right) R \right] - \frac{\Delta\varepsilon}{4\varepsilon^2} \left[\left(\frac{1}{n_1} - \frac{1}{n_2} \right) + \left(\frac{1}{n_1} + \frac{1}{n_2} \right) R \right]$$

$$P = A_1 - A_2 = R + \frac{1(1-\varepsilon)}{2\varepsilon} \left[\left(\frac{1}{n_1} - \frac{1}{n_2} \right) + \left(\frac{1}{n_1} + \frac{1}{n_2} \right) R \right]$$

$$- \frac{\Delta\varepsilon}{4\varepsilon^2} \left[\left(\frac{1}{n_1} + \frac{1}{n_2} \right) + \left(\frac{1}{n_1} - \frac{1}{n_2} \right) R \right]$$

Este algoritmo split window desarrollado por Becker y Li (1990) para estimar la temperatura de la superficie del suelo desde el espacio, fue aplicado específicamente a los datos del canal 4 y canal 5 infrarrojos térmicos del sensor NOAA-11 a bordo del satélite AVHRR, obteniendo los siguientes coeficientes:

$$T_s = A_0 + P \frac{T_4 + T_5}{2} + M \frac{T_4 - T_5}{2} \quad (4.38)$$

donde

$$A_0 = 1.274$$

$$P = 1 + 0.15616 \frac{1-\varepsilon}{\varepsilon} - 0.842 \frac{\Delta\varepsilon}{\varepsilon^2}$$

$$M = 6.26 + 3.98 \frac{1-\varepsilon}{\varepsilon} + 38.33 \frac{\Delta\varepsilon}{\varepsilon^2}$$

Basado en Becker y Li (1990), un algoritmo generalizado split window fue desarrollado por Wan y Dozier (1996). La forma de este algoritmo es la misma ecuación (4.37), mediante lo cual se estima la temperatura de la superficie del suelo de los datos de los canales térmicos (canal 31) y (canal 32) del sensor Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS). El algoritmo Split window para calcular la LST es el siguiente.

$$T_s = C + \left(A_1 + A_2 \frac{1-\varepsilon}{\varepsilon} + A_3 \frac{\Delta\varepsilon}{\varepsilon^2} \right) \frac{T_{31} + T_{32}}{2} + \left(B_1 + B_2 \frac{1-\varepsilon}{\varepsilon} + B_3 \frac{\Delta\varepsilon}{\varepsilon^2} \right) \frac{T_{31} - T_{32}}{2} \quad (4.39)$$

donde $\varepsilon = 0.5(\varepsilon_{31} + \varepsilon_{32})$, y $\Delta\varepsilon = (\varepsilon_{31} - \varepsilon_{32})$ son la media y la diferencia de las emisividades de la superficie del suelo en la banda 31 y 32 del sensor MODIS, T_{31} y T_{32} son las temperaturas del brillo en las dos bandas, donde los coeficientes C , A_i y B_i , $i = 1, 2, 3$, son parámetros estimados por el método dado por Becker y Li (1990). La diferencia es que Wan y Dozier (1996) define A_1 en su modelo como una variable,

mientras Becker y Li (1990) define como una constante igual a 1. Similarmente, los parámetros son determinados por análisis de regresión de los datos de temperatura de brillo simulados a los datos del suelo para una atmósfera estándar dada, usando el programa LOWTRAN 7, basado en muchas suposiciones de tales variables como el estado atmosférico y ángulos de visión. Wan y Dozier (1996) realizan la comparación del error del algoritmo generalizado por los métodos de ángulo de observación independiente de θ y dependiente de θ . La simulación muestra que el método dependiente de θ es mejor que el independiente de θ . Mediante el uso del algoritmo dependiente de θ , la variación de vapor de agua en la columna atmosférica es separado del cambio de espesor óptico con respecto al ángulo de observación, por tanto la precisión de estimar la temperatura de la superficie es perfeccionada. El algoritmo puede dar una precisión de 1 K en la estimación de la temperatura de la superficie del suelo.

ÁREA DE ESTUDIO, DATOS Y METODOLOGÍA

5.1 Área de estudio

El área de estudio es el Perú, con coordenadas geográficas 0°S – 20°S, 90°W-70°W. El Perú ocupa el tercer lugar en extensión en Sudamérica después de Brasil y Argentina. La superficie total del territorio peruano es de 1 285 215 60 Km², de la cual las islas ocupan 133,4 Km² (INEI, 2013).

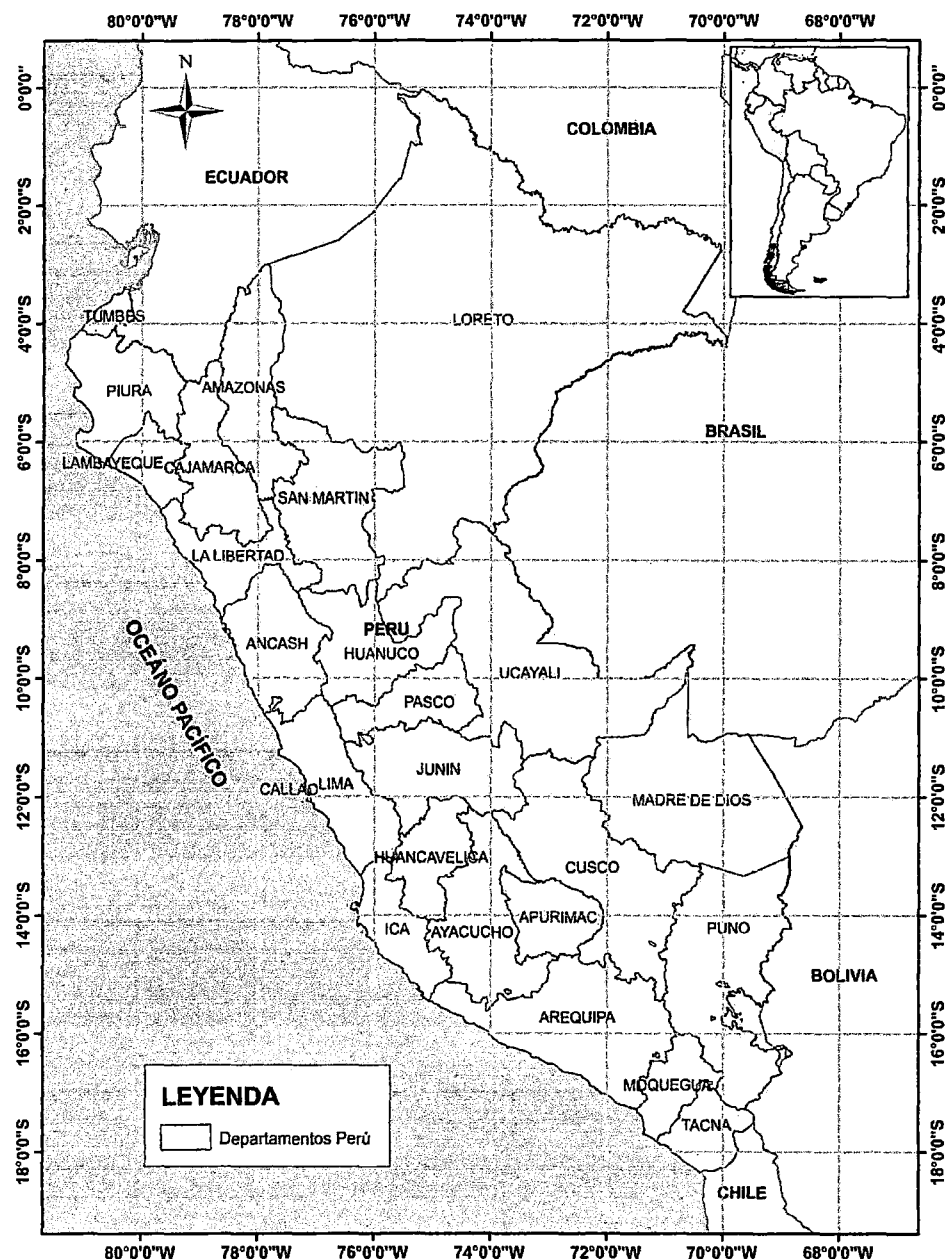


Figura 5.1. Ubicación del área de estudio representado en color amarillo (Labor propio)

El Perú está ubicado en la región tropical del globo; pero, debido a los vientos alisios, a la surgencia de las aguas profundas del océano, a las corrientes marinas, a la Cordillera de los Andes, a la Hileá Amazónica, a la altitud y a la latitud, se engendran peculiaridades geográficas que han dado origen a ocho regiones naturales, algunas de las cuales se extienden en fajas sucesivas continuas o discontinuas, de sur a norte, de oeste a este y desde el nivel del mar hasta las cumbres nevadas de la Cadena de los Andes.

Nuestro territorio peruano es tropical, a pesar de ofrecer una gran diversidad y heterogeneidad térmica, pluvial, lumínica, eólica, etc.; por sus variaciones topográficas presenta una acentuada variabilidad climática (Pulgar, 1996).

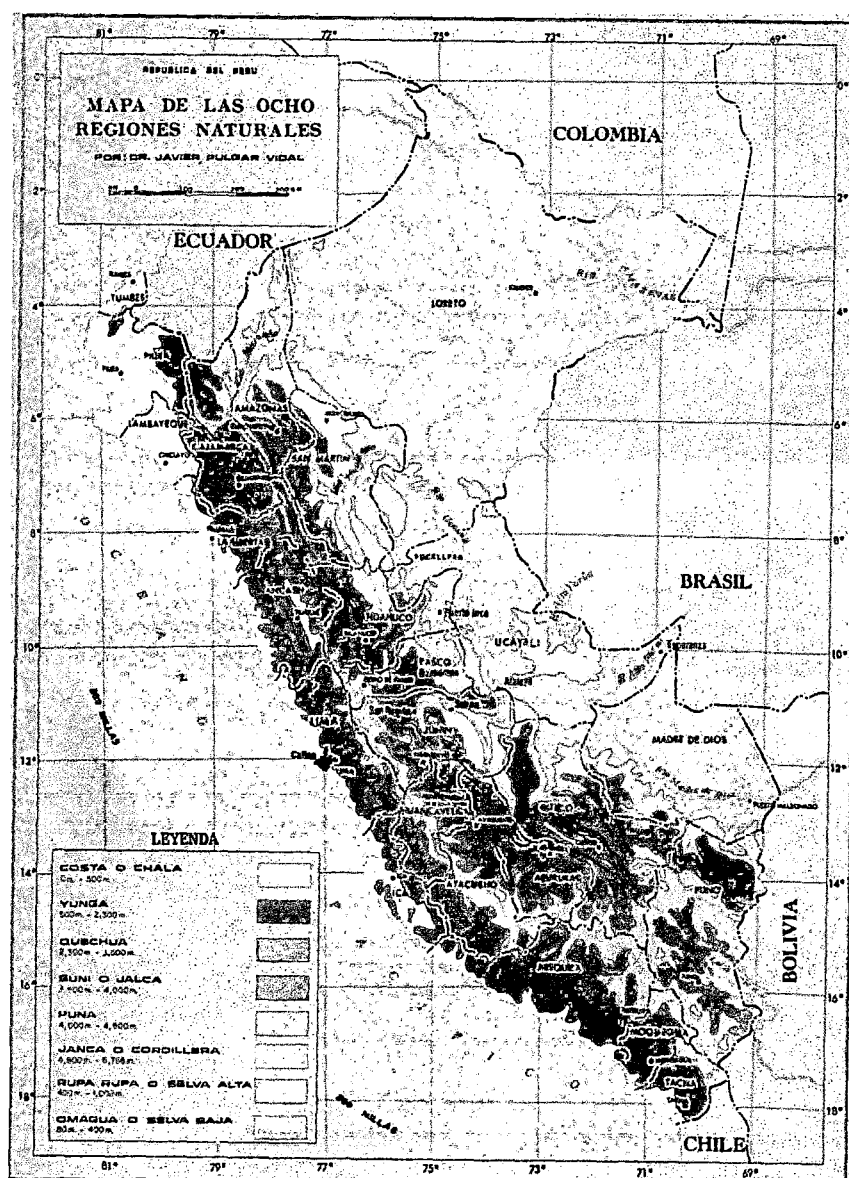


Figura 5.2. Ocho regiones naturales del Perú (Pulgar, 1996)

Tomando en consideración el factor relieve, el doctor Enrique Silgado sostiene que el territorio peruano al encontrarse atravesado de NW a SE por varias cadenas de montañas que constituyen los Andes Peruanos, comprende tres unidades de caracteres geomorfológicos y climáticos disímiles: costa, sierra y selva (Pulgar, 1996).

La Costa

Es una estrecha franja árida y semiárida ubicada entre el océano Pacífico y la cordillera de los Andes, la cual se extiende casi paralela al litoral. El límite altitudinal que separa la costa de la sierra se encuentra desde los 800 a 1000 m de altitud. El relieve presenta una topografía de cerros que a menudo forman sistema de colinas, y alternan con pampas de rellenos aluviales; de valles, con sus bases a orillas del pacífico. La matriz desértica que domina la costa presenta algunos focos donde se concentra la biodiversidad, tales como los bosques secos y las “lomas” que son de importancia por su riqueza y endemismo.

La región de la costa alberga al 54,6% de la población peruana (que el 2007 ha sido censada en un total de 27 412 157 habitantes) (INEI, 2008), a pesar de que representa apenas el 11.5% de la superficie agropecuaria nacional (INEI, 2013). Si bien la mayoría del suelo costero es arenoso y seco, el asociado a los valles es el mejor para la actividad agrícola.

En las últimas décadas en la costa ha ocurrido un proceso de expansión agrícola haciendo uso de nuevos sistemas de riego, posibilitando el desarrollo de grandes complejos agroindustriales y productos para exportación como espárragos, ají páprika, uvas, paltas, alcachofas, entre otras.

La Región Andina

La macroregión natural de la sierra se caracteriza por la presencia de la Cordillera de los Andes, con su compleja topografía y la gran variación altitudinal de su territorio, cuyo límite inferior se ha establecido entre los 800 y los 1000 metros de altitud, alcanzando en la cima del nevado Huascarán los 6768 m de altitud (Pulgar, 1996). Los suelos de la sierra son poco desarrollados con excepción de algunos valles interandinos, debido a extensos procesos de erosión provocados por las fuertes pendientes y por la constante pérdida de cobertura vegetal. La compleja fisiografía puede resumirse en

cuatro paisajes generales: las laderas de pendientes fuertes a medias que pueden ser muy diferentes entre sí dependiendo de la orientación geográfica que presentan; el altiplano, es decir las zonas de mayores altitudes y con poca pendiente; los picos montañosos de mayor elevación que conforman glaciares con nieve permanente; y los valles interandinos de menor altitud.

Debido a esta marcada variación altitudinal el clima de la sierra es también variable, en especial la temperatura, que es inversamente proporcional a la altitud variando desde templado (18 °C) en los valles interandinos a frígido (por debajo de 0 °C) en las mayores elevaciones.

Las precipitaciones varían en diferentes escalas y tienen una marcada estacionalidad, con un pico entre enero y marzo, mientras que de mayo a agosto la precipitación es baja y la insolación fuerte. Otro factor importante que influencia las condiciones microclimáticas es la presencia de grandes lagos, que estabilizan la temperatura e incrementan las precipitaciones.

Las diferentes condiciones topográficas y climáticas permiten el establecimiento de diferentes tipos de comunidades biológicas, dominando los matorrales con hierbas estacionales en las vertientes occidentales del sur y centro, y los bosques secos y relictos húmedos hacia el norte; mientras que en las áreas de mayor elevación dominan extensos pajonales de diferentes densidades y biomasa, así como humedales altoandinos o bofedales en suelos de mal drenaje.

La región natural de sierra presenta el 57.5% de la superficie agropecuaria nacional, y es ocupada por el 32% de la población peruana (INEI, 2008). Las actividades económicas principales son agrícolas y pecuarias; además, en los últimos años, se viene desarrollando una gran actividad de extracción de recursos mineros que constituye la principal fuente de divisas en el país.

La Selva

Hacia la vertiente oriental andina disminuyendo la altitud se presentan matorrales y bosques húmedos que marcan el ingreso a la macroregión de la selva. Al disminuir la elevación los árboles incrementan su tamaño y diversidad, pero en los sectores de elevaciones medias presentan un elevado endemismo y particularidad, en las denominadas “yungas”. La selva alta presenta pendientes marcadas que se encuentra

entre 600 a 1000 m.s.n.m., en su mayor extensión está ocupando una planicie ondulada cruzada por múltiples ríos de caudal variado. En cambio la selva baja está entre 100 a 600 m.s.n.m., denominado también llano Amazónico (Pulgar, 1996). El clima de esta región es cálido y muy lluvioso durante todo el año. Las temperaturas oscilan entre 18 y 36 °C y las precipitaciones entre 1000 y 4000 mm anuales.

La selva ocupa el mayor porcentaje del territorio peruano (60,32%) pero sólo reside en ella el 13,4% de la población (INEI, 2008). Además esta región posee el 31.1% de superficie agropecuaria. En esta región habitan dos grandes grupos humanos, los nativos amazónicos (representados por comunidades indígenas de diferentes grupos etnolingüísticos) y los colonos (emigrantes principalmente de la sierra). En la amazonia se desarrollan diversas actividades como recolección de frutos, caza, pesca agricultura de autoconsumo, y ecoturismo. Esta región posee recursos energéticos como el petróleo y el gas natural.

Tabla 3. Estadística de población y usos del suelo para Perú.

