Universidad Nacional Mayor de San Marcos
Universidad del Perú. Decana de América
Facultad de Ciencias Físicas
Escuela Profesional de Física

Estimación de la evapotranspiración en la localidad de Zurite-Cusco, utilizando métodos de interpolación de datos climatológicos

TESIS

Para optar el Título Profesional de Licenciado en Física

AUTOR

Jorge Luis NOLE MEDINA

ASESOR

José Carlos ECHE LLENQUE

Lima, Perú

2023



Reconocimiento - No Comercial - Compartir Igual - Sin restricciones adicionales

https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/

Usted puede distribuir, remezclar, retocar, y crear a partir del documento original de modo no comercial, siempre y cuando se dé crédito al autor del documento y se licencien las nuevas creaciones bajo las mismas condiciones. No se permite aplicar términos legales o medidas tecnológicas que restrinjan legalmente a otros a hacer cualquier cosa que permita esta licencia.

Referencia bibliográfica

Nole, J. (2023). *Estimación de la evapotranspiración en la localidad de Zurite-Cusco, utilizando métodos de interpolación de datos climatológicos*. [Tesis de pregrado, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Facultad de Ciencias Físicas, Escuela Profesional de Física]. Repositorio institucional Cybertesis UNMSM.

Metadatos complementarios

Datos de autor	
Nombres y apellidos	Jorge Luis Nole Medina
Tipo de documento de identidad	DNI
Número de documento de identidad	46902397
URL de ORCID	-
Datos de asesor	
Nombres y apellidos	Jose Carlos Eche Llenque
Tipo de documento de identidad	DNI
Número de documento de identidad	10710458
URL de ORCID	https://orcid.org/0000-0003-3667-4982
Datos del jurado	
Presidente del jurado	
Nombres y apellidos	Octavio Fashe Raymundo
Tipo de documento	DNI
Número de documento de identidad	10351868
Miembro del jurado 1	
Nombres y apellidos	David Pareja Quispe
Tipo de documento	DNI
Número de documento de identidad	41273620

Datos de investigación	
Línea de investigación	Geofísica
Grupo de investigación	Ciencias de la Tierra, Clima y Medio Ambiente - CTCLIMA
Agencia de financiamiento	Perú. Universidad Nacional Mayor de San Marcos. Vicerrectorado de Investigación y Posgrado VRIP – UNMSM. PCONFIGI 2019. B19131081
Ubicación geográfica de la investigación	Edificio: Facultad de Ciencias Físicas País: Perú Departamento: Lima Provincia: Lima Distrito: Lima Calle: Cercado de Lima 15081, Cuidad Universitaria, Universidad nacional Mayor de Sana Marcos Latitud: -12.05572 Longitud: -77.02324
Año o rango de años en que se realizó la investigación	2019- 2021
URL de disciplinas OCDE	http://purl.org/pe-repo/ocde/ford#1.05.04

Universidad Nacional Mayor de San Marcos
Universidad del Perú. Decana de América

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS

ESCUELA PROFESIONAL DE FÍSICA

ACTA DE SUSTENTACIÓN DE TESIS PARA OPTAR EL TÍTULO PROFESIONAL DE LICENCIADO EN FÍSICA

Siendo las 16:00 horas del jueves 15 de junio del 2023, en el Salón de Grados de la Facultad de Ciencias Físicas (Auditorio 109), bajo la Presidencia del Mg. Octavio Fashé Raymundo (Presidente), Dr. David Pareja Quispe (Miembro Titular), el Lic. José Carlos, Eche Llenque (Asesor) y el Mg. Fernando Mestanza Hernández (Miembro Suplente), se dio inicio a la Sesión Pública de Sustentación de Tesis para la Licenciatura en Física, mediante la Modalidad M1, del Bachiller:

JORGE LUIS NOLE MEDINA

Dando lectura al Resumen del Expediente, el Presidente del Jurado, invitó al Bachiller Jorge Luis Nole Medina a realizar una exposición de Tesis titulada: "Estimación de la evapotranspiración en la localidad de Zurite-Cusco, utilizando métodos de interpolación de datos climatológicos"

Concluida la exposición del candidato y luego de las preguntas de rigor por parte del Jurado, el Presidente, invitó al Bachiller y al público a abandonar momentáneamente la Sala de Sesión, para dar paso a la deliberación y calificación por parte del Jurado.

Al término de la deliberación del Jurado, el Mg. Octavio Fashé Raymundo invitó al candidato y al público a pasar a la Sala de Sesión, para dar lectura al Acta de sustentación, en cuyo contenido se ha registrado la nota obtenida por el bachiller, la misma que ha sido de:

Aprobado con Honores	18	Dieciocho
(MENCIÓN)	(NÚMERO)	(LETRAS)

Finalmente, el Presidente del Jurado, propone al consejo de la Facultad que se le declare Licenciado en Física al Bachiller Jorge Luis Nole Medina. Siendo las 17:30 Horas, se levanta la Sesión.

Ciudad Universitaria, 15 de junio del 2023

Mg. Octavio Fashé Raymundo
PRESIDENTE

Dr. David Pareja Quispe
MIEMBRO

Lic. José Carlos, Eche Llenque
ASESOR

Mg. Fernando Mestanza Hernández
SUPLENTE

CERTIFICADO DE SIMILITUD

Yo, JOSE CARLOS ECHE LLENQUE, en mi condición de asesor acreditado con el Acuerdo Comité de Gestión No 102-EPF-FCF-21, de la tesis, cuyo título es *"Estimación de la evapotranspiración en la localidad de Zurite-Cusco, utilizando métodos de interpolación de datos climatológicos*", presentado por el bachiller JORGE LUIS NOLE MEDINA para optar el título de LIC. EN FISICA, CERTIFICO que se ha cumplido con lo establecido en la Directiva de Originalidad y de Similitud de Trabajos Académicos, de Investigación y Producción Intelectual. Según la revisión, análisis y evaluación mediante el software de similitud textual, el documento evaluado cuenta con el porcentaje de 9% de similitud, nivel **PERMITIDO** para continuar con los trámites correspondientes y para su **publicación en el repositorio institucional.**

Se emite el presente certificado en cumplimiento de lo establecido en las normas vigentes, como uno de los requisitos para la obtención del grado/ título/ especialidad correspondiente.

UNMSM Firmado digitalmente por ECHE LLENQUE Jose Carlos FAU 20148092282 soft
Motivo: Soy el autor del documento
Fecha: 25.10.2024 13:50:33 -05:00

Firma del Asesor _____

DNI: 10710458

JOSE CARLOS ECHE LLENQUE:



DEDICATORIA

A mi familia, sobre todo a mi abuela Segunda a quien extrañamos.

AGRADECIMIENTOS

Son numerosas las personas que han contribuido en el proceso y conclusión de esta tesis. En primer lugar, deseo expresar mi más profundo agradecimiento al Lic. Carlos Eche, quien ha sido mi asesor durante estos últimos 6 años y un maestro excepcional. Fue él quien creyó en este proyecto desde el principio, brindándome su apoyo tanto a nivel personal como institucional, y me alentó incansablemente a lo largo de esta investigación hasta su conclusión.

Este trabajo de tesis ha sido desarrollado en el marco del proyecto PCONFIGI 2019, titulado "Desarrollo de bioindicadores espectrales de cultivos priorizados usando imágenes de satélite y radiometría de campo", con código B19131081, aprobado y financiado por el VRIP-UNMSM con RR 03556-R-19.

También deseo dar un agradecimiento especial al Dr. Jasper Oshun por su invaluable apoyo durante nuestra salida de campo al Cuzco en junio de 2018. Su experiencia y orientación fueron fundamentales para el éxito de esta investigación.

Agradezco de manera sincera al Mg. Octavio Fashé por sus valiosos consejos y guía en el desarrollo de esta tesis. Sus aportes y conocimientos fueron de gran importancia para enriquecer mi trabajo.

Asimismo, quiero expresar mi gratitud al Mg. Rolando Adriano por su constante apoyo durante el curso de Seminario II, impartido en la Facultad de Ciencias Físicas de la UNMSM. Sus enseñanzas y orientación me han ayudado a consolidar mis conocimientos en el área.

Mi más profundo agradecimiento se dirige a mis padres, Ana y Jorge, quienes me dieron la vida y me brindaron la oportunidad de descubrir mi pasión por la ciencia. Su constante apoyo y confianza en mí han sido fundamentales para llegar hasta este punto.

Finalmente, quisiera agradecer a mi novia, Lisset Pariona, por su inquebrantable compañía y apoyo durante todo este proceso. Su amor y aliento me han impulsado a culminar esta etapa con éxito.

A todas estas personas, y a aquellas que de alguna manera han contribuido a esta tesis, les estoy enormemente agradecido. Sin su ayuda y respaldo, este logro no habría sido posible.

RESUMEN

El objetivo del presente trabajo de tesis es comparar diferentes métodos de interpolación, como el de Ponderación de Distancia Inversa (IDW en sus siglas en ingles), y Kriging aplicados en la variable meteorológicas de la temperatura del Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú (SENAMHI) y variables derivadas de la temperatura como la presión real de saturación y presión media de saturación, lo cual resultará en mapas interpolados sobre los cuales se aplicó un método de correlación para determinar su precisión. Seguidamente, se eligió el método más apropiado para proceder a calcular la Evapotranspiración potencial por el método de Pennman-Monteith y multiplicarlo por el coeficiente del cultivo. Se determinaron los coeficientes de calibración para la fecha del 30 de julio del 2019 con los resultados Pennman Monteith y METRIC, para estimar la Evapotranspiración real para la fecha 14 de julio del 2019 a partir de los coeficientes de calibración. El estudio considera la microcuenca Ramuschaka ubicada entre 3500-3900 m.s.n.m. En este trabajo se considera que la Evapotranspiración es un indicador de la cantidad de agua que demanda la superficie. Este parámetro se evalúa en base a una columna de vapor y transpiración de agua hacia la atmosfera; para la fecha de estimación. Adicionalmente, se ha utilizado los siguientes datos: Imagen del sensor OLI Landsat 8, imagen Sentinel 2A y un modelo de elevación digital ASTERGDEM. Las imágenes digitales se procesaron usando el lenguaje de programación MATLAB y para los procedimientos de interpolación se usó el lenguaje de programación R. Entre los resultados obtenidos se muestra el mapa de Evapotranspiración real promedio para el 14 de julio del 2019, se obtuvieron los mapas de temperatura de ambiente, presión real de saturación y presión media de saturación.

Palabras clave: Temperatura de ambiente, METRIC, NDVI, Kriging, IDW, Evapotranspiración, Pennman-Monteith, Firmas Espectrales.

ACRÓNIMOS

CFSv2	Climate Forecast System Version 2
ENVI	Environment for Visualizing Images
ETP	Evapotranspiración Potencial
ETR	Evapotranspiración Real
EEFLUX	Earth Engine Evapotranspiration Flux
ETact	Evapotranspiración Actual
ETr	Alfalfa Reference
ETrF	Fraction of alfalfa reference ET
FAO	La Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura
IDW	Inverse distance weighting
NLDAS	North American Land Data Assimilation System
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NDVI	Normalized Difference Vegetation Index
NIR	Near Infrared
USGS	United States Geological Survey
WGS84	World Geodetic System 84

ÍNDICE

RESUMEN iii
ACRÓNIMOS v
ÍNDICE vii
LISTA DE FIGURAS xi
LISTA DE TABLAS xix

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN

1.1 Introducción 1
1.2 Importancia de la Evapotranspiración 3
1.3 Identificación del problema 4
1.4 Hipótesis 4
1.5 Objetivos 4
1.5.1 Objetivo general 4
1.5.2 Objetivos específicos 4
1.6 Antecedentes 5

CAPÍTULO 2: FUNDAMENTO TEÓRICO

2.1 Temperatura 7
2.1.1Ley de Plank 7
2.2 Evaporación 8
2.2.1 Definición de evaporación 8
2.2.2 Factores que influyen en la evaporación 9
2.2.3 Métodos para medir la evaporación 9
2.3 Transpiración 18
2.3.1 Definición de transpiración 18
2.3.2 Factores que influyen en la transpiración 18
2.4 Evapotranspiración 19
2.5 Métodos para determinar la Evapotranspiración 19
2.5.1 Método FAO Pennman-Monteith 19

CAPÍTULO 3: MÉTODOS Y MATERIALES

3.1 Ubicación de la zona de estudio 21

3.2 Datos meteorológicos 22

3.3 Metodología 23

3.4 Métodos de Interpolación 24

3.4.1 Interpolación IDW 24

3.4.2 Interpolación Kriging 25

3.4.2.1 Kriging ordinario 26

3.5 Método FAO Pennman-Monteith. 30

3.5.1 Factores meteorológicos 30

3.5.2 Presión atmosférica 30

3.5.3 Temperatura del aire 31

3.5.4 Presión media de saturación 31

3.5.5 Presión real de saturación 32

3.5.6 Pendiente de curva de presión de saturación de vapor 32

3.5.7 Radiación extraterrestre 32

3.5.8 Radiación neta 33

3.5.9 Radiación solar 34

3.5.10 Radiación térmica 34

3.5.11 Radiación de onda corta 35

3.5.12 Velocidad del viento 35

3.5.13 Flujo de calor del suelo 35

3.6 Earth Engine Evapotranspiration Flux 36

3.6.1 Coeficientes de cultivo eeflux 38

3.7 Datos de sensores remotos 38

3.8 Modelo de elevación digital 40

3.9 Preprocesamiento de las imágenes satelitales 41

3.9.1 Correcciones Radiométricas 41

3.9.2 Corrección atmosférica 41
3.10 Determinación del índice de vegetación normalizada (NDVI) 43
3.11 Estimación de la emisividad en imágenes satelitales 44
3.12 Firmas espectrales 45
3.12.1 Librería espectral 45
CAPÍTULO 4: RESULTADOS
4.1 Corrección de altura para la temperatura ambiente 47
4.2 Interpolación IDW y Kriging 49
4.2.1 Interpolación IDW y Kriging para la temperatura 50
4.2.2 Interpolación IDW y Kriging de la presión real de saturación 52
4.2.3 Interpolación IDW y Kriging de la presión media de saturación 53
4.2.4 Cuadro resumen de interpolación IDW y Kriging 55
4.3 Método FAO Pennman-Monteith 57
4.4 Coeficiente de cultivo 58
4.5 Evapotranspiración Real 58
4.6 Correlación Evapotranspiración Real METRIC y FAO 56 59
4.7 Evapotranspiración Real estimada a partir de los modelos de correlación 60
4.8 Validación 61
4.8 .1 Validación de las variables meteorológicas 61
4.8 .2 Validación del NDVI 61
4.9 Correlación de la Evapotranspiración para la fecha 14/07/19 62
4.10 Análisis estadístico de los productos 62
4.11 Datos anómalos en la dispersión 63
CAPÍTULO 5: CONCLUSIONES
CAPÍTULO 6: RECOMENDACIONES
ANEXO A 66
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS 79

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

1.1 Introducción

En nuestro planeta, el 97.47% de agua se encuentra en mares y océanos; sólo un 2.53% es agua dulce, de ésta, el 69.7% está congelada, el otro 30% está bajo tierra y el 0.3% está disponible para ser utilizado en la industria, agricultura y consumo humano (Cirelli, 2005).

En el último siglo el número de habitantes a nivel mundial, aumentó 4.4 veces su valor hasta inicios del siglo XXI, mientras que la extracción del líquido vital incrementó 7.3 veces en el mismo espacio de tiempo; la extracción aumentó 1.7 veces más rápido que la metrópoli mundial. (FAO, 2010).

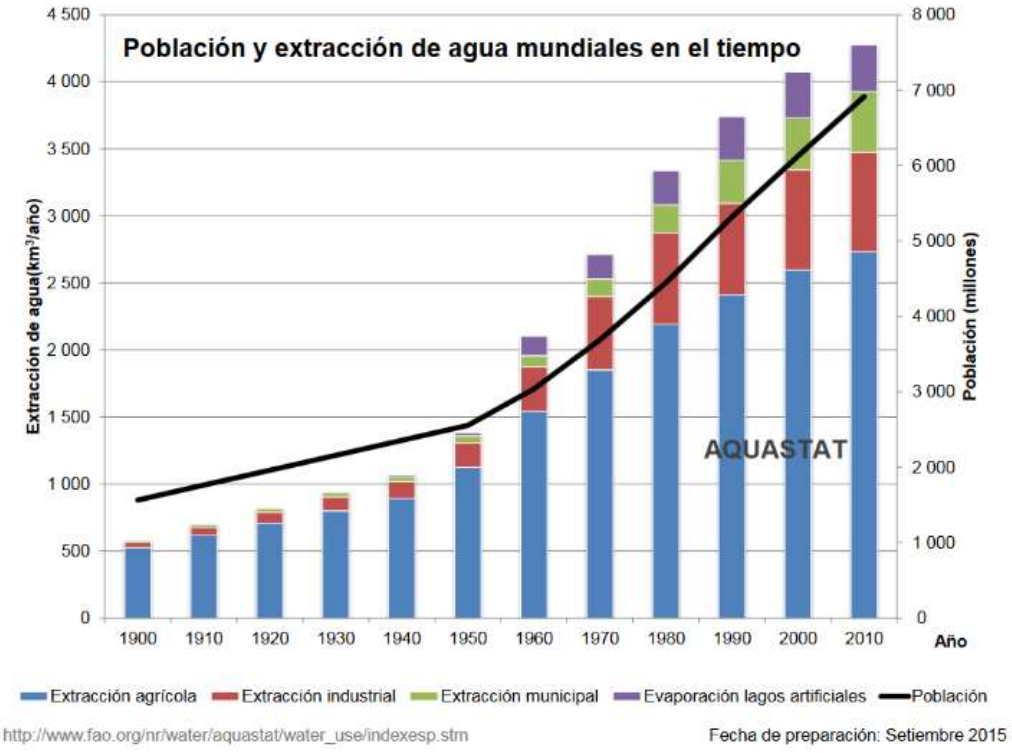

Figura 1: Población y extracción de agua en el tiempo (FAO, 2010)

La agricultura de riego es, de lejos, la división con mayor extracción y uso extenuado de agua en todo el mundo. Según evaluaciones de la FAO en el 2011, dicho sector utilizó el 70% del total de agua extraído. La irrigación es esencial para la alimentación mundial, de la extensión cultivada, sólo el 19% tenía estructuras y equipos de riego, sin embargo, elaboraban más del 40% de los cultivos a nivel mundial. En los últimos años la agricultura consumió mayor cantidad de agroquímicos, que han derivado en la polución de acuíferos (FAO, 2010). Ante esta preocupación, la ONU estableció dentro de sus 17 objetivos de desarrollo sostenible de agua y saneamiento, que propone en uno de sus objetivos finales aumentar la eficiencia de los recursos hídricos en todos los sectores, lo que incluye en gran medida a la agricultura ya que es la mayor demandante de este recurso (Naciones Unidas, 2016).

En el caso de Perú el sector agrícola utiliza el 86% del agua del país, aunque su eficiencia apenas llega al 35% (Jara, 2012).Actualmente, la insuficiencia de agua para uso agrícola fuerza al hombre a disponer de sistemas de riego más eficientes, un ejemplo de estos sistemas es el de riego localizado. Para que el diseño y la ejecución de dichos sistemas sean más eficientes es necesario estimar las necesidades hídricas de los cultivos.

El proyecto Bonanza en los Andes: Sustainable Water Management in Zurite, Perú dirigido por el Dr. Jasper Oshún de Humboldt State University, Departamento de Geología utiliza la demanda de agua para diseñar, y ayudar en la construcción de una red de canales de depósito y riego para el sector sur oeste de Zurite.La red de canales de depósito y riego benefició a 120 familias, lo que facilitó la agricultura durante todo el año, y el aumento de sus medios de vida. Para conseguir este objetivo se necesita calcular la cantidad de agua demandada por los cultivos lo cual es de suma importancia para el proyecto.

Ante lo expuesto anteriormente en el presente trabajo de tesis se propone una metodología para evaluar el método más eficiente de interpolación para las variables climatológicas como son la temperatura, presión real de saturación y presión media de saturación, que se utilizaran para determinar la Evapotranspiración potencial por el método de Pennman-Monteith y con este

resultado determinar la Evapotranspiración real por el método de los coeficientes de cultivo.

1.2 Importancia de la Evapotranspiración

En el área de la hidrología se estimó la Evapotranspiración en México, para las plantaciones de uva que se localizan ,principalmente, en la zona norte que pertenece a un clima árido o semiárido, donde el líquido es un recurso de uso restringido para la producción agrícola, por lo cual Zermeño González,(2017) estudio la tasa de evapotranspiración del cultivo de la vid y su vínculo con la de referencia del método FAO Penman-Monteith, mediante el cual determinó la evapotranspiración para planificar el plazo y la cantidad de irrigación; y así potenciar la eficiencia del uso del agua en la agricultura.

Debido al cambio climático en ciertas regiones se intensifican las sequías con un fenómeno de la naturaleza muy complejo debido a sus características (Wilhite, 2000). La sequía es un riesgo climático importante, con considerables intervenciones en los sectores ecológico, económico y social (Mulholland, 1997), se utilizaron dos índices para ello: índice de precipitación estándar y el índice de precipitación-evapotranspiración estandarizada; estos procesos son relevantes, para constatar si los procesos actuales de calentamiento en el campo de estudio están teniendo algún impacto de severidad de las sequias durante el tiempo examinado (Barrios).

En el área de la teledetección utilizando imágenes Landsat Según National Aeronautics and Space Administration determino el déficit de agua, en base al análisis de la evapotranspiración y el NDVI, El Idaho Department of Water Resources verificó que ciertos campos que alegaban estar deficientes de agua cuando no lo estaban (NASA, 2019).

En el área de los recursos hídricos el trabajo de Billesbach en el 2012 se utilizó la e vapotranspiración en la planificación para la gestión de acuíferos para ayudar a estimar la recarga de acuífero Ogalalla (Billesbach, 2012).

1.3 Identificación del Problema

Más del 70% del agua utilizada en el mundo es destinada a la agricultura (Araújo Vila, 2019). Este alto consumo, convierte a la agricultura en el sector de mayor demanda de este recurso. Ante esta problemática es de suma importancia encontrar las metodologías más eficientes para determinar las necesidades hídricas en la agricultura y poder tener una mejor gestión de este recurso tan limitado.

1.4 Hipótesis

El cálculo de la evapotranspiración junto con los adecuados métodos de interpolación permitirá estimar la evapotranspiración real para fechas en las cuales el satélite Landsat 8 no tiene cobertura, y se podrán utilizar los modelos METRIC y Pennam-Monthei para determinar los coeficientes de calibración y así calcular la estimación de la evapotranspiración en fechas cercanas.

