

**UNIVERSIDAD NACIONAL SAN CRISTÓBAL DE
HUAMANGA**

**FACULTAD DE INGENIERÍA DE MINAS GEOLOGÍA Y CIVIL
ESCUELA PROFESIONAL DE CIENCIAS FÍSICO MATEMÁTICAS**



TESIS:

**"Variabilidad espacial y temporal de la inercia térmica aparente
utilizando imágenes del sensor modis, región de Ayacucho,
periodo 2009 - 2021."**

Para optar el título profesional de:

**LICENCIADO EN CIENCIAS FÍSICO MATEMÁTICAS.
ESPECIALIDAD DE FÍSICA**

PRESENTADO POR:

Bach. Jimmy VARGAS HUAMAN

ASESOR:

Mg. Renato SOCA FLORES

AYACUCHO - PERÚ

2025

DEDICATORIA

enseñándome a valorar todo lo que tengo.

AGRADECIMIENTO

Gracias a Dios por permitirme tener y disfrutar a mi familia, gracias a mi familia por apoyarme en cada decisión y proyecto. No ha sido sencillo el camino hasta ahora, pero gracias a sus aportes, a su amor, a su inmensa bondad y apoyo, también al Mg. Renato Soca Flores, asesor de la presente investigación, por su apoyo incondicional y motivación en el desarrollo de este trabajo. Les agradezco y hago presente mi grato afecto hacia ustedes.

RESUMEN

El presente estudio se enfocó en analizar la variabilidad espacial y temporal de la inercia térmica aparente (ATI) en la región de Ayacucho, empleando los productos MYD11A1 y MCD43A3 generados por el sensor MODIS, con resoluciones espaciales de 1 km y 0.5 km, respectivamente. Estos productos satelitales provienen de los satélites Aqua y Terra. La zona de estudio abarcó toda la región de Ayacucho, delimitada por las coordenadas de latitud entre -11.9 y -15.75, y longitud entre -72.5 y -75.5. La investigación comprendió un periodo de 13 años, desde 2009 hasta 2021.

El procesamiento de las imágenes se llevó a cabo en dos etapas: primero, se realizó la georreferenciación a través de la plataforma LAADS DAAC. Posteriormente, se emplearon el lenguaje de programación IDL y el software ENVI 5.3 para calcular promedios anuales y mensuales. Adicionalmente, se utilizó ArcGIS para elaborar mapas temáticos.

Entre los hallazgos, observamos una variación espacial mensual de la ATI. Durante mayo, junio, julio, agosto, septiembre, octubre y noviembre, la ATI disminuye de manera progresiva en las zonas centro y sur de la región de Ayacucho. En cambio, en diciembre, enero y febrero, la ATI comienza a aumentar, alcanzando sus valores más altos en febrero y marzo. A partir de abril, la ATI empieza a reducirse nuevamente.

Se pudo identificar la variación espacial de la ATI según la estación. En verano, la región presenta una ATI elevada en comparación con las otras estaciones, excepto el otoño. En otoño, se observa que la ATI es ligeramente superior en algunas áreas, especialmente en puntos del centro y sur de la región de Ayacucho, en comparación con el verano. Durante el invierno, la ATI disminuye de manera notable, mientras que en primavera se distingue una ATI espacialmente más baja que en el resto de las estaciones.

En tanto a la variabilidad temporal de la ATI para las principales coberturas del suelo se pudo apreciar que en las zonas agrícolas se muestra valores altos, mientras que en la zona rocosa es ligeramente menor que el de las agrícolas en muchos instantes a lo largo de la serie de tiempo, entre tanto en las zonas arenosas la ATI tiene valores más bajos, respecto a los demás. En la zona del bosque, la ATI es mayor, comparando con las demás coberturas terrestres aquí mencionadas,

excepto para el del agua. La ATI del agua es mayor al de los demás tipos de coberturas en casi toda la serie de tiempo, debido a su alta capacidad calorífica específica, a su capacidad de almacenamiento y distribución del calor.

Con este trabajo de investigación se pretende dar a conocer la importancia de la ATI y diferenciarlas de las principales coberturas terrestres.

Palabras clave: Variabilidad, Inercia térmica aparente, MODIS, MYD11A1 y MCD43A3

ABSTRACT

The objective of this research work is to study the spatial and temporal variability of the apparent thermal inertia (ATI) in the Ayacucho region, using MYD11A1 and MCD43A3 image products with spatial resolutions of 1 km and 0.5 km, respectively, from the MODIS sensor aboard the Aqua and Terra satellites. The study area covers the entire Ayacucho region, located between the latitudinal coordinates (-11.9, -15.75) and longitudinal coordinates (-72.5, -75.5). The study period spans 13 years, from 2009 to 2021. The images were processed in two stages: first, they were georeferenced using the LAADS DAAC platform, and then the IDL programming language and ENVI 5.3 software were used to generate annual and monthly averages. Additionally, ArcGIS software was used to create thematic maps.

The results revealed the monthly spatial variability of the apparent thermal inertia. In the months of May, June, July, August, September, October, and November, ATI progressively decreases in the central and southern areas of the Ayacucho region. In December, January, and February, ATI increases, with February and March showing the highest values. In April, ATI begins to decrease again.

The study was able to determine the seasonal spatial variation of ATI. In summer, the region shows a high ATI compared to other seasons, except autumn. It is in autumn where ATI is slightly higher than in the previous season in some areas, especially in points located in the central and southern parts of the region. In winter, ATI drops significantly, and during spring, ATI is spatially lower compared to the other seasons.

Regarding the temporal variability of ATI for the main land covers, it was observed that agricultural areas show high values, while rocky areas have slightly lower values compared to agricultural areas at many points in the time series. Sandy areas have the lowest ATI values compared to the others. In forested areas, ATI is higher than in other land covers mentioned here, except for water bodies. Water exhibits higher ATI values than other land covers throughout most of the time series, due to its high specific heat capacity, as well as its ability to store and distribute heat.

This research aims to highlight the importance of ATI and distinguish it across the main types of land cover.

Keywords: Variability, Apparent thermal inertia, MODIS, MYD11A1 y MCD43A3

ACRÓNIMOS

ASTER	Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer
ATI	Inercia térmica aparente
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
CERES	Clouds and Earth's Radiant Energy System
ENVI	Environment for Visualizing Images
EOS	Earth Observing System
GIS	Geographical Information System
GOES	Geostationary Operational Environmental Satellite
GPS	Global Positioning System
HDF	Hierarchical Data Format
IDL	Interactive Data Language
LAADS	Level 1 and Atmosphere Archive and Distribution System
LST	Temperatura de la superficie terrestre
MISR	Multi-angle Imaging Spectroradiometer
MOD	MODIS Terra product
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
MODTRAN	Moderate-Resolution Atmospheric Transmittance and Radiance
NASA	National Aeronautics and Space Administration
ND	Números Digitales
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
TOA	Top of Atmosphere
USGS	United States Geological Survey
UTM	Universal Transverse Mercator

ÍNDICE GENERAL

DEDICATORIA	i
AGRADECIMIENTO	ii
RESUMEN	iii
ACRONIMOS	vii
INTRODUCCIÓN	xiii
CAPITULO I	1
INTRODUCCIÓN	1
1.1 Antecedentes	1
1.2 Descripción de la situación problemática	4
1.3 Formulación del problema	5
1.3.1 Problema general	5
1.3.2 Problemas específicos	5
1.4 Objetivos	5
1.4.1 Objetivo general	5
1.4.2 Objetivo específicos	5
1.5 Justificación e importancia de la investigación	6
1.6 Hipótesis	6
1.6.1 Hipótesis general	6
1.6.2 Hipótesis específicos	6
CAPITULO 2	7
FUNDAMENTO TEORICO CONCEPTUAL	7
2.1 Inercia Térmica	7
2.2 Métodos de cálculo de inercia térmica	9
2.2.1 Media directa de los para metros térmicos que la definen	9
2.2.2 Resolución de la Ecuación de Conducción de Calor en el Suelo	10
2.2.3 Mediante la técnica de Teledetección	13
2.3 Inercia térmica aparente (ATI)	17
2.4 Teledetección	19
2.4.1 Aplicaciones y ventajas	20

2.4.2 Resolución de imágenes de satélite	20
2.5 Satélites artificiales y sensores	22
2.5.1 Satélite Terra	22
2.5.2 Satélite Aqua.....	23
2.5.3 Sensor MODIS	24
2.5.4 Componentes del sensor MODIS.....	29
2.5.5 Identificación de productos MODIS	31
2.5.6 Creación de una imagen digital	31
2.6 Temperatura de la Superficie Terrestre (LST).....	32
2.7 Albedo	33
CAPITULO 3	35
AREA DE ESTUDIO, DATOS Y METODO	35
3.1 Ubicación del área de estudio.....	35
3.1.1 Límites y Superficie de la Región Ayacucho.....	36
3.1.2 Clima	37
3.1.3 Topografía	37
3.1.4 Hidrografía	38
3.1.5 Actividades.....	38
3.2 Datos.....	40
3.2.1 Datos satelitales	40
3.3 Método	42
3.3.1 Descarga y procesamiento de imágenes MODIS - LST	43
3.3.2 Descarga y procesamiento de imágenes MODIS - Albedo	46
3.3.3 Calculo del ATI con los datos LST-MODIS y Albedo-MODIS	49
CAPITULO 4	51
RESULTADOS Y DISCUSIONES	51
4.1 Variación espacial y temporal del ATI en la región de Ayacucho.....	51
4.1.1 Variación espacial mensual de la ATI.....	51
4.1.2 Variación espacial anual de la ATI	54
4.1.3 Variación espacial estacional de la ATI	56
4.1.4 Variabilidad temporal anual de ATI.....	58
4.2 Serie de tiempo de ATI de las principales coberturas terrestres.....	61

4.3 Diagrama de Hovmöller	66
4.4 Relación de la ATI con la precipitación	69
CAPITULO 5	71
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	71
5.1 Conclusiones	71
5.2 Recomendaciones	72
REFERENCIA BIBLIOGRAFIA	73
ANEXOS	76
1. Fundamentos físicos de la teledetección por satélite	76

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1 <i>Satélite artificial Terra</i>	23
Figura 2.2 <i>Satélite artificial Aqua</i>	24
Figura 2.3 <i>Ángulo de visión del sensor MODIS</i>	26
Figura 2.4 <i>Proceso de digitalización de una imagen</i>	32
Figura 3.1 <i>Mapa de delimitación y ubicación del área de estudio</i>	35
Figura 3.2 <i>Limite político de la región Ayacucho y delimitación con sus 11 provincias</i>	36
Figura 3.3 <i>Detalles del producto MOD11</i>	41
Figura 3.4 <i>Presentación de la plataforma</i>	43
Figura 3.5 <i>Selección de imagen producto LST</i>	44
Figura 3.6 <i>Especificaciones del procesamiento de imágenes MODIS Aqua</i>	45
Figura 3.7 <i>Selección de imagen de albedo</i>	47
Figura 3.8 <i>Especificaciones del procesamiento de imágenes MODIS/Aqua-Terra</i>	48
Figura 4.1 <i>Variación espacial mensual de la ATI</i>	53
Figura 4.2 <i>Variación espacial anual promedio de la ATI</i>	55
Figura 4.3 <i>Mapa estacional promedio de la ATI</i>	57
Figura 4.4 <i>Variabilidad temporal de la ATI en la región Ayacucho</i>	59
Figura 4.5 <i>Variabilidad temporal de la ATI del distrito de Chiara</i>	60
Figura 4.6 <i>Serie de tiempo de la ATI de las principales coberturas terrestres</i>	62
Figura 4.7 <i>Comparación de ATI para distintas coberturas del suelo, incluido el agua</i>	64
Figura 4.8 <i>Áreas de las distintas coberturas terrestres</i>	65
Figura 4.9 <i>a) variación interanual latitudinal de ATI. b) variación interanual longitudinal</i>	68
Figura 4.10 <i>Relación de la ATI y la precipitación</i>	70

LISTA DE TABLAS

Tabla 2.1	Valores de inercia térmica aparente para diferentes materiales	8
Tabla 2.2	Especificaciones generales del sensor MODIS	27
Tabla 2.3	Características de las bandas espectrales	28
Tabla 3.1	Principales actividades, valor agregado bruto 2014 (miles de nuevos soles)	39
Tabla 4.1	Detalle para la obtención de la imagen producto LST.....	45
Tabla 4.2	Total de imágenes MYD11A1 por año	46
Tabla 4.3	Detalle de la obtención de la imagen producto del albedo	48
Tabla 4.4	Total de imágenes MCD43A4 por año	49
Tabla 4.1	Coordenadas de las principales coberturas terrestres	66

INTRODUCCIÓN

La inercia térmica es un concepto fundamental en el campo de la física térmica y la ingeniería de la construcción, que se refiere a la capacidad de un material o sistema para resistir cambios de temperatura. La inercia térmica se refiere a cómo varían las temperaturas en diferentes materiales, ya sean sólidos, líquidos o gases, y proporciona información sobre la humedad o sequedad de los suelos y su entorno (Solano & Torres, 2014). También revela características intrínsecas del material que compone los suelos, lo cual es crucial en geología y agricultura (Van doninck et al., 2011). Generalmente, la inercia térmica de un material se puede determinar mediante la capacidad calorífica y la conductividad térmica del mismo, parámetros que se pueden medir en el laboratorio. No obstante, medir la inercia térmica de suelos, como los agrícolas, presenta desafíos debido a las grandes extensiones de terreno que abarcan, haciendo impráctico llevar muestras al laboratorio. Por ello, se han desarrollado dispositivos para medir la capacidad calorífica y la conductividad térmica in situ. Sin embargo, estas mediciones locales pueden no ser representativas de vastas áreas (Ma et al., 2013).

La inercia térmica aparente (ATI) es una aproximación básica a la inercia térmica, que requiere únicamente el albedo y un par de temperaturas de la superficie terrestre de día y de noche. Inicialmente se descubrió que la ATI era de uso limitado en áreas con fuerte evapotranspiración, pues las superficies húmedas permiten una considerable evaporación y/o transpiración durante el día, reduciendo así las temperaturas de la superficie durante el día a través del enfriamiento por evaporación e introduciendo errores en la inercia térmica aparente. Sin embargo, la ATI desde hace varios años atrás recibió un gran interés para la estimación de la humedad del suelo dando buenos resultados (Rani et al., 2018).

La teledetección es una herramienta poderosa, debido a sus grandes ventajas tales como la cobertura global, su accesibilidad, la evaluación temporal, información multiespectral, datos consistentes y sobre todo el costo y la eficiencia. Desde el lanzamiento de los primeros satélites en la década de 1970 con el propósito de observar el clima terrestre y medir parámetros como la temperatura, surgieron nuevas oportunidades para investigar diversos aspectos relacionados con el clima de la tierra, sus cambios y sus efectos sobre la vida en el planeta. Como resultado, se llevaron a cabo estudios para estimar la ATI de los suelos, desarrollando y perfeccionando

algoritmos a lo largo de los años que permiten realizar estimaciones basadas en datos satelitales en áreas extensas, abarcando tanto regiones como zonas globales. La cual establece un historial de datos, que permite evaluar la variabilidad espacial y temporal de la ATI. Los satélites artificiales como, por ejemplo: TERRA y AQUA tienen a bordo el sensor MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) que brinda información de reflectancia en el tope de la atmósfera y a partir de ella mediante algoritmos desarrollados para tierra y océano se puede obtener la temperatura y el albedo del suelo (Levy et al., 2009).

Hasta el momento no se ha realizado un estudio sobre las mediciones de la ATI en la región de Ayacucho para poder cuantificar las propiedades del suelo, mucho menos con datos satelitales, a pesar de su gran importancia pues tiene múltiples aplicaciones prácticas, como los mencionados anteriormente, una de las razones es que la región de Ayacucho no cuenta con equipos de monitoreo de inercia térmica debido a su alto costo. Por otro lado, la relevancia de esta investigación y la posibilidad de realizar mediciones en amplias áreas de la región de Ayacucho mediante teledetección satelital me ha motivado a medir magnitudes físicas que se espera contribuyan al conocimiento de los parámetros de los suelos en nuestra región, beneficiando así la agricultura y la preservación ambiental.

En la presente investigación se evalúa la variabilidad espacial y temporal de la ATI de la región de Ayacucho que cuenta cuyas latitudes son (-11.9,-15.75) y longitudes (-72.5,-75.5) y también para algunas superficies del suelo como: roca, agua, bosque, agrícola y arena, todo esto utilizando imágenes proporcionados por el sensor MODIS a bordo de los satélites artificiales TERRA y AQUA durante 13 años, que comprenderán desde el año 2009 al 2021. El pre procesamiento de las imágenes se realizó con el software ENVI5.3+IDL8.5.

Por otro lado, esta investigación representa un trabajo preliminar destinado a contribuir con estudios sobre la influencia de la inercia térmica en el clima local y regional. Además, se pretende establecer, en el futuro, un sistema de monitoreo regional de inercia térmica aparente para investigar su impacto en el cambio climático tanto regional como global. También se espera que este estudio estimule a los estudiantes de la Escuela Profesional de Ciencias Físico Matemáticas a realizar investigaciones futuras como parte de sus tesis de pregrado.

CAPITULO I

INTRODUCCIÓN

1.1 Antecedentes

Solano y Torres (2014), en su investigación denominada: “Estimación de la inercia térmica de los suelos de la provincia de Huamanga mediante datos satelitales 2000-2012”, mostraron una revisión literaria exhaustiva sobre la inercia térmica y la inercia térmica aparente de distintos artículos científicos; De los resultados obtenidos, pudieron observar la inercia térmica aparente de la provincia de Huamanga se incrementaba en el mes de marzo, que coincide justamente con un mes que es temporada de lluvias, en el mes de julio la inercia térmica disminuye y en el mes de noviembre la inercia térmica se encuentra en una situación intermedia comparada con los meses de marzo y julio. Llegaron a la conclusión que los resultados concuerdan bien con las observaciones estacionales de los suelos, es decir, los suelos húmedos tienen mayor inercia térmica que los suelos secos. Por lo tanto, los resultados obtenidos son confiables.

Minacapilli et al. (2012), Propusieron un nuevo método para estimar el contenido de agua en la superficie terrestre a partir de distribuciones de inercia térmica en el rango del espectro visible-infrarrojo cercano e imágenes infrarrojas térmicas. Estimaron la distribución del contenido de humedad cerca de la superficie de los suelos desnudos, esto lo llevaron a cabo basados en el nuevo enfoque de inercia térmica mencionados anteriormente, a partir de estas mediciones concluyeron que las predicciones de la inercia térmica del suelo obtenida por este enfoque se acercan a los obtenidos por el método tradicional (en el que la conductividad térmica se deriva del modelo de Johansen, que requiere un análisis más detallado de las propiedades del suelo).

Scheidt et al. (2010), estudiaron las determinaciones de la humedad del suelo y la velocidad de umbral del viento en las regiones áridas de Nuevo México para esto utilizaron los datos del radiómetro ASTER para obtener las relaciones entre la erosión potencial del suelo y la inercia térmica. Los datos de la inercia térmica aparente (ATI) de la superficie del suelo se utilizaron para obtener una aproximación de la inercia térmica real. Observaron que la variación

espacial y temporal de la inercia térmica se ve fuertemente afectada por la humedad del suelo, que a su vez se ve afectada por la precipitación. El modelo que utilizaron para estimar la inercia térmica, la humedad del suelo y la velocidad de umbral del viento, tiene limitaciones y necesita un mayor refinamiento utilizando la evaluación de precisión y verdad del terreno a la resolución espacial del instrumento ASTER.

Sohrabinia et al. (2014), examinaron la humedad del suelo usando dos funciones de inercias térmicas aparentes sobre la zona de Canterbury, Nueva Zelanda. El objetivo de su investigación fue evaluar la relación entre la humedad del suelo obtenida del MODIS LST usando el método ATI, simulado por el modelo WRF y medido en el suelo, y comparar el rendimiento de las funciones de ATI 1 y ATI 2. Los resultados del análisis de ambas funciones ATI mostraron similares comportamientos a corto plazo (cuatro meses), pero la correlación general entre la serie temporal ATI 2 y sus mediciones in situ fue ligeramente superior. En algunos lugares ambas funciones mostraron correlaciones relativamente pobres, esto se debía a los efectos de los cuerpos de agua o montañas cercanas. Las simulaciones del modelo también coincidieron bien con las mediciones en el mismo lugar en la detección de la lluvia y la tendencia estación general y que la función ATI 2 es más adecuada para la estimación de la humedad del suelo en el área de estudio.

Zhang et al. (2016), presentaron un artículo de recopilación y resumen de los métodos de cuantificación de la humedad de la superficie terrestre basados en sensores ópticos y térmicos. A partir de los principales métodos utilizados actualmente, introdujeron los principales problemas para la estimación de la humedad del suelo. Al utilizar el método de la inercia térmica para calcular la humedad del suelo, específicamente el modelo analítico físico que no es otra cosa que el ATI mediante las imágenes del sensor MODIS, obtuvieron las condiciones del suelo húmedo y el contenido de humedad usando el modelo de balance de agua de dos fuentes a una profundidad de 1 metro. Los resultados se verificaron utilizando mediciones TDR y se analizaron la distribución y las tendencias de sequía.

Wang y Qu (2009), en su investigación denominada “Aplicaciones de la Teledetección Satelital para el Monitoreo de la Humedad del Suelo superficial: una revisión”, presentaron una descripción completa de las metodologías comúnmente utilizadas para la estimación de la

humedad del suelo, incluidos sus principios físicos, ventajas y limitaciones de las mediciones ópticas, térmicas infrarrojas, de microondas pasivas y de microondas activas. Las ideas básicas inherentes a la aplicación del modelo son similares sin importar que dominio de espectro utilice el sensor. Concluyeron que los enfoques basados en la temperatura de la superficie terrestre, como el ATI, o el índice complementario de temperatura /vegetación son poderosos y tienen principios físicos claros, pero tienen limitaciones además de las comunes a todas las técnicas ópticas. Tales enfoques suelen ser empíricos y por lo tanto varían según el tiempo y los tipos de cobertura terrestre y, en general, no se pueden extrapolar de un lugar a otro.

Tramutoli et al. (2000), en su documento de investigación “Viabilidad de la Aplicación Hidrológica de la Inercia Térmica a Partir de la Teledetección”, utilizaron las diferencias de temperatura de la superficie para evaluar la utilidad de introducir un índice térmico para evaluar la variabilidad espacio – temporal del contenido de humedad del suelo (sustituido por un índice de precipitación antecedente-API) para fines de iniciar con modelos de pronóstico de inundaciones así como para la calibración del modelo de balance de agua. Analizaron la relación entre la diferencia de temperatura entre el día y la noche, determinada por la sonda AVHRR, con los datos de la lluvia de las estaciones terrestres y probaron la relevancia de la relación entre la inercia térmica y el API cuyos resultados fueron interesantes implicaciones con respecto a la aplicación de esta técnica para inferir la variabilidad espacio y tiempo del contenido de agua del suelo en grandes áreas. Preliminarmente los resultados parecieron confirmar una alta sensibilidad de ATI a la humedad del suelo a pesar de algunas manchas de nube. En condiciones de claridad, los mapas de ATI derivados de diez zonas cuadradas diferentes ubicadas en el sur de Italia parecen dar una representación bastante buena del estado del suelo, independientemente de la cobertura terrestre.

Rani et al. (2018), en el artículo de investigación llamado “Gravedad e Inercia Térmica Aparente Regionales Derivadas de Satélites para Mapear Diferentes Tipos de Rocas en Partes de Banswara Rajasthan”. Utilizaron los datos de MODIS para obtener imágenes ATI para comprender su potencial para delinear los principales tipos de rocas de la provincia, también analizaron la utilización de la conjugada de ATI y la gravedad superficial que ayudan a detectar las principales unidades geológicas, ya que ambos parámetros pueden capturarse desde una plataforma satelital. Encontraron que el ATI y la gravedad están bien correlacionados para

pixeles específicos que son representativos de las exposiciones superficiales de diferentes rocas y que el uso conjugados de ATI y los valores de gravedad residual para los pixeles representativos de las exposiciones de roca que resultan útiles para discriminar diferentes tipos de rocas.

Van doninck et al. (2011), expusieron El Potencial de la Inercia Térmica Aparente Multiespectral de Aqua y Terra MODIS como indicador de la Humedad del Suelo. Propusieron una metodología para estimar la inercia térmica aparente mediante un enfoque multitemporal, utilizando datos de los satélites Terra y Aqua, específicamente del sensor MODIS, de un año completo. El método utilizado se basa en una aproximación sinusoidal de la curva de temperatura superficial diurna, donde una senoide se ajusta a cuatro, tres o dos observaciones MODIS de temperatura superficial terrestre. Los resultados observados de una aproximación sinusoidal, proporcionó un ajuste a las observaciones de 1,51 K, que se aproxima al error de MODIS estimado en las mediciones de temperatura superficial terrestre. Una fortaleza de la metodología propuesta en comparación con otros métodos es que para estimar la ATI es que no existen limitaciones estrictas sobre el número y la hora del día de las observaciones de la temperatura de la superficie terrestre. Esto aumenta de forma considerable la cantidad de estimaciones de ATI que se pueden calcular diariamente, en especial en regiones alrededor del ecuador donde las franjas de sensores de resolución espacial media en general no se superponen.

1.2 Descripción de la situación problemática

La necesidad de calcular la inercia térmica del suelo surge de la importancia de comprender y gestionar las interacciones entre el suelo y su entorno en diversos contextos. La inercia térmica del suelo influye en las temperaturas que las raíces de los vegetales experimentan, afectando su crecimiento y salud. Sin un adecuado conocimiento de la inercia térmica, es difícil optimizar las condiciones para los cultivos, lo que puede llevar a rendimientos menores y mayor susceptibilidad a enfermedades y la capacidad del suelo para retener calor también afecta la evaporación del agua. Una mejor comprensión de la inercia térmica permite una gestión más eficiente del riego, conservando agua y mejorando la productividad agrícola.

La inercia térmica del suelo es un parámetro importante en los modelos climatológicos, que ayudan a pronosticar el impacto del cambio climático en diferentes regiones. Sin datos

precisos sobre la inercia térmica, estos modelos pueden ser menos precisos, dificultando la planificación de medidas de adaptación y mitigación, entender cómo el suelo responde a los cambios de temperatura es esencial para evaluar los impactos ambientales de diversas actividades humanas y naturales, como la deforestación, la urbanización y los fenómenos meteorológicos extremos. En áreas propensas a la desertificación, conocer la inercia térmica del suelo puede ser vital para implementar prácticas de manejo del suelo que prevengan la degradación y pérdida de tierras fértiles. Por este motivo es necesario estimar la variabilidad espacial y temporal de la inercia térmica aparente en la región de Ayacucho.

