

**UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN CRISTÓBAL DE HUAMANGA
FACULTAD DE INGENIERÍA DE MINAS, GEOLOGÍA Y CIVIL
ESCUELA PROFESIONAL DE CIENCIAS FÍSICO MATEMÁTICAS**



TESIS

**EVOLUCIÓN DE LA TEMPERATURA DE SUELOS DE LA REGIÓN DE
AYACUCHO UTILIZANDO PRODUCTOS MODIS, PERIODO 2002 – 2013.**

PRESENTADA POR: BACH. NOEL TORRES HUARIPAUCAR

ASESOR: MG. WALTER MARIO SOLANO REYNOSO

**PARA OPTAR EL TÍTULO PROFESIONAL DE LICENCIADO EN CIENCIAS
FÍSICO MATEMÁTICAS CON MENCIÓN EN FÍSICA**

AYACUCHO- 2016.

"EVOLUCIÓN DE LA TEMPERATURA DE SUELOS DE LA REGION DE
AYACUCHO UTILIZANDO PRODUCTOS MODIS, 2002-2013"

RECOMENDADO : 07 de diciembre de 2015

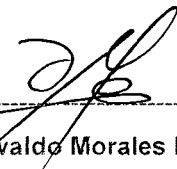
APROBADO : 22 de diciembre de 2015



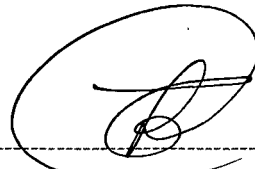
Mg. T. Avelino Palma Gutiérrez
(Presidente E.)



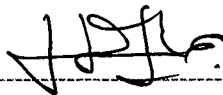
Lic. Kléber Janampa Quispe
(Miembro)



Lic. Oswaldo Morales Morales
(Miembro)

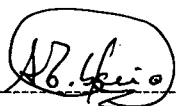


Lic. Octavio Cerón Balboa
(Miembro)

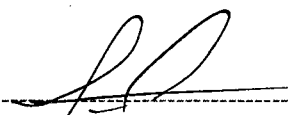


Ing. Darwin Ortega Cáceres
(Secretario E.)

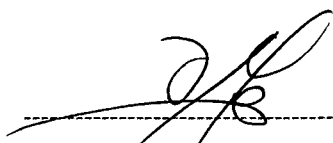
Según el acuerdo constatado en la acta levantada el 22 de diciembre de 2015, en la sustentación del trabajo de tesis del bachiller en Ciencias Físico Matemáticas Noel Torres Huaripaucar; del trabajo titulado "EVOLUCIÓN DE LA TEMPERATURA DE SUELOS DE LA REGION DE AYACUCHO UTILIZANDO PRODUCTOS MODIS, 2002 a 2013", fue calificado con la nota de 16 (dieciséis) por lo que se da la respectiva aprobación.



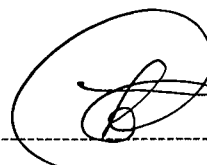
Mg. T. Avelino Palma Gutiérrez
(Presidente E.)



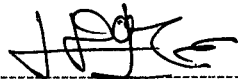
Lic. Kleber Janampa Quispe
(Miembro)



Lic. Oswaldo Morales Morales
(Miembro)



Lic. Octavio Gerén Balboa
(Miembro)



Ing. Darwin Ortega Cáceres
(Secretario E.)

Dedicatoria

*A mi familia, en especial a mis padres
por su apoyo incondicional.*

El alma nunca piensa sin una imagen mental.

Aristóteles.

*El presente trabajo fue posible primero que nadie
con la ayuda de Dios, gracias por otorgarme
la salud y sabiduría para lograrlo. .*

Agradecimientos

Al Mg. Walter Mario Solano Reynoso por su asesoría, apoyo y motivación en el desarrollo del presente trabajo y por todas las facilidades encontradas en el Laboratorio de Teledetección Satelital y Energías Renovables (LABTELER) que pertenece a la Escuela Profesional de Ciencias Físico Matemáticas. Universidad Nacional de San Cristóbal de Huamanga

A mis amigos Renato y Jaime, al equipo de trabajo que son mis compañeros y Profesores del laboratorio quienes me han ayudado.

A la Universidad Nacional de San Cristóbal de Huamanga, por haber financiado con fondos de FOCAM al laboratorio de Teledetección Satelital y Energías Renovables recientemente creada. Con el proyecto de Evaluación de estado de suelos e índice de vegetación de la Región Ayacucho

Al Gobierno Regional de Ayacucho, en especial a la Oficina de Operaciones y Mantenimiento, y a la Sub Gerencia de Recurso Naturales. Por haberme facilitado los datos de temperatura del aire, de las estaciones meteorológicas bajo su administración.

Resumen

La temperatura de la superficie terrestre (LST; Land Surface Temperature) es una variable muy importante que se requiere para una gran variedad de aplicaciones, como en los estudios climatológicos, hidrológicos, agrícolas, bioquímicos, etc. Utilizando imágenes productos (MYD11A2) de temperatura de la superficie del suelo tomadas por el sensor MODIS del satélite AQUA, se ha determinado la evolución temporal de la temperatura de suelos de la Región Ayacucho durante el periodo 2002 a 2013. Asimismo, se han determinado las temperaturas de píxeles de áreas circundantes a algunas estaciones meteorológicas existentes en la zona de estudio con la finalidad de correlacionar con datos in-situ de temperaturas promedio del aire de las estaciones de Apacheta, Pampa Cangallo y Chontaca, proporcionados por el Gobierno Regional de Ayacucho, comparando los datos de ambas fuentes en el mes correspondiente, se concluye que cualitativamente las series temporales en ambos casos tienen similar comportamiento en su evolución. Con esta confianza, para el mejor análisis de la temperatura de la superficie del suelo se han obtenido series temporales de temperatura de tres pisos ecológicos de la Región Ayacucho, el primero de 400 a 2700 m.s.n.m, el segundo entre 2700 a 3800 m.s.n.m; finalmente, entre 3800 hasta aproximadamente 5488 m.s.n.m. También se ha obtenido la serie temporal de temperatura de la meseta andina de la Provincia de Lucanas en la cual se encuentra el Parque Nacional de Pampa Galeras que alberga el mayor porcentaje de vicuñas de la Región.

Acrónimos

ASTER	Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer.
AVHRR	Advanced Very High-Resolution Radiometer.
EOS	Earth Observing System.
EOSDIS	Earth Observing System Data and Information System.
EROS	Earth Resources Observation and Science.
FAO	Food and Agriculture Organization.
GDEM	Global Digital Elevation Model.
GRA	Gobierno Regional de Ayacucho.
GPS	Global Position System.
IFOV	Instantaneous Field of View.
INIA	Instituto Nacional de Investigación Agraria.
LST	Land Surface Temperature
MINAM	Ministerio del Ambiente (Perú)
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer.
NASA	National Aeronautics and Space Administration.
NDVI	Normalized Differential Vegetation Index.
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration.
NCEP	National Center of Environmental Prediction.
OPEMAN	Oficina de Operaciones y Mantenimiento (Ayacucho).
RTE	Radiation of Transference Equation.
SENAMHI	Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología.
IRT	Infrarrojo Térmico.
TOA	Top of the Atmosphere.
USGS	United States Geological Survey.
UTM	Universal Time Mercator.
WMO	World Meteorological Organization.
WSG	World System Geographic.

Índice general

Índice general	IV
Índice de figuras	VII
Índice de tablas	XI
1. Introducción	1
2. Fundamento teórico	6
2.1. Radiación	6
2.1.1. Naturaleza de la radiación electromagnética	6
2.1.2. Radiación de un cuerpo negro	8
2.1.3. Ley de Planck	9
2.1.4. Ley de Esteffan-Boltzmann	10
2.1.5. Ley de Wien	10
2.2. Definiciones y magnitudes radiométricas básicas	11
2.2.1. Irradiancia	13
2.3. Radiación infrarroja	16
2.3.1. Comportamiento de los suelos en el infrarrojo térmico	17
2.4. Emisividad	18
2.5. Balance de energía en la superficie terrestre	19
2.5.1. Balance de radiación del suelo en la región de onda larga	20
2.5.2. Medición de la temperatura de la superficie terrestre	21
2.5.3. Ecuación de transferencia radiativa en el IRT	24
2.6. Métodos y algoritmos para determinar temperatura superficial del suelo	25

Índice de figuras

2.1. Espectro de radiación solar en el tope de la atmósfera y al nivel del mar.	7
2.2. Espectro de radiación solar y terrestre.	7
2.3. Onda electromagnética (Labor propia)	8
2.4. La energía de los elementos de superficie son las mismas, vistos de dS_2 y dS [34]	11
2.5. Ilustración de la diferencial de un ángulo sólido y su representación en coordenadas polares. Adaptado de [34].	12
2.6. Radiación terrestre durante el día y la noche (Labor propia)	17
2.7. Balance de radiación de la superficie terrestre.	19
2.8. Esquema de los términos que contribuyen la radiancia medida por un sensor en la región del infrarrojo térmico. Adaptado de [23]. . . .	24
3.1. Mapa de delimitación y ubicación del área de estudio. (según la Dirección Nacional Técnica de Demarcación y organización Territorial) (Labor propia)	37
3.2. Relieve de la superficie del suelo (Huancasancos, febrero 2013) . . .	39
3.3. La Región de estudio en porcentajes (Labor propia)	41
3.4. Límite Político de la Región Ayacucho y la delimitación de sus once provincias (Labor propia)	42
3.5. Estación meteorológica de Apacheta ubicado en la bocatoma de la Irrigación Rio Cachi, tomado el 20 de julio de 2014	43
3.6. Termómetros que marcan el valor máximo y mínimo de temperatura del aire en la estación meteorológica de Apacheta	44

3.7. Caseta de termómetros de la estación meteorológica INIA. tomado el mes de abril de 2014	45
3.8. Las bandas del sensor MODIS. Adaptado de [42]	48
3.9. Plataforma del satélite artificial AQUA	49
3.10. Ventana principal de descarga de imágenes producto y el intervalo de tiempo (Labor propia agosto 2013)	51
3.11. Introducción de coordenadas para la descarga y otros (agosto 2013)	52
3.12. Último paso para descargar imágenes MODIS-AQUA (agosto 2013)	52
3.13. Captura de imagen estereoscópica de una porción de terreno. Fuente: www.jspacesystems.org.jp . (octubre 2013)	54
3.14. Mosaico del modelo de elevación digital de la región Ayacucho, con resolución espacial de (30m x 30m) (Labor propia), (Noviembre 2013)	55
3.15. Aplicando el vector de Ayacucho para realizar el corte (Labor propia)	58
3.16. Matriz de valores de los pixeles en una imagen raster (Labor propia)	59
3.17. Extracción de valores de temperatura promedio de 9 pixeles circundante a la coordenada de la estación meteorológica (Labor propia) .	60
4.1. Promedio temporal y espacial mensual de la LST y datos de temperatura del aire promedio tomados en la estación de Pampa Cangallo, periodo julio 2002 a diciembre 2013.	62
4.2. Relación del valor extraído de LST y los datos de temperatura del aire tomados en la estación de Pampa Cangallo	63
4.3. Promedio temporal y espacial mensual de la LST y datos de temperatura del aire promedio tomados en la estación de Apacheta . .	64
4.4. Relación del valor extraído de LST y los datos de temperatura del aire promedio tomados en la estación de Apacheta	64
4.5. Promedio temporal y espacial mensual de la LST y datos promedios máximos de temperatura del aire tomados en la estación de Chontaca.	65
4.6. Relación del valor extraído de LST y los datos de temperatura del aire promedio tomados en la estación de Chontaca	65
4.7. Promedio temporal y espacial mensual de la temperatura superficial del suelo de la región Ayacucho, periodo julio 2002- diciembre 2013.	66

4.8. Tendencia y evolución de la LST, Región Ayacucho	67
4.9. Distribución espacial de la temperatura superficial del suelo de la Región Ayacucho, periodo julio 2002 - diciembre 2013 (Labor propia)	68
4.10. Mapa de distribución mensual de LST del año 2003 (Labor propia)	70
4.11. Mapa de distribución anual de LST, 2002 a 2013 (Labor propia) . .	71
4.12. Mapa de distribución interanual de LST (Labor propia)	72
4.13. Mapa de tres pisos ecológicos de la Región Ayacucho (Labor propia)	73
4.14. Serie temporal de la temperatura superficial del suelo desde 460 msnm hasta 2700 msnm de la Región Ayacucho, periodo julio 2002- diciembre 2013.	74
4.15. Valores promedio mensual de LST para la Región de 460 hasta 2700 msnm de la Región Ayacucho (julio 2002 a diciembre 2013).	74
4.16. Desviación estándar del primer piso ecológico	75
4.17. Serie temporal de la temperatura superficial del suelo a una altura de 2700 hasta 3800 m.s.n.m de la Región Ayacucho, julio 2002 a diciembre 2013.	75
4.18. Desviación estándar del segundo piso ecológico	76
4.19. Serie temporal de la temperatura superficial de suelo a una altura de 3800 a 5488 m.s.n.m de la Región Ayacucho, julio 2002 a diciembre 2013.	77
4.20. Series temporales de la temperatura superficial del suelo por pisos ecológicos de la Región Ayacucho, periodo julio 2002 - diciembre 2013.	78
4.21. Desviación estándar de los tres pisos ecológicos de la temperatura superficial del suelo.	78
4.22. Serie temporal y espacial de la temperatura superficial del suelo de la Región Ayacucho mediante el sensor MODIS (TERRA-AQUA). .	79
4.23. Serie temporal de la temperatura mínima del aire y la temperatu- ra superficial mínima del suelo LST circundante a la estación de Pampa Cangallo.	80
4.24. Mapa de la meseta andina de Lucanas-Puquio (Labor propia) . . .	81

4.25. Serie temporal de la temperatura superficial del suelo de la Meseta Andina de Lucanas (Provincia de Puquio)	82
1. Mapa de temperaturas mínimas de la Región Ayacucho (Labor propia)	95
2. Código para iniciar el procesamiento en IDL	96
3. Barra de menú del programa ENVI	96
4. Código para apilar las imágenes en formato HDR	97
5. Ventana principal del IDL	98
6. Código para obtener el promedio espacial	98

Índice de tablas

2.1. Magnitudes radiométricas básicas (relativas al campo de radiación). Fuente: [1]	15
2.2. Interacción de la radiación electromagnética. Fuente: [1]	15
2.3. Emisividad promedio de algunos materiales en las bandas 31 y 32 del sensor MODIS. Adaptado de [22]	18
3.1. Descripción general de las provincias de Ayacucho	40
3.2. Descripción de las estaciones Meteorológicas	45
3.3. Especificaciones técnicas del satélite AQUA y del sensor MODIS. Fuente: [25]	50
4.1. Regresión lineal simple de cada estación meteorológica	66
1. Parámetros de estudio con el sensor MODIS de las bandas 1 al 16 .	93
2. Parámetros a estudiar con el sensor MODIS de las bandas 17 al 36. Fuente: [25]	94

Capítulo 1

Introducción

Los satélites artificiales son plataformas que tienen una determinada órbita en el espacio que giran alrededor de la Tierra, estas plataformas tienen una visión global de la superficie terrestre, que en algunos casos son inaccesibles para el hombre; pueden permanecer mucho tiempo en órbita permitiendo una visión constante y continua de la Tierra. Los programas espaciales se han agrupado teniendo en cuenta sus principales aplicaciones, como son: *satélites meteorológicos, de recursos y oceanográficos*. También podemos incluir otras misiones que se han desarrollado en la década de los 90 y que en la actualidad siguen en operación y pueden agruparse en tres tipos: *misiones científicas* impulsadas por grandes agencias espaciales de los países desarrollados y que tienen el objetivo de estudiar los parámetros relacionados con el cambio climático global; otros son los *satélites de alta resolución espacial* desarrollados por agencias internacionales para estudios específicos, con resolución espacial (menor a 30 m x 30 m); y los *micro satélites* que se presentan como una alternativa o complemento a los grandes programas de investigación del clima y recursos naturales [1, 5, 6, 7, 24].

Debido a la naturaleza ondulatoria y corpuscular de la luz, la interacción con la atmósfera puede tratarse cuánticamente o mediante la electrodinámica clásica, dependiendo del tipo de aproximación que se quiere hacer. Sin embargo, en muchos casos es adecuado abstraerse de la naturaleza electromagnética de la luz y considerarla como si fuese un flujo de energía y ver las características radiativas.

Nuestro interés tiene que ver con la transferencia de radiación solar a través de

la atmósfera, por lo que es conveniente precisar los términos y conceptos utilizados. La *radiación directa* es la que viene directamente del Sol e incide en un punto de la Tierra; la *radiación difusa* es el resultado del scattering de la radiación solar en la atmósfera; la *radiación reflejada* es la reflejada de la superficie del suelo; la *radiación atmosférica*, viene a ser la radiación térmica o calorífica de la atmósfera. La suma total de estas radiaciones da como resultado la radiancia en la cima de la atmósfera de la Tierra; y esta radiancia es la que captan los sensores.

En el tratamiento energético de la radiación y otros se acostumbra usar la noción de haz paralelo monocromático compuesto de ondas planas de longitud de onda específica, donde se asume que se cumple el principio de superposición, en el que el haz de radiación viene de diferentes direcciones de modo que la interacción con el objeto se considera como una suma de interacciones independientes a lo largo de las diferentes direcciones. Para caracterizar la radiación, es necesario pasar de la energía a su distribución espectral.

La superficie recibe la radiación procedente del Sol, una fracción es absorbida por las moléculas que la componen y esto hace que aumente la temperatura de la superficie durante el día. Ésta temperatura depende de cómo llegue la radiación a la superficie terrestre y otros factores, como la humedad atmosférica, transparencia, nubosidad, precipitaciones, vientos, topografía, cobertura vegetal, etc., y de cómo el suelo las asimile según sus características (humedad, color, composición, calor específico, conductividad, etc). La temperatura de la superficie del suelo está directamente relacionado con la temperatura del aire atmosférico de las capas próximas al suelo y está sometido a cambios durante las horas del día, la noche y la estacionalidad del clima durante el año. [25].

La temperatura de la superficie del suelo (LST) es importante porque determina la distribución de las especies vegetales e influye en los procesos biológicos y físico-químicos que se dan en el suelo. Cada especie vegetal tiene sus requerimientos especiales, por ejemplo por encima de los 5°C es posible la germinación adecuada de algunas semillas. Así, el estudio y la vigilancia de la temperatura de la superficie del suelo es de vital importancia para nuestra zona de estudio, pues la agricultura y ganadería son las actividades principales de los habitantes de la

Región Ayacucho, según el censo agropecuario y la Oficina de Recursos Naturales del Gobierno Regional [49, 46]. Como tal, la LST es ampliamente utilizado en el estudio de muchos parámetros, como la evapotranspiración, cambio climático, ciclo hidrológico, estrés hídrico, vigilancia de la vegetación, estudios de clima urbano y entre otros[40, 8].

Tal es así, existen trabajos realizados utilizando las imágenes tomadas desde el satélite de la superficie de la tierra con sensores que captan la señal en la región térmica del espectro electromagnético; como el caso de la evolución temporal del clima y sus variables, que son analizadas mediante técnicas estadísticas como series temporales, publicadas por Mudelsee [9], que es un texto reciente y sistemático de las técnicas estadísticas en series de tiempo para estudios climáticos. Además, existen artículos relacionados con la LST con imágenes de mediana y alta resolución espacial [44, 43, 40, 36].

Como del investigador español Sobrino y otros [3, 10, 12], quienes utilizaron datos de satélite para elaborar series de tiempo de la temperatura de la superficie del suelo en diferentes contextos, ya que es una de las formas de estudiar la evolución de parámetros indicativos del estado del clima, como la variabilidad de la temperatura del suelo y su relación con variables fisiográficas en altas montañas [13], el análisis de series de tiempo de temperatura es un proceso estocástico no estacionario en ecosistemas [14]. El análisis de algunas características estadísticas de la serie de tiempo de la temperatura de la superficie global en las tendencias de corto y a largo plazo [11], como estudios realizados en el este de África [15]. Khan [16] ha encontrado una interesante técnica denominada Change-pointanalysis basados en series de tiempo.

En los últimos años en nuestro país se vienen realizando investigaciones en el campo de teledetección, entre ellos tenemos la exploración de aguas subterráneas mediante el método de árbol de decisiones en la Región Lambayeque - Perú usando datos LANDSAT y ASTER, realizado por Mendoza y en una de sus conclusiones, afirma que la temperatura de la superficie del suelo permite la ubicación de depósitos lacústricos y la clasificación de zonas potencialmente con aguas subterráneas [26]. Así mismo se viene realizando trabajos sobre la tala de árboles en la región

de Cajamarca, Loreto y Madre de Dios.

También se encontró la serie histórica de la evolución de temperatura de la superficie del suelo de las tres regiones naturales del Perú (costa, sierra y selva) a través de imágenes MODIS-TERRA, realizado por Aguilar, en la que concluye que existe una relación consistente entre LST y datos insitu tomados en las estaciones meteorológicas, y encontró que los valores de LST varía con el tipo de cobertura del suelo con respecto a la temperatura máxima del aire [27].

En la Región de Ayacucho no existen trabajos que concierne a la temperatura superficial del suelo a nivel Regional, pero se ha encontrado mapas temáticos de la temperatura del aire generados a partir de datos puntuales de las estaciones meteorológicas existentes, usado el método de rasterización con el software(ArcGis) y otros, realizados por la Oficina de Recursos Naturales del Gobierno Regional de Ayacucho [46], también, se ha encontrado trabajos de la evolución de la temperatura del aire desde la década de los años 60 hasta el 2012 usándose datos de la estación de UNSCH-Módulos [45].

A continuación se realiza un breve resumen de los capítulos de la tesis.

- En el capítulo II, se desarrolla el fundamento teórico, se describe las leyes de la radiación electromagnética y su naturaleza, radiación en el infrarrojo térmica, descripción de las magnitudes radiométricas, ecuación de transferencia radiativa en el infrarrojo térmico y se presenta algunos métodos para estimar la temperatura de la superficie del suelo mediante la técnica de teledetección por satélite.
- En el capítulo III, se presenta la metodología del trabajo, la delimitación del área de estudio y descripción general de las características de la Región Ayacucho. Además se realiza una descripción de los datos utilizados, de las imágenes MODIS y de las estaciones meteorológicas.
- En el capítulo IV, se muestran los resultados alcanzados en el presente trabajo como las mapas de la distribución de temperatura de la superficie del suelo y la evolución de las series temporales.
- En el capítulo V, se menciona las conclusiones y sugerencias.

OBJETIVOS

1. Evaluar la temperatura de la superficie del suelo de la Región Ayacucho mediante imágenes producto MYD11A2 que pertenece al sensor MODIS abordo del satélite AQUA en el período 2002 a 2013.
2. Comparar los valores de temperatura del aire (promedios máximos) de las estaciones meteorológicas de Pampa Cangallo, Apacheta y Chontaca, con los datos imágenes de temperatura de la superficie de suelo obtenidos por el sensor MODIS en el período de 2002 a 2013.
3. Elaborar las series temporales de temperatura de la superficie del suelo por pisos ecológicos de la Región Ayacucho, entre 440 y 2700 m.s.n.m, 2700 a 3800 m.s.n.m y de los 3800 a 5500 m.s.n.m, incluyendo la meseta andina de la Provincia de Lucanas y aledañas.

Capítulo 2

Fundamento teórico

2.1. Radiación

La radiación es la emisión continua de energía de la superficie de todos los cuerpos en forma de ondas invisibles para el ojo humano. Los portadores de ésta energía son las ondas electromagnéticas producidas por las vibraciones de las partículas cargadas que forman parte de los átomos y moléculas de la materia. La radiación electromagnética que se produce a causa del movimiento de los átomos y moléculas de un cuerpo se denomina radiación térmica o de temperatura [17].

2.1.1. Naturaleza de la radiación electromagnética

Dada la importancia de la radiación electromagnética en la adquisición de información por percepción remota, se justifica estudiar su naturaleza con más detalle. La energía electromagnética o energía radiante es una entidad física que se manifiesta bajo dos aspectos complementarios entre sí: el ondulatorio y el corpuscular.

La concepción ondulatoria, que permite explicar ciertos fenómenos como los de difracción e interferencia, interpreta la radiación como un campo eléctrico y uno magnético oscilando en planos perpendiculares en medios homogéneos.

La concepción corpuscular, permite explicar hechos experimentales como el efecto fotoeléctrico y la absorción de la radiación por las moléculas y átomos de la materia, y consiste en concebir la radiación como un haz de corpúsculos llamados cuantos de radiación o fotones que se desplazan en dirección del haz con

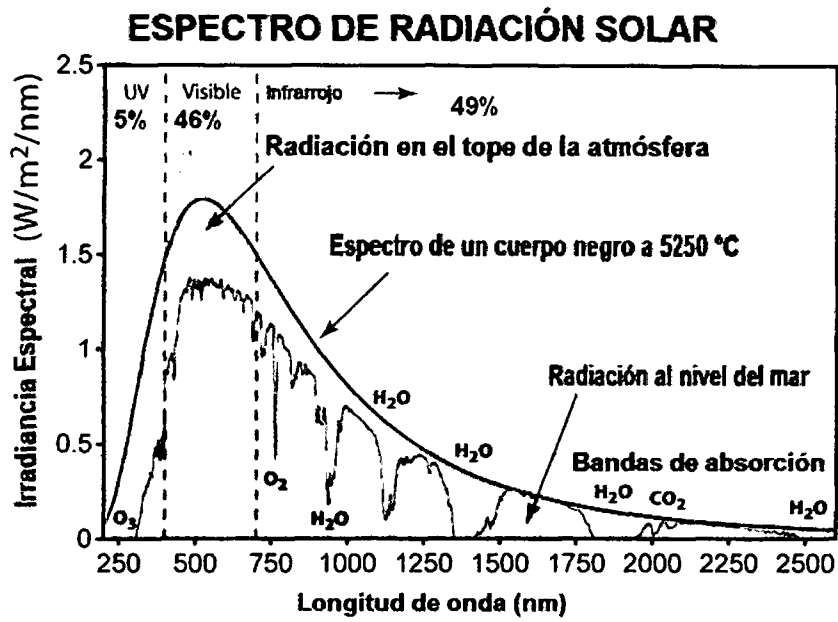


Figura 2.1: Espectro de radiación solar en el tope de la atmósfera y al nivel del mar.

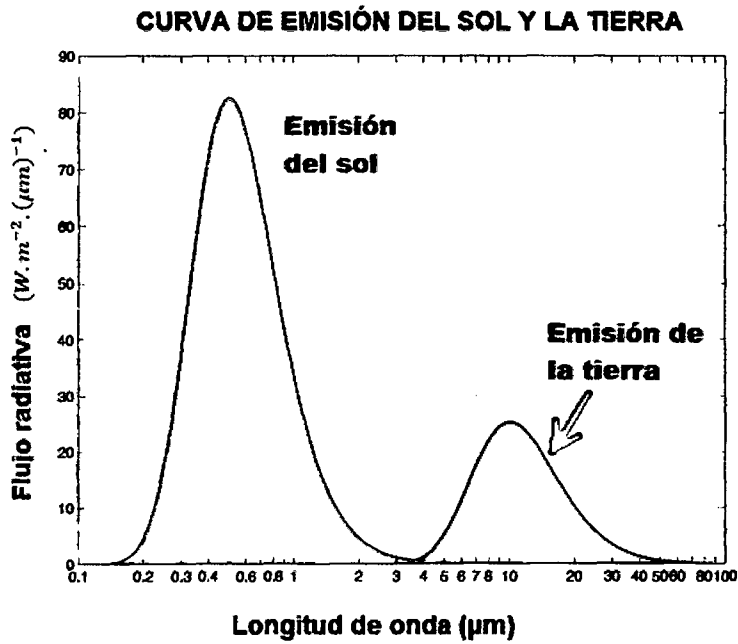


Figura 2.2: Espectro de radiación solar y terrestre.

la velocidad de la luz.

Estas dos concepciones, la ondulatoria y la corpuscular, se concilian en la *relación de Planck* que permite explicar que un haz de radiación de determinada

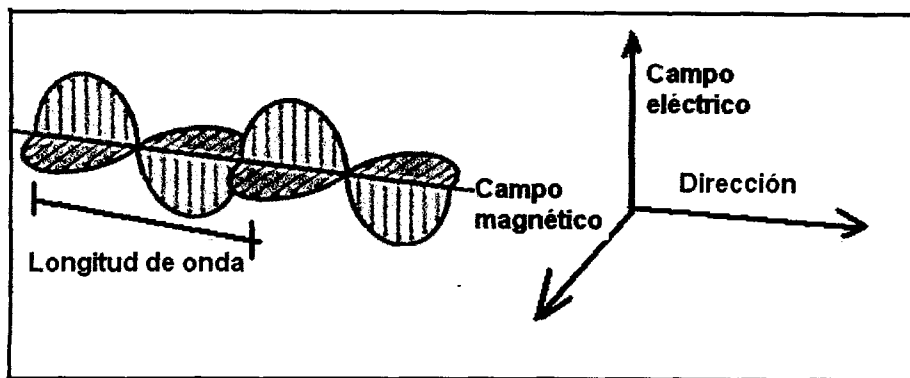


Figura 2.3: Onda electromagnética (Labor propia)

frecuencia (o longitud de onda) sea interpretado como un flujo de cuantos de determinada energía [17].