1.5 Objetivos de la Tesis

1.5.1 Objetivo General

- Evaluar por intercomparación los métodos de interpolación de datos de temperatura, presión real de saturación y presión media de saturación para estimar la evapotranspiración en la microcuenca Ramuschaka para la localidad de Zurite.

1.5.2 Objetivos Específicos:

- Interpolar la temperatura de ambiente por el método IDW y Kriging en la microcuenca Ramuschaka.
- Interpolar la presión real y presión media de saturación por el método IDW y Kriging en la microcuenca Ramuschaka.
- Determinar los coeficientes de calibración a partir de la ecuación de regresión entre el modelo METRIC y Pennman-Monthei

- Establecer la distribución espacial de la evapotranspiración real (ETR) en la microcuenca Ramuschaka.

1.6 Antecedentes

En la actualidad se han desarrollado diversos métodos estadísticos para variables climáticas y así pronosticar la distribución espacial. Métodos de interpolación locales como inverso de distancia ponderada (IDW) y polígonos de Thiessen han sido uno de los más usados para predecir el clima y avance cartográfico (Núñez López, 2014), de igual manera los métodos geo-estadísticos como ***Kriging, co-Kriging y Spline*** (Vicente-Serrano, 2003).Dirks, (1998); Michaud, (1994) consideraron en sus estudios una alta densidad de estaciones meteorológicas, y entre sus resultados no encontraron disimilitudes significativas en la interpolación de los datos de precipitación con los métodos de IDW y el de Kriging. Sin embargo, para el caso de Perú la densidad de estaciones climatológicas es muy poca por ello se debe tener un método de interpolación más eficaz.

Se considera en el estudio denominado ***"cartografía de precipitaciones y temperaturas en el valle medio del Ebro",*** mediante la utilización de diferentes técnicas estadísticas en el 2002 (Sánchez, 2002) el que analizó la consistencia de distintas cartografías continuas de precipitación y temperatura conseguidas a partir de múltiples metodologías de interpolación. El análisis se realizó en el área de estudio del valle del Ebro, un espacio de topografía suave pero que se encuentra dominado por patrones climáticos de alta complejidad. Se realizaron 23 cartografías con múltiples tipos de metodologías (locales, globales y geos estadísticos). Los resultados más óptimos para la precipitación se obtuvieron mediante la aplicación de herramientas geoestadísticas. Concluyendo que para los mejores resultados para las temperaturas se obtienen a partir de un modelo de regresión múltiple.

Bustamante, (2003) evaluó los métodos de interpolación de una triada de familias: tendencias de las superficies georeferenciadas, regresiones múltiples con predictores los cuales usan modelos de elevación digital (MDE) y kriging, para interpolar la temperatura en la península española de los años 1965 al 1995. Sus resultados indicaron que es posible cuantificar la temperatura en puntos en los cuales no existen estaciones de meteorológicas, por ello hace aconsejable aplicar

estas técnicas de modo operativo para generar mapas de temperaturas o de distintos índices climáticos.

En el acuífero de la Gomera, las aguas bajo tierra son la primordial fuente de recursos hídricos, por ello el autor Izquierdo (Izquierdo, 2006) realizó un estudio para comparar varios métodos de interpolación para crear mapas de precipitación incorporando la altura, además se trabajaron con series mensuales de precipitación desde el año 1980 hasta el 2005. Los parámetros de un modelo esférico se adaptaron a interpolar tanto para el kriging ordinario (OK) como para el kriging con tendencia externa (KED). La superioridad teórica de la interpolación mediante kriging es la probabilidad de modelar la dependencia espacial de los valores de las variables (Lloyd, 2005)por lo que contribuye a optimos resultados que los métodos espaciales en la interpolación de variables climatologicas (Goovaerts, 2000). Además, en el KED se incorpora como inclinación externa la relación espacial de las cifras con la altitud. Para ello se empleó el Modelo Digital de Elevación SRTM. Calculando el RMSE para todos los meses, en donde se obtuvo que para el KED es menor que el del OK por lo que la inclusión de la altura como una tendencia externa de la interpolación espacial, en este caso, mejora los resultados de la interpolación a diferencia de los métodos en los que no se han considerado las tendencias externas en la interpolación espacial de los datos (Izquierdo, 2006).

Gómez, (2017) consideró tres métodos de interpolación de precipitación: el Inverso de la Distancia Ponderada, el Kriging Ordinario y el Co-Kriging Ordinario, con la finalidad de plantear un apropiado método para desarrollar un constante de precipitaciones en el estado de Chiapas, empezando por los valores conseguidos de manera mensual en 175 estaciones meteorológicas asignadas en dicho estado mientras corría el año 2014. El estudio da como conclusión que el Inverso de la Distancia Ponderada es la interpolación que mayor bondad, en cuestión estadística.

CAPÍTULO 2

FUNDAMENTO TEÓRICO

2.1 Temperatura

Definir la temperatura es difícil, sin embargo, es muy fácil entender que la temperatura es una cantidad escalar que nos dice que tan caliente o que tan frio esta un objeto. Es claro que este concepto está basado en nuestra percepción sensorial (subjetiva) de frio o caliente. Por consiguiente, no puede aceptarse como una descripción objetiva. La descripción microscópica dice que la temperatura es una manifestación de la energía interna de un sistema (energía cinética y energía potencial de las moléculas de un sistema) (Tipler, 2000).

2.1.1 Ley de Planck

En 1900, Max Planck determinó la función de distribución espectral de un cuerpo negro, u(λ, T) que se ajustaba muy bien a los datos experimentales. Planck consideró que la energía de los osciladores (cargas oscilantes) y la radiación que estos emiten estaba cuantizada como se muestra en la ecuación 1 (Tipler, 2000).

$$E_n = nhf = \frac{nhc}{\lambda} \qquad (1)$$

Donde

E_n = energía cuantizada absorbida o emitida por un cuerpo.

n = un numero entero.

h = 6,628*10^{-34} Js, es la constante de Planck.

f = frecuencia de la radiación absorbida o emitida por el cuerpo (Hz).

λ = longitud de onda de la radiación absorbida o manifestada por el cuerpo (m).

c = velocidad de la luz en el vacío (m/s).

En la ecuación 2 se muestra la energía promedio de cada oscilador en donde se considera la función de distribución de energía de Maxwell-Boltzman.

$$\bar{\bar{E}} = \frac{\sum_{n=0}^{\infty} E_n \, e^{-E_n/kT}}{\sum_{n=0}^{\infty} e^{-E_n/kT}} \qquad (2)$$

Donde

K = 1.3806504×10^{-23} J/K, es la constante de Boltzman.

El denominador de la ecuación 2 es llamada la función partición, frecuentemente representado por Z y es fácilmente evaluado considerando una serie geométrica.

$$z = \sum_{n=0}^{\infty} e^{-E_n/kT}, \sum_{n=0}^{\infty} e^{-nx} = \frac{1}{1-e^{-x}} \; donde \; x = \frac{hf}{kT} \qquad (3)$$

Usando el resultado de la ecuación 3, el numerador se puede determinar cómo:

$$\sum_{n=0}^{\infty} e^{-E_n/kT} = \sum_{n=0}^{\infty} nhfe^{-nx} = hf\left(-\frac{dZ}{dx}\right) = hf\frac{e^{x}}{(1-e^{-x})^2} \qquad (4)$$

Dividiendo la ecuación 3 y 4, la energía promedio de cada oscilador puede expresarse como la siguiente ecuación 5:

$$\bar{\bar{E}} = \frac{hf}{(e^{-E_n/kT}-1)} \qquad (5)$$

Multiplicando este resultado por el número de osciladores por unidad de volumen en el intervalo $d\lambda$, permite obtener la distribución de la densidad energética de un cuerpo negro representado por la ecuación 6 (Tipler, 2000).

$$u(\lambda,T) = \frac{8\pi hc\,\lambda^{-5}}{(e^{-hc/\lambda kT}-1)} \qquad (6)$$

2.2 Evaporación

2.2.1 Definición de evaporación

La evaporación desde la superficie terrestre comprende la evaporación directa desde la superficie del suelo y desde la superficie de la vegetación (Chow, 1994).

Según Juan Ordoñez en su escrito “cartilla técnica: Balance Hídrico superficial”, la evaporación es el fenómeno físico que permite a un fluido, convertirse en vapor (vaporización) e incorporarse al aire. La energía requerida para cambiar el estado de las moléculas de agua a vapor es la radiación solar directa, la temperatura ambiental del aire (Ordoñez Gálvez, 2011).

2.2.2 Factores que influyen en la evaporación

La evaporación está influenciada por factores meteorológicos como son el suministro de energía; encargada de suministrar el calor latente de vaporización, humedad relativa, velocidad del viento; encargada del transporte del vapor fuera de la superficie evaporación, precipitación, presión atmosférica, altitud, latitud, longitud y la temperatura (Barco Mejía, 2000).

2.2.3 Métodos para medir la Evaporación

- **Método del Tanque Evaporímetro**

El tanque de evaporación Tipo A, fue desarrollado por ***United States Weather Bureau***. Constituido de un tanque radial, de 1.207 m de diámetro y 0.25 m de altura, que tiene una distancia de 0.8 mm en láminas de hierro galvanizado. Las lecturas se ejecutan de manera diaria en horas matutinas según orientaciones de la FAO , (2006).

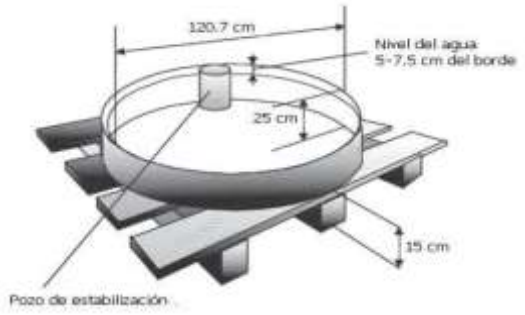

Figura 2: Tanque evaporímetro (FAO , 2006)

La constante de evaporación en campo *k* del equipo admite conseguir la evaporación real a partir de la evaporación potencial es calibrada en el tanque, mediante la ecuación 7. El número asignado de la constante *k* fluctúa en los valores de 0.35 y 0.85. De manera general, se emplea como valor promedio k=0.70 (FAO, 1986)

$$E_R = k.E_P \qquad (7)$$

- **Método de Balance de Energía**

Para encontrar las ecuaciones de energía y continuidad referentes a la evaporación, se tiene en cuenta que la evaporación un tanque ideal, tal como se evidencia en la Figura 3; el tanque contiene agua y para determinar la tasa de evaporación es cuantificada con el decrecimiento de la superficie del líquido.

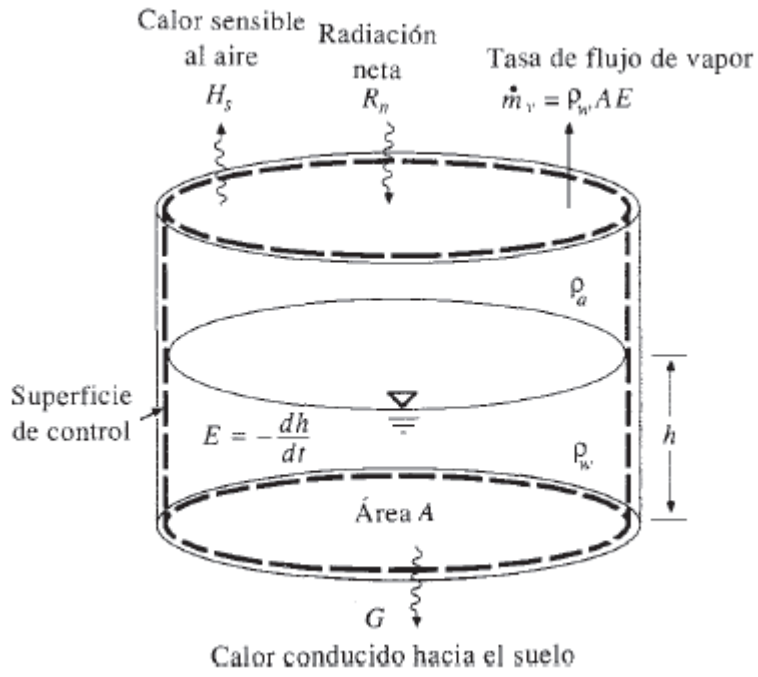

Figura 3: volumen de control para las ecuaciones de energía y continuidad (Chow, 1994)

El volumen de control posee agua en sus dos fases liquida y gaseosa la ecuación de continuidad en su forma integral se escribe por separado para cada una de sus fases.

- **Fase líquida del balance de energía**

  La ecuación de continuidad en su forma integral para la fase liquida toma la forma de la ecuación 8.

$$-\dot{m}_v = \frac{d}{dt}\iiint_{v.c} \rho_w d\forall + \iint_{s.c} \rho_w V.dA \qquad (8)$$

Como los límites del contenedor son impenetrables, no existe traslado de agua en estado líquido a través de la superficie, cumpliendo la condición matemática:

$$\iint_{s.c} \rho_w V . dA = 0 \qquad (9)$$

Así, la tasa de variación de almacenaje del sistema se describe por la ecuación:

$$\frac{d}{dt} \iiint_{v.c} \rho_w \, d\forall = \rho_w A \frac{dh}{dt} \qquad (10)$$

Donde A es el área de la sección oblicua del volumen de control y h la profundidad de agua en este.

$$-\dot{m}_v = \rho_w A \frac{dh}{dt} = -\rho_w AE \qquad (11)$$

Donde E=-$\frac{dh}{dt}$ es la tasa de volatilización (Chow, 1994).

- **Fase de vapor del Balance de Energía**

  La ecuación de continuidad para esta fase se muestra en la ecuación 12.

$$\dot{m}_v = \frac{d}{dt} \iiint_{v.c} q_v \rho_a \, d\forall + \iint_{s.c} q_v \rho_a V . dA \qquad (12)$$

La derivada temporal del agua en estado gaseoso acumulado dentro del volumen de control es cero para una salida constante de aire sobre el tanque de evaporación. Luego de suplir $\dot{m}_v$ en la ecuación 11 y 12 se tiene

$$\rho_w AE = \iint_{s.c} q_v \rho_a V . dA \qquad (13)$$

La ecuación 13 es la representación matemática de continuidad para un tanque de evaporación para ambas fases, teniendo la forma final de la ecuación 14.

$$E = \frac{1}{\rho_w A} \iint_{s.c} q_v \rho_a V . dA \qquad (14)$$

Donde E es la profundidad equiparable de agua evaporada por unidad de tiempo (mm/día) (Chow, 1994).

- **Representación matemática del balance de energía**

  En un sistema hidrológico, el balance de energía calórica puede emplearse el líquido dentro de un volumen de control (Chow, 1994):

$$\frac{dH}{dt} - \frac{dW}{dt} = \frac{d}{dt} \iiint_{v.c} (e_u + \frac{1}{2}V^2 + gz)\rho d\forall + \iint_{s.c} (e_u + \frac{1}{2}V^2 + gz)\rho V . dA \qquad (15)$$

Donde

$\frac{dH}{dt} =$ tasa de entrada de calor al sistema desde fuentes externas.

$\frac{dW}{dt}$ = trabajo en el tiempo producido por el sistema (cero en este caso).

e_u = energía calorífica específica interna del agua.

Sabemos que *V=0* para el tanque de evaporación y la tasa de cambio de elevación *z* es reducida, bajo estas condiciones la ecuación 15 en su forma reducida se representa como la ecuación 16.

$$\frac{dH}{dt} = \frac{d}{dt} \iiint_{v.c} e_u \rho_w d\forall \qquad (16)$$

Consideramos una superficie de dos dimensiones de valor uno en la parte superior del líquido, la fuente de energía calórica es el campo de radiación neta R_n, se mide el agua y abastece un campo de flujo de calor sensible H_s, a la corriente de aire y un campo de flujo de calor de suelo G a la superficie de suelo (Chow, 1994).

$$\frac{dH}{dt} = R_n - H_s - G \qquad (17)$$

Si la temperatura es constante en el tiempo dentro del volumen de control, el único cambio en el calor es debido a la energía interna del agua evaporada.

$$\frac{dH}{dt} = l_s \dot{m}_v \qquad (18)$$

Donde, l_s es el calor latente de vaporización igualando la ecuación 16 y 17 obtenemos la ecuación 19.

$$R_n - H_s - G = l_s \dot{m}_v \qquad (19)$$

Sustituyendo $\dot{m}_v$ de la ecuación 11 con A=1m^2 la ecuación 18 puede resolverse para E

$$E = \frac{1}{l_s \rho_w}(R_n - H_s - G) \qquad (20)$$

La ecuación 18 es la ecuación de balance energético para la gasificación; en el caso especial cuando H_s= 0 y G = 0, por lo tanto, la tasa de vaporización E_r se puede calcular como la tasa a la cual toda la radiación neta de entrada se aspira por la evaporación (Chow, 1994).

$$E_r = \frac{R_n}{l_s \rho_w} \qquad (21)$$

- **Método de Aerodinámico**

Asimismo, el abastecimiento de energía proviene del movimiento de las partículas (calórica), y este es el segundo factor que inspecciona la tasa de evaporación desde una superficie abierta del líquido, la cual es la capacidad para trasladar el vapor a una distancia considerable de la superficie (Chow, 1994).

El volumen de control se muestra en la Figura 4, en ella se observa un plano horizontal de área unitaria localizada a una altitud z sobre de la superficie.

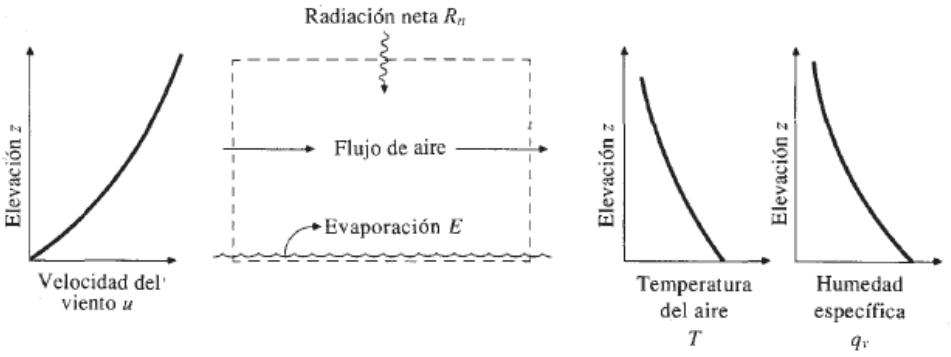

Figura 4: Evaporación desde un área descubierta de agua (Chow, 1994)

El campo de flujo de vapor $\dot{m}_v$ se traslada hacia la parte superior por convección a través de este plano es otorgado por la ecuación 22

$$\dot{m}_v = -\rho_a k_w \frac{dq_v}{dz} \qquad (22)$$

Donde se conoce que $k_w$es el coeficiente de difusión de Eddy del vapor, el campo de flujo de momento hacia la parte superior del plano está dado por la representación matemática 23.

$$\tau = \rho_a k_m \frac{du}{dz} \qquad (23)$$

Suponiendo que para una elevación z_1 le corresponde una velocidad de viento u_1 y una humedad especifica q_{v1}, de manera análoga para la elevación z_2, si dichas elevaciones son lo bastante cerca una de la otra las tasas de transporte $\dot{m}_v$ y τ son firmes entre ellas, al aplicar estas condiciones a las ecuaciones 22 y 23, respectivamente, y dividiéndolas tenemos (Chow, 1994).

$$\frac{\dot{m}_v}{\tau} = -\frac{k_w(q_{v2} - q_{v1})}{k_m(u_2 - u_1)} \qquad (24)$$

La velocidad de la corriente de aire en la capa divisoria próxima a la superficie de la tierra (hasta unos 50 m) esta puntualizado por el perfil logarítmico mostrado en la ecuación 25.

$$\frac{u}{u^*} = \frac{1}{k} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \qquad (25)$$

La velocidad de corte es u^* y la constante de Von Karman es k que comúnmente toma el valor de 0.4 y z_0 altura de la superficie rugosa .

$$u_2 - u_1 = \frac{u^*}{k}\left[\ln\left(\frac{z_2}{z_0}\right) - \ln\left(\frac{z_1}{z_0}\right)\right] = \frac{u^*}{k}\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right) \quad (26)$$

$$u^* = \frac{k(u_2 - u_1)}{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right)} \quad (27)$$

La ecuación 28 representa la velocidad de corte

$$u^* = \sqrt{\tau/\rho_a} \quad (28)$$

Remplazando la ecuación 28 en la ecuación 27 obtenemos la ecuación 29

$$\tau = \rho_a\left[\frac{k(u_2 - u_1)}{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right)}\right]^2 \quad (29)$$

Al sustituir la ecuación 29 con el resultado de la ecuación 24 y reordenando, se obtiene

$$\dot{m}_v = \frac{k_w k^2 \rho_a (q_{v2} - q_{v1})(u_2 - u_1)}{k_m\left[\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right)\right]^2} \quad (30)$$

La ecuación 30 es conocida como la ecuación de Thornhwaite-Holzman para el transporte vapor, la práctica se asume que $k_w/k_m = 1$ y es constante; para estaciones climatológicas las mediciones se hacen a una misma altura. La ecuación 30 se simplifica suponiendo $u_1 = 0$, $z_1 = z_0$ y que el aire se carga de humedad en ese punto (Chow, 1994).

$$q_v = 0.622\, e/p \quad (31)$$

Donde: *e* es la presión de vapor y p es la presión del aire ambiental (ambas a la misma altura), a la altura z_2 la presión de vapor es e_a y la presión de vapor por la superficie e_{sa} bajo estas suposiciones la ecuación 30 puede escribirse como (Chow, 1994).

$$\dot{m}_v = \frac{0.622k^2\rho_a(e_{sa} - e_a)u_2}{p[\ln\left(\frac{z_2}{z_0}\right)]^2} \quad (32)$$

Mencionando que $\dot{m}_v$ determina una superficie de área 1, una tasa de ebullición similar a E_a

$$\dot{m}_v = \rho_w E_a \quad (33)$$

La ecuación 32 se puede expresar de la siguiente manera tomando valores de la ecuación 33.

$$E_a = B(e_{sa} - e_a) \quad (34)$$

Donde

$$B = \frac{0.622k^2\rho_a u_2}{p[\ln\left(\frac{z_2}{z_0}\right)]^2} \quad (35)$$

La ecuación 34 es lo habitual para cuantiosas ecuaciones de evaporación en ellas el coeficiente de vapor B, varía de un lugar a otro (Chow, 1994).