1.3 Formulación del problema

1.3.1 Problema general

¿Cómo es la variabilidad espacial y temporal de la inercia térmica aparente usando imágenes del sensor MODIS, región de Ayacucho, periodo 2009 - 2021?

1.3.2 Problemas específicos

- ¿Cómo es la variabilidad espacial de la inercia térmica aparente usando imágenes **MYD11A1** y **MCD43A3**, región de Ayacucho, periodo 2009 - 2021?
- ¿Cómo es la variabilidad temporal de la inercia térmica aparente usando imágenes **MYD11A1** y **MCD43A3**, región de Ayacucho, periodo 2009 - 2021?

1.4 Objetivos

1.4.1 Objetivo general

Evaluar la variabilidad espacial y temporal de la inercia térmica aparente usando imágenes del sensor MODIS, región de Ayacucho, periodo 2009 – 2021.

1.4.2 Objetivo específicos

- Determinar la variabilidad espacial de la inercia térmica aparente usando imágenes **MYD11A1** y **MCD43A3**, región de Ayacucho, periodo 2009 – 2021.
- Determinar es la variabilidad temporal de la inercia térmica aparente usando

imágenes **MYD11A1** y **MCD43A3**, región de Ayacucho, periodo 2009 – 2021.

1.5 Justificación e importancia de la investigación

La inercia térmica del suelo es crucial en los modelos climáticos, ya que permite prever cómo afectará el cambio climático a distintas regiones. Sin datos exactos sobre este parámetro, la precisión de estos modelos se reduce, complicando la planificación de medidas de adaptación y mitigación. Comprender la respuesta del suelo a los cambios de temperatura es fundamental para evaluar los impactos ambientales de diversas actividades humanas y naturales, como la deforestación, la urbanización y los eventos meteorológicos extremos.

No habiendo datos ni instrumentos para medir la inercia térmica en Ayacucho se utilizará la teoría de teledetección satelital para estimar la variabilidad espacial y temporal de la inercia térmica aparente.

1.6 Hipótesis

1.6.1 Hipótesis general

Se estima la variabilidad espacial y temporal de la inercia térmica aparente usando imágenes del sensor MODIS, región de Ayacucho, periodo 2009 - 2021

1.6.2 Hipótesis específicos

- Se determina la variabilidad espacial de la inercia térmica aparente usando imágenes **MYD11A1** y **MCD43A3**, región de Ayacucho, periodo 2009 – 2021.
- Se determina la variabilidad temporal de la inercia térmica aparente usando imágenes **MYD11A1** y **MCD43A3**, región de Ayacucho, periodo 2009 – 2021.

CAPITULO 2

FUNDAMENTO TEORICO CONCEPTUAL

2.1 Inercia Térmica

La inercia térmica, P ($Jm^{-2}K^{-1}s^{-1/2}$) describe la impedancia (resistencia) de un material a las variaciones de temperatura, el cual tiene una alta correlación positiva con la humedad de la superficie terrestre (Ma et al., 2013), y rige las temperaturas que pueden alcanzar la superficie terrestre bajo el efecto de las variaciones diurnas o anuales de la temperatura del suelo. Esta es definida como sigue:

$$P = \sqrt{k\rho c} \quad (2.1)$$

Donde:

k : conductividad termica del suelo ($Jm^{-1}s^{-1}K^{-1}$)

ρ : densidad del suelo ($Kg m^{-3}$)

c : calor especifico del suelo ($Jg^{-1}K^{-1}$)

De acuerdo con la tabla 2.1, se muestran los valores de inercia térmica correspondientes a diversos tipos de superficie y distintas coberturas del suelo. En este sentido, se observa que la variación total de la inercia térmica es significativa en los suelos, lo cual está directamente relacionado con el contenido de humedad presente.

Por otro lado, las rocas muestran valores más elevados de inercia térmica, de 2000 hasta 4000 $Jm^{-2}K^{-1}s^{-1/2}$. Para suelos sin cobertura vegetal los valores son menores que para aquellos suelos cubiertos de vegetación.

Tabla 2.1

Valores de inercia térmica aparente para diferentes materiales

Material	P ($Jm^{-2}K^{-1}s^{-1/2}$)
Agua y nubes	5000
Hielo	2000
Nieve	150
Arena seca	590
Arena húmeda	2500
Pizarra	1900
Granito	1900
Cuarzo	4000
Pasto	2000
Maíz	2700
Alfalfa	2900
Arcilla húmeda	2200
Árboles frondosos	4200

Fuente: (Atitar, 2011)

La estimación de la inercia térmica a través de mediciones realizadas en el lugar en cuestión enfrenta la limitación de ofrecer únicamente valores puntuales. Aunque estos pueden ser precisos, no son representativos para áreas de gran extensión. Por ello, desde una perspectiva técnica, el uso de datos obtenidos por sensores remotos a bordo de satélites se presenta como la

única alternativa para lograr una presentación integral de la inercia térmica a escala departamental (Atitar, 2011).

Las primeras investigaciones llevadas a cabo sobre el concepto de inercia térmica en teledetección fueron realizadas en 1977, con el objeto de distinguir diferentes materiales en las zonas desérticas, elaborando diferentes algoritmos para el cálculo de la inercia térmica a partir de datos geográficos, topográficos y meteorológico de la zona

El primer mapa de inercia térmica, se construyó con los datos de los satélites meteorológicos Nimbus III y Nimbus IV para la zona de la península Arabica. Posteriormente se desarrolló un modelo para la estimación de la inercia térmica adecuado a las características del satélite HCMM (Caselles, 1986).

Paralelamente se trabajó con datos obtenidos desde un avión, para suelos sin cubierta vegetal, se demuestra que las variaciones de la inercia térmica aparente de este tipo de suelos, están directamente relacionadas con los cambios de humedad de los primeros diez centímetros del suelo.

En 1978 se manifestó por primera vez, la posibilidad de calcular la inercia térmica para suelos con una vegetación escasa. Posteriormente se aplicó el concepto de inercia térmica sobre una región agrícola, obteniendo buenos resultados.

2.2 Métodos de cálculo de inercia térmica

Los distintos métodos de cálculo de inercia térmica se pueden agrupar en tres clases:

2.2.1 Media directa de los parámetros térmicos que la definen

Con esta técnica se puede conocer el valor de la inercia térmica de un determinado sitio, a partir de las mediciones realizadas en el mismo.

Considerando el sistema homogéneo, y aplicando la ecuación (2.1) y aplicando la teoría desarrollada en Caselles (1986). La capacidad calorífica (C) por unidad de volumen de un determinado suelo estará dada como sigue:

$$C = 0.46 \theta_m + 0.6 \theta_0 + \theta_w + 0.0003 \theta_a \quad (2.2)$$

Donde: θ_m , θ_0 , θ_w y θ_a son los contenidos del suelo, expresados en unidades de volumen, materia mineral, orgánica, agua y aire respectivamente.

Si el contenido de materia organica, θ_0 , es pequeño en comparacion con los demás, se desprecia su contribución. Por otro lado como la influencia del termino θ_a , también se puede despreciar entonces la ecuación (2.2) se reescribe como:

$$C = 0.46 \theta_m + \theta_w \quad (2.3)$$

Al suponer que la materia mineral este constituida por arena y arcilla, la ecuación (2.3) queda:

$$C = 0.46 (\theta_c + \theta_s) + \theta_w \quad (2.4)$$

Donde: θ_c y θ_s son los contenidos de arcilla y arena del suelo, expresados en unidades de volumen. Además, se toma en este caso

$$\theta_m + \theta_w + \theta_m + \theta_w = 1 \quad (2.5)$$

La ecuación (2.4) se expresará en función de la porosidad:

$$C = 0.46 (1 - \theta_a) + 0.54 \theta_w \quad (2.6)$$

Por otro lado, si se supone un suelo compuesto únicamente por arcilla, arena, agua y aire la conductividad térmica será:

$$k = k_0 + (k_{0.5} - k_0) \frac{\theta_w}{\theta_a} \quad (2.7)$$

Donde $k_{0.5}$ y k_0 son las conductividades térmicas para $\theta_w = 0$ y $\theta_w = 0.5$ respectivamente

2.2.2 Solución de la Ecuación de Conducción de Calor en el Suelo

Medir la inercia térmica se complica, cuando se requiere conocer su valor en una región con cubierta agrícola, es decir, un suelo cubierto de vegetación, por lo que se tendrá que

modificar las ecuaciones (2.6) y (2.7), incluyendo a la vegetación como un componente más del sistema.

Con normalidad se acude a otro método de cálculo indirecta de la inercia térmica, esta consiste en resolver la ecuación general de conducción calorífica en el suelo; con esto se podrá estimar el cambio de la temperatura de la superficie terrestre, y en consecuencia la inercia térmica.

La ecuación general de conducción calorífica tiene la forma:

$$\rho c \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(k \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k \frac{\partial T}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(k \frac{\partial T}{\partial z} \right) \quad (2.8)$$

Donde

ρ , k y c son la densidad, conductividad térmica y calor específico del suelo

$T = T(x, y, z; t)$ es la temperatura del suelo a una determinada profundidad.

Suponiendo que la propagación de calor sea solo en una sola dirección (z) y el, suelo sea un medio homogéneo,

$$\frac{\partial T(z,t)}{\partial t} = \frac{\partial^2 T(z,t)}{\partial z^2} \quad (2.9)$$

Donde : $n = \frac{k}{\rho c}$ la difusividad térmica del suelo

La ecuación (2.9) se soluciona mediante condiciones contorno:

$$R_s + R_L - G - H - LE - R_e = 0 \quad (2.10)$$

Donde:

R_s : Flujo de radiación absorbida

R_L : flujo de radiación de onda larga

G : Flujo geotérmico

H : flujo de calor invertido en aumentar la temperatura

LE : flujo de evaporación

R_e : flujo de la radiación de onda larga emitida

Se suele utilizar para estos flujos las siguientes expresiones:

$$R_s = SV (1 - a)(\text{sen} \gamma \text{sen} \Phi - \cos \gamma \cos \Phi \cos \omega t) \quad (2.11)$$

$$H = \left(\frac{\rho c K^2 u (T_s - T_a)}{\ln\left(\frac{z_1}{z_0}\right)} \right)^2 \quad (2.12)$$

$$LE = \left(\frac{\rho c K^2 u (q_s - q_a)}{\ln\left(\frac{z_1}{z_0}\right)} \right)^2 \quad (2.13)$$

$$T_a = \epsilon \sigma T_s^4 \quad (2.14)$$

$$R_L = \epsilon \sigma T_a^4 (a' + b' \sqrt{q_a}) \quad (2.15)$$

Donde:

S : constante solar

γ : Declinación del sol

Φ : Latitud del lugar observado

T_a : temperatura a una altura z

u : rapidez del viento a una altura z

q_a : humedad específica a la altura z

z_c : parámetro de rugosidad

ϵ : emisividad de la superficie

ν : coeficiente de transmisividad atmosférica para la radiación solar

a : albedo

ω : rapidez angular de la tierra

ρ : Densidad

c : calor específico de la superficie

K : constante de Von Karman (0.35)

T_s : temperatura de la superficie (K)

q_s : humedad del aire en la superficie del suelo

σ : constante de Stefan-Boltzmann

a' y b' : coeficientes de la radiación atmosférica

Los diferentes modelos de cálculo de la inercia térmica por la solución de la ecuación de conducción de calor (2.9) nos proporcionan solo un valor de inercia térmica de un lugar específico donde se ha realizado la experiencia. Siendo casi imposible realizar con estos métodos el cálculo de la inercia térmica para una zona extensa.

2.2.3 Mediante la técnica de Teledetección

Para el tratamiento de zonas extensas es necesario la utilización de plataformas de medida instaladas en el espacio, pues permite la visualización global de la inercia térmica.

Con el desarrollo de la Teledetección en los últimos años se han ido elaborando diferentes algoritmos para el cálculo de la inercia térmica, basándose en medidas de sensores a bordo de plataformas, capaces de detectar la temperatura y el albedo de la superficie del suelo

(Caselles, 1986). Se puede utilizar distintos métodos para el cálculo de la inercia térmica a través de Teledección:

a. Modelo basado en la información de la amplitud y fase de la temperatura del suelo.

En este método solo existen los datos auxiliares del suelo. Este enfoque simplifica el proceso de cálculo, por tanto, se este método ha sido bastante difundido para el cálculo de la humedad del suelo.

La ecuación principal del modelo es:

$$P = (1 - a)S_0 C_t \frac{A1(\cos(\omega t_2 - \gamma_1) - \cos(\omega t_1 - \gamma_1)) \gamma_1}{\Delta T \sqrt{\omega} \sqrt{1 + \frac{1}{b} + \frac{1}{2b^2}}} = \omega t_{max} - 2m\pi \quad (2.16)$$

Donde:

A: albedo

S_0 : constante solar

b : termino sintetizado

C_t : transmitancia atmosférica en el espectro visible (0.75)

ω : rapidez angular de la tierra

γ : Angulo de fase

ΔT : diferencia de temperatura

Este modelo requiere importantes parámetros auxiliares de las observaciones en tierra. Debido a que la temperatura del suelo máximo y la temperatura del aire circundante se produjo de manera diferente con el tiempo, el modelo induce incertidumbres mediante el uso de la máxima temperatura del aire.

Debido a que los satélites de órbita polar están limitados por las veces que pasan sobre la misma área y no puede obtener observaciones constantes, sin embargo, la aparición de satélites geoestacionarios apoyaría este método y se pueden obtener muchas observaciones para la misma área de estudio en un día.

b. Método de análisis basado en fuentes de energía.

La fuente de energía directa de la inercia térmica es el flujo de calor del suelo en lugar de la radiación neta, se desarrolló un método de diferencia de temperatura superficial entre la puesta y la salida del sol para estimar la inercia térmica. Si el flujo de calor latente y el flujo de calor sensible son cero y la radiación neta permanece constante en noches claras sin viento, se puede utilizar la siguiente formula:

$$(C_h \sqrt{D_h})_r = \frac{2|\overline{R_n}| \sqrt{\Delta t}}{\Delta T_s \sqrt{\pi}} \quad (2.17)$$

Donde:

$|\overline{R_n}|$: Flujo de radiación neto promedio entre la puesta y la salida del sol ($W \cdot m^{-2}$)

Δt : intervalo de tiempo

ΔT_s : es la disminución de la temperatura de la superficie terrestre entre la puesta y la salida del sol (C)

C_h : la capacidad calorífica del suelo ($MJ \cdot m^{-2} \cdot K^{-1}$)

D_h : es la difusividad térmica ($m^2 \cdot s^{-1}$)

Este método es relativamente simple y confiable, sin embargo, debido a las duras condiciones aplicables rara vez se ha utilizado. En primer lugar, este método requiere un día claro y sin viento con radiación neta constante. Estas condiciones son generalmente difíciles de satisfacer. Además, es difícil garantizar la calidad de la imagen por la noche, lo que da como resultado una estimación incorrecta.

c. Métodos de Teledetección combinados con parámetros físicos del suelo

Se puede establecer una relación con la humedad del suelo con base en la definición de inercia térmica si las características del suelo y los datos de sensores remotos están disponibles para estimar la inercia térmica. Se usa un modelo que considera la composición sólida del suelo, como la composición y la densidad.

La ecuación principal se calcula de la siguiente manera:

$$P = P_{dry} + (P_{sat} - P_{dry})K_p \quad (2.18)$$

$$K_p = \exp\left(\gamma(1 - S_r^{\gamma-\delta})\right) \quad (2.19)$$

Donde:

P_{dry} : inercia térmica de suelo seco

P_{sat} : inercia térmica de suelo húmedo

K_p : función de corrección de Kersten

γ y δ : son los parámetros dependientes de la textura del suelo

S_r : es el grado de saturación.

d. Modelo analítico físico

En la investigación geofísica, las propiedades térmicas del suelo y la humedad del suelo muestran ciertas relaciones. Las primeras ecuaciones analíticas físicas propuestas de inercia térmica con datos de teledetección fueron usadas para calcular la humedad de la superficie terrestre (Zhang et al., 2016). La humedad de la superficie terrestre se estima utilizando varios elementos meteorológicos, el perfil de humedad del suelo y la información de teledetección. Además, se propusieron diferentes enfoques para resolver la ecuación de flujo de calor unidimensional, e integrar datos de sensores remotos para estimar la inercia térmica para grandes regiones.

Muchos modelos de inercia térmica han tratado las características térmicas de la roca y el suelo como un modelo simplificado de una función lineal de la temperatura. Sin embargo, se considera que esta relación no es lineal e incluye factores como los efectos de las heladas nocturnas. Cuando se combina con datos de microondas para resolver la inercia térmica en áreas con vegetación y validar mediciones in situ, los resultados obtenidos eran razonables.

2.3 Inercia térmica aparente (ATI)

La inercia térmica del suelo no se puede medir directamente mediante técnicas de teledetección, debido a que esta propiedad tiene una dependencia de la conductividad térmica, la capacidad calorífica y la densidad del suelo, las cuales no son observables directamente desde satélites. En consecuencia, se requiere un modelo de inercia térmica de detección remota para estimarla de manera precisa (Ma et al., 2013).

Price (1985) presentó un método para estimar la inercia térmica aparente utilizando imágenes de infrarrojo térmico obtenido a través de satélites, su trabajo permitió interpretar la inercia térmica aparente en términos de las propiedades físicas de la superficie, como la humedad del suelo y la cobertura vegetal. Price aplicó el método a diferentes tipos de terrenos y mostró como la inercia térmica aparente varía según la textura y la humedad del suelo, así como la cobertura del terreno.

La ATI, en este contexto, se refiere a la resistencia de una superficie terrestre a los cambios de temperatura, es una aproximación básica a la inercia térmica, que requiere únicamente el albedo de la superficie terrestre y un par de temperaturas de la superficie de día y de noche. Inicialmente se descubrió que la inercia térmica aparente era de uso limitado en áreas con fuerte evapotranspiración, pues las superficies húmedas permiten una considerable evaporación y/o transpiración durante el día, reduciendo así las temperaturas de la superficie durante el día a través del enfriamiento por evaporación e introduciendo errores. Sin embargo, la inercia térmica aparente desde hace varios años atrás recibió un gran interés debido a su eficacia y aplicaciones en el monitoreo ambiental, agricultura, hidrología y climatología. Este enfoque sigue siendo relevante y utilizado en teledetección.

La ATI es, por tanto, una medida de aumento de temperatura causado por la proporción de energía radiante que es absorbida por la superficie terrestre (Van doninck et al., 2011). Con base en lo mencionados anteriormente Price (1985) propuso utilizar para estimar la ATI la siguiente ecuación:

$$ATI = 1000\pi \frac{(1-\alpha)c_1}{T(1:30 \text{ p.m.})-T(2:30 \text{ a.m.})} \quad (2.20)$$

Donde:

$$c_1 = (1/\pi) [sen\gamma sen\phi(1 - tan^2\gamma tan^2\phi)^{1/2} + xcos\gamma cos\phi]$$

$$x = cos^{-1}(-tan\gamma tan\phi)$$

γ : declinación solar

ϕ : latitud del punto observado

1000π : se utiliza para hacer que el rango de ATI sea de 0 a 255

T : es la temperatura de la superficie terrestre

α : es el albedo

Por lo tanto, ATI incorpora parcialmente la dependencia funcional del albedo, la diferencia de temperatura entre el día y la noche, la latitud del punto de interés y la declinación solar, ya que estos factores influyen en la estimación de la inercia térmica.

Minacapilli et al. (2012) y Wang et al. (2009), consideraron que sobre el área la energía solar sea uniforme, entonces la ecuación simplificada de ATI es de la siguiente forma:

$$ATI = \frac{(1-\alpha)}{T(1:30 \text{ p.m.})-T(2:30 \text{ a.m.})} \quad (2.21)$$

Donde:

ATI esta medida en K^{-1}

2.4 Teledetección

A lo largo de la historia, el ser humano ha trabajado constantemente para comprender el entorno que lo rodea. Este esfuerzo ha llevado al desarrollo de diversas técnicas y la acumulación de conocimientos, lo que a su vez ha posibilitado la exploración del espacio aéreo y ha mejorado significativamente la capacidad de observar la naturaleza. Durante el crecimiento tecnológico nace la detección remota vocablo que deriva del francés “télédétection”, traducción que en 1967 al término anglo “remote sensing” o percepción remota (Sobrino, 2000). Significa “adquisición de información sobre un objeto a distancia, esto es, sin que exista contacto material entre el objeto o sistema observado y el observador”. La teledetección puede compararse con la visión humana, un sistema sofisticado, pero con limitaciones. Por ejemplo, la sensibilidad espectral del ojo humano está restringida al espectro visible, lo que impide la percepción directa de otras formas de energía, como la térmica. Para superar esta limitación, se han desarrollado sistemas que actúan como "ojos artificiales" capaces de ampliar nuestro rango de observación. Además, el campo visual humano está limitado por la altura del observador, dificultando la detección de fenómenos de gran escala, como inundaciones o incendios. Estas restricciones se han resuelto mediante sensores colocados en plataformas elevadas, lo que permite observar espectros no visibles (como infrarrojo, ultravioleta y microondas) y obtener una perspectiva panorámica y vertical. Este avance tecnológico ha ampliado considerablemente nuestra comprensión del entorno y facilita la apreciación de los procesos que afectan al planeta (Chuvienco, 1995).

La teledetección se basa en la interacción entre una fuente de energía, como la electromagnética, y el medio observado. Esta energía es captada por un sistema receptor que registra, almacena e interpreta las señales recibidas. El principal desafío de esta técnica radica en transformar los datos captados por los sensores en una magnitud física comprensible.

Un sistema de detección remota espacial consta de varios elementos: una fuente de energía, la superficie terrestre, el sensor, un sistema de recepción y comercialización, el intérprete de datos y el usuario final. Actualmente, la detección remota es una herramienta fundamental para obtener datos actualizados y mejorar nuestra comprensión del medio ambiente.

2.4.1 Aplicaciones y ventajas

Las metodologías tradicionales exponen datos solo puntuales, la detección remota en cambio con sensores a bordo de plataformas cubren la totalidad del planeta tierra y muestra datos sobre zonas de difícil acceso y remotas, así mismo acumula información de grandes extensiones y casi instantáneamente.

La disponibilidad temporal de los datos proporcionados por los satélites facilita el análisis de fenómenos dinámicos, como los relacionados con el océano y la atmósfera. Además, la homogeneidad de estos datos los hace ideales para estudios y análisis a gran escala, en contraste con los datos recolectados en el terreno, que frecuentemente provienen de sistemas de medición diversos y, por ende, no siempre son comparables. En general, la mayoría de los datos satelitales se presentan al usuario en formato digital, lo que simplifica significativamente su procesamiento y análisis.

Los sensores remotos otorgan datos sobre la superficie terrestre que son de utilidad para especialistas en diferentes materias (hidrólogos, meteorólogos, geólogos, cartógrafos, etc.). Los mismos datos se puede utilizar para diversas aplicaciones, por distintos usuarios por tanto abarata los costos de estudio.

2.4.2 Resolución de imágenes de satélite

La calidad de la información capturada por los sensores satelitales es crucial para obtener datos precisos sobre los fenómenos estudiados. Esta calidad tiene una dependencia de los componentes del sensor, que le otorgan características particulares para registrar y analizar información detallada. Estas características se conocen como la resolución del sensor (Sobrino, 2000), cuyo conocimiento es esencial para seleccionar el sensor más adecuado según el objetivo del estudio.

a. Resolución espacial

La resolución espacial se refiere a la distancia sobre el terreno observada, equivalente al tamaño de la unidad mínima de imagen con información disponible (Chubieco, 2008). Este valor se calcula mediante la ecuación:

$$d = 2H \tan\left(\frac{IFOV}{2}\right) \quad (2.22)$$

Donde:

d: el tamaño del píxel.

H: es la distancia del sensor al suelo.

IFOV: (campo de visión instantánea) es la sección angular (se mide en radianes) es observada en un momento dado.

La resolución espacial de un sensor depende de factores como la altura orbital, la velocidad de exploración y el número de detectores. Por ejemplo, los sensores en satélites meteorológicos de órbita geoestacionaria (Meteosat, GOES, GMS) suelen tener menor resolución espacial, con píxeles de hasta 5 km de lado (Chubieco, 2008)

b. Resolución espectral

Esta resolución se relaciona con el número y el ancho de las bandas espectrales captadas por el sensor. Un mayor número de bandas permite una mejor caracterización de la superficie observada, mientras que bandas más estrechas ofrecen datos más específicos. Por el contrario, bandas muy amplias promedian la información y pueden no representar adecuadamente el objeto observado (Chubieco, 2008).

c. Resolución radiométrica

La resolución radiométrica mide la sensibilidad del sensor para detectar variaciones en la radiancia espectral recibida. En sistemas fotográficos, se expresa como el número de niveles de gris visibles en la imagen. En los sistemas digitales, la resolución radiométrica se identifica con

el rango de valores posibles almacenados por el sensor, definido por el número de bits necesarios para representar cada valor. Este tipo de resolución es esencial para interpretar imágenes, especialmente en análisis digitales (Chuvieco, 2008).

d. Resolución temporal

La resolución temporal indica la frecuencia con la que el sensor adquiere imágenes de la misma área del suelo. Este ciclo depende de las características orbitales de la plataforma, como la altura, velocidad e inclinación, así como del diseño del sensor, principalmente su ángulo de observación y abertura (Chuvieco, 2008)

2.5 Satélites artificiales y sensores

2.5.1 Satélite Terra

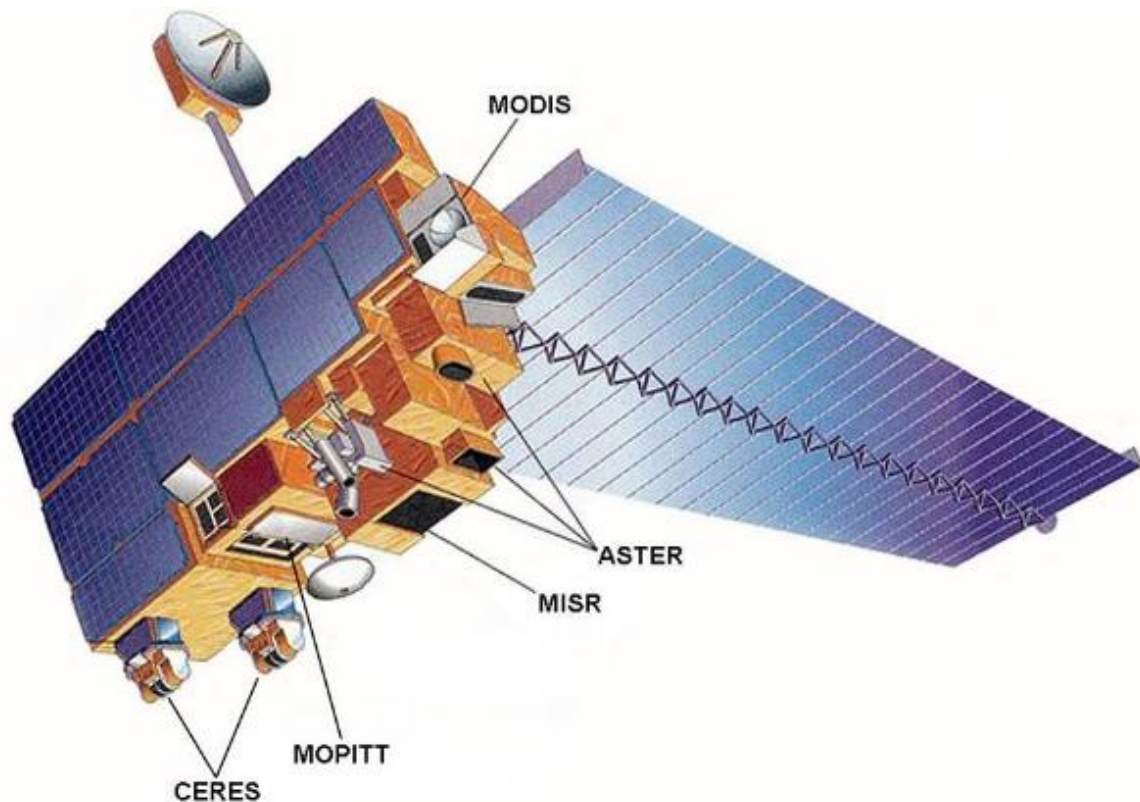
El satélite TERRA, representado en la Figura 2.1, es el resultado de una colaboración interdisciplinaria y multinacional que incluye a Canadá, Estados Unidos y Japón (Mas, 2011). Este satélite es administrado por la NASA y gestionado por la agencia GFSC. Lanzado en diciembre de 1999, comenzó a recopilar datos científicos el 24 de febrero del 2000. Su propósito es apoyar investigaciones destinadas a comprender la complejidad del planeta Tierra.