	Perú	Costa	Sierra	Selva
Área total (km ²) ¹	1285 215.60			
POBLACIÓN				
Población (Octubre 2007) ²	28 220 764	14 973 264	8 770 738 /a	3 675 292
Densidad población (hab/km ²) ²	22			
Promedio anual de crecimiento de la población (%) ²	1.6			
AGRICULTURA Y MEDIO AMBIENTE				
Superficie agrícola (ha, 2012) ¹		1 686 778	3 296 008	2 142 222
Superficie agrícola bajo riego (ha, 2012) ¹		1 469 422.55	989 481.65	120 995.68
Superficie agrícola seco (ha, 2012) ¹		217 355.03	2 306 526.45	2 21 226.40
Terrenos cultivados (ha, 2007) ¹	4 155 678			
Cultivos de mayor extensión (% , 2007) ¹	Café 10.2 y papa 8.8			
Unidades agropecuarias que utilizan Maquinaria agrícola (% , 2007) ¹		36.2	60.6	3.2

¹ INEI- IV Censo Nacional Agropecuario 2012.

² INEI-Censos Nacionales de Población y Vivienda, 2007.

/a No incluye la población del distrito de Carmen Alto de la provincia de Huamanga.

5.2 Datos imágenes satelitales

5.2.1 Imágenes de temperatura de la superficie del suelo

Para el área de estudio, se adquirieron las imágenes producto de temperatura de la superficie del suelo (en inglés Land Surface Temperature) diurno procedente del sensor MODIS a bordo del satélite Terra para el periodo 2000 a 2012. Los cuales se descargaron de la base de datos de USGS-NASA.

La elaboración de los productos de temperatura de la superficie del suelo (LST)-MODIS sigue una cadena de procesamiento claramente definida y ampliamente documentada. La secuencia inicia con una escena de datos MODIS con pixel 1km de resolución espacial en el nadir y la escena contiene aproximadamente 2330 x 2340 líneas sin proyectar tomados durante el paso del sensor durante cinco minutos. El primer producto, es MOD11_L2, determinado con el algoritmo de LST generalizado Split-window (Wan and Dozier, 1996). El segundo producto es MOD11A1, es un producto LST diario distribuido en mosaicos (tiles), a una resolución espacial de 1km (el tamaño exacto del pixel es 0.928 km, ó 30 segundos de arco en el ecuador). Se genera mediante el mapeo de los pixeles de los productos MOD11_L2 para un día localizado en proyección sinusoidal de la tierra. El tercer producto es el MOD11B1, calculado con el algoritmo de LST día/noche, a partir de dos imágenes MODIS diurno y nocturno, a una resolución espacial de 6km. (Wan y Li, 1997). El cuarto producto es el MOD11A2, es la LST de 8 días, generado del compuesto de los valores con menor error del producto MOD11A1 en un periodo de 8 días. Existen también productos con resolución espacial de 0.05° (MOD11C1, MOD11C2 y MOD11C3).

El producto LST de nivel 2, MOD11_L2, es generado usando el producto radiancia (MOD021KM) del sensor MODIS específicamente de las bandas 31 y 32. Las nubes se enmascaran con el producto de datos MODIS máscara de nubes (MOD35_L2), por lo tanto la LST se obtienen en condiciones de cielo despejado con una confianza $\geq 95\%$ para terrenos con elevación ≤ 2000 m.s.n.m. y $\geq 66\%$ confianza para terreno > 2000 m.s.n.m., y con una confianza de $\geq 66\%$ para los lagos. El enmascaramiento de los océanos se hace con la máscara de suelo / agua a un 1 km de resolución espacial, contenido en el producto MODIS de geolocalización (MOD03). Otro de los insumos importantes para el cálculo de la LST son las emisividades, en las bandas de 31 y 32 que se estiman por el método basado en la clasificación de emisividad (Snyder y Wan,

1998) de acuerdo a los tipos de cobertura del suelo en el píxel, determinado por los productos de cobertura del suelo trimestral (MOD12Q1). Una gran incertidumbre puede existir en tales emisividades estimados en zonas semiáridas y áridas. Así que la calidad del producto MOD11_L2 puede no ser muy buena en estas áreas. Los productos de cubierta de nieve diario (MOD10_L2) y el producto de temperatura atmosférica y vapor de agua (MOD07_L2), también son utilizados en el procesamiento de LST-MODIS (Wan, 2009).

Tabla 4. Insumo de datos producto MODIS al algoritmo LST-MODIS para determinar el producto MOD11_L2 (Wan, 2009).

ESDT	Long Name	Data Used
MOD021KM	MODIS Level 1B Calibrated and Geolocated Radiances	EV_1KM Emissive for MODIS bands: 31 (11.03 μm) 32 (12.02 μm)
MOD03	MODIS Geolocation	Land/Water Mask Height Sensor Zenith Angles Solar Zenith Angles Latitude Longitude EV start time
MOD35_L2	MODIS Cloud Mask	Cloud_Mask Latitude (every 5 lines) Longitude (every 5 pixels)
MOD07_L2	MODIS Atmospheric Profile	Surface_Temperature Water_Vapor
MOD12Q1	Land Cover	Land_Cover_Type_1
MOD10_L2	MODIS Snow Cover	Snow Cover

En el presenta trabajo se usaran productos de LST-MODIS MOD11A2, con nivel L3 de procesamiento de la versión 5. Los SDSs (conjunto de datos científicos) en el producto MOD11A2 incluye LST_Day_1km, QC_Day, Day_view_time, Day_view_angl, LST_Night_1km, QC_Night, Night_view_time, Night_view_angl, Emis_31, Emis_32, Clear_day_cov, Clear_night_cov como se describe en la siguiente tabla.

Tabla 5. Conjunto de datos científicos en el producto MOD11A2 (Wan, 2009).

SDS Name	Long Name	Num ber Typ e	Unit	Valid Range	Fill Valu e	scale factor	add offset
LST_Day_1km	Daily daytime 1km grid Land-surface Temperature	uint1 6	K	7500- 65535	0	0.02	0.0
QC_Day	Quality control for daytime LST and emissivity	uint8	none	0-255	0	NA	NA
Day_view_time	(local solar) Time of daytime Land-surface Temperature observation	uint8	hrs	0-240	255	0.1	0
Day_view_angle	View zenith angle of daytime Land-surface Temperature	uint8	deg	0-130	255	1.0	-65.0
LST_Night_1km	Daily nighttime 1km grid Land-surface Temperature	uint1 6	K	7500- 65535	0	0.02	0.0
QC_Night	Quality control for nighttime LST and emissivity	uint8	none	0-255	0	NA	NA
Night_view_time	(local solar) Time of nighttime Land-surface Temperature observation	uint8	hrs	0-240	255	NA	NA
Night_view_angle	View zenith angle of nighttime Land-surface Temperature	uint8	deg	0-130	255	1.0	-65.0
Emis_31	Band 31 emissivity	uint8	none	1-255	0	0.002	0.49
Emis_32	Band 32 emissivity	uint8	none	1-255	0	0.002	0.49
Clear_day_cov	day clear-sky coverage	uint1 6	none	0- 65535	0	0.000 5	0.
Clear_night_cov	night clear-sky coverage	uint1 6	none	0- 65535	0	0.000 5	0.

Error RMSE de los productos de temperatura MODIS

Como mencionamos arriba el producto MOD11A2 cada 8 días son compuestos de los productos MOD11A1, datos diarios de LST. Los productos LST- MODIS MOD11 (Terra) y MYD11 (Aqua) de versión 5 han sido validados en la segunda etapa a través de una serie de campañas de campo llevado a cabo en 2000-2007. Estos productos incluyen validaciones en hojas de bosques constantes y arbustos, bosques de hojas temporales, cultivos, cuerpos de agua (lagos), nieve, tierras áridas, rocas y zonas

urbanas. Las comparaciones entre los valores de la LST-MODIS e in situ, para LST en el rango de -10°C a 58°C y en el rango de columna vapor de agua atmosférica 0.4 a 3.5 cm, indican que la precisión del producto LST-MODIS versión 5 es menor de un grado kelvin en 39 casos de 47 y el error rms (root mean square) es menor que 0.7 K para todo los 47 casos. Para los productos LST-MODIS diarios a 1 km de resolución espacial, errores ligeramente más altos se pueden producir en valores grandes de ángulos de observación del sensor y en regiones semi-áridas. Errores más altos en algunas regiones áridas son evidentes para estos productos generados por el algoritmo split-window, debido a los efectos de los aerosoles por gran cantidad de polvo y a mayores incertidumbres en clasificación de emisividad de la superficie del suelo (Wan, 2008).

Tabla. 6 Validación basado en radiancia de LST V5, nivel L2, de los productos MODIS Terra (T) y Aqua (A).

N°	Granule ID (T/A)	Local date and time (m/d hh:mm)	Viewing zenith angle (°)	M* D07 cwv, Ts-air (cm, K)	MODIS LST (δT) (K)	LSTin- situ (K)	Trans in b31	LSTmodis- LSTin-situ (K)
1	A2003177.1800 (T)	6/26 1:01.74	53.7	0.67, 299.3	320.4(1.4)	321.5	0.88	-1.1
2	A2003178.1840 (T)	6/27 1:44.64	11.5	1.90, 305.2	326.8(1.7)	327.6	0.92	-0.8
3	A2003179.0545 (T)	6/27 2:48.72	4.6	1.30, 291.8	288.6(0.6)	288.7	0.91	-0.1
4	A2003180.0630 (T)	6/28 3:31.86	60.2	1.24, 292.4	288.1 (.4)	288.8	0.85	-0.7
5	A2003180.1830 (T)	6/29 1:32.52	12.0	0.81, 295.8	327.5(1.4)	328.5	0.92	-1.0
6	A2003181.0535 (T)	6/29 2:36.60	18.4	0.55, 290.7	289.8(0.6)	289.8	0.93	0.1
7	A2003177.1010 (A)	6/26 3:11.28	46.9	0.45, 283.8	281.0 0.7)	281.1	0.90	-0.1
8	A2003178.0915 (A)	6/27 2:16.14	40.9	0.47, 285.8	280.8(0.7)	281.2	0.90	-0.4
9	A2003178.2020 (A)	6/27 3:20.34	44.4	0.37, 293.6	330.3(1.5)	331.1	0.90	-0.8
10	A2003179.0955 (A)	6/28 02:59.04	31.9	0.75, 286.2	281.6(0.4)	282.0	0.91	-0.4
11	A2003179.2100 (A)	6/28 14:03.12	26.9	0.68, 296.3	331.0(0.8)	331.9	0.92	-0.9
12	A2003180.2005 (A)	6/29 13:08.01	55.7	0.81, 297.7	326.5(1.8)	327.3	0.87	-0.8
13	A2003181.0945 (A)	6/30 2:46.92	11.4	0.41, 288.0	282.5(0.5)	282.4	0.93	0.1
14	A2005111.1755 (T)	4/21 10:55.26	22.0	0.35, 289.5	304.0(0.4)	304.6	0.94	-0.5
15	A2005112.0455 (T)	4/21 21:58.50	5.84	0.84, 282.2	278.3(0.2)	278.5	0.92	-0.2
16	A2005111.1930 (A)	4/21 12:30.42	44.9	0.58, 293.2	306.5(0.1)	307.1	0.92	-0.6
17	A2005112.0910 (A)	4/22 02:10.44	40.5	0.84, 280.2	278.4(0.1)	278.6	0.90	-0.2

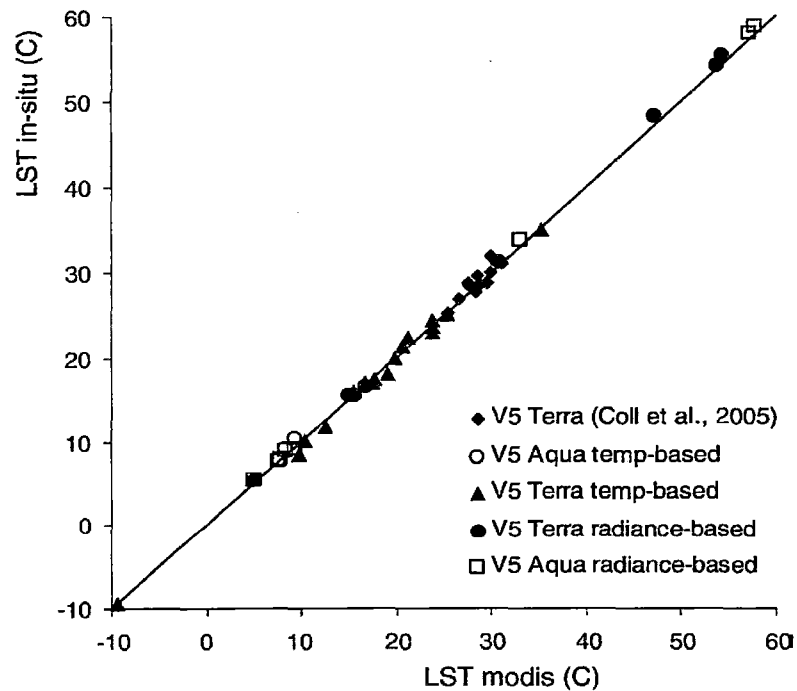


Figura 5.3 Las comparaciones de los valores de LST-MODIS de la V5 de los productos MOD11_L2 y MYD11_L2 con los valores in-situ en (Coll et al., 2005; Wan et al., 2002a, b; Wan et al., 2004), y la validación basada con los datos de la Tabla 7 (<http://landval.gsfc.nasa.gov/> 30-08-2014).

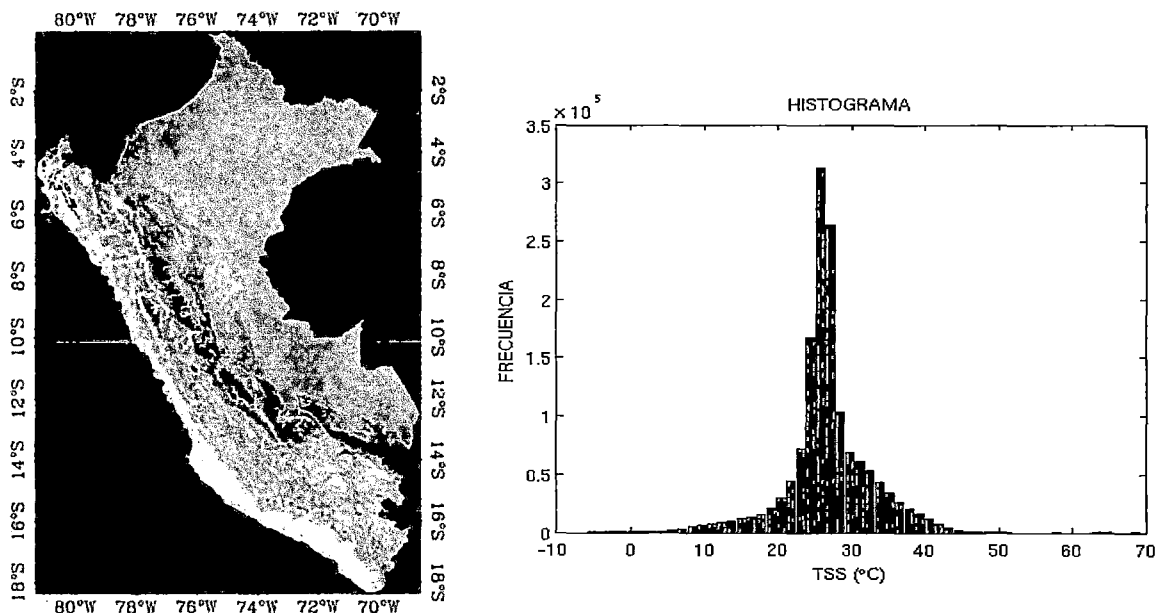


Figura 5.4. Imagen producto LST del sensor MODIS (MOD11 de fecha 08/2000) y su respectivo histograma

5.2.2 Imagen DEM- GTOPO30 del Perú

Un Modelo de Elevación Digital (DEM) es una representación digital de la altitud como variable continua sobre una superficie bidimensional a través de una red regular de valores Z referenciados a un Datum común. Los DEMs son usados especialmente para representar el relieve de un terreno (International Association of Assessing of Officers, 2003), por lo cual un DEM puede ser interpretado como una forma digital raster que representa las características topográficas de un paisaje determinado.

La topografía es un factor que controla uno de los procesos superficiales y atmosféricos del planeta, por lo que sólo comprendiendo la naturaleza de la topografía se podría entender la naturaleza de estos procesos, tanto en términos subjetivos como analíticos (Hutchinson, 2001).

GTOPO30 es un modelo de elevación digital (DEM) con una resolución espacial de 30 segundos de arco (aproximadamente 1 kilómetro). DEM GTOPO30 se desarrolló durante tres años, concluyendo a finales de 1996. GTOPO30 se basa en los datos derivados de 8 fuentes de información de elevación, incluyendo vectores y conjunto de imágenes DEMs (USGS, 2006).

Tabla 7. Base de datos DEM GTOPO30.