- **Método Combinado Aerodinámico y de Balance de Energía**

  La evaporación se calcula aplicando el método aerodinámico cuando el abastecimiento de energía no se restringe, usando el método de balance de energía si el traslado de vapor se limita. No obstante, usualmente, sí existe un límite en estos factores. Posteriormente, es imprescindible una unión de las dos metodologías. En el método del balance de energía es complicado calcular el flujo de calor sensible H_s. Pero como el calor se traslada por convección a través del aire que se encuentra sobre la superficie del agua, y el vapor de agua pasa por convección, de manera semejante se puede considerar que el campo de flujo de calor del vapor $l_v\dot{m}_v$ y el flujo de calor sensible H_s son proporcionales, donde la constante de proporcionalidad se entiende como la correlación de Bowen (Chow, 1994).

$$\beta = \frac{H_s}{l_v \dot{m}_v} \tag{36}$$

La ecuación 20 de balance de energía, con campo de flujo de calor de suelo G=0 se puede expresar como

$$R_n = l_v \dot{m}_v (1 + \beta) \tag{37}$$

La relación de Bowen se calcula utilizando las ecuaciones 38 y 39

$$\dot{m}_v = -\rho_a k_w \frac{dq_v}{dz} \tag{38}$$

$$H_s = -\rho_a C_P k_h \frac{dT}{dz} \tag{39}$$

Donde C_P es el calor determinado y k_h es la difusión de calor. Conjeturando que la variación de transporte es consistente entre los dos niveles de altura, la fracción daría como resultado la ecuación 40.

$$\frac{H_s}{\dot{m}_v} = \frac{C_P k_h (T_2 - T_1)}{k_w (q_{v2} - q_{v1})} \tag{40}$$

Dividendo entre l_vy sustituyendo por la ecuación 31 se halla la expresión para la relación de Bowen de la ecuación 36.

$$\beta = \frac{C_P k_h p (T_2 - T_1)}{0.622 l_v k_w (e_2 - e_1)} = \gamma \frac{(T_2 - T_1)}{(e_2 - e_1)} \tag{41}$$

Donde γ es la constante psicométrica

$$\gamma = \frac{C_P k_h p}{0.622 l_v k_w} \tag{42}$$

La relación $k_h / k_w = 1$, para la difusividad del calor y el vapor. Se pueden combinar los resultados de las ecuaciones 21 y 34 aplicando un valor estimado de ponderación de evaporación

$$E = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} E_r + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} E_a \tag{43}$$

Δ es el gradiente de la curva de presión de saturación del vapor a una temperatura de aire T_a (Chow, 1994).

2.3 Transpiración

2.3.1 Definición de Transpiración

La segregación a través de las hojas de los vegetales, mediante la cual el líquido es extraído por las raíces de las mismas, es conducido de lo más alto a lo largo de los tallos y esparcido a la atmósfera mediante diminutas grietas en las hojas conocidas como estomas (Chow, 1994).

Pese a que casi toda el agua que la planta aspira desde el terreno vuelve al ambiente a través del ciclo de transpiración, solo es reducida una porción de la misma (menor al 1%) es integrada al tejido vegetal (FAO , 2006).

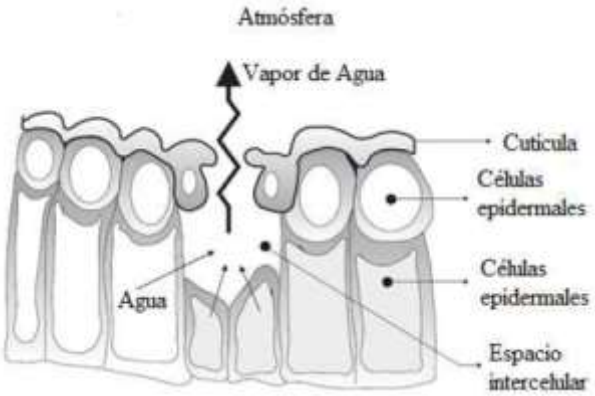

Figura 5: Exhibición detallada de una estoma (FAO , 2006)

2.3.2 Factores que contribuyen a la transpiración

Los factores ambientales que influyen en el proceso de transpiración son básicamente los mismos que afectan la evaporación. No obstante, algunos como la iluminación, la temperatura y la humedad atmosférica tienen gran importancia pues determinan la apertura de los estomas. La transpiración de plantas diferentes, sometidas a las mismas condiciones atmosféricas y ambientales está regulada finalmente por las características de cada especie vegetal, su edad, estado de desarrollo, tipo de follaje, tipo y profundidad del sistema radicular (Chávarri, 2004).

2.4 Evapotranspiración

La evapotranspiración está compuesta por la mezcla de la evaporación desde la parte superior del suelo y la transpiración de la vegetación. Los factores semejantes predominantes en la evaporación desde la parte superior del agua sin cubierta alguna predomina la evapotranspiración, los cuales son el abastecimiento de energía y el transporte de vapor. Asimismo, el abastecimiento de humedad a la superficie de evaporación (Chow, 1994).

2.5 Métodos de determinar la evapotranspiración

En la actualidad, la medición de la evapotranspiración es una de las grandes restricciones que se presentan en cuantiosas zonas alrededor del mundo precisamente porque no se cuentan con lisímetros para la medición requerida. Los lisímetros conllevan costos muy altos de implementación y operación, como resultado de esta barrera la evapotranspiración debe medirse por métodos probados como han venido siendo desarrollados desde hace más de 60 años (Requena, 2012)

Los métodos usados para estimar la evapotranspiración pueden clasificarse de acuerdo con la averiguación meteorológica requerida para usar su ecuación respectiva. Hay métodos con fundamentos físicos como el de ***"FAO Penman-Monteith"*** que se explica en la sección 2.5.1 (FAO , 2006).

2.5.1 Método FAO Penman-Monteith

Para calcular la evaporación de una superficie descubierta según las horas de la incidencia solar, temperatura, humedad de la atmósfera y velocidad del viento. Con estudios posteriores la representación matemática fue mejorada, por diferentes autores quienes agregaron variables de resistencia aerodinámica y resistencia de la superficie.

$$ET_{POT} = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma\frac{900}{T+273}u_2(e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)} \text{[mm/dia]} \qquad (44)$$

Donde R_n es la radiacion neta del cultivo (MJ/m^2 ·dia), G es la corriente de calor en el terreno (MJ/m^2·dia), e_s es la presion de vapor de saturacion en kPa, e_a es la presion real de vapor en kPa, $(e_s - e_a)$ es la carencia de presión de vapor en kPa,

u_2 es la velocidad del viento a 2 metros sobre la superficie (m/s), Δ es la representación de la pendiente de la curva de presión de vapor (KPa/°C) y γ es la constante psicométrica (kPa/°C).

CAPÍTULO 3

MÉTODOS Y MATERIALES

3.1 Ubicación de la zona de estudio

La microcuenca Ramuschaka localizada en el departamento de Cusco en el borde norte de la gran planicie de Anta, en el distrito de Zurite, provincia de Anta, cuyas coordenadas geográficas son: 13° 16’ 16.06’’ S, 72° 16’ 2.45’’ W, con una altitud de 4000 m.s.n.m. (Zapana, 2012).

Se trata de una microcuenca relativamente pequeña de 3,219.98 m de longitud desde su nacimiento en la divisoria de aguas hasta su confluencia con el río Huarocondo. Abarca un área de 1567.50 Has, alimentada por caudales temporales de las quebradas de Llamacancha, Unuraquina y por numerosos manantiales que discurren a través de sus pequeñas quebradas (IMA, 2013).

Tabla 1. Características de la microcuenca Ramuschaka

Descripción	Cantidad	Unidad
Área de la cuenca	5.06	km^2
Altitud máxima	4450	m
Altitud mínima	3550	m
Longitud del rio principal	3.16	km

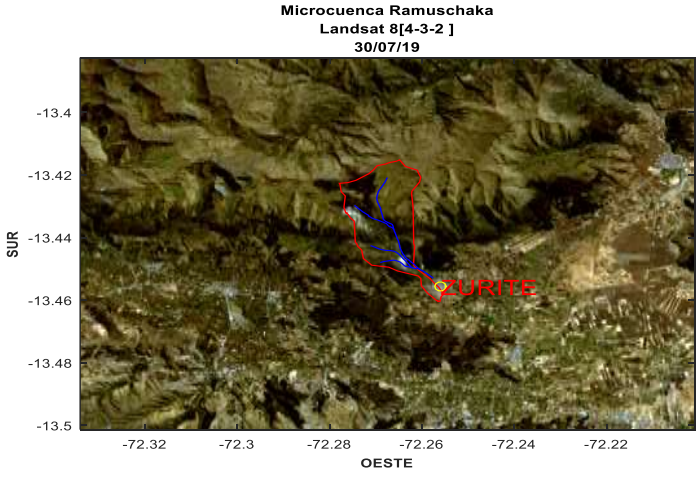

Figura 6: Área de estudio Microcuenca Rasmuschaka

3.2 Datos Meteorológicos

Analizando los datos de temperatura de las estaciones meteorológicas del SENAMHI a diferentes alturas obtenemos una dependencia lineal como es de esperarse en la troposfera.

Tabla 2. Datos de las estaciones meteorológicas para la calibración del modelo, correspondiente a la fecha 30-07-19.

Estación	Latitud (°)	Longitud (°)	Altura (m)	Temp. Máxima (°C)	Temp. Mínima (°C)	Temp. Promedio (°C)
Anta Ancachuro	-13.4683	-72.2158	3340	22.40	-5.10	8.65
Granja Kcayra	-13.5569	-71.8752	3219	22.80	0	11.40
Machu Picchu	-13.1665	-72.5458	2548	23.50	7.20	15.35
Paruro	-13.7675	-71.8447	3084	24.6	-1.20	11.70
Pisac	-13.4161	-71.8497	2950	21.00	2.50	11.75
Santo Tomas	-14.3994	-72.0886	3253	23.50	-2.50	10.50
Urubamba	-13.3051	-72.1245	2850	25.30	2.00	13.65
Pacaymayo	-13.2342	-72.4984	3606	16.20	0	8.10

Tabla 3. Datos de las estaciones meteorológicas para la estimación del modelo, correspondiente a la fecha 14-07-19.

Estación	Latitud (°)	Longitud (°)	Altura (m)	Temp. Máxima (°C)	Temp. Mínima (°C)	Temp. Promedio (°C)
Anta Ancachuro	-13.4683	-72.2158	3340	19.70	-3.00	8.35
Granja Kcayra	-13.5569	-71.8752	3219	22.20	-0.80	10.70
Machu Picchu	-13.1665	-72.5458	2548	23.50	10.20	16.85
Paruro	-13.7675	-71.8447	3084	23.80	0.60	12.20
Pisac	-13.4161	-71.8497	2950	23.80	2.80	13.30
Santo Tomas	-14.3994	-72.0886	3253	23.00	-4.60	9.20
Urubamba	-13.3051	-72.1245	2850	23.00	3.50	13.25
Pacaymayo	-13.2342	-72.4984	3606	11.40	1.50	6.45

3.3 Metodología

La metodología del trabajo se esquematiza en la Figura 7, contemplando los siguientes procesos:

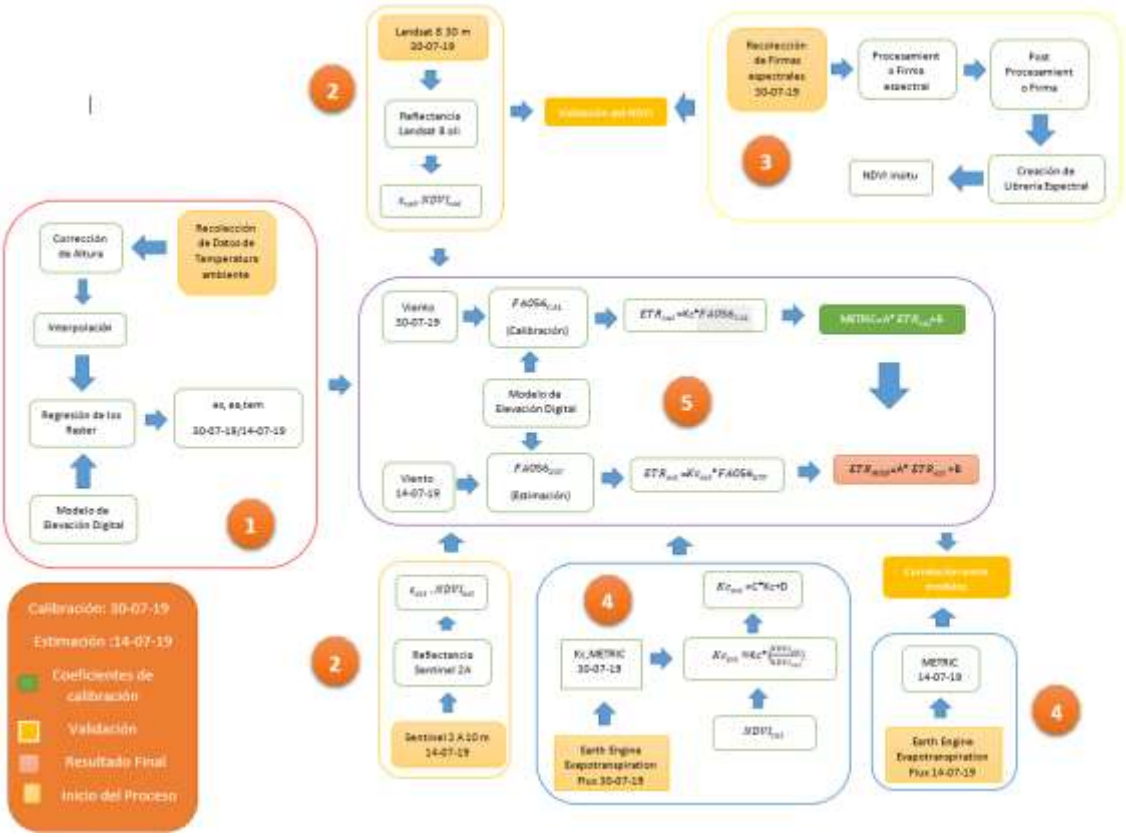

Figura 7: Proceso (1) referente a los datos meteorológicos, proceso(2) referente al procesamiento de imágenes satelitales , proceso(3) firmas espectrales , proceso(4) datos eeflux , proceso(5) estimación de la Evapotranspiración.

En el proceso 1 se realizó la interpolación Kriging ordinario y IDW de la temperatura ambiente presión media de saturación y presión real de saturación con su respectiva corrección de altura. En el proceso 2 se realizó el preprocesamiento de las imágenes Landsat 8 y Sentinel 2 A para posteriormente determinar el NDVI y la emisividad. En el proceso 3 se realizó el pre y post procesamiento de firmas espectrales para su validación del Raster del NDVI. En el proceso 4 se estimó el coeficiente de cultivo a partir del NDVI y se descargaron los datos del EEFlux. Finalmente, en el proceso 5 se determinó los coeficientes de calibración para la estimación de la Evapotranspiración.

3.4 Métodos de Interpolación

La interpolación pronostica valores para las celdas de un Raster partiendo de una limitada cantidad de puntos de cifras de muestra. Se puede utilizar para la predicción de valores sin conocer de cualquier dato de un punto geográfico, del mismo modo que: precipitación, elevación, concentraciones químicas, temperaturas, niveles de ruido y demás (esri, 2018).

3.4.1 Interpolación IDW

El método IDW mezcla la idea de proximidad entre lugares con disponibilidad de datos en áreas definidas con una tendencia. La ecuación 45 considera el valor del carácter Z en una conducta donde el valor del carácter es desconocido, es un promedio de los valores más cercanos, pero donde los valores con mayor aproximación poseen mayor peso que los más apartados (FAO, 2003).

$$z(x) = \sum_{i=1}^{n} (\lambda_i \, z(x_i)) \qquad (45)$$

Donde:

$z(x)$: Valor estimado de la variable.

$z(x)_i$: Valor de la variable en el punto conocido i.

λ_i: Peso de la estación i.

n: Número de estaciones vecinas.

Se calculan los pesos en función de las distancias entre el punto y las estaciones a interpolar, usando la ecuación 46.

$$\lambda_i = \frac{1/d_{ij}^{\beta}}{\sum_{i=1}^{n} \frac{1}{d_{ij}^{\beta}}} \qquad (46)$$

Donde:

λ_i : Peso de la estación i.

d_{ij}: Trayecto entre el punto y la estación a interpolar.

β: Coeficiente de ponderación.

Entre mayor sea el valor de β, el peso de las estaciones entre mayor proximidad será mayores. Para aumentar la eficiencia de este coeficiente tiene que

minimizarse el Error Medio Cuadrático (EMC) a través de una validación cruzada por la ecuación 47. Sin embargo, como valor predeterminado se usa 2.

$$EMC = \sqrt{\frac{\sum_{j=1}^{n}[z*(x) - z(x)]^2}{n}} \quad (47)$$

Donde:

Z*(x): valor estimado.

Z(x): valor real.

n: muestra total.

3.4.2 Interpolación Kriging

El método Kriging corresponde al conjunto de herramientas geo estadísticos explican la correlación temporal y espacial entre las cuantificaciones de un carácter. Habitualmente utilizan las geo ciencias (geofísica, hidrogeología, etc.). Pero, se emplean las bases con mayor frecuencia en una variedad amplia de campos científicos como pesquería, cartografía, procesamiento de imágenes, ingeniería civil, meteorología, entre otros (FAO, 2003).

La Geoestadística afirma que los valores están conectados y comunicados entre sí por bloques, volúmenes o puntos. De modo que, en esta materia, se usa el concepto de variable regional la cual detalla fenómenos con alguna continuidad espacial y repartición geográfica. Kriging es el método de estimación de una variable en un punto, al interior de un área utilizando una norma de minimización de la estimación de la varianza. Con este fin, se determinan un conjunto de ecuaciones con indagación presente en un gráfico calificado como variograma y las relativas distancias entre los datos y la ubicación del punto, donde el valor interpolado es requerido (FAO, 2003).

Los fundamentos de la metodología de Kriging asumen un estimador insesgado o imparcial y que la varianza sea la menor posible. La condición de varianza menor se establece por la ecuación 48.

$$S^2(x_i) = E[z*(x_i) - z(x_i)^2] = min \quad (48)$$

E[]:Valor esperado.

S^2: Variancia Kriging.

$z*(x_0)$: Valor estimado.

$z(x_0)$: Valor real.

3.4.2.1 Kriging ordinario

Siendo Z la variable para interpolar en los puntos x_i i=1,2,…,n, en la región de estudio, la variable a predecir Z*(x_0). En esta circunstancia, el método kriging ordinario propone que el valor de la variable puede predecirse como una combinación lineal de las *n* variables aleatorias así:

$$Z^*(x_0) = \lambda_1 Z(x_1) + \lambda_2 Z(x_2) + \ldots\ldots + \lambda_n Z(x_n) = \sum_{i=1}^{n} \lambda_i Z(x_i) \qquad (49)$$

Donde los λ_i simboliza la ponderación de los valores primarios. Estos pesos se estiman dependiendo de la distancia entre las posiciones muestreadas y la posición de la predicción correspondiente. La suma de las ponderaciones tiene que ser equivalente a la unidad haciendo esperanza del predictor semejante a la esperanza de la variable. Esto último es conocido como el requisito de insesgamiento (Henao, 2015).

De manera estadística, la propiedad de insesgamiento, se expresa por medio de la ecuación 50

$$E[Z^*(x_0)] = E[Z(x_0)] \qquad (50)$$

Si se asume una media m y se emplea las propiedades del valor esperado, se puede demostrar que la suma de los pesos tiene que ser equivalente a la unidad, como lo indican las ecuaciones 51 - 54.

$$E\left[\sum_{i=1}^{n} \lambda_i Z(x_i)\right] = \mathrm{m} \qquad (51)$$

$$\sum_{i=1}^{n} \lambda_i E[Z(x_i)] = \mathrm{m} \qquad (52)$$

$$\sum_{i=1}^{n} \lambda_i m = \mathrm{m} \tag{53}$$

$$\sum_{i=1}^{n} \lambda_i = 1 \tag{54}$$

$Z^*(x_0)$ es el predictor de preferencia, lineal en tal caso, porque los pesos se alcanzan de tal forma que minimicen la varianza del error en la predicción, es decir que disminuyan la expresión de la ecuación 55

$$V\big(Z^*(x_0) - Z(x_0)\big) = V\big(Z^*(x_0)\big) - 2COV\big(Z^*(x_0), Z(x_0)\big) + V\big(Z(x_0)\big) \tag{55}$$

Desagregando las componentes de la ecuación 55 se logra la ecuación 56

$$V\big(Z^*(x_0)\big) = V\left(\sum_{i=1}^{n} \lambda_i Z(x_i)\right) = \sum_{i=1}^{n}\sum_{j=1}^{n} \lambda_i \lambda_j COV\big(Z^*(x_0), Z(x_0)\big) \tag{56}$$

En adelante se usará la siguiente notación:

$$COV\big(Z^*(x_0), Z(x_0)\big) = C_{ij} \tag{57}$$

$$V\big(Z(x_0)\big) = \sigma^2 \tag{58}$$

$$COV\big(Z^*(x_0), Z(x_0)\big) = COV \textstyle\sum_{i=1}^{n} \lambda_i \big(Z^*(x_0), Z(x_0)\big) \tag{59}$$

$$\sum_{i=1}^{n} \lambda_i COV\big(Z^*(x_0), Z(x_0)\big) = \sum_{i=1}^{n} \lambda_i C_{i0} \tag{60}$$

Entonces reemplazando, se tiene la ecuación 61.

$$V\big(Z^*(x_0) - Z(x_0)\big) = \sum_{i=1}^{n}\sum_{j=1}^{n} \lambda_i \lambda_j C_{ij} - 2\sum_{i=1}^{n} \lambda_i C_{i0} + \sigma^2 \tag{61}$$

Para minimizar la ecuación 61 se debe imponer la restricción $\sum_{i=1}^{n} \lambda_i = 1$. Este problema de minimización con restricciones se resuelve mediante el método de multiplicadores de Lagrange (Henao, 2015).

$$\sigma_k^2 = \sum_{i=1}^{n}\sum_{j=1}^{n} \lambda_i \lambda_j C_{ij} - 2\sum_{i=1}^{n} \lambda_i C_{i0} + \sigma^2 + 2\mu(\sum_{i=1}^{n} \lambda_i - 1) \quad (62)$$

Siendo 2μ los multiplicadores de lagrange, $(\sum_{i=1}^{n} \lambda_i - 1) = 0$. Para obtener valores extremos de la función, se deriva para luego igualarse a cero, en este caso con respecto a λ_i y μ:

$$\frac{\partial(\sigma_k^2)}{\partial \lambda_1} = \frac{\partial[\lambda_1^2 C_{11} + 2\sum_{j=1}^{n} \lambda_j C_{1j} + \sum_{i=1}^{n}\sum_{j=1}^{n} \lambda_i \lambda_j C_{ij} - 2\sum_{i=1}^{n} \lambda_i C_{i0} + \sigma^2 + 2\mu(\sum_{i=1}^{n} \lambda_i - 1)]}{\partial \lambda_1} \quad (63)$$

$$= 2\lambda_1 C_{11} + 2\sum_{j=1}^{n} \lambda_j C_{1j} - 2C_{10} + 2\mu \quad (64)$$

$$2\lambda_1 C_{11} + 2\sum_{j=1}^{n} \lambda_j C_{1j} = 2\sum_{j=1}^{n} \lambda_j C_{1j} - 2C_{10} + 2\mu = 0 \quad (65)$$

$$\sum_{j=1}^{n} \lambda_j C_{1j} + \mu = C_{10} \quad (66)$$

De manera similar se estiman las derivadas en relación a λ_2 , ..., λ_n :

$$\frac{\partial(\sigma_k^2)}{\partial \lambda_n} = \sum_{j=1}^{n} \lambda_j C_{nj} - 2C_{n0} + 2\mu \quad (67)$$

$$\sum_{j=1}^{n} \lambda_j C_{nj} + \mu = C_{n0} \quad (68)$$

por último, derivamos con respecto a μ

$$\frac{\partial(\sigma_k^2)}{\partial \mu} = 2\sum_{j=1}^{n} \lambda_j - 2C_{n0} = 0 \quad (69)$$

$$\sum_{i=1}^{n} \lambda_i = 1 \tag{70}$$

$$\begin{bmatrix} C_{11} & \cdots & C_{1n} & 1 \\ \vdots & \cdots & \vdots & 1 \\ C_{n1} & \cdots & C_{nn} & 1 \\ 1 & 1 & 1 & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \lambda_1 \\ \lambda_2 \\ \vdots \\ \lambda_n \\ \mu \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} C_{10} \\ \vdots \\ C_{n0} \\ 1 \end{bmatrix} \tag{71}$$

$$C_{ij} * \boldsymbol{\lambda} = C_{i0} \tag{72}$$

por lo tanto los pesos disminuyen el error de predicción, se determinan por la función de semi-variograma mediante la ecuación 73.

$$\boldsymbol{\lambda} = {C_{ij}}^{-\mathbf{1}} * C_{i0} \tag{73}$$

Encontrando las ponderaciones se estima la predicción en el punto x_0. De manera similar se estima para cada punto donde se quiera hacer predicción (Henao, 2015).