2.1.2. Radiación de un cuerpo negro

El concepto del cuerpo negro es de importancia primaria en el estudio de radiación térmica y transferencia de energía por radiación electromagnética en todas las longitudes de onda. El cuerpo negro es una idealización necesaria, como se hace en muchas ramas de la física, en el cual toda la radiación incidente es absorbida donde también el cuerpo emite la máxima radiación a una temperatura dada. Así, el cuerpo negro es usado como un estándar con el cual se comparan los cuerpos físicos reales. La noción de cuerpo negro fue introducido por Kirchhoff en 1860 y fue crucial posteriormente en el desarrollo de los estudios de la interacción de los cuerpos con la radiación electromagnética. La denominación de cuerpo negro se debe a que la luz visible incidente es completamente absorbido por el cuerpo por el cual se ve negro; sin embargo, la denominación es convencional y básicamente tiene sólo raíces históricas. Por ejemplo, el sol se comporta muy bien aproximadamente como un cuerpo negro y sin embargo se le puede ver, lo que se debe a que su comportamiento en su máximo de su distribución está en la región visible, lo cual no ocurre con la Tierra, sino en el infrarrojo térmico [19, 34].

Un cuerpo que absorbe toda la energía radiante que incide sobre él, independientemente de longitud de onda, se denomina cuerpo negro. El espectro del cuerpo negro depende solamente de su temperatura y no depende ni del material de que

está hecho, ni de su forma, ni de sus dimensiones [1].

Las principales características de un cuerpo negro son:

- Isotrópico y no polarizado
- Independiente de la naturaleza y forma de las paredes de la cavidad
- Dependiente sólo de la temperatura

2.1.3. Ley de Planck

En 1900 Max Planck determinó la función de distribución espectral de un cuerpo negro, $u(\lambda, T)$ que se ajustaba muy bien a los datos experimentales, Planck consideró que la energía de los osciladores (cargas oscilantes) y la radiación que éstos emiten estaba cuantizada. Así, por definición, un cuerpo negro es un cuerpo ideal en el cual toda la radiación incidente es absorbida, la cual es válida para todas las longitudes de onda y todos los ángulos de incidencia. De esto se pueden deducir otras propiedades. A través de los principios de la *mecánica estadística cuántica*, ahora se obtiene la densidad de volumen espectral de la energía radiativa, calculando la distribución de equilibrio de fotones para el cual la entropía del campo de radiación es máxima, teniendo en cuenta que la energía de cada fotón de frecuencia ν es $Q=h\nu$, donde h es la constante de Planck. Si se considera que el campo de radiación es un gas que obedece a la estadística de Bose-Einstein, se obtiene la fórmula de Planck como la densidad volumétrica de radiación dada:

$$u_\nu(T)d\nu = \frac{8\pi h\nu^2}{c^3} \frac{1}{\exp(h\nu/kT) - 1} d\nu, \quad (2.1)$$

donde k es la constante de Boltzmann [17].

Del punto de vista de la teledetección, es de importancia principal el otro campo de radiación característico, la intensidad de radiación espectral, la cual se mide por dispositivos ópto electrónicos. La intensidad espectral de la radiación del cuerpo negro en un medio transparente con índice de refracción n se especificará mediante la expresión:

$$I_\nu(T, \nu) = \frac{2h\nu^3 n^2}{c_0^2} \frac{1}{\exp(h\nu/kT) - 1}. \quad (2.2)$$

Este resultado significa que la radiación del cuerpo negro en un medio transparente es n^2 veces más grande que cuando se emite en el vacío.

2.1.4. Ley de Esteffan-Boltzmann

En el año de 1879 Josef Stefan encontró una relación empírica entre la energía emitida por un cuerpo negro y su temperatura. Este resultado también fue deducido por Ludwing Boltzmann a partir de las leyes de la termodinámica clásica, la cual es dada como:

$$R(T) = \sigma T^4, \quad (2.3)$$

donde R es la potencia emitida por unidad de área de un cuerpo en Wm^{-2} ; $\sigma = 5,670400 * 10^{-8} \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$ es la constante de Stefan-Boltzmann y T es la temperatura absoluta en grados kelvin(K)[1].

2.1.5. Ley de Wien

La máxima longitud de onda emitida por un cuerpo negro es inversamente proporcional a la temperatura.

$$\lambda_{max} = \frac{C_o}{T}, \quad (2.4)$$

donde:

λ_{max} = longitud de onda máxima emitida a una temperatura determinada.

$C_o = 2,897 * 10^{-3} \text{ mK}$, es la constante de desplazamiento de Wien, y T es la temperatura en grado absoluto [1].

De acuerdo con esta ecuación, la longitud de onda λ_{max} a la cual ocurre la máxima emisión varía aproximadamente desde 11,6 micras a 8,8 micras; si la LST oscila entre $250^\circ K$ a $330^\circ K$, pues, la temperatura media de la Tierra es aproximadamente de $288^\circ K$. La región de longitud de onda entre 8 y 13 micras coincide dentro de una ventana atmosférica, en esta ventana la atmósfera es más transparente a la radiación infrarroja. En los casos en que la temperatura de la superficie sea superior a $330^\circ K$, el pico de longitud de onda se desplaza hacia longitudes de onda más cortas, por ejemplo para un incendio forestal (aproximadamente es de $800^\circ K$), la emisión máxima es de alrededor de 3,6 micras y ésta se encuentra en el

rango del infrarrojo medio (3 a 5 micras), que también coincide con una ventana transparente de la atmósfera [40].

2.2. Definiciones y magnitudes radiométricas básicas

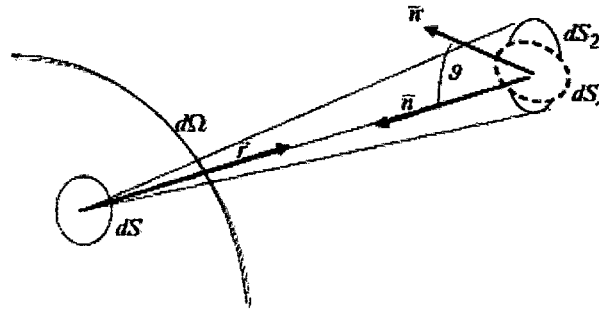
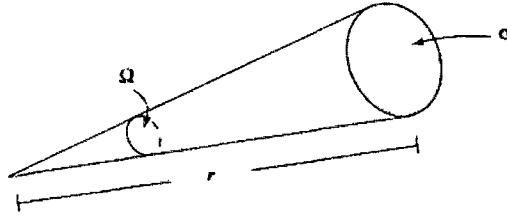


Figura 2.4: La energía de los elementos de superficie son las mismas, vistos de dS_2 y dS [34]

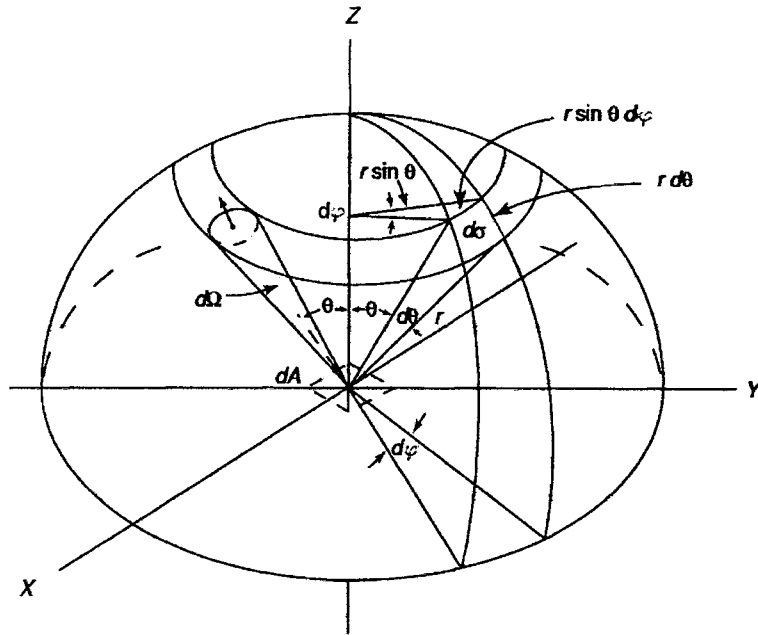
Consideramos un objeto que puede emitir radiación, reflejar y en la que se puede dar el scattering externo, como se observa en la Fig. (2.4), tomamos un elemento de superficie dS en el objeto, que subtende un ángulo sólido $d\Omega$ en torno de la normal \mathbf{r} a la superficie. La energía radiante será proporcional a la superficie dS , al ángulo sólido $d\Omega$, a la longitud de onda en el intervalo λ y $(\lambda + d\lambda)$ e intervalo de tiempo t y $(t + dt)$ de modo que para una energía dE se tiene que la *intensidad de la radiación o radiancia*, $I_\lambda(\mathbf{r}, t)$, para la longitud de onda λ , dirección \mathbf{r} en el instante t , está dada como:

$$I_\lambda(\mathbf{r}, t) = \frac{dE}{dS d\Omega d\lambda dt}. \quad (2.5)$$

En el caso en que uno desea determinar la energía radiante que llega a un objeto, usamos la misma idea de la Fig. (2.4) en la cual la energía que sale por una dS llega a una superficie dS_2 de valor igual a dS , donde ($dS_2 = dS$), de modo que en su camino no sufre alteración, es decir, como si se propagase en el vacío. Se toma el elemento dS_2 tal que sea perpendicular a \mathbf{r} , lo cual quiere decir que



(a) Representación gráfica de un ángulo sólido Ω , donde σ denota el área y r la distancia



(b) Ilustración diferencial de un ángulo sólido

Figura 2.5: Ilustración de la diferencial de un ángulo sólido y su representación en coordenadas polares. Adaptado de [34].

el ángulo sólido visto por dS en dS_2 es el mismo que el ángulo sólido visto por dS_2 en dS . Las energías en los elementos de superficie también son las mismas, de modo que las intensidades en ambos son los mismos. Si el elemento de superficie dS_1 no es perpendicular a \mathbf{r} , tomamos la dirección normal a dS_1 especificada por el vector unitario $\hat{\mathbf{n}}$, como se esquematiza en la Fig. (2.4), de modo que forma un ángulo θ con el vector $-\mathbf{r}$, lo cual quiere decir que $dS = (dS_1 \cos \theta)$ y, de acuerdo a la Ec. (2.5), se tiene:

$$dE = I_\lambda(\mathbf{r}, t) d\Omega d\lambda dt dS_1 \cos \theta. \quad (2.6)$$

En realidad se acostumbra escoger el sentido de la normal \hat{n} con \mathbf{r} de modo que la energía entrante sea positiva y la saliente negativa, lo cual físicamente quiere decir que la fuente de energía en dS_1 es positiva y negativa como sumidero.

Se define la irradiancia, o flujo de energía radiante que llega al objeto, como la energía radiante dE' entrante en el intervalo de longitudes de onda λ y $(\lambda + d\lambda)$ e intervalo de tiempo t y $(t + dt)$ en la superficie dS' de todas las direcciones, de modo que:

$$F_\lambda(t) = \frac{dE'}{d\Omega d\lambda dt dS'} \quad (2.7)$$

Como dE' es la energía entrante de todas las direcciones, si $dE(\theta, \varphi)$ es la energía entrante en una dirección particular especificada por el ángulo zenit (θ) y acimut (φ), entonces,

$$dE' = \int_{\Omega=4\pi} dE(\theta, \varphi) d\Omega, \quad (2.8)$$

donde se entiende que la integración es sobre todo el espacio o la esfera si es en *coordenadas esféricas*. En estas coordenadas se escribe el ángulo sólido como $d\Omega = d\varphi \sin \theta d\theta$, la cual se deduce en el anexo (A), con lo cual la Ec. (2.8) se escribe como:

$$dE' = \int_0^{2\pi} \int_0^\pi dE(\theta, \varphi) d\Omega, \quad (2.9)$$

2.2.1. Irradiancia

Por definición, la irradiancia, E , es la integración de la radiancia (L) sobre el ángulo sólido que corresponde a un hemisferio de ángulo zenit (θ) y el ángulo del acimut (φ), dada como:

$$E = \int_0^{2\pi} d\varphi \int_0^{\pi/2} \sin \theta d\theta L(\theta, \varphi) \cos \theta = \int_0^{2\pi} d\varphi \int_0^1 L(\mu, \varphi) \mu d\mu d\varphi, \quad (2.10)$$

donde se ha hecho el cambio de variable $\mu = \cos \theta$. Si la radiancia es independiente de la dirección, es decir, isotrópica, la Ec. (2.10) resulta $E = \pi L$. A la irradiancia

muchas veces se la denomina densidad de flujo o simplemente flujo en la literatura de la teledetección por satélite.

En seguida se describe las magnitudes radiométricas básicas. El campo radiactivo es el campo electromagnético transportado por una onda entre la fuente emisora y el detector. La energía asociada con la onda electromagnética se llama energía radiante (Q) y viene dada en julios (J). A la energía radiante por unidad de tiempo se le conoce como flujo radiante, que se define $\phi = dQ/dt$, y se mide en watts (W). En la teoría electromagnética, (ϕ) es el vector de Poynting. Esta magnitud no proporciona ninguna información sobre la distribución ni la dirección de la radiación. Así, se define la densidad de flujo radiante como $F = d\phi/dS$, un elemento de superficie que es el flujo radiante que atraviesa (dS). F se mide en watts por metro cuadrado (Wm^2). Ésta magnitud, llamada irradiancia se denota como (E) cuando la superficie recibe la radiancia o emitancia radiante, y (M) cuando la radiación es emitida por una fuente, sigue sin proporcionar información acerca de la dirección. Por ello se define la intensidad radiante $I = d\phi/d\Omega$, que es el flujo radiante transportado dentro de un ángulo sólido $d\Omega$, y se mide en watts por estereoradián ($W sr^{-1}$). Esta magnitud no es muy utilizada, excepto para caracterizar la emisión de fuentes puntuales, por ello lo que se define la radiancia $L = d^2\phi/(d\Omega dS \cos\theta)$, que es el flujo radiante en un determinado ángulo sólido $d\Omega$ que atraviesa una superficie perpendicular ($dS \cos\theta$) a la dirección de propagación (θ) de la radiancia. L se mide en watts por metro cuadrado y estereoradián ($W m^{-2} sr^{-1}$). La radiancia $L(R,n)$, en función del punto considerado (R) y la dirección (n), proporciona una descripción completa del campo radiativo, en general, la teledetección utiliza la radiancia espectral, que no es mas que la radiancia por unidad de longitud de onda, $L_\lambda = dLd\lambda$, medida en watts por metro cuadrado, estereoradián y micrómetro ($W m^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}$). [1, 23, 6, 5]

Asimismo en la Tabla (2.1) se muestran el resumen de las magnitudes radiométricas estándar.

En la Tabla (2.2) se muestran las Constantes adimensionales.

Cuando un flujo de energía radiante incidente, ϕ_i , alcanza la superficie de cualquier material, una parte de esta radiación es reflejada y, por tanto, es devuelta

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

Tabla 2.1: Magnitudes radiométricas básicas (relativas al campo de radiación).
Fuente: [1]

al medio del que procede, originando así un flujo reflejado, ϕ_r . Otra parte es absorbida por el propio objeto, constituyendo un flujo ϕ_α . Por último, una fracción del flujo incidente será transmitida ϕ_τ , convirtiéndose normalmente en otras formas de energía.

MAGNITUD	SÍMBOLO	DEFINICIÓN
Emisividad	ϵ	M/M_n
Absortancia	α	ϕ_α/ϕ_i
Reflectancia	r	ϕ_r/ϕ_i
Transmitancia	τ	ϕ_τ/ϕ_i

Tabla 2.2: Interacción de la radiación electromagnética. Fuente: [1]

En la Tabla (2.2) nos muestra a: M que es la energía emitida por un cuerpo natural, M_n es la energía emitida por un cuerpo negro, ϕ_i es el flujo de energía radiante o incidente, ϕ_α es el flujo de energía absorbida, ϕ_r flujo de energía reflejada, y ϕ_τ es el flujo de energía transmitida.

De este modo, la radiación que recibe la superficie puede descomponerse en

tres términos:

$$\phi_i = \phi_r + \phi_\alpha + \phi_\tau$$

Sin embargo, es habitual expresar la anterior ecuación en unidades relativas, para ello se divide por el flujo incidente, de forma que se llega a la relación:

$$1 = \frac{\phi_r}{\phi_i} + \frac{\phi_\alpha}{\phi_i} + \frac{\phi_\tau}{\phi_i} = r + \alpha + \tau$$

2.3. Radiación infrarroja

La radiación infrarroja es la emitida por todos los objetos con temperaturas superiores a cero absoluto 0°K , es decir -273°C ; cualquier material por su caracterización energética irradiará o absorberá radiación infrarroja por la agitación térmica de las moléculas que la constituyen [40].

La radiación infrarroja se subdivide en:

- Radiación infrarrojo cercano ($0.70 \mu\text{m}$ a $1.35 \mu\text{m}$)
- Radiación infrarrojo medio ($1.50 \mu\text{m}$ a $5.50 \mu\text{m}$)
- Radiación infrarrojo lejano o térmico ($8 \mu\text{m}$ a $14 \mu\text{m}$)

Ya se ha visto que las radiaciones que dan lugar a efectos térmicos en su interacción con la materia están en la banda de ($10^{-7} < \lambda < 10^{-4} \text{ m}$), y se encuentra en el rango de los (ultravioleta, visible e infrarrojo). La Termodinámica del equilibrio enseña que si una radiación (gas fotónico) queda completamente caracterizada por su energía total, y está en equilibrio termodinámico, la distribución espectral de la energía que fluye por unidad de área, llamada emitancia espectral, viene dada por la ley de Planck (1901), deducida teóricamente por Bose en 1924:

En la Fig. (3.8) se observa que la radiación terrestre durante el día es mayor que la de noche; Pues durante el día los rayos del sol que llegan a la superficie terrestre en forma de radiación, al interactuar con las moléculas que componen el suelo, una parte es reflejado y la otra parte se convierte en energía térmica o calórica haciendo que aumente la emisividad y por ende aumentará la temperatura del suelo.



Figura 2.6: Radiación terrestre durante el día y la noche (Labor propia)

Se denomina radiación térmica o radiación calórica a la radiación emitida por un cuerpo debido a su temperatura. Todos los cuerpos emiten radiación electromagnética, siendo su intensidad dependiente de la temperatura.

2.3.1. Comportamiento de los suelos en el infrarrojo térmico

De acuerdo con las leyes Planck y Wien, podemos fijar entre 8 y 14 μm , la banda espectral en donde se manifiesta con mayor claridad la emitancia espectral de la superficie terrestre, de acuerdo a su temperatura (unos 300° K). A ésta región del espectro se le denomina infrarrojo térmico, puesto que nos permite detectar el calor que procede de las distintas cubiertas. En definitiva, la radiancia espectral que recibe el sensor no es el resultado de la reflexión de la energía solar sobre la superficie terrestre, sino de la propia emitancia de ésta en función de su temperatura.[1, 24]

Respecto a los suelos, el factor más destacado es su contenido de humedad. A mayor humedad, el suelo presentará una mayor inercia térmica, puesto que aumentará su calor específico y conductividad. Esto lleva a presentarse más frío durante el día y más cálido durante la noche que los suelos secos. Los suelos con alto contenido de materia orgánica ofrecen los valores más bajos de conductividad,

por lo que tiende mostrar más nitidamente las diferencias de temperatura entre el día y la noche. [6, 24]

2.4. Emisividad

Es la razón entre la energía emitida por un cuerpo y la que emitirá un cuerpo negro a la misma temperatura. La energía emitida por un cuerpo natural oscilará entre 0 y 1.

$$\varepsilon = \frac{M_c}{M_n}. \quad (2.11)$$

donde ε es la emisividad del objeto, M_c es la energía emitida por el cuerpo y M_n energía emitida por el cuerpo negro a la misma temperatura. Explícitamente se expresa en función de la longitud de onda, el ángulo cenit y azimut como:

$$\varepsilon(\lambda, \theta, \varphi) = \frac{M_c(\lambda, \theta, \varphi)}{M_n(\lambda)}. \quad (2.12)$$

Un cuerpo negro ideal presenta una emisividad igual a la unidad, $\varepsilon = 1$; mientras que para un cuerpo gris que no sea radiador perfecto estará entre $0 < \varepsilon(\lambda) < 1$, y siendo $\varepsilon = 0$ en el caso de un reflector perfecto.

En la siguiente Tabla (2.3) presentamos la emisividad de algunos sustancias.

Material	Emisividad	Material	Emisividad
Agua de mar	0.98	Madera	0.90
hielo	0.96	Roca paqueña	0.89
Nieve	0.85	Arbustos	0.974
Suelo mojado	0.95	Aguas y humedales	0.989
Suelo árido	0.92	Suelos orgánicos	0.980
Arena	0.91	Suelo árido/ cuidad	0.969
Hoja de árbol	0.96		

Tabla 2.3: Emisividad promedio de algunos materiales en las bandas 31 y 32 del sensor MODIS. Adaptado de [22]

2.5. Balance de energía en la superficie terrestre

La radiación solar entrante en la atmósfera está compensada por la radiación saliente y la emisión de radiación infrarroja devuelve al espacio con la misma energía que recibe del sol, ésta acción de equilibrio se llama balance energético en la superficie de la tierra y permite mantener la temperatura en un estrecho margen que posibilita la vida. Pues si la radiación entrante fuese mayor que la radiación saliente se produciría un calentamiento o de lo contrario se produciría un enfriamiento.

La fracción de energía solar que alcanza la superficie terrestre calienta los componentes de la superficie del suelo y genera la disipación de energía en forma de radiación el cual posteriormente hace que aumente la temperatura de las capas más bajas de la atmósfera. La tierra posee un doble comportamiento: receptor de la energía solar y emisor hacia al exterior. La energía irradiada por la superficie terrestre es variable con su temperatura en el tiempo [24].

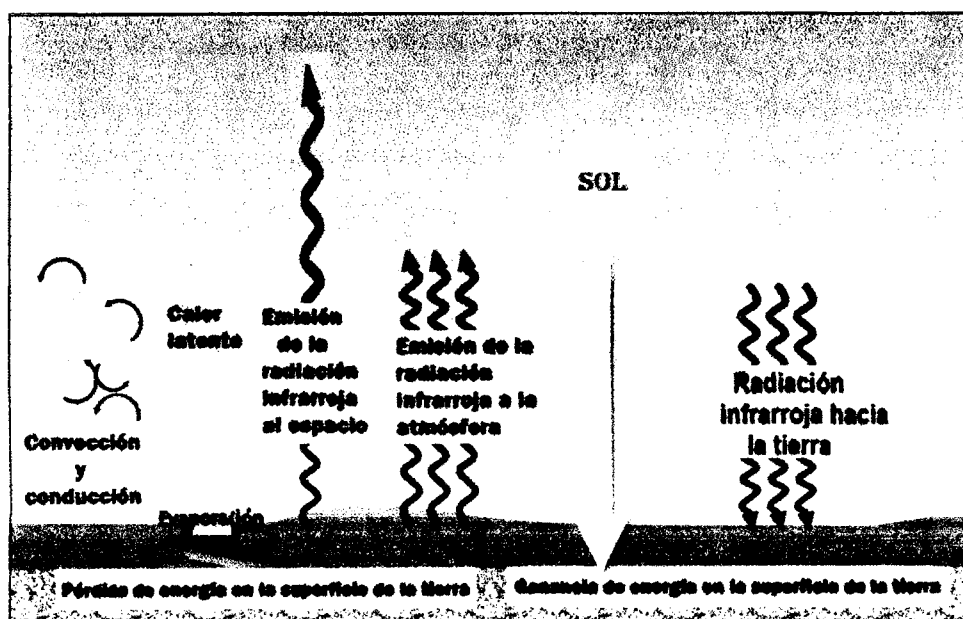


Figura 2.7: Balance de radiación de la superficie terrestre.

tura superficial. A pesar de ello es necesario considerar los efectos de absorción y emisión causados por el vapor de agua.

Como la atmósfera es generalmente fría comparada con la superficie terrestre, la absorción es predominante sobre la emisión, y la radiación emitida por la superficie terrestre disminuye al llegar al sensor del satélite. Si este efecto no se corrige, nuestro estimado de la temperatura puede ser menor que la real. La temperatura de la superficie terrestre también es influenciada por la emisividad y la rugosidad de la superficie terrestre. Por lo tanto para obtener una alta calidad en la medida de la temperatura de la superficie es necesario tener en cuenta tres procesos de corrección. (1) *Corrección de la absorción y emisión de la radiación por la atmósfera.* (2) *Corrección de la emisividad de la superficie* y (3) *corrección topográfica de la superficie.*

Para relacionar la radiación con el balance de energía en la superficie del suelo, se comienza planteando la ecuación de transferencia radiativa válida para radiación de onda larga. Sin entrar en detalles respecto a la teoría de la transferencia radiativa que puede encontrarse en textos especializados como el de Peraiah [20, 21], seguiremos la publicación de [41] y textos especializados relacionados a la teledetección por satélite [19, 34, 35], donde los cálculos se inicia de la ecuación de transferencia radiativa aplicada para el caso de la interacción superficie terrestre y atmósfera en la región del infrarrojo, teniendo en cuenta la radiación resultante que llega al sensor del satélite.

Las mediciones de temperatura de las superficie del suelo se hacen generalmente en la ventana atmosférica donde la absorción molecular es pequeña, en la región entre 10.5 a 11.5 μm o entre 10.5 a 12.5 μm y algunas veces entre 3.5 y 4 μm , o ventanas más amplias que van de 8 a 14 μm . Para atmósferas claras un método útil y generalmente exitoso que corrige efectos atmosféricos para el caso de superficies oceánicas es combinar mediciones infrarrojas en dos o tres bandas de longitudes de onda. En la ventana de 10.5 a 11.5 μm el principal agente absorbente es el vapor de agua, mientras que en la ventana de 3.5 a 4 μm la absorción de agua es pequeña y la absorción de nitrógeno y otros gases se puede calcular. Sin embargo, durante el día la banda 3.5 a 4 μm está contaminada con la radiación solar reflejada. La

irradiancia solar promedio en esta banda está en torno de 8 veces la radiación emitida de un cuerpo negro a 300 °K.

Una de las cuestiones básicas de la investigación en teledetección por satélite tiene que ver con la relación de mediciones remotas en tierra y mediciones de aeroplanos o satélites usando detectores radiométricos equivalentes. Es obvio que los efectos atmosféricos sobre las mediciones desde el espacio de la temperatura del suelo son importantes, si bien también la atmósfera afecta las mediciones desde el suelo, de donde será necesario realizar correcciones de los efectos atmosféricos como el de la emisividad, que permita obtener estimados exactos de la temperatura de brillo y la temperatura termodinámica del suelo. La determinación de la temperatura mediante el problema inverso de la ecuación radiativa viene a ser una ecuación integrodiferencial. Cuando las emisividades de la superficie son conocidas con precisión, entonces la determinación de la temperatura de la superficie del suelo no es difícil para atmósferas libres de nube, mientras que al tratar condiciones atmosféricas variables superficies con emisividades espectrales variables, el problema se hace difícil.

La radiancia espectral (L), emitida por una superficie a la longitud de onda λ y temperatura termodinámica T , está dada por el producto de la emisividad espectral con la función de Planck, escrita como:

$$L(\lambda) = \varepsilon(\lambda)L^B(\lambda, T_s) = \varepsilon(\lambda) \frac{2hc^2}{\lambda^5(\exp^{hc/k\lambda T_s} - 1)}, \quad (2.15)$$

donde $h = 6,63 \times 10^{-24}$ J/s es la constante de Planck, $c = 3 \times 10^8$ m/s es la velocidad de la luz, $k = 1,38 \times 10^{23}$ J/K es la constante de Boltzman y λ en metros.

La temperatura de brillo, $T_b(\lambda)$, se puede encontrar resolviendo la función de Planck para la temperatura dada la radiación espectral emitida. La temperatura de brillo para una longitud de onda dada, emisividad y temperatura es, de este modo, la temperatura de un cuerpo negro que emite la misma cantidad de radiación para aquella longitud de onda. La relación entre $T_b(\lambda)$, T_s y $\varepsilon(\lambda)$ es:

$$T_s = \frac{hc}{k\lambda \ln(1 + \varepsilon \exp^{hc/k\lambda T_b} - \varepsilon)} \quad (2.16)$$

La función de Planck se puede expandir en serie de Taylor desarrollado en [27]

$$L^B(\lambda, T_s) \approx \frac{2hc^2}{\lambda^5(\exp^a - 1)} \left| 1 - \left(\frac{hc}{k\lambda T_s} - a \right) + \frac{1}{2} \left(\frac{hc}{k\lambda T_s} - a \right)^2 \right|. \quad (2.17)$$

Dependiendo de la temperatura y longitud de onda, se usa el valor apropiado, de modo que $a \approx hc/k\lambda T_s$. La ventaja de tal aproximación es que se después se puede integrar analíticamente.

2.5.3. Ecuación de transferencia radiativa en el IRT

La ecuación de transferencia radiativa (ETR) que en inglés es: Radiative Transfer Equation (RTE) para la región del infrarrojo térmico está dada por la Ec. (2.18) que representa la ecuación fundamental de la teledetección en el infrarrojo térmico, y es la base de partida para obtener la temperatura de la superficie terrestre a partir de algoritmos monocanal, bicanal o biangulares, así como para obtener la emisividad de la superficie terrestre mediante distintos métodos. Esta ecuación también es utilizada para realizar la corrección atmosférica en la región del infrarrojo térmico [23]. En la Fig. (3.8) se observa las radiancias que llegan al sensor.