Como parte del Sistema de Observación Terrestre (EOS), TERRA contribuye al estudio del clima y los cambios ambientales. Está equipado con cinco sensores principales: MODIS, CERES y MISR, desarrollados en USA; ASTER, diseñado en Japón; y MOPITT, constituido en Canadá. Estos instrumentos permiten observar diversos componentes del sistema terrestre, como la atmósfera, los océanos, la nieve, el hielo terrestre y el balance energético.

TERRA sigue una órbita helio-sincrónica y cuasi-polar, y tiene una inclinación de 98.2°. Su trayectoria está programada para cruzar de norte a sur pasando el ecuador a las 10:30 de la mañana en su órbita descendente.

Figura 2.1

Satélite artificial Terra



Fuente: <https://www.tiempo.com/ram/el-satelite-terra-cumple-20-anos.html>

2.5.2 Satélite Aqua

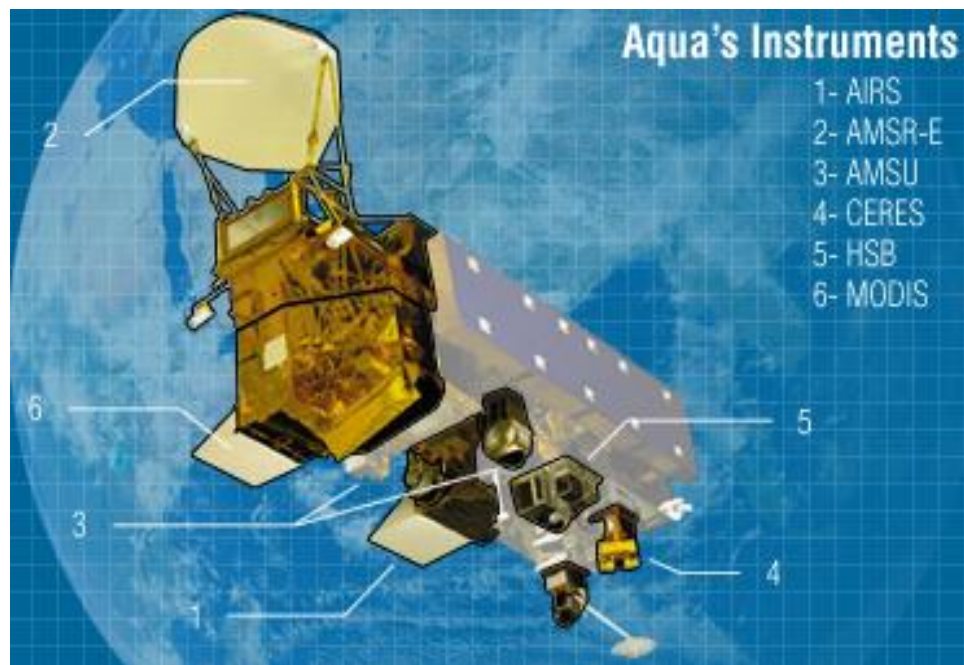
El satélite Aqua, representado en la Figura 2.2, es una misión desarrollada por la NASA en colaboración con la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA). Fue lanzado el 2002 y sigue una órbita cuasipolar, helio-sincrónica, y una altitud promedio de 705 km y su inclinación es de 98°. Su trayectoria le permite cruzar de sur a norte pasando por el ecuador a las 1:30 de la tarde.

Aqua está equipado con seis sensores principales: HAB, AMSR-E, AIRS, AMSU-A, MODIS y CERES. Estos instrumentos recopilan datos sobre los ciclos del agua en la Tierra, incluyendo el vapor de agua atmosférico, la evaporación oceánica, las nubes, las precipitaciones, el hielo oceánico, la humedad del suelo, la cubierta de nieve y el hielo terrestre. Adicionalmente,

estos sensores miden otras variables como aerosoles, flujos radiactivos de energía, fitoplancton, vegetación terrestre, materia orgánica disuelta en los mares y el aire, así como las temperaturas del aire, la tierra y el agua. Esta misión forma parte del Sistema de Observación Terrestre (EOS) (Mas, 2011).

Figura 2.2

Satélite artificial Aqua



Fuente: <https://www.tiempo.com/ram/el-satelite-terra-cumple-20-anos.html>

2.5.3 Sensor MODIS

MODIS es un sensor que está presente en los satélites Terra (EOS-AM) y Aqua (EOS-PM), lanzado en mayo de 2002. Ambos satélites tienen la capacidad de monitorear toda la superficie del suelo cada uno o dos días, dependiendo de su latitud.

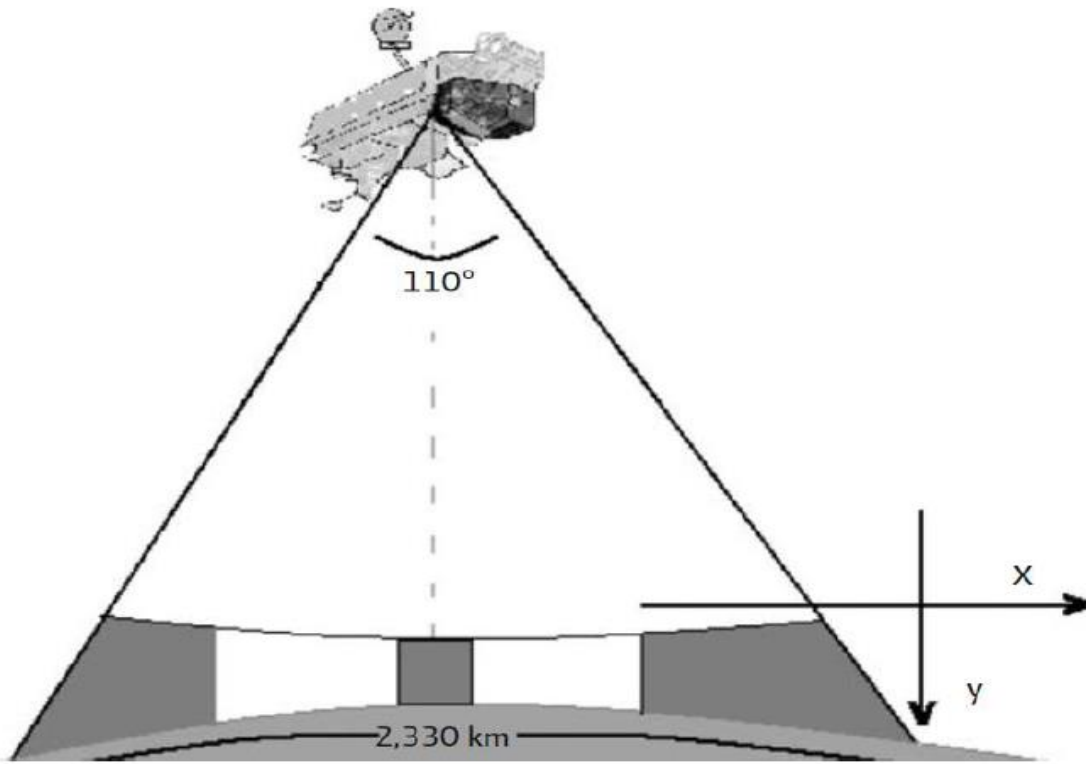
MODIS cuenta con una gran sensibilidad para medir radiación (12 bits) y opera en unas 36 bandas espectrales, cubriendo un rango de longitudes de onda desde $0.4 \mu\text{m}$ hasta $14.4 \mu\text{m}$ (ver Tablas 2.2 y 2.3). Las primeras 19 bandas se ubican en el espectro entre $0.405 \mu\text{m}$ y $2.155 \mu\text{m}$: las bandas de la 1 a la 7 son útiles para estudios terrestres, las bandas de la 8 a la 16 están

destinadas a observaciones de océanos y las bandas de la 17 a la 19 se utilizan para las mediciones atmosféricas. Las bandas 20 al 36 abarcan la porción del espectro correspondiente al infrarrojo térmico (3.660-14.385 nm). En términos de resolución espacial, dos bandas tienen una resolución de 250 m en el nadir, las cinco bandas alcanzan los 500 m y las demás 29 bandas operan a una resolución de 1 km. Esta alta calidad geométrica admite un monitoreo preciso de los cambios en la superficie terrestre.

MODIS funciona como un escáner de barrido. Utiliza un espejo móvil que oscila perpendicularmente en la dirección de la órbita con un ángulo de $\pm 55^\circ$, lo que permite observar franjas de tierra a ambos lados de la marcha del satélite. Estas franjas tienen un ancho de 2,330 km (ver Figura 2.3). Su sistema óptico incluye un telescopio con dos espejos fuera del eje focal que dirigen la radiación hacia cuatro sistemas ópticos reflectantes, uno para cada región espectral: visible, infrarrojo cercano, infrarrojo medio e infrarrojo térmico. Para las bandas visibles y de infrarrojo cercano, utiliza fotodiodos de silicio de última generación, mientras que para las bandas de infrarrojo térmico emplea detectores de Mercurio-Cadmio de telurio.

Figura 2.3

Ángulo de visión del sensor MODIS



Fuente: Mas, 2011

Tabla 2.2*Especificaciones generales del sensor MODIS*

Orbita	Altura: 708 km (Terra) y 705 km (Aqua), cruzando por el ecuador a las 10:30 am descendente (Terra) y a la 1:30 pm; ascendente (Aqua), Heliosincrona, casi polar, circular
Tasa de escaneo	20.3 RPM, perpendicular a la orbita
Dimensiones de la franja escaneada	2.330 km (perpendicular) por 10 k m(a lo largo de la órbita, al nadir)
Telescopio	17.78 cm diámetro con planes de desvío intermediarios
Tamaño	1.0 x 1.6 x 1.0 m
Peso	228.7 kg
Poder	162.5 W (promedio)
Tasa de transferencia de datos	10.6 Mbps (pico); 6.1 mbps (promedio orbital)
Codificación	12 bits
Resolución espacial	250 m (bandas 1-2) 500 m (bandas 3-7) 1000 m (bandas 8-36)
Vida útil	6 años

Tabla 2.3*Características de las bandas espectrales*

Uso principal	Banda	Ancho de banda ¹	Radiancia espectral ²	SNR ³
Límites de tierra/Nubes/aerosoles	1	620-670	21.8	128
	2	841-876	24.7	201
Propiedades de Tierra/nubes/aerosoles	3	459-479	35.3	243
	4	545-565	29.0	228
	5	1230-1250	5.4	74
	6	1628-1652	7.3	275
	7	2105-2155	1.0	110
Color del océano/ fitoplancton /biogeoquímica	8	405-420	44.9	880
	9	438-448	41.9	838
	10	483-493	32.1	802
	11	526-536	27.9	754
	12	546-556	21.0	750
	13	662-672	9.5	910
	14	673-683	8.7	1087
	15	743-753	10.2	586
Vapor de agua atmosférico	16	862-877	6.2	516
	17	890-920	10.0	167
	18	931-941	3.6	54
Temperatura de superficie/nubes	19	915-965	15.0	250
	20	3.929-3.840	0.45(300K)	0.05*
Temperatura atmosférica	21	3.929-3.989	2.38(335k)	2.00*
	22	3.929-3.989	0.67(300k)	0.07*
	23	4.020-4.080	0.79(300k)	0.07*
	24	4.433-4.498	0.17(250k)	0.25*
Vapor de agua de nubes Cirrus	25	4.482-4.549	0.59(275k)	0.25*
	26	1.360-1.390	6.00	150
Propiedades de las nubes	27	6.535-6.895	1.16(240k)	0.25*
	28	7.175-7.475	2.18(250k)	0.25*
	29	8.400-8.700	9.58(300k)	0.05*
Ozono	30	9.480-9.880	3.69(250k)	0.25*
Temperatura de la superficie/nubes	31	0.780-11.280	9.55(300k)	0.05*
	32	11.770-12.270	8.94(300k)	0.05*
Altura de las nubes	33	13.185-13.485	4.52(260k)	0.25*
	34	13.485-13.785	3.76(250k)	0.25*
	35	13.785-14.085	3.11(240k)	0.25*
	36	14.085-14.385	2.08(220k)	0.35*

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

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

³ SNR=radio de señal-ruido.

2.5.4 Componentes del sensor MODIS

a. Mainframe

El Mainframe, conocido también como el componente estructural principal, esencial para el soporte del instrumento MODIS, ya que sostiene un peso total de 185 kg. La integridad estructural de este componente es crucial debido a la necesidad de ajustar la orientación periódicamente para observar la luna, el sol, el espacio profundo o para desarrollar maniobras que modifican la ubicación de la fuerza gravitacional sobre el Mainframe.

b. Espejo de escaneo

Dentro de los elementos fundamentales del instrumento MODIS se encuentra el espejo de escaneo, cuya función principal es redirigir la luz que se refleja en la superficie terrestre hacia el plano focal. Para asegurar la calidad y precisión de los datos obtenidos, es imprescindible que ambas superficies del espejo no presenten imperfecciones y mantengan una similitud casi exacta. Con ese propósito, los ingenieros responsables del diseño consideraron una serie de aspectos, como el tipo de materiales empleados, los tratamientos reflectantes aplicados, así como la solidez de la estructura del espejo y su peso.

c. Refrigerador de radiación pasiva

El sistema de refrigeración por radiación pasiva ha sido desarrollado con el propósito de reducir la temperatura del plano focal hasta los 83K, mientras disipa una potencia de 136 mW. Este equipo, con un peso de 11 kilogramos, está fabricado con una combinación de materiales como aluminio, Kel-F, magnesio, invar, acero inoxidable y aislantes térmicos de vidrio-epoxi. Su operación se divide en tres fases: una fase fría, donde sin carga térmica puede alcanzar los 74K; una fase intermedia con una temperatura constante de 130K; y una fase inicial que llega a los 230K.

d. Conjuntos de plano focal (FPAs)

Los conjuntos del plano focal (FPAs) han sido configurados para operar con 36 bandas espectrales, organizadas en cuatro grupos principales: Visible (VIS), Infrarrojo Cercano (NIR),

Infrarrojo de Onda Corta y Media (SWIR/MWIR), e Infrarrojo de Onda Larga (LWIR). Cada uno de estos FPAs dirige la luz hacia una zona específica del detector de píxeles, cuyos tamaños oscilan entre 135 μm y 540 μm . Gracias a la diversidad y al número de estos detectores, los datos obtenidos por MODIS alcanzan un alto nivel de detalle, ya que la señal captada por cada píxel varía de acuerdo con el tipo de radiación que recibe.

e. Conjunto de puertas

Cada instrumento MODIS cuenta con tres compuertas cuya función principal es proteger sus partes internas frente a posibles contaminantes y daños, además de, en ciertos casos, colaborar con los mecanismos de autocalibración del sistema. La compuerta orientada hacia la Tierra resguarda la abertura que apunta a la superficie terrestre. Usualmente se mantiene abierta, lo que ayuda a minimizar la contaminación óptica en los datos recolectados. Cuando esta se cierra, bloquea la entrada de información, activando el modo seguro del dispositivo. Para optimizar su desempeño, su cara interna está pintada de negro, lo que reduce la dispersión de luz, mientras que la externa es blanca para controlar la temperatura del instrumento.

En cuanto a la compuerta solar, esta protege la abertura que mira hacia el Sol. Se complementa con una pantalla óptica de funcionamiento independiente, encargada de controlar la cantidad de energía solar que llega al difusor. Ambas, tanto la puerta como la pantalla, pueden operar juntas, abriéndose o cerrándose al mismo tiempo, o de manera parcial, manteniendo la puerta abierta mientras la pantalla permanece cerrada. Esta última configuración es la más frecuente, ya que permite un equilibrio entre la calibración del sistema y la prevención de contaminación.

Finalmente, la compuerta dirigida al espacio profundo cubre la abertura que apunta hacia el cosmos. Su objetivo principal es doble: evitar que agentes contaminantes ingresen y proteger al sistema de refrigeración de la radiación proveniente de cuerpos celestes. El interior de esta puerta está diseñado para limitar cualquier interferencia que afecte al refrigerador en la etapa intermedia, asegurando además que otras fuentes de radiación no distorsionen los datos. La superficie exterior, pintada de blanco, cumple una función de regulación térmica, contribuyendo al mantenimiento del equilibrio de temperatura del equipo.

2.5.5 Identificación de productos MODIS

Los archivos de productos MODIS utilizan un sistema de nombres definido por la NASA, en el cual cada segmento del nombre del archivo brinda detalles específicos sobre la plataforma utilizada, la clase de producto, la fecha de adquisición, la versión del producto y su localización geográfica.

Por ejemplo

MOD14.A2007364.1805.005.2009047020343.HDF

1. Las primeras tres letras del nombre del archivo indican la plataforma utilizada, en este caso “MOD”
2. A continuación, tras la letra "A", se encuentra la fecha de captura de los datos, expresada en año y día juliano.
3. En los productos por gránulos (nivel 2), se incluye también la hora exacta del inicio de la recolección, detallando horas y minutos
4. Luego, se especifica la versión o colección del procesamiento de los datos
5. Incluye la fecha en la que se procesó el archivo, detallada por año, día juliano, hora, minutos y segundos

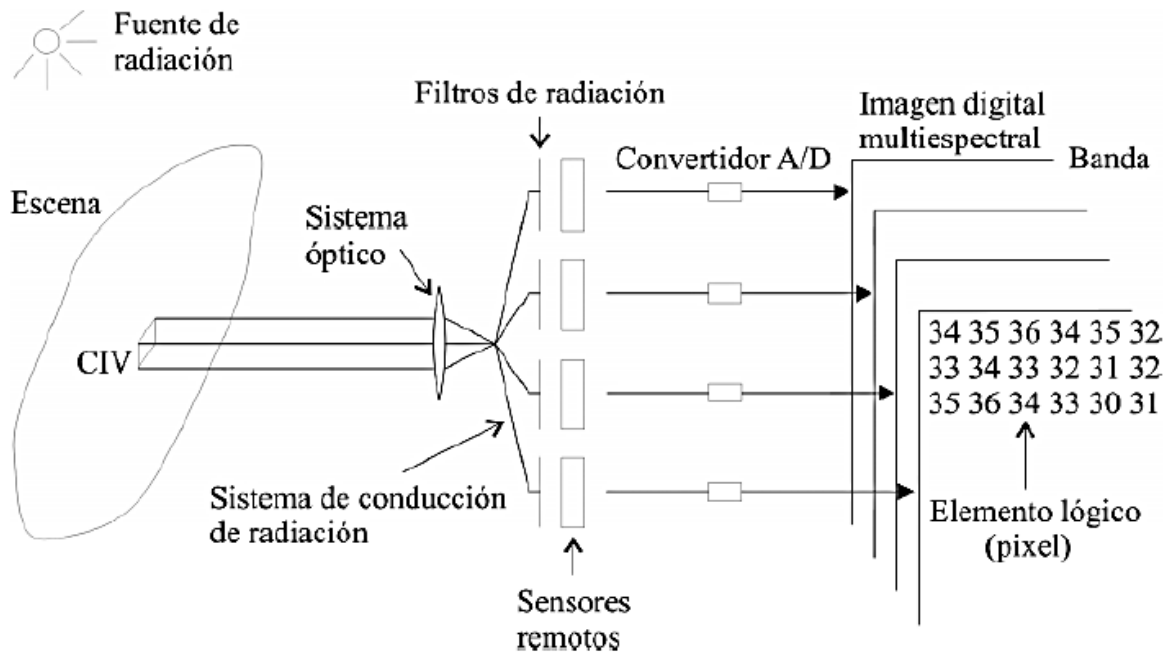
2.5.6 Creación de una imagen digital

En la Figura 2.4 ilustra cómo se genera una imagen digital a partir de una escena. El proceso comienza con la interacción entre la escena y el sistema físico (óptico), activada por una fuente de energía electromagnética, que en este caso es el sol. La radiación reflejada por la superficie atraviesa una serie de filtros integrados en el sistema, los cuales clasifican la señal y la dirigen hacia los sensores correspondientes. Estos sensores tienen la tarea de transformar la radiación electromagnética recibida en señales de voltaje, que luego son convertidas a valores numéricos mediante un convertidor analógico-digital. Este convertidor traduce la señal a una escala digital, comúnmente de 0 a 255, correspondiente a 256 niveles distintos, cada uno

representado por un byte de 8 bits en una computadora. Como cada sensor responde a una porción específica del espectro electromagnético, se obtienen múltiples bandas espectrales. En el caso de la banda 4, cada banda está formada por píxeles, que constituyen las unidades más pequeñas de información en una imagen digital.

Figura 2.4

Proceso de digitalización de una imagen



Fuente: Chávez, 2010

2.6 Temperatura de la Superficie Terrestre (LST)

La temperatura de la superficie terrestre (LST, por sus siglas en inglés) suele obtenerse a través de mediciones horarias realizadas en estaciones meteorológicas ubicadas en puntos específicos. Estos registros son corregidos y luego extrapolados para estimar condiciones en zonas más amplias. No obstante, factores locales como la cobertura del suelo, las características del relieve o la latitud pueden generar variaciones térmicas incluso dentro de una misma región geográfica en un mismo instante (Morales, 2015).

Para superar esta limitación, se pueden utilizar imágenes satelitales del producto MOD11 del sensor MODIS, las cuales, gracias a su elevada resolución espectral y temporal, además de ser de acceso gratuito, resultan muy útiles para monitorear la LST en territorios remotos o de difícil acceso. Este método permite generar mapas que reflejan la variabilidad espacial de la temperatura en diferentes áreas.

La incorporación de bandas térmicas captadas por sensores satelitales ha representado un gran avance en la estimación de la temperatura superficial, optimizando el aprovechamiento de los datos puntuales proporcionados por las estaciones meteorológicas. En este sentido, los productos MOD11 de MODIS ofrecen mediciones diarias tanto de la temperatura como de la emisividad de la superficie, disponibles para el día y la noche (MOD11A1), así como promedios de ocho días (MOD11A2), con una resolución espacial de 1 kilómetro.

2.7 Albedo

El albedo se define como la relación entre el flujo radiativo ascendente y descendente en la superficie. Específicamente, indica la fracción de la radiación solar que reflejada por una superficie en comparación con la cantidad que es absorbida. En el contexto de los sensores satelitales como el sensor MODIS, el flujo radiativo descendente se puede escribir como la suma de un componente directo y un componente difuso. El albedo del cielo negro (BSA) se define como el albedo en ausencia de un componente difuso, es decir, sin considerar la difusión de la luz en la atmósfera, solo se tiene en cuenta la radiación solar directa que llega a la superficie sin ninguna dispersión atmosférica y es una función del ángulo cenital solar. El albedo de cielo blanco (WSA) se define como albedo en ausencia de un componente directo cuando el componente difuso es isotrópico, es decir, toda la luz que llega a la superficie ha sido dispersada por la atmósfera, lo que proporciona una estimación más realista de cómo se comporta la luz en condiciones atmosféricas normales. El albedo del cielo negro es una medida teórica sin influencia atmosférica, mientras que el albedo a cielo blanco incluye efectos de la dispersión atmosférica. El albedo real o "albedo del cielo azul", es un valor que se interpola entre estos dos como una función de la fracción de luz difusa del cielo (se puede estimar como una suma de BSA y WSA ponderada por las proporciones de las radiaciones solares directas y difusas que llegan al suelo). La suposición subyacente de una distribución isotrópica de la claraboya difusa

es aproximada, pero evita el gasto de un cálculo exacto mientras captura la mayor parte del fenómeno. Sin embargo, para ángulos grandes y superficies brillantes es más apropiado usar la expresión anisotrópica completa.

Los datos de imágenes del albedo son adquiridas por el sensor MODIS. El conjunto de datos del modelo albedo de la versión 6 del espectrorradiómetro de imágenes de resolución moderada (MODIS) MCD43A3 se produce diariamente de datos de los satélites Terra y Aqua MODIS a una resolución de 500 metros. Los datos se ponderan temporalmente al noveno día de los 16 días, que se refleja en la fecha juliana en el nombre del archivo.