[https://lta.cr.usgs.gov/GTOPO30\(24/06/2014\)](https://lta.cr.usgs.gov/GTOPO30(24/06/2014))

Puente	Área global del suelo
Datos de Elevación Digital del Terreno	50
Carta Digital del Mundo	29.9
USGS DEMs 1-grado	6.7
Servicio de Mapas del Ejército, 1:1,000,000	1.1
Mapa Internacional del Mundo, 1:1,000,000	3.7
Perú, 1:1,000,000	0.1
DEM Nueva Zelanda	0.2
Datos Digitales del Antártica	8.3

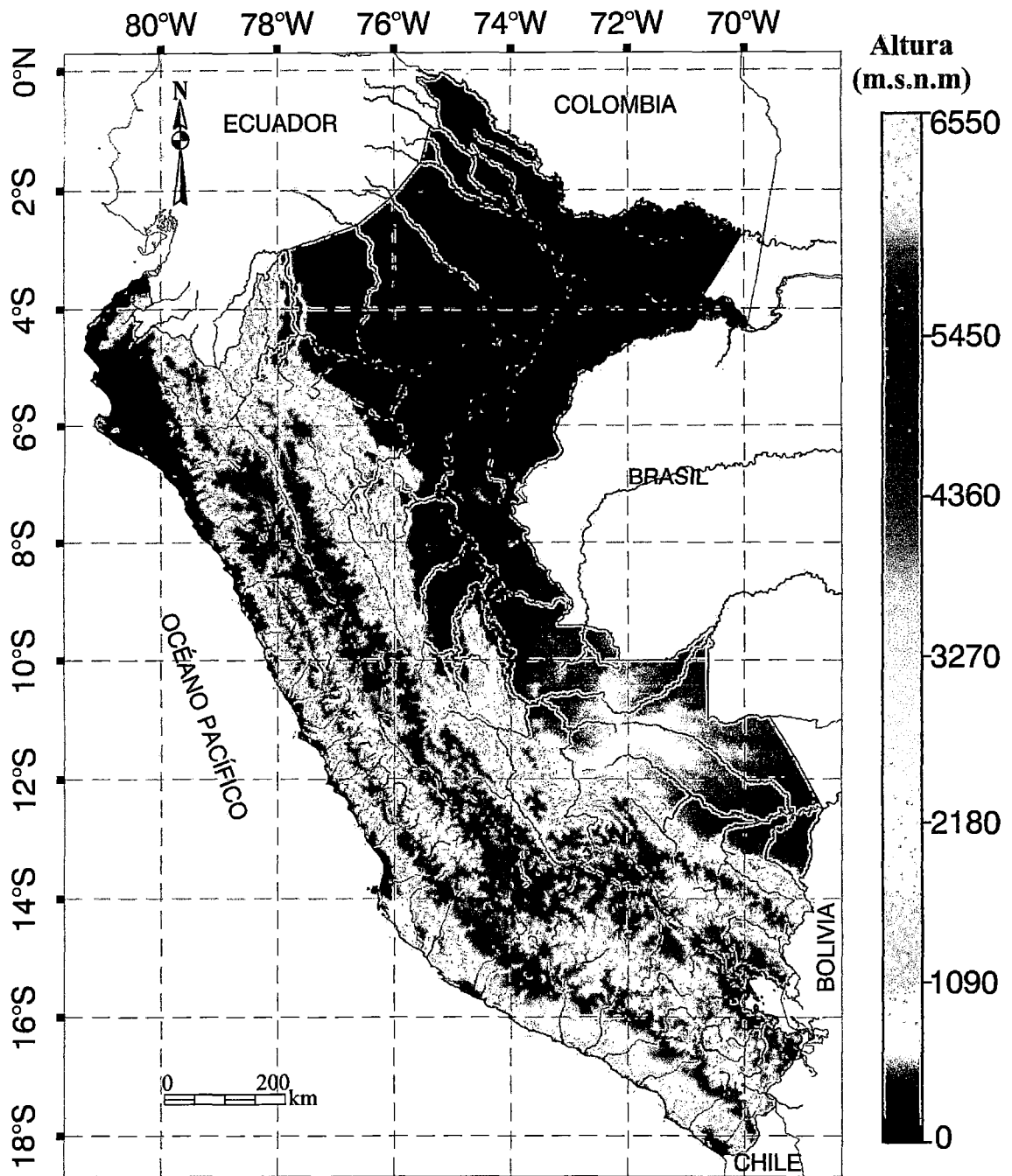


Figura 5.5. Mosaico del Perú de las escenas DEM-GTOPO30. La paleta de color muestra la altura en metros con respecto al geoide (WSG84).

5.3 Datos In situ

5.3.1 Temperatura del aire

La temperatura es la condición que determina la dirección del flujo neto de calor entre dos cuerpos. En un sistema de este tipo se dice que el cuerpo que pierde calor globalmente en favor del otro está a mayor temperatura. De acuerdo a la Organización Mundial de Meteorología (OMM), la temperatura del aire es la temperatura leída en un termómetro expuesto al aire, protegido de la radiación directa. Esta variable observada deberá ser representativa del estado del aire que rodea a la estación y a una altura entre 1.25 y 2 metros por encima de nivel del suelo (OMM, 1996).

Los datos históricos de temperatura máxima, promedio y mínima del aire, fueron proporcionados por la institución de Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología SENAMHI y Gobierno Regional de Ayacucho.

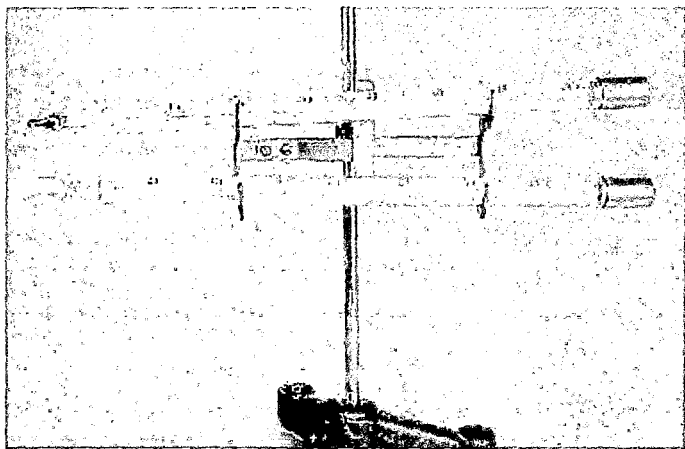


Figura 5.6. Termómetros de máxima y de mínima del aire: El termómetro inferior es el de mínima y se instala siempre en forma horizontal. (SENAMHI, 2010)

Tabla 8. Lista de estaciones meteorológicas utilizadas (2000-2012).

Estación Meteorológica	Región	Periodo	Latitud (S)	Longitud (W)	Altura (m.s.n.m.)
Tambillo	Ayacucho	2000 – 2012	–13.215	–74.10528	3165
La Yarada	Tacna	2000 – 2012	–18.21147	–70.52386	33
Aguaytía	Ucayali	2000 – 2012	–9.03361	–75.50028	292

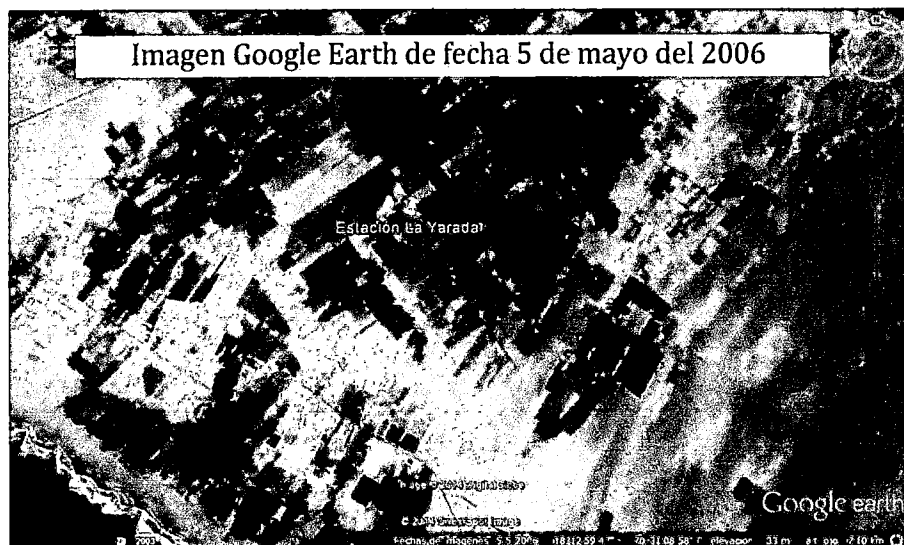


Figura 5.7 Imágenes del Google Earth de ubicación de las tres estaciones meteorológicas La Yarada, Tambillo y Aguaytía, para las fechas de 5 de mayo del 2006, 8 de noviembre del 2010 y 28 de julio del 2008 respectivamente.

5.4 METODOLOGÍA

5.4.1 Preparación de los datos

Se descarga los productos LST-MOD11A2 del Nivel 3 mediante el software en línea MRT Web (Modis Reprojection Tools), georreferenciando en la proyección Geográfica y datum WGS84. La extensión de un producto LST-MOD11A2 distribuido por la NASA corresponde a 5 minutos de observación del sensor. Se dispone LST-MOD11A2 diurna con una resolución espacial de 1 km² y frecuencia de 8 días, para el periodo marzo 2000 a diciembre 2012. Se trabajará con 598 productos LST-MOD11A2, 46 imágenes por año; sin embargo, esto varía si el año es bisiesto (366 días) para los meses de mayo y noviembre se dispone de tres datos MOD11A2 y para el resto son disponibles 4 productos LST-MOD11A2. Si el año tiene 365 días, para los meses de abril y octubre se tiene tres datos MOD11A2 y cuatro datos MOD11A2 para cada mes restante. En este caso, dado el elevado número de imágenes y tiempo de procesamiento requerido para obtener los promedios mensuales, se han diseñado scripts en lenguaje IDL (Interactive Data Language) para la automatización de procesos. Los scripts utilizan funciones propias de IDL y también funciones de procesamiento de ENVI para la obtención de los mapas.

Para obtener los promedios mensuales de LST; después de observar la distribución de datos, no se consideró los píxeles nubosos, se ha tomado como umbral para eliminar aquellos píxeles con valores extremos menores a -13.35 °C y superiores a 56.85 °C, debido a que son pocos datos que presentan estos valores. Además, estaría sujeto a los valores más altos (330 K) encontrados de temperatura de la superficie del suelo en la Región Lambayeque por Mendoza (2012), que calculó mediante el algoritmo monocanal (Quin, et al., 2001) y Barsi (http://landsat.gsfc.nasa.gov/atm_corr) a partir de la banda térmica 6a de Landsat.

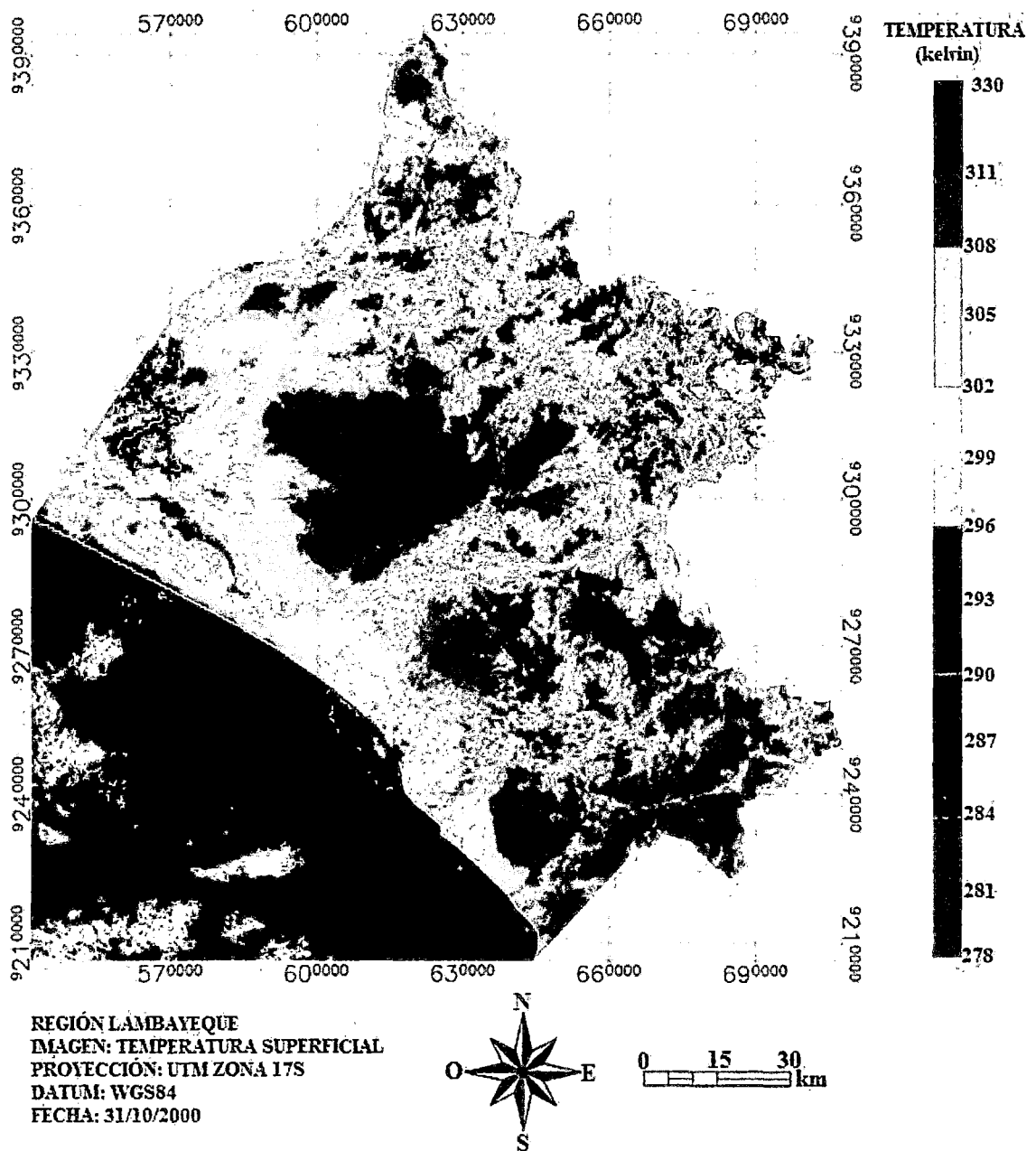


Figura 5.8. Temperatura de la superficie promedio de temperatura de brillo y temperaturas terrestres (Mendoza, 2012).

Con las restricciones antes mencionadas se calcula la temperatura promedio mensual de la superficie del suelo, para conseguir la transformación de datos IFOV (Instantaneous Field of View) en K a datos C, se realiza a través del siguiente algoritmo:

$$C = (K * fs) - 273.15,$$

donde C indica el valor transformado a grados Celsius, K es el valor en grados Kelvin propio del producto, fs es el factor de escalamiento requerido en la transformación de datos de enteros a decimales y -273.15 es el valor de transformación de K a C .

A continuación se extrae la temperatura promedio mensual de la superficie del suelo para la posición de tres estaciones meteorológicas. En este trabajo se extraen datos de 154 promedios mensuales de LST. La extracción de datos se ha realizado en IDL, seleccionando un sector de 3x3 píxeles del área en la cual se encuentra emplazada las estaciones meteorológicas, ubicadas en el área de estudio. El promedio aritmético de los 9 píxeles fue posteriormente contrastado con los valores de temperatura máxima del aire.

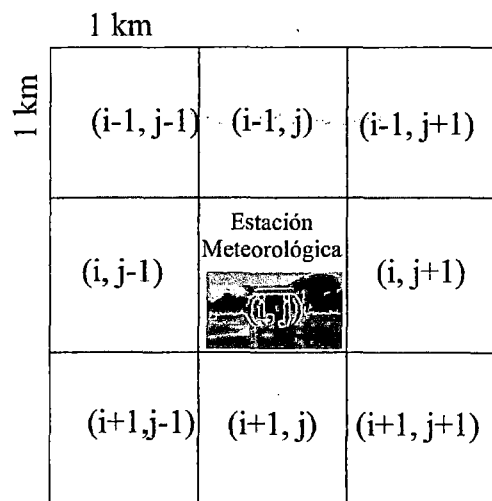


Figura 5.9. Píxeles utilizados para la extracción de LST sobre la estación meteorológica

5.4.2 Ecuaciones utilizadas en el análisis estadístico

Para el análisis estadístico se utiliza el software libre R versión 3.0.3 (<http://cran.r-project.org/bin/windows/base/old/3.0.3/>) y el editor de código Rstudio (<http://www.rstudio.com/products/rstudio/download/>) versión 0.98.987; ambas herramientas son libres y gratuitas. La validación de los datos de LST se realiza mediante regresión lineal simple para las tres estaciones meteorológicas. Como bondad de ajuste del modelo lineal entre los datos de temperatura promedio mensual de la superficie del suelo y temperatura máxima promedio mensual del aire se ha utilizado el coeficiente de correlación y como medida del error el RMSE (error cuadrático medio).

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum (LST - LST_{calculado})^2}$$

Test de Mann Kendall

Para la evaluación de tendencia se ha utilizado el test no paramétrico de Mann-Kendall. Este test ha sido ampliamente aplicado en estudios de identificación de tendencias en series hidrometeorológicas y otras series ambientales, como es el caso de temperatura del aire (Al Buhairi, 2010). Su desarrollo se resume como:

1. Se listan los valores de la variables (LST por ejemplo), de forma ordenada $(x_1, x_2, \dots, x_n)$
2. Se obtiene el signo de la diferencia de cada par de valores al comparar sus magnitudes $(x_j - x_k)$ con $(j > k)$ de acuerdo con lo siguiente:

$$\text{signo}(x_j - x_k) = \begin{cases} 1 & \text{si } (x_j - x_k) > 0 \\ 0 & \text{si } (x_j - x_k) = 0 \\ -1 & \text{si } (x_j - x_k) < 0 \end{cases}$$

3. Obtención del estadístico S de Mann Kendall, mediante la ecuación :

$$S = \sum_{k=1}^{n-1} \sum_{j=k+1}^n \text{signo}(x_j - x_k)$$

Si S es positivo se infiere de forma subjetiva que la tendencia es creciente, cuando S es negativo se infiere que hay tendencia decreciente.

4. Con base a los indicadores se estima un varianza para el estadístico S de Mann Kendall, que considera el caso de los iguales $\text{signo}(x_j - x_k) = 0$ obtenidos en el paso 2, la ecuación:

$$\text{Var}[S] = \frac{1}{18} \left[n(n-1)(2n+5) - \sum_{q=1}^g t_q(t_q-1)(2t_q+5) \right]$$

5. Cálculo del estadístico Z mediante:

$$Z = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{\text{Var}[S]}} & \text{si } S > 0 \\ 0 & \text{si } S = 0 \\ \frac{S-1}{\sqrt{\text{Var}[S]}} & \text{si } S < 0 \end{cases}$$

6. A partir del estadístico Z se evalúa la hipótesis de interés, que puede ser:

a). H_0 : No hay tendencia vs. H_{01} : Hay tendencia decreciente

b). H_0 : No hay tendencia vs. H_{01} : Hay tendencia creciente

El Test de Mann-Kendall nos proporciona un valor de significancia, p-value, así un valor de p-value inferior a 0.05 – 0.1 nos garantiza que la hipótesis adoptada tiene unas altas garantías de veracidad; a mediada que este valor se hace más grande, las probabilidades van disminuyendo; hasta que llegando a un valor de 1, la probabilidad es nula.