El método de Kriging Ordinario está incompleto hasta que se incorpora el semi-variograma en las anteriores ecuaciones (Henao, 2015).

El semi-variograma es una representación que estudia la conducta espacial de una variable sobre una superficie de estudio. En las abscisas van las separaciones entre los datos y en el de las ordenadas van las semivarianzas, descritas en las ecuaciones 74 y 75 (esri, 2018).

$$E[z(x+h) - z(x)] = 2y(h) \tag{74}$$

$$\lambda(h) = \frac{1}{2N} \sum_{i=1}^{N} [z(x) - z(x+h)]^2 \tag{75}$$

Donde

E[] = valor esperado.

$\lambda(h)$= semivarianza del intervalo h.

Z(x) = valor de la variable.

Z(x+h) = valor de la variable acumulada hasta el intervalo h.

N = número de observaciones.

3.5 Método FAO Penman-Monteith

Penman, explicada en 1948, juntó el método del balance energético al de transferencia de masa y consiguió la ecuación para calcular la evapotranspiración en un área descubierta según las horas sol, velocidad del viento, humedad atmosférica y temperatura (FAO , 2006). La ecuación original fue reformada después por diferentes autores quienes agregaron variables de resistencia aerodinámica y resistencia superficial. La ecuación de Penman-Monteith se presenta a continuación en la ecuación 76.

$$ET_{POT} = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma\frac{900}{T+273}u_2(e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)}[\text{mm/dia}] \qquad (76)$$

Donde R_n es la radiación neta en la superficie del cultivo (MJ/m^2 ·dia), G es el flujo del calor en el suelo (MJ/m^2 ·dia), e_s es la presión de vapor de saturación en kPa, e_a es la presión real de vapor en kPa, $(e_s - e_a)$ es la carencia de presión de vapor en kPa, u_2 es la velocidad del viento a 2 metros sobre el área (m/s), Δ representa la pendiente de la curva de presión de vapor (KPa/°C) y γ es la constante psicométrica (kPa/°C).

3.5.1 Factores meteorológicos

Los factores meteorológicos que determinan la evapotranspiración son los componentes del tiempo que proporcionan energía para la vaporización y extraen vapor de agua de una superficie evaporante (Chow, 1994).

3.5.2 Presión Atmosférica

La compresión proveniente por la masa atmosférica de la tierra. Para calcular P se emplea la ley universal de los gases idóneos, con una temperatura atmosférica estándar de 20 ° C (Carvalho, 2013) ,

$$p = 101.3(\frac{293 - 0.0065z}{293})^{5.26} \quad (77)$$

P: Presión Atmosférica, kPa.

Z: Elevación sobre el nivel del mar (m).

3.5.3 Temperatura del aire

Para aplicar el modelo FAO Penman-Monteith, se necesitan datos de temperatura del día a día (promedio) máxima y mínima en grados centígrados (°C).

La temperatura máxima diaria del aire (T_{max}) y la temperatura mínima diaria del aire (T_{min}) son observadas durante un período de 24 horas, desde la medianoche. Para la normalización, T_{media} para etapas de 24 horas es definido como el promedio de las temperaturas máxima (T_{max}) y mínima diaria (T_{min}) en lugar del promedio de las mediciones horarias de temperatura (FAO , 2006).

$$T_{media} = \frac{T_{max} + T_{min}}{2} \quad (78)$$

La temperatura se expresa en grados centígrados (°C)

3.5.4 Presión media de saturación

Se define como la Presión media de Saturación a la temperatura del punto de rocío. La Presión de Vapor Actual o media diaria del vapor de presión, puede ser determinada a partir de la ecuación 79 (Díaz, 2006).

$$e_s = \frac{e^{\circ}(T_{max}) + e^{\circ}(T_{min})}{2} \quad (79)$$

$$e^{\circ} = 0.6108e^{(\frac{17.27T}{T+237.3})} \quad (80)$$

$e^{\circ}(T)$: Presión de saturación de vapor a la temperatura del aire T (kPa)

$e^{\circ}(T_{min})$: Presión de Saturación de vapor a la temperatura mínima, kP

$e^{\circ}(T_{max})$: Presión de Saturación de vapor a la temperatura máxima, kPa.

3.5.5 Presión real de saturación

Cervantes-Osornio, (2013) indicó que cuando no se tiene el valor de T_{rocio} se puede utilizar la T_{min} (°C), ya que la relación $T_{rocio} \approx T_{min}$ se mantiene para localidades en donde un cultivo bien regado cubre el suelo de la estación.

$$e_a = e^{\circ}(T_{rocio}) = 0.6108e^{(\frac{17.27T_{rocio}}{T_{rocio}+237.3})} \quad (81)$$

e_a: Presión Real de vapor, kPa.

3.5.6 Pendiente de la curva de presión de saturación de vapor

Se define la presión o tensión de vapor, como la presión parcial del vapor del agua en este volumen, y en los márgenes de saturación solo depende de la temperatura en la designada curva de presión de vapor saturante. La pendiente de la curva de tensión de vapor saturado, es la derivación instantánea de dicha curva (J.J. Guerrero, 2000).

$$\Delta = \frac{4098[0.6108e^{\left(\frac{17.27T}{T+237.3}\right)}]}{(T+237.3)^2} \quad (82)$$

La pendiente de la curva de saturación de vapor a la temperatura del aire es Δ, en unidades kPa/°C

3.5.7 Radiación extraterrestre

La radiación ingresante a un área vertical respecto a los rayos solares en el extremo superior de la atmósfera de la tierra, se le conoce como constante de energía solar, y tiene un valor cercano a $0.082\frac{\text{MJ}}{m^2\,\text{min}}$. La magnitud de la radiación, no obstante, está definida por el ángulo entre la dirección de los rayos del sol y la superficie atmosférica (FAO , 2006). Este ángulo se transforma a lo largo del día y cuenta con diferencias en distintas zonas y en distintos períodos del año. Para cada día del año y para distintas zonas puede estimarse desde la constante solar, la declinación solar y la época del año (FAO , 2006).

$$R_a = \frac{24x60}{\pi} G_{sc}\, d_r [w_s \sin\varphi \sin\delta + \cos\varphi \cos\delta \sin w_s] \quad (83)$$

$$d_r = 1 + 0.033 \cos(\frac{2\pi}{365} J) \quad (84)$$

$$\delta = 0.409 \sin(\frac{2\pi}{365} J - 1.36) \quad (85)$$

$$w_s = \frac{\pi}{2} \arctan\, [\frac{-\tan\varphi \tan\delta}{X^{0.5}}] \quad (86)$$

$$X = 1 - [\tan\varphi]^2 [\tan\delta]^2 \quad (87)$$

R_a: Radiación Extraterrestre, $\frac{\text{MJ}}{m^2 día}$.

G_{sc}: Constante solar = 0.082 $\frac{\text{MJ}}{m^2 día}$.

d_r: Distancia relativa inversa Tierra-Sol.

w_s: Ángulo de radiación a la puesta del sol, rad.

φ: Latitud (positiva para el hemisferio norte y negativa para el hemisferio sur).

δ: Declinación solar, rad.

3.5.8 Radiación neta

Radiación neta, consiste en la sustracción entre la radiación total de entrada y saliente. Parte de la radiación de onda corta es reflejada, siendo el albedo el valor numérico de reflexión (Ortega-Farías, 2004). El albedo oscila según diversos factores, fundamentalmente al tipo de cobertura. Como valor recomendado para un rango amplio de cubiertas se utiliza el valor de 0.23 (J.Almorox, 2016).

$$R_n = (1 - \alpha) R + Rc - Rb \quad (88)$$

R_n: Radiación neta, $\frac{\text{MJ}}{m^2 día}$.

R: Radiación solar global que llega a la superficie terrestre. Comprende la difusa y la directa, $\frac{\text{MJ}}{m^2 día}$.

$(1-\alpha)R$: Fracción no reflejada de la radiación solar.

α: Albedo.

Rb: Radiación térmica, $\frac{\text{MJ}}{m^2\,día}$.

3.5.9 Radiación Solar

La radiación solar se cuantifica con pirómetros, estas mediciones son carentes, así se recurre a las cuantificaciones de insolación (Heliógrafo) que son ejecutadas cada una de las estaciones. La radiación mundial se estima a través de la ecuación 89 (J.Almorox, 2016).

$$R = R_a(0.18 + 0.55\frac{n}{N}) \qquad (89)$$

R_a: Radiación Extraterrestre, $\frac{\text{MJ}}{m^2\,día}$.

n: número de horas de sol efectivas, $\frac{h}{día}$.

N: Insolación máxima, $\frac{h}{día}$.

3.5.10 Radiación térmica

La radiación de onda larga perdida entre la superficie terrestre y la atmosfera existe un intercambio de radiación de onda larga (Ortega-Farías, 2004) como se representa en la ecuación 90.

$$R_b = \varepsilon_s \sigma T_s^4 \qquad (90)$$

R_b: Radiación térmica, $\frac{\text{MJ}}{m^2\,día}$.

ε_s:Emisividad de la superficie.

σ:constante de Boltzman.

T_s: Temperatura de la superficie .

En la ecuación 90, T_s no está disponible en la mayoría de las estaciones meteorológicas automáticas, por lo que muchos autores han asumido que la T_a es

igual a T_s para cubiertas vegetales que cubren completamente el suelo y no presentan déficit hídrico (Ortega-Farías, 2004).

3.5.11 Radiación de onda corta

En el caso de la radiación de onda corta, se ha encontrado que entre 20 y 25% de la radiación solar, que es la principal variable de entrada de los modelos de R_n, es reflejada a la atmósfera por la cubierta vegetal la cual se representa en la ecuación 92 (Ortega-Farías, 2004). Para la estimación de la emisividad del aire Brutsaert propone la ecuación 91 (Brutsaert, 2013).

$$\varepsilon_a = 0.92.10^{-5}.T_a^2 \qquad (91)$$

$$R_c = \varepsilon_a \sigma T_a^4 \qquad (92)$$

Rc: Radiación de onda, $\frac{\text{MJ}}{m^2 día}$.

ε_a:Emisividad del aire.

σ:constante de Boltzman.

T_a: Temperatura del aire .

3.5.12 Velocidad del viento

Las relaciones entre la velocidad del viento a diversas alturas sobre la superficie del suelo tienen valores diferentes. La fricción superficial tiende a reducir la velocidad del viento que atraviesa la superficie. La velocidad del viento es menor cerca de la superficie y aumenta con altura. Para ajustar los datos de velocidad de los vientos obtenidos de instrumentos situados a elevaciones diferentes a la altura estándar de 2 m, se puede usar una relación logarítmica mostrada en la ecuación 93 (FAO , 2006).

$$U_2 = U_Z \frac{4.87}{\ln(67.8Z - 5.42)} \qquad (93)$$

3.5.13 Flujo de calor del suelo

La dimensión del flujo de calor acumulado o liberado por el suelo es parcialmente minúscula en comparación al restante de flujos. Cuando se estima un ciclo temporal diario, al darse una fase de enfriamiento y calentamiento, su aportación no se estima en el balance de energía. Sí se consideran intervalos horarios o diferentes a un día entero su aporte puede ser significativo, y tendrían que incluirse (Fernández, 2009).

Moran propone que el término G puede estimarse como fracción de la radiación neta proporcional a la vegetación según la ecuación 94 (Moran, 1989)

$$G = 0.583 R_n e^{-2.13 NDVI} \qquad (94)$$

3.6 Earth Engine Evapotranspiration Flux

EEFlux (Earth Engine Evapotranspiration Flux) es una versión de METRIC (Mapping Evapotranspiration at high Resolution with Internalized Calibration) que funciona en el sistema Google Earth Engine. EEFlux ha sido desarrollado por el consorcio de la Universidad de Nebraska-Lincoln, el Instituto de Investigación del Desierto y la Universidad de Idaho con el apoyo financiero de Google. EEFlux procesa escenas individuales de Landsat desde cualquier período desde 1984 hasta el presente y para casi todas las áreas terrestres del Globo. EEFlux utiliza datos meteorológicos grillados NLDAS en los USA y datos meteorológicos grillados CFSV2 a nivel mundial para calibrar el balance de energía de superficie para la imagen. La Evapotranspiración real se calcula como un residuo del balance de energía superficial con la ecuación 95 (Flux, 2019).

$$ET = R_n - G - H \qquad (95)$$

Donde R_n es radiación neta, G es flujo de calor del suelo y H es flujo de calor sensible. EEFlux utiliza la banda térmica de Landsat para impulsar el balance de energía superficial y las bandas de onda corta para estimar las cantidades de vegetación, el albedo y la rugosidad de la superficie. El primer nivel de EEFlux emplea la calibración automatizada de la imagen. La ET se expresa en términos

de ETrF que representa la ET como una fracción de ETr de referencia. En EEFlux, la ETr se calcula utilizando la referencia de alfalfa "alta" como se define con la ecuación de Penman-Monteith estandarizada de ASCE. ETrF es similar al tradicionalmente usado 'coeficiente de cultivo'. ETrF = ETact / ETr (Flux, 2019).

En el trabajo de Foolad denominado "Comparison of the Automatically Calibrated Google Evapotranspiration Application - EEFlux and the Manually Calibrated METRIC Application", se observa que los resultados exportados por la pagina EEFlux tienen una alta correlación con el modelo METRIC , un $R^2 = 0.93$ (Foolad, 2018).

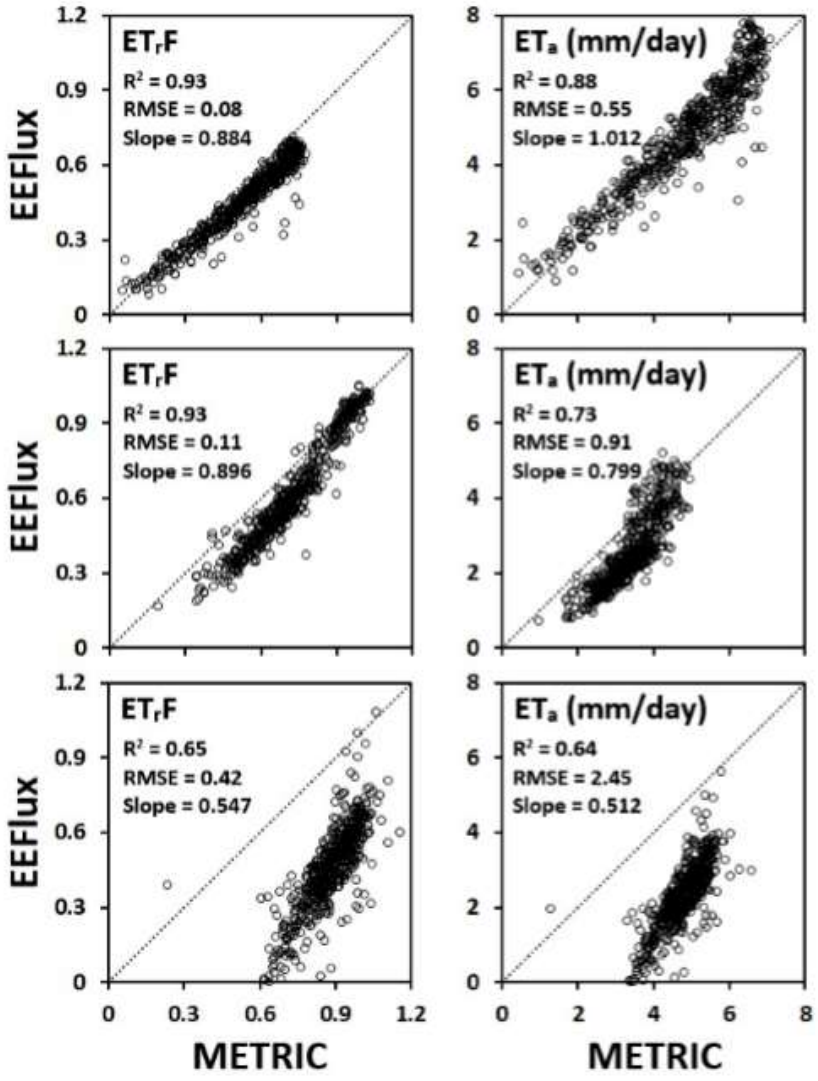

Figura 8: Ejemplos de calibraciones ETrF y ETa en campos agrícolas en diferentes ubicaciones. Los dos gráficos superiores: buena calibración (Landsat 7, centro de Nebraska, 2002/9/8). Los dos gráficos del medio: calibración relativamente buena (Landsat 7, surcentral Idaho,

2016/9/27). Los dos gráficos inferiores: calibración deficiente (Landsat 5, centro de Nebraska, 2002/5/2) (Foolad, 2018).

3.6.1 Coeficiente de cultivo EEFlux

EToF es la "fracción de Evapotranspiración de referencia de la hierba" y es similar al coeficiente de cultivo (FAO56). EToF generalmente varía entre 0 a 1.4. EToF se desarrolla en EEFlux siguiendo el proceso de equilibrio de energía multiplicando ETrF por la proporción de ETr / ETo para el período de 24 horas de la imagen. La calibración estándar (std. calib.) utiliza la calibración automática integrada de EEFlux (Flux, 2019) .

3.7 Fundamentos de Teledetección

Para estimar los diferentes insumos mediante el sensoramiento remoto es necesario realizar un pre procesamiento, el cual consiste en transformar la imagen que se encuentra en numeros digitales (ND) a valores de radiancia para posteriormente realizar la correccion atmosferica.

Tabla 4. datos satelitales

sensor	Fecha	Estado
Landsat 8 OLI	30-07-2019	Calibracion
Sentinel 2A	14-07-2019	Estimacion

En la tabla 4 podemos apreciar la fecha de calibración para la cual se utilizó el sensor Landsat 8 y la fecha de estimación usando el sensor Sentinel 2A, estos datos son utilizados en el proceso 2 ilustrado en la figura 7.

Tabla 5. Bandas del sensor Landsat 8 (USGS, 2013)

Bandas Landsat 8	Longitud de onda (µm)	Resolución (m)
Banda 1 – Aerosol Costero	0.440	30
Banda 2 – Azul	0.480	30
Banda 3 – Verde	0.560	30
Banda 4 – Rojo	0.655	30
Banda 5 – Infrarrojo Cercano (NIR)	0.865	30

Banda 6 – SWIR 1	1.610	30
Banda 7 – SWIR 2	2.200	30
Banda 8 – Pancromático	0.590	15
Banda 9 – Cirrus	1.37	30
Banda 10 – Infrarrojo Térmico (TIR 1)	10.895	100
Banda 11 – Infrarrojo Térmico (TIR 2)	12.055	100

Uno de los sensores utilizados para determinar los coeficientes de calibración en esta tesis es el Landsat 8 el cual tiene 11 bandas, descritas en la tabla 5 con sus respectivas longitudes de onda y resolución espacial.

Tabla 6. Bandas del sensor Sentinel 2A modificado a partir de ESA, 2015

Bandas Sentinel 2A	**Longitud de onda (µm)**	**Resolución (m)**
Aerosol Costero	0.443	60
Azul	0.490	10
Verde	0.560	10
Rojo	0.655	10
Borde Rojo Vegetación	0.705	20
Borde Rojo Vegetación	0.740	20
Borde Rojo de Vegetación	0.783	20
Infrarrojo Cercano (NIR)	0.842	10
Borde Rojo de Vegetación	0.865	20
Vapor de Agua	0.945	60
SWIR Cirrus	1.375	60
SWIR	1.610	20
SWIR	2.190	20

El sensor utilizado para la estimación es el Sentinel 2 A, cual tiene 12 bandas y son descritas en la tabla 6 con su respectiva resolución espacial.