CAPITULO 3

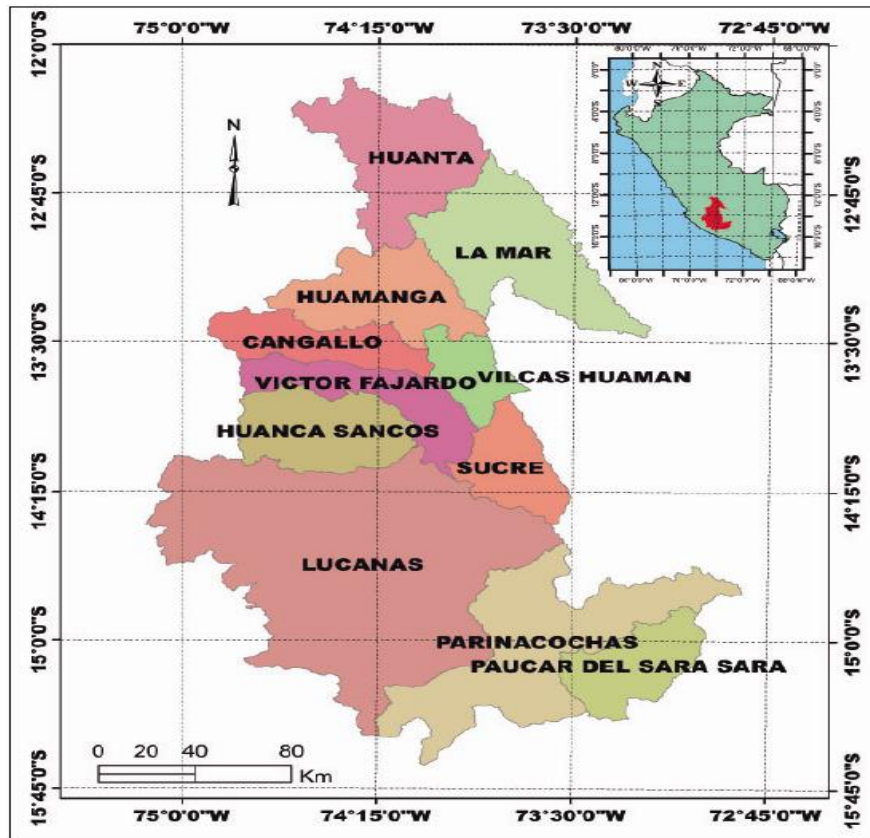
AREA DE ESTUDIO, DATOS Y MÉTODO

3.1 Ubicación del área de estudio

La región de Ayacucho, localizado en la región andina central del Perú a una altitud de 2761 m.s.n.m., se encuentra delimitado entre $13^{\circ}9'26''$ latitud sur y $74^{\circ}13'22''$ longitud oeste como se muestra en la Figura 3.1. Este territorio está compuesto por 11 provincias y 111 distritos, con una extensión de 43,814.80 km². Además, al 30 de junio del año 2000, su población fue estimada en 527,480 habitantes. (*Banco central de reserva del Perú Sucursal Huancayo*, 2015).

Figura 3.1

Mapa de los límites y ubicación del área de estudio



Fuente: Torres, 2015.

3.1.1 Límites y Superficie de la Región Ayacucho

La región Ayacucho ocupa un área total de 43815km^2 , equivale al 3.4 por ciento del territorio nacional (BCR, 2015), limita políticamente con las siguientes regiones: por el norte limita con el departamento de Junín y Cusco, separados por el río Apurímac; por el este con el departamento de Apurímac; por el sur con Ica y Arequipa y por el oeste con Huancavelica (Figura 3.2).

Figura 3.2

Limite político del departamento de Ayacucho y su delimitación con sus 11 provincias



Fuente: INEI, 2013.

3.1.2 Clima

El departamento de Ayacucho, atravesado de sur a norte por la Cordillera de los Andes, presenta una amplia diversidad climática influenciada por su latitud y altitud. Esta variabilidad incluye áreas áridas como Huamanga, regiones húmedas como el lado izquierdo del río Apurímac, y zonas con características de selva alta (Gobierno Regional de Ayacucho, 2005).

La humedad relativa en Ayacucho suele ser moderada o baja, con un acumulado anual de precipitaciones que alcanza aproximadamente 553,7 mm, lo que corresponde a una precipitación media adecuada. Sin embargo, existen áreas específicas, como Huanta y La Mar, donde se presentan concentraciones mayores de lluvia que impactan en los ciclos vitales de las plantas. En términos generales, la atmósfera es seca, lo que genera un calentamiento del suelo y del aire, favoreciendo la formación de corrientes convectivas ascendentes. Estas corrientes pueden solidificar las gotas de agua y originar eventos meteorológicos adversos, como granizadas que dañan cultivos o heladas que afectan las plantaciones (Banco Central de Reserva del Perú, Sucursal Huancayo, 2015).

En ciertos meses, las precipitaciones intensas contribuyen a una marcada erosión en tierras de ladera y pendientes, transportando suelo cultivable hacia los ríos. Este proceso reduce la productividad agrícola de la región (INEI, 2013).

3.1.3 Topografía

La región de Ayacucho se caracteriza por una topografía heterogénea y una amplia cantidad de pisos ecológicos que configuran un paisaje variado y atractivo, compuesto por picos, nevados, planicies, quebradas, valles interandinos y zonas de ceja de selva, lo que la hace ideal para el ecoturismo (INEI, 2013).

La Cordillera Central, que se extiende de sur a norte a lo largo del departamento, da lugar a diversas regiones ecológicas y fisiográficas. Entre ellas se encuentran llanuras en las provincias de Lucanas y Parinacochas, grandes áreas de pastos naturales como las de Pampa Cangallo y Huancasancos, valles interandinos en las provincias de Cangallo, Víctor Fajardo, Huanta y La

Mar, y zonas de ceja de selva en el noreste de Huanta y La Mar (Gobierno Regional de Ayacucho, 2005).

Sin embargo, el relieve de Ayacucho es bastante accidentado, caracterizado por pequeños valles y dividido por dos cordilleras principales que configuran distintas unidades orográficas. Al noreste predominan áreas selváticas y tropicales; en el sur se extienden altiplanicies, mientras que la región central está dominada por la escarpada serranía. Este conjunto de características refleja la transición del territorio entre las regiones de sierra y selva.

3.1.4 Hidrografía

La geografía acuática de Ayacucho se compone de dos vertientes principales: la que desemboca en el Pacífico y la que lo hace en el Atlántico. Esta vasta red incluye ocho cuencas fluviales de gran tamaño: Pampas, Mantaro, Apurímac, Ocoña, Río Grande, Yauca, Acarí y Chala. Además, se encuentra una intercuenca, la de Santa Lucía, y tres cuencas de menor envergadura: Ene, Caravelí y Chaparra.

Las cuencas que drenan hacia la vertiente del Atlántico abarcan la mayor parte del territorio departamental, con un 57.3% de la extensión total, mientras que las pertenecientes a la vertiente del Pacífico comprenden el 42.69% (Gobierno Regional de Ayacucho, 2012).

Entre las cuencas más significativas, la del río Pampas destaca como la de mayor relevancia en el departamento, siendo tributaria de la vertiente del Atlántico. Por otro lado, la cuenca del río Ocoña, que drena hacia la vertiente del Pacífico, ocupa el segundo lugar en importancia después de la cuenca del río Pampas.

3.1.5 Actividades

En la región de Ayacucho, el panorama económico se caracteriza por la fuerte influencia de sectores como la agricultura, la ganadería, la edificación y el comercio. Estas actividades, en su conjunto, generaron el 74,1% del valor agregado bruto (VAB) regional en el año 2010, según datos registrados en la Tabla 3.1.

Según el Instituto Nacional de Estadística e Informática (INEI), en su informe del año 2010, la estructura productiva de Ayacucho contribuyó con el 1,0% del VAB a nivel nacional (Gobierno regional de Ayacucho, 2014).

El sector primario, enfocado en la extracción de recursos, aportó un 27,8% al VAB regional, seguido de cerca por la minería, que representó el 11% del mismo. Dentro de esta última, se destaca la producción de minerales polimetálicos como oro, plata, zinc, plomo y cobre, siendo el oro y la plata los que más contribuyeron al VAB sectorial, con un 39,9% y un 38,9% respectivamente.

Tabla 3.1

Principales actividades, valor agregado bruto 2014 (miles de nuevos soles)

Actividades	VAB	Estructura %	Crecimiento promedio anual 2008-2014
Agricultura, Ganadería, Caza	747 829	14,6	3,9
Pesca y Agricultura	586	0,0	12,3
Extracción de Petróleo, Gas y Mineral	1 115 256	21,8	16,7
Manufactura	407 398	8,0	2,0
Electricidad, Gas y Agua	43 999	0,9	8,5
Construcción	563 745	11,0	15,7
Comercio	535 745	10,5	7,8
Transporte, Almacén y Correo	185 063	3,6	6,7
Alojamiento y Restaurantes	62 650	1,2	6,3
Telecomunicaciones y otro Ser.	131 657	2,6	15,1

Afines			
Administración Pública y Defensa	376 965	7,4	5,3
Otros Servicios	943 838	18,5	5,3
Valor Agregado Bruto	5 113 987	100,0	8,0

Fuente: INEI, 2014

3.2 Datos

3.2.1 Datos satelitales

a. Producto de temperatura de la superficie del suelo del sensor MODIS

Los datos de temperatura de la superficie terrestre son obtenidos a través del sensor MODIS (Espectro Radiómetro de Imágenes de Resolución Moderada), instalado en los satélites Terra y Aqua. Este sistema se detalla en la Figura 3.3. Las imágenes capturadas por MODIS/Terra están disponibles desde 1999 y atraviesan el ecuador aproximadamente a las 10:30 de la mañana, mientras que las imágenes de MODIS/Aqua están disponibles desde 2002 y cruzan el ecuador alrededor de las 1:30 de la tarde.

Los datos diarios de temperatura de la superficie terrestre (LST) y emisividad se generan con una resolución espacial de 1 km mediante el algoritmo de ventana dividida generalizada y con una cuadrícula de 6 km a través del algoritmo día/noche. El algoritmo de ventana dividida utiliza emisividades en las bandas 31 y 32 estimadas según los tipos de cobertura terrestre, el contenido de vapor de agua en la columna atmosférica y la temperatura superficial del aire en el límite inferior, separando estas variables en subrangos tratables para una recuperación precisa. Por su parte, el algoritmo día/noche combina observaciones diurnas y nocturnas en siete bandas TIR de MODIS para calcular las LST y las emisividades de la superficie.

El producto final incluye los valores de LST, evaluaciones de calidad, tiempo de observación, ángulo de visión y datos de emisividad.

Figura 3.3

Detalles del producto MOD11

nombre del producto	ID de producto Terra/ enlace DAAC	ID de producto Aqua/ enlace DAAC
Temperatura/Emisividad de la superficie terrestre Diariamente L3 Global 1km	MOD11A1	MYD11A1
Temperatura/emisividad de la superficie terrestre 8 días L3 Global 1 km	MOD11A2	MYD11A2
Temperatura de la superficie terrestre/emisividad Diaria L3 Global 6 km	MOD11B1	MYD11B1
Temperatura/emisividad de la superficie terrestre Diariamente 5 min L2 Franja 1 km	MOD11_L2	MYD11_L2
Temperatura/emisividad de la superficie terrestre Diariamente L3 Global 0,05 grados CMG	MOD11C1	MYD11C1
Temperatura/emisividad de la superficie terrestre 8 días L3 Global 0.05Deg CMG	MOD11C2	MYD11C2
Temperatura/emisividad de la superficie terrestre Mensual L3 Global 0.05Deg CMG	MOD11C3	MYD11C3

Fuente: <https://modis.gsfc.nasa.gov/data/dataproduct/mod11.php>

En esta investigación utilizaremos el producto **MYD11A1** versión 6 del satélite Aqua, para la LST en los horarios (1:30 p.m) y (2:30 a.m), este proporciona temperatura y emisividad de la superficie terrestre diaria por píxel con una resolución espacial de 1 kilómetro (km) en una cuadrícula de 1200 km por 1200 km. El valor de la temperatura del píxel se deriva del producto de franja MYD11_L2. En latitudes superiores a los 30 grados, algunos píxeles pueden registrar múltiples observaciones que cumplen con los criterios de cielo despejado. En estos casos, el valor asignado al píxel corresponde a la media de todas las observaciones calificadas. Además, junto a las bandas de temperatura superficial nocturna y diurna, se incluyen evaluaciones de tiempos de observación, ángulos cenitales de visión, control de calidad, índices de cobertura de cielo despejado y las emisividades de las bandas 32 y 31, determinadas en función de los tipos de cobertura terrestre.

b. Producto de Albedo de la superficie del suelo del sensor MODIS

En esta investigación utilizaremos el producto **MCD43A3** albedo, a una resolución espacial de 500 m mediante la inversión de observaciones de reflectancia superficial corregidas atmosféricamente, sin nubes, multiangulares, de fechas múltiples adquirido por los instrumentos MODIS a bordo de los satélites Terra y Aqua durante un período de 16 días (ciclo de repetición doble orbital MODIS). El producto diario pondera los datos en función de la calidad, cobertura de observación y distancia temporal del día de interés.

El producto de albedo **MCD43A3** (MODIS/Terra Albedo Daily L3 Global 500m SIN Grid) proporciona tanto los albedos de cielo blanco (WSA) como los albedos de cielo negro (BSA) (al mediodía solar local) para las bandas MODIS 1-7, así como para tres bandas anchas (0,3 -0,7 μm , 0,7-5,0 μm y 0,3-5,0 μm). Mientras que la energía total reflejada por la superficie de la tierra en el dominio de onda corta se caracteriza por el albedo de banda ancha de onda corta (0,3-5,0 μm), los albedos de banda ancha visible (0,3-0,7 μm) e infrarrojo cercano (0,7-5,0 μm) a menudo también son de interés debido a la marcada diferencia de la reflectancia de la vegetación en estas dos regiones espectrales. Se utilizó espectros observados y simulaciones numéricas para producir los coeficientes de conversión para MODIS utilizados por el algoritmo operativo. Se debe tener en cuenta que la conversión espectral a banda ancha es una función del estado atmosférico en la medida en que la distribución espectral del flujo solar descendente depende de las propiedades atmosféricas y del ángulo cenital solar. Los coeficientes de conversión calculados se derivan para casos promedio típicos. Las variaciones de los resultados exactos con la profundidad óptica del aerosol y el ángulo cenital solar son pequeñas, pero afectan las precisiones de recuperación en un nivel de un pequeño porcentaje.

3.3 Método

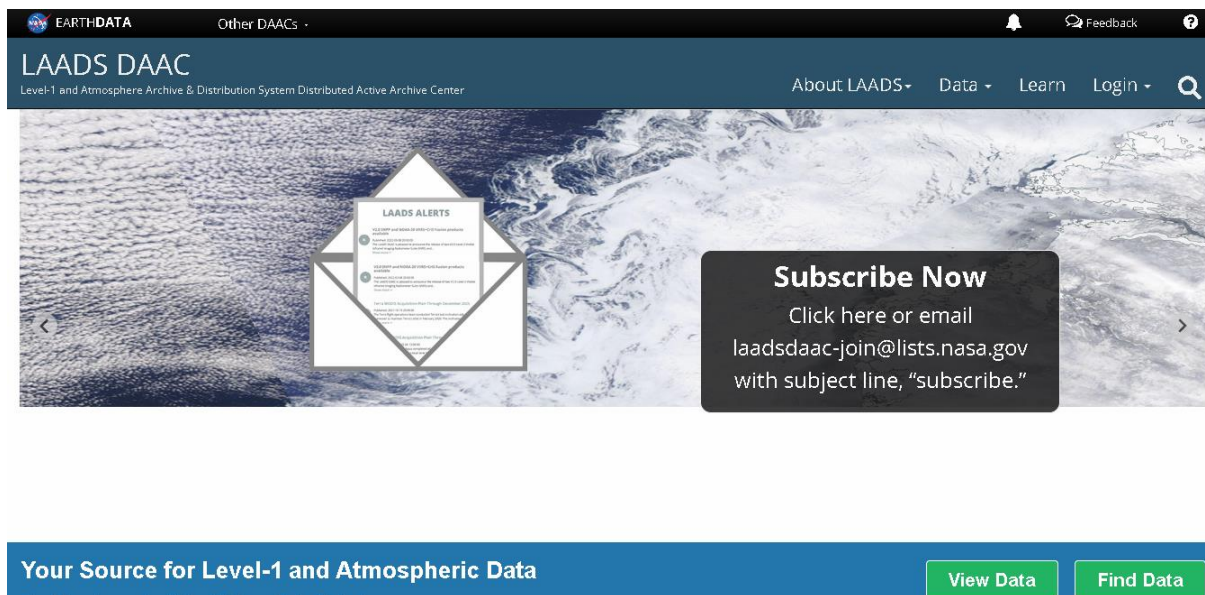
En el presente capítulo presentaremos los procesos elaborados para la adquisición de imágenes satelitales y los resultados.

3.3.1 Descarga y procesamiento de imágenes MODIS - LST

a. Para adquisición de imágenes MYD11A1 se debe realizar una previa suscripción en la plataforma: <https://ladsweb.modaps.eosdis.nasa.gov/>, donde es necesario obtener primero un usuario y luego una contraseña y luego iniciar sesión en la plataforma.

Figura 3.4

Presentación de la plataforma

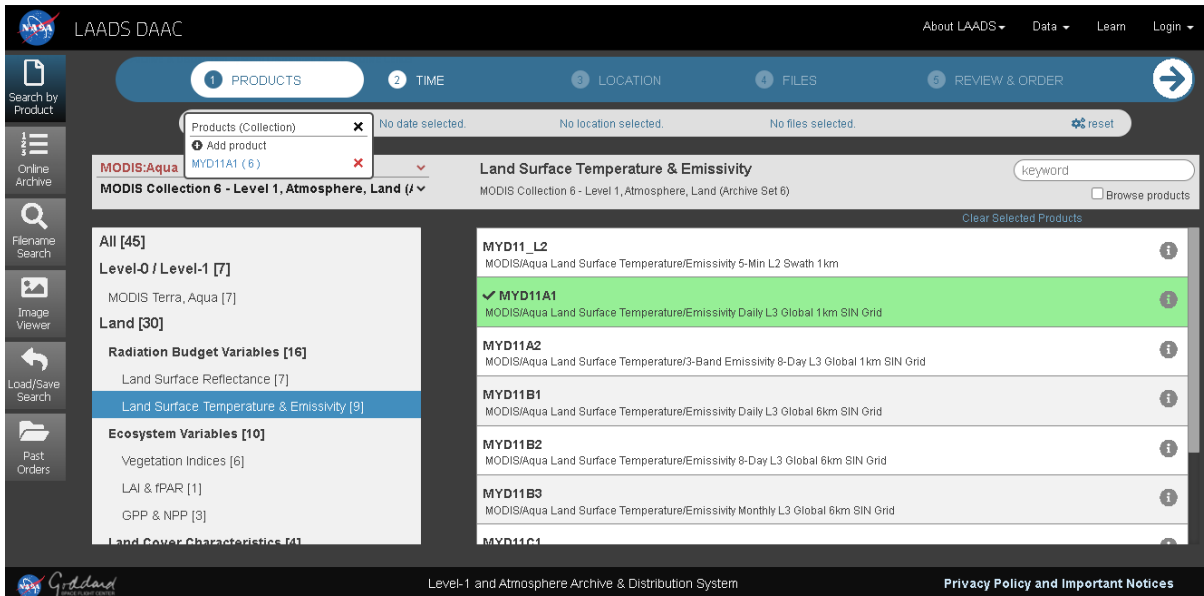


Fuente: <https://ladsweb.modaps.eosdis.nasa.gov/>

b. En el icono DATA pulsamos en FIND DATA y luego elegimos MODIS: aqua (MODIS Collection 6-Level 1, Atmosphere, Land (Archive Set 6)) encontramos la diversidad de productos luego seleccionamos Land Surface Temperature & Emissivity (9) y clickeamos con el botón izquierdo del mouse en MYD11A1 (MODIS/Aqua Surface Temperature/Emissivity Daily Le Global 1 km SIN Grid) esto debido que contiene las imágenes de superficie terrestre y de temperatura.

Figura 3.5

Selección de imagen producto LST



Fuente: <https://ladsweb.modaps.eosdis.nasa.gov/>

- c. En el icono TIME seleccionamos la fecha de obtención de las imágenes, en mi caso solicité las imágenes año por año desde 01 de enero 2009 hasta el 31 de diciembre del 2021.
- d. Inmediatamente después introducimos las coordenadas de la ubicación geográfica en el icono LOCATION. El área de interés para esta investigación es el departamento de Ayacucho que corresponde a la latitud (-11.9, -15.75) y longitud (-72.5, -75.5).
- e. Seguidamente nos dirigimos al icono FILES, donde podemos observar el archivo de las imágenes solicitadas, el formato hdf, la colección (6), la fecha y el tamaño del archivo imagen.
- f. Después de todo este proceso nos orientamos hacia el icono REVIEW & ORDER, seleccionamos el proceso requerido en Apply Post-Processing, desplegamos y escogemos LST_Day_1km y LST_Night_1km, son las imágenes de temperatura de la superficie terrestre de día y noche respectivamente de 1 km de resolución espacial y sus respectivas mascararas de calidad (QC_Day, QC_Night); la proyección se ubica en coordenadas geográficas (1km equivale a 0.00892857 grados). Este detalle se aprecia de la siguiente tabla:

Tabla 4.1

Detalle para la obtención de la imagen producto LST

Sds	LST_Day_1km	QC_Day
	LST_Night_1km	QC_Night
Geo	-72.5, -15.75, -75.5, -11.9	
Mosaic	Geographically align the same dataset (✓)	
Reformat	Covert products to geo TIFF format (✓)	
Reproject	Geographic	0.00892857

Figura 3.6

Especificaciones del procesamiento de imágenes MODIS Aqua

The screenshot displays the search results for a collection of MODIS Aqua images. At the top, there are two buttons: "Re-Order" and "Re-Apply search". Below these, the search results are organized into three columns: "Product (Collection)", "Date range", and "Post-process".

Product (Collection)	Date range	Post-process
MYD11A1 (6)	2009-01-01 .. 2009-12-31	GeoInfo <ul style="list-style-type: none">• EastBound: -72.5• NorthBound: -11.9• SouthBound: -15.75• WestBound: -75.5 MosaicInfo <ul style="list-style-type: none">• DoMosaic: 1 ReformatInfo <ul style="list-style-type: none">• Format: geotiff SdsInfo <ul style="list-style-type: none">• MYD11A1:LST_Night_1km• MYD11A1:QC_Night ReprojectInfo <ul style="list-style-type: none">• OutputPixelSize: 0.00892857• Projection: GEO• ResampleType: nearest

Fuente: <https://ladsweb.modaps.eosdis.nasa.gov/search/>

El total de imágenes descargadas fue de 13 años (2009 -2021) con un total de 1460 (tabla 4.2) correspondientes a MODIS-Aqua, esto para obtener los datos imágenes de la temperatura de la superficie terrestre

Tabla 4.2*Total de imágenes MYD11A1 por año*

AÑO	MYD11A1_LST_DAY	MYD11A1_QC_DAY	MYD11A1_LST_NIGHT	MYD11A1_QC_NIGHT	TOTAL
2009	365	365	365	365	1460
2010	365	365	365	365	1460
2011	365	365	365	365	1460
2012	366	366	366	366	1464
2013	365	365	365	365	1460
2014	365	365	365	365	1460
2015	365	365	365	365	1460
2016	366	366	366	366	1464
2017	365	365	365	365	1460
2018	365	365	365	365	1460
2019	365	365	365	365	1460
2020	366	366	366	366	1464
2021	365	365	365	365	1460
TOTAL	4748	4748	4748	4748	18992

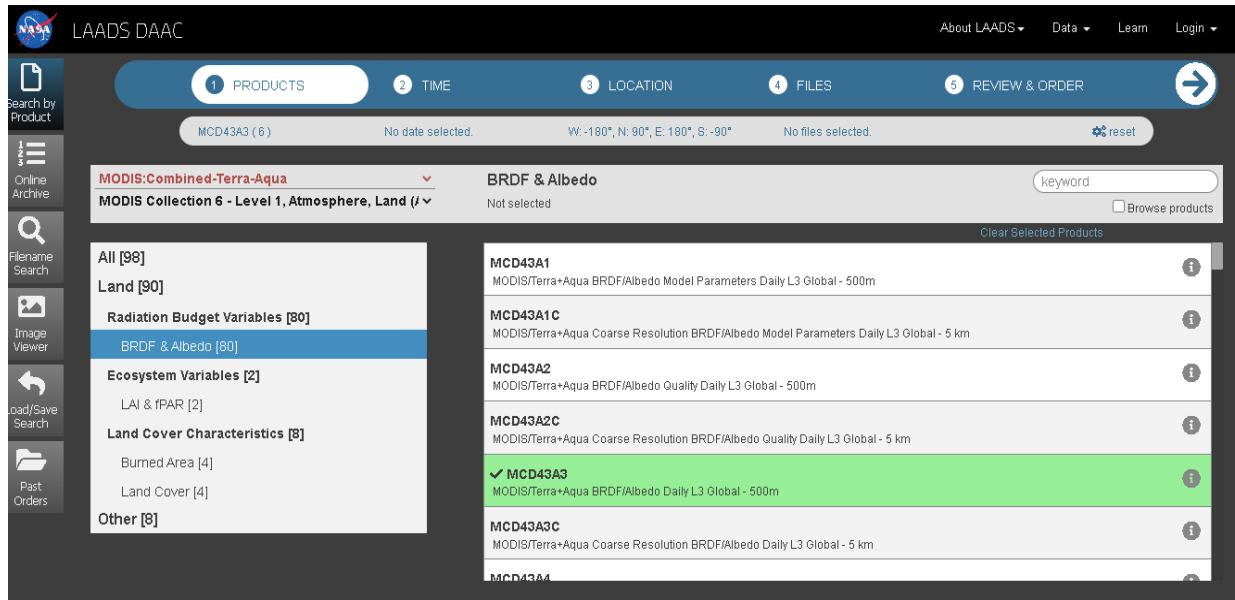
Fuente: Elaboración propia

3.3.2 Descarga y procesamiento de imágenes MODIS - Albedo

- Para adquisición de imágenes **MCD43A3** primero repetimos el paso (a) de la sección 5.1
- En el icono DATA pulsamos en FIND DATA y luego elegimos MODIS: Combined – Terra - Aqua (MODIS Collection 6-Level 1, Atmosphere, Land (Archive Set 6)) encontramos la diversidad de productos luego seleccionamos BRDF & Albedo (80) y clickeamos con el botón izquierdo del mouse en MCD43A3 (MODIS/Terra + Aqua BRDF/Albedo Daily L3 Global – 500m) esto debido que contiene las imágenes del Albedo de la superficie terrestre.

Figura 3.7

Selección de imagen de albedo



Fuente: <https://ladsweb.modaps.eosdis.nasa.gov/>

- Repetimos los pasos c), d) y e) de la sección 5.1
- Después de todo este proceso nos orientamos hacia el icono REVIEW & ORDER, seleccionamos el proceso requerido en Apply Post-Processing, desplegamos y escogemos Albedo_BSA_shortwave y Albedo_WSA_shortwave, son las imágenes de albedo a cielo negro y cielo blanco respectivamente de 0.5 km de resolución espacial y también seleccionamos BRDF_Albedo_Band_Mandatory_Quality_Shortwave, que es la imagen de calidad de ambos tipos de albedo, la proyección se ubica en coordenadas geográficas (500 m equivale a 0.00446429 grados). Este detalle se aprecia de la siguiente tabla:

Tabla 4.3

Detalle de la obtención de la imagen producto del albedo

Sds	Albedo_BSA_shortwave	BRDF_Albedo_Band_
	Albedo_WSA_shortwave	Mandatory_Quality_Shortwave
Geo	-72.5, -15.75, -75.5, -11.9	
Mosaic	Geographically align the same dataset (✓)	
Reformat	Covert products to geo TIFF format (✓)	
Reproject	Geographic	0.00446429

Fuente: Elaboración propia.