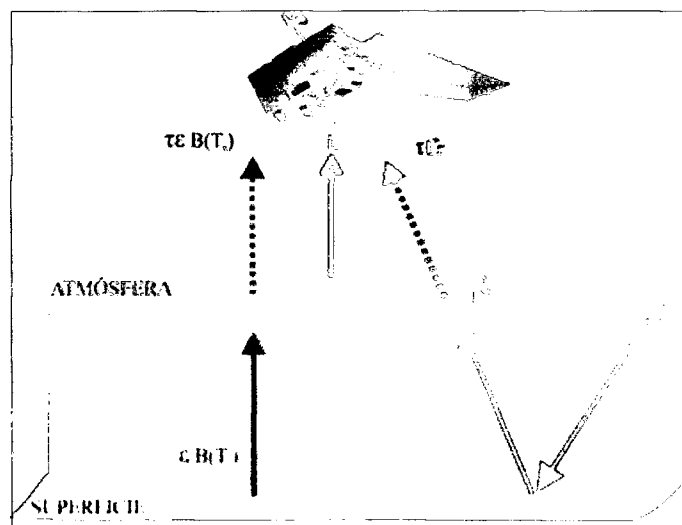


Figura 2.8: Esquema de los términos que contribuyen la radiancia medida por un sensor en la región del infrarrojo térmico. Adaptado de [23].

$$L_{\lambda}^{\text{sensor}}(\theta) = \{ \epsilon_{\lambda}(\theta) L_{\lambda}^B(T_s) + [1 - \epsilon_{\lambda}(\theta)] L_{\lambda}^{\text{atm}\downarrow}(\theta) \} \tau_{\lambda}(\theta) + L_{\lambda}^{\text{atm}\uparrow}(\theta) \quad (2.18)$$

donde $L_{\text{sensor}}(\theta)$ es la radiancia en el sensor o, equivalentemente, la radiancia de la cima de la atmósfera (TOA) que es la que llega al sensor, $\varepsilon(\theta)$ es la emisividad de la superficie del suelo, $L_{\lambda}^B(T_s)$ es la radiancia del cuerpo negro dada por la ley de Planck y T_s es la LTS, $L_{\lambda}^{\text{atm}\downarrow}(\theta)$ es la radiancia atmosférica descendente (que en inglés es downwelling), $\tau(\theta)$ es la transmitividad atmosférica total entre la superficie y el sensor y $L_{\lambda}^{\text{atm}\uparrow}(\theta)$ es la radiancia atmosférica ascendente (que en inglés es upwelling). Hay que notar que la Ec. (2.18) depende de la longitud de onda considerada, pero también del ángulo de observación, si bien para Landsat, la mirada del nadir proporciona buenos resultados. Los parámetros atmosféricos $\tau(\theta)$, $L_{\lambda}^{\text{atm}\downarrow}(\theta)$ y $L_{\lambda}^{\text{atm}\uparrow}(\theta)$ pueden ser calculados de radiosondeos in situ y usando un código de transferencia radiativa. [23, 1]

2.6. Métodos y algoritmos para determinar temperatura superficial del suelo

En los últimos decenios, la estimación LST a partir de mediciones TIR satélite ha mejorado significativamente. Se han propuesto muchos algoritmos para tratar las características de varios sensores a bordo de satélites diferentes y utilizando diferentes supuestos y aproximaciones para la RTE y emisividades. Estos algoritmos se pueden agrupar en tres categorías: métodos de un solo canal, métodos de múltiples canales y métodos de múltiples ángulos, siempre que las emisividades son conocidos a priori. Si no se conocen las emisividades, entonces los algoritmos se pueden clasificar en tres tipos: método gradual recuperación, recuperación simultánea de la emisividad y LST con información atmosférica conocida, y recuperación simultánea con la información atmosférica desconocido [40].

Principalmente existen tres métodos para determinar la temperatura superficial del suelo mediante el uso de sensores, éstos métodos vienen mejorándose y actualizando por varios investigadores en la actualidad.

Las correcciones atmosféricas son difíciles de implementar. La presencia de la atmósfera entre la superficie y los sensores afecta a las radiancias medidas por

un radiómetro en el TOA. Estas radiancias resultan principalmente de emisión y reflexión en la superficie modulada por los efectos de la atenuación, y la emisión de la atmósfera. Así, las correcciones atmosféricas consisten en la corrección de la radiancia medida por los sensores para los efectos de la atenuación atmosférica, emisión y emisión-reflexión. La corrección de los efectos atmosféricos requiere el conocimiento exacto de los perfiles verticales de vapor de agua atmosférico y la temperatura de ambos de los cuales son altamente variable [40].

A continuación describimos a cada una de estos métodos.

2.6.1. Método bicanal

Se han publicado numerosos algoritmos split-window o (ventana dividida) en especial de los sensores AVHRR que se presentará como una fórmula representativa para estimar la temperatura del suelo, T_s , de las bandas 4 y 5. La metodología general también será adecuada para otros sensores del infrarrojo térmico (IRT) en la determinación de LST, tales como las bandas (IRT) de ASTER y MODIS que tienen dos o más bandas térmicas.

Uno de los primeros algoritmos publicados fue el desarrollado por [28], dada como:

$$T_s = [T_4 + 3,33(T_4 - T_5)] \left(\frac{5,5 - \varepsilon}{4,5} \right) + 0,75T_5(\varepsilon_4 - \varepsilon_5), \quad (2.19)$$

donde T_4 y T_5 son las temperaturas de brillo de las bandas 4 y 5 de AVHRR en °C, mientras que ε_4 y ε_5 son las emisividades de las bandas correspondientes.

Muchos estudios han revelado que cuando la atmósfera no está particularmente seca, los algoritmos split-window no pueden remover completamente los efectos atmosféricos, por lo que se han hecho muchos esfuerzos en incorporar el contenido del vapor de agua de la columna atmosférica en las fórmulas split-window. En [2], sugirieron una fórmula que incorpora el contenido de vapor de agua en la atmósfera (W), dada como:

$$T_s = T_4 + A(T_4 - T_5) + B, \quad (2.20)$$

donde

$$A = 0,349W + 1,32 + (1,385W - 0,204)(1 - \varepsilon_4) + (1,506W - 10,532)(\varepsilon_4 - \varepsilon_5), \quad (2.21)$$

$$B = \frac{1 - \varepsilon_4}{\varepsilon_4} T_4 u_1 - \frac{1 - \varepsilon_5}{\varepsilon_5} T_5 u_2, \quad (2.22)$$

siendo

$$u_1 = -0,146W + 0,561 + (0,575W - 1,966)(\varepsilon_4 - \varepsilon_5) \quad (2.23)$$

y

$$u_2 = -0,095W + 0,320 + (0,597W - 1,916)(\varepsilon_4 - \varepsilon_5). \quad (2.24)$$

Estas fórmulas son funciones lineales de las temperaturas de brillo de dos bandas AVHRR. Posteriormente, propusieron una función no lineal que se cree mejora la recuperación de LST cuando el contenido de vapor de agua es alto, y está es dado como:

$$T_s = T_4 + 1,4T(T_4 - T_5) + 0,32(T_4 - T_5)^2 + 0,83. \quad (2.25)$$

Más tarde propusieron un algoritmo ponderado para una LST basado en la temperatura del suelo, T_{soil} , y temperatura de la vegetación, T_{veg} , que se calculan de dos algoritmos split-window separados, resumidos como:

$$T_s = f_v T_4 T_{\text{veg}} - (1 - f_v) T_{\text{soil}}, \quad (2.26)$$

donde,

$$T_{\text{veg}} = T_4 + 2,6(T_4 - T_5) - 2 - 4, \quad (2.27)$$

$$T_{\text{soil}} = T_4 + 2,1(T_4 - T_5) - 3,1 \quad (2.28)$$

y

$$f_v = \frac{\text{NDVI} - \text{NDVI}_{\min}}{\text{NDVI}_{\max} - \text{NDVI}_{\min}}, \quad (2.29)$$

donde NDVI_{\min} y NDVI_{\max} son los valores mínimos y máximos del NDVI correspondiente a suelo desnudo y con vegetación, respectivamente. En [18] desarrollaron un algoritmo split-window basados en simulaciones extensivas de transferencia radiativa con LOWTRAN, que es una versión de baja resolución de MODTRAN, cuyo resultado básico está dado como:

$$T_s = A_0 + P \frac{T_4 + T_5}{2} + M \frac{T_4 - T_5}{2}, \quad (2.30)$$

donde

$$A_0 = -7,49 - 0,40W, \quad (2.31)$$

$$P = 1,03 + (0,211 - 0,031 \cos \theta W)(1 - \varepsilon_4) - (0,37 - 0,074W)(\varepsilon_4 - \varepsilon_5), \quad (2.32)$$

$$M = 4,25 + 0,56W + (3,41 + 1,59W)(1 - \varepsilon_4) - (23,85 - 3,89W)(\varepsilon_4 - \varepsilon_5), \quad (2.33)$$

donde (W) es el contenido de vapor de agua en la columna, θ es el ángulo de visión del zenit y ε_4 y ε_5 son las emisividades espectrales de las bandas 4 y 5 de AVHRR, respectivamente. En sus simulaciones, los valores del contenido de agua (W) fueron tomados de perfiles de radiosondas para diferentes localizaciones. De hecho, su fórmula tiene la misma forma exacta de una ecuación desarrollada previamente donde los coeficientes son independientes del vapor de agua deducido por [31], que es dada como:

$$A_0 = 1,274, \quad (2.34)$$

$$P = 1 + 0,15616 \frac{1 - \varepsilon}{\varepsilon} - \frac{0,482\Delta\varepsilon}{\varepsilon^2} \quad (2.35)$$

y

$$M = 6,26 + 3,89 \frac{1 - \varepsilon}{\varepsilon} - \frac{38,33\Delta\varepsilon}{\varepsilon^2}, \quad (2.36)$$

donde

$$\varepsilon = \frac{\varepsilon_4 + \varepsilon_5}{2} \quad \text{y} \quad \Delta\varepsilon = \varepsilon_4 - \varepsilon_5.$$

[41] sugirieron un algoritmo split-window generalizado para recuperar la temperatura de la superficie del suelo de las bandas térmicas 31 y 32 del sensor MODIS, que son similares a las bandas 4 y 5 de AVHRR, y está dada como:

$$T_s = C + \left(A_1 + A_2 \frac{1 - \varepsilon}{\varepsilon} + A_3 \frac{\Delta\varepsilon}{\varepsilon^2} \right) \frac{T_{31} + T_{32}}{2} + \left(B_1 + B_2 \frac{1 - \varepsilon}{\varepsilon} + B_3 \frac{\Delta\varepsilon}{\varepsilon^2} \right) \frac{T_{31} - T_{32}}{2}, \quad (2.37)$$

donde A_i , B_i , y C son los coeficientes estimados por el método desarrollado por [31], y que mas tarde fue mejorado por [30] para las bandas T_{31} y T_{32} que son las temperaturas de brillo en las dos bandas. A continuación tenemos la emisividad promedio y la diferencia entre las dos bandas.

$$\varepsilon = \frac{\varepsilon_{31} + \varepsilon_{32}}{2}, \quad \text{y} \quad \Delta\varepsilon = \varepsilon_{31} - \varepsilon_{32}.$$

Existen también otros algoritmos desarrollados mediante éste método, las cuales viene mejorándose en la actualidad para las distintas zonas de estudio.

Surge una cuestión natural en preguntarse cuál de las fórmulas dadas es mejor. La

respuesta es tener que validarlas para ser usadas. La mayor limitante es tener que muestrear sobre paisajes heterogéneos y los costos asociados aumentan. Es crítico un apropiado procedimiento de escalamiento usando datos satelitales en el rango térmicos, pero de alta resolución.

2.6.2. Método monocanal

Este método se utilizan para aquellos sensores que captan señales espectrales en el infrarrojo térmico con una sola banda y la mayoría de los trabajos existentes en su literatura resuelven la ecuación de transferencia radiativa asumiendo unas hipótesis simplificadoras. Es habitual suponer una atmósfera libre de aerosoles de modo que el proceso de dispersión no es relevante y sólo se consideran los procesos de absorción y emisión. Además, es necesario introducir la hipótesis de equilibrio termodinámico local, situación que permite relacionar entre los procesos de absorción y emisión.

Considerando las condiciones y simplificaciones anteriores se tiene la ecuación de transferencia radiactiva:

$$\frac{dL_\lambda}{ds} = \rho \cdot \eta_\lambda [-L_\lambda + L_\lambda^B(T)], \quad (2.38)$$

donde: L_λ , es la radiancia monocromática objeto de estudio, ρ es la densidad del medio absorbente, η_λ es el coeficiente másico de absorción; $L_\lambda^B(T)$ es la función de planck de radiación de un cuerpo negro a temperatura T y s es la dirección de propagación.

Luego definimos la transmisividad del medio entre dos puntos $\tau_\lambda(s_1, s_2)$,

$$\tau_\lambda(s_1, s_2) = \exp[-K_\lambda(s_1, s_2)] = \exp\left[-\int_{s_1}^{s_2} \rho(s)\eta_\lambda(s)ds\right] \quad (2.39)$$

La transmittividad de la atmósfera terrestre es el resultado de la superposición de los efectos en los distintos constituyentes atmosféricos. En la ventana atmosférica en que se efectúan las mediciones de temperatura, la absorción está causado por el vapor de agua, dióxido de carbono y el ozono, principalmente. La ecuación de transferencia radiativa aplicada al estudio de los datos proporcionados por sensores a bordo de los satélites requiere una descripción de las condiciones de observación.

por ello, el camino atmosférico recorrido por la radiancia se describe en función de la altura del satélite, h y del ángulo cenit de observación, θ . En estas condiciones, se tiene la siguiente ecuación:

$$L_\lambda(h) = L_\lambda(0)\tau_\lambda(\theta, 0, h) + \int_0^h L_\lambda^B[T(z)] \frac{\partial \tau_\lambda(\theta, z, h)}{\partial z} dz \quad (2.40)$$

Siendo: $L_\lambda(0)$ La radiancia espectral a nivel de la superficie, $T(z)$ la temperatura a una altura z y $\tau_\lambda(\theta, z, h)$ la transmitividad espectral entre los niveles z y h .

La dirección de propagación (s) y la altura respecto a la superficie de la tierra (z) está relacionado mediante la siguiente expresión:

$$ds = \frac{dz}{\cos\theta} \quad (2.41)$$

La radiancia espectral al nivel de la superficie es, en general la suma de dos componentes: la emisión propia de la superficie y la fracción reflejada de la radiancia emitida hacia abajo por la atmósfera. Los sensores utilizados en teledetección miden la radiancia en un determinado canal (i) y no de una longitud de onda en particular. La ecuación de transferencia radiativa aplicada a un determinado canal de un sensor a bordo del satélite se puede escribir como:

$$L_i^B(T_{i\theta}) = [\varepsilon_{i\theta} L_i^B(T_i) + L_{i(ref)}] \tau_{i\theta} + L_{i\theta} \uparrow \quad (2.42)$$

todas las cantidades se refieren a una integración espectral sobre la banda del canal (i). Donde: $\tau_{i\theta}$ es la temperatura radiométrica media a nivel del satélite y bajo el ángulo cenit; $\varepsilon_{i\theta}$ es la emisividad de la superficie bajo el ángulo cenit θ ; $L_i^B(T_i)$ es la radiancia media si la superficie fuese un cuerpo negro a temperatura de la superficie (T_s); $\tau_{i\theta}$ es la transmitividad total de la atmósfera bajo el ángulo cenit θ ; $L_{i\theta} \uparrow$ es la radiancia atmosférica ascendente bajo el ángulo cenit θ y $L_{i(ref)}$ es la radiancia atmosférica reflejada. El objetivo de la teledetección consiste en obtener la temperatura de la superficie terrestre, T_{st} , a partir de la temperatura media del satélite $T_{i\theta}$. La relación entre la temperatura media del satélite y la temperatura de la superficie terrestre depende de numerosos factores como: las características de la atmósfera; la emisividad de la superficie; la geometría de la observación y la respuesta espectral del sensor.

La radiancia emitidas hacia arriba y hacia abajo en dirección θ y θ' ponderadas para el canal (i):

$$L_{i\theta} \uparrow = \int_0^h L_i^B[T(z)] \frac{\partial \tau_i(\theta, z, h)}{\partial z} dz \quad (2.43)$$

$$L_{i\theta'} \downarrow = \int_0^h L_i^B[T(z)] \frac{\partial \tau_i(\theta', z, h)}{\partial z} dz \quad (2.44)$$

En éstas ecuaciones se aprecian la importancia de la variación de la transmisividad con la altura y del perfil vertical de temperatura (a través de la función de Planck). La variación de la transmisividad en un estrato es proporcional al contenido de vapor de agua en dicho estrato aunque la constante de proporcionalidad depende de cada atmósfera. De este modo, la expresión que relaciona la transmisividad y el vapor de agua en su primera aproximación [2, 29].

$$\tau_i(\theta, z, h) \cong 1 - \frac{K_i W(z, h)}{(\cos\theta)^{m_i}}, \quad (2.45)$$

donde: $W(z, h)$ es el contenido del vapor de agua de una columna vertical; K_i es el coeficiente de absorción medio de la atmósfera integrado para el canal (i); m_i es un coeficiente adimensional y es menor a la unidad.

la integral de la Ec. (2.43) se aproxima a:

$$L_{atmoférica(i\theta)} \uparrow = (1 - \tau_{i\theta}) L_i^B(T_a), \quad (2.46)$$

donde: T_a representa la temperatura radiativa efectiva de la atmósfera existente entre la superficie del suelo y el sensor en dirección ascendente. Siguiendo a [38], la temperatura de la atmósfera puede calcularse mediante la inversión de la función de planck. El significado físico de esta magnitud es muy claro, se trata de temperatura a la que se puede considerar que emite la atmósfera en su conjunto, teniendo en cuenta que la emisividad de la atmósfera es $[1 - \tau_i(\theta)]$ y se define por la siguiente ecuación:

$$T_a = \frac{\int_0^h T(z) \rho(z) dz}{W} \quad (2.47)$$

cuando se considera la radiancia emitida por la atmósfera en dirección descendente, se tiene un comportamiento diferente para la transmisividad, de forma que es necesario incluir el término de segundo orden del desarrollo de la serie de Taylor de la transmisividad. En este caso, es habitual utilizar una aproximación cuadrática

[2, 29].

$$T'_i(\theta, z, 0) \cong 1 - \frac{f_i W(z, 0) - g_i [W(z, 0)]^2}{(\cos\theta)^{m_i}}, \quad (2.48)$$

donde f_i y g_i son magnitudes definidas y positivas, relacionadas con la absorción atmosférica que depende del tipo de atmósfera y del canal considerado.

Una aproximación que se realiza con frecuencias es la linealización de la función de Planck en el intervalo espectral de 10.5 a 12.5 μm , siempre que se trate con intervalos de temperatura pequeña. Esta linealización es el resultado del desarrollo de Taylor de primer orden para la función de Planck. Si se considera, que la radiancia atmosférica reflejada puede obtenerse siguiendo a [4], como:

$$L_i(\text{ref}) = (1 - \varepsilon_{i\theta})(1 - \tau_{i53})L_i^B(T_a), \quad (2.49)$$

donde: τ_{i53} es la transmisividad atmosférica descendente obtenido bajo un ángulo de observación de 53 grados sexagesimales.

En general se tiene en cuenta que: $T_a < T_i < T_s$, y que todas estas temperaturas son próximos entre si, puede linealizarse la función de Planck al rededor de T_i y se obtiene la ecuación monocanal de corrección atmosférica y de emisividad. Así:

$$T_s = T_i + \frac{1 - \varepsilon_i}{\varepsilon_i} j + \frac{1 - \varepsilon_i(\theta)}{\varepsilon_i \tau_i(\theta)} (T_i - T_a), \quad (2.50)$$

donde: T_i es la temperatura aparente, T_s es la temperatura superficial.

2.6.3. Otros algoritmos monocanal de LST

Se han desarrollado una serie de algoritmos monocanal, para realizar comparaciones posteriores entre ellos, con el objeto de determinar qué algoritmo proporciona la LST con menor error. Entre ellos tenemos a [44] que a fin de evitar la dependencia de la radiosondas en el método RTE, desarrolló un algoritmo de una sola ventana o monocanal para obtener la temperatura del suelo de la banda térmica de Landsat (TM6), para más detalles revisar la publicación original de [44]

Otro algoritmo monocanal desarrollado es de Jimenez Muñoz-Sobrino Este algoritmo requiere el conocimiento de la emisividad de la superficie del suelo, la

longitud de onda del sensor, el contenido de vapor de agua en la atmósfera y los datos del sensor del que se extrae la temperatura de brillo o la radiancia que llega al sensor [37].

Los parámetros atmosféricos dependen principalmente del contenido de vapor de agua en la atmósfera en la región del infrarrojo térmico [23].

Otro algoritmo monocanal es de Jimenez-Sobrino publicado en el año 2009. La propuesta es que las funciones atmosféricas (AFs) dadas dependen del contenido de vapor de agua que se puede considerar como un ajuste polinomial de segundo grado, con la ayuda de la notación matricial obtenemos coeficientes que se calculan usando valores de sondeos atmosféricos y el software MODTRAN. Los sondeos atmosféricos llevan ciertos valores de humedad que se calculan usando LOWTRAN [37].

2.6.4. Método biangular

La base del método biangular consiste en utilizar un canal bajo dos ángulos diferentes. Así reescribirlo la Ec. (2.42), en la que se ha sustituido las Ec. (2.46) y (2.49), para las dos vistas de interés, que se denominan nadir en (0°) y forwrd en (θ°), por simplicidad eliminamos el subíndice que hace referencia al canal.

$$L^B(T_n) = \varepsilon_n L^B(T_s) \tau_n + [(1 - \tau_n) + (1 - \varepsilon_n)(1 - \tau(53^\circ)) \tau_n] L^B(T_{an}) \quad (2.51)$$

$$L^B(T_f) = \varepsilon_f L^B(T_s) \tau_f + [(1 - \tau_f) + (1 - \varepsilon_f)(1 - \tau(53^\circ)) \tau_f] L^B(T_{af}), \quad (2.52)$$

donde: los subíndices (n) y (f) indican respectivamente las magnitudes en las vistas nadir y forward, $L^B(T_n)$, $L^B(T_f)$, $L^B(T_{an})$ y $L^B(T_{af})$ representan respectivamente la radiancia atmosférica y de la superficie medidas en los dos ángulos, de esta forma resolvemos para $L^B(T_s)$ entre ambas ecuaciones, se tiene:

$$L^B(T_s) = \frac{a_1}{a_2} L^B(T_n) - \frac{a_0}{a_2} L^B(T_f) - \frac{a_1 a_0}{a_2} [L^B(T_{an}) - L^B(T_{af})], \quad (2.53)$$

donde: a_0 , a_1 y a_2 son tres coeficientes que dependen de la emisividad de la superficie y la transmisividad de la atmósfera. La Ec. (2.53) constituye el método

biangular propuesta para obtener la LST. Sin embargo, resulta más práctico en términos de temperatura, ya que las temperaturas son más fáciles de validar y puede compararse sin hacer referencia al canal. Para ello hay una forma sencilla consistente en linealizar la función de Planck $L^B(T)$ en series de Taylor al rededor de T_n , y quedamos en primer término, para mayor detalle de este método en [1].

$$L^B(T) = T_n + (T - T_n) \left(\frac{\partial L^B(T_n)}{\partial L^B(T)} \right), \quad (2.54)$$

La precisión de ésta normalización es mejor del 1%. por tanto con esta aproximación, la Ec. (2.53) queda:

$$T_s = T_n - \frac{a_0}{a_2}(T_n - T_s) - \left(1 + \frac{a_0 - a_1}{a_2}\right)L_n - \frac{a_1 a_0}{a_2}(T_{an} - T_{af}) \quad (2.55)$$

donde: T_n , T_f , T_{an} y T_{af} representa respectivamente las temperatura radiométricas y atmosféricas en las dos vistas de interés. L_n es un parámetro con dimensión de temperatura, que se puede obtener ajustando la función de planck.

Los coeficientes tendrán valores de acuerdo al perfil atmosférico y la emisividad de los superficies y la influencia de la variación angular, haciendo aproximaciones con las condiciones mencionadas los coeficientes serán:

$$\begin{aligned} \Delta\varepsilon_\theta &= (\varepsilon_n - \varepsilon_f) \cdot (1 - \varepsilon_0), \\ \frac{a_0}{a_2} &= \alpha_0 + \alpha_1(1 - \varepsilon_n) - \alpha_2 \Delta\varepsilon_\theta, \\ \left(1 + \frac{a_0 - a_1}{a_2}\right) &= \beta_1(1 - \varepsilon_n) - \beta_2 \Delta\varepsilon_\theta, \\ \frac{a_1 a_0}{a_2} &= \alpha_0(1 - \tau_f) \end{aligned} \quad (2.56)$$

donde: α_0 , α_1 , α_2 , β_1 y β_2 son cinco coeficientes que sólo dependen del tipo de atmósfera, así:

$$\begin{aligned} \alpha_0 &= \frac{1 - \tau_n}{\tau_n - \tau_f}, \\ \alpha_1 &= \frac{1 - \tau_n \cdot \tau(53^\circ)}{\tau_n - \tau_f}, \\ \alpha_2 &= \alpha_0 \cdot \alpha_1 \cdot \tau_f, \\ \beta_1 &= \tau(53^\circ), \\ \beta_2 &= \tau_f \cdot \alpha_0 \cdot \tau(53^\circ) \end{aligned} \quad (2.57)$$

Por tanto reordenando los términos de la Ec. (2.55), tenemos:

$$T_s = T_n + A.(T_n - T_f) - B_0 + (1 - \varepsilon_n).B_1 - \Delta\varepsilon_\theta.B_2 \quad (2.58)$$

siendo A , B_0 , B_1 y B_2 los coeficientes biangulares dados por:

$$\begin{aligned} A &= \alpha_0, \\ B_0 &= A.(1 - \tau_n).(T_{an} - T_{af}), \\ B_1 &= \alpha_1.(T_{an} - T_{af}) + \beta_1.L_n, \\ B_2 &= \tau_f.A.B_1 \end{aligned} \quad (2.59)$$

Donde el coeficiente A depende del tipo de atmósfera a través de la humedad (W) y coincide con la expresión clásica del coeficiente biangular dada por [38], y (B_0) representa las diferencias efectivas de temperatura de la atmósfera a 0° y 53° . la Ec. (2.58) es adecuado para obtener la temperatura superficial del suelo, además permite la separación entre efectos atmosféricos y la emisividad. La transmisividad atmosférica y las diferentes temperaturas radioeléctricas que aparecen en la última parte fueron calculados con el uso de programas.

Capítulo 3

Métodos

3.1. Delimitación del área de estudio

3.1.1. Ubicación del área de estudio

La Región de Ayacucho está ubicada en la zona sur-central de los Andes del Perú, siendo su capital la ciudad de Ayacucho a una altura de 2755 m.s.n.m y a 576 km de la ciudad de Lima. Aproximadamente a 8 horas de viaje por vía terrestre y 40 minutos por vía aérea. La Región se encuentra en el hemisferio oeste con respecto al meridiano de Greenwich denominado (Longitud) y hemisferio sur con respecto a la línea ecuatorial que se denomina (Latitud), usamos la proyección Universal Time Mercator (UTM) zona 18 Sur, World Geodetic System del año 1984 (WSG-84) que es un sistema de coordenadas geográficas mundial que permite localizar cualquier punto de la tierra por medio de tres unidades dadas (geodesia, cartografía y navegación), geográficamente el área de estudio está comprendida entre las coordenadas: -12.15 a -15.64 (latitud sur) y -72.80 a -75.13 (longitud oeste). Para delimitarlo se ha usado la imagen en formato vectorial que contiene la delimitación política y administrativa del nivel Regional y provincial que fueron creados desde los años de 1821 en adelante por Leyes y Decretos Legislativos; en la actualidad es llamado Dirección Nacional Técnica de Demarcación y Organización Territorial, descargadas del MINAM. En la Fig. (3.1) se observa la delimitación del área de estudio que fue elaborado en el programa ArcGis.