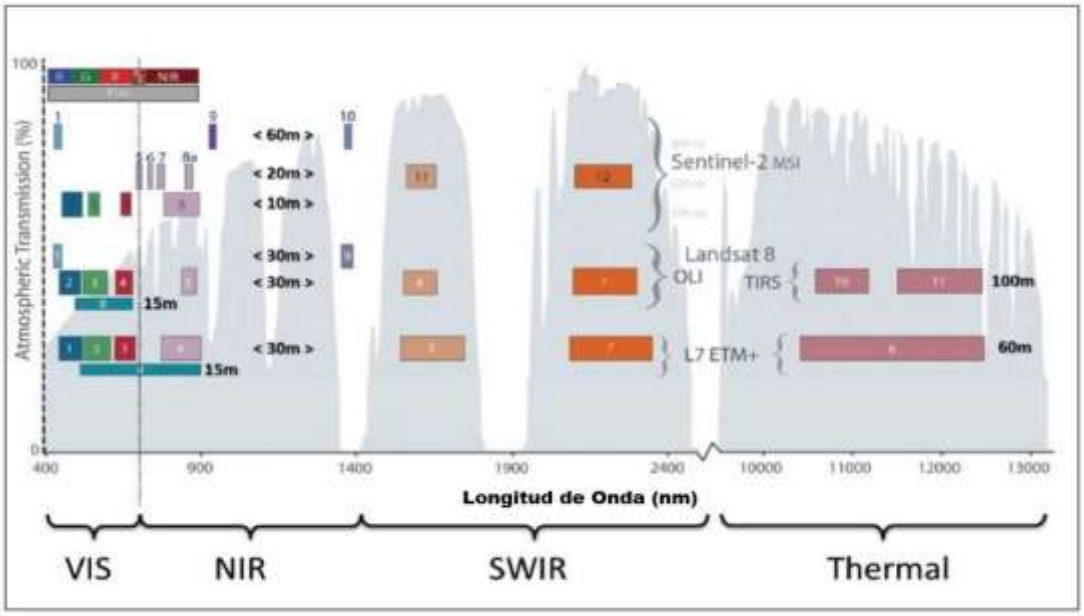

Figura 9: Ventanas atmosféricas de los sensores Landsat y Sentinel (Latam satelital, 2018)

En la figura 9 observamos la ubicación de cada ventana atmosférica con su respectivo sensor en donde notamos una ventaja en la resolución espectral del Sentinel en la región del infrarrojo cercano.

3.8 Modelo de Elevación Digital

El sensor ASTER, es un sistema de observación satelital que es apto para la captura de ilustraciones estereoscópicas de una misma region de terreno, de esta manera, proporciona información para que se extraiga modelos de elevación digital (DEM)(Fujisada, 2005) .

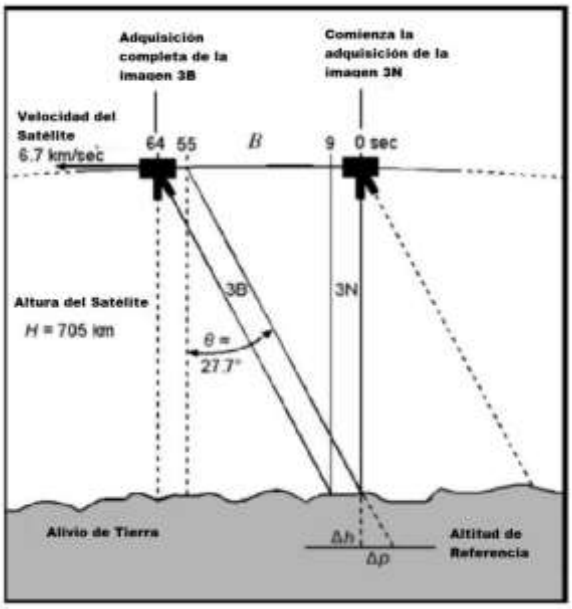

Figura 10: Geometría del sistema Along-Track de ASTER. (NASA, 2012)

3.9 Pre procesamiento de las imágenes Satelitales

Es el procesamiento básico de los datos crudos para corregir las distorsiones radiométricas y geométricas del ráster y eliminar el ruido. Las distorsiones radiométricas son valores alterados de brillo en los pixeles (Lillesand, 2015).

3.9.1 Correcciones radiométricas

El sensor es la primera causa de las distorsiones radiométricas por banda de imagen o entre bandas. Al ser causados por el sensor, este tipo de errores se los clasifica como sistemáticos, ya que se corrigen mediante la calibración del instrumento. Cada imagen de satélite provee los parámetros de offset, de manera que el operario es capaz de determinar y corregir estos errores (Rejas, 2008).

La conversión de números digitales a radiancia espectral, para lo cual requiere la información del "$Gain$" y "$Bias$" del sensor en cada banda. Esta transformación se basa en una curva de calibración de números digitales a radiancia (Chander, 2009) esto se refleja en la ecuación 96 para el caso del sensor Landsat.

$$L_\lambda = (Gain * ND) + Bias \qquad (96)$$

3.9.2 Corrección atmosférica

La corrección atmosférica es un proceso que se aplica a las imágenes digitales, con el propósito de eliminar el efecto de los aerosoles y la radiancia intrínseca que se introduce en el sensor y se ve reflejado en la imagen, como producto de la interacción del sensor con la atmósfera. Con el proceso de corrección atmosférica se logra mejorar la calidad visual de la imagen; así como, eliminar el componente intrusivo de la atmósfera (Arias, 2014).

- **Corrección atmosférica sen2cor**

  El modelo de correccion atmosférica SEN2COR (L2A_AtmCorr) es un modelo de trasferenca radiativa para diferentes sensores y geometrías de iluminacion solar, elevacion (topografia) y condiciones atmosféricas. Enla tabla 7 se presentan los 6 parametros, su rango y espacio de cuadricula. El procesador lee el parámetro en forma de tablas de búsqueda (LUT) relacionadas con este espacio de parámetros e interpola, si se considera necesario. Las LUT se han generado a partir de libRadtran, una biblioteca para el cálculo de la radiación solar y térmica en la atmósfera de la Tierra (Mueller-Wilm, 2016).

  A partir de SEN2COR versión 2.2.0, el usuario puede seleccionar entre cuatro modelos atmosféricos: se ha integrado un conjunto de 24 LUT para cubrir la mayoría de las condiciones atmosféricas en la Tierra para la misión Sentinel-2. En el contexto SEN2COR, el conjunto de LUT está compuesto por 6 o 4 archivos LUT dependiendo del contenido total de columnas de vapor de agua de la atmósfera. Se calculan diferentes LUT para las atmósferas de verano de latitudes medias y de latitudes medias de invierno, con 6 contenidos diferentes de ozono (nivel del mar), un aerosol rural y marítimo, 6 o 4 columnas de vapor de agua a nivel del mar. Para cada nivel de vapor de agua considerado, se proporciona la columna de vapor de agua del suelo al espacio dependiendo de la elevación de acuerdo con el perfil vertical de temperatura / humedad de la atmósfera (Mueller-Wilm, 2016).

Tabla 7. Parámetros para corrección atmosférica para el modelo Sen2Cor (Mueller-Wilm, 2016)

Parámetro	Rango	Incremento/Puntos en la grilla
Ángulo zénit solar	0 – 70°	10°
Ángulo de visión del sensor	0 – 10°	10°

Ángulo azimut relativo	$0 - 180°$	30° (180° = backscattering)
Elevación del terreno	$0 - 2.5\ Km$	$0.5\ Km$
Visibilidad	$5 - 120\ Km$	$5\ ,7\ ,10\ ,15\ ,23\ ,40\ ,80\ ,120\ \ Km$
Vapor de agua, verano	$0.4 - 5.5$ cm	$0.4\ ,1.0\ ,2.0\ ,2.9\ ,4.0\ ,5.0\ cm$
Vapor de agua, invierno	$0.2 - 1.5$ cm	$0.2\ ,0.4\ ,0.8\ ,1.1\ cm$

- **Corrección atmosférica Flaash**

  En conclusión, la corrección atmosférica FLAASH, requiere la recodificación de la imagen (transformación BSQ a BIL), transformación a radiancia e identificación de las bandas y parámetros del sensor (Arias, 2014).

  Según explican Adler-Golden, (Adler-Golden, 1998), el modelo de FLAASH se compone de dos factores que consideran la radiancia que se refleja desde la superficie terrestre hasta el sensor y la radiancia que es dispersada en la atmósfera antes de alcanzar el sensor. Los factores que resuelven esta constitución dependen de la postura del sensor y del Sol con respecto a la superficie estudiada (ambos datos conocidos) y del vapor de agua en la atmósfera, que normalmente no es conocido y se debe estimar o aproximar según las condiciones de la imagen (Arias, 2014).

3.10 Estimación del Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada (NDVI)

El NDVI es utilizado para la medición del vigor de las plantas, la mejora en la discriminación de cubiertas vegetales, la elaboración de la biomasa (Gilabert, 1997).

Las cuantificaciones del NDVI se relacionan con la energía que se observa por las plantas en distintos lugares del espectro electromagnético, Figura 11. La interacción en el espectro electromagnético para la vegetación sana, expone una clara oposición en la banda roja (entre 0.6 a 0.7 μm), y el infrarrojo cercano (entre 0.7 a 1.1 μm). En el visible, la mayor parte de la energía que reciben los pigmentos de la hoja son absorbidas por estas, en el infrarrojo contiguo, los limites de las células de las hojas, las cuales se llenan de agua, muestran la mayor cantidad de energía. El NDVI la cual es calculada con la ecuación 97 (Huete, 2002)

$$\boldsymbol{NDVI = \frac{\rho_{NIR} - \rho_{RED}}{\rho_{NIR} + \rho_{RED}}} \qquad (97)$$

donde $\boldsymbol{\rho_{NIR}}$ corresponde a la reflectancia en el infrarrojo cercano y $\boldsymbol{\rho_{RED}}$ corresponde a la reflectancia en el rojo.

Los rangos de cuantificaciones de las reflectancias espectrales se hallan entre cero y uno; la reflectancia del infrarrojo cercano como la del rojo, son fracciones de la radiación reflejada sobre la radiación entrante en cada banda espectral. Como resultado de estos niveles, el NDVI cambian sus valores extremos entre -1 y 1 (Jackson, 1991).

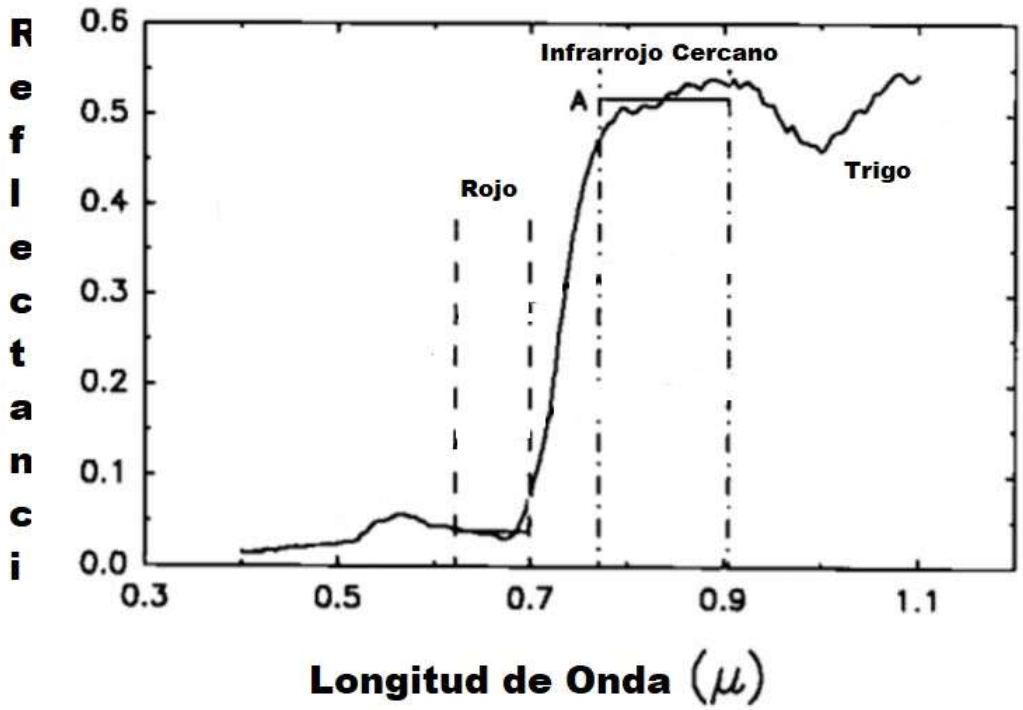

Figura 10 : Comportamiento espectral de la vegetación (Jackson, 1991)

3.11 Estimación de la emisividad en imágenes satelitales

Caselles y Sobrino proponen la estimación de la emisividad desde un modelo ideal en base a un concepto geométrico (Caselles, 1989). Esta metodología se enfoca en fracciones de vegetación y suelo simplificando la engorrosa estructura de una superficie rugosa y heterogénea(Valor, 1996).

La emisividad efectiva de una superficie heterogénea, rugosa es definida partiendo de la fracción de cobertura vegetal FCV_v el cual se expresa en la ecuación 98.

$$\varepsilon = \varepsilon_v FCV_v + \varepsilon_s(1 - FCV_v) + 4\langle d\varepsilon\rangle FCV_v(1 - FC) \qquad (98)$$

ε_v la emisividad de la vegetación, ε_s la emisividad del suelo, FCV_v es la fracción de cobertura vegetal y $d\varepsilon$ el efecto de cavidad (Caselles E. A., 2009).

Para la estimación de la proporción de cobertura vegetal FCV_v, incluida en una superficie determinada, necesitamos los valores de reflectividad tomados en los canales del rojo y del infrarrojo medio para aplicar la ecuación 84. De esta forma, podemos calcular la ecuación 99 de la porción de cobertura vegetal (Caselles E. A., 2009).

$$FCV_v = \left[\frac{NDVI - NDVI_{min}}{NDVI_{max} - NDVI_{min}}\right]^2 \qquad (99)$$

3.12 Firmas espectrales

La recolección de data espectral de campo realizada con el espectroradiómetro HR 1024-i se realizó el 30 de julio del 2019 en la microcuenca Ramuschaka. Las cuáles serán utilizadas para la validación del NDVI el cual es un insumo para las ecuaciones de evapotranspiración.

3.12.1 Librería espectral

Procesada en el Laboratorio de Física de la Tierra. LABFIT de la FCF-UNMSM, nos proporciona en un archivo de datos la reflectancia espectral de las diferentes coberturas para los procesos de clasificación y detección de cambios usando imágenes hiperespectrales o multiespectrales.

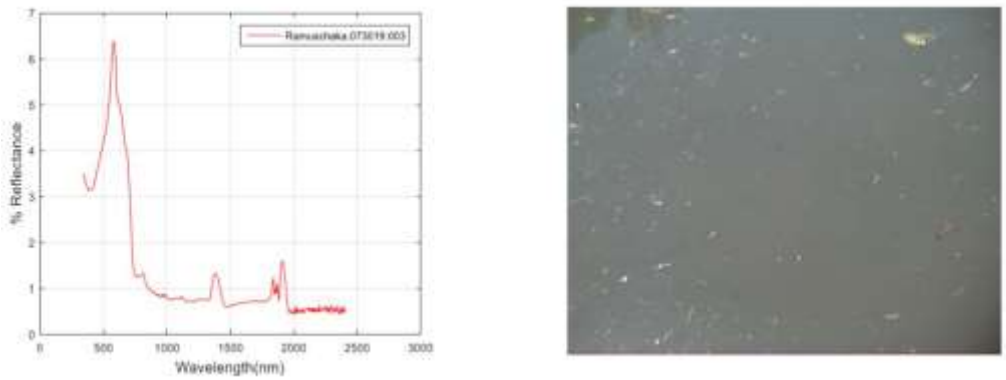

Figura 11: Firma espectral de un reservorio ubicado en la micro cuenca Ramuschaka, foto del reservorio tomada con el espectroradiómetro

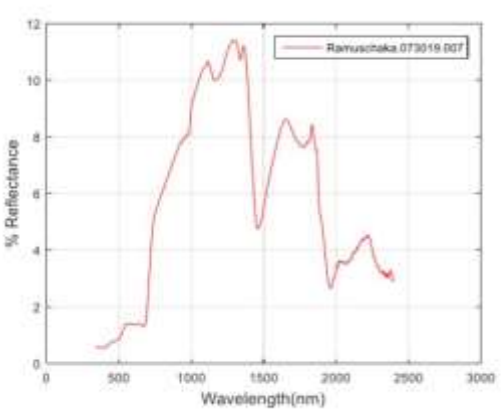



Figura 12 : Firma espectral de una cobertura vegetal mixta ubicado en la micro cuenca Ramuschaka, foto de la cobertura vegetal tomada con el espectroradiómetro

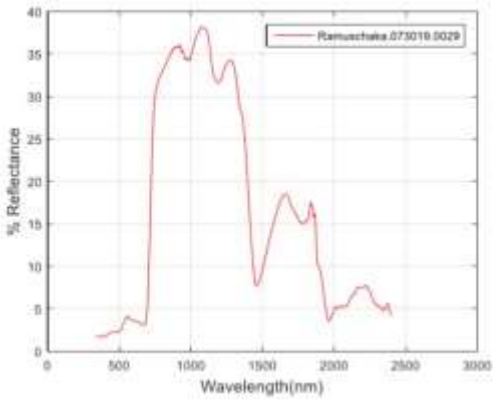



Figura 13 : Firma espectral del eucalipto en etapa temprana, ubicado en la micro cuenca Ramuschaka, foto del eucalipto en etapa temprana tomada con el espectroradiómetro

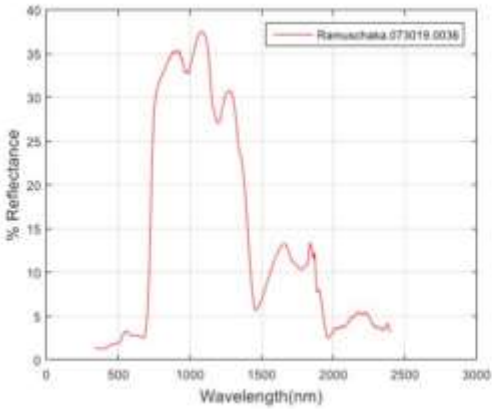



Figura 14 : Firma espectral del eucalipto en etapa intermedia ,ubicado en la micro cuenca Ramuschaka, foto del eucalipto en etapa intermedia tomada con el espectroradiómetro

CAPÍTULO 4

RESULTADOS

4.1 Corrección de altura para la temperatura ambiente

Existe una relación entre la temperatura de ambiente y la altura para el caso de una atmosfera estándar; en el caso de la troposfera, esta se caracteriza por una disminución de la temperatura con respecto a la altura desde una temperatura superficial media de aproximadamente 288 K a una temperatura de aproximadamente 220 K con una tasa de caída típica de 6.5 $\frac{K}{km}$ (Liou, 2002).

Analizando los datos de temperatura de las estaciones meteorológicas del SENAMHI a diferentes alturas obtenemos una dependencia lineal como es de esperarse en la troposfera.

Se realizó un análisis exploratorio entre la temperatura de ambiente y la altura, observamos un alto grado de correlación entre estas variables como se muestra en la Figura 15.

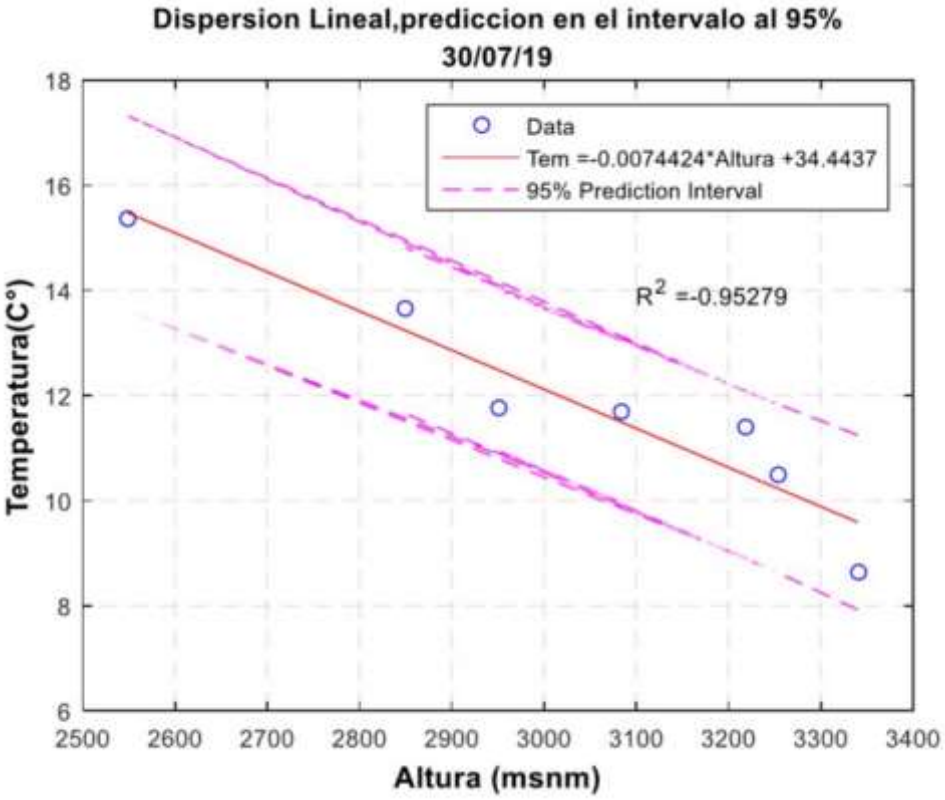

Figura 15 : relación lineal entre la temperatura de ambiente y la altura

Al aplicar una interpolación directa de los datos de las estaciones del SENAMHI genera errores debido a que estos datos poseen una alta varianza, para evitar estos errores se realiza una corrección de altura que consiste en relacionar los datos de las estaciones con a una altura promedio, este procedimiento disminuye la varianza de los datos (Fries, 2012).

Se determinó el gradiente de temperatura al relacionar la temperatura de cada estación con su altitud, la cual es numéricamente igual a la pendiente de la curva. Para la corrección de altura se asume que la temperatura está ubicada a una misma altitud, una vez obtenidos estos parámetros se aplicó la ecuación 100 de regresión (Fries, 2012).

$$T_{det} = T_{mensual} + \gamma(z_{(x,y)}^{Dem} - z_{det}) \qquad (100)$$

T_{det}: Temperatura promedio determinada C°

$T_{mensual}$: Temperatura promedio mensual C°

γ: Gradiente de Temperatura

$z_{(x,y)}^{Dem}$: Altitud del DEM la posición (x, y) m

z_{det}: Altitud determinada m

Utilizando la ecuación 100 de regresión se procedió a realizar la corrección de altura. Las rutinas de cálculo se programaron en Matlab (código adjunto por anexo A.1). Esta rutina considera un Excel de entrada, el cual contiene la información resumida de los datos de la temperatura ambiente. Como salida de la rutina tenemos un archivo de texto el cual incluye el número de estación, latitud, longitud, altura y la temperatura determinadas a una misma altura; Al aplicar la corrección de altura se ha disminuido la variancia (FAO, 2003) de los datos por lo tanto ahora es posible aplicar la interpolación obteniendo una buena aproximación (Bustamante, 2003) .