Figura 3.8

Especificaciones del procesamiento de imágenes MODIS/Aqua-Terra

Actions:

Product (Collection)	Date range	Post-process
MCD43A3 (6)	2020-01-01 .. 2020-12-31	<p>GeoInfo</p> <ul style="list-style-type: none"> • EastBound: -72.5 • NorthBound: -11.9 • SouthBound: -15.75 • WestBound: -75.5 <p>MosaicInfo</p> <ul style="list-style-type: none"> • DoMosaic: 1 <p>ReformatInfo</p> <ul style="list-style-type: none"> • Format: geotiff <p>SdsInfo</p> <ul style="list-style-type: none"> • MCD43A3:Albedo_BSA_shortwave • MCD43A3:BRDF_Albedo_Band_Mandatory_Quality_shortwave <p>ReprojectInfo</p> <ul style="list-style-type: none"> • OutputPixelSize: 0.00446429 • Projection: GEO • ResampleType: nearest

Fuente: <https://ladsweb.modaps.eosdis.nasa.gov/search/>

El total de imágenes MCD43A3 descargadas fue de 13 años (2009 -2021) que hace un total de 14244 imágenes (tabla 4.4) correspondientes a MODIS/Aqua-Terra, esto para obtener los datos imágenes del albedo.

Tabla 4.4

Total de imágenes MCD43A4 por año

AÑO	ALBEDO_BSA_shortwave	ALBEDO_WSA_shortwave	ALBEDO_QUALITY_shortwave	TOTAL
2009	365	365	365	1095
2010	365	365	365	1095
2011	365	365	365	1095
2012	366	366	366	1098
2013	365	365	365	1095
2014	365	365	365	1095
2015	365	365	365	1095
2016	366	366	366	1098
2017	365	365	365	1095
2018	365	365	365	1095
2019	365	365	365	1095
2020	366	366	366	1098
2021	365	365	365	1095
TOTAL	4748	4748	4748	14244

Fuente: Elaboración propia

3.3.3 Calculo del ATI con los datos LST-MODIS y Albedo-MODIS

Contamos con 33 236 imágenes satelitales entre temperatura de la superficie terrestre y albedo, para procesar estas imágenes y obtener el ATI utilizaremos el lenguaje de programación IDL 8.5 para realizar el tratamiento anual de las imágenes.

Se desarrolló 6 algoritmos para obtener lo deseado según los objetivos de la presente investigación. A continuación, mostraremos la secuencia de sucesiones de cada algoritmo. Cabe subrayar que la aplicación a las imágenes de cada algoritmo fue año por año.

Suceso 1

Algoritmo 1. Las imágenes de albedo **ALBEDO_BSA_shortwave**, **ALBEDO_WSA_shortwave** y **ALBEDO_QUALITY_shortwave** tiene una resolución espacial de 500 m, con este algoritmo elevaremos la resolución espacial a 1000 m para que tenga una resolución equivalente con las imágenes de la temperatura de la superficie terrestre. Luego direccionamos a guardar en una carpeta.

Suceso 2

Algoritmo 2. A partir del suceso 1, utilizamos este algoritmo para obtener el promedio de **ALBEDO_BSA_shortwave** y **ALBEDO_WSA_shortwave** de 1 km. En seguida direccionamos a guardar en una carpeta este producto.

Suceso 3

Algoritmo 3. En este paso se aplica la máscara de calidad (**MYD11A1_QC_DAY** y **MYD11A1_QC_NIGHT**) a las imágenes de la temperatura de superficie terrestre tanto de día y de noche (**MYD11A1_LST_DAY** y **MYD11A1_QC_DAY**). El aplicar la máscara de calidad elimina los “huecos” que hubiese en las imágenes producto. Luego direccionamos a guardar en una carpeta.

Suceso 4

Algoritmo 4. A partir del suceso 2 y el suceso 3, mediante este algoritmo, se procede al cálculo de la inercia térmica aparente diaria (**ATI**).

Suceso 5

Algoritmo 5. De los resultados del suceso 4, se procede a realizar un apilado mensual del **ATI** año por año. Luego guardamos en una carpeta.

Suceso 6

Algoritmo 6. Seguidamente del suceso 5, mediante este algoritmo, obtenemos a promediar el pilado mensual del **ATI** año por año.

CAPITULO 4

RESULTADOS Y DISCUCIONES

4.1 Variación espacial y temporal de la ATI en la región de Ayacucho

Este apartado presenta y analiza los resultados obtenidos del estudio de la variación espacial y temporal de la inercia térmica aparente (ATI), derivados de las imágenes capturadas por el sensor MODIS, ubicado a bordo de los satélites Aqua y Terra, sobre la región de Ayacucho.

La complejidad orográfica del departamento de Ayacucho, caracterizada por su relieve accidentado, la presencia de bosques en el noreste, algunos picos nevados en el sur, así como áreas de suelos desnudos y desérticos, y la fragmentación del terreno por dos cadenas montañosas que lo dividen en tres unidades orográficas distintas: una zona montañosa y tropical al norte, una serranía abrupta en el centro y altiplanicies al sur, que incluyen desde cañones en las punas o mesetas andinas altas, valles interandinos, pampas onduladas, cerros de gran altitud y sectores de selva densa, todo esto influye en la variabilidad de la ATI a lo largo de la región. Asimismo, se procedió a la estimación de la ATI para diversas coberturas de la superficie terrestre, con el fin de examinar las diferencias y similitudes entre ellas, incluyendo agua, arena, roca, suelo de cultivo y bosque.

Para poder obtener la variación espacial y temporal de la ATI se tomó imágenes satelitales diarias para el periodo de tiempo 2009 hasta el 2021.

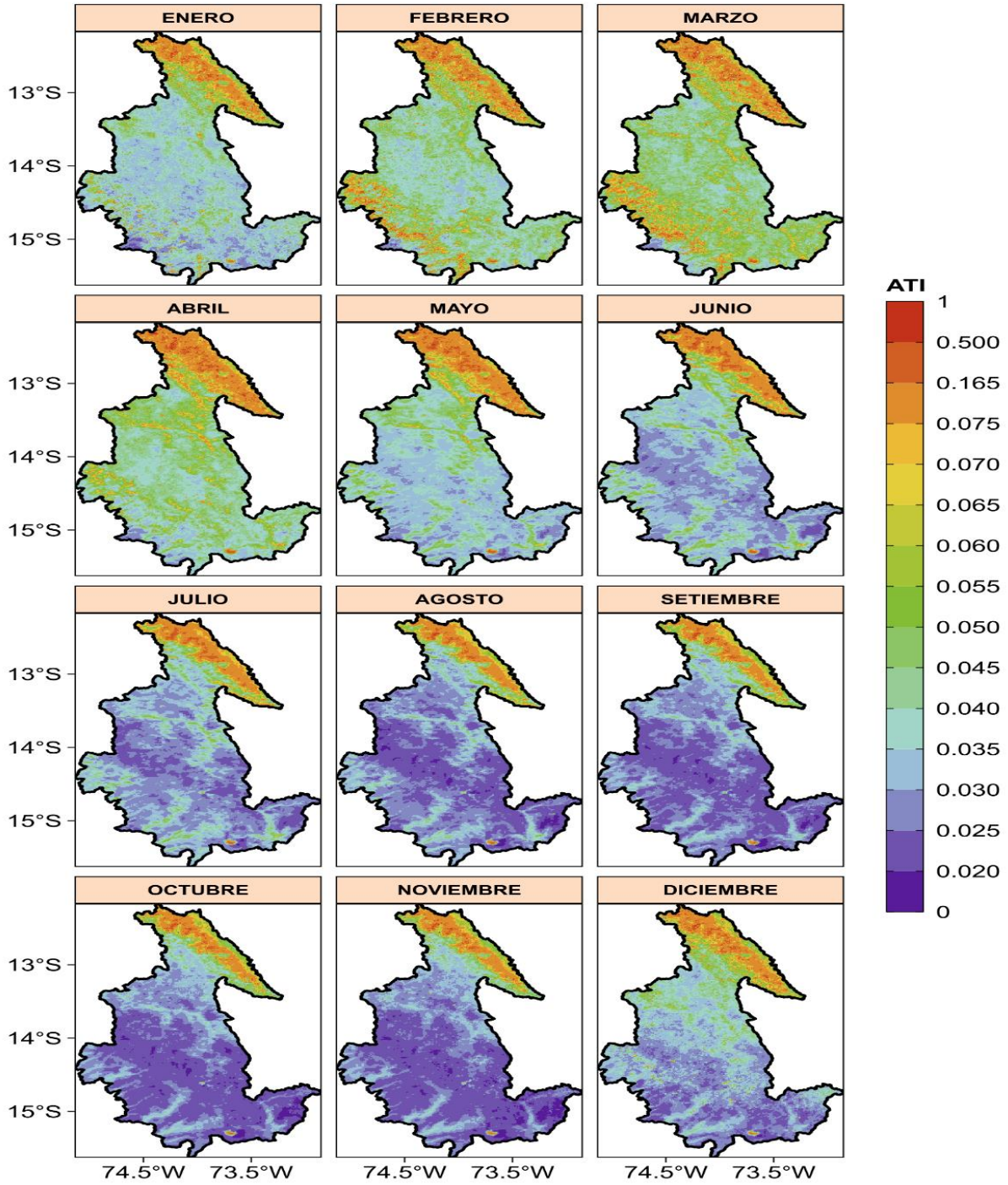
4.1.1 Variación espacial mensual de la ATI

Los valores de la ATI promedio de cada uno de los meses desde el año 2009 hasta el año 2021, en total 12 años, muestra una clara distribución espacial, se puede distinguir distintos valores de ATI, según la zona, con un valor mínimo estimado de 0.021 correspondiente a zonas arenosas, desérticas o secas y un valor máximo estimado de 0.231 correspondiente a las zonas del bosque de árboles altos, frondosos y los cuerpos de agua (figura 4.1).

En el mes de enero, mes donde la lluvia se intensifica en casi toda la región de Ayacucho, se distingue que los niveles de la ATI no son extremos en la región, excepto en la zona noreste, que es la zona del VRAEM, en esta última la inercia térmica es relativamente alta pues es una zona de bosques, profusa vegetación y abundante lluvia casi todo el año, mientras que en la zona sur de la región de Ayacucho hay puntos donde la ATI es bajo debido al relieve accidentado. El mes de febrero la ATI es más alto en algunas zonas de Ayacucho, sobre todo aumenta en la parte sur, el aumento que presenta es debido al incremento de las precipitaciones en este mismo mes y el mes anterior pues se forman pequeñas lagunas y estanques. Marzo es el mes donde todavía hay presencia de lluvias y debido a las intensas precipitaciones de los meses anteriores, aumenta el volumen de las pequeñas lagunas, recarga de bofedales, incremento de los pastizales y presencia de gran cantidad de arbustos de tallo pequeño. Es por ello que la ATI se incrementa espacialmente en la región de Ayacucho, principalmente en la zona centro y sur, el mes de marzo es el mes de mayor ATI y casi cubre toda la región de Ayacucho. Abril es el mes donde se siente el cambio de estación de verano a otoño, en consecuencia, la ATI disminuye ligeramente en la zona centro y sur de la región Ayacucho. En los meses siguientes, mayo, junio, julio, agosto, setiembre, octubre y noviembre se observa que la ATI va disminuyendo progresivamente en las zonas centro y sur, esto principalmente por la ausencia de lluvias y el relieve accidentado en la región. En el mes de diciembre la ATI empieza a incrementarse ligeramente en las zonas centro y sur de la región, esto es debido al comienzo de la temporada de lluvias e irá aumentando durante los meses de enero y febrero. Se debe enfatizar que en la zona noreste de la región Ayacucho la ATI siempre es alto todos los meses del año, con respecto a los demás puntos, esto es debido a la presencia de los bosques y la presencia continua de las lluvias, cuanto más altos sean los árboles y más frondosos la ATI es mayor.

Figura 4.1

Variación espacial mensual de la ATI (K^{-1})

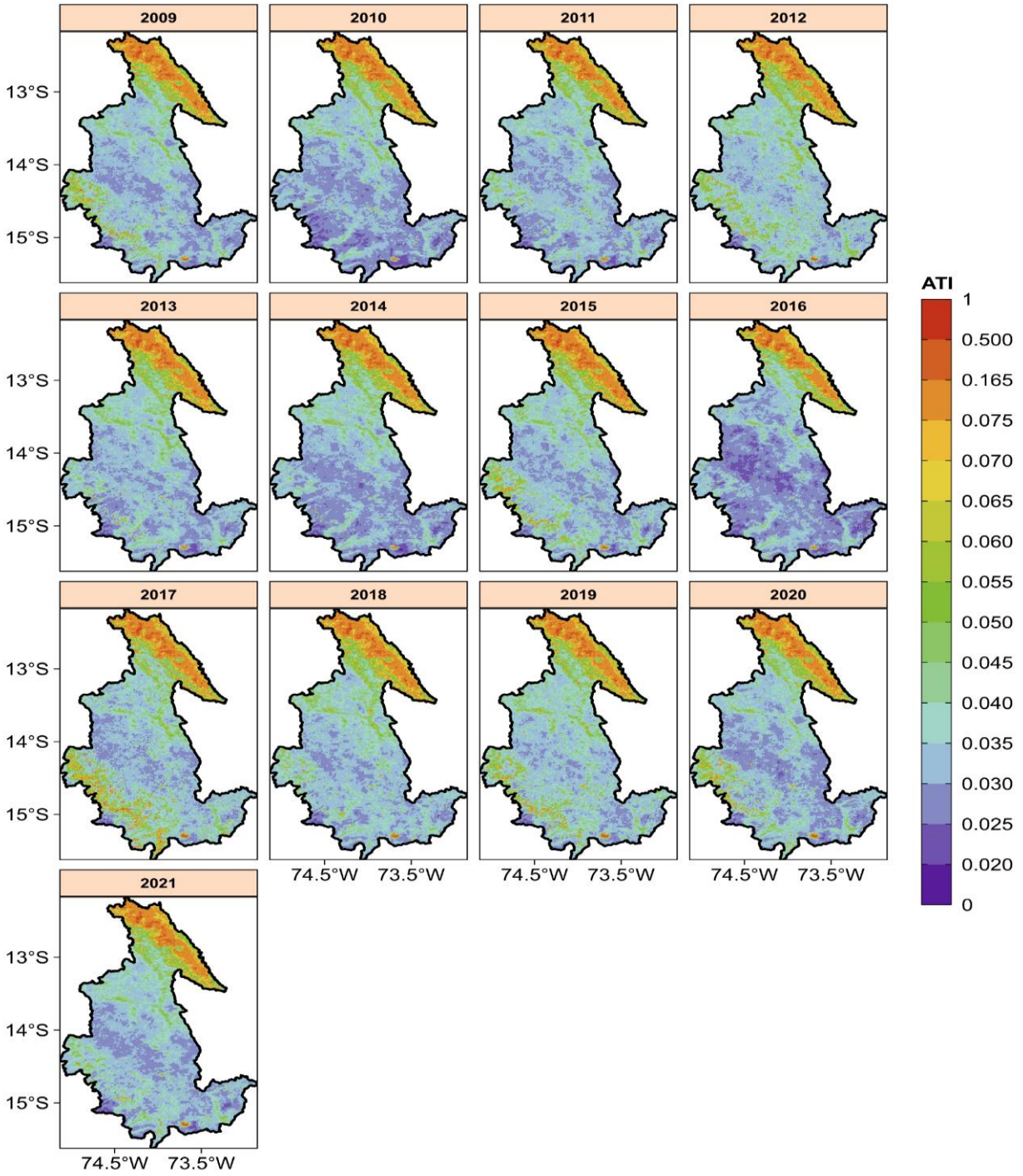


4.1.2 Variación espacial anual de la ATI

La variación espacial anual promedio de la ATI de cada uno de los años de estudio desde el 2009 hasta el año 2021 (figura 4.2), muestra una ligera diferencia en la distribución espacial. En los años 2010, 2014 y 2016 la ATI promedio es menor en la zona centro y sur de la región de Ayacucho, en comparación con los demás años, esto es debido que estos años, las lluvias fueron escasas en sus épocas y en consecuencia una ATI menor.

Figura 4.2

Variación espacial anual promedio de la ATI (K^{-1})



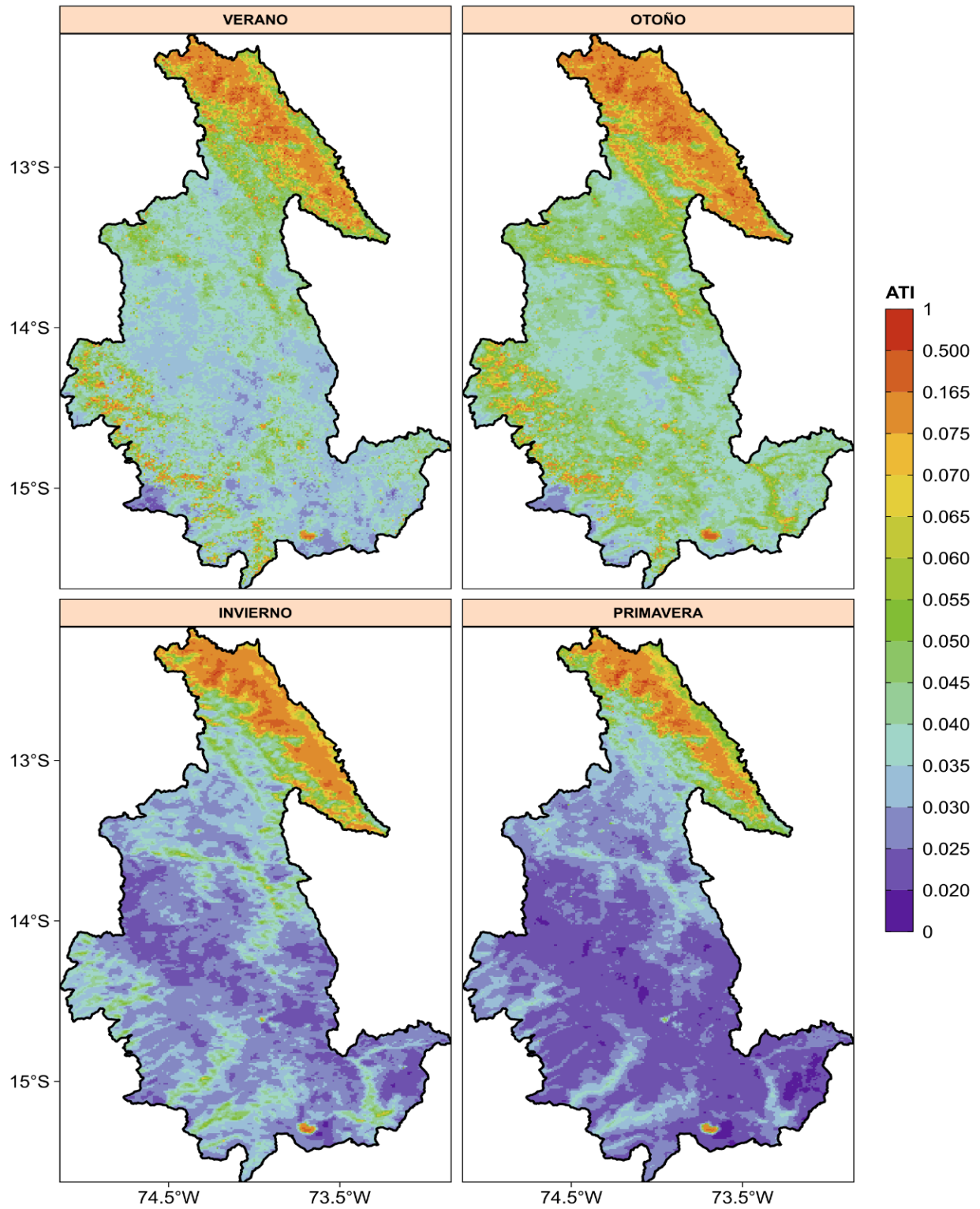
4.1.3 Variación espacial estacional de la ATI

En este capítulo describiremos el comportamiento estacional de la ATI en la región de Ayacucho, se muestra los valores promedio de las estaciones desde el año 2009 hasta el 2021 considerando a la estación de verano (diciembre, enero y febrero), otoño (marzo, abril y mayo), invierno (junio, julio y agosto) y primavera (setiembre, octubre y noviembre).

La variación espacial estacional media de ATI en todo el departamento de Ayacucho para el periodo 2009-2021 se muestra en la figura 4.3, se puede distinguir valores estacionales con diferencia significativa sobre todo en zonas del noreste y sur de la región. En la estación de verano, la zona centro y sur no tiene diferencias extremas, excepto en algunos puntos donde el ATI es mayor, esto es debido a la presencia de las lluvias, la región Ayacucho tiene un verano lluvioso es por ello que el verano es la estación con un ATI relativamente alto con respecto a las demás estaciones. En el otoño se observa que el ATI es ligeramente mayor, con respecto a la estación anterior, en algunas zonas, especialmente en algunos puntos situados en el centro y sur de nuestra región, si bien es cierto la lluvia en esta estación ya es menor que en la estación del verano, es debido a esas lluvias que se forman pequeños charcos, cúmulos de agua, causando mayor humedad y en consecuencia mayor ATI, siendo así la estación de otoño con una ATI espacialmente mayor a la del verano. En la estación de invierno, las precipitaciones son casi nulas y ya no queda nada de los cúmulos de agua y los pequeños charcos formados durante las épocas de lluvia y es por ello que la ATI desciende radicalmente, sobre todo en las zonas centro y sur de la región de Ayacucho donde se encuentran las extensas zonas de suelos desnudos, muy escasa vegetación y un terreno mucho más accidentado. Durante la estación de la primavera se puede distinguir que la ATI espacialmente es menor que en las demás estaciones especialmente en casi toda la zona centro sur de la región llegando levemente hacia el norte. Es necesario hacer hincapié que en la zona noreste del departamento de Ayacucho la ATI siempre es más elevado en todas las estaciones del año, con respecto a las demás zonas, y no se altera drásticamente, casi siempre permanece con una ATI uniforme debido a la presencia de los árboles que forman un bosque, esta zona es parte del VRAEM.

Figura 4.3

Mapa estacional promedio de la ATI (K^{-1})



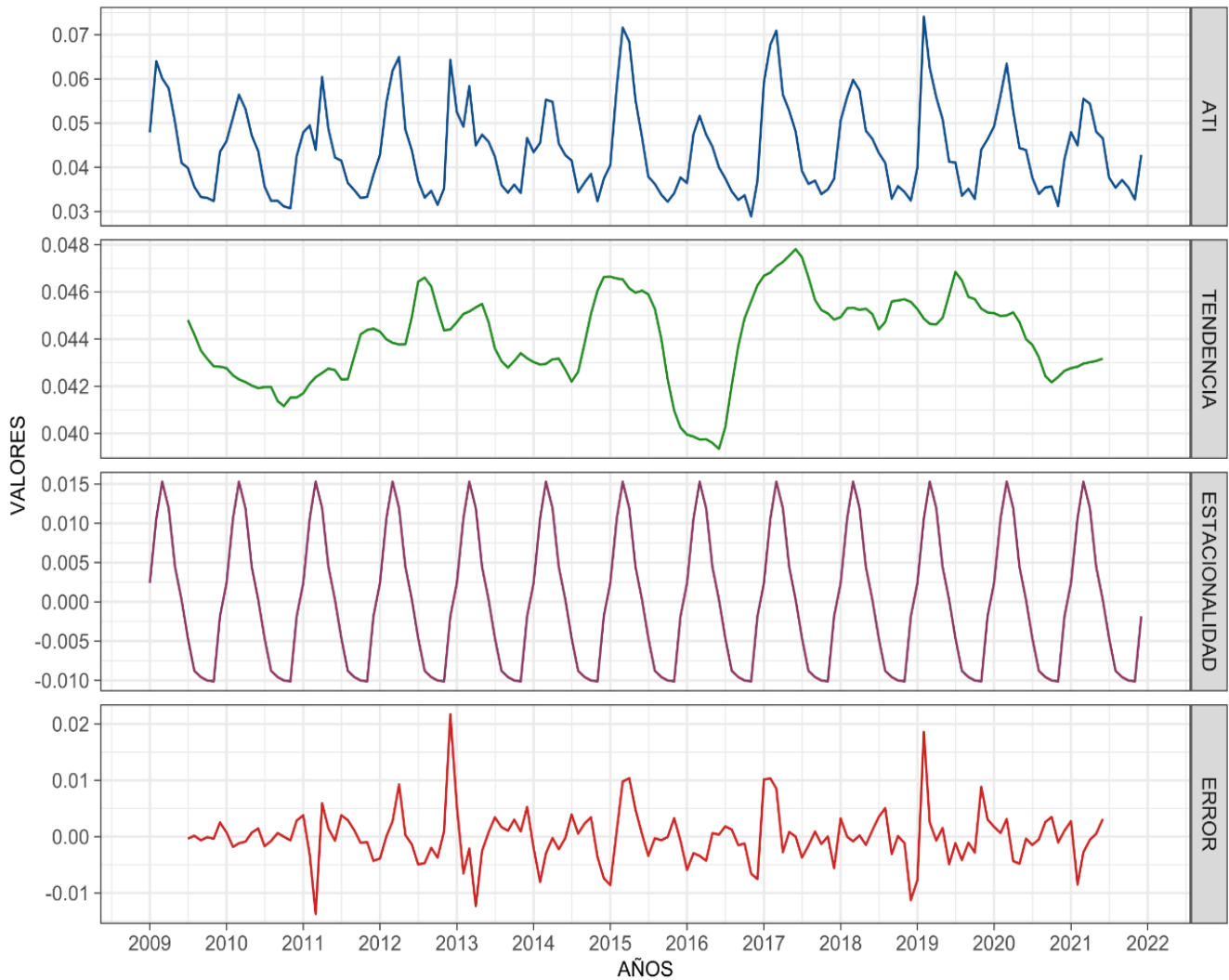
4.1.4 Variabilidad temporal anual de ATI

4.1.4.1 Variabilidad temporal de ATI - Región de Ayacucho

En la Figura 4.4 se muestra la variabilidad temporal, junto a la descomposición de la serie de tiempo de la ATI de la región de Ayacucho en tres componentes tales como la tendencia, estacionalidad y el error. La componente de tendencia muestra un notable decrecimiento en la evolución de la ATI a inicios del año 2016, tal que en el año 2015 se produjo un leve incremento, con respecto a los años anteriores, pero en el 2017 se aprecia un incremento tal que se mantiene casi constante en los siguientes años. En el año 2020 se muestra un ligero decrecimiento para que en el 2021 tienda a elevarse, con base a ello se podría entender que la serie tenga una tendencia creciente en el último año. La componente estacional se aprecia que es constante para cada año, con esto queda demostrado que la evolución anual de la ATI a través de este tiempo mantiene su patrón. La componente de error se aprecia muchas alteraciones, lo que justifica la presencia de estacionalidad.