Valores obtenidos $|Z| > 1.96$, a un nivel de significación de 0.05, indican que se rechaza la hipótesis nula de no tendencia.

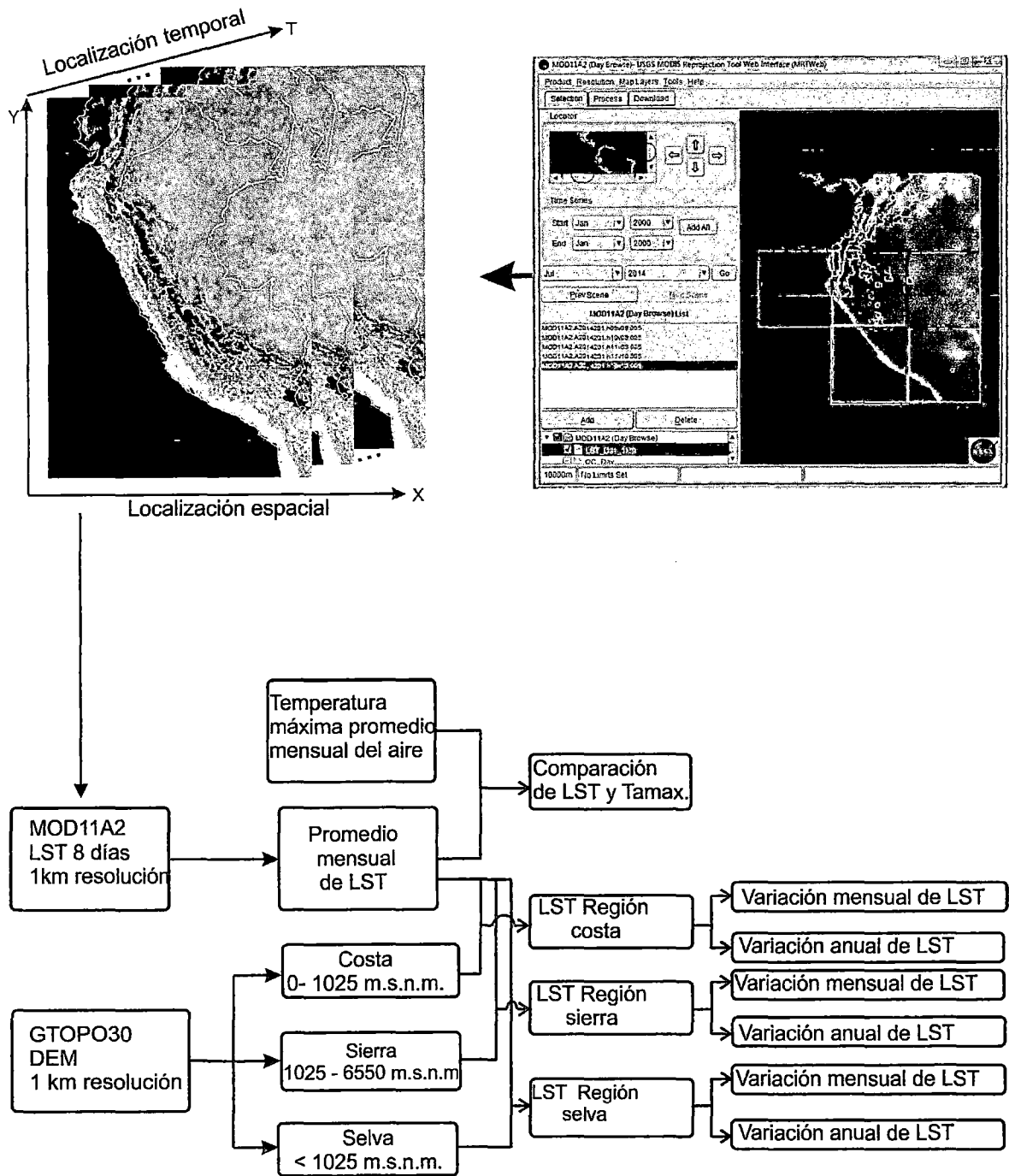


Figura 5.10. Diagrama de flujo de la metodología

RESULTADOS

En este capítulo se presentan los resultados obtenidos del procesamiento de los datos imágenes productos LST diurno (10:30 hora local solar) del sensor MODIS a bordo de satélites Terra.

6.1 Series de tiempo de la temperatura de la superficie del suelo de las regiones costa, sierra y selva del Perú

La topografía del territorio Peruano es bastante accidentada debido a la presencia de la cadena montañosa “Los Andes” que atraviesa todo el país, generando diversos microclimas. Su altitud varía desde los 0 hasta los 6768 m.s.n.m. Por lo que, para mejorar el análisis de temperatura de la superficie del suelo del Perú, se dividió en tres regiones costa, sierra y selva.

El criterio para separar la costa de la sierra se basó a partir de cierta altura donde deja de llover con mayor intensidad y frecuencia, para lo cual se tomó como referencia la estación de Pampa Blanca que se encuentra ubicado en el distrito de Río Grande, Provincia de Palpa, Región Ica, a una altura 1025 m.s.n.m. (http://www.senamhi.gob.pe/main_mapa.php?t=dHi / 10-08-2014).

La precipitación registrada por la estación arriba mencionada muestra la carencia de lluvias en esta zona del Perú. Sin embargo la precipitación máxima histórica registrada desde marzo del 2009 a febrero del 2014 fue de 9.7 mm, registrado el 6 de febrero del 2013, como se observa en la figura 6.1 en el reporte de SENAMHI.

En consecuencia, se designó costa de 0 a 1025 y mayor a 1025 m.s.n.m. como la región sierra. De otro lado, por la complejidad de separación entre sierra y selva se designó región selva menores a 1025 m.s.n.m., ubicado al este de la sierra.

Haciendo uso del modelo de elevación digital GTOPO30 se dividió en tres regiones costa, sierra y selva como se muestra en la figura 6.2.

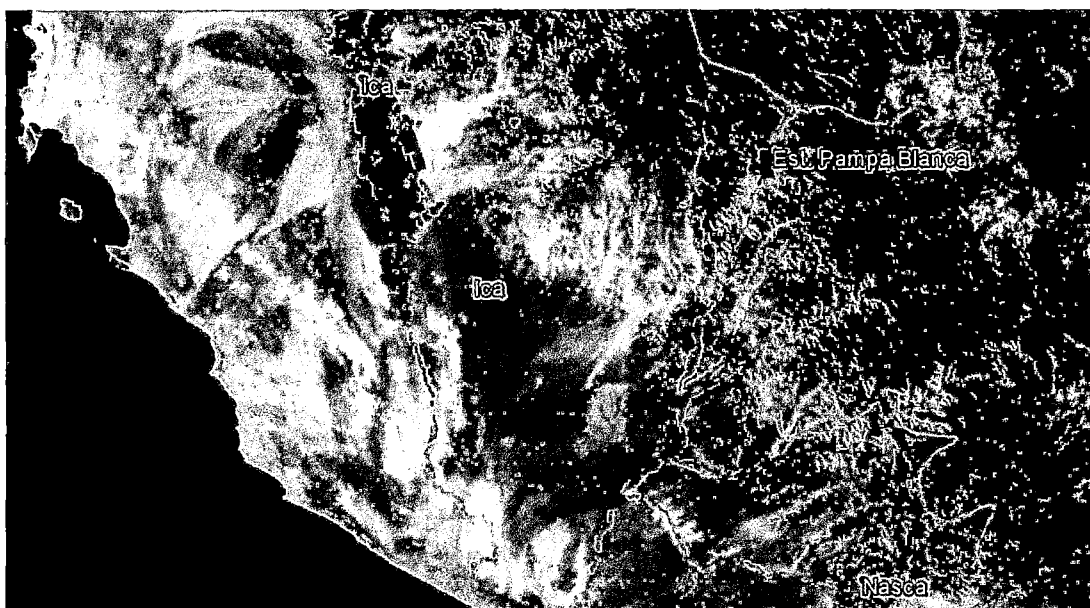


Figura 6.1. Imagen del Google Earth de ubicación de la estación de Pampa Blanca, para la fecha 4 de setiembre del 2013.

Estación: PAMPA BLANCA, Tipo Convencional - Meteorológica												
Departamento : ICA			Provincia : PALPA			Distrito : RIO GRANDE			Ir: 2013-02 ▾			
Latitud : 14° 14' 14"			Longitud : 75° 6' 6"			Altitud : 1025						
Día/mes/año	Temperatura Máx (°C)	Temperatura Mín (°C)	Temperatura Bulbo Húmedo (°C)			Temperatura Bulbo Húmedo (°C)			Precipitación (mm)		Dirección del Viento	Velocidad del Viento 10m (m/s)
			07	13	19	07	13	19	07	19		
01-Feb-2013	29.4	17.8	19.2	27.2	23.6	17	19.8	18	0	0	SW	12
02-Feb-2013	30.6	17.4	20.6	27.8	24.4	17.4	19.2	18	0	0	S	9
03-Feb-2013	30.4	18.4	20	28.8	23.6	18	20.6	19.4	0	0	S	9
04-Feb-2013	27.2	18.8	19.2	22.8	19.8	17.8	18.8	18.6	0	0	S	9
05-Feb-2013	23.6	17.6	18.2	22	20	17.6	18.8	18.6	.6	0	S	9
06-Feb-2013	24.4	17.8	18	22.8	22.4	17.4	19.8	18	9.7	0	S	7
07-Feb-2013	30.8	18.2	19.4	28.8	21.8	18.2	22.4	19	0	0	S	10
08-Feb-2013	27.2	19	19.2	26	19	18	20.4	18.2	0	.8	SW	9
09-Feb-2013	29	18.6	19	28.2	20.4	18.4	20.8	18.8	0	.9	SW	10
10-Feb-2013	30	15	18.4	28	23	18	20.6	19	1.5	.1	SW	9
11-Feb-2013	30.6	18	18.6	29.4	23.2	18.2	20.6	18.8	0	0	SW	10
12-Feb-2013	31.2	18.8	19.2	30	23.2	18.6	20.6	18	0	.2	SW	10
13-Feb-2013	30.4	18.2	20.6	28.2	24.2	18	20	18.2	0	0	SW	10
14-Feb-2013	31.8	17	18.4	29.4	24.4	16	20.6	18	0	0	SW	12
15-Feb-2013	31.2	18.4	19	29.8	24.6	17.4	20	17.6	0	0	SW	12
16-Feb-2013	31.6	18	19.2	29.6	25.4	17.4	20	18	0	0	SW	12
17-Feb-2013	32.2	17.6	18.8	30.2	24.2	17.6	20	18.6	0	0	SW	12
18-Feb-2013	30.8	17	18.4	28	23.8	17	19.8	17.8	0	0	SW	15
19-Feb-2013	27	18	18.4	25.8	21.6	17	19	18.8	0	.2	SW	10
20-Feb-2013	29.4	16.4	16.6	25.4	23	15.6	18.8	17.6	0	0	SW	10
21-Feb-2013	29.8	18.2	19.2	28.2	21.2	16.6	19.8	17.8	0	0	SW	10
22-Feb-2013	30.6	18.8	21.8	27.6	23.8	18	20	18.8	0	0	SW	10
23-Feb-2013	30.8	18.8	19	28	23.2	16	19.8	18.4	0	-888	SW	9
24-Feb-2013	30	18	19	28	23.2	17.8	20.2	18.6	0	0	SW	10
25-Feb-2013	29	17.2	20.2	26.6	23.4	18	20.2	19.6	0	0	SW	10
26-Feb-2013	30	18	20.4	28	22.4	18.4	20.8	20	0	1.5	SW	12
27-Feb-2013	31.2	17.8	18.2	29.8	24.8	18	21.2	19.6	0	0	S	12
28-Feb-2013	28	17.4	19.8	27	24.4	18	20.4	20	0	-888	SW	12

Figura 6.2. Reporte de registro de la estación Pampa Blanca del mes de febrero del 2013. (http://www.senamhi.gob.pe/main_mapa.php?t=dHi/ 10-08-2014).

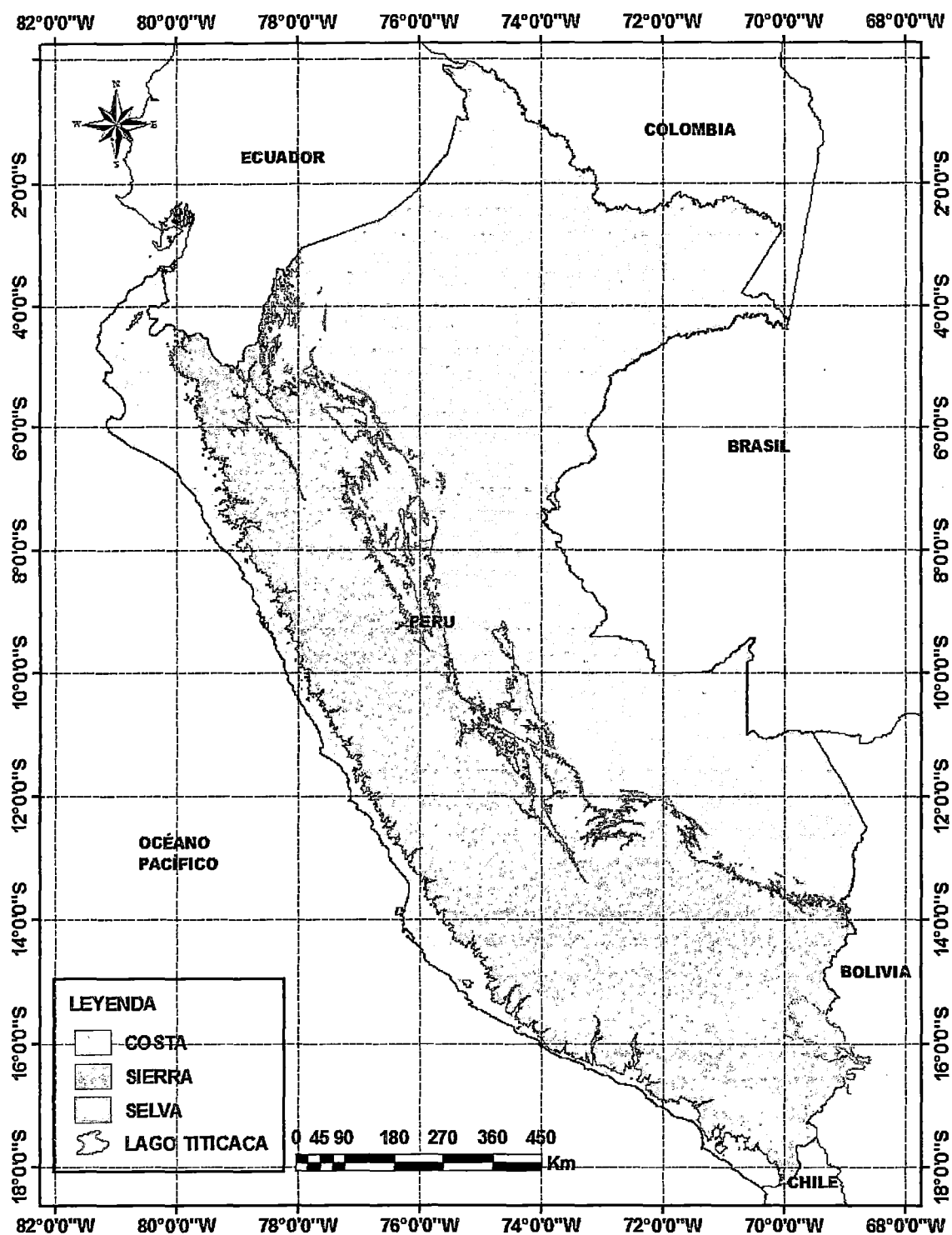


Figura 6.3. Región costa, sierra y selva del Perú obtenidas del DEM GTOPO30, de acuerdo al criterio del estudio.

6.1.1 Serie histórica de la temperatura de la superficie del suelo de la región costa del Perú

La figura 6.4 muestra la serie de tiempo de promedio mensual y espacial de la temperatura de la superficie del suelo de la región costa del Perú, procedentes del sensor MODIS-Terra, observándose un promedio de 35.4 °C desde marzo del 2000 a diciembre del 2012, y dos mínimos de 29.2 °C en el mes de julio del año 2000 y un mínimo de 29.0 en junio del año 2008.

Del análisis de la serie temporal de la temperatura de la superficie del suelo promedio anual y espacial de la costa del Perú en el periodo 2001 – 2012 (ver figura 6.5), se observa valor máximo histórico de 40.1 °C el año 2006 y el valor mínimo histórico de 29.1 °C el año 2008. Las tendencias obtenidas mediante ajuste a un línea recta entre los años 2001 y 2012, muestra un descenso de temperatura de la superficie del suelo en los valores máximo y promedio en -0.02 °C/año y -0.15°C/año respectivamente. Sin embargo, se observa un incremento de 0.01°C/año en los valores mínimos de temperatura de la superficie del suelo promedio anual y espacial de la región costa del Perú. Para validar las tendencias se realizó la prueba de test no paramétrico Mann Kendall (Al Buhairi, 2010). Encontrando que estas tendencias estadísticamente no son significativos a un $\alpha < 0.1$.

En promedio, para la costa (figura 6.6) la temperatura de la superficie del suelo presenta el valor más bajo durante julio (30.2 °C) y el más alto en enero (38.8°C). Así mismo, el mes de setiembre presenta menor variabilidad con desviación estándar de 0.5 °C) y marzo presenta mayor variabilidad con desviación estándar de 1.4 °C (ver tabla 6).