La Región de Ayacucho políticamente está dividido en once provincias(11) y

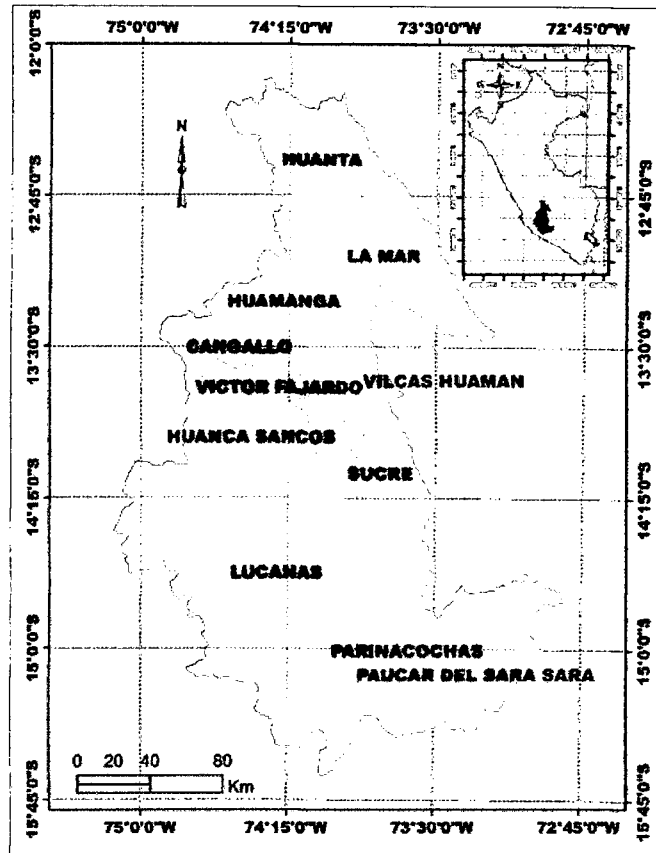


Figura 3.1: Mapa de delimitación y ubicación del área de estudio. (según la Dirección Nacional Técnica de Demarcación y organización Territorial) (Labor propia)

ciento dieciséis distritos (116) con una extensión territorial aproximada de cuarenta y tres mil ochocientos catorce kilómetros cuadrados (43 814.80 km²), de las cuales sacando en porcentajes tenemos a (1.30 %) que corresponde a la región costa ubicada en la zona occidental del departamento, (90.81 %) que es la más extensa corresponde a la región sierra y (7.89 %) pertenece a la selva alta como se muestra en la Fig. (3.3(a)) y en el boletín de indicadores ambientales de Ayacucho que pertenece al Concejo Nacional del Ambiente, elaborado el año 2005.

3.1.2. Clima

Ayacucho posee una diversidad de climas debido a la variación altitudinal que van desde el cálido al frío, siendo las temperaturas diurnas relativamente altas, la Región presenta una temperatura media del aire de 17°C y con oscilación o amplitud térmica ligera en el periodo de un día. En los valles interandinos, el

clima es frío boreal seco por encima de los 3000 m.s.n.m, con veranos lluviosos e inviernos secos con fuertes vientos en ciertas horas del día y con presencia de heladas en horas de la noche, mientras que en la zona de selva, el clima es tropical con mínimas variaciones, cabe recalcar que el clima en ésta Región de estudio es predominante y acondiciona las actividades agropecuarias.

3.1.3. Relieve y morfología

La topografía de la Región muestra un relieve muy accidentado, en las punas o altas mesetas andinas el relieve presenta pampas onduladas casi planas. Tiene una compleja topografía y una gran variabilidad altitudinal que son: (Los valles interandinos de menor altitud; Las laderas con fuertes pendientes; El altiplano de poca pendiente y los picos montañosos de mayor elevación)

El 74 % de la superficie de Ayacucho presenta un relieve montañoso, el 3 % es colinoso (Elevación natural del terreno, de menor altura que una montaña y de formas suaves) y el 23 % de la superficie es planicie como se observa en la Fig. (3.3(b)). El territorio se encuentra atravesado, hacia el norte, por las estribaciones pronunciadas de la cordillera de Rasuhilca, y hacia el centro-sur, por la cordillera del Huanzo. Estos ejes sirven para diferenciar tres grandes unidades geográficas: altiplanicies al sur y suroeste, abrupta serranía al centro y selva tropical al norreste. La altitud sobre el nivel del mar varía de 400 *m.s.n.m* que está ubicado en (Canayre-Provincia de Huanta) hasta 5 498 m.s.n.m que es el nevado Sara Sara ubicado en la parte sur de la Región (provincia de Paucar de Sara Sara). Según la Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura (FAO); Los suelos de la región de Ayacucho, son de tipo Andisol, Aridisol y inceptisol [47, 46].

Del área total de la superficie de Ayacucho el 52.95 % es para el uso de la ganadería, el 9.05 % uso agrícola y el 38 % de protección y no son aptas para el uso agrícola como nos muestra la Fig. (3.3(c)). Ayacucho es uno de los departamentos del Perú que posee abundantes recursos naturales en la región altoandina; dentro de ello se encuentran las praderas en las cuales las tierras producen forraje nativo (gras del suelo y pastizales naturales) como los pajonales, cespel de puna, bofedales

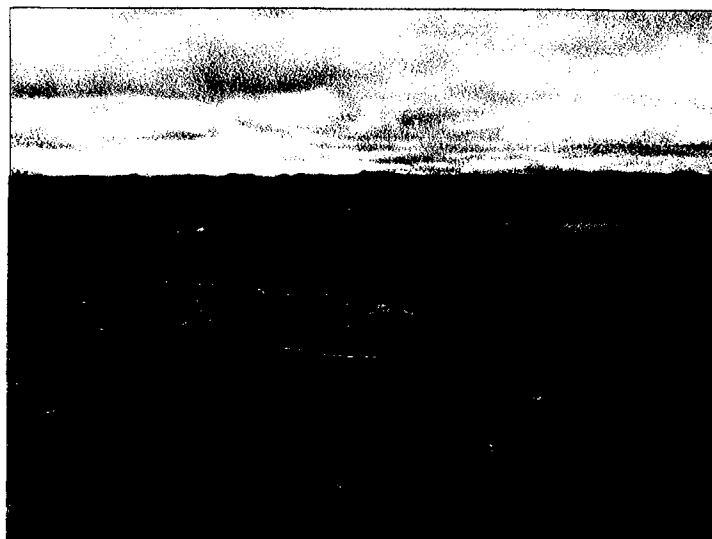


Figura 3.2: Relieve de la superficie del suelo (Huancasancos, febrero 2013)

y otros que constituyen el recurso fundamental para el consumo de los animales, dichos pastizales a pesar de su importancia económica y ecológica vienen sufriendo un deterioro permanente, a consecuencia del pastoreo no controlado generando un desequilibrio ecológico que afecta a todos los seres vivos que habitan en las zonas altoandinas[46]. El uso de la tierra para fines agrícolas en los Andes es muy diverso. Por ejemplo en la región septentrional, los niveles entre 1000 y 3000 m.s.n.m, son intensamente utilizados para la agricultura, y por encima de los 3000 m.s.n.m, es ocupada para la ganadería extensiva, puesto que los Andes centrales tienen un uso mixto del suelo tanto en agricultura y ganadería. CULTIVOS Y PASTOS ANDINOS, como menciona el informe del Gobierno Regional de Ayacucho [46].

3.1.4. Hidrografía

La hidrografía de esta Región básicamente está relacionada por las precipitaciones que varían en diferentes escalas y tienen una marcada estacionalidad durante el año, cuyas aguas forman los afluentes de los ríos Apurímac, Pampas, Mantaro y otros formando impresionantes cañones con crecidas de caudal en los meses de verano (enero, febrero y marzo) y una disminución de los ríos y lagunas en otoño, invierno y primavera, existiendo muchas cuencas hidrográficas cuyas aguas discurren y forman las vertientes del océano pacífico y principalmente la del océano

atlántico. También existen lagos, lagunas y bofedales o humedales conocidos como cabeceras de cuencas ubicadas principalmente en las zonas alto andinas.

3.1.5. Demografía

Según las proyecciones poblacionales del Instituto Nacional de Estadística e Informática (INEI) [50]. Ayacucho cuenta aproximadamente en la actualidad con 670 mil habitantes, (2,2% del total nacional) siendo la provincia de Huamanga la de mayor población con (38,9% del total departamental) como se especifican en la Tabla (3.1).

Provincia	Superficie (Km ²)	Población	Actividad
Huamanga	2 981	256 384	A,G,C,S,T
Huanta	3 879	100 659	A,T
La Mar	4 392	86 603	A,G
Cangallo	1 916	34 451	A,G
Vilcashuamán	1 178	23 471	A,G,T
Víctor Fajardo	2 260	24 483	A,G,M
Huancasancos	2 862	10 511	A,G
Sucre	1 786	12 337	A,G,M
Lucanas	14 495	66 857	G,M
Parinacochas	5 968	31 610	A,G,M
Paucar del Sara Sara	2 097	11 034	A,G,M

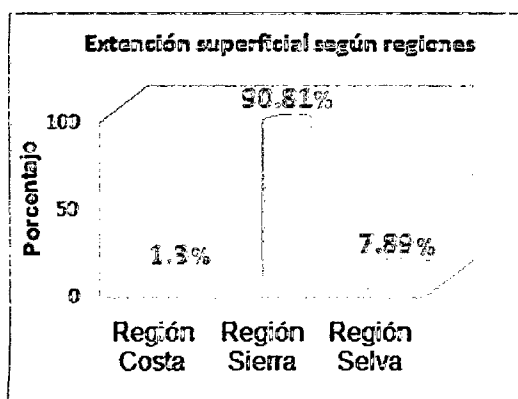
Tabla 3.1: Descripción general de las provincias de Ayacucho

Aclaremos que en la columna de actividad se ponen la inicial de las actividades principales de cada provincia, como: A=agricultura, G=ganadería, M=minería, T=turismo, S= servicios

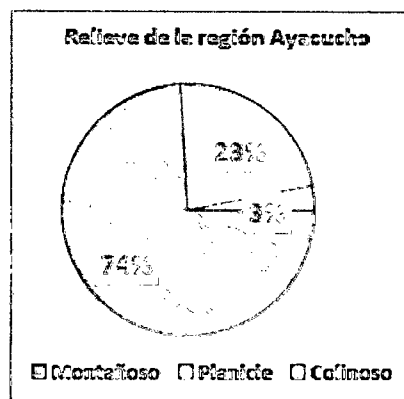
3.1.6. Socio-económica

Según el diagnóstico socio-económico y laboral de la Región Ayacucho elaborado por la Dirección Regional de Trabajo y Promoción de Empleo del año 2010. La

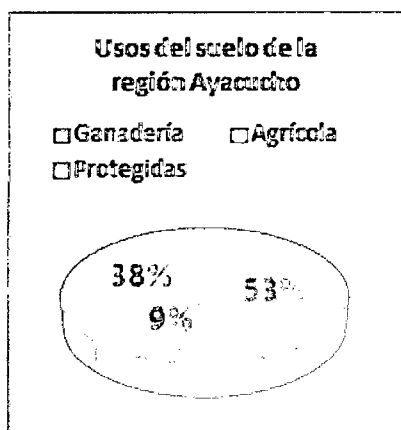
dinámica de la economía Regional está influenciada básicamente por la actividad extractora y depende del comportamiento del sector agropecuario (agricultura y ganadería) que es la actividad principal y sustento de los hogares de ésta región con un porcentaje de (52%) y son los que más aportan al PBI (Producto Bruto Interno) regional.



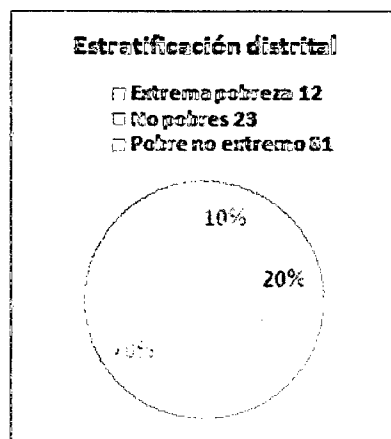
(a) porcentaje de extensión superficial



(b) Porcentaje de del relieve



(c) Porcentaje de usos de suelo



(d) Porcentaje de estratificación social

Figura 3.3: La Región de estudio en porcentajes (Labor propia)

Según el sistema de focalización de hogares (SISFOH), la región cuenta con 116 distritos de las cuales 23 distritos son considerados como no pobres (color rojo), 12 distritos son considerados como de extrema pobreza (color morado) y 81 distritos son considerados como pobre no extremo (color verde), en porcentajes son (20%), (10%) y (70%) respectivamente como se muestra en la Fig. (3.3(d)).

3.1.7. Límites de la Región Ayacucho

La Región de Ayacucho políticamente limita con las siguientes regiones: Por el norte, limita con la Región de Junín en un tramo corto como se observa en la Fig. (3.4), Por el sur limita con la Región de Arequipa, por el este limita con la Región de Apurímac y Cuzco, y por el oeste limita con la Región de Huancavelica e Ica, también se muestra la delimitación de sus once provincias.

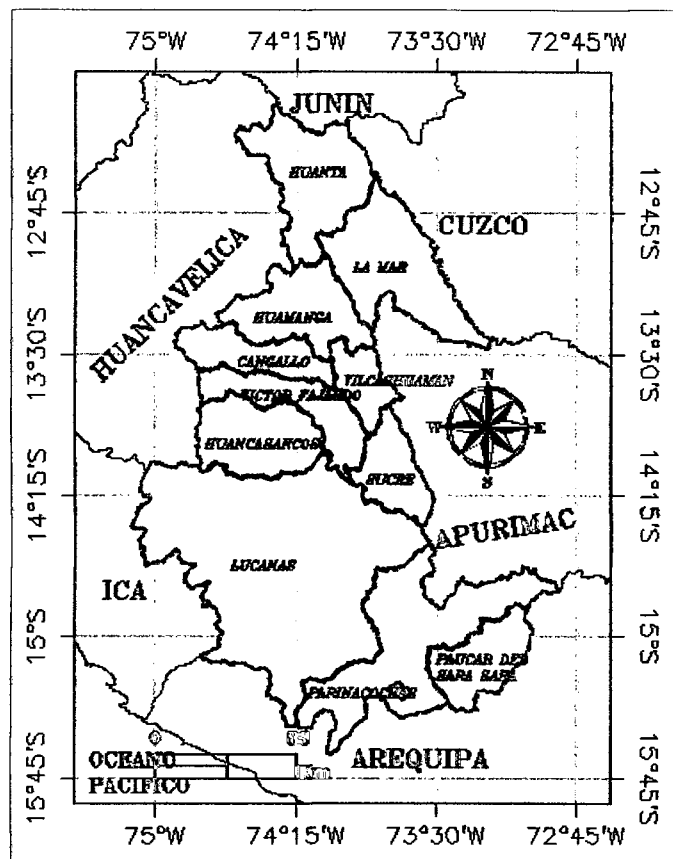


Figura 3.4: Límite Político de la Región Ayacucho y la delimitación de sus once provincias (Labor propia)

3.2. Datos de estaciones meteorológicas

Los datos de las estaciones meteorológicas fueron proporcionados por la Oficina de Operaciones y Mantenimiento (OPEMAN) que pertenece al Gobierno Regional de Ayacucho, de las siguientes estaciones meteorológicas: Allpachaca, Cuchoquesera, Chiara, Pampa Cangallo, Sachabamba, Chontaca, Tambillo, Apacheta, Inia,

etc. Cuyos datos contienen los siguientes parámetros: Evaporación, Temperatura Máxima, Temperatura Mínima y otros, estos datos son de toma diaria desde enero 2000 a diciembre de 2013. siguiendo los lineamientos de la Organización Meteorológica Mundial. En específico la temperatura del aire se tomado a una altura de 1.25 a 2 m de altura medidos desde el ras del suelo con termómetros convencionales. A continuación en la Fig. (3.5) se muestra una imagen de la estación meteorológica de Apacheta, la cual se ubica en la bocatoma de la irrigación del Proyecto Especial Río Cachi.



Figura 3.5: Estación meteorológica de Apacheta ubicado en la bocatoma de la Irrigación Río Cachi, tomado el 20 de julio de 2014

3.2.1. Descripción de las estaciones meteorológicas

Las estaciones cumplen con los estándares internacionales, reglamentos y requisitos mínimos dados por la organización meteorológica mundial para la instalación de las estaciones meteorológicas. El área geográfica escogida tiene que ser adecuados para la ubicación de los sensores y/o equipos de medición ambiental tanto analógicos y convencionales

La ubicación debe estar en lugares de poca variación topográfica (llanos) y cercados con mallas metálicas en un área de superficie no menor de 15 m². En las estaciones meteorológicas Convencionales o analógicas, los datos se toman a mano a ciertas horas del día (INIA: 7am, 1pm y 7pm). Generalmente éstas estaciones cuentan con dos termómetros, uno para medir la temperatura máxima y otra pa-

ra medir la temperatura mínima diaria del aire. Las estaciones consideradas para nuestro trabajo son la estación de Pampa Cangallo, Chontaca y Apacheta.

Mientras en las estaciones meteorológicas automáticas o digitales que en su mayoría pertenecen a (SENAMHI), los datos son enviados a los centros de control de manera continua. Estas estaciones están equipados para generar su propia energía a través de paneles solares, tienen sus antenas de comunicación y su caja de almacenamiento de datos diarios captados por los distintos sensores.

3.2.2. Temperatura del aire

La temperatura del aire es una magnitud proporcional a la energía cinética media de las moléculas de aire de una determinada área. Los rayos solares atraviesan la atmósfera sin que el aire absorba la cantidad apreciable del calor de aquellos. Pero, en cambio, la radiación solar es absorbida por la tierra en un porcentaje, la cual a su vez calienta por contacto las capas inferiores de la atmósfera, y estas luego transmiten su calor a las capas más altas, en virtud de las corrientes de convección que se establecen. Así pues, en general, las capas bajas de la atmósfera se hallan a mayor temperatura que las situadas encima de ellas y, por tanto, la temperatura del aire, igual que la presión, disminuye con la altitud. La tempera-

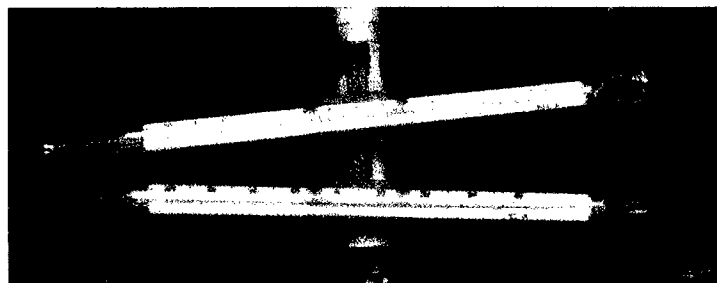


Figura 3.6: Termómetros que marcan el valor máximo y mínimo de temperatura del aire en la estación meteorológica de Apacheta

tura es una medida del movimiento de las partículas del medio. Temperatura y calor no son sinónimos, sino conceptos relacionados. Mientras que el primero se mide en grados, centígrados o Fahrenheit, el calor se mide en calorías o julios. En física, el calor es la energía que se transmite de un medio a otro, o bien que un cuerpo cede energía a otro. La temperatura del aire es la temperatura leída en un

termómetro expuesto al aire, protegido de la radiación directa por una casete. ésta variable observada deberá ser representativa del estado del aire que rodea a la estación en un instante determinado y puesta a una altura entre 1.25 a 2 metros por encima del nivel del suelo [48]. La temperatura alcanza su valor máximo en horas de la tarde 3 a 4 pm, hora local y llega al valor mínimo en horas de la madrugada al promediar las 5 ó 6 am hora local. En la Fig. (3.6) anterior se muestra dos termómetros en la que uno de ellos mide el valor máximo y el otro el mínimo de cada día y siempre están protegidos en casetas con rejillas como se muestra en la Fig. (3.7), además se encuentra termómetros para medir la temperatura ambiente en bulbo seco y húmedo.

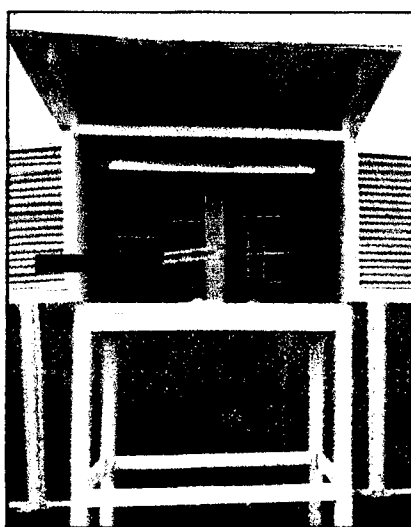


Figura 3.7: Caseta de temómetros de la estación meteorológica INIA. tomado el mes de abril de 2014

En la siguiente tabla se describe las estaciones meteorológicas consideradas en el presente trabajo.

Estación Meteorológica	Distrito	Periodo	Latitud (sur)	Longitud (oeste)	Altura (msnm)
Pampa Cangallo	Los Morochucos	2002-2013	-13.56	-74.1978	3350
Apacheta	Paras	2002-2013	-13.348	-74.646	4150
Chontaca	Acocro	2002-2013	-13.296	-74.026	3497

Tabla 3.2: Descripción de las estaciones Meteorológicas

3.2.3. Parámetros utilizados en el análisis estadístico

Regresión lineal

Es una técnica que permite cuantificar la relación que puede ser observada cuando se grafica un diagrama de puntos dispersos correspondientes a dos variables, cuya tendencias general es rectilínea, relación que cabe compendiar mediante una ecuación del mejor ajuste de la forma:

$$y = ax + b \quad (3.1)$$

Así la Ec. (3.1) es la forma general de representar una relación; la constante a puede ser positivo o negativo, se le denomina pendiente o coeficiente de regresión y la constante b puede ser cero, positivo o negativo.

Coefficiente de correlación (r)

Es una medida de la relación lineal entre dos variables aleatorias cuantitativas. Mide el grado de intensidad de ésta posible relación entre las variables, el coeficiente de correlación lineal se aplica cuando la relación que puede existir entre las variables es lineal. En una distribución bidimensional puede ocurrir que dos valores guarden algún tipo de relación entre sí. $0 < r < 1$ si $r > 0$, la correlación lineal es positiva, o sea, (si sube el valor de una variable, sube el de la otra también), así la correlación es tanto más fuerte cuando más se acerca a 1.

$$r = \frac{\text{covarianza}}{\text{desviacion típica}} = \frac{\sigma_{xy}}{\sigma_x \sigma_y} \quad (3.2)$$

La desviación estándar o típica

Es una medida de dispersión que nos indica cuánto puede alejarse los valores respecto a la media o promedio, se define como la raíz cuadrada de la varianza, denotado por σ , es una medida de grado de dispersión de datos con respecto al valor promedio, cuanto es menor es mucho mejor.

3.3. Obtención de Datos MODIS

3.3.1. Sistema de observación terrestre (EOS)

El 'Earth Observed System' o sistema de Observación de la Tierra (EOS) es una entidad pionera de la división de Ciencias de la Tierra que pertenece a la dirección de Misiones Científicas de la NASA, en la que está incluido el sensor MODIS. Dicha institución está compuesta por una serie de satélites para las observaciones globales a largo plazo de la superficie terrestre como la biósfera, atmósfera, la parte sólida de la tierra y los océanos. (EOS) permite una mejor comprensión de la tierra como un sistema integrado. La oficina de Ciencias y Proyectos de dicha institución se compromete a ofrecer información y recursos del programa a la comunidad de investigadores en ciencias de la tierra y el público en general [51]. En 1991, la NASA lanzó un programa más comprehensivo para estudiar la tierra como un sistema ambiental integral llamado " *Earth Science Enterprise*" (ESE), en la que se utiliza 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 ofrecen partes de la meteorología mejoradas, herramientas para la administración de la agricultura y bosques, información para pescadores y planificadores locales y la eventual capacidad de predecir cómo el clima cambiará en el futuro.

3.3.2. Satélite AQUA o EOS-PM1 y las características del sensor MODIS

El satélite artificial AQUA, Fig. (3.9) fue puesta en órbita helio-sincronizada el 4 de mayo de 2002 desde la base de la fuerza aérea de Vandenberg ubicado en Santa Barbara, California, USA a bordo del cohete Delta II y sus sensores fueron calibrados en los siguientes dos meses después de su lanzamiento, cruza la línea ecuatorial de la tierra en forma ascendente de sur a norte a las 1:30 p.m y en forma descendente de norte a sur a las 1:30 a.m hora local. El objetivo del proyecto AQUA es el estudio multidisciplinario de los procesos correlacionados que ocurren en el planeta tales como en la (*atmósfera, océanos y superficie de la tierra*)

y los efectos relacionados con los cambios en el sistema global. Las primeras 19 bandas están posicionadas en la región del espectro electromagnético situado entre 0,405 nm y 2,155 nm. Las bandas 1 al 7 son útiles para las aplicaciones terrestres; las bandas 8 a 16 para las observaciones oceánicas y las bandas 17 a 19 para las mediciones atmosféricas. Las bandas 20 a 36, cubren la porción del infrarrojo térmico del espectro de (3,660 a 14,385 nm). La investigación sobre el cambios

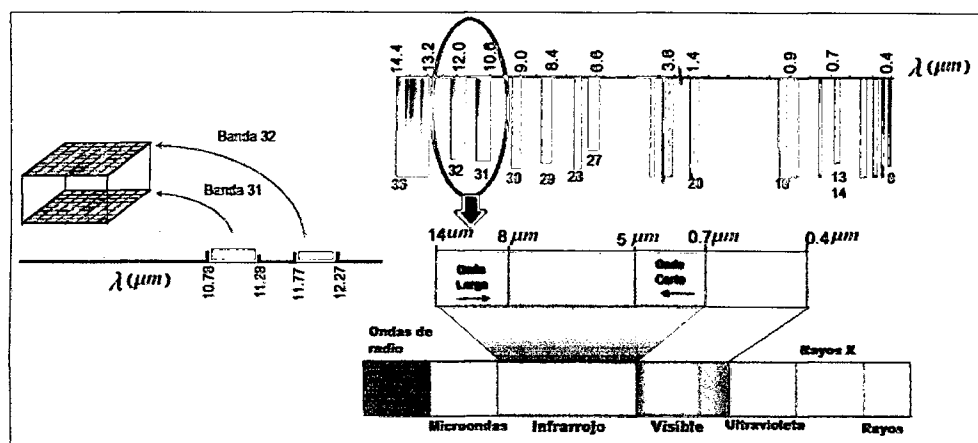


Figura 3.8: Las bandas del sensor MODIS. Adaptado de [42]

climático se basa en la obtención de datos por el sensor MODIS que incluye: perfiles atmosféricos de temperatura y humedad, altitud de las nubes, precipitaciones y equilibrio radiactivo, equilibrio energético de la atmósfera, nieve sobre la superficie de la tierra, hielo, evaporación, temperatura superficial y productividad del océano, humedad del suelo y la mejora en el seguimiento y predicción del tiempo, los sensores que lleva a bordo el satélite AQUA son: AIRS, AMSU-A1, HBS, AMSR-E, MODIS y CERES. como mencionan en [51, 52, 25]

El sensor MODIS es un espectrómetro en el espectro óptico e infrarrojo con longitud de onda entre 0.4 a 14.5 μm es un explorador de barrido: que cuenta con un espejo móvil que oscila perpendicularmente a la dirección de la trayectoria con un ángulo de $\pm 55^\circ$ que permite explorar una franja de terreno denominado (swath) a ambos lados de la traza del satélite, cuyo ancho es de 2330 km . El sistema óptico es un telescopio con dos espejos fuera de su eje focal que direccionan la radiancia incidente a cuatro subsistemas ópticos reflectantes, uno para cada región espectral (*visible, infrarrojo cercano, infrarrojo medio y infrarrojo térmico*). Actualmente la

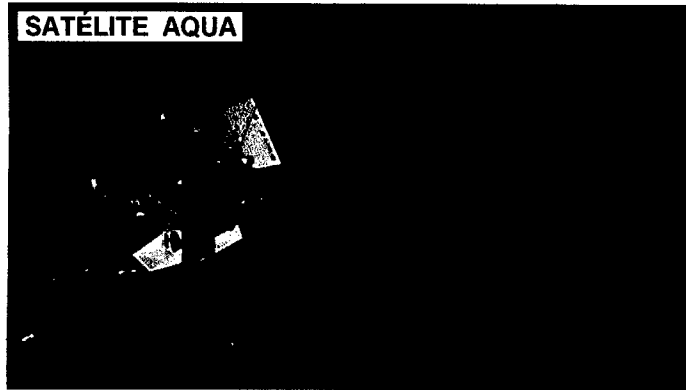


Figura 3.9: Plataforma del satélite artificial AQUA

mayoría de los detectores son de estado sólido, constituido por aleaciones o metales semiconductores. Éstos poseen una conductividad eléctrica intermedia entre la de un metal y la un aislador. Para las bandas del visible y del infrarrojo cercano se utiliza una nueva tecnología de fotodiodos de silicio y de PbO (óxido de plomo) para registrar las señales de onda corta. Para el rango del infrarrojo cercano PbS (sulfuro de plomo) e In-As (indio-arsénico), en el infrarrojo medio (3 a $6\mu m$) InSb (indio-antimonio) y en el infrarrojo térmico (8 a $14\mu m$) Hg-Cd-Te (Mercurio-cadmio-teluro). Estos últimos deben ser enfriados a muy bajas temperaturas para optimizar la eficiencia de la emisión electrónica [25]. También existe sensores como el de CCD, que está formado por un material fotosensible embebido en un chip de silicio. Se genera en éste un foso de potencial que recibe los electrones liberados por los fotones incidentes en el chip posteriormente a su enfoque y filtración por el sistema óptico. Los componentes fotosensibles del chip pueden llegar a ser muy pequeños, del orden de 1μ de diámetro. Estos elementos pueden ser introducidos a través de microcircuitos para formar arreglos lineales o bidimensionales.

En la Tabla (3.3) nos muestra las especificaciones técnicas principales del satélite AQUA y su sensor MODIS. En el Anexo del trabajo, Tabla (1) y (2) se muestra los parámetros que se pueden calcular a partir de imágenes tomadas con el sensor MODIS.