Figura 4.4

Variabilidad temporal de la ATI (K^{-1}) en la región Ayacucho



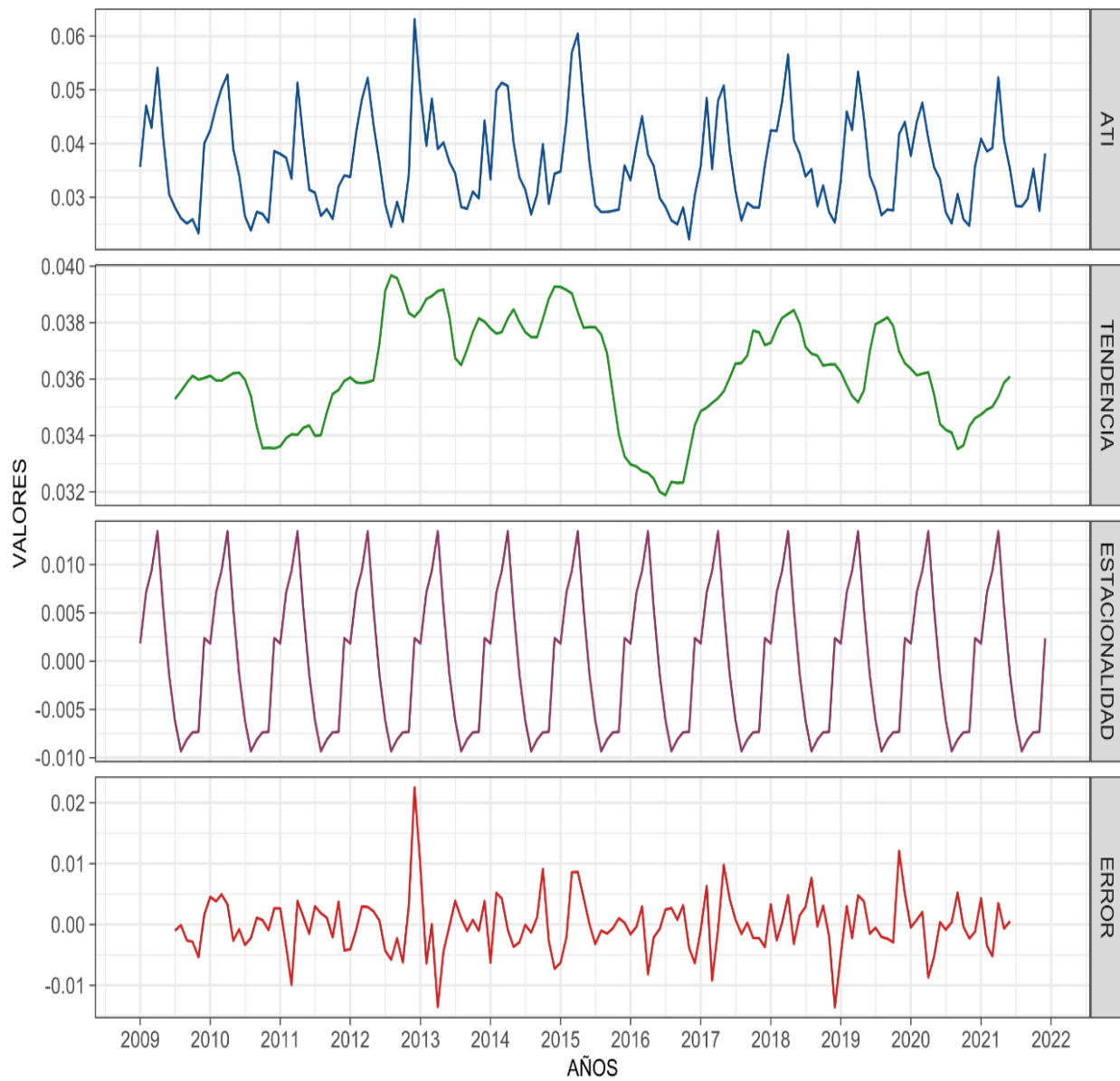
4.1.4.2 Variabilidad temporal de ATI - Distrito de Chiara

En la figura 4.5 se muestra la variabilidad temporal, junto a la descomposición de la serie de tiempo de la ATI del distrito de Chiara en tres componentes tales como la tendencia, estacionalidad y el error. La componente de tendencia muestra una caída entre los años 2010 y 2011 para luego incrementarse en los años 2012 y 2015, sufriendo una notable caída entre los años 2016 y 2017 y luego volver a incrementarse en los siguientes años. Vuelve a decaer

levemente entre los años 2020 y 2021 y se observa una tendencia creciente en el último año. En la componente de estacionalidad se aprecia que es constante para todos los años que indica un patrón de la ATI. La componente de error, se muestra muchas alteraciones, por lo que se infiere que hay estacionalidad.

Figura 4.5

Variabilidad temporal de la ATI (K^{-1}) del distrito de Chiara



4.2 Serie de tiempo de ATI de las principales coberturas terrestres

La inercia térmica se puede utilizar como un indicador de la humedad del suelo pues los materiales con mayor inercia térmica experimentan cambios de temperatura más pequeños que los materiales con baja inercia térmica, el ATI es una aproximación de la inercia térmica, si bien es cierto la ATI presenta una relación con la humedad en ambientes áridos y semiáridos más que en terrenos con abundante vegetación y su uso es limitado en zonas con bastante evapotranspiración dado que las superficies húmedas permiten una considerable evaporación y/o transpiración durante el día, reduciendo así las temperaturas de la superficie durante el día a través del enfriamiento por evaporación e introduciendo errores en la ATI. Sin embargo, la ATI es una herramienta útil para caracterizar suelos pues se ha encontrado una fuerte correspondencia con la humedad del suelo y también debido a su enfoque relativamente sencillo. A continuación, se muestra en la figura 4.6 la serie de tiempo de la ATI de las principales coberturas terrestres de forma diferenciada con los datos de las imágenes satelitales del sensor MODIS desde el año 2009 hasta el 2021.

Agua. Se tomó el lago Parinacochas para estimar la ATI. De esta evaluación se obtuvo un valor máximo de 0.292 y un valor mínimo de 0.0173

Arena. Tomamos la zona suroeste de la región que es una parte de la frontera con las regiones de Ica y Arequipa, el valor máximo de la ATI fue de 0.036 y el valor mínimo de 0.021.

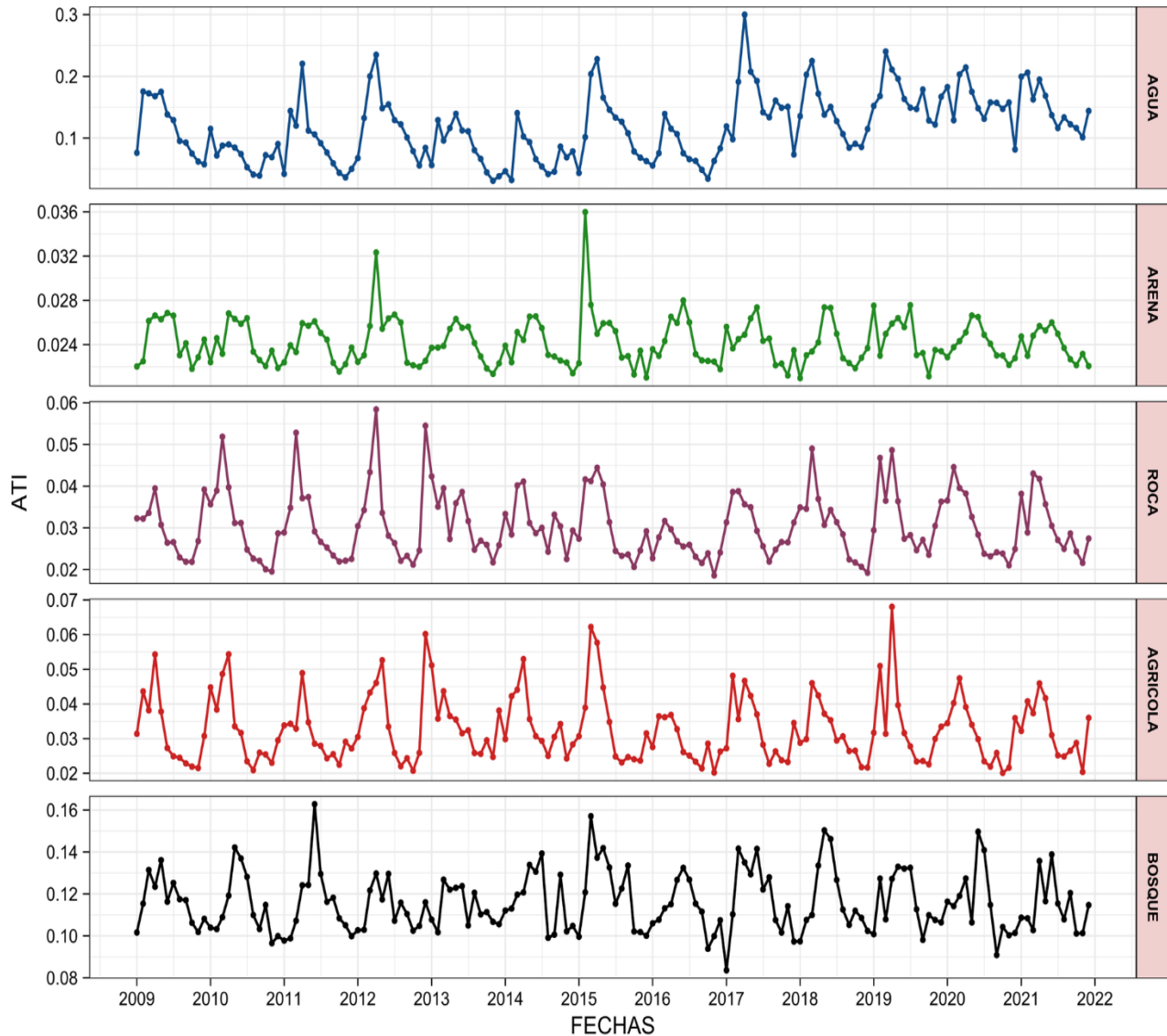
Roca: Se cogió la zona centro sur de la región en la provincia de Lucanas para estimar la ATI de la roca obteniéndose un valor máximo de 0.0584 y un valor mínimo de 0.0185.

Suelo de cultivo. Para elaborar la serie de tiempo del suelo de cultivo se tomó la zona de Chiara, considerado una zona agrícola, ubicado en la provincia de Huamanga, se obtuvo un valor máximo de 0.0701 y un valor mínimo de 0.020

Bosque. La zona de bosque es un lugar con árboles y para ello se cogió la zona noreste de la región de Ayacucho, es decir, la zona del VRAEM mostrándose un valor máximo 0.169 y un valor mínimo de 0.09

Figura 4.6

Serie de tiempo de la ATI (K^{-1}) de las principales coberturas terrestres



En la figura 4.7 se presentan los valores de la ATI en una serie de tiempo para distintos tipos de cobertura del suelo, desde el año 2009 hasta el año 2021, con la finalidad de diferenciar la ATI a lo largo de los años de cada uno de ellos, la ATI están diferenciados y depende de la humedad y de su propia naturaleza tanto para para las zonas agrícolas, el agua, la arena, la roca y la zona de bosque. La ATI para las zonas agrícolas presenta valores altos, pues sabemos de forma general que las zonas agrícolas son zonas de producción, tierras labradas, cubiertos con

vegetación, que casi siempre presentan cultivos que se cosechan cada cierto intervalo de tiempo, debido a la presencia de esos cultivos y el suministro de agua de manera artificial o natural a través de diversos métodos para cubrir las necesidades hídricas.

La zona de rocas presenta una ATI ligeramente menor que el de las zonas agrícolas en muchos instantes a lo largo de la serie de tiempo, dependiendo de su naturaleza. Por otro lado, en la zona de las rocas, se distingue un comportamiento casi periódico a lo largo de los años, donde en algunos puntos presenta ATI alto, ello coincide con las épocas donde se registra lluvias intensas en la región Ayacucho mientras que una ATI baja coincide con las estaciones secas.

La ATI para las zonas arenosas presenta, en general, valores más bajos, respecto a los demás, dependiendo del contenido de humedad, ello debido a su constitución y su naturaleza.

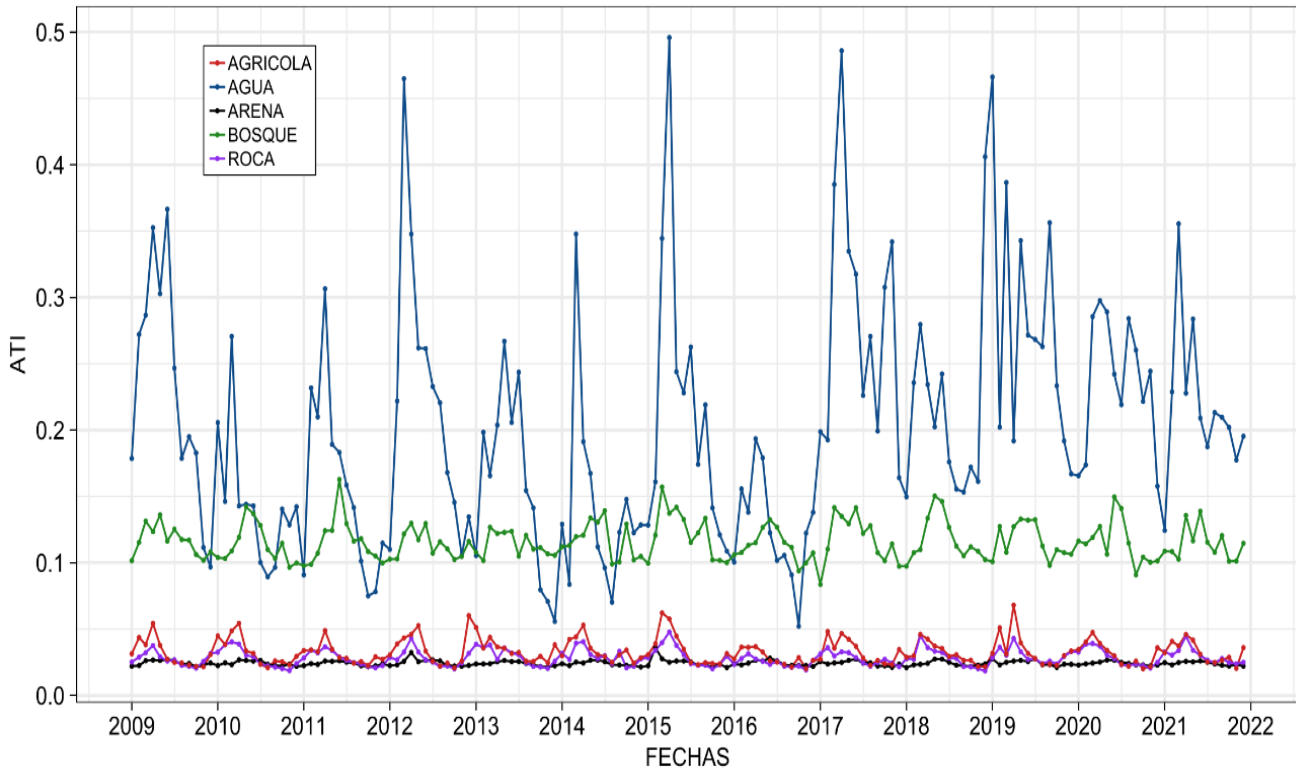
Para las zonas de bosque, la ATI es mayor, comparando con las demás coberturas terrestres aquí mencionadas, excepto para el del agua; La ATI es alta debido a la combinación de la densidad de la vegetación, la humedad del suelo y la capacidad de almacenamiento de calor en la biomasa. La alta humedad y la cobertura vegetal densa ayudan a estabilizar las temperaturas.

En el agua se muestra un ATI mayor al de los demás tipos de coberturas en casi toda la serie de tiempo, debido a la cantidad de albedo superior, las superficies terrestres claras tienen valores de albedo superiores a las oscuras, y las brillantes más que las mates además experimentan cambios de temperatura más pequeños.

En forma general, la ATI es distinto para los diversos tipos de cobertura terrestre, en algunos puntos de la serie de tiempo la diferencia es más abultado que en otros, por ello, donde la ATI es más alto esta coincide con la intensa precipitación en la región de Ayacucho y un ATI bajo corresponde a las épocas secas.

Figura 4.7

Comparación de ATI (K^{-1}) para distintas coberturas del suelo, incluido el agua



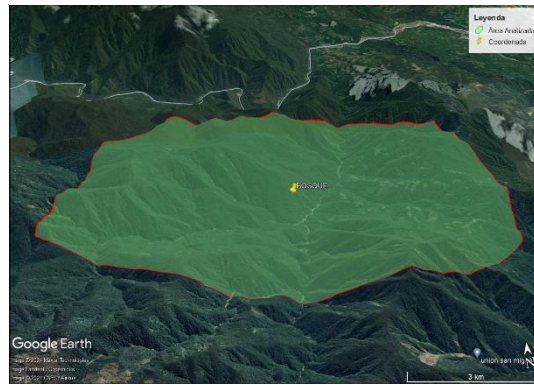
En la figura 4.8 se presenta las diferentes áreas de coberturas terrestres tomadas para analizar la ATI y en la tabla 4.1, las coordenadas geográficas en cada caso.

Figura 4.8

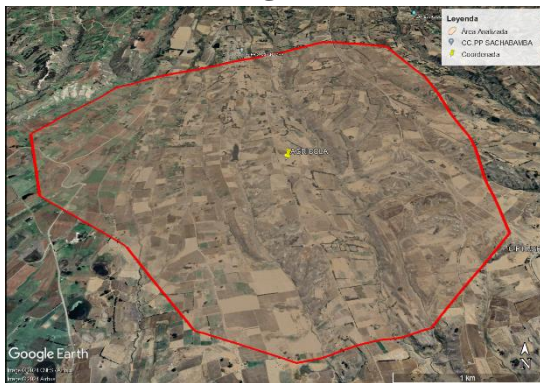
Áreas de las distintas coberturas terrestres



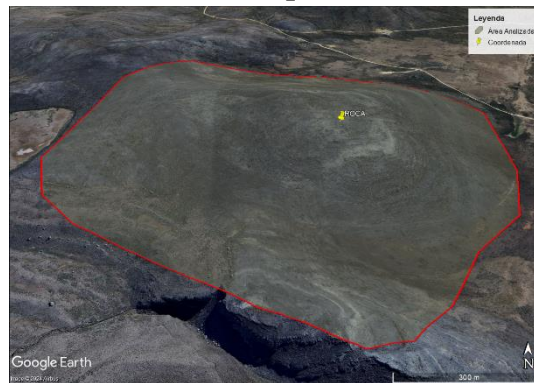
Agua



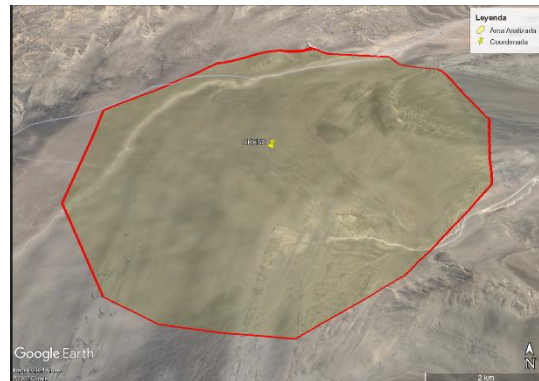
Bosque



Agrícola



Roca



Arena

Tabla 4.1

Coordenadas de las principales coberturas terrestres

Agua	Latitud: -15.305299° Longitud: -73.686996°
Bosque	Latitud: -12.387448° Longitud: -74.123752°
Agrícola	Latitud: -13.485467° Longitud: -74.094460°
Roca	Latitud: -13.876318° Longitud: -74.450671°
Arena	Latitud: -15.194930° Longitud: -74.849236°

4.3 Diagrama de Hovmöller

El diagrama de Hovmöller, una herramienta frecuentemente utilizada en la ciencia atmosférica, facilita el análisis de la transferencia de variables atmosféricas, como el comportamiento de las ondas. En su estructura, el eje horizontal (abscisas) representa la longitud o latitud, mientras que el eje vertical (ordenadas) indica el tiempo. La representación de los valores de un campo específico se realiza mediante el uso de colores o sombreados.

Adicionalmente, este tipo de representación gráfica se emplea para ilustrar la progresión temporal de perfiles verticales de variables escalares, tales como la temperatura, la densidad o la concentración de componentes en la atmósfera o el océano. En estos casos, el eje horizontal muestra el tiempo, mientras que el eje vertical representa la posición vertical, ya sea la profundidad, la altitud o la presión.

Los esquemas de Hovmöller son particularmente útiles para visualizar la evolución de fenómenos como El Niño, las ondas tropicales, la propagación de anomalías en los vientos o la variación longitudinal de la precipitación a lo largo de las estaciones.

El diagrama de Hovmöller para la ATI muestra su evolución temporal interanual en función de la latitud (**Figura 4.9 a**) la imagen establece la evolución para las distintas latitudes de la región de Ayacucho que abarca aproximadamente desde los 12°00'00" S hasta los

15°45'00''S latitud sur, la evolución temporal desde el año 2009 hasta el año 2021 del ATI es casi uniforme a lo largo de los años y para cada latitud. Se puede apreciar que para las latitudes 15°, 14° latitud sur y cercanas a estas la ATI es baja, esto es debido, como lo mencionamos en el apartado anterior, en estas latitudes se encuentran algunas de las zonas, que en algunos casos están a mayor altura sobre el nivel del mar, zonas más accidentadas, rocosas, y arenosas mientras que en otras zonas se presenta un ATI levemente mayor, esto pues pertenece a las zonas agrícolas y acuosas. De otro lado, a partir de los 12°S hasta los 13° latitud sur aproximadamente, para todos los años de estudio desde el 2009 hasta el 2021, la ATI es más alta pues pertenece en su mayoría a zonas de abundante vegetación, es decir, son los bosques pertenecientes a la selva Ayacuchana.

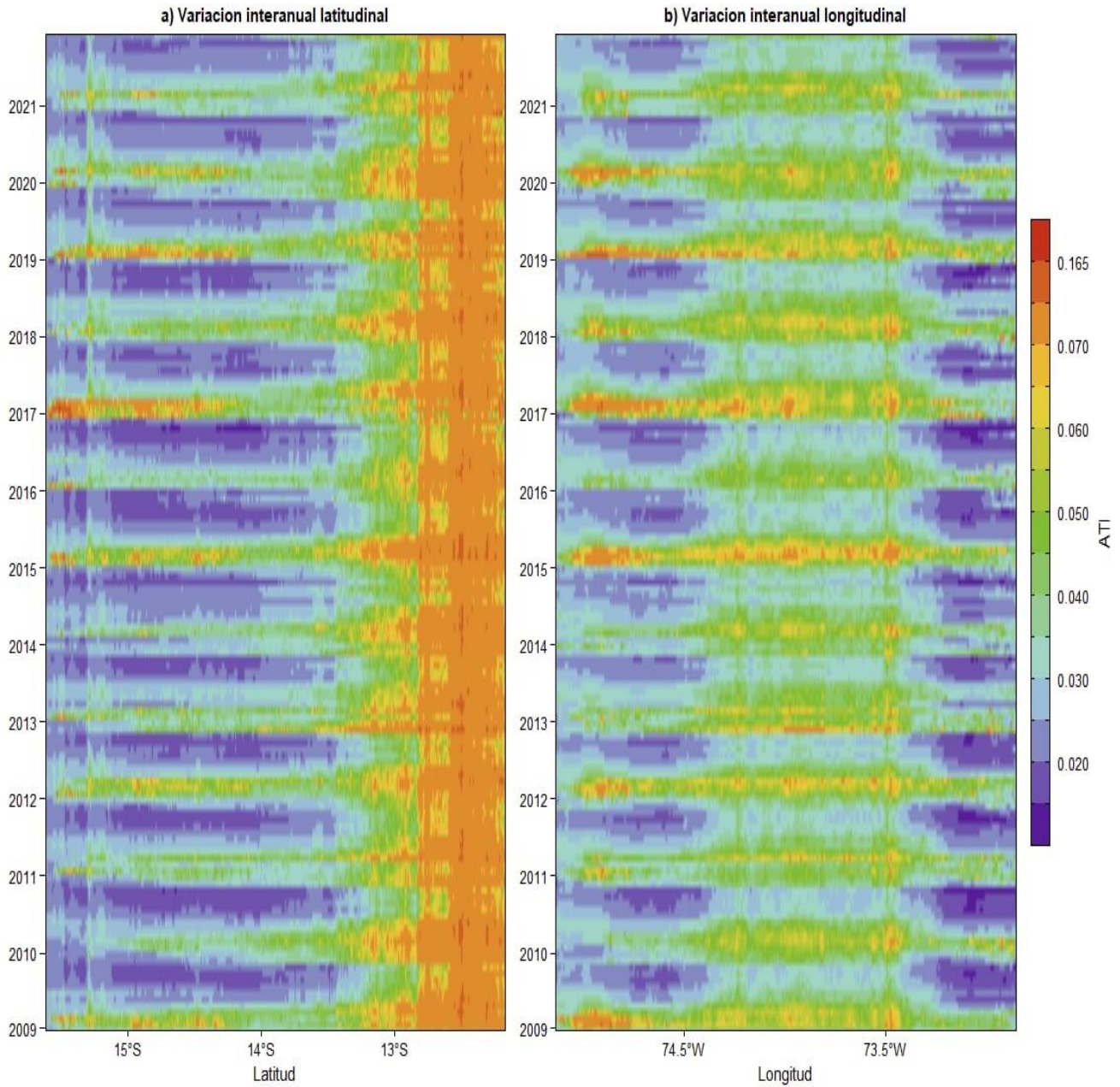
Cabe enfatizar que para las latitudes 15°, 14° latitud sur y cercanas a estas, casi a inicios de los meses de cada año desde el 2009 hasta el 2021 la ATI en su gran mayoría es alta, esto en virtud de que son zonas de la región sur de Ayacucho y en esas fechas donde coincide con los meses de fines de diciembre, enero, febrero hasta mediados de marzo, se presenta una fuerte precipitación casi continua. El año donde se verifica mayor ATI en las zonas ya mencionadas es el 2017 que coincide con el fenómeno del niño que golpeó fuertemente el país generando pérdidas humanas y económicas, si bien es cierto el fenómeno del niño de aquel año golpeó más fuertemente a la región norte de nuestra nación la región Ayacucho no fue ajena a los daños causados, sobre todo por las fuertes lluvias.