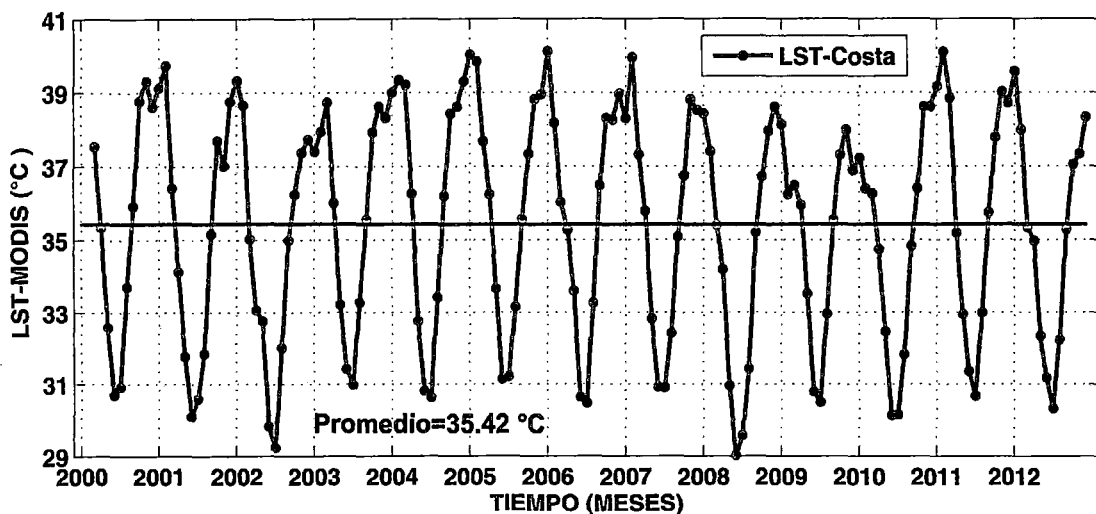
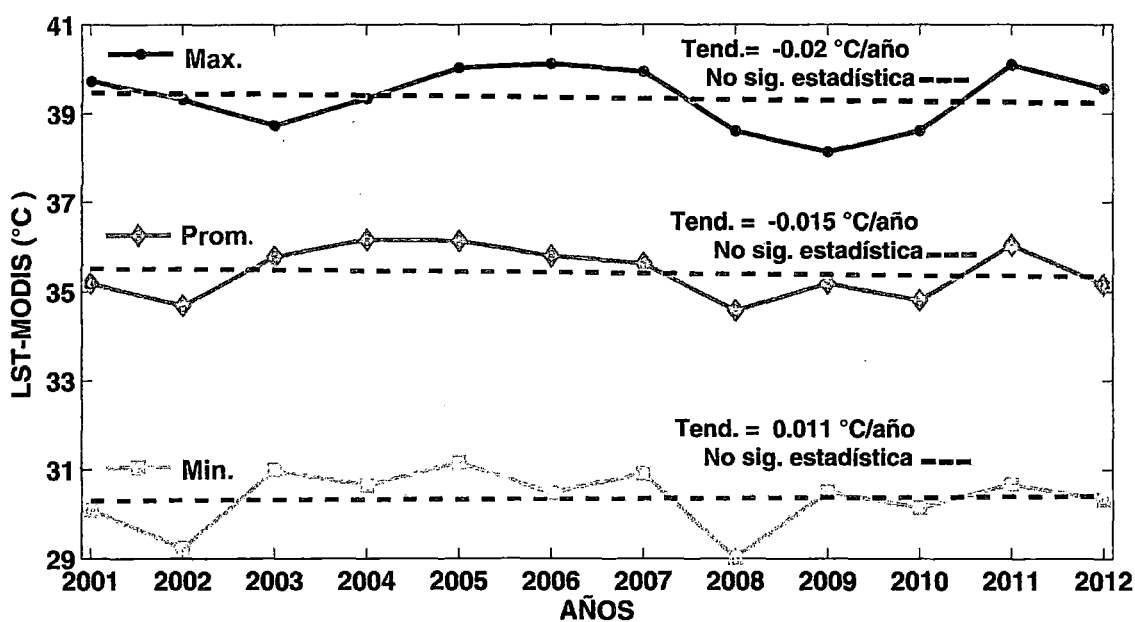


Figura 6.4. Serie de tiempo de la temperatura de la superficie del suelo promedio mensual y espacial de la región costa del Perú, durante el periodo de estudio.



	Máximo		Promedio		Mínimo	
Anual	-0.02	No sig.	-0.015	No sig.	0.011	No sig.

sig: Significancia estadística

Figura 6.5. Serie histórica de temperatura de la superficie del suelo promedio anual y espacial de la región costa del Perú. Periodo 2001-2012 y su respectiva tabla de tendencias (°C/ año).

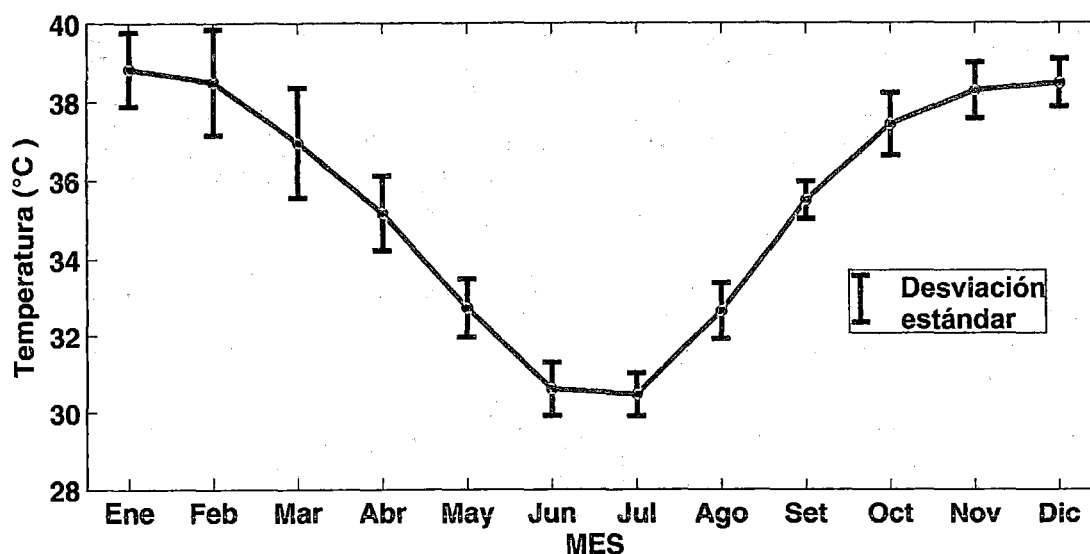


Figura 6.6. Variabilidad mensual de la temperatura de la superficie del suelo de la región costa del Perú. Periodo común: marzo 2000 a diciembre 2012.

Tabla 9. Valores promedios mensuales y desviación estándar de LST (marzo 2000-diciembre 2012) de la región costa.

	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Set	Oct	Nov	Dic
2000	-	-	37.5	35.3	32.6	30.7	30.9	33.7	35.9	38.8	39.3	38.6
2001	39.1	39.7	36.4	34.1	31.8	30.1	30.6	31.8	35.1	37.7	37.0	38.7
2002	39.3	38.6	35.0	33.0	32.7	29.8	29.2	32.0	35.0	36.2	37.4	37.7
2003	37.4	37.9	38.7	36.0	33.2	31.4	31.0	33.3	35.5	37.9	38.6	38.3
2004	39.0	39.3	39.2	36.2	32.8	30.8	30.6	33.4	36.2	38.4	38.6	39.3
2005	40.0	39.8	37.7	36.2	33.7	31.1	31.2	33.1	35.6	37.3	38.8	38.9
2006	40.1	38.2	36.0	35.3	33.6	30.6	30.5	33.3	36.5	38.3	38.2	39.0
2007	38.3	39.9	37.3	35.8	32.8	30.9	30.9	32.4	35.1	36.7	38.8	38.5
2008	38.4	37.4	35.4	34.2	31.0	29.0	29.6	31.4	35.2	36.7	37.9	38.6
2009	38.1	36.2	36.5	35.9	33.5	30.8	30.5	33.0	35.5	37.3	38.0	36.9
2010	37.2	36.4	36.2	34.7	32.5	30.1	30.2	31.8	34.8	36.4	38.6	38.6
2011	39.2	40.1	38.8	35.2	32.9	31.4	30.7	33.0	35.7	37.8	39.0	38.7
2012	39.6	38.0	35.3	35.0	32.3	31.2	30.3	32.2	35.3	37.0	37.3	38.3
PR	38.8	38.5	36.9	35.2	32.7	30.6	30.5	32.7	35.5	37.4	38.3	38.5
DE	0.9	1.3	1.4	0.9	0.8	0.7	0.6	0.7	0.5	0.8	0.7	0.6

PR: Promedio

DE: Desviación estándar

6.1.2 Serie histórica de la temperatura de la superficie del suelo de la región sierra del Perú

La figura 6.7 muestra la serie de tiempo de temperatura de la superficie del suelo promedio mensual y espacial de la región sierra del Perú, procedentes del sensor MODIS-Terra. Donde se observa un promedio de 22.6 °C desde marzo del 2000 a diciembre del 2012, así mismo presenta dos valores máximos de 30.5 °C en el mes de noviembre del año 2000, y de 29.9 °C en octubre del 2003.

Del análisis de la serie histórica de temperatura de la superficie del suelo promedio anual y espacial de la sierra del Perú en el periodo 2001 – 2012 (ver figura 6.8), se observa valor máximo histórico de 29.9 °C el año 2003 y el valor mínimo histórico de 16.3 °C el año 2001. Las tendencias obtenidas mediante mínimo cuadrado ordinario ajustado a un línea recta entre los años 2001 y 2012, muestran un incremento de la temperatura de la superficie del suelo en los valores máximo, mínimo y promedio en 0.049 °C/ año, 0.025°C/ año y 0.027°C/ año respectivamente. Para validar las tendencias se realizó la prueba de test no paramétrico Mann Kendall (Al Buhairi, 2010). Encontrando que estas tendencias estadísticamente no son significativos a un $\alpha < 0.1$.

En promedio, para la región sierra (figura 6.9) la temperatura de la superficie del suelo presentan el valor más bajo durante marzo (18.2 °C) y el más alto en noviembre (27.4°C). Climatológicamente, es en verano cuando ingresa la mayor radiación solar y las temperatura máximas del aire que está correlacionada con temperatura de la superficie del suelo (la correlación entre la temperatura máxima del aire y la temperatura de la superficie del suelo diurno se detallará en el apartado 6.2) debe alcanzar sus valores más altos, pero en el caso de las zonas andinas, los meses de enero a marzo están asociados al periodo de máxima nubosidad y precipitación (IGP, 2005a,) las cuales forman una fuerte barrera para la penetración de la energía solar hacia la superficie, por lo que la temperatura durante el día no es muy alta, pero esta misma nubosidad durante la noche absorbe la energía emitida por la Tierra, haciendo que las noches sean menos frías. De esta manera, se logra que la temperatura de la superficie del suelo tenga su pico en noviembre debido a que se suma la condición de menor cobertura nubosa, mayor ingreso radiación solar y mayor calentamiento atmosférico

Además el mes de enero presenta mayor variabilidad con desviación estándar de 1.8 °C y junio presenta menor variabilidad con desviación estándar de 0.6 °C (ver tabla 7).

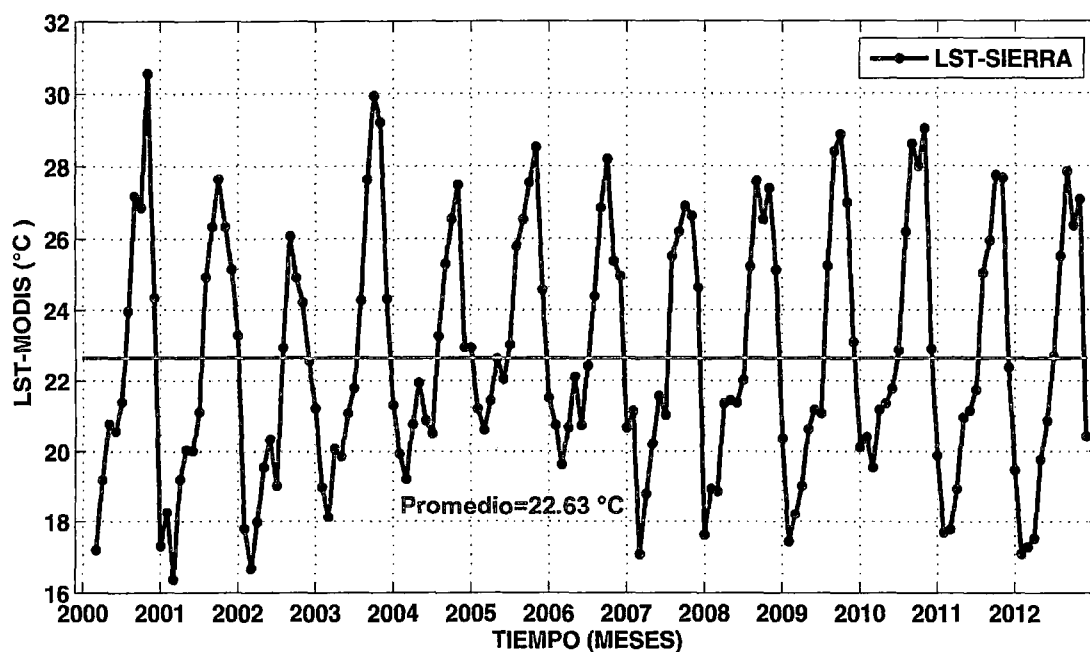
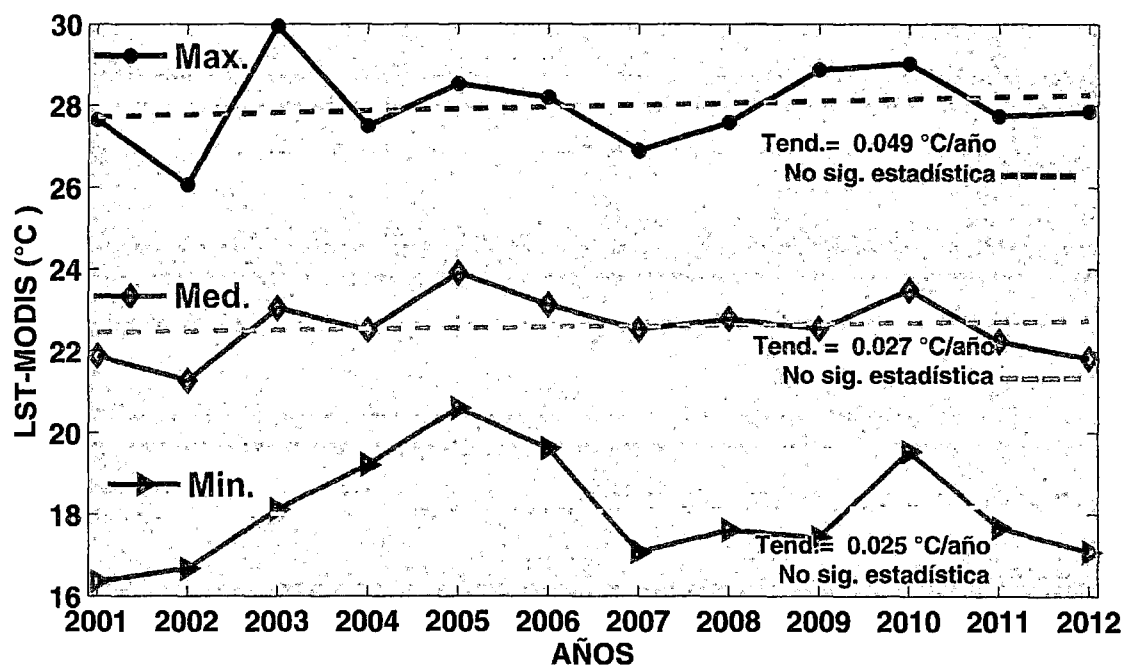


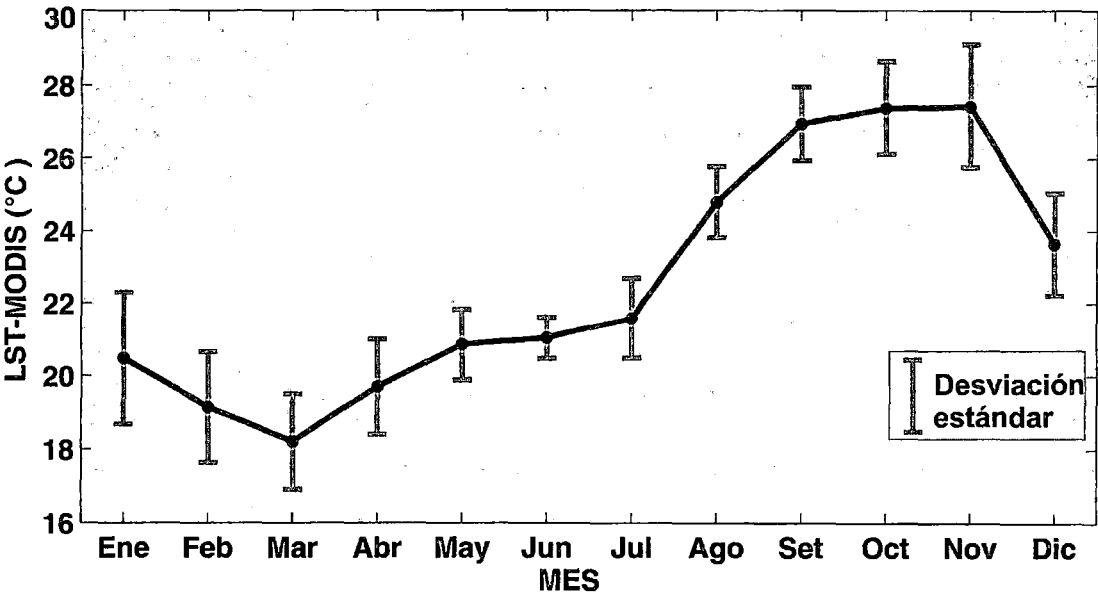
Figura 6.7. Temperatura de la superficie del suelo promedio mensual y espacial de la región sierra del Perú, en el periodo 2000-2012.