Especificaciones técnicas del satélite y del sensor		
Satélite AQUA	Organización	NASA
	Órbita	10:30 a.m. modo descendiente (TERRA) y 1:30 p.m. Modo ascendiente (AQUA), Circular helio sincronizado
	Tiempo empleado en dar una vuelta	98 minutos (en un día dan 14 vueltas)
	Vida Promedio	6 años
	Potencia	162.5 w promedio orbital
	Dimensiones de la plataforma	4.81 x 16.7 x 8.04 m
	Peso	3.117 kg
	Velocidad	7.6 km/s en la superficie
	Altura	705 km desde el nivel del mar
	Aplicación	Observaciones terrestres
Sensor MODIS	Dimensión de la franja escaneada	2330 km por 10 km en el nadir
	Velocidad de barrido o tasa de escaneo	20.3 rpm pista transversal, ortogonal a la órbita
	Cuantificación o codificación o sensibilidad radiométrica	12 bits
	Tamaño de la Escena	1200 filas por 1200 columnas
	Resolución espacial	250m (bandas 1-2); 500m (bandas 3-7) y 1000m (bandas 8-36)
	Resolución temporal	1 a 3 días

Tabla 3.3: Especificaciones técnicas del satélite AQUA y del sensor MODIS. Fuente: [25]

3.3.3. Descarga de datos imagen de temperatura superficial del suelo

Los datos imagen de la temperatura superficial del suelo fue descargado de la unidad de servicios geológicos USGS-MODIS Reprojection tool web interface, éste servidor pertenece a la EOS y forma parte de las instituciones de la NASA, esta unidad estatal es el encargado del estudios y monitoreo de la superficie, los suelos y subsuelos [53]. Para descargar los datos en forma de imágenes, primero se tiene que suscribirse creando una cuenta personal. Una vez ingresado a la ventana de la

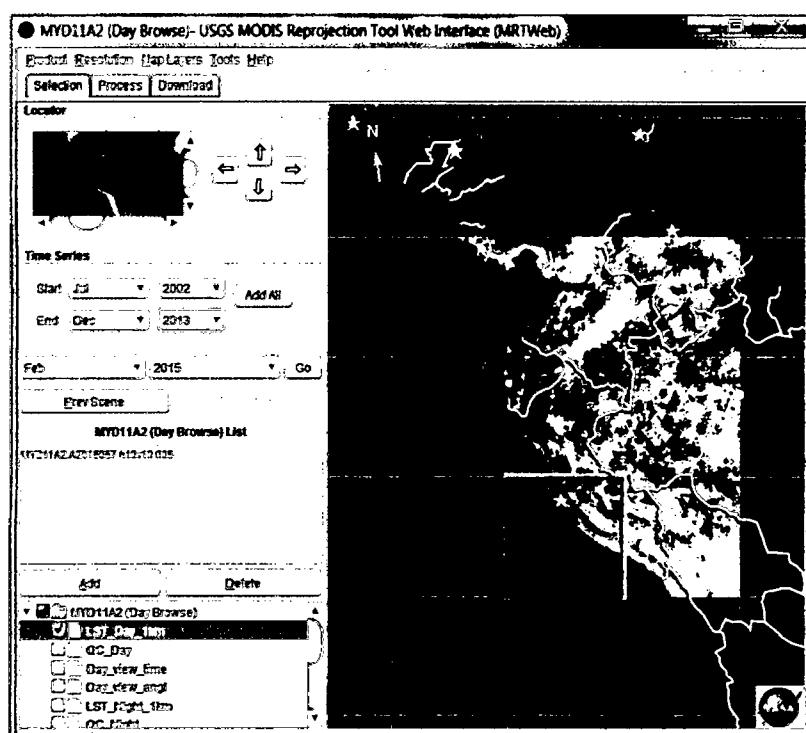


Figura 3.10: Ventana principal de descarga de imágenes producto y el intervalo de tiempo (Labor propia agosto 2013)

plataforma de imágenes escoger el nombre del satélite, luego activar el producto a descargar que aparece en códigos, la resolución de la imagen, asimismo activar si es una imagen de día o de noche, escoger el intervalo de tiempo, a continuación seleccionar la versión y adjuntar a la ventana de descarga, como se muestra en la Fig. (3.10).

A continuación en la ventana de proceso, introducimos las coordenadas del área

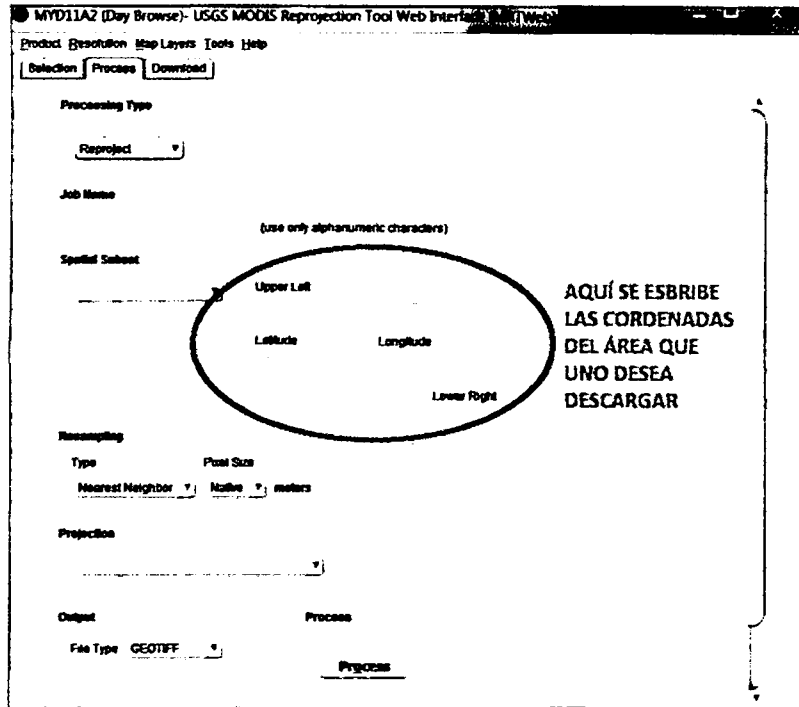


Figura 3.11: Introducción de coordenadas para la descarga y otros (agosto 2013)

a descargar, el sistema de coordenadas geográficas, el formato de las imágenes y aceptar como se muestra en la Fig. (3.11). Finalmente en la ventana de download esperar que cargue y finalmente direccionar al archivo a donde se está descargando. como muestra la Fig. (3.12)

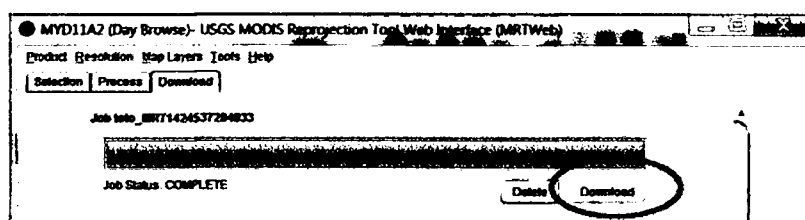


Figura 3.12: Último paso para descargar imágenes MODIS-AQUA (agosto 2013)

3.4. Procesamiento de datos

El tratamiento digital de imágenes, se puede definir como *la manipulación con ayuda de una computadora de las cuentas digitales contenidas en una imagen*

para los propósitos de su corrección, perfeccionamiento y/o extracto del rasgo. La unidad visual más pequeña que se puede visualizar en una imagen se denomina pixel; el sensor detecta la radiancia media de una parcela de terreno equivalente al tamaño del pixel.

El proceso de grabación de la energía electromagnética que conforman una imagen se realiza mediante unos sistemas fotoelectrónicos específicos que generan una señal de corriente eléctrica cuya intensidad es directamente proporcional a la radiancia detectada en un determinado rango de longitud de onda, ángulo y en un determinado instante.

Cada pixel tiene un valor numérico entero o real, que corresponde al nivel digital percibido, el cual se traduce en un valor de gris en la pantalla o nivel visual. El arreglo de varios píxeles generan la imagen que se puede interpretar como una matriz con coordenadas fila, columna, cuyo valor (o valores) de celda corresponden a la dimensión espectral. El valor del pixel se traduce a un valor numérico al que llamamos nivel digital (ND), que están comprendidos entre 0 y $k-1$ valores, siendo k el margen dinámico del sistema determinado a su vez por su resolución radiométrica. Cada pixel se define por un byte y éstos pueden estar descritos con arreglos de 8 bit con 256 niveles digitales posibles ($k=2^8$, o sea de 0 a 256 niveles de grises); de 12 bits asignado con 4096 niveles digitales posibles ($k=2^{12}$, o sea de 0 a 4096 niveles de grises). A partir de la cual se realiza el tratamiento digital de las imágenes.

3.4.1. Clasificación de las imágenes descargadas

Una vez descargadas las imágenes se han clasificado o agrupado en: mensuales, anuales e inter-anuales. La clasificación mensual consta de 138 meses de 3 a 4 imágenes por mes, según el año si es bisiesto o normal y se tienen imágenes desde la fecha de inicio de producción del satélite AQUA. (Julio de 2002 hasta diciembre de 2013) durante 11 años y medio. La clasificación mensual consta de 4 imágenes por mes.

La clasificación anual consta de 46 imágenes por año.

La clasificación Inter-anual consta de 12 meses o sea, juntamos todas las imágenes

que pertenecen a los meses de enero, febrero, y así sucesivamente hasta diciembre, las clasificaciones se pueden realizar de muchas maneras y de acuerdo a los objetivos de estudio.

3.4.2. Imagen GDEM-ASTER de la Región Ayacucho

El Ministerio de Economía, Comercio e Industria de Japón (METI) y La Administración Nacional de Aeronáutica y del Espacio (NASA); elaboraron un nuevo modelo digital de elevación a nivel mundial ASTER GDEM (ASTER Global Digital Elevation Model), confeccionado a base de aproximadamente 1,3 millones de imágenes estéreo tomadas desde el año 2000 hasta el 2008 por el radiómetro japonés ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) que orbita dentro del satélite multinacional Terra, lanzado al espacio en Diciembre de 1999.

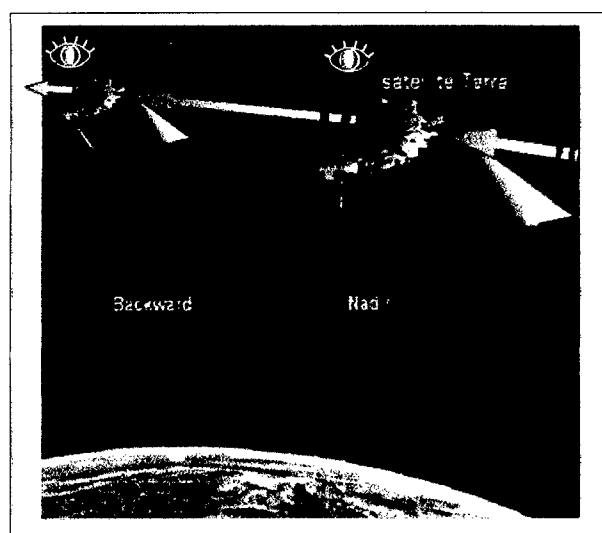


Figura 3.13: Captura de imagen estereoscópica de una porción de terreno. Fuente: www.jspacesystems.org.jp. (octubre 2013)

El sensor ASTER, es un sistema de observación especial que posee la capacidad de capturar imágenes estereoscópicas de una misma porción del terreno, por lo que permite la extracción del modelo de elevación digital. El subsistema de VNIR tiene 2 telescopios uno en el nadir y uno con vista atrás con un ángulo de 27.60° que proporcionan una vista vertical (nadir-looking)(banda 3N: $0.76-0.86 \mu\text{m}$) y

una vista hacia atrás (backward-looking)(banda 3B: 27.7° del nadir) que permite obtener una visión estereoscópica de una región determinada en la dirección del vuelo del satélite como muestra la Fig. (3.13). La diferencia temporal entre las dos observaciones es de 55 segundos.

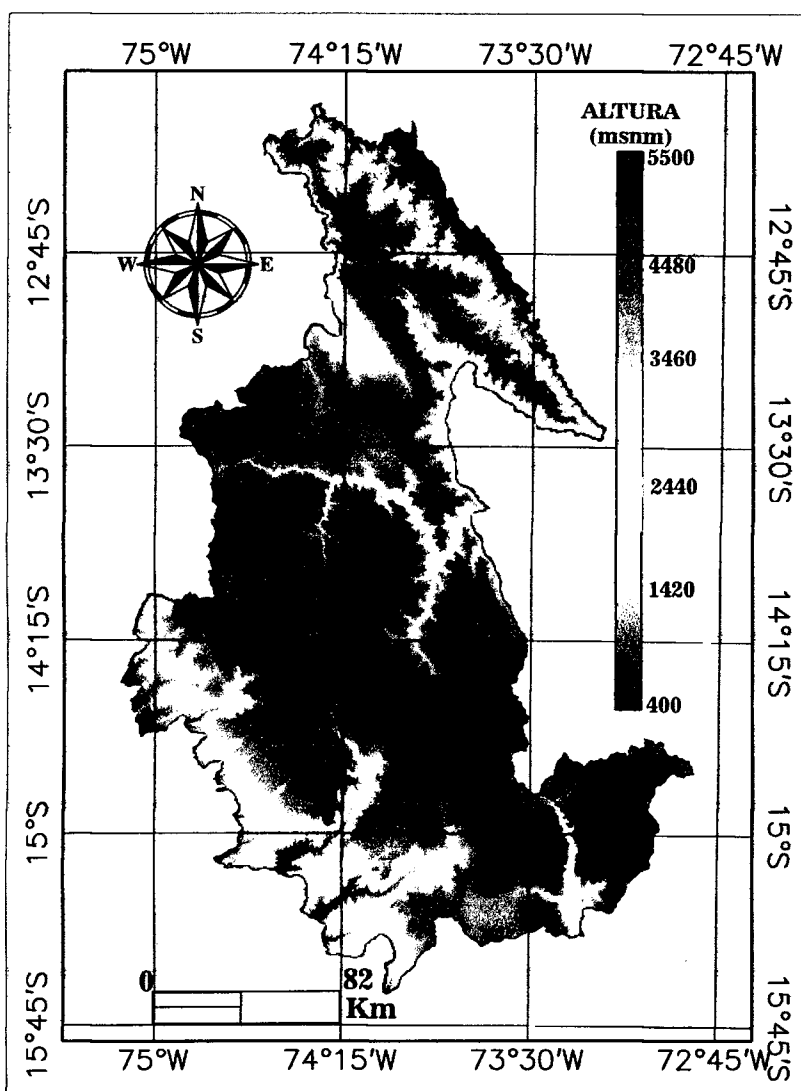


Figura 3.14: Mosaico del modelo de elevación digital de la región Ayacucho, con resolución espacial de (30m x 30m) (Labor propia), (Noviembre 2013)

Un Modelo de Elevación Digital Global(GDEM en inglés), representa al terreno en tres dimensiones, y visualiza matemáticamente los valores de altura con respecto al nivel del mar, y permite caracterizar las formas del relieve como la pendiente y los elementos u objetos presentes en el mismo, también nos permite reconocer la dirección de los drenajes de la región, siendo de gran importancia para el análisis y estudio de muy diversa índole, como en el campo de las ingenierías y ciencias de

la tierra.

El GDEM ha constituido un medio para el conocimiento y representación del terreno y para lograr análisis de los elementos presentes en el mismo mediante el uso de equipo y software especializado para tal fin. En la actualidad los modelos constituyen un medio para lograr la representación del relieve muy versátil y funcional ya que a partir del mismo se puede conocer la conformación o morfología del terreno (MDT) sino también los elementos de origen antrópico y la vegetación presente en el mismo (MDS).

Las aplicaciones en Ciencias de la Tierra (geología, hidrología, geomorfología, glaciología) requieren de funciones específicas para el modelaje de las discontinuidades del terreno, principalmente para redes de drenaje, de las que se requiere una representación muy precisa de ellos. Algunas aplicaciones serían: monitoreo de cuencas de drenaje para monitoreo de inundaciones y control de contaminantes, modelamiento de flujos hidrológicos, simulaciones para la creación de cuencas hidrológicas, interpretación y cartografía geológica. En la Fig. (3.14) se muestra la elevación sobre el nivel del mar de la Región Ayacucho, según la barra de color; la del color azul son las zonas mas bajas y los de color rojo son las más elevadas o altas sobre el nivel del mar.

3.4.3. Imágenes de temperatura de la superficie del suelo

Las imágenes producto (MYD11A2) que corresponde a la Temperatura Superficial del Suelo (LST en inglés) a sido obtenido mediante una cadena de procedimientos claramente definidos y ampliamente documentada. Se ha descargado de página MRTWEB-USGS, y son datos proporcionado por el sensor MODIS quien tiene como plataforma al Satélite AQUA. Dichos datos corresponden a la hora de paso del satélite aproximadamente $13:30 \pm 15$ horas, hora local, estas imágenes pertenecen al periodo 2002 a 2013.

Las imágenes son de nivel de procesamiento (L3) versión (V5), con una resolución espacial de 1 km^2 y están compuesto de imágenes de cada 8 días en formato Geo TIFF (georreferenciados).

Nivel L₃: Son productos con valor agregado que representan variables geofísicas

mapeadas. En algunos casos, se realiza un remuestreo a una menor resolución espacial que las bandas originales y se elaboran compuesto de intervalos de tiempo establecidos de cada (1, 8, 16 y 30 días). Algunos de los productos son del nivel L3 como: la reflectancia (MYD09), Índice de Vegetación (MYD13), Temperatura y Emisividad de la Superficie Terrestre (MYD11) y Puntos de Calor e Incendios (MYD14). Los datos (LST) son tomados de cielo despejado y los resultados tienen una confiabilidad mayor a 95 % para suelos llanos de menor pendiente y tienen una confianza mayor de 66 % para suelos montañosos por encima de los 2000 m.s.n.m [25].

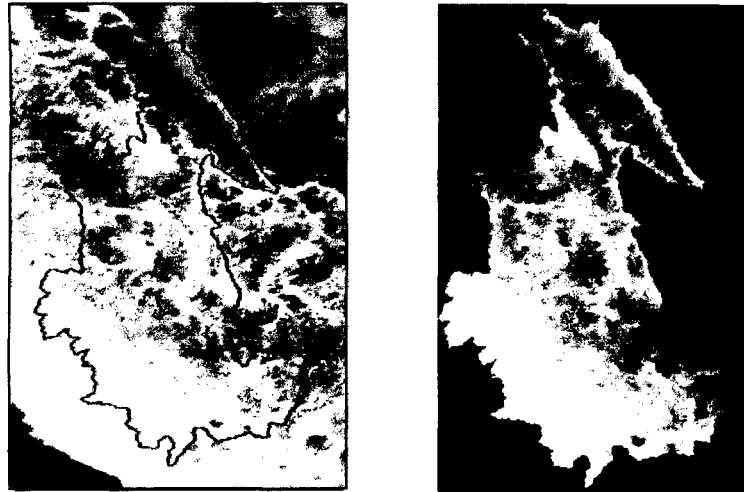
3.4.4. Procesamiento de datos tomados por el sensor Modis

El área de interés de mi trabajo es la región de Ayacucho, por tanto, se va a trabajar con datos imagen en formato raster y vectorial que pertenecen a ésta región. Para ello elaboramos códigos y/o algoritmos en lenguaje de programación IDL; la cual nos facilita en automatizar el procesamiento de un conjunto de imágenes obtenidas [33]. Todas las imágenes ráster deben cumplir con ciertos requisitos mínimos como tener el mismo formato (GeoTIFF u otros), con pixeles del mismo tamaño, del mismo parámetro de estudio, en escala de grises, se debe de excluir los valores extremos de las imágenes, georreferenciado, y las escenas deben tener las mismas dimensiones y con las correcciones mínimas exigidas según el nivel de procesamiento. Teniendo en cuenta los datos anteriores se calcula la temperatura promedio mensual de la superficie del suelo de las siguientes regiones:

1. La región Ayacucho.
2. La región Ayacucho en tres pisos ecológicos o altitudinales.
3. La meseta andina de Lucanas.

En la Fig. (3.15) se muestra el corte mediante el programa ENVI.

Para conseguir la transformación de datos IFOV (Instantaneous Field of View) subidas al servidor de MODIS en unidades conocidas, en este caso a unidades de temperatura como grados kelvin o celcius, se realiza la siguiente operación:



(a) Antes de realizar el corte

(b) Después del corte

Figura 3.15: Aplicando el vector de Ayacucho para realizar el corte (Labor propia)

$$C = (D * fs) - 273,15; \quad (3.3)$$

donde: C indica el valor final transformado a grados Celsius, D es el valor entero propio del producto, (fs) es el factor de escalamiento o conversión requerido en la transformación de datos de enteros a decimales en grados kelvin y -273.15 es el valor de transformación de grados kelvin (K) a grados celcius (C) [27].

3.4.5. Procesamiento de datos de las estaciones meteorológicas

El registro diario de datos de temperatura máxima y mínima del aire de cada estación meteorológica son enviados mensualmente a la oficina del OPEMAN del Gobierno Regional, quienes previo control de errores la almacenan. Lo que he hecho es promediar los datos mensualmente, para contar con un solo dato en un mes y generar una serie de tiempo, con la finalidad de relacionar con los datos imagen del mes correspondiente. finalmente comparar generando una serie de ambos.

3.4.6. Extracción de la temperatura promedio mensual de la superficie del suelo de las imágenes

Consiste en extraer los valores de ciertos píxeles de una imagen en la que cuyas coordenadas coinciden con la ubicación de las estaciones meteorológicas de la superficie del suelo. La extracción de datos se realiza utilizando IDL, consiguiendo las coordenadas exactas de dichos estaciones se procede a elaborar el código para extraer todos los valores de todas las imágenes seleccionadas mensualmente, para una sector de área circundante que puede ser un píxel, 9 píxeles o la cantidad píxeles que uno considere conveniente en el estudio. Según la organización meteorológica mundial en lugares o zonas montañosas la extracción de datos de imágenes debe ser no menor o igual a 3 km por 3 km,[48]. En la Fig. (3.17) se muestra los nueve píxeles circundantes a una estación meteorológica, de los cuales se obtiene un valor que el promedio aritmético de los 9 píxeles que posteriormente es contrastado con los valores promedio de temperatura máxima del aire.

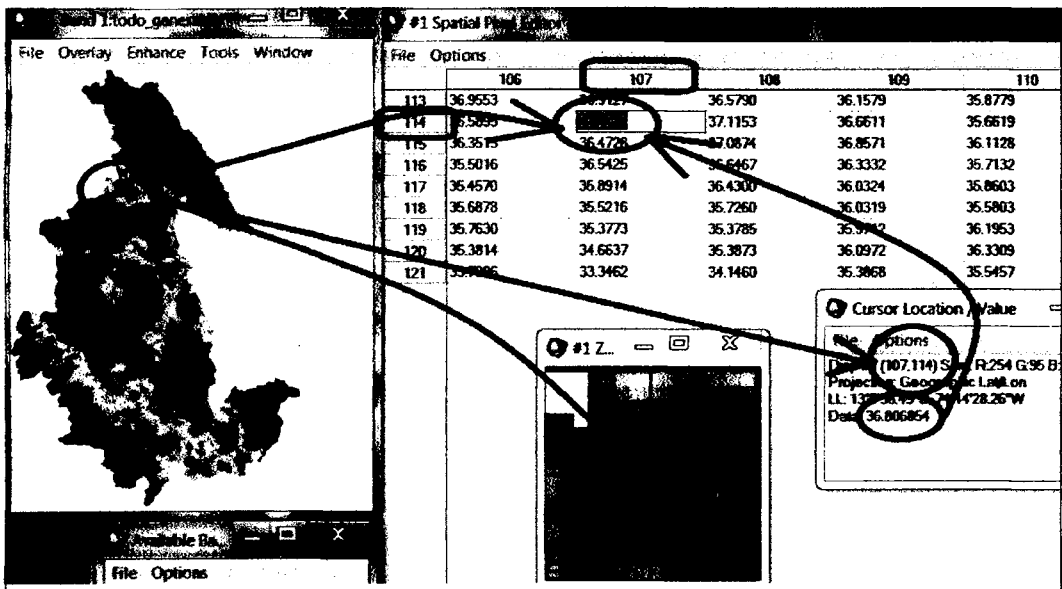


Figura 3.16: Matriz de valores de los píxeles en una imagen raster (Labor propia)

En la Fig. (3.16) elaborado en el programa ENVI se observa las ventanas de cursor de ubicación y editor de píxel. Así el valor del píxel en la que está ubicado el cursor es de (36.6089), que pertenece a la fila (114) y columna(107) de toda la imagen, asimismo se muestra las coordenadas de dicho píxel.

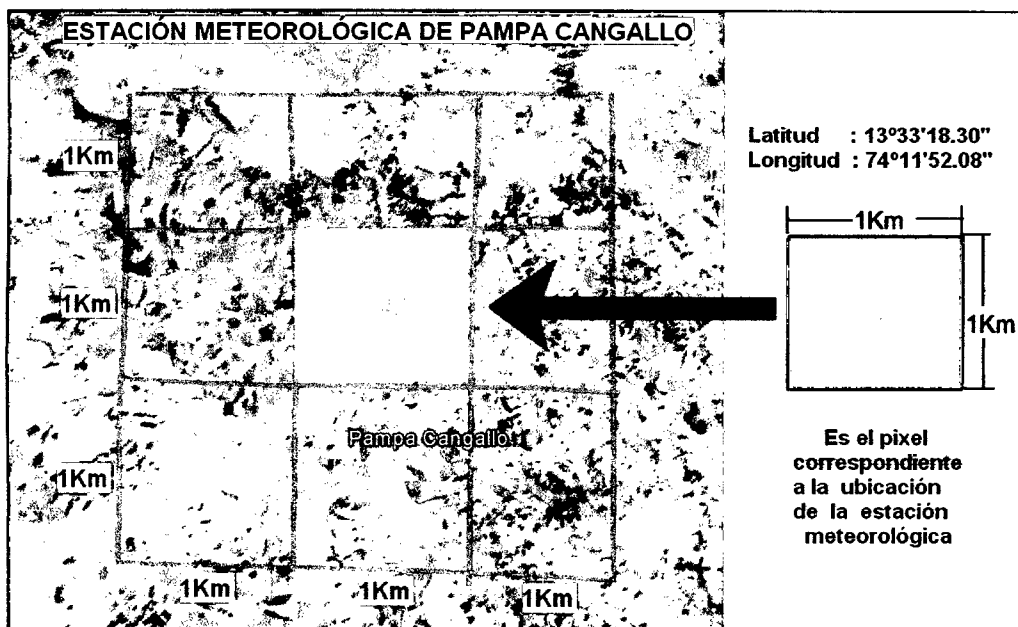


Figura 3.17: Extracción de valores de temperatura promedio de 9 pixeles circundante a la coordenada de la estación meteorológica (Labor propia)

Capítulo 4

Resultados y discusiones

En este capítulo se presenta los resultados obtenidos del procesamiento de los datos producto de imágenes LST tomadas por el sensor MODIS a bordo del satélite AQUA y los datos conseguidos de las estaciones meteorológicas de Pampa Cangallo, Apacheta y Chontaca en el periodo de 2002 a 2013, como mapas de distribución espacial y series temporales de temperatura superficial del suelo de la Región Ayacucho. Y también se plasma algunos resultados adicionales del trabajo.

4.1. Correlación de datos de LST y datos de las estaciones meteorológicas consideradas.

Para este trabajo de correlación de datos LST y datos promedio de la temperatura máxima del aire fue posible gracias a la extracción de píxeles de 3km por 3km de las imágenes de áreas circundantes a la coordenada geográfica de una estación meteorológica. En ésta parte se analiza el grado de correlación entre los datos LST y temperatura promedio del aire mensual.

Estación meteorológica de Pampa Cangallo

La estación meteorológica de Pampa Cangallo está ubicado en el departamento de Ayacucho, provincia Cangallo, distrito Los Morochucos, Latitud 13°33'18,30" Sur, Longitud 74°11'52,08" Oeste a una altura de 3350 m.s.n.m y su código Regional es 004. El lugar se caracteriza por la producción agropecuaria y cuenta

con geografía llano, por literatura se sabe que áreas como ésta son apropiadas para correlacionar, calibrar y validar los datos tomados por vía satélite.

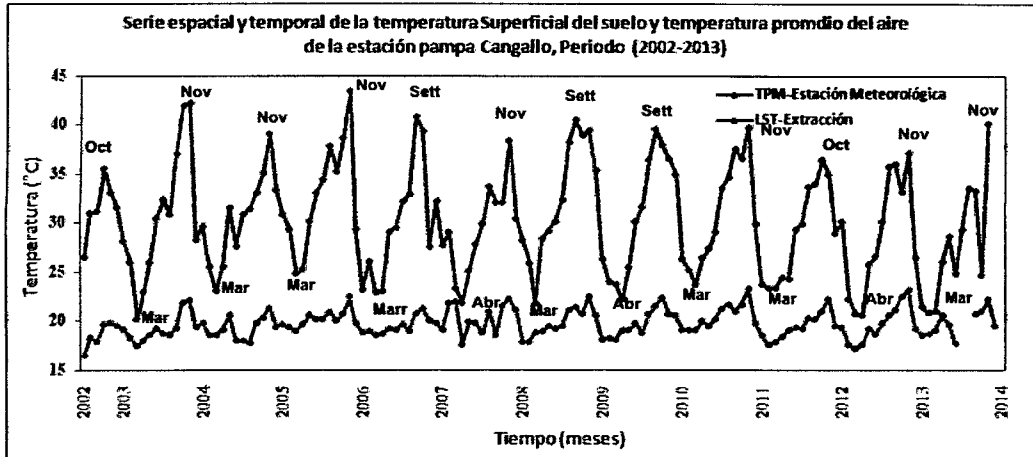


Figura 4.1: Promedio temporal y espacial mensual de la LST y datos de temperatura del aire promedio tomados en la estación de Pampa Cangallo, periodo julio 2002 a diciembre 2013.