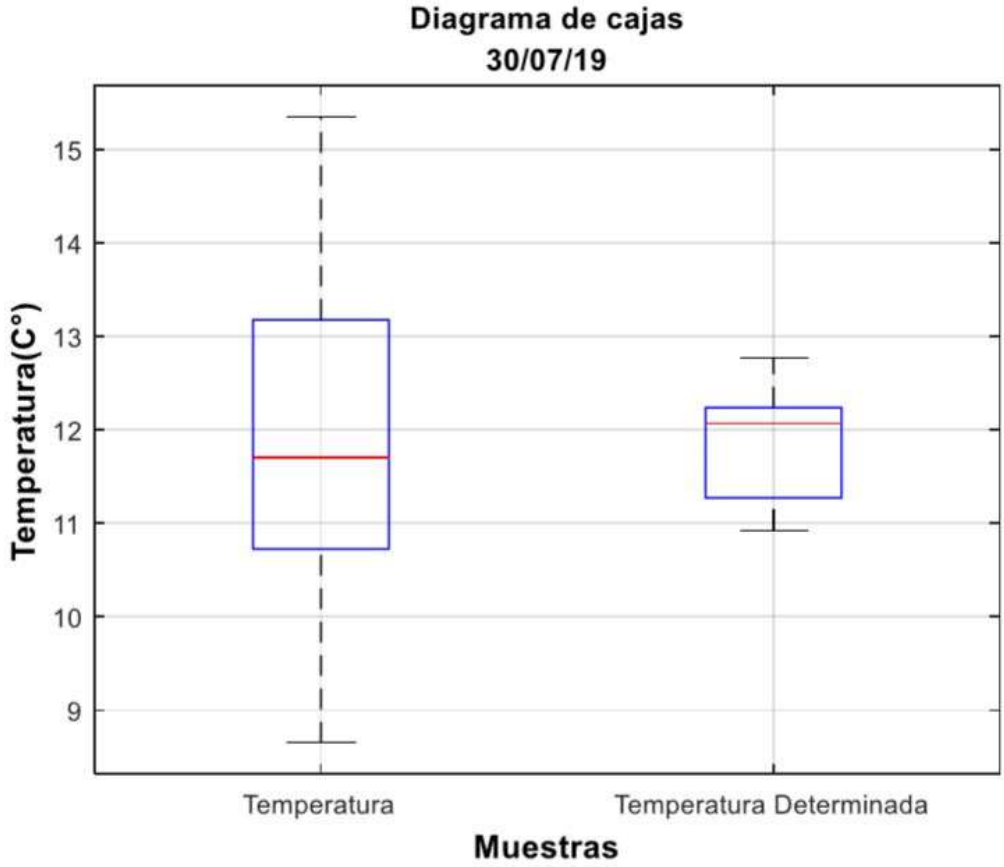

Figura 16 Diagrama de cajas en donde se puede observar cómo ha disminuido la variancia en la temperatura y la temperatura determinada.

4.2 Interpolación IDW y Kriging

Se utilizó la plataforma RStudio (rutina adjunto en anexo A.2), para estimar la interpolación de los datos que se obtuvieron con la rutina en Matlab del anexo A.1.

Realizadas las interpolaciones para la temperatura, presión real de saturación y presión media de saturación, se utilizó una segunda rutina "regresión.m" en Matlab (adjunto por Anexo A.3), el cual transforma los resultados de la interpolación a su altura correspondiente mediante la ecuación 101.

$$T_{(x,y)} = T_{det} + \gamma(z_{(x,y)}^{Dem} - z_{det}) \qquad (101)$$

4.2.1 Interpolación IDW y Kriging para la temperatura

En la Figura 17 observamos que la temperatura en el poblado de Zurite está alrededor de 8° grados Celsius. Al aumentar la altura en la microcuenca Ramuschaka observamos que la temperatura comienza a disminuir como se describió en el apartado 4.1.

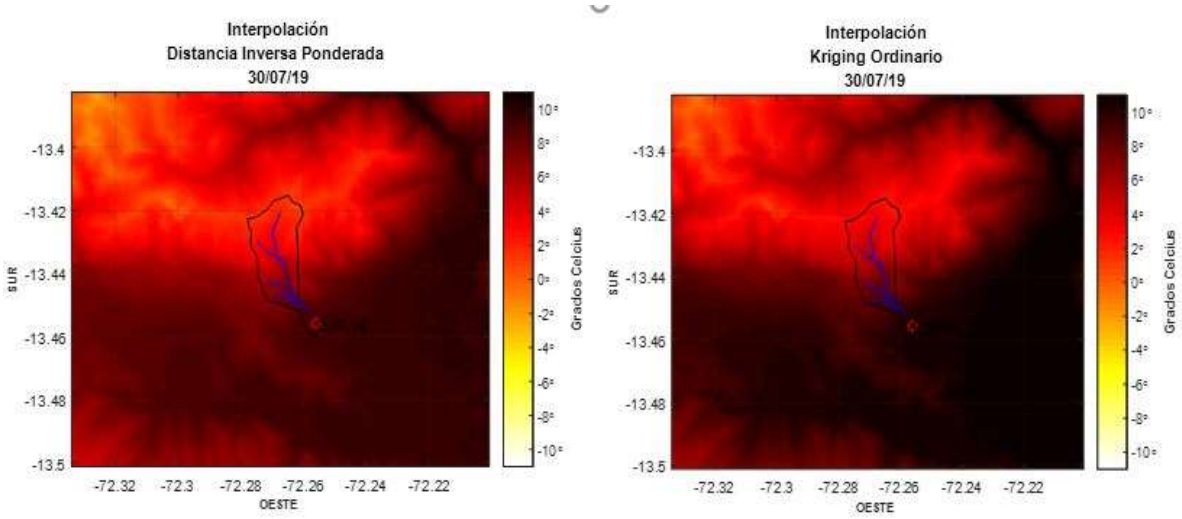

Figura 17 : Distribución espacial de la temperatura ambiente interpolada para la fecha de calibración del modelo

El Semivariograma observado en la Figura 18 analiza la conducta espacial de una variable sobre una determinada superficie. En las abscisas van las separaciones entre los datos y en las ordenadas van las semivarianzas, descritas en las ecuaciones 74 y 75. Semivariograma determinara el comportamiento de la interpolación.

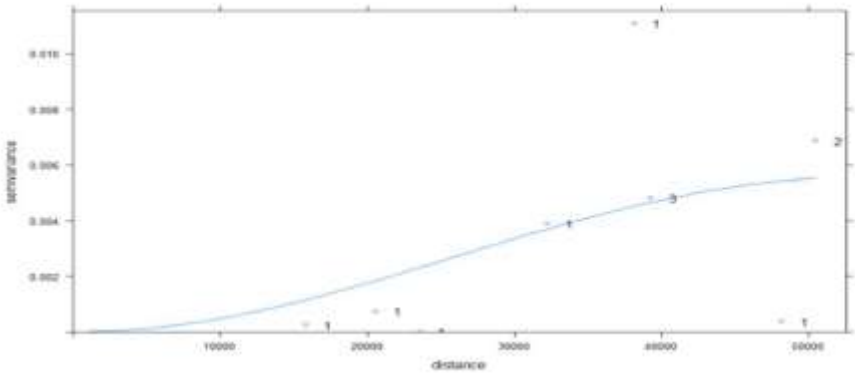

Figura 18 : Semivariograma para la temperatura determinada con un ajuste teórico de onda "Wave"

En la presente sección se discuten los resultados de las interpolaciones para la temperatura ambiente, observamos un descenso de la temperatura en los lugares con mayor altitud como se espera, en el caso de la fecha de estimación 14-07-19 observamos que la temperatura ha disminuido en toda la región. En ambas fechas se mantiene el comportamiento esperado en los dos métodos de interpolación.

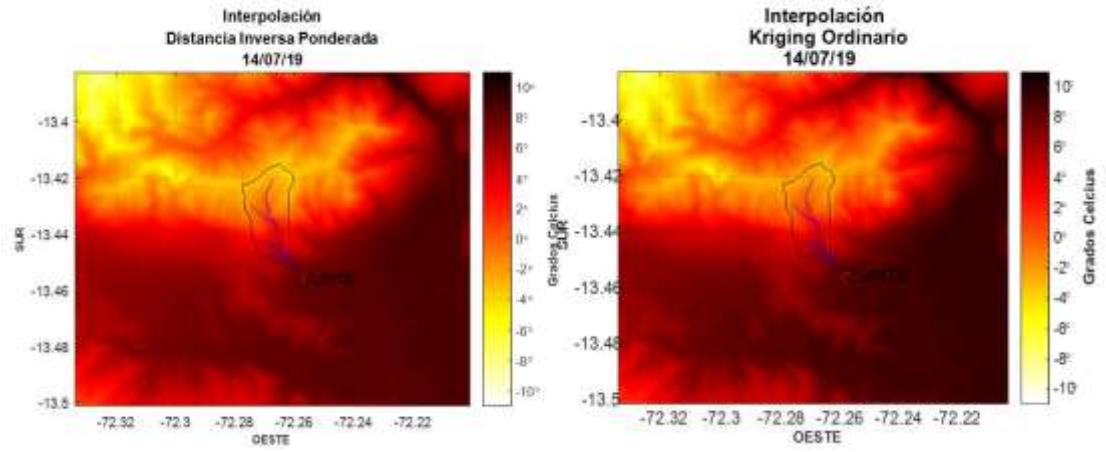

Figura 19 : Distribución espacial de la temperatura ambiente interpolada para la fecha de estimación del modelo

Con los raster obtenidos se procede a realizar una dispersión pixel a pixel para determinar el grado de correlación entre los métodos de interpolación.

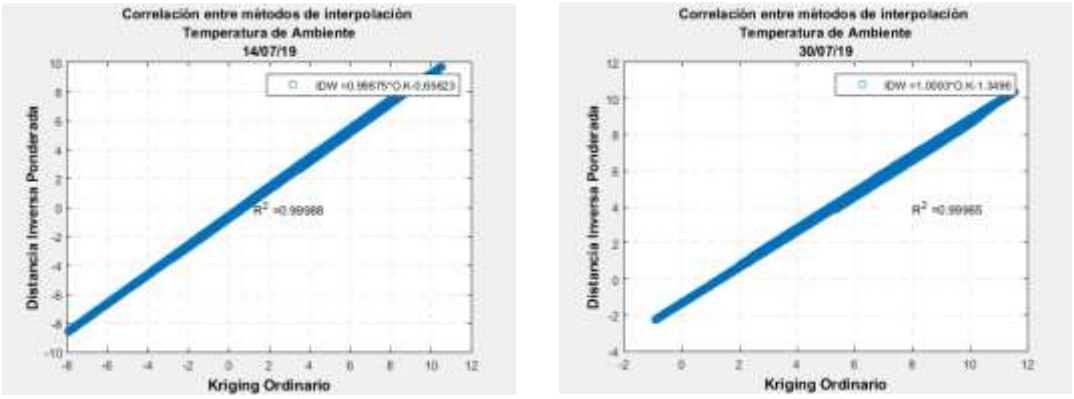

Figura 20 : se observa que ambos métodos tienen un comportamiento similar con una alta correlación de 0.99

La figura 20 representa la dispersión de los datos de temperatura por dos metodologias diferentes, obteniendo una alta correlación en sus resultados siendo de 0.99 en ambas fechas .Esto indica que los resultados son similares entre si.

4.2.2 Interpolación IDW y Kriging de la presión real de saturación

En esta sección podemos observar en las figuras 21 y 22 los resultados de las interpolaciones. Las cuales difieren en una unidad; esto es debido a que el método de interpolación Kriging ordinario ajusta su semivariograma empírico a uno teórico con una función lineal como se muestra en la Figura23; usando esta función se realiza la interpolación. Sin embargo, ambos métodos dan como resultado el mismo comportamiento como se puede apreciar en la Figura27 de dispersión.

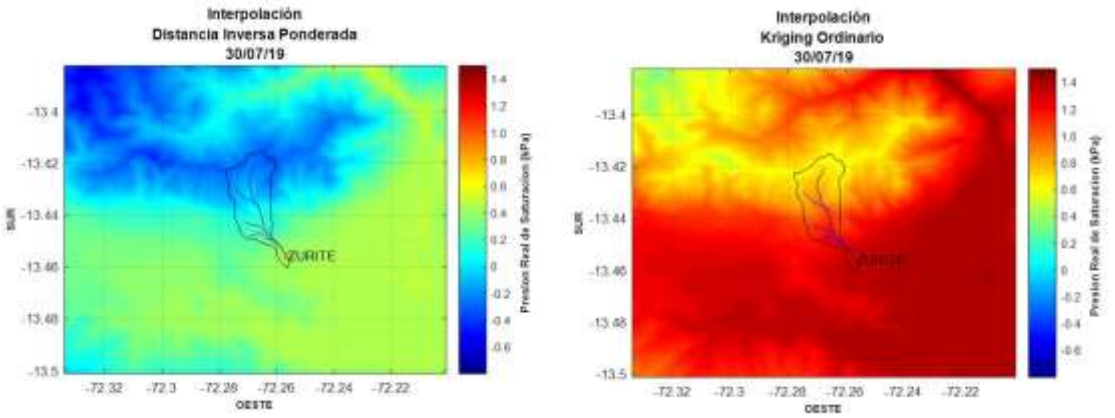

Figura 21: Presión real de saturación para la calibración del modelo para 30/07/2019

En la figura 21 y 22 se observa que el metodo Kriging estima mejor la presion real de saturacion debido a su variograma teorico que ajusta mejor los datos,por ello no se obtienen valores negativos a diferencia de la interpolacion IDW, estos valores de presion negativa .Esto puede ser un indicador de que este metodo de interpolacion no es el adecuado en regiones con topografica compleja .

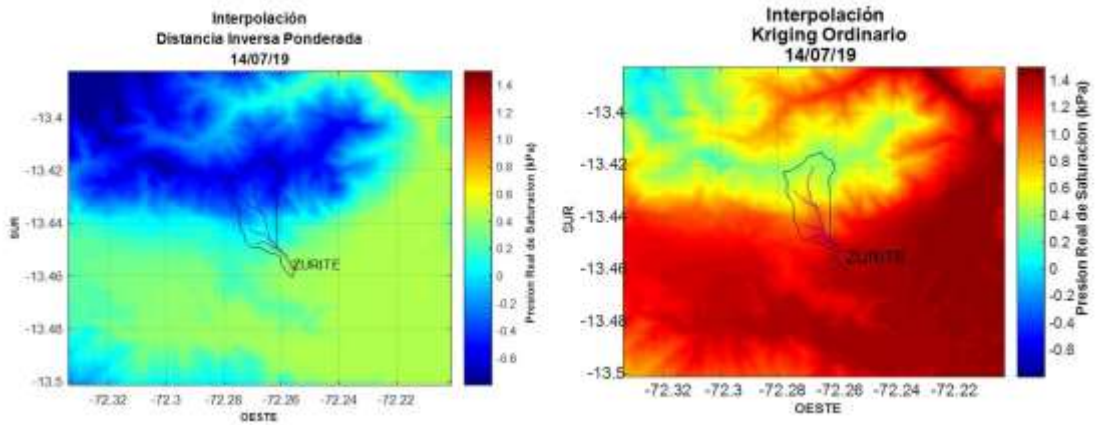

Figura 22: Presión real de saturación para la estimación del modelo para 14/07/19

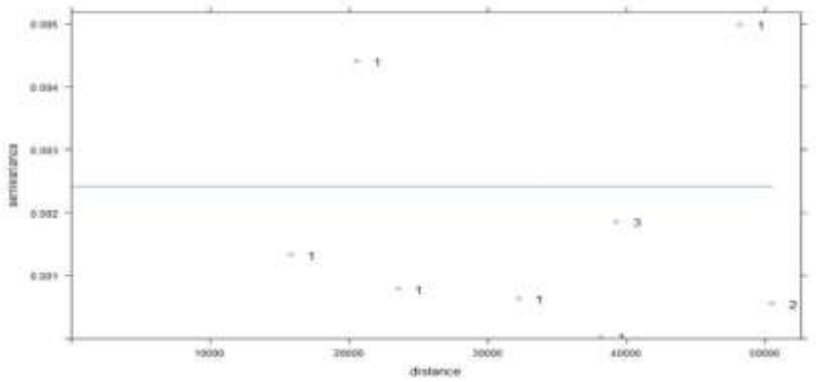

Figura 23: Semivariograma ajustado para la presión real de saturación determinada

Debido a la no uniformidad de los datos en el Semivariograma empírico, encontrar una función que los describa en su conjunto los datos para obtener el Semivariograma teórico es muy complicado y los paquetes de interpolación de R no satisfacen esta distribución.

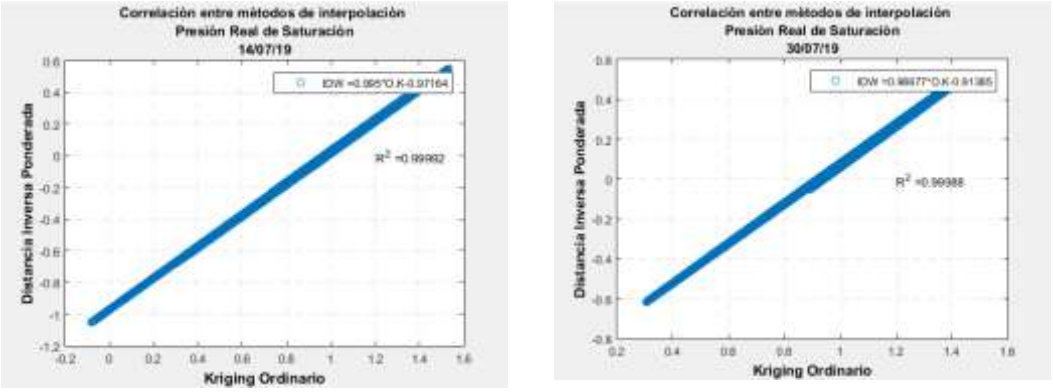

Figura 24 : Diagrama de dispersión entre el K.O y el IDW presentando una alta correlación de 0.99

En la Figura 24 observamos una alta correlación de 0.99 entre los métodos de interpolación debido a que ambos métodos tienen el mismo comportamiento.

4.2.3 Interpolación IDW y Kriging de la presión media de saturación

En la Figura 25 y 26 muestran que el kriging ordinario interpola en una unidad extra al igual que la variable presión real de saturación, debido al semivariograma teórico Figura 27. Los valores negativos al igual que en la presión de saturación real tienen valores negativos en lugares de topográfica compleja con la interpolación IDW, sin embargo, ambos métodos de interpolación tienen un comportamiento similar como se demuestra en la Figura 28 del diagrama de dispersión

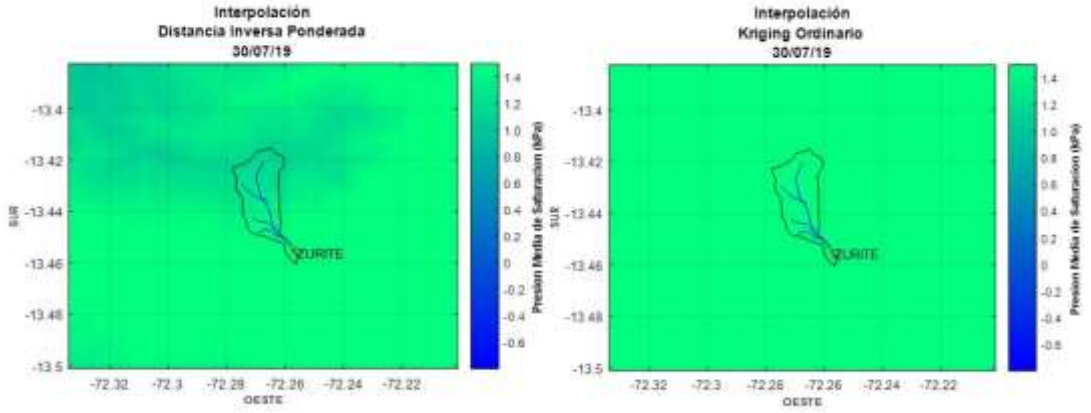

Figura 25 : Presión media de saturación para la calibración del modelo para 30-07-19

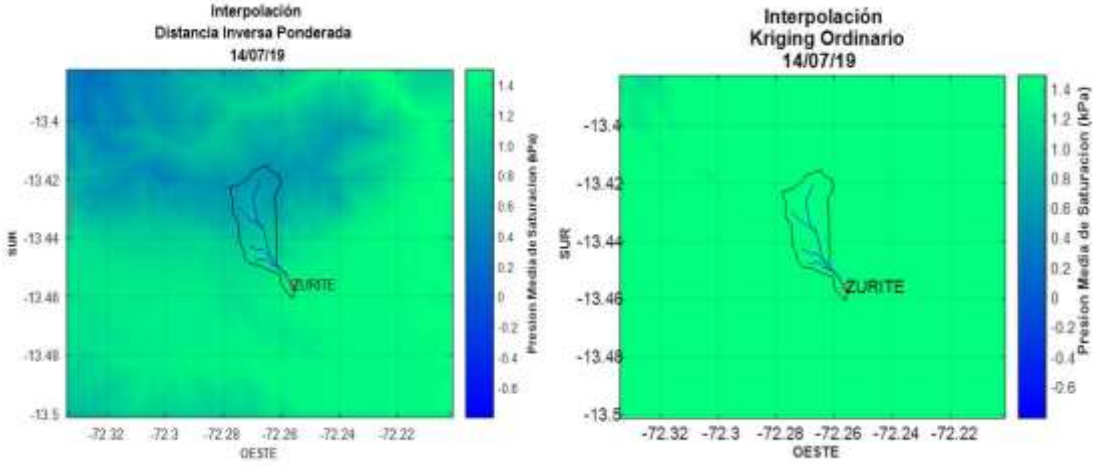

Figura 26 : Presión media de saturación para la estimación del modelo para 14-07-19

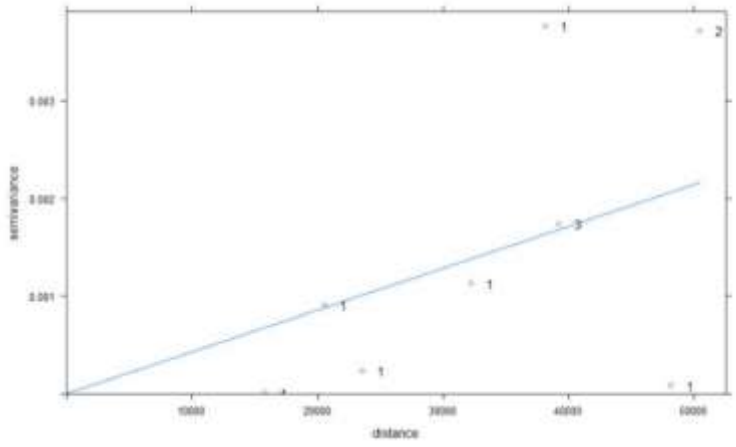

Figura 27 : Semivariograma ajustado para la presión media de saturación determinada

En la figura 27 observamos el semivariograma teorico el cual se ajusta a una distribucion lineal para ser aplicada en la interpolación.