	Máximo		Promedio		Mínimo	
Anual	0.049	No sig.	0.027	No sig.	0.025	No sig.

sig: Significancia estadística

Figura 6.8. Temperatura de la superficie del suelo promedio anual y espacial de la región sierra del Perú. Periodo 2001-2012 y su respectiva tabla de tendencias (°C/año).



6.9. Variabilidad mensual de la temperatura de la superficie del suelo de la región sierra del Perú. Periodo común: marzo 2000 a diciembre 2012.

Tabla 10. Valores promedios mensuales y desviación estándar de LST (marzo 2000- diciembre 2012) de la región sierra.

	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Set	Oct	Nov	Dic
2000	-	-	17.2	19.2	20.8	20.7	21.4	23.9	27.1	26.8	30.5	24.3
2001	17.3	18.2	16.3	19.2	20.0	20.0	21.2	24.9	26.3	27.6	26.3	25.1
2002	23.3	17.8	16.7	18.0	19.5	20.3	19.0	22.9	26.0	24.9	24.2	22.5
2003	21.2	19.0	18.1	20.1	19.8	21.1	21.8	24.3	27.6	29.9	29.2	24.3
2004	21.3	19.9	19.2	20.8	21.9	20.9	20.5	23.7	25.3	26.5	27.5	22.9
2005	22.9	21.2	20.6	21.4	22.6	22.0	23.0	25.8	26.5	27.5	28.5	24.6
2006	21.5	20.7	19.6	20.7	22.1	20.7	22.4	24.4	26.8	28.2	25.4	25.0
2007	20.7	21.1	17.1	18.8	20.2	21.6	21.0	25.5	26.2	26.9	26.6	24.6
2008	17.6	18.9	18.9	21.4	21.4	21.4	22.0	25.2	27.6	26.5	27.4	25.1
2009	20.4	17.4	18.2	19.0	20.6	21.2	21.1	25.2	28.4	28.9	27.0	23.1
2010	20.1	20.4	19.5	21.2	21.3	21.8	22.9	26.2	28.6	28.0	29.0	22.9
2011	19.9	17.7	17.8	18.9	20.9	21.1	21.7	25.0	25.9	27.7	27.7	22.4
2012	19.5	17.1	17.3	17.5	19.8	20.9	22.7	25.5	27.8	26.7	27.1	20.4
PR	20.5	19.1	18.2	19.7	20.9	21.0	21.6	24.8	26.9	27.4	27.4	23.6
DE	1.8	1.5	1.3	1.3	1.0	0.6	1.1	1.0	1.01	1.3	1.7	1.4

PR: Promedio

DE: Desviación estándar

6.1.3 Serie histórica de la temperatura de la superficie del suelo de la región Selva del Perú

La figura 6.10 muestra la serie de tiempo de temperatura promedio mensual y espacial de la superficie del suelo de la región selva del Perú, procedentes del sensor MODIS-Terra, observándose un promedio de 24.5 °C desde marzo del 2000 a diciembre del 2012. Esta región presenta menor amplitud térmica con respecto al de la costa y sierra peruana, que oscila entre 22.6 y 27.0 °C.

En la figura 6.11, se tienen las variaciones anuales de temperatura de la superficie del suelo de la selva peruana en el periodo 2001 - 2012, se observa cuatro valores máximos de 26.9, 26.9, 26.9 y 27.0 °C en los años 2002, 2005, 2010 y 2012, respectivamente. Las tendencias obtenidas mediante el método de mínimos cuadrados ordinario ajustado a una línea recta entre los años 2001 y 2012, muestran un incremento de la temperatura de la superficie del suelo en los valores máximos, mínimos y promedio en 0.034 °C/ año, 0.038°C/ año y 0.024°C/ año, respectivamente. Para validar las tendencias se realizó la prueba de test no paramétrico Mann Kendall (Al Buhairi, 2010), encontrando que la tendencia de temperatura promedio anual de la superficie del suelo de la región selva estadísticamente es significativa a un $\alpha < 0.1$.

En promedio, para la región selva (figura 6.12) la temperatura de la superficie del suelo presenta el valor más bajo durante junio (23.6 °C) y el más alto en setiembre (26.2°C). El mes de enero presenta mayor variabilidad con desviación estándar de 0.8 °C y junio presenta menor variabilidad con desviación estándar de 0.3 °C (ver tabla 8).

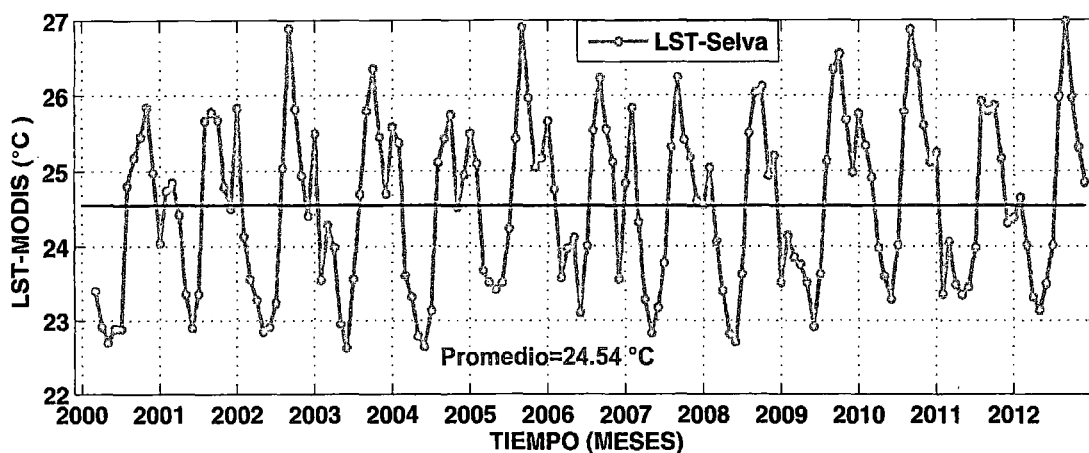
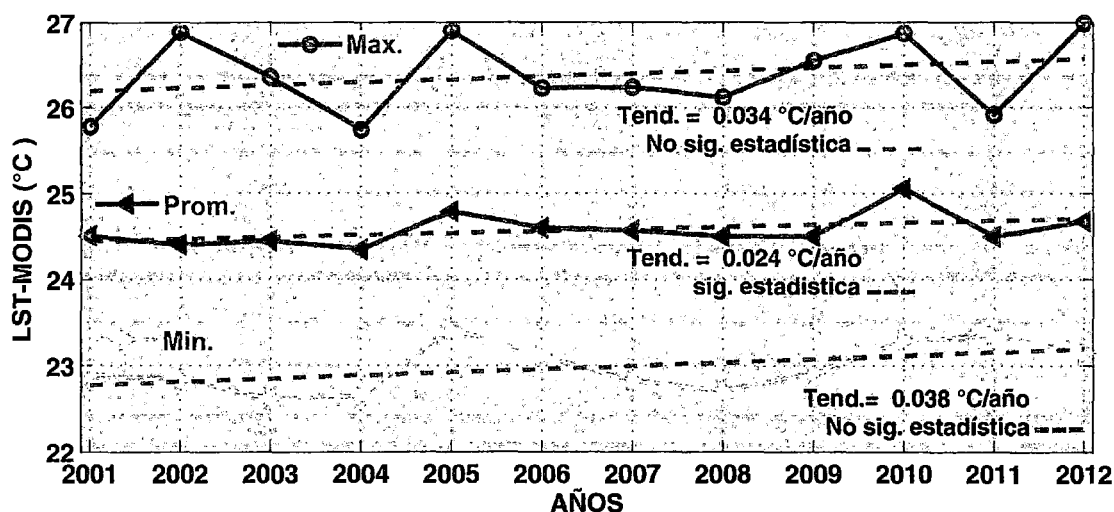


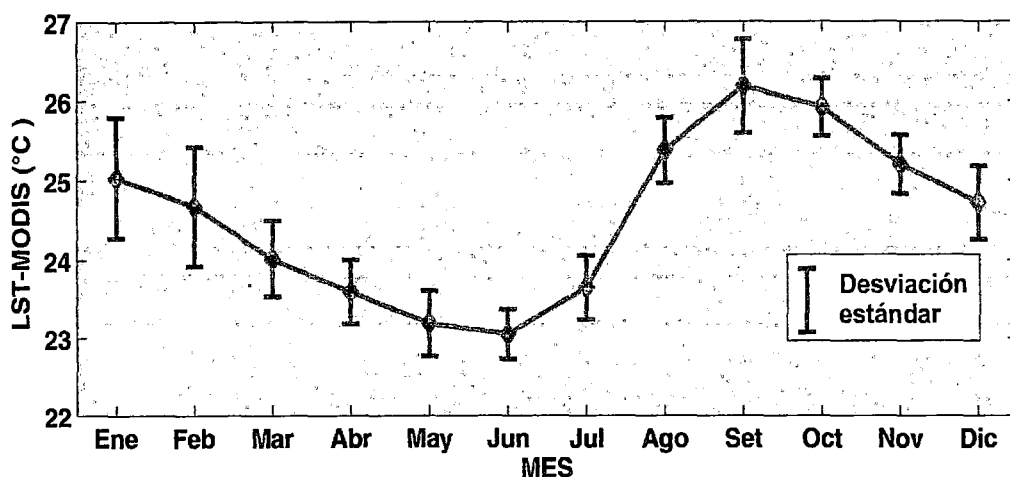
Figura 6.10. Temperatura de la superficie del suelo promedio mensual de la región selva del Perú, en el periodo 2000-2012.



Anual	Máximo		Promedio		$\alpha =$	Mínimo	
	0.034	No sig.	0.024	sig. 0.05		0.038	No sig.

sig: Significancia estadística

Figura 6.11. Temperatura de la superficie del suelo promedio anual y espacial de la región selva del Perú. Periodo 2001-2012 y su respectiva tabla de tendencias (°C/ año).



6.12. Variabilidad mensual de la temperatura de la superficie del suelo de la región selva del Perú. Periodo común: marzo 2000 a diciembre 2012.

Tabla 11. Valores promedios mensuales y desviación estándar de LST (marzo 2000-diciembre 2012) de la región selva.

	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Set	Oct	Nov	Dic
2000	-	-	23.4	22.9	22.7	22.9	22.9	24.8	25.2	25.4	25.8	25.0
2001	24.0	24.7	24.8	24.4	23.3	22.9	23.4	25.7	25.8	25.7	24.8	24.5
2002	25.8	24.1	23.5	23.3	22.8	22.9	23.2	25.0	26.9	25.8	24.9	24.4
2003	25.5	23.5	24.3	24.0	22.9	22.6	23.5	24.7	25.8	26.4	25.4	24.7
2004	25.6	25.4	23.6	23.3	22.8	22.6	23.1	25.1	25.4	25.7	24.5	24.9
2005	25.5	25.1	23.7	23.5	23.4	23.5	24.2	25.4	26.9	26.0	25.1	25.2
2006	25.7	24.7	23.6	24.0	24.1	23.1	24.0	25.5	26.2	25.5	25.1	23.7
2007	24.8	25.8	24.3	23.3	22.8	23.2	23.8	25.3	26.2	25.4	25.2	24.6
2008	24.5	25.0	24.1	23.4	22.8	22.7	23.6	25.5	26.0	26.1	24.9	25.2
2009	23.5	24.1	23.9	23.8	23.5	22.9	23.6	25.1	26.3	26.5	25.9	25.0
2010	25.8	25.3	24.9	24.0	23.6	23.3	24.0	25.8	26.9	26.4	25.6	25.1
2011	25.2	23.7	24.1	23.5	23.3	23.4	24.0	25.9	25.8	25.9	25.2	24.3
2012	24.4	24.6	24.0	23.3	23.1	23.5	24.0	26.0	27.0	26.0	25.3	24.8
PR	25.0	24.7	24.0	23.6	23.2	23.0	23.6	25.4	26.2	25.9	25.2	24.7
DE	0.8	0.7	0.5	0.4	0.4	0.3	0.4	0.4	0.6	0.4	0.4	0.5

PR: Promedio

DE: Desviación estándar

6.2 La temperatura de la superficie del suelo y la temperatura máxima del aire

Los datos de la temperatura de la superficie del suelo (LST)-MODIS para las estaciones se obtienen, seleccionando un sector de 3x3 píxeles (3 km x 3 km) del área en la cual se encuentra emplazada las estaciones meteorológicas. La razón para utilizar una ventana de 3x3 píxeles es para compensar posibles errores debido a la disparidad de las coordenadas que pueden ocurrir cuando se utiliza una ventana de 1x1 píxel.

La figura 6.13 muestra la serie tiempo de la temperatura de la superficie del suelo promedio mensual y la temperatura máxima promedio mensual de aire (Tmax) para tres estaciones, La Yarada (costa), Tambillo (sierra) y Aguaytía (selva); durante el periodo 2000-2012.

Un hecho interesante es la variación entre la temperatura de la superficie de suelo y la temperatura máxima del aire para diferentes estaciones meteorológicas. Para la estación de La Yarada que se encuentra en las tierras áridas con presencia de cultivo, la LST es 11.3 °C mayor que la Tmax en promedio (ver tabla 9).

Y para la estación de Tambillo con presencia de cultivos estacionales, la LST es 7.2 °C mayor que Tmax en promedio (ver tabla 9), además se observa que la LST aumenta mucho más rápidamente que Tmax en época estival, por el aumento de la temperatura; más energía térmica se concentra en la superficie del suelo.

Estos resultados se apoyan en consideraciones físicas que indica que las temperaturas máximas extremas se producen en superficies de suelo desnudo en plena iluminación solar, donde el suelo seco tiene un albedo muy bajo y una baja conductividad térmica (Garra, 1991).

Por el contrario la LST sobre la estación de Aguaytía en Ucayali con presencia de cultivo, vegetación natural, cuerpos de agua es 5.4 °C menor que Tmax (ver tabla 9). Lo que indica que en zonas con presencia de coberturas arbóreas, la LST son menores en comparación con la del suelo desnudo, por que la vegetación densa puede reducir la cantidad de calor almacenado en el suelo y en la superficie de la vegetación a través de la evapotranspiración.

Owen y otros han demostrado que la partición de flujo de calor latente y flujo de calor sensible y por lo tanto la respuesta de la temperatura de la superficie del suelo, es

modulada por la cobertura vegetal y el contenido de agua sobre el suelo (Owen et al., 1998).

Las series de tiempo con promedios mensuales de temperatura máxima del aire y LST-MODIS para tres estaciones meteorológicas en el periodo de estudio, fueron ajustadas aplicando una curva de ajuste lineal y los parámetros se obtienen mediante el método de mínimos cuadrados.

Sin embargo, hay que señalar los efectos que involucran la diferencia en medición de la temperatura:

La altura. La temperatura máxima del aire son medidos de 1.5 a 2 m. sobre el suelo (OMM, 1996) y la LST-MODIS es de la superficie del suelo.

El tiempo. La temperatura comienza a aumentar poco después de la salida del sol y alcanza su máximo de una a tres horas después de alcanzar el sol su máxima altitud, el cenit, y disminuye durante la noche hasta la salida del sol, cuando se presenta el valor mínimo (Universidad Nacional de Cuyo, 2008). Pero el sobrevuelo de la plataforma Terra a bordo del sensor MODIS es alrededor 10:30 AM, por lo que la LST son obtenidos a esta hora.

Otro efecto, que debemos señalar que el uso de una metodología de 3x3 pixeles altera la resolución espacial final a 9 km² aproximadamente para LST-MODIS, mientras la resolución espacial para la temperatura del aire es 10-100 m² (François et al., 1999)

Aunque las temperaturas medidas por el sensor MODIS a bordo del satélite Terra y temperatura máxima del aire son de naturaleza muy diferente, se puede notar que las temperaturas tienen una correlación moderada, lo que nos permite derivar regresiones entre LST- MODIS y Tmax, como se muestra en la figura 6.14.

En la tabla 10 se presenta las ecuaciones de regresión lineal para tres estaciones meteorológicas, junto con el error cuadrático medio y el número de puntos utilizados.

El número total de puntos desde marzo del año 2000 a diciembre del 2012 son 154 datos, la misma que contamos para la estación de Tambillo, mientras tanto para las estaciones de La Yarada y Aguaytía se diferencia en una unidad, esto es por falta de datos de la LST-MODIS y de la temperatura máxima del aire.

El Root Mean Square Error (RMSE) como medida de error, muestra mejor resultado para la estación de Aguaytía y presenta valor más alto para la estación de Tambillo, pues está más afectado por los valores grandes de desviación estándar mensual. El promedio obtenido de RMSE, es 2.6 °C para los tres modelos.