El diagrama de Hovmöller para la ATI en función de la longitud muestra su evolución temporal interanual (Figura 4.7 b)) la imagen establece la evolución para las distintas longitudes de la región de Ayacucho que abarca aproximadamente desde los 72°45'00'' W hasta los 75°00'00'' W longitud oeste, la evolución temporal longitudinal desde el año 2009 hasta el año 2021 del ATI muestra una variación casi uniforme con una mayor ATI entre los 73°50'00'' W hasta 74°50'00'' W aproximadamente, este resultado es consistente ya que estas son las coordenadas geográficas que cubre la zona boscosa de la selva de Ayacucho. El ATI también es alto en casi toda la región de Ayacucho en las fechas de fines del mes de diciembre hasta mediados del mes de marzo de todos los años de estudio, ello debido a las épocas de lluvia donde ATI es más alto, en algunos años, en estas épocas, el ATI es mayor y en otras menores, como en

el año 2017, la ATI es mayor, pues como se mencionó anteriormente debido al fenómeno del niño donde la lluvia es intensa.

Figura 4.9

a) variación interanual latitudinal de ATI. b) variación interanual longitudinal



4.4 Relación de la ATI con la precipitación

Los datos de precipitación recabados para la región de Ayacucho desde el año 2009 hasta el 2021 fueron descargados de la plataforma https://data.chc.ucsb.edu/products/CHIRPS-2.0/global_monthly/tifs/ perteneciente a la Climate Hazards Group.

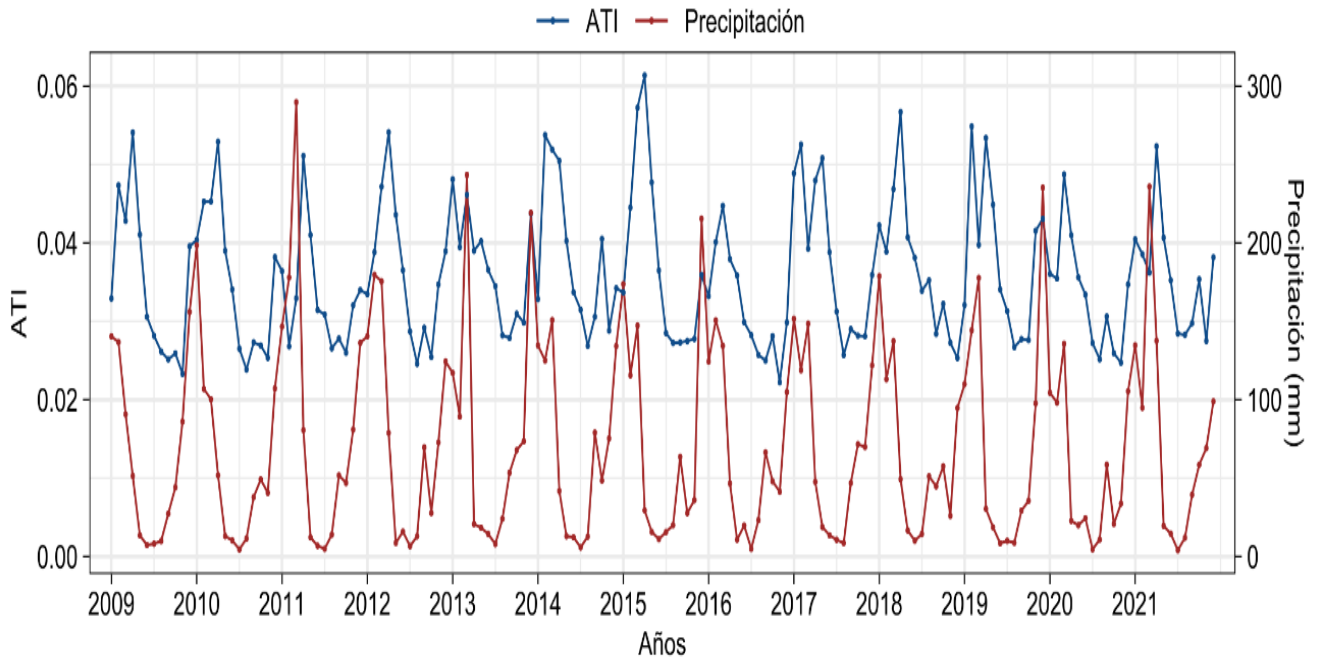
Desde 1999, los científicos del USGS y del CHC (con el apoyo de fondos de USAID, NASA y NOAA) han desarrollado técnicas para producir mapas de precipitaciones, especialmente en áreas donde los datos de superficie son escasos.

CHIRPS se creó en colaboración con científicos del Centro de Ciencia y Observación de Recursos Terrestres (EROS) del USGS con el fin de ofrecer conjuntos de datos completos, confiables y actualizados para una serie de objetivos de alerta temprana, como análisis de tendencias y monitoreo de sequías estacionales. La creación de CHIRPS ha apoyado a los esfuerzos de monitoreo de sequías de la Red de Sistemas de Alerta Temprana de Hambruna de USAID. Los datos de precipitación infrarroja con estación del Climate Hazards Group (CHIRPS) son un conjunto de datos de precipitación casi global de más de 35 años.

La figura 4.10 muestra la relación entre la ATI y la precipitación sobre la región de Ayacucho desde el año 2009 hasta el 2021. La relación entre la ATI y la precipitación presenta un desfase, esto es lógico, pues la ATI se incrementa por los cúmulos de agua producto de la precipitación, En etapas o fechas donde la ATI es grande también la precipitación lo es y en etapas donde la ATI es baja, también es baja la precipitación.

Figura 4.10

Relación de la ATI y la precipitación



CAPITULO 5

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

5.1 Conclusiones

El objetivo de esta investigación, enfocado en el análisis de la variabilidad espacial y temporal de la inercia térmica aparente en la región de Ayacucho durante el período 2009-2021, se logró satisfactoriamente mediante la aplicación de la metodología establecida y el uso de imágenes proporcionadas por el sensor MODIS. Este estudio representa la primera documentación de este tipo en la región de Ayacucho.

Se logró cuantificar la variabilidad espacial mensual de la inercia térmica aparente. En los meses de mayo, junio, julio, agosto, setiembre, octubre y noviembre la ATI va disminuyendo progresivamente en las zonas centro y sur de la región de Ayacucho, esto principalmente por la ausencia de lluvias y el relieve accidentado en la región y los meses de diciembre, enero y febrero la ATI se va incrementando progresivamente con las precipitaciones y en los meses de marzo y mayo la ATI empieza a disminuir.

Se logró determinar la variación espacial estacional de la ATI. La región Ayacucho tiene un verano lluvioso es por ello esta es la estación con un ATI alto con respecto a las demás estaciones, excepto la de otoño. En el otoño se observa que el ATI es ligeramente mayor, con respecto a la estación anterior, en algunas zonas, especialmente en algunos puntos situados en el centro y sur de nuestra región, si bien es cierto la lluvia en esta estación ya es menor que en el verano, es debido a esas lluvias que se forman pequeños charcos, cúmulos de agua, causando mayor humedad y en consecuencia mayor ATI. En la estación de invierno, las precipitaciones son casi nulas y ya no queda nada de los cúmulos de agua y los pequeños charcos formados durante las épocas de lluvia y es por ello que la ATI desciende radicalmente y durante la estación de la primavera se puede distinguir que la ATI espacialmente es menor que en las demás estaciones.

Estimamos la variabilidad temporal de la ATI para las principales coberturas del suelo. La ATI para las zonas agrícolas presenta valores altos, pues sabemos de forma general que las zonas

agrícolas son de producción, la zona de rocas presenta una ATI ligeramente menor que el de las zonas agrícolas en muchos instantes a lo largo de la serie de tiempo mientras que en las zonas arenosas la ATI tiene valores más bajos, respecto a los demás. En la región del bosque, la ATI es mayor, comparando con las demás coberturas terrestres aquí mencionadas, excepto para el del agua. En el agua se muestra un ATI mayor al de los demás tipos de coberturas en casi toda la serie de tiempo, debido a su alta capacidad calorífica específica, a su capacidad de almacenamiento y distribución del calor.

5.2 Recomendaciones

Se recomienda para posteriores investigaciones similares realizar la inercia térmica aparente de cada una de las provincias de la región de Ayacucho.

Se recomienda desarrollar la inercia térmica aparente de las zonas de vida de la región de Ayacucho, ya que la capacidad de un ecosistema para resistir cambios en la temperatura influye en las condiciones ambientales que definen cada zona de vida.

Para las autoridades del departamento de Ayacucho y las autoridades de la UNSCH se recomienda establecer laboratorios con los equipos y expertos en los temas de teledetección y monitoreo.

REFERENCIA BIBLIOGRAFIA

- Banco central de Reserva del Perú (BCR, 2015), *Informe Económico y social de la Región Ayacucho*.
- Banco central de reserva del Perú Sucursal Huancayo (2015), *Caracterización Del Departamento de Ayacucho*.
- Caselles, V. (1986), *Estudio de las Medidas Radiométricas desde Satélites Artificiales. Aplicación a la Agrometeorología*. Universidad de Valencia
- Chávez, J. (2010). Tratamiento digital de imágenes multiespectrales. Lulu. com.
- Chubieco, E. (2008). *Teledetección Ambiental: La Observación de la Tierra Desde el Espacio*, Tercera Edición, Editorial Ariel, S.A; Barcelona, España.
- Chuvieco, E. (1995), *Fundamentos de Teledetección Espacial*, Segunda Edición, Ediciones RIALP, S. A., Madrid, España.
- Convenio Interinstitucional Ministerio de Energía y Minas, Gobierno Regional de Ayacucho, (2005), *Caracterización del departamento de Ayacucho con Fines de Ordenamiento Territorial*.
- Failache H. (2010), *Elementos de Transferencia de Calor*. Instituto de Física, Facultad de Ingeniería, Universidad de la Republica, Montevideo, Uruguay.
- Fontal, B. (2005), *El Espectro Electromagnético y sus Aplicaciones*, Facultad de Ciencias, Universidad de los Ande, Mérida, Venezuela.
- Gobierno Regional de Ayacucho (2014), *Zonificación Ecológica Económica Ayacucho*.
- Instituto Nacional de Estadística E Informática (INEI, 2013) *Directorio Nacional de Municipalidades Provinciales, distritales y de Centros poblados*.
- Levy, R. C., Remer, L. A. y Tanré, D. (2009). Algorithm for Remote Sensing of Tropospheric Aerosol Over Dark Targets from MODIS.
- Liou, K. N. (2002), *An Introduction To Atmosferic Radiation*, Segunda Edición, Department of Atmosferic Science, University of California, Los Angeles, California.
- Ma, C., Wang, W., Han, X., and Li, X. (2013). Soil Moisture Retrieval in the Heihe River Basin Based on the Real Thermal Inertia Method. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied*

Earth Observations and Remote Sensing, 6(3), 1460-1467.
<https://doi:10.1109/JSTARS.2013.2252149>

Mas, J. (2011). Aplicaciones del sensor MODIS para el monitoreo del territorio.

Minacapilli, M., Ciraolo, G., Cammalleri, C., D'asaro, F. (2012). Thermal Inertia Modeling for Soil Surface Water Estimation: A laboratory Experiment. *Research Gate*, 76(1), 92-100.
<https://doi.org/10.2136/sssaj11.0122>

MINAGRI (2018). Manual Técnico: Metodología para Clasificación de Coberturas a Partir del Procesamiento de Imágenes Satelitales. Lima.

Morales, G. (2015). *Protocolo Para la Obtención de la Temperatura de la Superficie Terrestre a Partir de Datos LANDSAT y MODIS*. Instituto De Geografía Tropical, La Habana.

Pinilla, C. (2007), *Introducción a la Teledetección Óptica*, Departamento de Ingeniería Cartográfica, Universidad de Jaén.

Price, J. (1985). On the analysis of thermal infrared imagery: The limited utility of apparent thermal inertia. *Remote sensing of Environment*, 18(1), 59-73. [https://doi.org/10.1016/0034-4257\(85\)90038-0](https://doi.org/10.1016/0034-4257(85)90038-0)

Rani, K., Guha, A., & Pal, S. K. (2018). Satellite-derived regional apparent thermal inertia and gravity for mapping different rock types in parts of banswara, rajasthan. *Journal of the Geological Society of India*, 92(6), 671-678. DOI: 10.1007/s12594-018-1085-5

Scheidt, S., Ramsey, M., & Lancaster, N. (2010). Determining soil moisture and sediment availability at White Sands Dune Field, New Mexico, from apparent thermal inertia data. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 115(F2). <https://doi:10.1029/2009JF001378>

Sobrino, J. A. (2000), *Teledetección*, Servicios de publicaciones, Universidad de Valencia, 2.

Sohrabinia, M., Rack, W., & Zawar-Reza, P. (2014). Soil moisture derived using two apparent thermal inertia functions over Canterbury, New Zealand. *Journal of Applied Remote Sensing*, 8(1), 083624. <https://doi.org/10.1117/1.JRS.8.083624>

Solano, W. M. & Torres N. (2014). *Estimación de la inercia térmica de los suelos de la provincia de Huamanga mediante datos satelitales, 200-2012*. Universidad Nacional de San Cristóbal de Huamanga.

- Torres, H. N., (2015). *Evolución de la Temperatura del Suelo de la Región Ayacucho a partir del sensor MODIS a bordo del satélite AQUA durante el Periodo 2002 al 2013*, Universidad Nacional De San Cristóbal de Huamanga, Huamanga, Ayacucho.
- Tramutoli, V., Claps, P., Marella, M., Pergola, N., & Sileo, C. (2000, October). Feasibility of hydrological application of thermal inertia from remote sensing. In *Proc. of the 2nd Plinius Conference on Mediterranean Storms, Siena, Italy*.
- Van doninck, J., Peters, J., De Baets, B., De Clercq, E., Ducheyne, E., Verhoest, N. (2011). The Potential of Multitemporal Aqua and Terra MODIS Apparent Thermal Inertia as a Soil Moisture Indicator. *International Journal Applied Earth Observation and Geoinformation*, 13(6). <https://doi:10.1016/j.jag.2011.07.003>
- Wang, L., Qu, J. (2009). Satellite Remote Sensing Applications for Surface Soil Moisture Monitoring: A review. *Review Article*, 3(2), 237-247. <https://DOI 10.1007/s11707-009-0023-7>
- Zhang, D., Zhou, G. (2016). Estimation of Soil Moisture from Optical and Thermal Remote Sensing: A Review. *Sensors*, 16(8), 1-29. <https://doi.org/10.3390/s16081308>

ANEXOS

1. Fundamentos físicos de la teledetección por satélite

1.1 Introducción

La teledetección por satélite, también conocida como observación remota, incluye los procesos destinados a captar imágenes de la superficie terrestre mediante sensores ubicados en plataformas espaciales, así como su posterior análisis y procesamiento (Chuvienco, 1995).

En cuanto a la atmósfera terrestre, esta no se encuentra en equilibrio termodinámico general, ya que la radiación varía entre diferentes puntos. Sin embargo, en las primeras capas, que incluyen la troposfera y la mitad inferior de la estratosfera (aproximadamente hasta 50 o 60 km de altitud), puede considerarse que existe un equilibrio termodinámico local. En estas condiciones, la emisión está regida por la ley de Kirchhoff a la temperatura local (Sobrino, 2000).

Es importante tener en cuenta que el estado energético de un átomo puede experimentar transiciones debido a colisiones o por la influencia de la radiación, distinguiéndose entre procesos de absorción, emisión espontánea y emisión inducida. En el contexto del equilibrio termodinámico local, las colisiones son el principal factor que determina los estados energéticos de los átomos. Si se analiza el balance entre las transiciones de diferentes estados y se asume que estos niveles se distribuyen conforme a la ley de Boltzmann, se concluye que la emisión sigue la ley de Kirchhoff a la temperatura local TTT. Esto ocurre incluso si el campo radiativo varía y se desvía de la radiación emitida por un cuerpo negro, siempre y cuando la presión sea lo suficientemente alta como para que las colisiones sean el factor dominante. En tales condiciones, se establece el equilibrio termodinámico local (Sobrino, 2000).

1.2 Espectro electromagnético

Cuando contemplamos el cielo en una noche estrellada, la vasta cantidad de estrellas visibles despierta nuestra curiosidad acerca de su naturaleza y posición en el universo. Al reflexionar, comprendemos que lo que observamos es la luz emitida por esas estrellas, la cual se generó, recorrió grandes distancias a través del espacio durante largos periodos y finalmente alcanzó

nuestros ojos. Esto significa que estamos recibiendo energía e información provenientes del pasado, limitada a la pequeña franja del espectro donde nuestra visión es sensible, dentro de un espectro mucho más amplio que se extiende por todo el universo. Tanto esa luz como otras formas de radiación representan manifestaciones de energía que viajan a través del espacio (Fontal, 2005).

El espectro electromagnético abarca un rango extremadamente amplio de frecuencias y longitudes de onda, sin límites definidos en sus extremos. Aunque ha sido dividido en diferentes regiones, estas no están separadas por fronteras estrictas. Los parámetros más utilizados para describir el espectro electromagnético son la frecuencia y la longitud de onda (ver Tabla 2.1). La Figura 2.1 ilustra las distintas regiones espectro electromagnético.

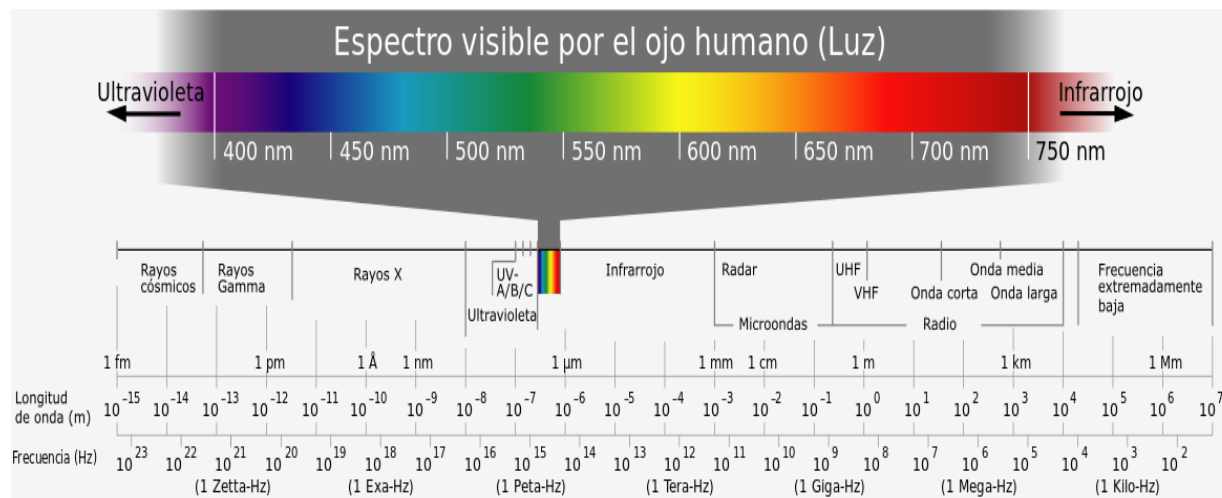


Figura 1: Espectro electromagnético (Fontal, 2005).

La radiación electromagnética puede ser descrita como ondas que se propagan, compuestas por campos eléctricos y magnéticos que oscilan de manera perpendicular entre sí, y a su vez, perpendiculares a la dirección en la que la onda se desplaza, figura (2.2). Observe que la oscilación del campo eléctrico \vec{E} y el campo magnético \vec{B} va desde un valor de cero amplitud hasta un valor máximo

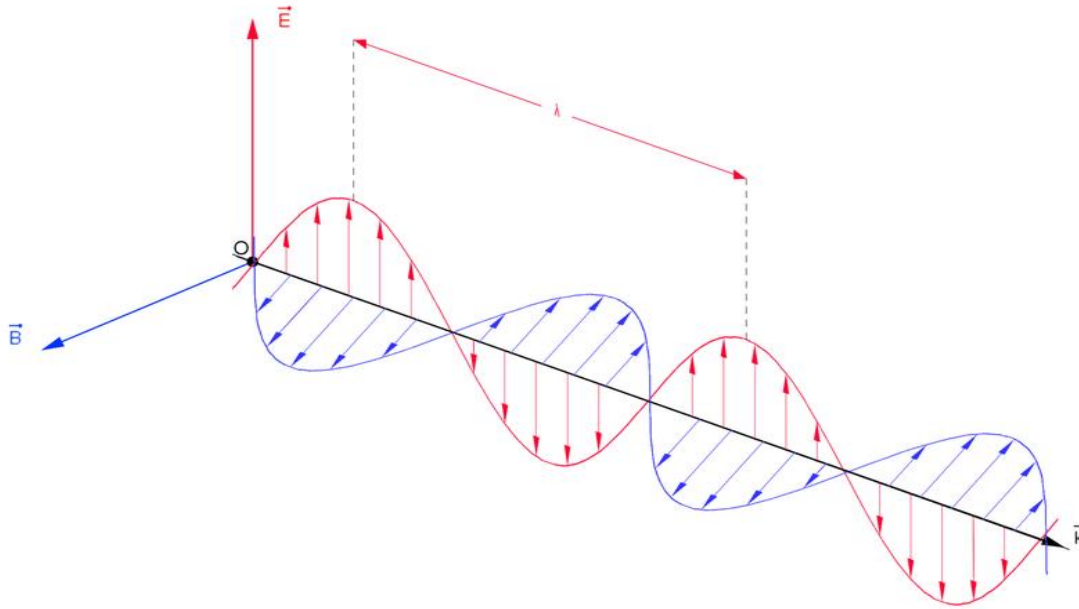


Figura 2: Representación gráfica de la onda electromagnética, donde \vec{E} representa el campo eléctrico y \vec{B} el campo magnético (Elaboración propia).

Tabla 1: Rangos aproximados del espectro electromagnético (Fontal, 2005).

Region	Frecuencia (Hz)	Longitud de onda (m)	Energía del fotón (eV, promedio)
Rayos gamma	$10^{22} - 10^{19}$	$10^{11} - 10^{-14}$	10^{10}
Rayos-X	$10^{17} - 10^{20}$	$10^{-8} - 10^{-11}$	10^5
Ultravioleta	$10^{15} - 10^{17}$	$10^{-6} - 10^{-8}$	10^3
Visible	$10^{14} - 10^{15}$	$4 \times 10^{-6} - 7 \times 10^{-6}$	1
Infrarrojo	$10^{11} - 10^{14}$	$10^{-3} - 10^{-5}$	10^{-3}
Microondas	$10^9 - 10^{11}$	$10^{-1} - 10^{-3}$	10^{-5}
Ondas de radio	$10^3 - 10^9$	$10^5 - 10^{-1}$	10^{-10}
Corriente alterna	$10^2 - 10^3$	$10^7 - 10^5$	10^{-15}

La frecuencia ν es en unidades de 1/seg (s^{-1}). Esta unidad se mide en 1 herzio (Hz) (sistema SI). $1 \text{ Hz} = 1 \text{ s}^{-1}$. También se utilizan: $1 \text{ kHz} = 10^3 \text{ Hz}$; $1 \text{ MHz} = 10^6 \text{ Hz}$; $1 \text{ GHz} = 10^9 \text{ Hz}$. Las unidades de longitud de onda, depende de la región del espectro que se esté analizando. Para las ondas de baja frecuencia se utilizan valores de λ en metros (m) ó en centímetros (cm). Para ondas de alta frecuencia (Ver figura 2.1) utilizan cantidades de λ en micrómetros, $1 \mu\text{m} = 10^{-6} \text{ m}$; nanómetros, $1 \text{ nm} = 10^{-9} \text{ m} = 10 \text{ \AA}$ y en angstrom, $1 \text{ \AA} = 10^{-8} \text{ cm} = 10^{-10} \text{ m}$). El valor aceptado de la rapidez de la luz es $c = 299792.458 \text{ km/s}$ ($2.99792458 \times 10^8 \text{ m/s}$) (Fontal, 2005).

Según la teoría de la relatividad de Einstein, la velocidad de la luz en el vacío, representada como c , es una constante universal que permanece invariable a lo largo de todas las regiones del espectro electromagnético, independientemente de la frecuencia (ν) o de la longitud de onda (λ). Además, la luz puede propagarse sin la necesidad de un medio y establece el límite máximo de velocidad en el universo.

1.3 Magnitudes radiométricas

Los principales conceptos que permiten entender de qué modo puede utilizarse la radiación electromagnética en teledetección para obtener información de los sistemas en estudio. En primer lugar se exponen las situaciones básicas relacionados con el transporte, por parte de las ondas electromagnéticas, de la energía y se introducen las características radiativas de la materia (Sobrino, 2000).

Para realizar la observación de un sistema, es indispensable que el sensor capte el flujo de energía emitido por dicho sistema. Por esta razón, se emplean las magnitudes comúnmente utilizadas en física para caracterizar el campo radiativo.

1.3.1 Flujo radiante (Φ).- El campo radiativo corresponde al campo electromagnético que una onda transporta entre su fuente emisora y el detector. La energía vinculada a esta onda, conocida como energía radiante (Q), se mide en julios (J). A la energía radiante por unidad de tiempo se le conoce como flujo radiante $\Phi = \frac{dQ}{dt}$, y se mide en watts (W). En la teoría del electromagnetismo, Φ es el flujo del vector de Poynting. Esta magnitud no proporciona ninguna información sobre la distribución ni tampoco la dirección de la radiación. Por lo que se define la densidad de flujo

radiante $F = \frac{d\phi}{dA}$, que es el flujo radiante que atraviesa una superficie dA . F se mide en watts por metro cuadrado ($W m^{-2}$) (Sobrino, 2000).