A continuación realizamos una descripción de las series, Fig. (4.1), en ambos casos las series tienden a mantener una periodicidad con presencia de irregularidades en algunos meses. Existe una correlación entre el promedio mensual de la LST y la temperatura tomada en la estación meteorológica, pues en la figura se observa que cuando la LST alcanza el valor máximo también lo hacen los datos de la estación meteorológica, la cual ocurre en los meses de setiembre, octubre o noviembre; así mismo se observa que los valores más bajos de temperatura del aire y de la superficie del suelo ocurren en los meses de febrero o marzo de cada año como indica la figura anterior. En general, los valores de temperatura superficial del suelo, a la (1:30 pm) hora local de Ayacucho casi siempre es mayor que los valores de temperatura promedio del aire.

La correlación de datos entre la LST y la temperatura promedio de la estación está dentro de lo permitido, pues para zonas con geografía irregular, por encima de 2000 m.s.n.m el coeficiente de correlación para zonas como ésta tiene que ser mayor a $R = 0,65$, Según la Organización Meteorológica Mundial. Como en nuestro caso es $R = 0,75$, esto indica que está dentro de lo permitido y hay una buena relación

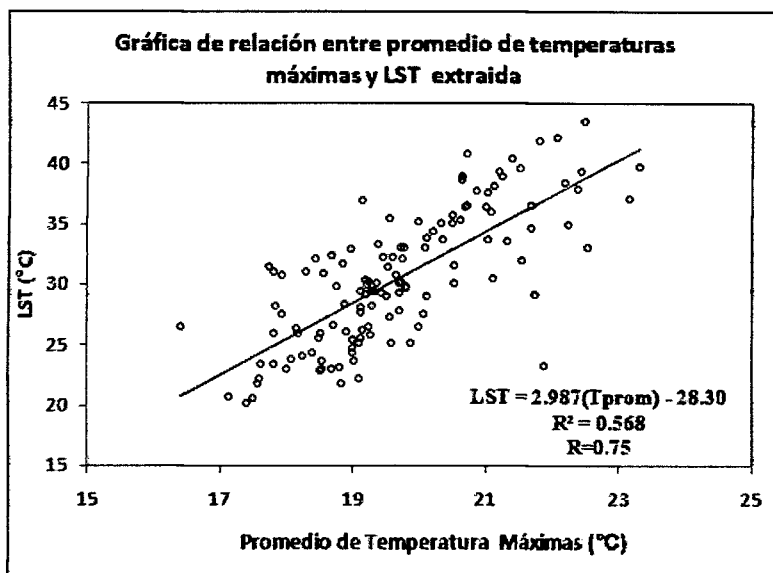


Figura 4.2: Relación del valor extraído de LST y los datos de temperatura del aire tomados en la estación de Pampa Cangallo

entre los datos de ambas fuentes como se observa en la Fig. (4.2).

Estación meteorológica de Apacheta

La estación meteorológica de Apacheta está ubicado en el departamento de Ayacucho, provincia Cangallo, distrito Paras, cuyas coordenadas geográficas son: Latitud 13°20'51" Sur, Longitud 74°38'44" Oeste, a una altura de 4150 m.s.n.m y su código Regional es 019. Esta estación se encuentra a un lado de la carretera (vía los Libertadores), en ese lugar también se encuentra la bocatoma de la Irrigación Rio Cachi que es principal fuente del líquido elemento que se almacena en la represa Cuchoquesera para abastecer todo el año a la provincia de Huamanga y sus distritos tanto para el consumo en la ciudad como para la agricultura.

La Serie de la Fig.(4.3) es cíclica e irregular, las anomalías más notorias se presenta en los meses de octubre del 2002 y durante los año 2004 y 2006. Los valores más bajos se registraron en los años 2003, 2009 y 2012.

La correlación está dentro de lo permitido ($R = 0,72$) ver la Fig. (4.4), los factores principales para este hecho es la ubicación de la estación meteorológica, pues ésta se encuentra en un valle entre cerros a 4150 m.s.n.m de elevación, otro

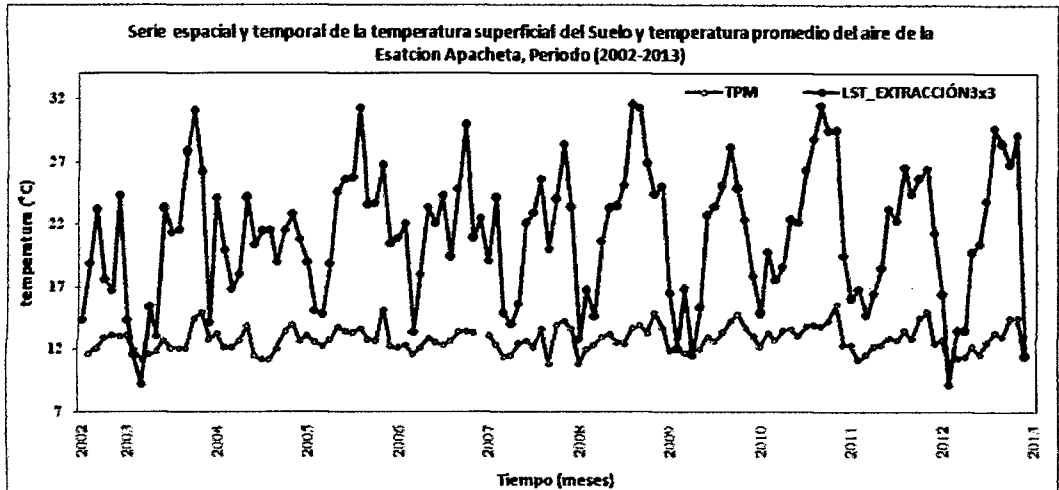


Figura 4.3: Promedio temporal y espacial mensual de la LST y datos de temperatura del aire promedio tomados en la estación de Apacheta

factor es la condición climática muy cambiante propios de la zona.

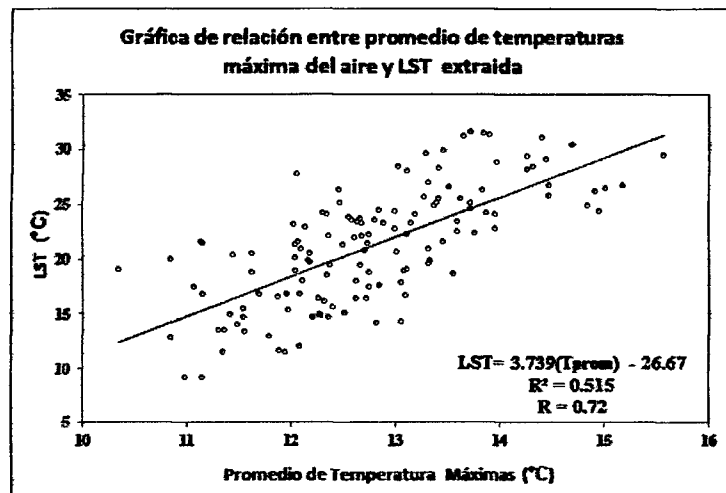


Figura 4.4: Relación del valor extraído de LST y los datos de temperatura del aire promedio tomados en la estación de Apacheta

Estación Meteorológica de Chontaca

La estación meteorológica de Chontaca está ubicado en el departamento de Ayacucho, provincia Huamanga, distrito Acocro, cuyas coordenadas geográficas son: Latitud 13°17'44" Sur, Longitud 74°01'33" Oeste, a una altura de 3497 m.s.n.m

y su código Regional es 010.

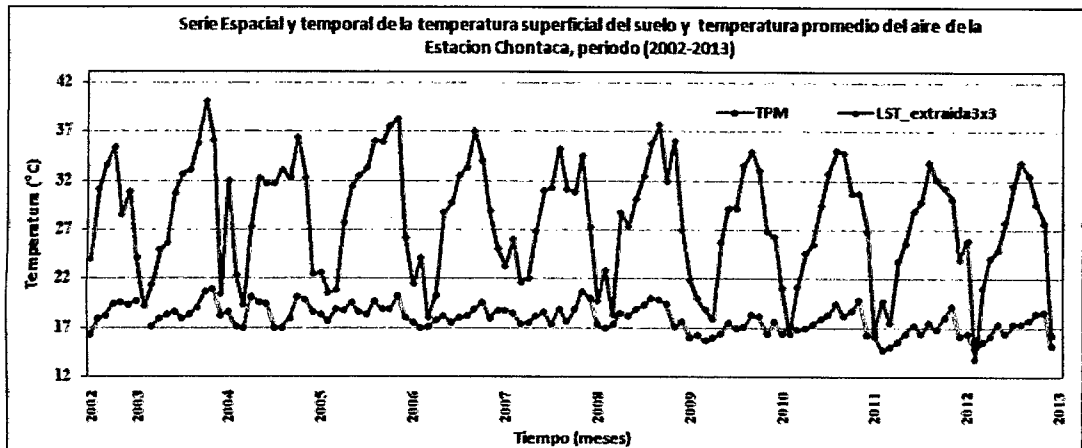


Figura 4.5: Promedio temporal y espacial mensual de la LST y datos promedios máximos de temperatura del aire tomados en la estación de Chontaca.

En la siguiente Fig. (4.5) se observa la correlación de datos mediante una serie, en la que hay una periodicidad, es cíclica, las irregularidades notorias se presentaron en enero de 2004 y durante el año 2007. La correlación de datos de esta estación con los pixeles extraídos es baja (no es buena), el grado de dispersión de los datos es mayor que en las estaciones anteriores.

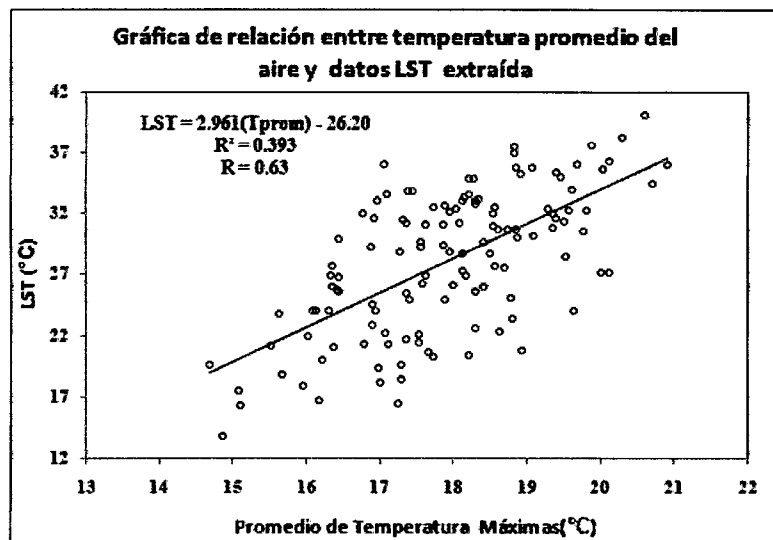


Figura 4.6: Relación del valor extraído de LST y los datos de temperatura del aire promedio tomados en la estación de Chontaca

En la tabla (4.1) se presenta el resumen de las ecuaciones de relación, sus

coeficientes de correlación y el número de datos utilizados para cada una de las estación meteorológica.

Estación Meteorológica	Relación LST/Tprom	Coef. de correlación	Numero de datos
Pampa Cangallo	$LST = 2,987(T_{prom}) - 28,30$	0.75	136
Apacheta	$LST = 3,739(T_{prom}) - 26,27$	0.72	134
Chontaca	$LST = 2,961(T_{prom}) - 26,20$	0.63	136

Tabla 4.1: Regresión lineal simple de cada estación meteorológica

4.1.1. Serie de tiempo mensual del promedio espacial y temporal de LST de la Región Ayacucho

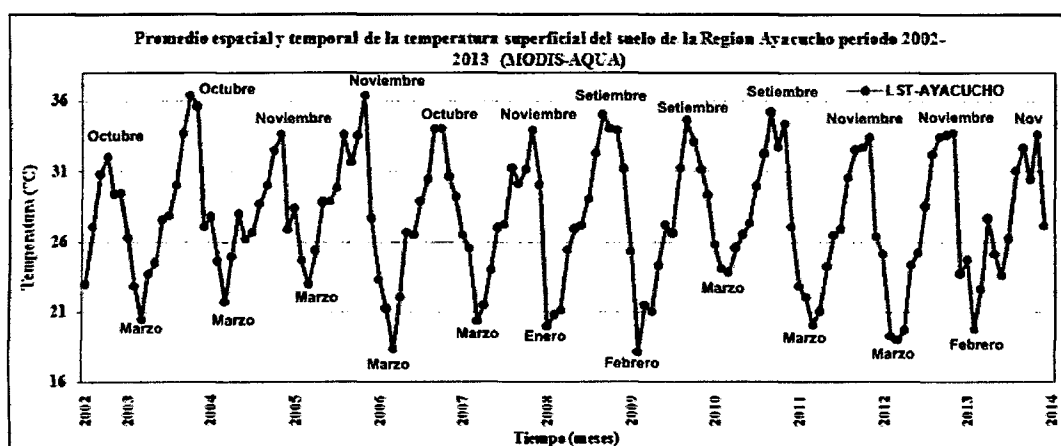


Figura 4.7: Promedio temporal y espacial mensual de la temperatura superficial del suelo de la región Ayacucho, periodo julio 2002- diciembre 2013.

En la Fig. (4.7) se observa, la series de tiempo del promedio temporal y espacial mensual de la temperatura superficial del suelo de la Región Ayacucho, periodo julio 2002 - diciembre 2013, adquiridas mediante el sensor MODIS a la 1:30 pm hora local, en ella nos muestra la evolución temporal de temperatura de la superficie del suelo. También se observa que existe una periodicidad de la serie, con periodo de un año, pues en un tiempo de un año la temperatura de la superficie del suelo vuelve a repetirse, con presencia de irregularidades notorias durante los meses de

junio y julio de 2004 y durante los meses de abril, mayo y junio de 2013. En ésta serie los valores más bajos de temperatura de la superficie del suelo se encuentran entre los meses de enero a marzo de cada año, siendo el año 2006, 2009 y 2012 con presencia de valores muy bajos al rededor de ($17.5^{\circ}C$ y $18^{\circ}C$) debido a que el suelo en esas fechas está húmedo por la presencia casi continuas de lluvias en esos meses, este hecho hace que la emisividad del suelo sea menor que cuando está seco.

Por otro lado se observa que del mes de noviembre a marzo la T° del suelo desciende muy rápidamente y coincide con el inicio de la temporada de lluvias. Los valores máximos de la temperatura superficial del suelo se dan en los meses de setiembre, octubre y noviembre de cada año coincidiendo con el inicio de campaña grande de la siembra, pues en esta época la radiación solar llega a sus valores máximos en la región andina y los rayos es casi perpendicular al plano superficial del suelo, según la gráfica presentándose los valores más altos en los años 2003, 2005, 2008 y 2010 al rededor de $35^{\circ}C$ a $36.5^{\circ}C$ durante el periodo de estudio. Otra característica importante de la gráfica, es que del mes de abril hasta el mes

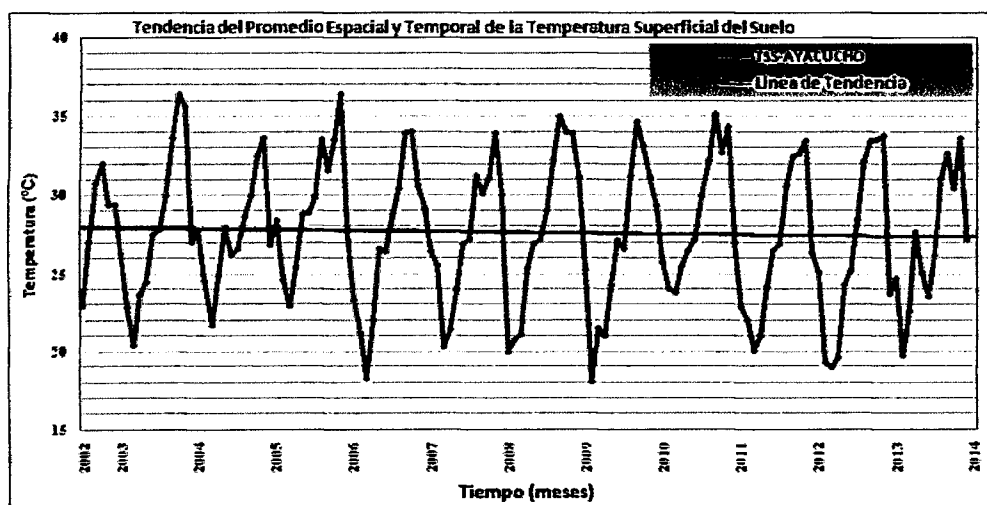


Figura 4.8: Tendencia y evolución de la LST, Región Ayacucho

de diciembre la temperatura del suelo aumenta paulatinamente; en los meses de junio y julio la T° superficial del suelo no varía mucho y de diciembre a marzo la T° de la superficie del suelo desciende rápidamente. En los últimos años la temperatura promedio de la superficie del suelo de la Región Ayacucho ha estado al rededor o muy cercanos a $28^{\circ}C$ a la 1:30 hora local.

Un resultado adverso que se observa en la evolución de datos es la tendencia negativa pero mínima de la serie, haciendo una recopilación de datos se puede afirmar que fue posiblemente por la presencia de precipitaciones (lluvias) inusuales durante casi todo el año de los últimos tres años en la zona de estudio, haciendo disminuir los valores de la temperatura de la superficie del suelo, como se aprecia en la Fig. (4.8), tal suceso fue causado por la ocurrencia de el fenómeno de la Niña en el Océano Pacífico. Cabe aclarar que; para un mejor análisis de la tendencia de una serie se requiere considera como mínimo 30 años de estudio de la evolución.

4.1.2. Temperatura de la superficie del suelo promedio del periodo 2002 a 2013

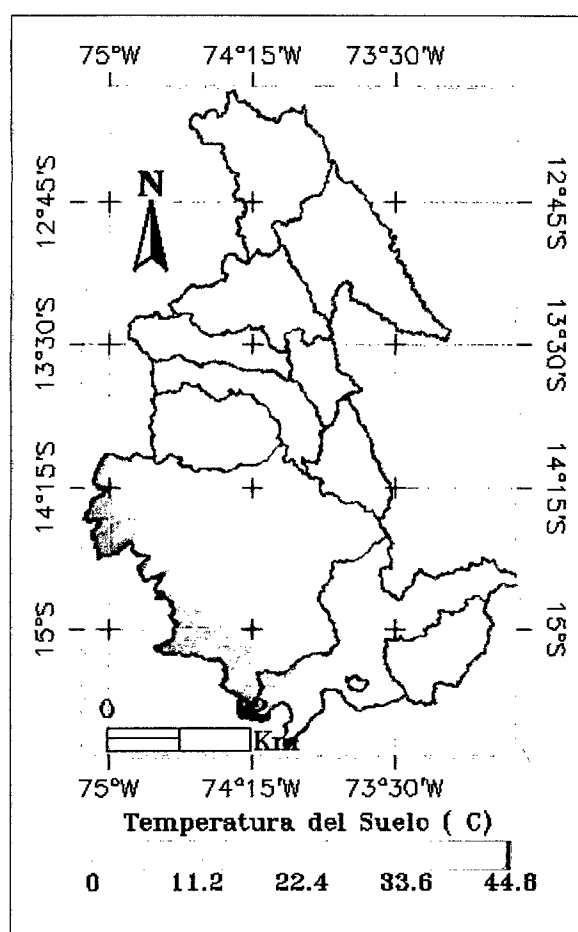


Figura 4.9: Distribución espacial de la temperatura superficial del suelo de la Región Ayacucho, periodo julio 2002 - diciembre 2013 (Labor propia)

La mapa de la Fig. (4.9) es una imagen elaborado en el programa ENVI, la

cual nos muestra el promedio temporal de todas las imágenes descargadas que corresponde a casi 12 años de datos recolectados. En esta imagen final es el promedio temporal de los valores de píxeles correspondientes a una misma columna y fila de cada imagen descargada con una resolución espacial de un 1 km^2 en la superficie terrestre, según la barra de colores mostrados en la parte inferior el valor mínimo es de 8.44°C y están en zonas como las alturas de las provincias de Huanta y La Mar que pertenece a la cordillera oriental, también estos valores se da en las alturas de las provincias de Lucanas y Paucar del Sara Sara que pertenecen a la cordillera occidental, mientras los valores máximos está al rededor de 44.81°C se ubican en las zonas sur-occidental de la región que limita con la región Ica (zona costa y desértica de Aycucho) y toda la Región cuenta con 51.070 píxeles (valores de temperatura), por otro lado el promedio espacial de los valores de todos los píxeles de esta imagen es de 27.70°C , que es el valor con que cuenta el mayor porcentaje de las superficies de la Región Ayacucho a (1:30 pm hora local).

La imagen está elaborada a una escala de 83 km como se observa en la escala de barra; también se tiene la barra de colores, que explica el valor de las distintas tonalidades que tiene la mapa, por ejemplo, el de color celeste son áreas o superficies de baja temperatura, de verde amarillento son al rededor de 26°C y la de color rojo son superficies de temperatura alta.

A continuación tenemos la mapa de distribución mensual de LST del año 2003 En la Fig. (4.10) se tiene una muestra de la evolución temporal mensual de la temperatura superficial de la Región Ayacucho. Las imágenes se describen según la barra de colores:

- En el mes de enero la zona sur de Ayacucho tiene valores altos de temperatura, próximos a 40°C como se observa en la barra de colores.
- En el mes de febrero y marzo la temperatura de la superficie descienden a sus valores más bajos del año, hay mayor presencia áreas de color celeste y azul.
- En los meses de abril y mayo la temperatura tienen variaciones mínimas de valores; se manera similar ocurre en los meses de junio y julio de cada año.

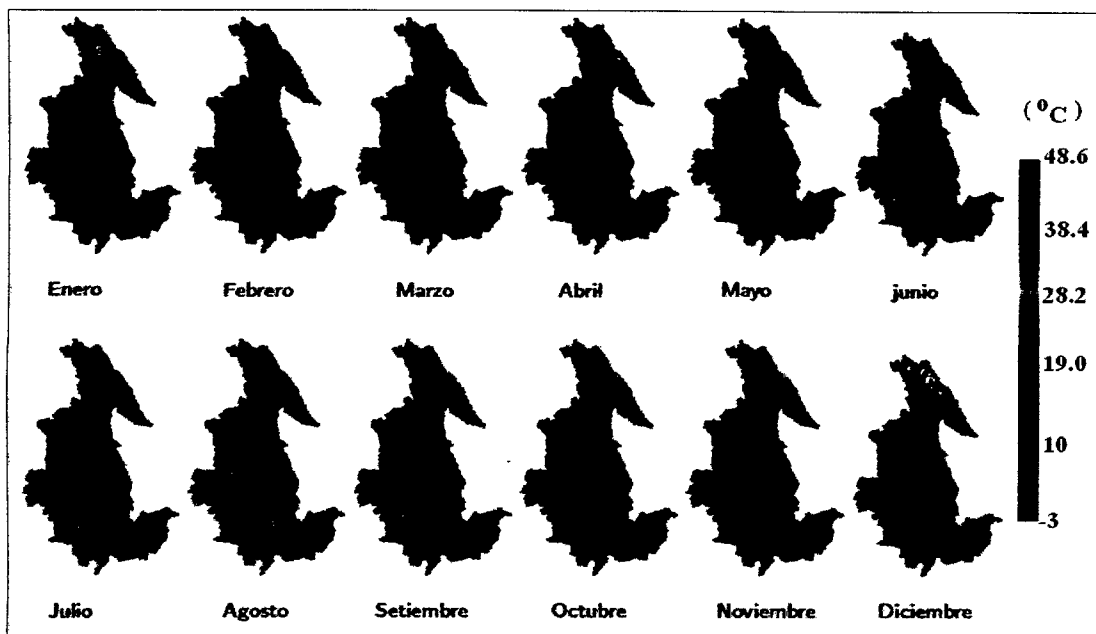


Figura 4.10: Mapa de distribución mensual de LST del año 2003 (Labor propia)

- En el mes de agosto la temperatura asciende relativamente respecto al mes anterior.
- En los mese de setiembre, octubre y noviembre los valores de temperatura de la superficie alcanza sus valores más altos, pues hay mayor cantidad de superficies de color amarillo y rojo. Finalmente en el mes diciembre la temperatura de suelo inicia el descenso rápidamente con respecto al mes anterior.

En seguida tenemos las mapas de distribución espacial de la temperatura promedio anual de la superficie del suelo de la Región Ayacucho, Fig. (4.11)

- En toda las imágenes se aprecia que el norte de Ayacucho, la zona de la cordillera occidental que se extiende desde la intersección de los ríos Pampas y Apurímac hasta el límite con la Región Junín(río Mantaro), tienen las temperaturas más bajas al rededor de 8°C
- De igual forma los valores de temperatura del sur - occidental de la Región las temperaturas están al rededor de 38°C

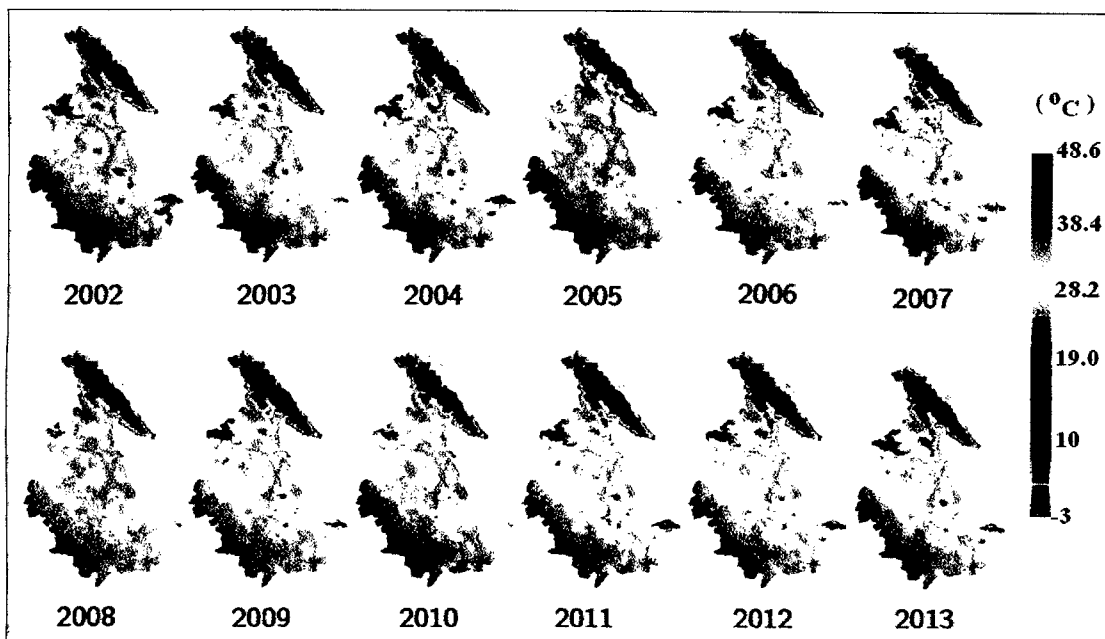


Figura 4.11: Mapa de distribución anual de LST, 2002 a 2013 (Labor propia)

- Se distingue claramente las temperaturas de los valles, mesetas y la zona desértica de la Región.

Finalizamos con la distribución espacial interanual, mostrado en la Fig. (4.12), para conseguir las mapas de temperatura de la superficie del suelo se ha escogido todas las imágenes de un solo mes, pero de todo los años. Después de procesar dichos imágenes se obtiene las sub-imágenes de la Fig. (4.12) ya se pueden distinguir claramente las superficies con ciertos valores de temperatura que correspondientes a cada mes del año.

- En estas imágenes se muestra la distribución de la temperatura promedio de todas las imágenes correspondientes a un mes de todos los años y una determinada zona.
- Se acentúa el valor de la temperatura promedio de la superficie en el respectivo mes, en toda el área de la Región.
- De aquí según muestra la barra de color se confirma que los meses de setiembre, octubre y noviembre son los meses calurosos y los meses de temperatura baja son febrero y marzo.