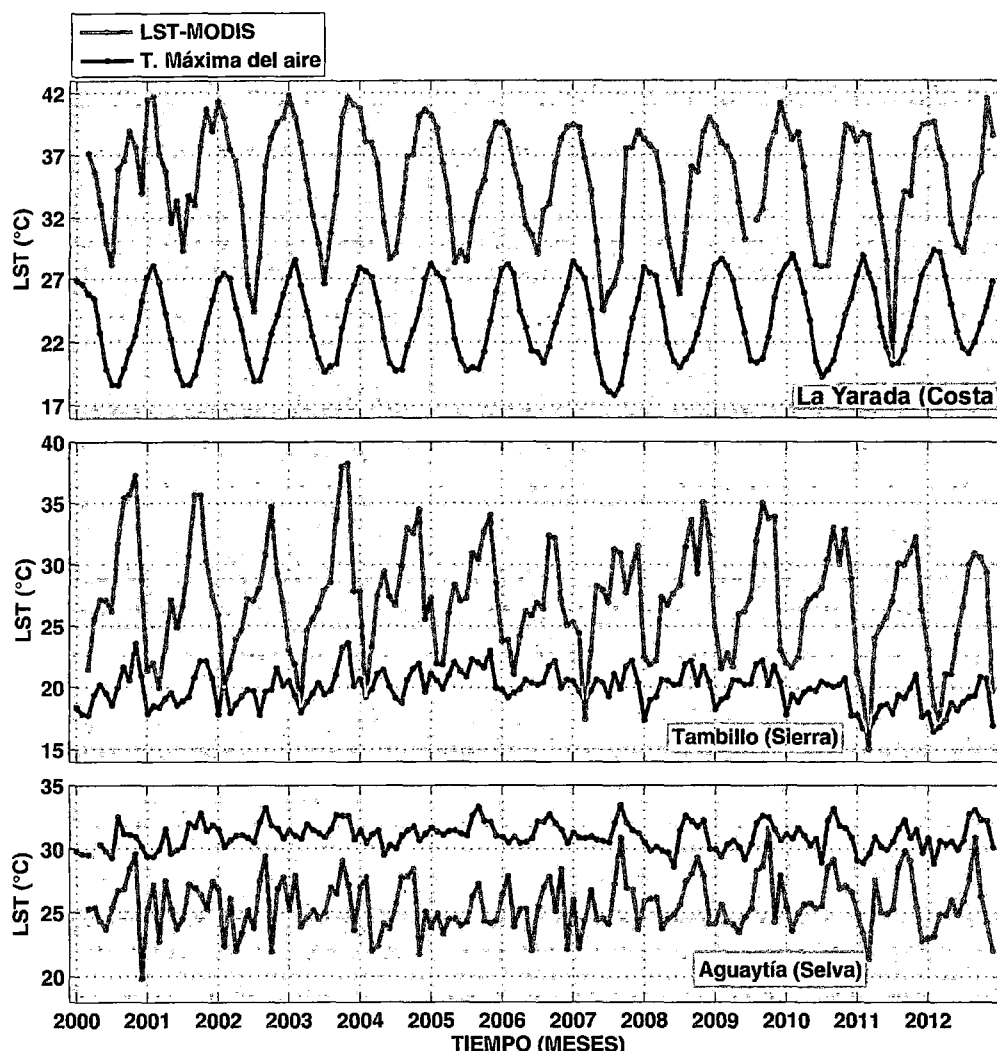


Figura 13. La temperatura máxima media mensual de aire (Tmax.) y temperatura de la superficie del suelo promedio mensual y espacial de 3x3 píxeles para tres estaciones meteorológicas (La yarada, Tambillo y Aguaytía), ubicadas en las tres regiones del Perú, en el periodo 2000 - 2012.

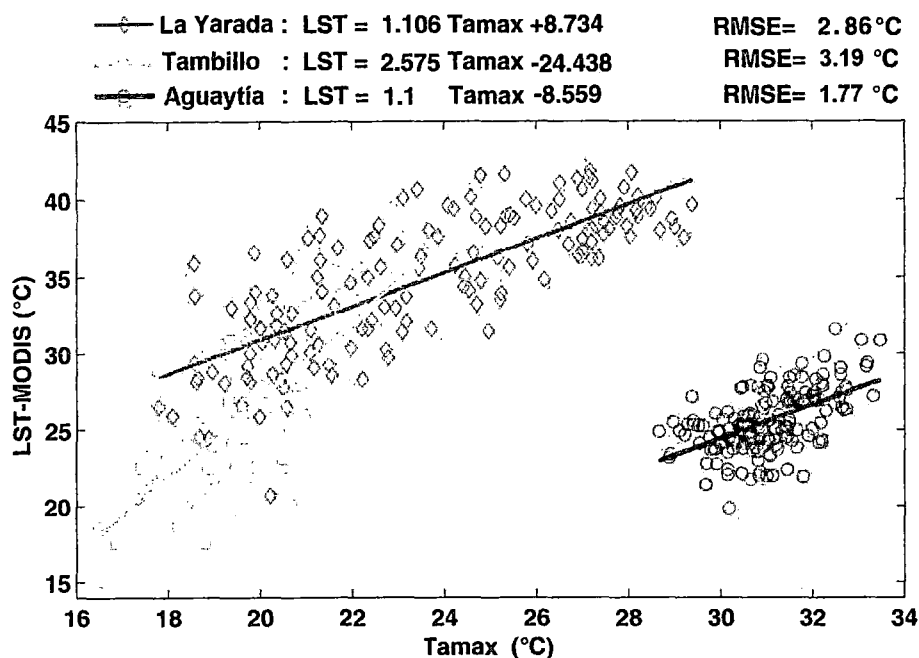


Figura 6.14. Ajuste lineal entre la temperatura de la superficie del suelo promedio mensual y temperatura máxima media mensual del aire (Tmax.), para tres estaciones meteorológicas (La Yarada, Tambillo y Aguaytía) en el periodo 2000-2012.

Tabla 12. Estadística de la temperatura promedio mensual de la superficie del suelo temperatura máxima promedio mensual del aire para tres estaciones La Yarada, Tambillo y Aguaytía.

	La Yarada			Tambillo			Aguaytía		
	LST	Tmax	LST-Tmax	LST	Tmax	LST-Tmax	LST	Tmax	LST-Tmax
Promedio	35.0	23.7	11.3	27.2	19.9	7.2	25.6	31.0	-5.4
D.E.	4.5	3.2	1.4	5.6	1.4	4.2	2.1	1.0	1.1

Tabla 13. Regresión lineal simple entre la temperatura de la superficie del suelo promedio mensual y la temperatura máxima promedio mensual del aire para tres estaciones meteorológicas.

	Relación LST/Tmax	RMSE (°C)	Coefficiente de determinación (correlación)	N° datos
Yarada	$\text{LST} = 1.106 \text{ Tmax} + 8.73$	2.86	0.599 (0.774)	153
Tambillo	$\text{LST} = 2.575 \text{ Tmax} - 24.43$	3.19	0.524(0.724)	154
Aguaytía	$\text{LST} = 11.1\text{Tmax} - 8.56$	1.77	0.283(0.532)	153

6.3 Temperatura de la superficie del suelo promedio en el periodo de estudio

En la figura 6.15 se muestra la distribución de temperatura de la superficie del suelo promedio y su correspondiente desviación estándar (figura 6.16) de todo Perú, para la serie de tiempo que corresponde de marzo 2000 a diciembre de 2012, obtenida a partir de imágenes producto de LST diurno del sensor MODIS–Terra, para píxeles espaciales de 1 x 1 km. En la figura 6.15 se observa que la LST varía de -1.0 °C a 47.0 °C. En la región geográfica costa, la LST está entre los valores 17.1 – 47.0 °C, con promedio de 35.8°C. Los valores más bajos de LST se observan en suelos con vegetación y en el límite mar-suelo. En la región sierra el promedio de LST es de 23.0 °C. Los valores negativos de LST considerados corresponden a geoformas de altura ubicada en la Región Ancash con presencia de nieve y, los valores más altos (40- 46.0 °C) se observan en la parte sur. La LST en la región selva, presenta menor amplitud atérmica con valores entre 18.0 y 35.0 °C, y su promedio es 25. 0 °C.

Los resultados obtenidos en este estudio se confirma lo encontrado por Price, quién mediante la técnica de teledetección por satélite sobre una región con variación del contenido de agua en la superficie del suelo y la cubierta vegetal, encontró que los lugares predominantemente de suelos desnudos experimentan una variación amplia de temperatura de la superficie del suelo que lugares con vegetación densa (Price, 1990).

La desviación estándar (DE) de LST-MODIS, figura 6.14, muestra que en la costa varía de sur a norte desde 0.0 a 6.0 °C. También en la sierra la desviación estándar es mayor y varía de 0.0 a 6.0 °C. En la selva la DE varía desde 0.0 a 1.5 °C. En consecuencia la baja variabilidad térmica de la temperatura de la superficie del suelo se observan en la región selva y al sur del paralelo 8° S en la costa.

Tabla 14. Estadística de la temperatura de la superficie del suelo promedio de las regiones costa, sierra y selva durante el periodo de estudio. Considerados para el análisis.

	Máximo(°C)	Mínimo (°C)	Promedio (°C)
Costa	47.0	17.1	35.8
Sierra	46.1	-1.0	23.0
Selva	35.9	18.0	25.0

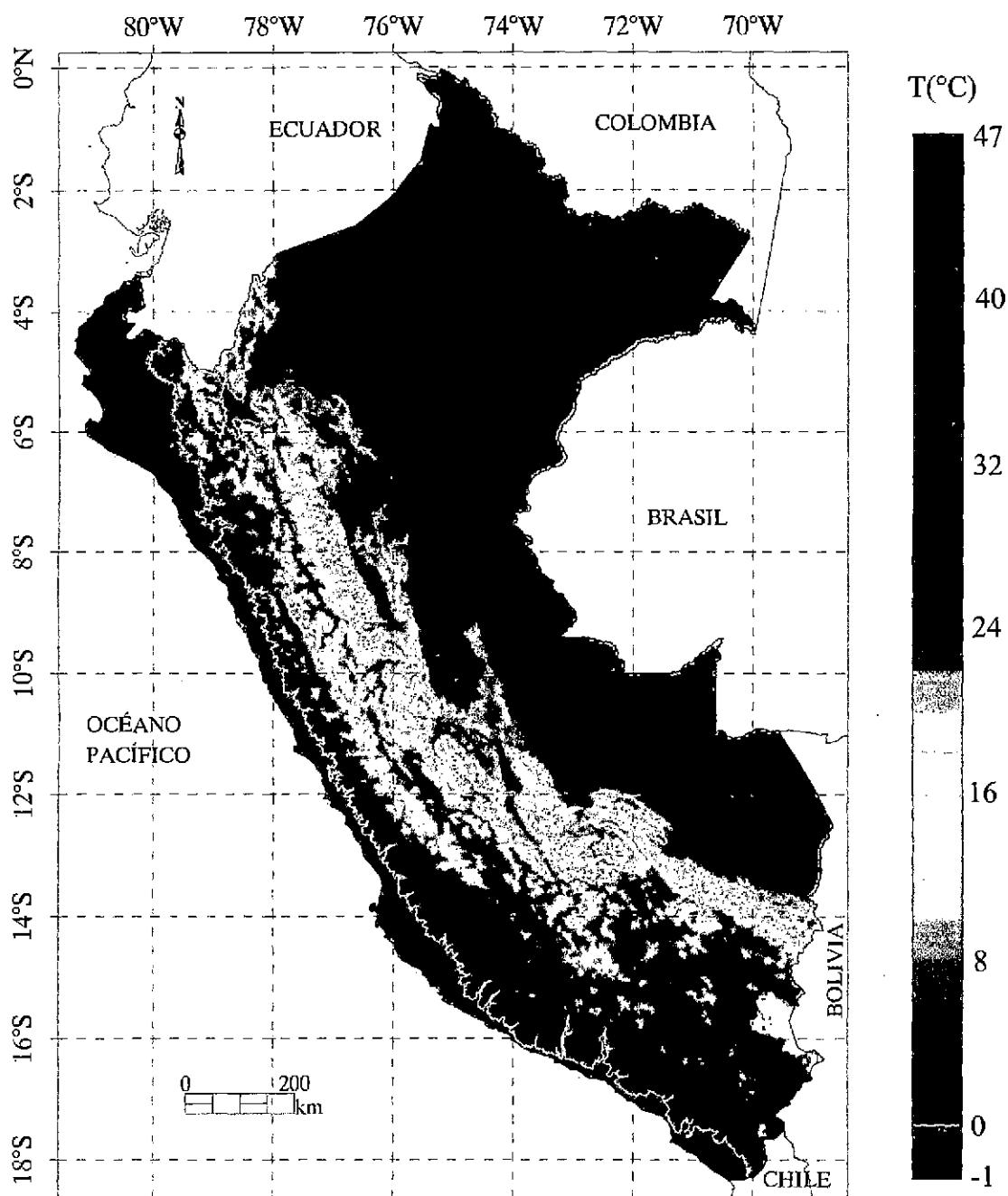


Figura6.15. Temperatura de la superficie del suelo promedio en el periodo marzo 2000 a diciembre 2012, superpuestas están los límites de las regiones costa, sierra y selva considerados para el análisis.

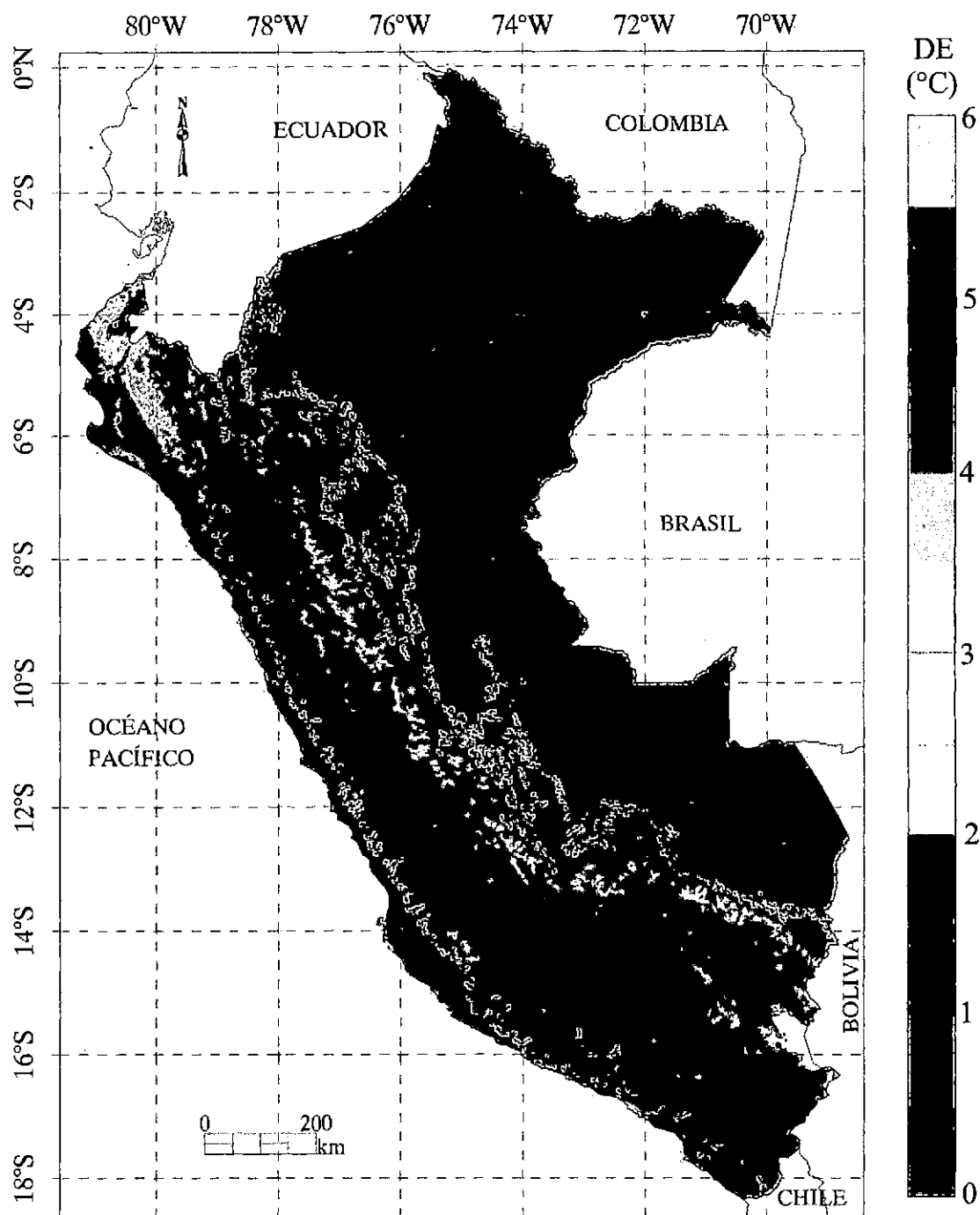


Figura 6.16. Desviación estándar de la serie temporal de LST: periodo marzo 2000 – diciembre 2012, superpuestas están los límites de las regiones costa, sierra y selva considerados para el análisis.

CONCLUSIONES Y SUGERENCIAS

7.1 Conclusiones

Del análisis realizado se concluye lo siguiente:

1. La evolución mensual de la temperatura de la superficie del suelo (LST) en la costa está fuertemente asociado a los cambios de estación. Se observan dos periodos bien definidos durante el año: de mínimos valores centrado en la estación de invierno (junio y julio), siendo el valor más bajo 30.5 °C en julio y de valores máximos entre diciembre y febrero, con valor promedio de 38.6 °C.
2. La variabilidad mensual de la LST en la sierra presenta los valores más bajos durante verano (febrero a marzo, principalmente, en promedio 18.2°C) y los más altos en noviembre (27.4 °C, en promedio).
3. Durante el año la LST en la selva peruana presenta los valores más bajos en junio (en promedio 23.0 °C); mientras los valores máximos se dan en setiembre (26.2 °C en promedio).
4. La LST varía con el tipo de cobertura del suelo con respecto a la temperatura máxima del aire. Asimismo, se encontró una moderada a buena correlación, y en forma directa con la temperatura máxima de aire.
5. La LST promedio, de todo los pixeles de 1x1 km², del área de estudio varía de -1.0 a 47.0 °C. En la costa el promedio alcanza valores más altos (47.0 °C). En lo que respecta a la sierra, la LST está entre -1.0 y 46.0 °C. En la selva peruana la LST se encuentra entre los rangos de 18.0 a 35.0 °C.
6. La desviación estándar (DE) de LST en la costa varía de sur a norte desde 0.0 a 6.0 °C. También en la región sierra la DE es mayor y varía desde 0.0 a 6.0 °C. La región selva presenta menor variabilidad, con DE que oscila entre 0.0 y 1.5 °C.