1.3.2 Intensidad radiante (I).- La intensidad radiante I , es el flujo radiante llevado dentro de un ángulo sólido $d\Omega$, y se mide en watts por estereorradián ($W sr^{-1}$) (Liou, 2002).

$$I = \lim_{\Delta\Omega \rightarrow 0} \frac{d\phi}{d\Omega} \quad (2.1)$$

1.3.3 Radiancia (L).- Se define como el flujo radiante desde una superficie elemental, dA , por unidad de ángulo sólido $d\Omega$ (Figura 2.3), y por superficie en una dirección confinada a un diferencial de ángulo sólido θ respecto a la normal de dA (Liou, 2002).

$$L = \frac{d^2\phi}{\cos\theta dA d\Omega} \quad (2.2)$$

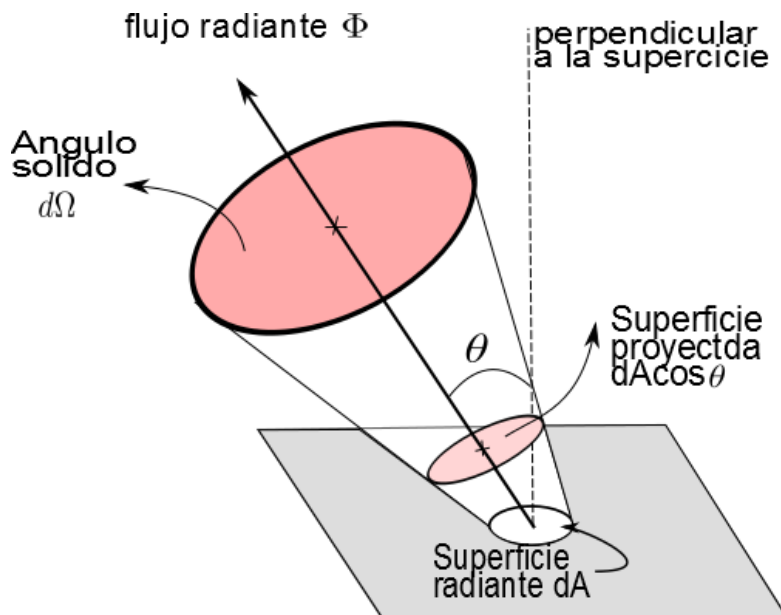


Figura 3: Ilustración geométrica de la radiancia (Adaptado de Mendoza, 2012).

La radiancia, también conocida como intensidad, se expresa en vatios por metro cuadrado y estereorradián ($W m^{-2} sr^{-1}$). En el ámbito de la teledetección, es común emplear la radiancia espectral, que se define como la radiancia por unidad de longitud de onda, $L = dL/d\lambda$, medida en watts por metro cuadrado, estereorradián y micrómetro ($W m^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}$).

1.3.4 Emitancia radiante (M).- Se define como el flujo radiante que atraviesa una superficie elemental dA , su unidad es $W m^{-2}$. Está dada por la ecuación (Liou, 2002).

$$M = \frac{d\phi}{dA} \quad (2.3)$$

1.3.5 Irradiancia (E).- La irradiancia se refiere a la cantidad de energía que incide en un área elemental dA , y su unidad es $W m^{-2}$. (Sobrino, 2000).

$$E = \frac{d\phi}{dA} \quad (2.4)$$

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

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

1.4 Características radiativas de la materia

El análisis de las propiedades permite estudiar cómo interactúa la radiación con la materia, con el objetivo de describir el sistema bajo investigación. La forma en que esta interacción ocurre varía según el rango del espectro electromagnético considerado (Sobrino, 2000).

Cuando un flujo de energía, Φ_i , alcanza el área de cualquier material, una parte de esta radiación es reflejada, y por tanto, es devuelta al medio del cual procede, originando así un flujo reflejado, Φ_r . Otra parte es absorbida y transmitida por la superficie.

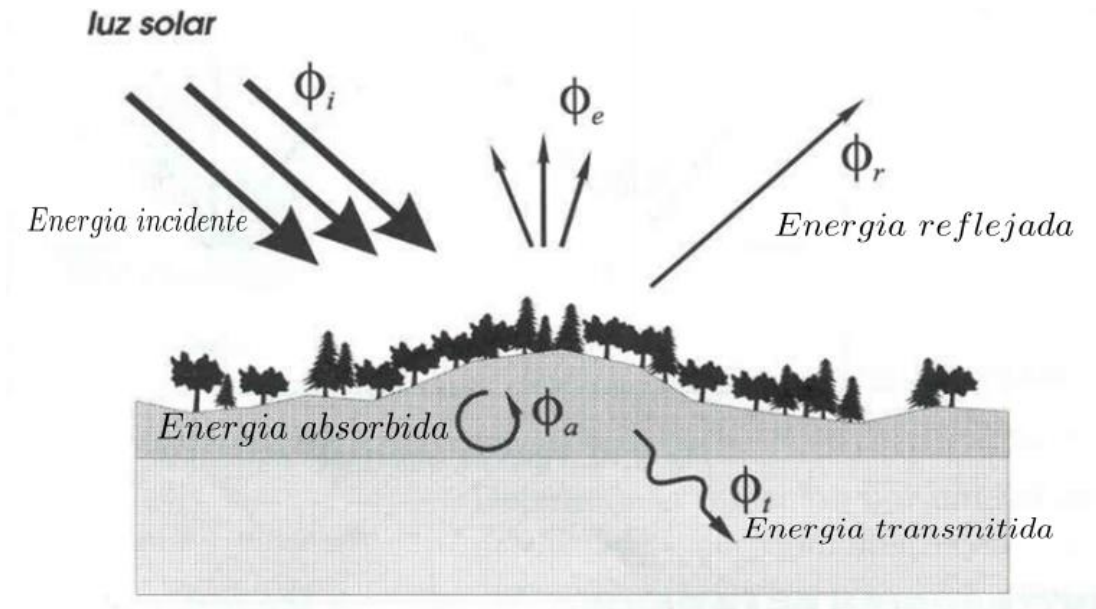


Figura 4: Interacción de la energía electromagnética con la materia (Adaptado de Sobrino, 2000).

Por consiguiente, la radiación electromagnética que recibe el área puede descomponerse en tres términos:

$$\Phi_i = \Phi_r + \Phi_a + \Phi_t \quad (2.5)$$

No obstante, es habitual expresar la ecuación inmediata anterior en unidades relativas, para ello se divide entre el flujo incidente, de forma:

$$1 = \frac{\Phi_r}{\Phi_i} + \frac{\Phi_a}{\Phi_i} + \frac{\Phi_t}{\Phi_i} \quad (2.6)$$

$$\frac{\Phi_r}{\Phi_i} = \rho \quad (2.7)$$

$$\frac{\Phi_a}{\Phi_i} = \alpha \quad (2.8)$$

$$\frac{\Phi_t}{\Phi_i} = \tau \quad (2.9)$$

Dónde: ρ , α y τ son reflectividad, absorptividad y transmisividad respectivamente (Pinilla, 2007).

1.4.1 Reflectividad.

La reflectividad de una superficie se define a partir de la intensidad incidente absorbido y reflejado respectivamente en forma relativa a la intensidad incidente. La reflectividad espectral direccional ρ se define en función de la fracción de intensidad radiante incidente que es reflejada por la superficie (Failache, 2010).

$$\rho = \frac{I_r}{I_i} = \frac{d\Phi_r}{d\Phi_i} \quad (2.10)$$

Las superficies pueden clasificarse en dos tipos ideales: reflectores especulares y reflectores difusores. Se consideran difusoras aquellas superficies donde la radiación reflejada no depende del ángulo de incidencia ni del ángulo de la radiación reflejada, como ocurre en los emisores difusivos (ver figura 2.4). Por otro lado, una superficie reflectante especular refleja la radiación en un ángulo específico, correspondiente al ángulo de reflexión especular respecto al ángulo de incidencia. En la práctica, las superficies reales presentan un comportamiento intermedio, influenciado por su rugosidad (Failache, 2010).

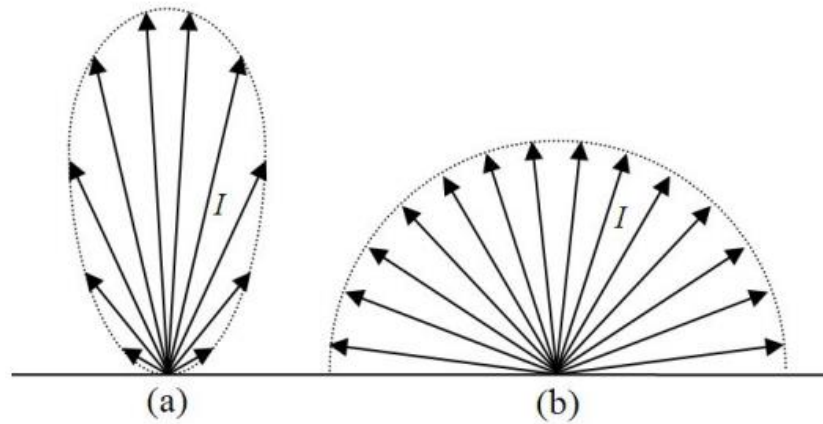


Figura 5: Superficies reflectoras especulares, (a) superficie real; (b) superficie difusora perfecta (Failache, 2010).

1.5 Radiación de un cuerpo negro

Todos los objetos con una temperatura superior al cero absoluto emiten energía radiante. Un cuerpo negro se define como un radiador ideal que no solo emite energía de manera perfecta, sino que también absorbe por completo toda la energía que incide sobre él. La radiación emitida

por un cuerpo negro varía en función de su longitud de onda, $B(\lambda, T)$, se midió a fines del siglo XIX. En 1893, Wien obtuvo la siguiente forma para esta distribución (Failache, 2010).

$$B(\lambda, T) = \frac{f(\lambda T)}{\lambda^5} \quad (2.11)$$

Dónde: λ es la longitud de onda de la radiación, T es la temperatura absoluta y $f(\lambda T)$ es la función de la multiplicación de longitud de onda y la temperatura. $h\nu$.

Rayleigh y Jeans, basándose en la teoría clásica del electromagnetismo, predijeron que la energía emitida por un cuerpo negro aumentaría indefinidamente a longitudes de onda cortas, lo cual contradecía los datos experimentales. Esta discrepancia se denominó la "catástrofe de Rayleigh y Jeans". En 1901, Planck propuso que la energía está cuantizada en unidades discretas, denominadas cuantos, con un valor igual a $h\nu$. A partir de esta hipótesis y de principios termodinámicos, Planck dedujo la distribución espectral de la radiación de un cuerpo negro (Liou, 2002)

$$M_\lambda = B(\lambda, T) = \frac{2\pi hc^2}{\lambda^5} \frac{1}{e^{\left[\frac{hc}{k\lambda T}\right]} - 1} = \frac{C_1}{\lambda^5} \frac{1}{e^{\left[\frac{C_2}{\lambda T}\right]} - 1} \quad (2.12)$$

donde:

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

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

donde:

$c = 2.99792458 m \cdot s^{-1}$ es rapidez de la luz,

$h = 6.626176 \times 10^{-34} J s$ es la constante de Planck

$k = 1.380662 \times 10^{-23} J K^{-1}$ es la constante de Boltzmann.

La gráfica de la ecuación en función de su longitud de onda para diferentes temperaturas lo podemos verificar en la Figura 6.

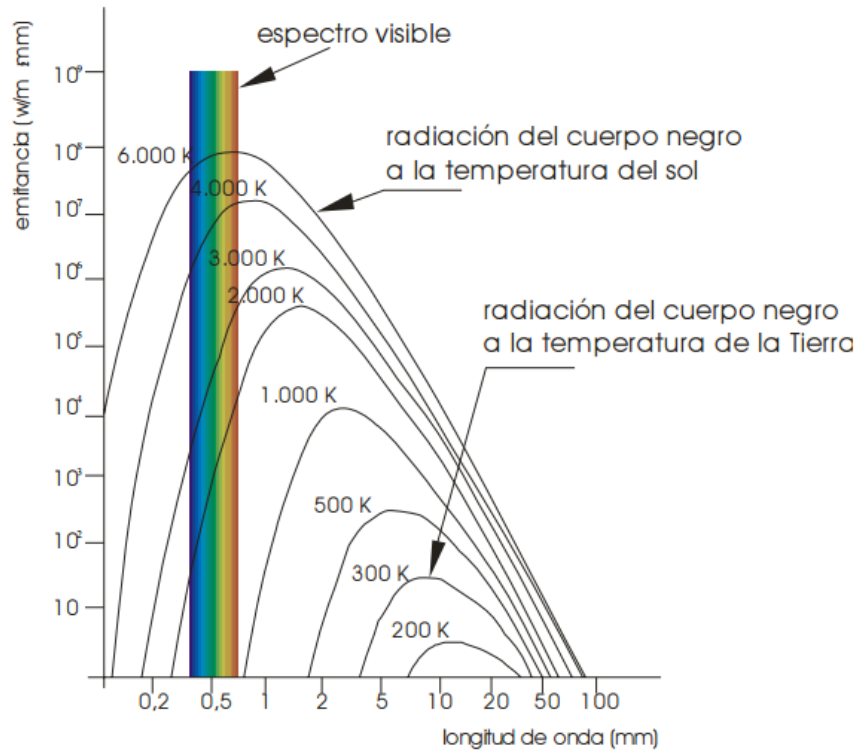


Figura 6: Espectro de cuerpos negros a diferentes temperaturas (Pinilla, 2007).

Al integrar la ecuación (2.12) en todo el rango de longitudes de onda, se obtiene la emitancia total de un cuerpo negro a una cierta temperatura específica. Para ello, se realiza inicialmente un cambio de variables.

$$\lambda = \frac{c}{\nu} \quad \frac{d\lambda}{d\nu} = -\frac{c}{\nu^2} \quad (2.13)$$

$$B(\lambda, T)d\lambda = -B(\nu, T)d\nu \quad (2.14)$$

la ecuación (2.12) la podemos escribir como:

$$B(\nu, T) = \frac{C_1 \nu^3}{c^4 \left[e^{\left[\frac{C_2 \nu}{cT} \right]} - 1 \right]} \quad (2.15)$$

Así, la emitancia total es

$$M = \int_0^{\infty} B(\nu, T) d\nu = \int_0^{\infty} \frac{C_1 \nu^3}{c^4 \left[e^{\left[\frac{C_2 \nu}{cT} \right]} - 1 \right]} d\nu \quad (2.16)$$

Haciendo otro cambio de variable

$$x = \frac{C_2 \nu}{cT} \quad dx = \frac{C_2}{cT} d\nu \quad (2.17)$$

Obtenemos:

$$M = \frac{C_1 T^4}{C_2^4} \int_0^{\infty} \frac{x^3 dx}{e^x - 1} \quad (2.18)$$

Integramos la ecuación (2.18) es la denominada función Zeta de Rieman para $n=3$, y tiene un valor de $\pi^4/15$. La emitancia total en unidades ($W m^{-2}$) será entonces:

$$M = \frac{C_1 \pi^4 T^4}{15 C_2^4} = \sigma T^4 \quad (2.19)$$

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

La Ley de Stefan-Boltzmann afirma que la radiancia total de un cuerpo negro está determinada exclusivamente por la cuarta potencia de la temperatura absoluta. Para encontrar la longitud de onda corresponde al valor máximo de la función de Planck, se debe derivar la expresión (2.11) con respecto a λ e igualar el resultado a cero. De esta manera, se obtiene:

$$\lambda_{\max} = \frac{2898.3}{T} \mu m \quad (2.20)$$

Esta relación indica que, a medida que aumenta la temperatura, la longitud de onda disminuye (y la frecuencia, ν , aumenta) en el punto donde se alcanza el máximo (ver figura 2.5). Este espacio hacia longitudes de onda más cortas se conoce como la Ley de desplazamiento de Wien. Además, es importante señalar que, al aumentar la temperatura, también crece el área bajo la curva, lo que significa que la radiancia total aumenta, tal como lo dice la ecuación (2.4).

1.6 Ley de Kirchhoff

De manera general, una fuente de radiación se encuentra rodeada por otras fuentes, lo que hace que, además de emitir radiación, también desempeñe el papel de receptor. La temperatura de dicha fuente está determinada por la cantidad de energía que emite y absorbe. Se considera que existe un equilibrio de radiación cuando estas dos energías son iguales, independientemente de la longitud de onda considerada (Sobrino, 2000).

Si se introduce un objeto en una cavidad de radiación que ya contiene radiación de cuerpo negro, $B_\lambda(T)$, y se deja que el sistema evolucione hasta alcanzar el equilibrio térmico a la temperatura T , el resultado será equivalente a modificar las paredes de la cavidad de manera que no se altere el campo de radiación. No obstante, si se asume que el objeto absorbe una fracción α_λ del flujo radiante φ_λ incidente sobre dA en cualquier dirección y emite su propia radiancia L_λ se llega a la siguiente expresión (Sobrino, 2000):

$$(1 - \alpha_\lambda)B_\lambda(T) + L_\lambda = B_\lambda(T) \quad (2.21)$$

Que conduce a la solución

$$L_\lambda = \alpha_\lambda B_\lambda(T), 0 \leq \alpha_\lambda \leq 1 \quad (2.22)$$

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

$$L_\lambda(\text{absorbida}) = \alpha_\lambda B_\lambda(T) = L_\lambda(\text{emitida}) = \varepsilon_\lambda B_\lambda(T) \quad (2.23)$$

De la ecuación anterior se obtiene la siguiente relación:

$$\alpha_\lambda = \varepsilon_\lambda \quad (2.24)$$

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

Teniendo en cuenta que, por simple conservación de la energía, la reflectividad, la transmisividad y la absorptividad suman la unidad, $\rho(\lambda) + \tau(\lambda) + \alpha(\lambda) = 1$, y que para una superficie opaca la transmisividad es cero, $\tau(\lambda) = 0$, es posible obtener la siguiente relación entre la emisividad y reflectividad:

$$\varepsilon_\lambda = 1 - \alpha(\lambda), \quad (2.25)$$

Donde se considera la ley de Kirchhoff dada por la ecuación (2.14). La expresión dada por la ecuación (2.15) se utiliza para obtener valores determinados de emisividad de una área a partir de medidas de reflectividad (Liou, 2002).

1.7 Emisividad de un cuerpo

La radiación térmica, está constituida por un conjunto de ondas electromagnéticas de diferentes longitudes de onda. Los cuerpos solidos emiten radiación por su superficie en todas las direcciones. Los cuerpos en realidad no se comportan como emisores perfectos, por lo que la radiación electromagnética emitida por un cuerpo real es en todos los casos menor que la obtenida por un cuerpo negro. Por tanto, es necesario cuantificar la capacidad de emisión de un área, tomando en cuenta la del cuerpo negro como. Es posible relacionar ambas distribuciones mediante la ley de Kirchhoff considerando que la emitancia M de cualquier cuerpo a una temperatura dada (Sobrino, 2000; Pinilla, 2007).

De esta forma, se hace referencia a la emisividad espectral $\varepsilon(\lambda)$, como la razón de emitancia real a una cierta temperatura T , sobre a la emitancia ideal de un cuerpo negro a la misma temperatura que el cuerpo real.

$$\varepsilon(\lambda) = \frac{M(\lambda)}{M_n(\lambda)} \quad (2.26)$$

Un cuerpo negro ideal representa una emisividad igual a 1, mientras que para un cuerpo que no sea radiador perfecto $0 \leq \varepsilon(\lambda) \leq 1$, siendo $\varepsilon=0$ en el caso de un cuerpo reflector perfecto.



UNSCH

FACULTAD DE
INGENIERÍA
DE MINAS, GEOLOGÍA Y CIVIL

ACTA DE SUSTENTACIÓN DE TESIS N° 001-2025-FIMGC

**PARA OPTAR EL TÍTULO PROFESIONAL DE LICENCIADO EN CIENCIAS FÍSICO
MATEMÁTICAS EN LA ESPECIALIDAD DE FÍSICA**

En la Universidad Nacional de San Cristóbal de Huamanga de la ciudad de Ayacucho, en cumplimiento a la **RESOLUCIÓN DECANAL No 013-2025-FIMGC-D**, a los catorce días del mes de marzo de 2025, siendo las 9:00 a.m., reunidos en el Auditorio de la Escuela Profesional de Ciencias Físico Matemáticas, bajo la presidencia del Mg. Walter Mario SOLANO REYNOSO y los miembros: Lic. Noel TORRES HUARIPAUCAR y Mg. Renato SOCA FLORES, actuando como secretario docente el MSc. Ing. Saul Walter RETAMOZO FERNÁNDEZ, para proceder a la sustentación de tesis para optar el Título Profesional de Licenciado en Ciencias Físico Matemáticas en la especialidad de Física, del bachiller:

Jimmy VARGAS HUAMAN

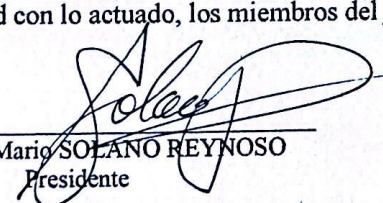
Quien presentó la tesis denominada:

**“VARIABILIDAD ESPACIAL Y TEMPORAL DE LA INERCIA TÉRMICA APARENTE
UTILIZANDO IMÁGENES DEL SENSOR MODIS, REGIÓN DE AYACUCHO,
PERIODO 2009-2021”**

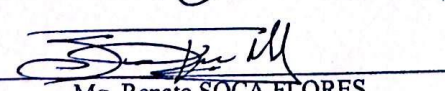
Los señores miembros del jurado, luego de expuesta la tesis y absueltas las preguntas, deliberaron y declararon:

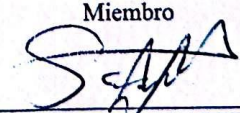
Aprobado con diecisiete (17)

Siendo las 10:30 a.m. del día 14 de marzo de 2025, culmina el acto de sustentación de tesis, y en conformidad con lo actuado, los miembros del jurado firman al pie del presente.


Mg. Walter Mario SOLANO REYNOSO
Presidente


Lic. Noel TORRES HUARIPAUCAR
Miembro


Mg. Renato SOCA FLORES
Miembro - Asesor


MSc. Saul Walter RETAMOZO FERNANDEZ
Secretario docente de la FIMGC

FACULTAD DE INGENIERÍA
DE MINAS Y CIVIL
Av. Independencia S/N
Ciudad Universitaria
Central Tel. 066 312510
Anexo 151



CONSTANCIA DE ORIGINALIDAD DE TRABAJO DE INVESTIGACIÓN

CONSTANCIA N° 002-2025-JAHQ-FIMGC/UNSCH

El que suscribe; responsable verificador de originalidad de trabajos de tesis de pregrado con el software Turnitin, en segunda instancia para las **Escuelas Profesionales de la Facultad de Ingeniería de Minas, Geología y Civil**; en cumplimiento a la **Resolución de Consejo Universitario N° 039-2021-UNSCH-CU**, Reglamento de Originalidad de Trabajos de Investigación de la Universidad Nacional San Cristóbal de Huamanga y **Resolución Decanal N° 697-2024-FIMGC -D**, deja constancia de originalidad de trabajo de investigación, que el/la Sr./Srta.

Nombres y Apellidos : VARGAS HUAMAN, JIMMY.
Escuela Profesional : CIENCIAS FÍSICO MATEMÁTICAS.
Título de la Tesis : "VARIABILIDAD ESPACIAL Y TEMPORAL DE LA INERCIA TÉRMICA APARENTE UTILIZANDO IMÁGENES DEL SENSOR MODIS, REGIÓN DE AYACUCHO, PERIODO 2009-2021."
Evaluación de la Originalidad : 18% Índice de Similitud.
Identificador de la entrega : 2639033773.

Por tanto, según los Artículos 12, 13 y 17 del Reglamento de Originalidad de Trabajos de Investigación, es **PROCEDENTE** otorgar la **Constancia de Originalidad** para los fines que crea conveniente.

En señal de conformidad y verificación se firma la presente constancia

Ayacucho, 08 de abril del 2025.

Dr. JUAN ALFREDO HUAMANCHAQUI QUISPE
DNI N°: 41764585

“VARIABILIDAD ESPACIAL Y
TEMPORAL DE LA INERCIA
TÉRMICA APARENTE
UTILIZANDO IMÁGENES DEL
SENSOR MODIS, REGIÓN DE
AYACUCHO, PERIODO 2009-
2021.”

por JIMMY VARGAS HUAMAN

Fecha de entrega: 08-abr-2025 02:34a.m. (UTC-0500)

Identificador de la entrega: 2639033773

Nombre del archivo: TESIS.pdf (4.96M)

Total de palabras: 22077

Total de caracteres: 120964

“VARIABILIDAD ESPACIAL Y TEMPORAL DE LA INERCIA TÉRMICA APARENTE UTILIZANDO IMÁGENES DEL SENSOR MODIS, REGIÓN DE AYACUCHO, PERIODO 2009-2021.”

INFORME DE ORIGINALIDAD

18%

INDICE DE SIMILITUD

19%

FUENTES DE INTERNET

7%

PUBLICACIONES

8%

TRABAJOS DEL
ESTUDIANTE

FUENTES PRIMARIAS

1	repositorio.unsch.edu.pe Fuente de Internet	4%
2	Submitted to Universidad Nacional de San Cristóbal de Huamanga Trabajo del estudiante	3%
3	tdx.cat Fuente de Internet	1%
4	hdl.handle.net Fuente de Internet	1%
5	repositorio.igp.gob.pe Fuente de Internet	1%
6	creativecommons.org Fuente de Internet	1%
7	www.bcrp.gob.pe Fuente de Internet	<1%
8	documentop.com Fuente de Internet	<1%
9	es.scribd.com Fuente de Internet	<1%
10	1library.co Fuente de Internet	<1%
11	Submitted to Universidad Nacional Federico Villarreal Trabajo del estudiante	<1%

12	aulavirtual.ig.conae.gov.ar Fuente de Internet	<1 %
13	www.cienciasinaloa.ipn.mx Fuente de Internet	<1 %
14	www.ciga.unam.mx Fuente de Internet	<1 %
15	Submitted to Universidad Politecnica Salesiana del Ecuador Trabajo del estudiante	<1 %
16	edoc.pub Fuente de Internet	<1 %
17	purl.org Fuente de Internet	<1 %
18	qdoc.tips Fuente de Internet	<1 %
19	pdfcoffee.com Fuente de Internet	<1 %
20	roderic.uv.es Fuente de Internet	<1 %
21	cybertesis.unmsm.edu.pe Fuente de Internet	<1 %
22	oa.upm.es Fuente de Internet	<1 %
23	sinia.minam.gob.pe Fuente de Internet	<1 %
24	es.slideshare.net Fuente de Internet	<1 %
25	repositorio.umsa.bo Fuente de Internet	<1 %
26	Submitted to Universidad de Manizales Trabajo del estudiante	<1 %

27	repositorio.usanpedro.edu.pe Fuente de Internet	<1 %
28	pdfs.semanticscholar.org Fuente de Internet	<1 %
29	documen.site Fuente de Internet	<1 %
30	repositorio.unicauca.edu.co:8080 Fuente de Internet	<1 %
31	"Dinámicas espaciales y temporales de la vegetación zonal en la Región Altiplano andino, hotspot de biodiversidad Andes Tropicales (2000 – 2020)", Pontificia Universidad Católica de Chile, 2022 Publicación	<1 %
32	mundocartogeo.files.wordpress.com Fuente de Internet	<1 %
33	www.aet.org.es Fuente de Internet	<1 %
34	idoc.pub Fuente de Internet	<1 %
35	livrosdeamor.com.br Fuente de Internet	<1 %
36	riunet.upv.es Fuente de Internet	<1 %

Excluir citas

Activo

Excluir coincidencias < 30 words

Excluir bibliografía

Activo