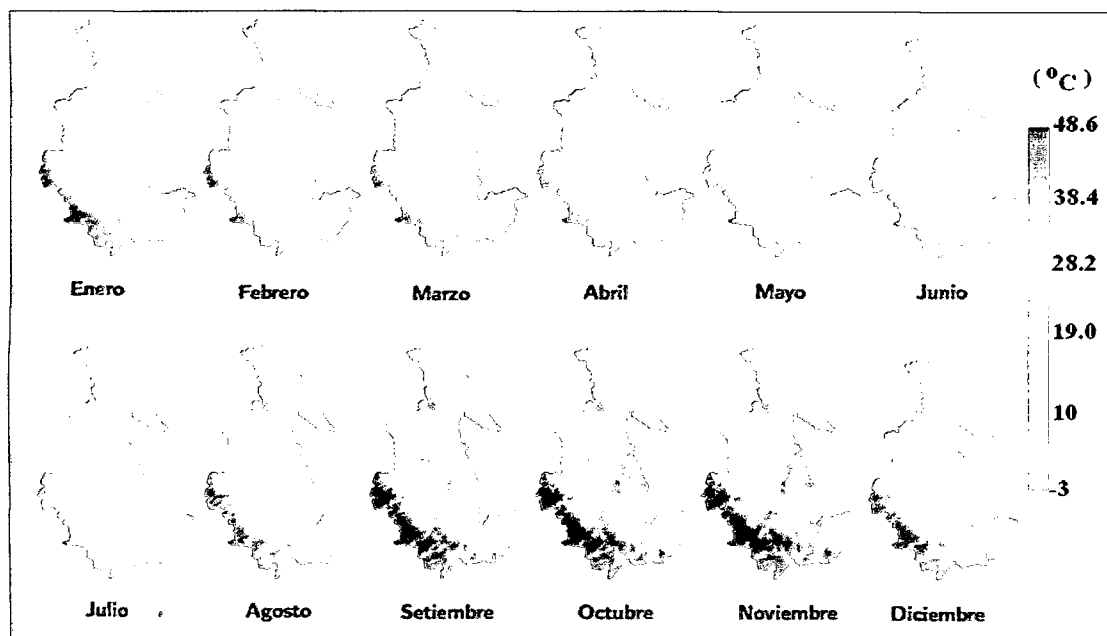


Figura 4.12: Mapa de distribución interanual de LST (Labor propia)

4.2. Series de tiempo de la LST, según pisos ecológicos, periodo 2002 - 2013

Por la heterogeneidad de la topografía y la variabilidad de la altitud de la Región de Ayacucho se van generando varios micro climas desde 490 m.s.n.m hasta 5340 m.s.n.m. Por lo que, para mejorar el análisis de temperatura de la superficie del suelo de la región Ayacucho, se dividió en tres pisos ecológicos o pisos altitudinales.

El criterio para dividir por pisos ecológicos se basó principalmente por el uso y producción del suelo en la Región que va variando a medida que aumenta la altitud sobre el nivel del mar. Para dividir en tres pisos ecológicos se ha utilizado el modelo de elevación digital GDEM-ASTER de 30m de resolución espacial, la división se muestra en la Fig. (4.13)

1). Superficies de color rojo representa las zonas más bajas de Región, generalmente son terrenos de (geografía muy accidentada) se encuentran en el oriente (selva alta) y occidente (superficies áridas de la costa) de la Región, cuyas alturas varían de 400 a 2700 m.s.n.m. 2). Áreas de color verde son superficies, que en su mayoría pertenecen a los valles y pampas aptas para la agricultura temporal con

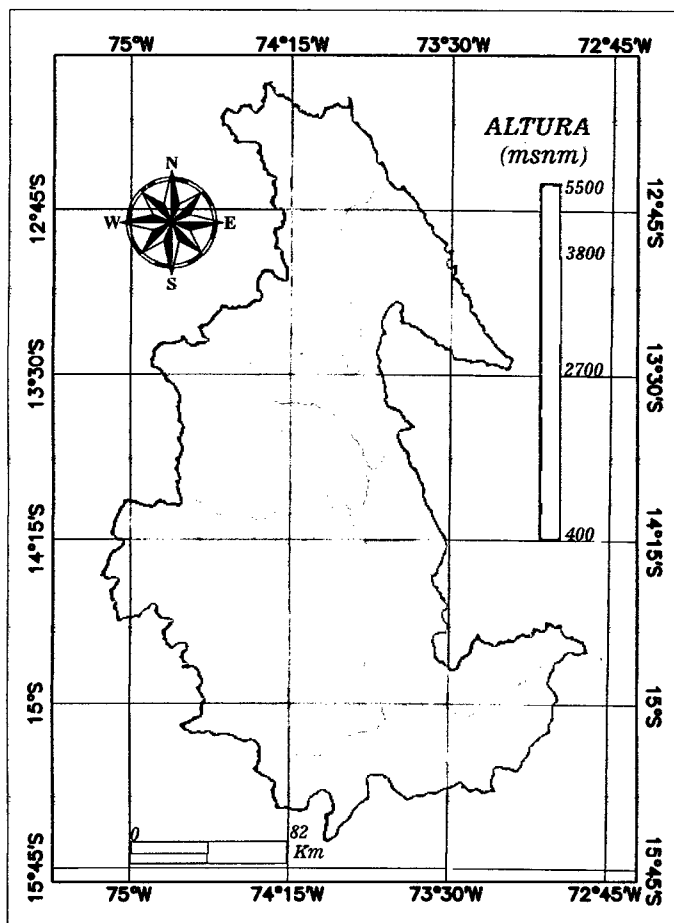


Figura 4.13: Mapa de tres pisos ecológicos de la Región Ayacucho (Labor propia)

extensión de superficie mínima como se puede ver en la Fig. 4.13. y 3). El de color lila son superficies de mayor extensión de la Región Ayacucho, generalmente son suelos llanos, colinosos con producción neta de pastos naturales y se se encuentra de 3800 a 5500 m.s.n.m

Serie temporal de la temperatura superficial del suelo del primer piso (desde 460 en la selva y 490 m.s.n.m en la costa hasta 2700 m.s.n.m)

Ésta área geográfica pertenece a la margen izquierda del valle de río Apurímac que pertenecen a las provincias de Huanta y La Mar, con abundante presencia forestal y cultivos como el café, Cacao etc; ésta zona es idóneo para la producción de árboles frutales nativos como (manzana, naranjas, plátano, papaya, piña, palta, lúcuma, pacay, uva, chirimoya, pepino y otros), en este piso ecológico también se producen hortalizas y verduras casi todo el año. Así mismo existen cultivos como

los cucurbitáceas (calabaza, qawinca y zapallo). La otra franja de terreno que pertenece a este piso es la parte sur occidental que pertenece a la provincia de lucanas que limita con la región Ica, ésta porción de superficie se caracteriza por tener suelo desértica y prácticamente es improductiva por la ausencia del líquido elemento casi todo el año, en donde la temperatura del suelo alcanza los valores máximos. La temperatura de la superficie del suelo según la barra de colores varia de 24.5°C hasta 45°C. Como muestra la Fig. (4.14)

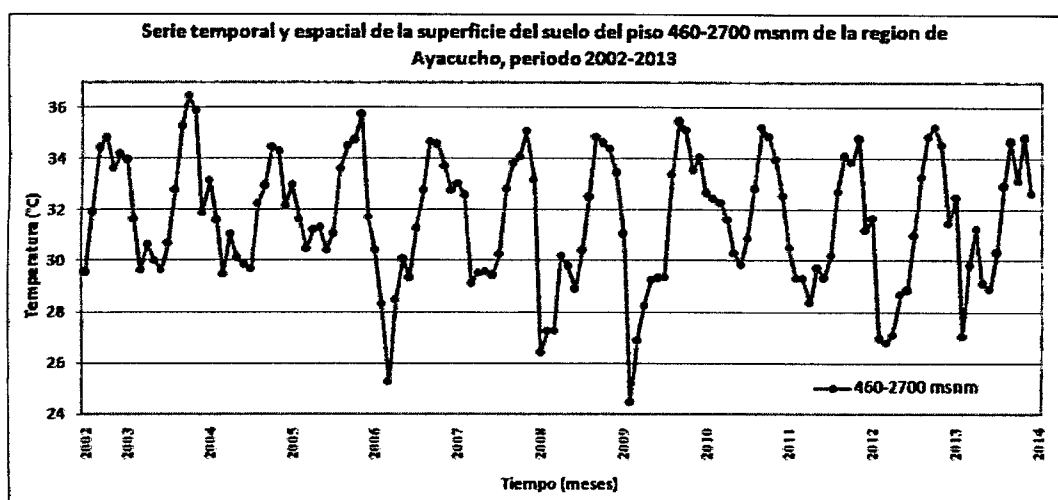


Figura 4.14: Serie temporal de la temperatura superficial del suelo desde 460 msnm hasta 2700 msnm de la Región Ayacucho, periodo julio 2002- diciembre 2013.

	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Set	Oct	Nov	Dic
2002							29.55	31.9	34.43	34.82	33.61	34.16
2003	33.95	31.62	29.61	30.62	29.99	29.61	30.65	32.76	35.26	36.45	35.86	31.89
2004	33.12	31.59	29.45	31.03	30.12	29.85	29.68	32.24	32.95	34.45	34.3	32.17
2005	32.99	31.63	30.45	31.18	31.28	30.41	31.06	33.6	34.51	34.73	35.73	31.72
2006	30.41	28.29	25.27	28.46	30.06	29.33	31.27	32.76	34.66	34.59	33.72	32.77
2007	33.02	32.58	29.11	29.51	29.57	29.44	30.23	32.82	33.81	34.07	35.07	33.18
2008	26.4	27.26	27.25	30.2	29.8	28.91	30.41	32.53	34.87	34.63	34.4	33.47
2009	31.06	24.46	26.88	28.27	29.25	29.33	29.34	33.41	35.48	35.14	33.58	34.1
2010	32.69	32.45	32.29	31.61	30.31	29.85	30.89	32.86	35.22	34.86	33.97	32.57
2011	30.5	29.31	29.29	28.36	29.71	29.33	30.18	32.71	34.12	33.86	34.8	31.18
2012	31.67	26.96	26.77	27.11	28.65	28.86	30.97	33.31	34.88	35.24	34.57	31.44
2013	32.51	27.04	29.83	31.23	29.11	28.89	30.33	32.96	34.69	33.13	34.85	32.68
prom	31.67	29.38	28.74	29.78	29.81	29.44	30.38	32.82	34.57	34.66	34.54	32.61
Des Est	2.093	2.754	2.001	1.521	0.694	0.476	0.596	0.458	0.699	0.81	0.766	0.984

Figura 4.15: Valores promedio mensual de LST para la Región de 460 hasta 2700 msnm de la Región Ayacucho (julio 2002 a diciembre 2013).

La Fig. (4.15) Muestra los promedios mensuales de los datos LST, en el periodo

de julio 2002 hasta diciembre de 2013, éstos datos corresponden al primer piso ecológico, en la ultima columna de la Tabla. (4.15) se visualiza los valores de la desviación estándar de los datos correspondientes a cada mes del año. La gráfica

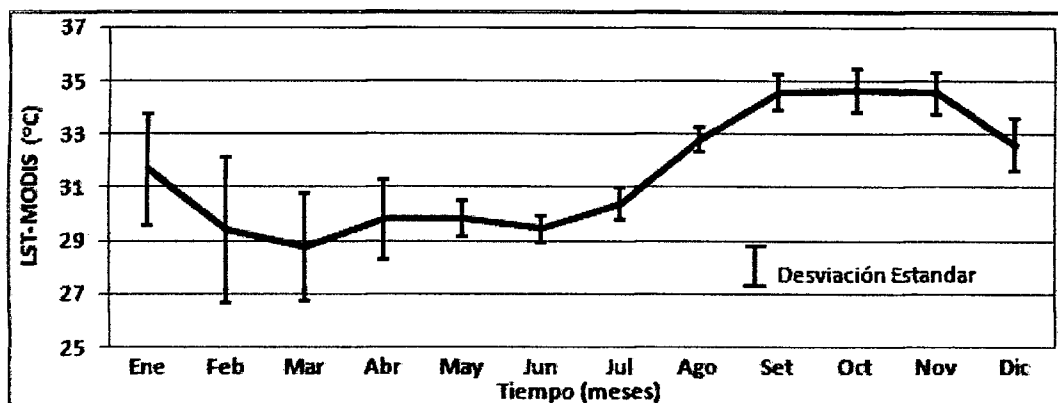


Figura 4.16: Desviación estándar del primer piso ecológico

Fig. (4.16), muestra el comportamiento de los datos de dicho mes con respecto a su media, en los primeros meses del año los datos están relativamente distantes del promedio, mientras la variabilidad de los datos es mayor en los meses de mayo a setiembre, pues los datos están muy cercanos al promedio.

Serie temporal de la temperatura superficial del suelo del segundo piso ecológico (2700 a 3800 m.s.n.m)

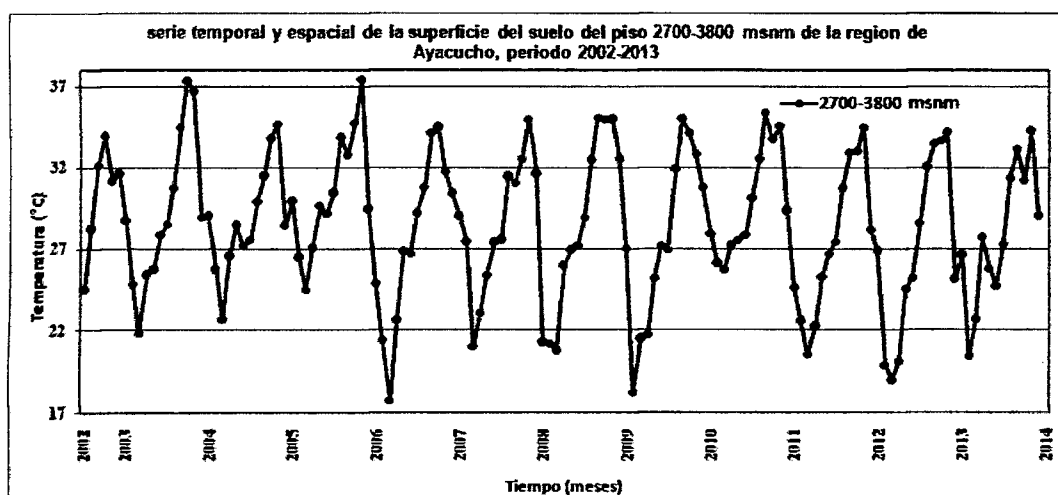


Figura 4.17: Serie temporal de la temperatura superficial del suelo a una altura de 2700 hasta 3800 m.s.n.m de la Región Ayacucho, julio 2002 a diciembre 2013.

Esta área geográfica generalmente está ubicada en los valles y se caracteriza por la producción agrícola estacional; se produce cultivos con aprovechamiento de la temporada de lluvia, entre los cultivos con mayor presencia tenemos a cereales como el (maíz), en granos tenemos a (quinua, quiwicha, trigo, cebada); entre las leguminosas existen como (haba, frijol, alverja); también es habita natural de los tubérculos como (papa, olluco, oca y mashua). Además se producen forrajes tales como alfalfa, avena, y otros como los matorrales que son las hiervas estacionales; con presencia escasa de árboles forestales como el molle, eucalipto y el pino); entre las plantas frutales tenemos a la (tuna, guinda, níspero y durasno). En ésta Región existen también la familia de los cactaceae como la cabuya, cactus y otros de su especie.

La temperatura superficial del suelo en este piso ecológico oscila entre 16.5°C y 37°C, como se muestra en la Fig. (4.17). En seguida se muestra la gráfica de la desviación estándar de los datos de cada mes.

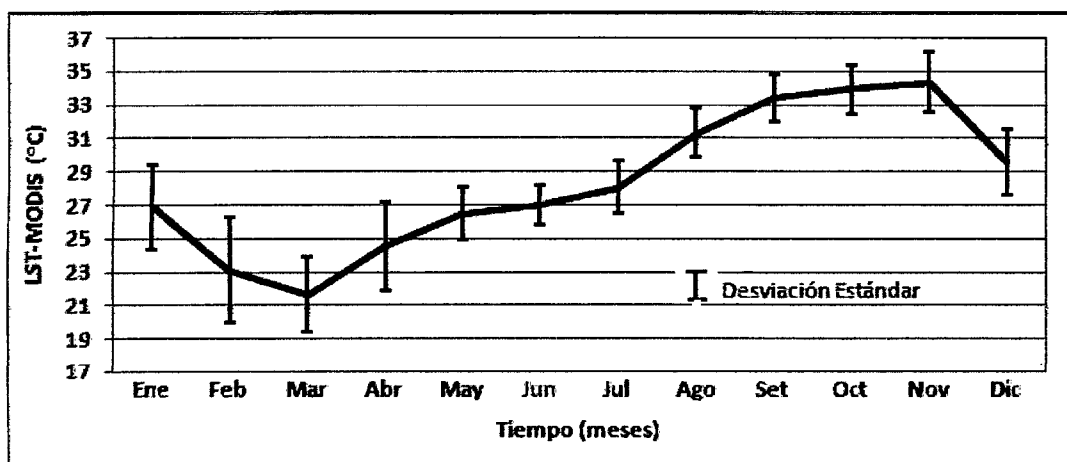


Figura 4.18: Desviación estándar del segundo piso ecológico

La Fig. (4.18) muestra la desviación estándar de los datos respecto a su media, y éstos oscilan al rededor de 2°C del promedio en todos los meses, presentando la mínima variación en el mes de junio de todo los años.

Serie temporal de la temperatura superficial del suelo del tercer piso (3800 a 5488 m.s.n.m)

Esta zona se caracteriza por la producción neta de pastos naturales como el ichu y otros pastizales en sus diferentes tipos y variedades, aquí también se aprecian las lagunas, bofedales, las escorrentías y los ojos de agua; que abastecen del líquido elemento a las ciudades existentes en la zona, además el agua es el sustento de la producción ganadera como los vacunos, ovinos y auquénidos sudamericanos entre (llamas, vicuñas, alpacas y guanacos); también caprinos e equinos quienes se han adecuado muy bien a esta altura desde los tiempos remotos. En las especies vegetales tenemos a los árboles como queñuales, titanka y quisuar. En este piso ecológico la temperatura superficial del suelo y del ambiente tiene una alta variabilidad en sus valores, pues durante el tiempo de estudio la temperatura oscila entre 16°C y 36°C, como muestra la siguiente Fig. (4.19)

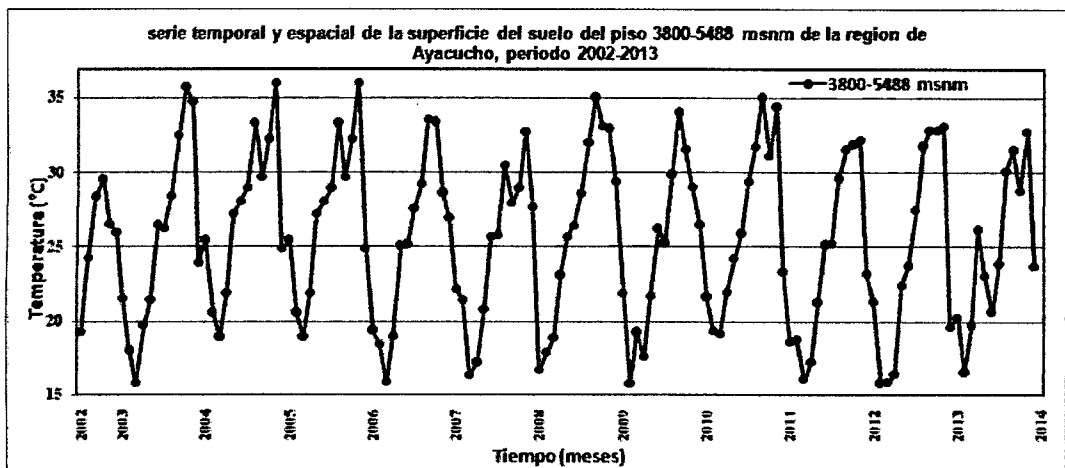


Figura 4.19: Serie temporal de la temperatura superficial de suelo a una altura de 3800 a 5488 m.s.n.m de la Región Ayacucho, julio 2002 a diciembre 2013.

A continuación tenemos uno de los resultados más importantes de este trabajo que se aprecia en la Fig. (4.20), en donde se observa que el comportamiento de la temperatura superficial del suelo en los tres pisos ecológicos son similares, las anomalías que se presentan también se reflejan en los tres series, en el tercer piso ecológico se observa que los datos tienen mayor grado de variación, cabe resaltar que los valores de temperatura de la superficie de suelo varían a medida que aumenta la altura con respecto al nivel del mar, aglutinándose los valores

máximos de cada año al rededor de 34°C en los tres pisos ecológicos mientras que los valores más bajos varían significativamente de un piso a otro.

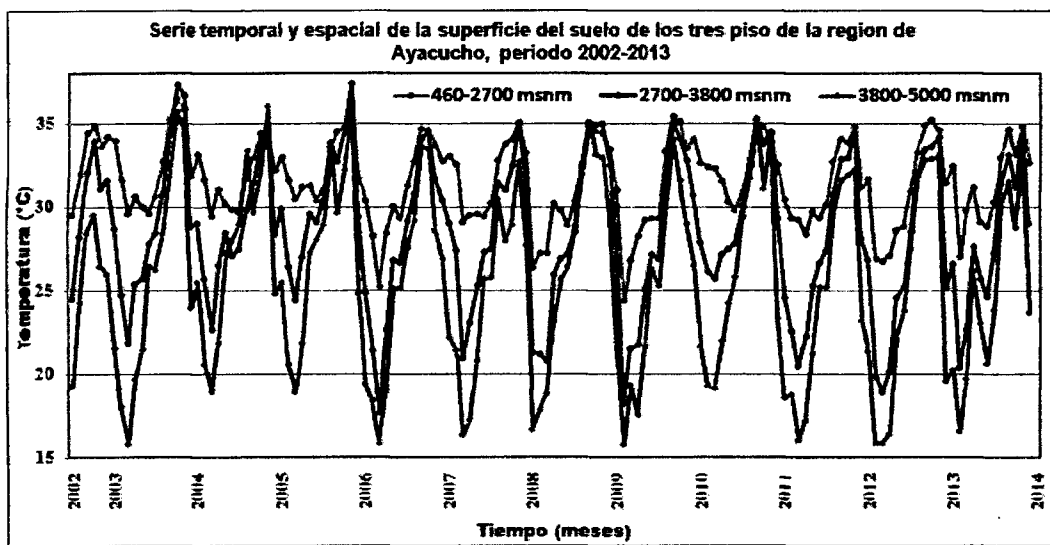


Figura 4.20: Series temporales de la temperatura superficial del suelo por pisos ecológicos de la Región Ayacucho, periodo julio 2002 - diciembre 2013.

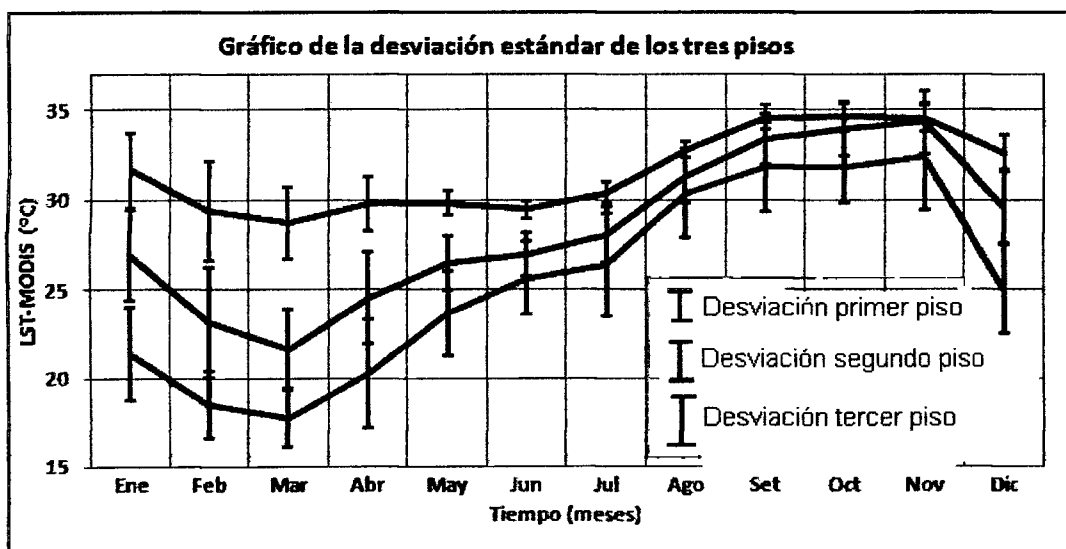


Figura 4.21: Desviación estándar de los tres pisos ecológicos de la temperatura superficial del suelo.

En la Fig. (4.21) se muestra la gráfica de las desviaciones estándar de los tres pisos ecológicos. Se puede distinguir claramente que en los mese de diciembre a abril los promedios mensuales se diferencian casi en 5°C de un piso a otro, mientras que en los meses de mayo a noviembre los promedios mensuales de cada

piso ecológico se aproximan entre si y la distancia de los datos respecto a la media global es baja, alrededor de 1°C.

4.2.1. Comparación de la serie de LST tomadas desde las plataformas AQUA y TERRA

A continuación presentamos los resultados adicionales, por información bibliográfica se sabe que el sensor MODIS se encuentra en dos plataformas satélites que son AQUA y TERRA, el primero toma imágenes diurnas de la Región Ayacucho a las (10:30 am) y el segundo a las (1:30 pm), hora local, por tanto durante el día se tienen imágenes de temperatura de la superficie del suelo en dos horarios.

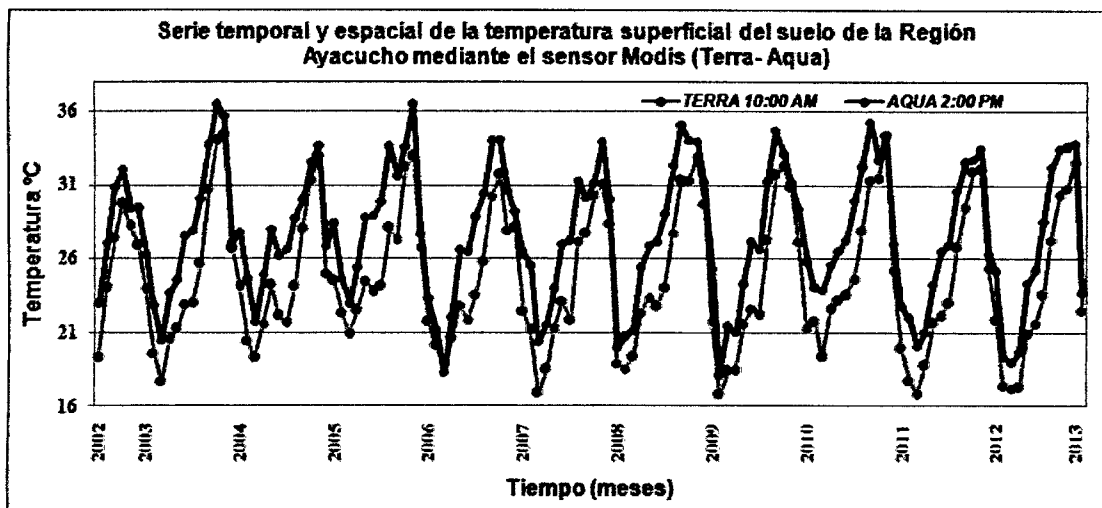


Figura 4.22: Serie temporal y espacial de la temperatura superficial del suelo de la Región Ayacucho mediante el sensor MODIS (TERRA-AQUA).

En la Fig. (4.22) se muestra las series de tiempo de la temperatura superficial del suelo de la Región Ayacucho, tomadas con los dos sensores cuyos valores son tomados en los horarios antes mencionados, en el periodo de julio 2002 a diciembre 2013. En éstas series se observa que ambas series se relacionan, pues ambas series tienen el mismo comportamiento, y la correlación entre ellos es muy buena. Las anomalías también se reflejan en ambas series. Los valores de temperatura de la superficie suelo de de horas (1:30 pm), casi siempre es mayor que la temperatura de la superficie del suelo de (10:30 am), esta última característica nos refleja

efectivamente lo que ocurre diariamente con la temperatura se la superficie de la superficie del suelo.

4.2.2. Serie de tiempo de LST de horas de la noche

Para obtener este resultado se ha trabajado con datos de temperatura mínima de la superficie del suelo tomados por el sensor MODIS-AQUA a horas (1:30 am) de la madrugada, hora local. Que luego fueron procesados, también se han extraído los píxeles cercanos a la estación, similar para el caso diurno, finalmente analizar y comparar el comportamiento de la serie con datos de temperatura mínima del aire de la estación meteorológica de Pampa Cangallo, como se muestra en la Fig. (4.23).

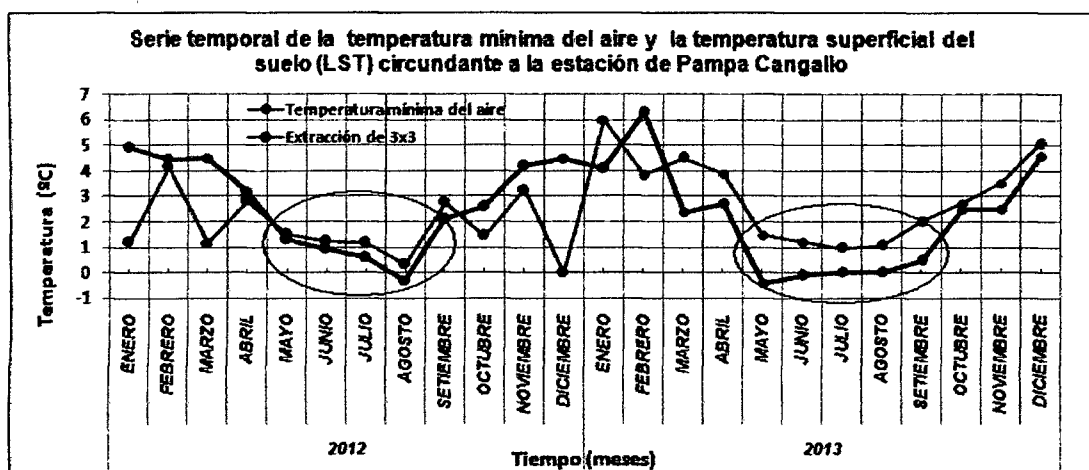


Figura 4.23: Serie temporal de la temperatura mínima del aire y la temperatura superficial mínima del suelo LST circundante a la estación de Pampa Cangallo.