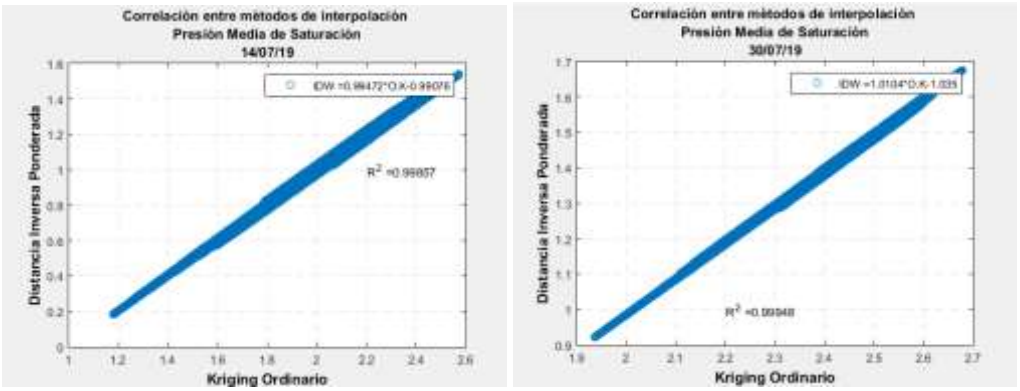

Figura 28 : Diagrama de dispersión entre el K.O y el IDW presentando una alta correlación de 0.99

Los métodos de interpolación Kriging ordinario y IDW tienen comportamientos similares para la presión media de saturación con un coeficiente de correlación de 0.99

4.2.4 Cuadro Resumen de Interpolación IDW y Kriging

En la presente sección se revisó los resultados obtenidos por la ecuación 90, los cuales se muestran en la tabla 8 y 9.

Para la fecha de calibración se obtuvo un mínimo de 10.29 °C y un máximo de 12.77 °C en la temperatura determinada, siendo la desviación estándar para la temperatura 2.152 y la temperatura determinada 0. 653. La fecha de estimación tiene un valor mínimo de 10.79 °C y un máximo de 12.86 °C en la temperatura determinada, siendo una desviación estándar de 3.06 para la temperatura y 0.75 para la temperatura determinada.

Para la fecha de calibración se obtuvo un mínimo de 0.58kPa y un máximo de 0.73kPa en la presión real determinada, siendo la desviación estándar para la presión real 0.194 y la presión real determinada 0.054. La fecha de estimación se tiene un valor mínimo de 0.60 kPa y un máximo de 0.77 kPa para presión real determinada, siendo una desviación estándar de 0.27 para la presión real y 0.06 para la presión real determinada.

Para la fecha de calibración se obtuvo un mínimo de 1.57kPa y un máximo de 1.88kPa en la presión media determinada, siendo la desviación estándar para la presión media 0.16 y la presión media determinada 0.103. La fecha de estimación

se tiene un valor mínimo de 1.541kPa y un máximo de 1.83kPa para presión media determinada, siendo una desviación estándar de 0.239 para la presión media y 0.101 para la presión media determinada.

Ante estos resultados se observa que la desviación estándar disminuye al aplicar la ecuación 94 la cual es favorable a la hora de aplicar los métodos de interpolación (Fries, 2012).

Tabla 8. Resultados de la ecuación 90 para la fecha de calibración 30-07-19 usados para las interpolaciones

Estación	Altura (m)	Temp. A Det (°C)	Presión Real Det (kPa)	Presión Media Det (kPa)
Anta Ancachuro	3340	10.92	0.62	1.69
Granja Kcayra	3219	12.77	0.73	1.77
Machu Picchu	2548	11.72	0.68	1.74
Paruro	3084	12.06	0.59	1.84
Pisac	2950	11.11	0.67	1.57
Santo Tomas	3253	12.12	0.65	1.79
Urubamba	2850	12.27	0.58	1.88

Tabla 9 Resultados de la ecuación 90 para la fecha de estimación 14-07-19 usados para las interpolaciones

Estación	Altura (m)	Temp. a Det (°C)	Presión Real Det (kPa)	Presión Media Det (kPa)
Anta Ancachuro	3340	10.79	0.76	1.54
Granja Kcayra	3219	12.68	0.75	1.77
Machu Picchu	2548	11.59	0.77	1.68
Paruro	3084	12.73	0.68	1.83
Pisac	2950	12.38	0.66	1.78
Santo Tomas	3253	11.55	0.64	1.79
Urubamba	2850	11.25	0.60	1.65

La estación Pacaymayo no es considerada en estas tablas debido a que esa estación será usada para validar los resultados de las interpolaciones en la tabla 12.

4.3 Método FAO Pennman-Monteith

Con esta metodología se consiguen valores más precisos del agua consumida en los campos de cultivos, esto se debe a que se considera el mayor número de variables climaticas comparándolo con otras metodologías similares (Díaz, 2006).

La ecuación 102 es utilizada para calcular la evapotranspiración potencial del cultivo de referencia.

$$ET_{POT} = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma\frac{900}{T+273}u_2(e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)}[\text{mm/dia}] \qquad (102)$$

En ambos metodos de interpolacion junto con la ecuación 102 estiman valores similares en la evapotranspiración potencial como se muestra en la Figura 29.

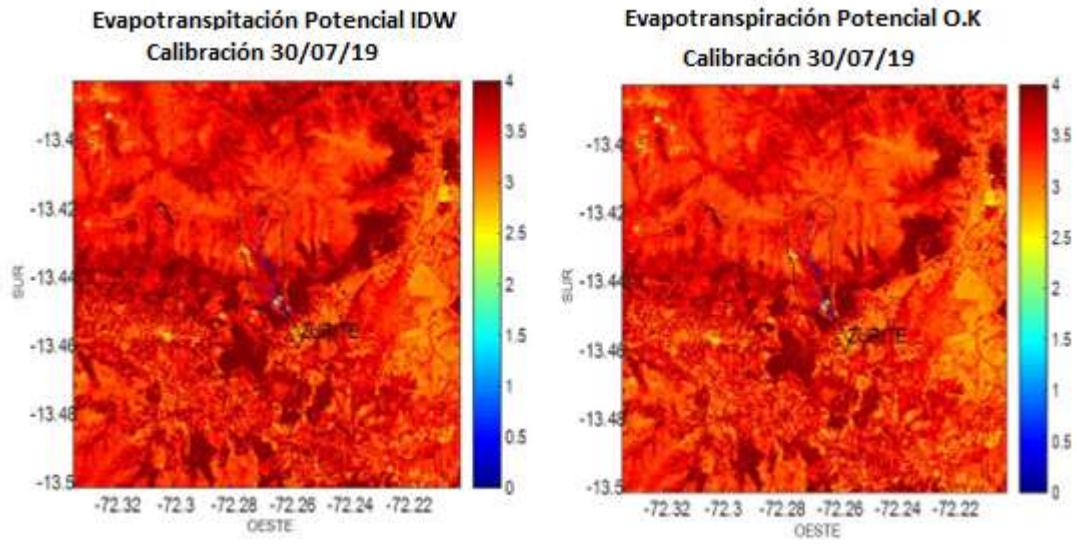

Figura 29: Evapotranspiración potencial estiamada con la ecuacion 92

4.4 Coeficiente de Cultivo

El coeficiente de cultivo para la fecha de calibración de la fecha 30-07-19 fue obtenido usando eeFlux (Flux, 2019). Existe una estrecha correspondencia entre el NDVI y el coficiente de cultivo (Castañeda-Ibáñez, 2015) como se demuestra en la ecuación 103.

$$Kc \approx NDVI \quad (103)$$

$$Kc_{est} \approx \text{Kc}*(\frac{NDVI_{est}}{NDVI_{cal}}) \quad (104)$$

$$Kc_{est} = \text{C}*\text{Kc}+\text{D} \quad (105)$$

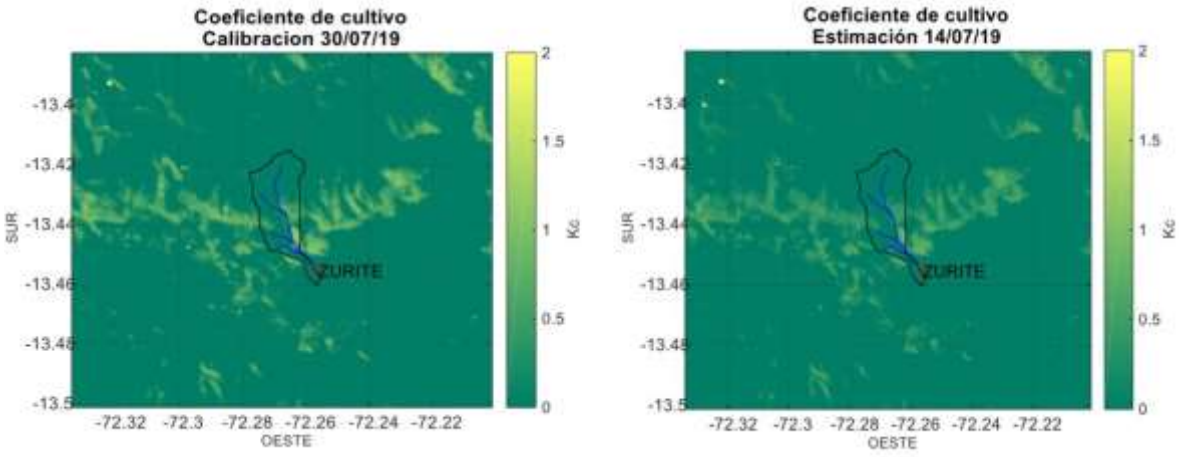

Figura 30 : Coeficiente de cultivo de calibracion y el estimado

4.5 Evapotranspiración Real

El sistema de suelos y cultivos obtienen un valor potencial ET_{POT} si las condiciones hídricas son ideales. La evapotranspiración del sistema de cultivos y suelos es inferior a la potencial, esto se debe al nivel de estrés hídrico creciente, al cual el cultivo está sometido. Este último caso compete a la evapotranspiración real (Marini, 2017).

Según lo descrito, el valor de ETR se calcula sobre la base de su valor potencial y de un coeficiente de estrés adimensional Kc.

$$\text{ETR} = Kc.ET_{POT} \quad (106)$$

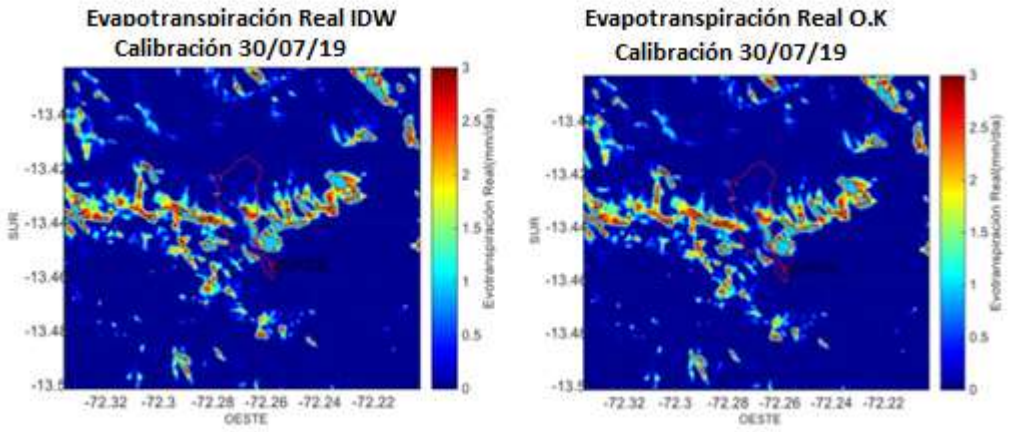

Figura 31 : Evapotranspiración real estimada a partir de la ecuación 106

4.6 Correlación evapotranspiración real metric y FAO 56

En la Figura 32 se puede observar una alta conexión entre el modelo METRIC obteniendo los coeficiente de calibracion 0.894 y 0.7*$\mathbf{10^{-5}}$ con un coeficiente de correlacion de 0.937, coeficiente que son utilizados para la consideración de la evapotranspiración real para fechas posteriores

En la Figura 33 se observa una alta correlación entre el modelo METRIC obteniendo los coeficientes de calibración 0.906 y 3.0*$\mathbf{10^{-5}}$ con un coeficiente de correlacion de 0.929, coeficiente que son utilizados para la estimación de la evapotranspiración real para fechas posteriores.

$$METRIC = A * ETR + B \qquad (107)$$

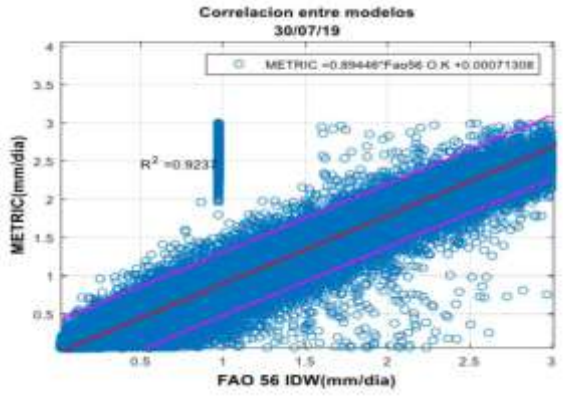

Figura 32: diagrama de dispersión modelo METRIC y la ETR a partir de variables meteorológicas interpoladas IDW

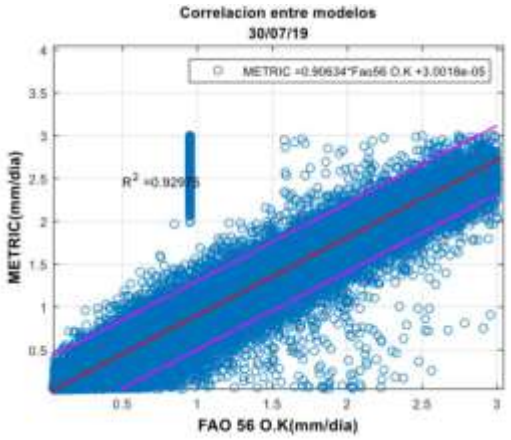

Figura 34 : diagrama de dispersión modelo METRIC y la ETR a partir de variables meteorológicas interpoladas Krigning ordinario

4.7 Evapotranspiración Real estimada apartir de los modelos de correlación

En la Figura 34 observamos los resultados de la estimación para el día 14-07-19 con los coeficientes de calibración obtenidos con la ecuación 107 a partir de los métodos de interpolación IDW y O.K con sus coeficientes de calibración calculados en la sección 4.6.

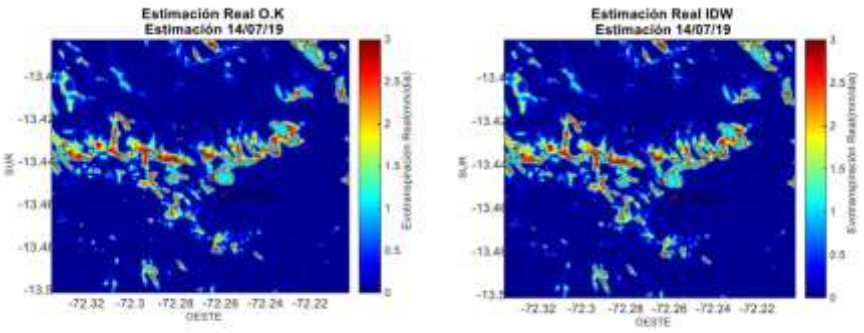

Figura 35 : evapotranspiración estimada a partir de imágenes Sentinel 2A

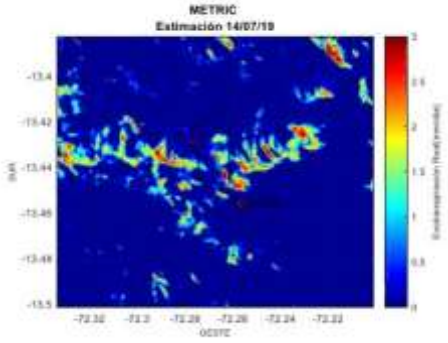

Figura 36 : Evapotranspiración real eeFlux (Flux, 2019)

4.8 Validación

En el presente trabajo la validación consiste en comparar los resultados del NDVI del espectroradiómetro y se realizó sobre las imágenes satelitales Landsat 8. La estación Pacaymayo se utilizó para validar el raster interpolado de temperatura.

4.8.1 Validación de las variables meteorológicas

Se compara los resultados de los raster de temperatura interpolados con los de la estación Pacaymayo para la fecha 30-07-19.

Tabla 9. Datos para validación con la estación Pacaymayo y los datos obtenidos con la interpolación

	ESTACION	**O. K**	**IDW**	**ERROR O.K%**	**ERROR IDW%**
TEMPERATURA	8.1	7.75	6.62	4.32	18.27

4.8.2 Validación del NDVI

Se validó el raster de NDVI del sensor Landsat 8 para la fecha 30-07-19 con un total de 31 firmas espectrales distribuidos en lugares específicos de la microcuenca.

Tabla 10. validación del NDVI con el espectroradiómetro HR-1024i

Área	**Latitud**	**Longitud**	**Ráster**	**HR-1024i**	**Error %**
1	-13.4486	-72.2622	0.47	0.65	27.68
2	-13.4494	-72.2626	0.54	0.50	-7.85
3	-13.4448	-72.2638	0.55	0.52	-5.25

Los altos valores en el error porcentual son debido a la resolución espacial del píxel del Landsat 8. Tiene un área de 900 $\boldsymbol{m^2}$. Las firmas espectrales son mediciones puntuales y no representan la variabilidad espacial del pixel al trabajar con una imagen de menor resolución espacial este error se reduciría en gran medida.

4.9 Correlación de la evapotranspiración para la fecha 14/07/19

En esta seccion se analizan los graficos de dispersion de las estimaciones obtenidas con la ecuacion 107 en comparacion con el modelo METRIC en la figura 36, teniendo una alta correlacion cercana al 0.7 como se visualiza en la tabla 11 .

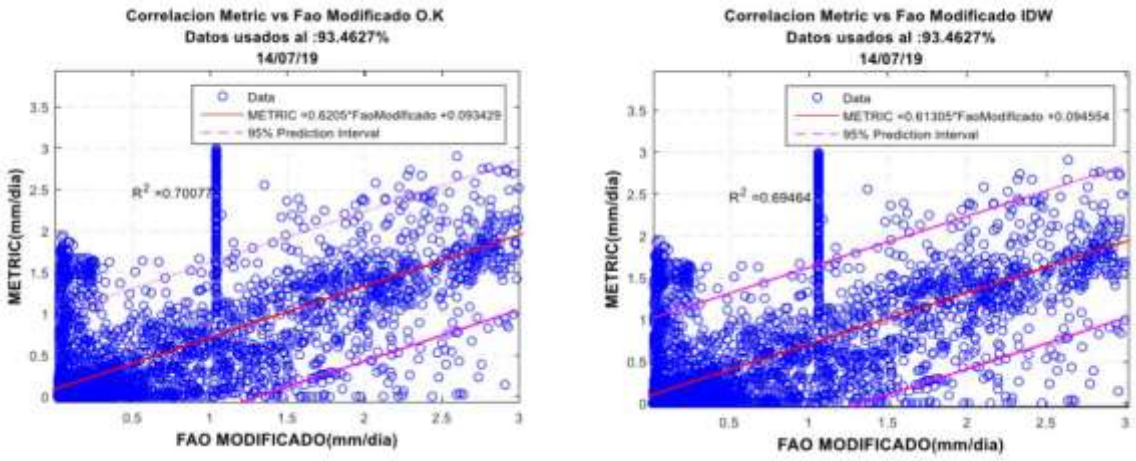

Figura 37 : Dispersión entre modelos para la estimación con imágenes Sentinel 2A

Tabla 11. Resultados del análisis de dispersión

	PREDICCION PROMEDIO	Coef. de determinación	Pendiente	Intercepción
FAO Modificado O.K	92.30	0.70	0.620	0.09
FAO Modificado IDW	93.22	0.69	0.613	0.09

4.10 Análisis estadístico de los productos

En la tabla 12 se aprecian los valores máximos y mínimos de los resultados finales. Lo más resaltante es el valor promedio de la microcuenca Ramuschaka en donde el modelo METRIC tiene una evapotranspiración real de 0.454 mm/día y la estimada a partir de la imagen Sentinel 2A 0.441 mm/día y 0.445 mm/día

Tabla 12. Resumen estadístico de los resultados

	MAX	MIN	PROMEDIO	STD
METRIC 30-07-19	14.88	0	0.23	0.60
METRIC 14-07-19	7.97	0.0	0.45	0.93
ETR O.K 14-07-19	2.99	0.01	0.44	0.71
ETR IDW 14-07-19	2.99	0.01	0.44	0.71

Tabla 13. Resumen estadístico de los ráster de NDVI

	MAX	MIN	PROMEDIO	STD
NDVI 30-07-19	1.0	-1.0	0.41	0.15
NDVI 14-07-19	0.82	-0.24	0.31	0.14

4.11 Datos anómalos en la dispersión

En la Figura 36 se observan valores anómalos en una columna, estos valores de 1.0 a 1.07 son generados por la sombra de la cantera los cuales podemos apreciar en la Figura 37.