7.2 Recomendaciones

1. Para futuras investigaciones de temperatura de la superficie del suelo con datos imágenes producto LST-MODIS, con el propósito de obtener resultados más precisos, se debe contar con datos In situ para validar la LST-MODIS, aunque estas han sido validadas con precisión de un grado kelvin en un rango de 263.15 a 323.15 K, sin embargo la fisiografía regional y local en nuestro país podría alterar el verdadero valor de la LST.
2. Se debe realizar el análisis minucioso de las imágenes producto de LST-MODIS con su respectivo control de calidad (QC), con la finalidad de observar los porcentajes de errores con que fueron calculados y los datos faltantes.
3. Para un mejor entendimiento de los fenómenos que involucran al aumento y la disminución de LST, se recomienda realizar la comparación con otros datos como precipitación, variables fisiográficos, horas de insolación entre otros. De otro lado, este trabajo dejaría abierto para realizar otras investigaciones de medición de parámetros como la evapotranspiración, sequía, inercia térmica, ocurrencia de heladas, etc.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

1. Atlas Climático de Temperatura y Precipitación del Aire en la cuenca del Mantaro (2011), “Proyecto de adaptación al impacto del retroceso acelerado de glaciares en los andes tropicales-PRAA”, 161 pp.
2. Al Buhairi, M. (2010) , Analysis of Monthly, Seasonal and Annual Air Temperature Variability and Trends in Taiz City - Republic of Yemen, *Journal of Environmental Protection*, 1, 401-409.
3. Benali, A., A. Carvalho, J. Nunes, N. Carvalhais and A. Santos (2012), Estimating air surface temperature in Portugal using MODIS LST data, *Remote Sensing of Environment*, 124, 108–121.
4. Becker, F. (1989), The impact of spectral emissivity on the measurement of land surface temperature from a satellite, *International Journal of Remote Sensing*, 8(11), 1509-1522.
5. Becker, F. and Z. Li (1990), Towards a local split window method over land surface, *International Journal of Remote Sensing*, 11, 369-393.
6. Colwell, R. N. (1983), *Manual of Remote Sensing*, Segunda Edición, Vol. 1, American Society of Photogrammetry, Falls Church, Virginia.
7. Cordova, K., L. Delgado, S. Ramos (2014), Cambios en el índice de vegetación -NDVI y en los valores de temperature superficial- LST, vinculado a procesos socio-productivos y a la variabilidad climática ENSO en el Parque Nacional Laguna de Tacarigua-PNLT Venezuela, XI Simposio internacional, SELPER 2014, desarrollado del 29/09 a 03/10 del año 2014, Medellín -Colombia.
8. Crosson, W. L., M. Z. Al-Hamdan, S. Hemmings and G. M. Wade (2012), A daily merged MODIS Aqua–Terra land surface temperature data set for the conterminous United States, *Remote Sensing of Environment*, 119, 315–324.
9. Chuvieco, E. (2000), *Fundamentos de teledetección espacial*, Ediciones Rialp, S.A., 3.
10. Dhirajbhai, S., (2013), Thermal Infrared Remote Sensing over Land Surface: Retrieval and Applications of Land Surface Temperature, Thesis Doctoral,

Department of Physics, Sardar Patel University Vallabh Vidyanagar 388 120, Gujarat, India.

11. De Ruyver, R., M. Denegri y P. Oricchio (2012), Mapa de riesgo de Temperaturas extremas frías para el sur de la provincia de Buenos Aires usando datos satelitales y de superficie. Instituto de Clima y Agua - Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA), 37(1), 37-46.
12. Eisberg, R. M. (2011), *Fundamentos de Física Moderna*, Limusa, S.A., México, ISBN: 978-968-18-0418-3.
13. François, J. (2011), Aplicaciones del sensor para el monitorio del territorio, Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM).
14. François, C., R. Bosseno, J. Vacher and B. Seguin (1999), Frost risk mapping derived from satellite and surface data over the Bolivian Altiplano, *Agricultural and Forest Meteorology*, 95, 113-137.
15. García G., A. Baille, M. González, V. Martínez, Z. Urrea Mario Hernández, P. Nortes y M. Tanguy (2007), Desarrollo y aplicación de indicadores de alerta temprana frente a sequías a escala regional desde MODIS. ed. Martin, *Teledetección*, 223-229.
16. Garrat, J.R. (1991), Extreme maximum land surface temperatures, *Journal of Applied Meteorology*, 31, 1096-1105.
17. Gilabert, M.A., J. Gonzales y J. García (1997), Acerca de los índices de vegetación, *Revista de Teledetección*, 8, 35-45.
18. Gillespie, A., E. Abbott, L. Gilson, G. Hulley, J. Jiménez-Muñoz and J. Sobrino (2011), Residual errors in ASTER temperature and emissivity standard products AST08 and AST05, *Remote Sensing of Environment*, 115, 3681-3694.
19. Gutman, G. (1990), Towards monitoring droughts from space, *Journal Climate*, 3, 282-295
20. Hilwig, F. W. (1984), Visual interpretation of multitemporal Landsat data for inventories of natural resources, *ITC Journal*, 2, 297-327.

21. Houghton, J. T., Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguer, P. J. van der Linden, and D. Xiaosu (2001), *Climate Change 2001, The Scientific Basis*, Cambridge University Press, 944 pp.
22. Hoffmann, W. A., and Jackson, R.B. (2000), Vegetation-climate feedbacks in the conversion of tropical savanna to grassland, *Journal Climate*, 13, 1593–1602.
23. IGP (2005a), *Atlas Climático de Precipitación y Temperatura del Aire en la Cuenca del Río Mantaro*, Fondo editorial del Concejo Nacional del Ambiente. Lima, 107.
24. INE (2013), Instituto Nacional de Estadística e Informática-IV Censo Nacional Agropecuario 2012, Lima-Perú.
25. INE (2008), Instituto Nacional de Estadística e Informática-Censos Nacionales 2007: XI de Población y VI de Vivienda, Lima-Perú.
26. Jiménez, J. C. (2005), Estimación de la temperatura y la emisividad de la superficie terrestre a partir de los datos suministrados por sensores remotos de alta resolución, Tesis doctoral, Dpto. de Termodinámica, Univ. Valencia, España.
27. Jiménez-Muñoz, J. and J. Sobrino (1996), Split-window coefficients for land surface temperature retrieval from low-resolution thermal infrared sensors, *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 34(4), 802-905.
28. Karnieli, A., N. Agam, R. T. Pinker, M. Anderson, M. L. Mhoff, G. Gutman, N. Panov and A. Golberg (2010), Use of NDVI and Land Surface Temperature for Drought Assessment: Merits and Limitations, *Journal of Climate*, 23, 618-632.
29. Kondratyev, K. Y. (1969), *Radiation in the atmosphere*, Academic Press, New York.
30. Lenoble, J. (1993), *Atmospheric Radiative Transfer*, A. Deepak Publishing, Hampton, Virginia, USA.

31. Lillesand, T. M. y Kiefer, R. W. (1979), *Remote Sensing and Image Interpretation*, John Wiley and Sons, Inc. pp 1.
32. Liou K. N. (2002), *An introduction to atmospheric radiation*, Academic Press, 2.
33. López, M. J. y Caselles, V. (1991), Introducción a la teledetección. En La Teledetección en el seguimiento de los fenómenos naturales. Recursos renovables: agricultura. Gandía, S. y Meliá, J. (eds). Universidad de Valencia. pp 19.
34. Mendoza, J. (2012), Exploración de aguas subterráneas en la región de Lambayeque-Perú usando imágenes Landsat y Aster, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Facultad de Ciencias Físicas, Lima-Perú.
35. MODIS land team, validation, <http://landval.gsfc.nasa.gov/>, Consultado el 30 de setiembre de 2014.
36. Morales, J., W. Muñoz y S. Losada (2008), Cálculos de series armónicas de Riemann con exponente par, Ciencia e Ingeniería Neogranadina, 18, 107-115, Bogotá, ISSN 0124-8170.
37. Mulders, M. A. (1987), *Remote sensing in soil science*, Elsevier science publishers, New York, U.S.A.
38. NASA's Earth Observing System (2014), < <http://eospso.gsfc.nasa.gov/content/nasas-earth-observing-system-project-science-office.>>, Consultado el 27 de octubre de 2013.
39. NASA (1999), Terra: Flagship of the Earth Observing System.
40. OMM (1996), Organización Meteorológica Mundial.
41. OMM (1996), Organización Meteorológica Mundial, Publicación N° 182.
42. Owen, T, T. Carlson, and R. Gillies (1998), An assessment of satellite remotely-sensed land cover parameters in quantitatively describing the climatic effect of urbanization, *Int. J. Remote Sensing*, 19(9), 1663-1681.

43. Peraiah, A. (2004), *An introduction to radiative transfer*, Cambridge University Press, United Kingdom.
44. Pérez, J. D. (2007), Introducción a los Sensores Remotos-Aplicaciones en Geología, Laboratorio de Tectónica Andina, Ciudad Universitaria, Pabellón 2, C1428EGA, Buenos Aires, Argentina.
45. Pinheiro, A., R. Mahoney, J. Privette and C. Tucker (2006), Development of a daily long term record of NOAA-14 AVHRR land surface temperature over Africa, *Remote Sensing of Environment*, 103, 153 – 164.
46. Pulgar, J. (1996), *Geografía del Perú*, Editorial Inca S.A., 10, Lima-Perú.
47. Price, J. (1990), Using spatial context in satellite data to infer regional scale evapotranspiration, *I.E.E.E. Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 28, 940-948, DOI: 10.1109/36.58983.
48. Price, J. (1983a), Estimated Surface Temperature measurements from the split window channels of the NOAA 7 Advanced Very High Resolution Radiometer, *Journal of Geophysical Research*, 89, 7231-7237.
49. Price, J. (1983b), Estimating surface temperatures from satellite thermal infrared data-A simple formulation for the atmospheric effect, *Remote Sensing of Environment*, 13, 353-361.
50. Qin, Z., A Karnieli, and P. Berliner (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, 3719–3746.
51. Rodriguez, O. y H. Arredondo (2005), Manual para el manejo y procesamiento de imágenes satelitales obtenidas del sensor MODIS de la NASA, aplicado en estudios de ingeniero civil, Pontificia Javeriana, Bogotá- Colombia.
52. Sohrabinia, M., W. Rack and P. Zawar-Reza (2012), Analysis of MODIS LST Compared with WRF Model and in situ Data over the Waimakariri River Basin, Canterbury, New Zealand, *Remote Sensing*, 4, 3501-3527.

53. Sobrino, J. A., 2000, Teledetección, Servicios de publicaciones, Universidad de Valencia, 2.
54. Schmugge, T., F. Becker and Z. Li (1991), Spectral emissivity variations observed in airborne surface temperature measurements, *Remote Sensing of Environment*, 35:95-104.
55. Slater, P.N. (1980), *Remote Sensing: Optics and Optical System*, Addison Wesley Publishing Company, Reading Massachusetts, pp. 575.
56. Srivastava, P., T. Majumdar, and A. Bhattacharya (2009), Surface temperature estimation in Singhbhum Shear Zone of India using Landsat-7 ETM+ thermal infrared data, *Advances in Space Research* 43, 1563–1574.
57. Straschnoy, J., C. deVilla, F. Jaimes, P. Oricchio, C. Rebella (2006), Caracterización especial de estrés hídrico y de las heladas en la region Pampeana a partir de información satelital y complementaria, *Ria*, 35 (2): 117-141, INTA, Argentina.
58. Susskind, J. and D. Reutter (1985), Retrieval of sea surface temperatures from HIRS2/MSU. *Journal of Geophysical Research*, 90: 11608-11618.
59. Terra (EOS AM-1), <<http://terra.nasa.gov>>, Consultado el 11 de agosto de 2014.
60. Thiermann, V. and E. Ruprecht (1992), A method for the detection of clouds using AVHRR infrared observations, *International Journal of Remote Sensing*, 13, 1829-1841.
61. Thomas, S. and R. Reynolds (2005), A global Merged land-air-sea surface temperature reconstruction, based on historical observation (1880-1997), *Journal of climate*, 18, 2021-2036.
62. 60. Universidad Nacional de Cuyo (2008), Hidrología, Villodas, R. <https://www.academia.edu/68122/El_Ciclo_Hidrol%C3%B3gico_Representaci%C3%B3n_Esquem%C3%A1tica_del_Ciclo_Hidrol%C3%B3gico>, Consultado el 25 de octubre de 2014.

63. USGS MODIS Reprojection Tool Web Interface (MRTWeb) (2010), < [https://mrtweb. cr.usgs.gov/](https://mrtweb.cr.usgs.gov/)>, Consultado del 3 de julio de 2012 al 20 de octubre 2013.
64. Vancutsem, C., P. Ceccato, T. Dinku and S. Connor (2010), Evaluation of MODIS land surface temperature data to estimate air temperature in different ecosystems over Africa. *Remote Sensing*, 14, 449–465.
65. Wan, Z. (2009), Collection-5 MODIS Land Surface Temperature Products Users' Guide; ICESSE, University of California: Santa Barbara, CA, USA.
66. Wan, Z. (2008), New refinements and validation of the MODIS land-surface temperature/emissivity products, *Remote Sensing of Environment*, 112, 59-74.
67. Wan, Z., Y. Zhang, Q. Zhang and Z. L. Li (2004), Quality assessment and validation of the MODIS global land surface temperature, *International J. Remote Sensing*, 25(1), 261-274.
68. Wan, Z. M., Y. L. Zhang, Q. C Zhang, and Z.L. Li (2002), Validation of the land-surface temperature products retrieved from Terra Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer data, *Remote Sensing of Environment*, 83(1–2), 163–180.
69. Wan, Z. and Z. L. Li (1997), A physics-based algorithm for retrieving land-surface emissivity and temperature from EOS/MODIS data, *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions*, 35(4), 980-996.
70. Wan, Z. and J. Dozier (1996), A generalized Split-window algorithm for retrieving land-surface temperature from space, *IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing*, 34(4), 892-905.
71. Yao, Z., J. Li and J. Li (2012), Sun glint on atmospheric sounding from hyperspectral resolution infrared radiance, *Advances in Atmospheric Sciences*, 29(3), 1-9.

ANEXO

A.1. Aproximación en serie de Taylor

Sea una función $f(x)$ continua en el intervalo $x \rightarrow [a, b]$, entonces se puede aproximar dicha función en los puntos cercanos a un punto dado x_0 dentro del dominio.

$$f(x) = \sum_{i=0}^n \frac{1}{n!} \frac{d^n f(x)}{dx^n} \bigg|_{x_0} (x - x_0)^n$$

También podemos escribir como

$$f(x) = f(x) + \frac{1}{1!} \frac{df(x)}{dx} \bigg|_{x_0} (x - x_0) + \frac{1}{2!} \frac{d^2 f(x)}{dx^2} \bigg|_{x_0} (x - x_0)^2 + \dots$$

A.2. La función zeta de Riemann

La llamada *Función Zeta de Riemann* fue introducida por Euler mediante la definición (Morales et al., 2008).

$$\xi(z) = \sum_{n=1}^{\infty} \frac{1}{n^z} \quad (1)$$

Donde se trata de una serie convergente en la que z es un número complejo con parte real mayor que la unidad.

Sean las ecuaciones

$$\sum_{n=1}^{\infty} \frac{(-1)^{n-1}}{n^2} = \frac{\pi^2}{12}, \quad (2)$$

$$\xi(2) = \sum_{n=1}^{\infty} \frac{1}{n^2} = \frac{\pi^2}{6}, \quad (3)$$

$$\xi(4) = \sum_{n=1}^{\infty} \frac{1}{n^4} = \frac{\pi^4}{90}, \quad (4)$$

Para obtener las ecuaciones (3) y (4), desarrollamos las funciones

$$f(x) = x^2 \quad (-\pi \leq x \leq \pi)$$

En serie de Fourier:

$$f(x) = \sum_{n=0}^{\infty} a_n \cos nx,$$

$$a_0 = \frac{1}{\pi} \int_0^{\pi} x^2 dx = \frac{\pi^2}{3},$$

$$a_n = \frac{2}{\pi} \int_0^{\pi} x^2 \cos nx dx = (-1)^n \frac{\pi^2}{3}.$$

De donde,

$$x^2 = \frac{\pi^2}{3} + 4 \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(-1)^{n-1}}{n^2} \cos nx.$$

Haciendo $x = 0$ se obtiene la ecuación (2) y haciendo $x = \pi$ la ecuación (3).

Para obtener la ecuación (4), desarrollamos

$$f(x) = x^4 \quad (-\pi \leq x \leq \pi)$$

en serie de Fourier:

$$a_0 = \frac{1}{\pi} \int_0^{\pi} x^4 dx = \frac{\pi^4}{5},$$

$$a_n = \frac{2}{\pi} \int_0^{\pi} x^4 \cos nx dx = (-1)^n \frac{8\pi^2}{n^2} - (-1)^n \frac{48}{n^4}.$$

De donde,

$$x^4 = \frac{\pi^4}{5} + 8\pi^2 \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(-1)^n}{n^2} \cos nx - 48 \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(-1)^n}{n^4} \cos nx.$$

Haciendo $x = \pi$ se obtiene

$$x^4 = \frac{\pi^4}{5} + 8\pi^2 \sum_{n=1}^{\infty} \frac{1}{n^2} - 48 \sum_{n=1}^{\infty} \frac{1}{n^4} \cos nx$$

Sustituyendo la ecuación (3) y resolviendo para $\sum_{n=1}^{\infty} \frac{1}{n^4}$ se obtiene la ecuación (4)