Para este resultado se ha trabajado, sólo con datos mensuales de dos años (enero 2012 a diciembre 2013). En la que se encontró resultados esperados y próximos a la realidad, pues en la Fig. (4.23) se observa que las temperaturas nocturnas mínimas se presentan en los meses de mayo, junio, julio y agosto, en dichos meses existe una buena correlación de datos de temperatura mínima mensual del aire de la estación meteorológica con datos tomadas por el sensor, mientras que en los meses de diciembre, enero, febrero y marzo se presentan las distorsiones, que es cuestión de análisis en las próximas investigaciones.

4.2.3. Serie de tiempo de la temperatura superficial del suelo LST de la meseta andina de Lucanas

En la Fig. (4.24) el área coloreada pertenece a la provincia de Lucanas, el de color marrón es la meseta en estudio cuya característica principal es porque posee una geografía llano con poca variación de su pendiente y no presenta valles profundos y son superficies que está por encima de los 3000 m.s.n.m. y la de color lila son valles de geografía accidentada que en su mayoría son suelos desérticos.

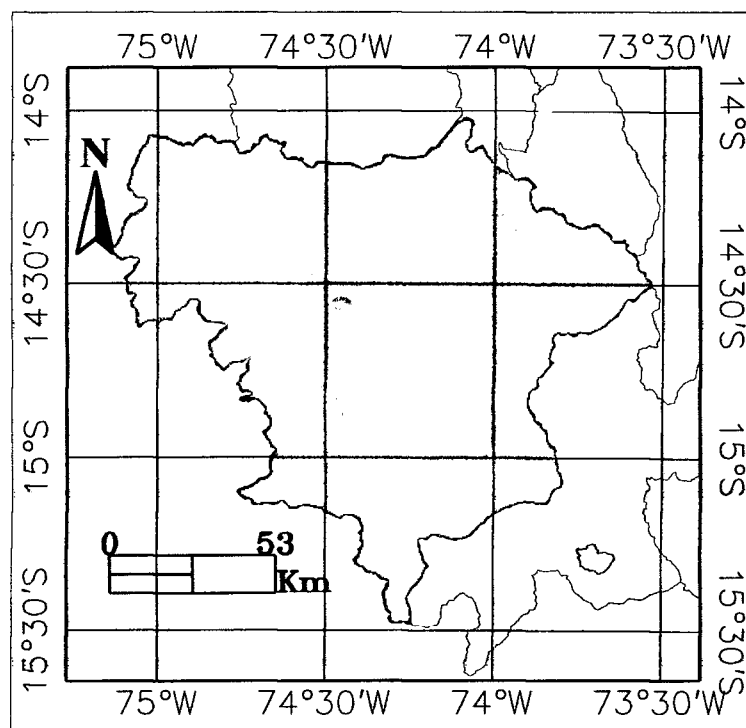


Figura 4.24: Mapa de la meseta andina de Lucanas-Puquio (Labor propia)

Es una meseta casi plano y extenso con producción neta de pastos naturales, dentro de esta meseta se encuentra la Reserva Nacional de Pampa Galeras que alberga la mayor cantidad de vicuñas de la Región Ayacucho, de un total de 62 133 ejemplares, según el (Censo 2012 Ministerio de Agricultura) [49].

La primera serie corresponde a los datos extraídos de un sólo pixel con coordenada correspondiente al lugar de la estación meteorológica de Galeras y la otra serie es el promedio espacial y temporal de toda la meseta considerada, como se observa en la Fig. (4.25), de aquí podemos concluir que en zonas con superficie plano los datos obtenidos por sensores son más confiables para realizar trabajos

mediante esta técnica.

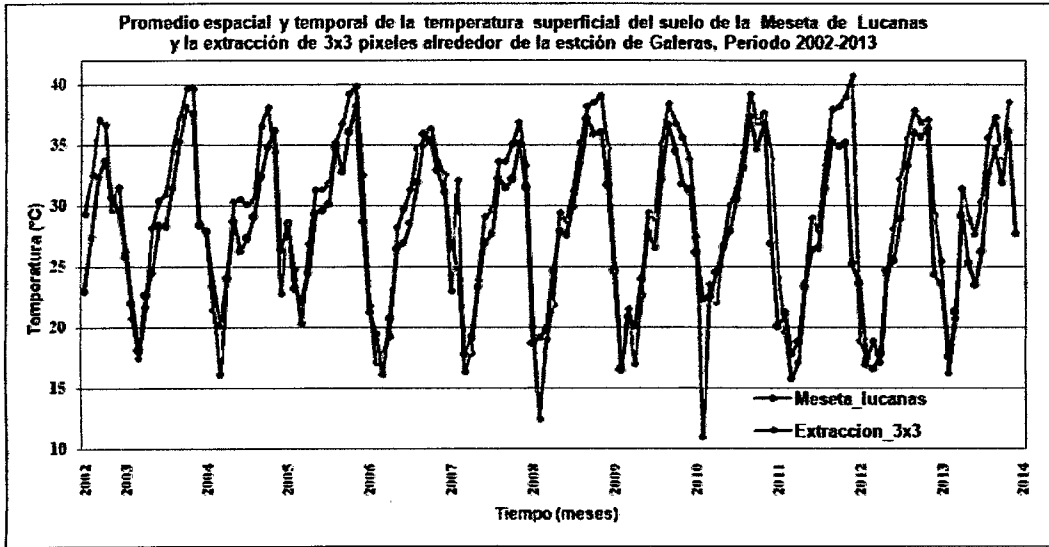


Figura 4.25: Serie temporal de la temperatura superficial del suelo de la Meseta Andina de Lucanas (Provincia de Puquio)

Referencia bibliográfica

- [1] Sobrino, J. (2000). Teledetección. Universidad de Valencia. España.
- [2] Sobrino, J, Coll, C. y Caselles, V. (1991). Atmospheric correction for land surface temperature using NOAA-11 AVHRR channels 4 and 5, *Remote Sensing of Environment*, **38**, 19-34.
- [3] Sobrino, J. El Kharraz, Z. y Li, L. (2003). Surface temperature and water vapour retrieval from MODIS data. *Remote Sensing of Environment*, **24**. 5161-5181.
- [4] Sobrino, J; Li, Z; Scoll, M. y Becker, F. (1996). Multi-channel and multiangle algorithms for estimating sea and land surface temperature with ATSR data, *International Journal of Remote Sensing*, **17**. 2089-2114.
- [5] Chuvieco, E. (1995). Fundamentos de teledetección espacial. Segunda Edición. España.
- [6] Chuvieco, E y Huete, A. (2010). Fundamentals of satellite remote sensing. *Taylor y Fransis group*, Boca Raton, London Y New York, EEUU.
- [7] Sebem, E. (2005). Aportaciones de la teledetección en el desarrollo de un sistema metodológico para la evaluación de los efectos del cambio climático sobre la producción de las exportaciones agrarias. Tesis doctoral. Madrid, España.
- [8] Alves, M. (2001). Fundamentos do sensoriamento remoto e metodologias de aplicação, primera edição- São José dos Campos, *Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE)*, Estado de São Paulo, Brasil

- [9] Mudelsee, M. (2010). Climate time series analysis. Classical statistical and bootstrap methods. *Atmospheric and Oceanographic sciences Library*.
- [10] Mildrexler, D; Zhao, M. y Running, S. (2011). A global comparison between station air temperatures and MODIS land surface temperatures reveals the cooling role of forests. *Journal of Geophysical Research*, **Vol. 116**.
- [11] Makra, L; Kovago, T. y Olivie, D. (2007). Global surface temperatura time series characteristics for the earth, in relation to CO2 perturbations. *Acta Climatologica et Chorologica*. **40-41**, 59-67.
- [12] Benali, A; Carvalho, A; Nunes, J; Carvalhais, N. y Santos, A. (2012). Estimating air surface temperature in Portugal using MODIS LST data. *Remote Sensing of Environment*. **124**. 108–121
- [13] Van De Kerchove, R; Lhermitte, S; Veraverbeke, S. y Goossens, R. (2011). Spatio-temporal variability in remotely sensed land surface temperature, and its relationship with physiographic variables in the Russian Altay Mountains. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*. **20**. 4-19.
- [14] Hofreiter, M. y Trnka, P. (2012). Analysis of temperature time series measured in ecosystems. *Journal of Trends in the Development of Machinery and Associated Technology*. **16**. 147-150.
- [15] Christy, J; Norris, W. y McNider, R. (2008). Surface temperature variations in east Africa and possible causes.
- [16] Khan, A; Chatterjee, S; Bisai, D. y Barman, N. (2014). Analysis of change point in surface temperature time series using aumulative sum chart and bootstrapping for asansol weather observation station, West Bengal, India,A West Bengal,India. *American Journal of Climate Change*, **3**. 83-94.
- [17] Eisberg, R. y Resnick, R. (2002). Física cuántica, átomos, moléculas, sólidos, núcleos y partículas. Decimosexta reimpresión. Editorial Limusa. Mexico.

- [18] Beker, F y Li, Z. (1995). Surface temperature and Emissivity at various scales: Definition, measurement and Related problems. *Remote Sensing Reviews*, **12**. 225-253
- [19] Sharkov, E. (1988). Passive microwave remote sensing of the earth.
- [20] Shandrasekhar, S. (1950). Radiative transfer.
- [21] Peraiah, A. (2004). An introduction to radiative transfer, Cambridge University Press, United Kingdom. Inglaterra
- [22] Snyder, W. y Wan, Z. (1998). BRDF models to predict spectral reflectance and emissivity in the thermal infrared, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **36**. 214 225.
- [23] Jiménez, J. (2005). Estimación de la temperatura y la emisividad terrestre a partir de datos suministrados por sensores de alta resolución. *Tesis doctoral, Facultad de Física, Universidad de Valencia, Valencia, España.*
- [24] Liu, W. (2007). Aplicações de sensoriamento remoto, *Editora UNIDERP, Campo Grande, Janeiro, Brazil.*
- [25] Francois, J; tzitziki, J. López, G; Colditz, R; Cruz, M. y Ressel, M. (2011). Aplicaciones del sensor MODIS para el monitoreo del territorio. *Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales y la Universidad Nacional Autónoma de México, México.*
- [26] Mendoza, J. (2012). Exploración de aguas subterráneas en la Región Lambayeque-Perú usando imágenes landsat y ASTER. Universidad Nacional Mayor de San Marcos, *Facultad de Ciencias Físicas, Lima-Perú.*
- [27] Aguilar, J. (2014). Evolución de la temperatura del suelo por Regiones del Perú. Universidad Nacional de San Cristóbal de Huamanga. *Escuela de Formación Profesional de Ciencias Físico-Matemáticas, Ayacucho, Perú.*
- [28] Price, J. (1984). Land surface temperature measurements from split window channels of the NOAA 7 AVHRR. *Journal of Geophysical Research*, **89**, 7231-7237.

- [29] Coll, C. (1994). Un modelo operativo para la determinación de la temperatura de la superficie terrestre desde satélites,. Tesis doctoral. Universidad de Valencia. España.
- [30] Coll, C; Wan, Z. y Galve, J. (2009). Temperature-based and radiance-based validations of the V5 MODIS, land surface temperature product. *Journals of Geophysical Research*, Vol. **114**. D20102.
- [31] Becker, F. y Li, Z. (1990). Towards a local split window method over land surface, *International Journal of Remote Sensing*, **11**, 369-393.
- [32] Wan, Z. y Dozier, J. (1996). A generalised Split-Window algorithm for retrieving land-surface temperature from space, *IEEE Transaction on Geoscience and Remote sensing*, **34**(4), 892-905.
- [33] Fanning, D. (2003). IDL programming techniques. Second edition. EE UU.
- [34] Liou K. (2002). An introduction to atmospheric radiation. Department of atmospheric sciences. University of California. Second Edition. Los Angeles. EE UU.
- [35] Shunlin, L. (2004). Quantitative remote sensing of land surfaces. EE UU.
- [36] Running, S; Justice, C; Salomonson, V; Hall, D; Barker, J; Kaufman, Y; Strahler, A; Huete, A; Muller, J; Vanderbilt V; Wan, Z; Teillet, J. y Carnegie, j. (1994). Terrestrial remote sensing science and algorithms planet for EOS/MODIS. *International Journal of Remote Sensing*, Vol **15**, 3587-3620
- [37] Jimenez, J. y Sobrino, J. (2008). Split-window coefficients for land surface temperature retrieval from low-resolution thermal infrared sensors. *IEEE Geoscience and remote sensing letters*. **4**. 806-809
- [38] McMillin, L. (1975). Estimation of sea surface temperature from two infrared window measurements with different absorption. *Journal of Geophysical Research*. **80**. 5113-5117.

- [39] Bao, Y; Chen, S; Liu, Q; Xiao, Q. y Cao, C. (2011). Land surface temperature and emissivity retrieval by integrating MODIS data onboard Terra and Aqua satellites, *International Journal of Remote Sensing*, Taylor y Francis. **32**. 1449-1469
- [40] Liang, Z; Hui, B; Wu H; Ren, H; Yan, G; Wan, Z; Isabel F. y Sobrino. J. (2012). Satellite-derived land surface temperatura: Current status and perspectives. *Sensing of Environment. Revista Elsevier*. **131**. 14-37
- [41] Wan, Z. y Dozier J. (1998). Land surface temperature measurement from space: Physical principles and inverse modeling, *IEEE*. **27**. 268-278
- [42] Wan, Z. (1999). MODIS land surface temperature algorithm theoretical basis document (LST-ATBD). Institute for computational earth system science University of California, Santa Barbara. Versión **3.3**.
- [43] Qin, Z y Karnieli, A. (1999). Progress in the remote sensing of land surface temperature and ground emissivity using NOAA AVHRR data. *International Journal of Remote Sensing*, Taylor y Francis. Israel. **20**. 2367-2393
- [44] Qin, Z. Karnieli, A. y Berliner, P. (2001). A mono-algorithm for retrieving land surface temperature from Landsat TM data and its application to the Israel–Egypt border region, *International Journal of Remote Sensing*, **22**. 3719–3746.
- [45] Monzón, A; Solano, W. y Roque S. (2011). Correlación del fenómeno El Niño oscilación sur con temperaturas y precipitación de Ayacucho, Período 1970 hasta 2010, *Informe Final de Investigación 2011, UNSCH*, Ayacucho, Perú.
- [46] ZEE-OT. (2013). Zonificación ecológica económica y ordenamiento territorial de la región Ayacucho. Elaborado por oficina de recursos naturales del Gobierno Regional de Ayacucho.
- [47] Base referencia mundial del recurso suelo. (1999), *Sociedad Internacional de las Ciencias del Suelo, Centro Internacional de la Referencia e Información*

del suelo y la Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación

- [48] OMM. (1996). Organización meteorológica mundial. Publicación N°182.
- [49] INEI. (2013). Instituto nacional de estadística e informática, IV Censo nacional agropecuario 2012, lima-Perú.
- [50] INEI. (2012). Instituto nacional de estadística e informática, Censo nacional 2007: XI de población VI de vivienda, Lima-Perú.
- [51] Earth observing system, <http://eospsso.gsfc.nasa.gov/contenst/nasas-earht-observing.system-project-science-office>. consultado en setiembre de 2013.
- [52] AQUA EOS. <http://Aqua.nasa.gov>. consultado en abril de 2013.
- [53] USGS MODIS reprojection tool web interface (MRTWeb), 2010. <http://mrtweb.cr.usgs.gov>, consultado del 25 de agosto de 2013 hasta 5 de noviembre de 2013.

Anexos

(A) Deducción de la diferencial del ángulo sólido

El análisis de un campo radiación a menudo requiere la consideración de la cantidad de energía radiante confinado en un elemento de ángulo sólido. El ángulo sólido se define como la razón entre el área de la superficie esférica interceptado en el centro por el radio r al cuadrado como se ha observado en la Fig. (2.5), con la notación Ω , cuya unidad es esterioradián (sr), lo cual podemos escribir como:

$$\Omega = \frac{\sigma}{r^2} \quad (1)$$

haciendo la diferencial de la Ec. (1), se tiene:

$$d(\Omega) = d\left(\frac{\sigma}{r^2}\right) = \frac{d(\sigma)}{r^2}, \quad r \text{ constante.} \quad (2)$$

$$d\Omega = \frac{1}{r^2} d\sigma \quad (3)$$

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

$$d\sigma = (r \sin\theta d\varphi)(r d\theta) = r^2 \sin\theta d\theta d\varphi \quad (4)$$

este resultado, reemplazamos en la EC. (3),

$$d\Omega = \frac{1}{r^2} (r^2 \sin\theta d\theta d\varphi) \quad (5)$$

por tanto simplificando r^2 , la diferencial de un ángulo sólido está dado por la Ec.(6),

$$d\Omega = \sin\theta d\theta d\varphi \quad (6)$$

Para una semiesférica cuyo área de superficie es $2\pi r^2$, el ángulo sólido es 2π (sr).

$$\Omega = \frac{\sigma}{r^2} \quad (7)$$

$$\Omega = \frac{2\pi r^2}{r^2} \quad (8)$$

$$\Omega = 2\pi \cdot (sr) \quad (9)$$

(B) Tabla de aplicaciones principales según las bandas

Uso principal	Banda	Ancho de banda	Radiancia espectral	Resolución espacial (m)
Límite de tierra, nubes y aerosoles	1	620-670	21.8	250
	2	841-876	24.7	250
Propiedades de la tierra, nubes y aerosoles	3	459-479	53.3	500
	4	545-565	29.0	500
	5	1230-1250	5.4	500
	6	1628-1652	7.3	500
	7	2105-2155	1.0	500
Color del océano, fitoplancton	8	405-420	44.9	1000
	9	438-448	41.9	1000
	10	483-493	32.1	1000
	11	526-536	27.9	1000
	12	546-556	21.0	1000
	13	662-672	9.5	1000
	14	673-683	8.7	1000
	15	743-753	10.2	1000
	16	862-877	6.2	1000

Tabla 1: Parámetros de estudio con el sensor MODIS de las bandas 1 al 16

Observaciones, el intervalo de (Bandas de 1 a 19 están en nm ; y de 20 a 36 en μm), Los valores de radiancia espectral están en $w/m^2/\mu m/sr$, y la resolución espacial es el tamaño del pixel en la superficie.

Uso principal	Banda	Ancho de banda	Radiancia espectral	Resolución espacial (m)
Vapor de agua atmosférico	17	890-920	10.0	1000
	18	931-941	3.6	1000
	19	915-965	15.0	1000
Temperatura de superficies	20	3660-3840	0.45	1000
	21	3660-3989	2.38	1000
	22	3929-3989	0,67	1000
	23	4020-4080	0.79	1000
Temperatura atmosférica	24	4433-4498	0.17	1000
	25	4482-4549	0.59	1000
Vapor de agua y nubes cirrus	26	1.360-1.390	6	1000
	27	6.535-6.895	1.16	1000
	28	7.175-7.475	2.18	1000
Prop. de las nubes	29	8.400-8.700	9.58	1000
Ozono	30	9.580-9.880	3.69	1000
Temperatura de la superficie del suelo	31	10.78-11.28	9.55	1000
	32	11.77-12.27	8.94	1000
Altura máxima de las nubes	33	13.86-13.49	4.52	1000
	34	13.49-13.79	3.76	1000
	35	13.79-14.09	3.11	1000
	36	14.09-14.39	2.08	1000

Tabla 2: Parámetros a estudiar con el sensor MODIS de las bandas 17 al 36.

Fuente: [25]

(C) Mapa de distribución de la temperatura mínima

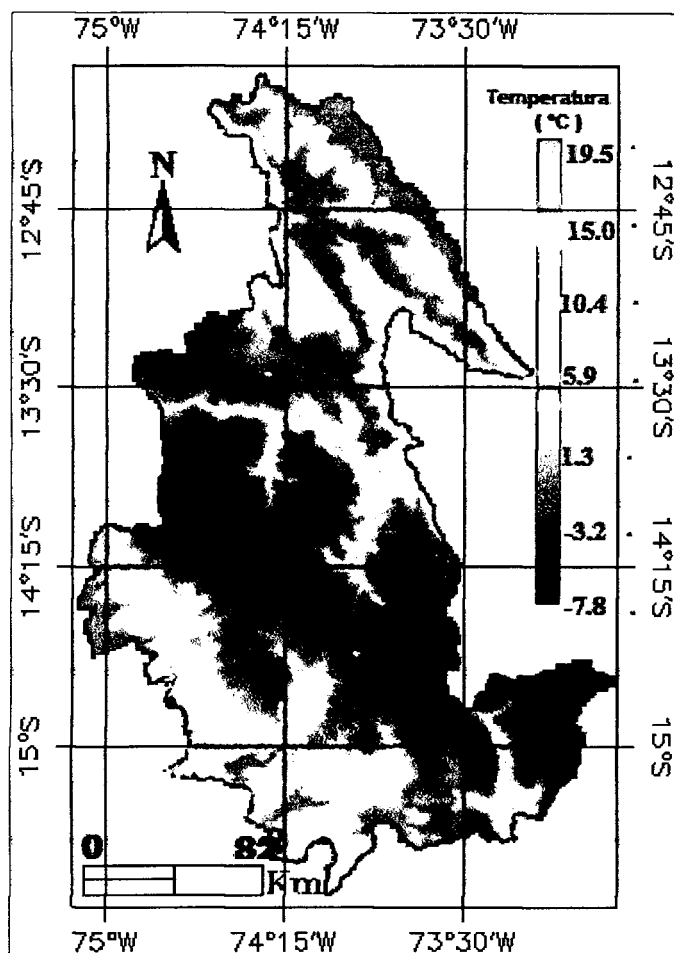


Figura 1: Mapa de temperaturas mínimas de la Región Ayacucho (Labor propia)

La Fig. (1) se muestra la mapa de distribución de las temperaturas mínimas de la Región Ayacucho aproximadamente a las 2 de la madrugada hora local, en la barra de colores se observa que las zonas de mayor altura sobre el nivel del mar como las provincias de Cangallo, Huancasancos, Sucre, Lucanas, Parinacochas y Paucar del Sara Sara descienden a temperaturas por debajo de cero grados durante la madrugada, en algunos casos llegan hasta -10°C y los valores más altos de temperatura a dicha hora se encuentra en la selva ayacuchana y valles costeros al rededor de 18°C .

(D) Códigos utilizados en el procesamiento

```
pro NOEL;////////////////////////////////////
////////// PARA APILAR, REALIZAR CORTE Y PARA OBTENER EL PROMEDIO TEMPORAL DE LST
Dirdata=dialog_pickfile(/directory,title="Seleccionar El Directorio con la Data")
CD, Dirdata
files = FILE_SEARCH(Dirdata+'/'+'*LST_Night_1km.tif', count=count)
fid = lonarr(count)
pos = lonarr(count)
dims = lonarr(5,count)
out_bname = strarr(count)
FOR i=0,count-1 DO BEGIN
    envi_open_data_file, files(i), r_fid=layer_fid
    if (layer_fid eq -1) then begin
        envi_batch_exit
    ;
        return
    endif
    ENVI_FILE_QUERY, layer_fid, NS = ns, NL = nl, NB = nb, sname=sname
    fid[i] = layer_fid
    pos[i] = 0
    dims[0,i] = [-1,0,ns-1,0,nl-1]
    out_bname[i] = STRMID(sname,STRPOS(sname,'APILADO'),23) ; ojo en 23 era 39
Endfor
out_name = Dirdata+STRMID(sname,15,STRPOS(sname,'*_250m_16_days_NDVT.tif'))+'APILADO.tif'
out_dt = 4 ; type de sortie = double precision floating-point
out_proj = envi_get_projection(fid = layer_fid, pixel_size=out_ps)
envi_doit, 'envi_layer_stacking_doit',fid=fid, pos=pos, dims=dims,out_dt=out_dt, out_name=o
ut_name,out_bname = out_bname, interp=0, out_ps=out_ps,out_proj=out_proj, r_fid=r_fid
compile_opt idl2
ENVI, /RESTORE_BASE_SAVE_FILES
ENVI_BATCH_INIT, LOG_FILE='batch.txt'

;
                                     Corte de las Imagenes

cd,Dirdata
RawFiles = FILE_Search('APILADO.tif')
FileCount = N_ELEMENTS(RawFiles)
IF FileCount EQ 0 THEN RETURN
FOR NX =0,FileCount -1 DO BEGIN
    FileName = RawFiles[NX]
    envi_open_file, FileName , r_fid=fid
```

Figura 2: Código para iniciar el procesamiento en IDL



Figura 3: Barra de menú del programa ENVI

```

pro apila_hdr

files = FINDFILE ('G:\trabajo\LOSHDR_estaciones\todos_un_ano\*.HDR', count=count)
fid = lonarr(count); la funcion lonarr devuelve un array de numeros long de puros zeros
pos = lonarr(count)
dims = lonarr(5,count)
out_bname=strarr(count)
ssl=strarr(count)
n=23
for i=0,count-1 DO BEGIN
ssl[i]=STRMID(STRMID(files(i),-1,STRPOS(STRMID(files(i),-1),'.HDR')),n)
endifor
;print, ssl
FOR i=0,count-1 DO BEGIN
envi_open_data_file, files(i), r_fid=layer_fid
  ENVI_FILE_QUERY, layer_fid, NS = ns, NL = nl, NB = nb, sname=sname ;sname es el nombre
  fid[i] = layer_fid ;tenemos un conjunto de identificadores
  pos[i] = 0 ; el valor cero indica que es solo una banda
  dims[0,i] = [-1,0,ns-1,0,nl-1]
Endfor
out_name = 'G:\trabajo\LOSHDR_estaciones\todos_un_ano\'+'APILADO'
out_dt = 5 ; Tipo de salida = doble precision de punto flotante
out_proj = envi_get_projection(fid=layer_fid, pixel_size=out_ps);

envi_doit, 'envi_layer_stacking_doit', fid=fid, pos=pos, dims=dims, $
  out_dt=out_dt, out_name=out_name, $
  out_bname = ssl, $
  interp=0, out_ps=out_ps, $
  out_proj=out_proj, r_fid=r_fid
end

```

Figura 4: Código para apilar las imágenes en formato HDR

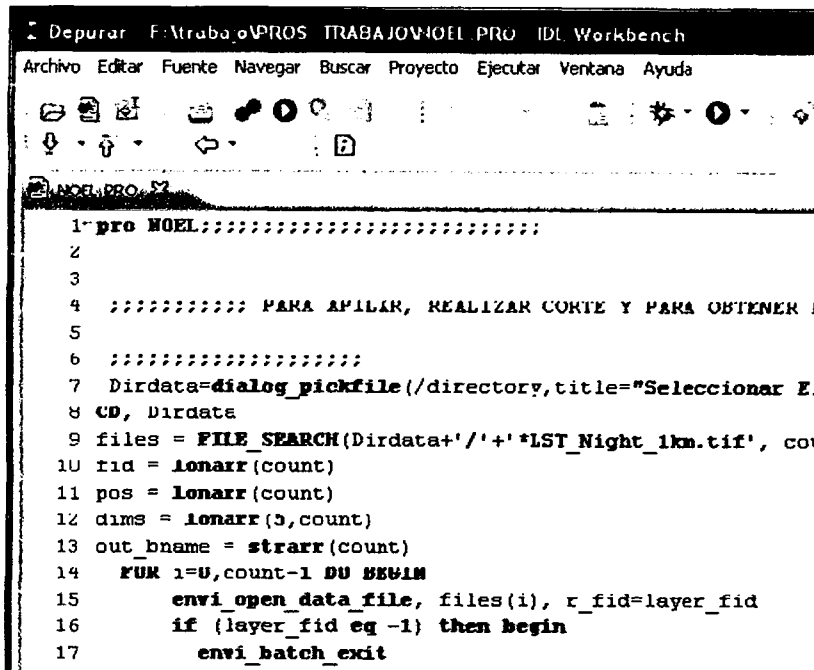


Figura 5: Ventana principal del IDL

```

pro promedio_espacial; se refiere a sacar un promedio de todos de una imagen,
envi_select, title=' escoger', fid=fid, dims=dims, pos=pos
if (fid eq -1) then begin
print, 'cancelled'
return
endif
envi_file_query, fid, fname=fname
num_colum=dims[2]-dims[1]+1
num_fil= dims[4]-dims[3]+1
num_bands= n_elements(pos)
imagen=intarr(num_colum,num_fil)
data=intarr(num_colum,num_fil,num_bands)
for i=0, num_bands-1 do begin
imagen = envi_get_data(fid = fid, dims=dims, pos=pos[i])
data[*,*,i]=reverse(reform(imagen,num_colum,num_fil),2)
ENDFOR
help,data,/str
sum_band=dblarr(num_bands)
for n_bands=0,num_bands-1 do begin
sum_band[n_bands]=total(data[*,*,n_bands])
;print, sum_band
endfor
promedio=dblarr(num_bands)
for n_bands=0,num_bands-1 do begin
promedio[n_bands]=sum_band[n_bands]/(n_elements(where(data[*,*,n_bands] ne 0)))
endfor

```

Figura 6: Código para obtener el promedio espacial