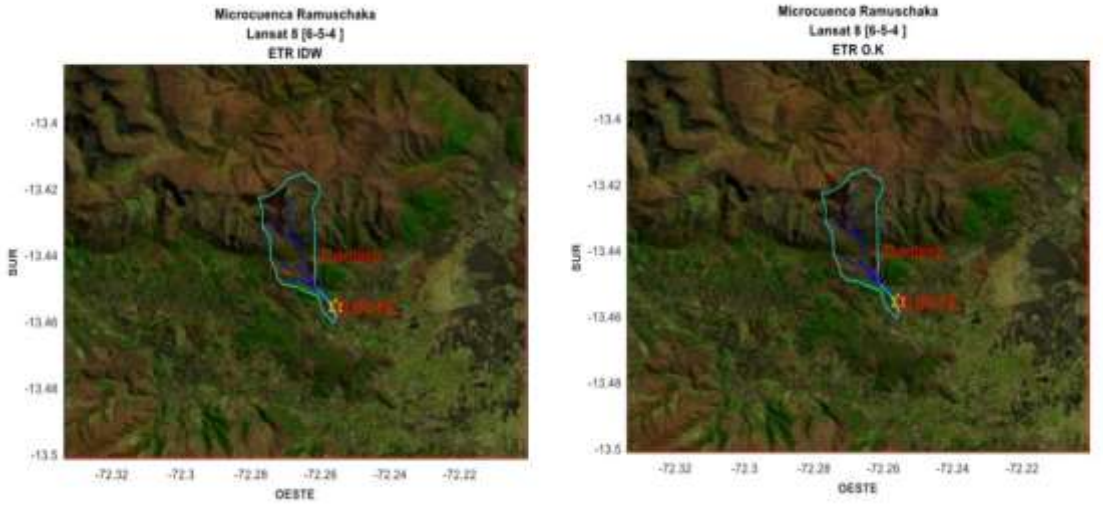

Figura 38 : el área con bordes rojos corresponde a la sombra de la cantera

CAPÍTULO 5

CONLUSIONES

- En la presente tesis se pudo determinar que el método de interpolación con menor error es el Kriging ordinario con un error porcentual de 4.32% descritos en la tabla 12, el menor error es debido a que los pesos son ajustados por el Semivariograma teórico haciendo que la suma de sus ponderaciones sea igual a 1, como lo demuestra la ecuación 54 disminuyendo la varianza.
- En la presente tesis se pudo determinar que el método de interpolación con mayor error es el IDW con un error porcentual de 18.27% descritos en la tabla 12, este mayor error es debido a que los pesos de la ecuación de interpolación están definidos por las distancias como se muestra en la ecuación 46.
- En la sección 4.6 se determinaron los coeficientes de calibración con el método O.K para la estimación de la evapotranspiración, 0.906 para la pendiente y 3.0×10^{-5} para el intercepto.
- En la sección 4.6 se determinaron los coeficientes de calibración con el método IDW para la estimación de la evapotranspiración, 0.89 para la pendiente y 0.7×10^{-5} para el intercepto.
- En el caso de la predicción de la evapotranspiración final se ha obtenido una probabilidad de 92.3% para la interpolación O.K y 93.2% para la interpolación IDW.
- Finalmente, se puede concluir que la evapotranspiración real estimada no se ve afectada en gran medida por el método de interpolación.

CAPÍTULO 6

RECOMENDACIONES

- Replicar la metodología en un área con estaciones meteorológicas donde se pueda medir la evapotranspiración in situ para validar el modelo.
- Utilizar más imágenes satelitales Landsat para mejorar los coeficientes de calibración.
- Utilizar imágenes de radar para la estimación de la humedad del suelo que servirá como input para el modelo
- El modelo puede ser potenciado para obtener datos diarios de evapotranspiración real a partir de modelos atmosféricos y ecuaciones de regresión.
- Usar el método de interpolación Kriging ordinario en vez del IDW, debido a que el método IDW presenta anomalías cuando interpola las presiones.
- Programar el modelo en plataformas como Google Earth Engine para aprovechar su alta capacidad de datos en la nube

A. RUTINAS EN MATLAB Y R

A.1 Pre-Procesamiento de Datos Meteorológicos

```
%%%
```

```
pro(n,m)=mean(tem(n,m:m+1));
end
end
pro=pro(:,1:2:13);
%% introduccion de datos fijos: altura promedio,altura de la estacion,numero de estacion,latitud,longitud
nombre='cuadro_resumen_24068.xlsx';
libro=1;
data=xlsread(nombre,libro);
z_det=mean(data(:,4));
z_est=data(:,4);
est=data(:,1)';
lat=data(:,2)';
long=data(:,3)';
%% presion media de vapor de saturacion
for j=1:1:14;
ex(:,j)=(17.27*tem(:,j)./(237.3+tem(:,j)));
ea=0.611*exp(ex);
end
es=(ea(:,2:2:14)+ea(:,1:2:14))./2;
%% presion  real de vapor(Kpa) tem rocio= tem minima
ea=ea(:,2:2:14);
%% determinacion del gradiente de la temperatura promedio
pro=pro';
for j=1:dias;
tem_pen{j}=polyfit (z_est,pro(:,j), 1);
end
tem_pen=cell2mat(tem_pen);
%%
ea=ea';
for j=1:dias;
ea_pen{j}=polyfit (z_est,ea(:,j), 1);
end
ea_pen=cell2mat(ea_pen);
%%
es=es';
for j=1:dias;
es_pen{j}=polyfit (z_est,es(:,j), 1);
end
es_pen=cell2mat(es_pen);
```

```
%% gradiente
tem_gra=tem_pen(:,1:2:end);
tem_cons=tem_pen(:,2:2:end);
ea_gra=ea_pen(:,1:2:end);
ea_cons=ea_pen(:,2:2:end);
es_gra=es_pen(:,1:2:end);
es_cons=es_pen(:,2:2:end);
%%
for j=1:dias;
t_det{j}=pro(:,j)+tem_gra(:,j)*(z_det-z_est(1:end));
end
t_det=cell2mat(t_det);
for j=1:dias;
ea_det{j}=ea(:,j)+ea_gra(:,j)*(z_det-z_est(1:end));
end
ea_det=cell2mat(ea_det);
for j=1:dias;
es_det{j}=es(:,j)+es_gra(:,j)*(z_det-z_est(1:end));
end
es_det=cell2mat(es_det);
%% Procesamiento y concatenacion de la temperatura ambiente
tem_t=[t_det;tem_gra;tem_cons];
z_est=z_est';
nu=[1:4;1:4];
nu=nu';
datos=[est;lat;long;z_est];
datos=[datos nu];
datos=datos';
Tem_Det=[datos tem_t];
Tem_Det1=Tem_Det;
Tem_Det1(8:9,:)=[];
%% Procesamiento y concatenacion de la presion Real
ea_t=[ea_det;ea_gra;ea_cons];
nu=[1:4;1:4];
nu=nu';
datos1=[est;lat;long;z_est];
datos1=[datos1 nu];
datos1=datos1';
ea_Det=[datos1 ea_t];
ea_Det1=ea_Det;
```

```
ea_Det1(8:9,:)=[];
%% Procesamiento y concatenacion de la presion Real
es_t=[es_det;es_gra;es_cons];
nu=[1:4;1:4];
nu=nu';
datos2=[est;lat;long;z_est];
datos2=[datos2 nu];
datos2=datos2';
es_Det=[datos2 es_t];
es_Det1=es_Det;
es_Det1(8:9,:)=[];
%% exportar
content = cd;
fullname = [content,'\',strcat('RESULTADOS_SENAMHI_',num2str(mm))];
mkdir(fullname);
cd(strcat('RESULTADOS_SENAMHI_',num2str(mm)));
xlswrite(strcat('RESULTADOS_TEM',num2str(f),num2str(mm),'.xlsx'),Tem_Det,'Hoja1');
dlmwrite (strcat('RESULTADOS_TEM',num2str(f),num2str(mm),'.csv'),
Tem_Det1,'precision','%.5f','delimiter',';');
xlswrite(strcat('RESULTADOS_ea',num2str(f),num2str(mm),'.xlsx'),ea_Det,'Hoja1');
dlmwrite (strcat('RESULTADOS_ea',num2str(f),num2str(mm),'.csv'),
ea_Det1,'precision','%.5f','delimiter',';');
xlswrite(strcat('RESULTADOS_es',num2str(f),num2str(mm),'.xlsx'),es_Det,'Hoja1');
dlmwrite (strcat('RESULTADOS_es',num2str(f),num2str(mm),'.csv'),
es_Det1,'precision','%.5f','delimiter',';');
cd(content);
disp(strcat('Proceso terminado ',num2str(f)))
clear,close all
end
```

A.2 Interpolación IDW y Kriging Ordinario

```
#%%%
```

```
library(sp)
library(raster)
setwd("D:/CTCLIMA/8_TESIS/CODIGOS 2.0/2_INTERPOLACION")
limite<-readOGR(".","Ramuschaka")
PREC.2008 <- read.table("RESULTADOS_es719.csv", sep=";", header=TRUE)
names(PREC.2008)
str(PREC.2008)
head(PREC.2008)
coordinates(PREC.2008) <- ~long+lat proj4string(PREC.2008) <- CRS("+proj=longlat
+datum=WGS84")
utm18 <- "+proj=utm +zone=18 +ellps=WGS84 +datum=WGS84 +units=m +no_defs"
PREC.20080501.XY <- spTransform(PREC.2008, CRS(utm18))
table(duplicated(PREC.20080501.XY$STATION.NAME))
PREC.20080501.XY <- remove.duplicates(PREC.20080501.XY)
hist(PREC.20080501.XY$D30)
hist(log1p(PREC.20080501.XY$D30))
#visualizar
PREC.plt1<- bubble(PREC.20080501.XY, "D30", col="black", pch=21,
main="PREC 2008-05-01", sp.layout=list(list("sp.polygons", col="grey",
fill="transparent", limite), list("sp.points", col="black", pch="+",
cex=1.2, subset(PREC.20080501.XY, PREC.20080501.XY$D30==0))))
PREC.plt1
#Variograma empírico
PREC.ve.d <- variogram(log1p(D30)~1, PREC.20080501.XY)
plot(PREC.ve.d, pl = T)
PREC.ve.d
# variograma inicial
PREC.vi.d <- vgm(nugget=0, model="Wav",
range=sqrt(diff(PREC.20080501.XY@bbox["long",])^2 +
diff(PREC.20080501.XY@bbox["lat",])^2)/4,
psill=var(log1p(PREC.20080501.XY$D30)))
PREC.vi.d
#Ajuste del variograma (teórico)
PREC.vt.d <- fit.variogram(PREC.ve.d, model=PREC.vi.d)
PREC.vt.d
plot(PREC.ve.d, pl = T, model = PREC.vt.d)
# Preparar gilla para predicción
PREC.20080501.XY_grid = spsample(PREC.20080501.XY, type = "regular", cellsize =
c(30,30))
class(PREC.20080501.XY_grid)
```

```
43 gridded(PREC.20080501.XY_grid) = TRUE
44 class(PREC.20080501.XY_grid)
45 #Thiessen
46 thiessen.d = krige(D30 ~ 1, PREC.20080501.XY, PREC.20080501.XY_grid, nmax = 1)
47 pts.s <- list("sp.points", PREC.20080501.XY, col="white",pch=20)
48 spplot(thiessen.d, "var1.pred", asp=1, at= seq(0,16,1), zlim=c(0,16),
   col.regions=gray(seq(0.9,0.1,l=30)),sp.layout = list(pts.s),main="Thiessen")
49 #Inverso de la distancia (idw)
50 idw.d = idw(D30 ~ 1, PREC.20080501.XY, PREC.20080501.XY_grid)
51 spplot(idw.d, "var1.pred", asp=1, at= seq(0,16,1), zlim=c(0,16),
   col.regions=gray(seq(1,0.1,l=30)),sp.layout = list(pts.s),main="IDW")
52 # Ordinary kriging
53 ok.d <- krige(log1p(D30) ~ 1, locations = PREC.20080501.XY,
   newdata = PREC.20080501.XY_grid, model = PREC.vt.d)
54 thiessen.cv.d <- krige.cv(D30 ~ 1, PREC.20080501.XY,nmax = 1)
55 idw.cv.d <- krige.cv(D30 ~ 1, PREC.20080501.XY)
56 ok.cv.d <- krige.cv(log1p(D30) ~ 1, locations = PREC.20080501.XY, model = PREC.vt.d)
57 ok.d$PREC.pred <- (ok.d$var1.pred)# Antilog para volver a valores de precipitación
58 par(mfrow=c(2,1))
59 print(spplot(ok.d, "PREC.pred", asp=1, at= seq(0,16,1), zlim=c(0,16),
   col.regions=gray(seq(1,0.1,l=30)),main="OK, diaria 01/05/2008",
   sp.layout = list(pts.s), zlim=c(0,16)), split=c(1,1,2,1), more=TRUE)
60 print(spplot(ok.d, "PREC.pred", asp=1, col.regions=gray(seq(1,0.1,l=30)),
   main="Varianza OK, diaria 01/05/2008",
   sp.layout = list(pts.s)), split=c(2,1,2,1), more=FALSE)
61 #creamos una matriz
62 myraster<-raster(ok.d)
63 myraster<-expm1(myraster)
64 mymatrix<- as.matrix(ok.d)
65 #obtenemos las coordenadas x e y
66 x<-coordinates(ok.d)[,1]
67 y<-coordinates(ok.d)[,2]
68 #obtenemos el sistema de referencia espacial
69 srs<-proj4string(ok.d)
70 #Creamos el raster
71 myraster<-raster(mymatrix, xmn=min(x), xmx=max(x), ymn=min(y), ymx=max(y),
   crs=CRS(srs))
72 #exportamos el raster como geotiff
73 writeRaster(myraster, filename="ESD300719_OK.tif", format="GTiff", overwrite=TRUE)
74 # IDW
```

```
#creamos una matriz
myraster<-raster(idw.d)
mymatrix<- as.matrix(idw.d)
#obtenemos las coordenadas x e y
x<-coordinates(idw.d)[,1]
y<-coordinates(idw.d)[,2]
#obtenemos el sistema de referencia espacial
srs<-proj4string(idw.d)
#Creamos el raster
myraster<-raster(mymatrix, xmn=min(x), xmx=max(x), ymn=min(y),
ymx=max(y),crs=CRS(srs))
#exportamos el raster como geotiffTM
writeRaster(myraster, filename="ESD300719_IDW.tif", format="GTiff",
overwrite=TRUE)
```

A.3 REGRESIÓN DE DATOS METEOROLÓGICOS

```
%%%
```

```
24 geotiffwrite('TEM_OK_300719.tif',RE,R,'GeoKeyDirectoryTag',
   infoR.GeoTIFFTags.GeoKeyDirectoryTag);
```

A.4 CONCATENAR VARIABLES PARA LA CALIBRACIÓN

```
1  %%%%
```

```
%UNMSM-FCF- BACH. JORGE LUIS NOLE MEDINA                    %
%NOMBRE DEL PROGRAMA:MAIN_ETa.m                             %
%PROPOSITO: ESTIMACION DE LA ET REAL                        %
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%% INGRESO DE DATOS
clear,clc,close all
TEM=('TEM_OK_140719.tif');
EA=('EA_OK_140719.tif');
ES=('ES_OK_140719.tif');
ETa=('ETR_ETa300719.tif');
Kc=('Kc_EToF300719.tif');
DEM=('DEM_AREA_ESTUDIO.tif');
mm=7;%mes de trabajo
[tem,R]=geotiffread(TEM);
tem=double(tem);
[ea,R]=geotiffread(EA);
ea=double(ea);
[es,R]=geotiffread(ES);
es=double(es);
[ETa,R1]=geotiffread(ETa);
ETa=double(ETa);
[Kc,R1]=geotiffread(Kc);
Kc=double(Kc);
[DEM,R1]=geotiffread(DEM);
DEM=double(DEM);
infoR=geotiffinfo(TEM);
%% JUNTAR DATOS
INPUT=cat(5,tem(:,:,1),ea(:,:,1),es(:,:,1),ETa,DEM);
%% dato de calibracion
load('INPUT_CAL300719_OK.mat');
%% SENSORES Y FECHAS
SENSOR_CAL=('VNIR_300719.tif');
SENSOR=('VNIR_140719.tif');
FECHA_CAL='2019/07/30';
FECHA='2018/07/14';
%% METRIC
METRIC=ETa;
%% PENMAN
FAO=FAO56(INPUT_CAL,SENSOR_CAL,FECHA_CAL);
ETR=FAO(:,:,1).*Kc;
```

```
ETR=FilOutliers(ETR,3,0.0);
%% COEFICIENTE DE CALIBRACION ETP
ME=METRIC;ME=reshape(ME,[],1);
FA=ETR;
FA=reshape(FA,[],1);
coefiETP=polyfit(FA,ME,1);
coefiE=corrcoef(FA,ME);
%% COEFICIENTE DE CALIBRACION Kc
NDVI=FAO56(INPUT,SENSOR,FECHA);
NDVI=NDVI(:,:,2);
NDVI_CAL=FAO(:,:,2);
Kc2=Kc.*(NDVI./NDVI_CAL);
ME2=Kc;ME2=reshape(ME2,[],1);
FA2=Kc2;
FA2=reshape(FA2,[],1);
indME=find(ME2>2);
INDME=length(indME);
ME1=ME2;
FA1=FA2;
FA2(indME)=[];
ME2(indME)=[];
indFA=find(FA2<0);
INDFA=length(indFA);
ME1=ME2;
FA1=FA2;
FA2(indFA)=[];
ME2(indFA)=[];
indFA=find(FA2>2);
FA2(indFA)=[];
ME2(indFA)=[];
plot(FA2,ME2,'o');
coefiKc=polyfit(FA2,ME2,1);
coeficKc=corrcoef(FA2,ME2);
%% DATO SIN METRIC
FAO_MOD=FAO56(INPUT,SENSOR,FECHA);
Kc_MOD=(coefiKc(1).*Kc)+coefiKc(2);
ETR_MOD=Kc_MOD.*FAO_MOD(:,:,1);
ETR_MOD1=(coefiETP(1).*ETR_MOD)+coefiETP(2);
ETR_MOD1=FilOutliers(ETR_MOD1,3,0.0);
%% Guardar Imagenes
```

```
in=14 % FECHA DE ESTIMACION
content = cd;
fullname = [content,'\',strcat('RESULTADOS_ETa_',num2str(mm))];
mkdir(fullname);
cd(strcat('RESULTADOS_ETa_',num2str(mm)));
geotiffwrite(strcat('ETa_',num2str(in),'0',num2str(mm),'19_OK.tif'),ETR_MOD1,R,'GeoKe
yDirectoryTag', infoR.GeoTIFFTags.GeoKeyDirectoryTag);
cd(content);
disp(strcat('ETa Exportado ',num2str(in)))
```

A.6 Validación del Modelo

```
%%%
```

```
FA=reshape(FA,[],1);
FA=FA(~isnan(FA));
%% porcentaje de datos anomalos
indFA=find(FA>2);
INDFA=length(indFA);
DataTotal=length(FA);
ERROR1=(DataTotal-INDFA)/DataTotal;
Outliers=ERROR1*100;
OutliersFAO=100-abs(Outliers)
indME=find(ME<0);
INDME=length(indME);
DataTotal=length(FA);
ERROR1=(DataTotal-INDME)/DataTotal;
Outliers=ERROR1*100;
OutliersMETRIC=100-abs(Outliers)
%%
ME1=ME;
FA1=FA;
indFA=find(FA1>3.0);
FA1(indFA)=[];
ME1(indFA)=[];
indME=find(ME1>3);
FA1(indME)=[];
ME1(indME)=[];
[p s]=polyfit (FA1,ME1, 1);
coefi=corrcoef(FA1,ME1);
[y_fit,delta] = polyval(p,FA1, s);
FA11=length(FA1);
PIX=(FA11*95)/100;
TO=(100*PIX)/DataTotal;
por=strcat('Datos usados al : ',num2str(TO),'%');
figure(3)
plot(FA1,ME1,'bo')
hold on
plot(FA1,y_fit,'r-')
plot(FA1,y_fit+2*delta,'m--',FA1,y_fit-2*delta,'m--')

xlabel('FAO MODIFICADO(mm/dia)','fontsize',12,...
a.  'FontWeight','bold','Color','k');
ylabel('METRIC(mm/dia)','fontsize',12,...
```

```
a.  'FontWeight','bold','Color','k');
64  leye=strcat('METRIC =',num2str(p(1)),'*FaoModificado + ',num2str(p(2)));
65  text(0.5,2.5,strcat('R^2 = ',num2str(coefi(1,2))))
66  title({'Correlacion Metric vs Fao Modificado O.K ';por;'14/07/19'})
67  legend('Data',leye,'95% Prediction Interval')
68  grid on
69  ax = gca;
70  ax.GridColor =[0.6350 0.0780 0.1840];
71  ay.GridColor =[0.6350 0.0780 0.1840];
72  ax.GridLineStyle = '--'
73  %% CARGAR SHAPE
74  roi = shaperead('Ramuschaka.shp');
75  CCP = shaperead('CCPP_ZURITE.shp');
76  RIOS= shaperead('RIOS_RAMUSCHAKA.shp');
77  %% obtener las coordenadas
78  y=linspace(infoR.CornerCoords.Lat(1),infoR.CornerCoords.Lat(4),R.RasterSize(2));
79  x=linspace(infoR.CornerCoords.Lon(1),infoR.CornerCoords.Lon(3),R.RasterSize(1));
80  imagesc(x,y,METRIC),colorbar,colormap(jet)
81  axis xy
82  hold on
83  plot(roi.X,roi.Y,'k')
84  plot(RIOS(1).X,RIOS(1).Y,'b',RIOS(2).X,RIOS(2).Y,'b',RIOS(3).X,RIOS(3).Y,'b',RIOS(4)
    .X,RIOS(4).Y,'b',RIOS(5).X,RIOS(5).Y,'b',RIOS(6).X,RIOS(6).Y,'b',RIOS(7).X,RIOS(7).
    Y,'b')
85  plot(CCP.X,CCP.Y,'ro')
86  text(CCP.X,CCP.Y,CCP.NOMCCPP)
87  grid on
88  title({'METRIC ';'Estimación 14/07/19'});
89  xlabel('OESTE','fontsize',8)
90  ylabel('SUR','fontsize',8)
91  set(gca,'ZTickLabel',{}, 'FontSize',10);
92  caxis([0 3]);
93  c=colorbar('Ticks',[0,0.5,1,1.5,2,2.5,3.0])
94  c.Label.String = 'Evapotranspiración Real(mm/dia)';
```

Referencias Bibliográficas

Adler-Golden, S. B. (1998). FLAASH, a MODTRAN4 atmospheric correction package for hyperspectral data retrievals and simulations. *In Summaries of the Seventh JPL Airborne Earth Science Workshop*, Vol. 1, pp. 9-14.

Araújo Vila, N. F. (2019). Gestión del agua en la agricultura. análisis de países con potencial de crecimiento. *AGROALIMENTARIA*.

Arias, H. A. (2014). Metodología para la corrección atmosférica de imágenes Aster, RapidEye, Spot 2 y Landsat 8 con el módulo FLAASH del software ENVI. *Revista Geográfica de América Central*, (53), 39-59.

Barco Mejía, O. J. (2000). Estimación de la evaporación en Colombia. *Avances en Recursos Hidráulicos*, (7), 43-51.

Barrios, L. S. (2016). Variabilidad espacio-temporal de las sequías en la cuenca pacífico norte de México (1961-2010). *Cuadernos de investigación geográfica/Geographical Research Letters*, (42), 185-204.

Billesbach, D. P. (2012). First long-term, direct measurements of evapotranspiration and surface water balance in the Nebraska SandHills. *Agricultural and Forest Meteorology*, 156, 104-110.

Brutsaert, W. (2013). Evaporation into the atmosphere: theory, history and applications . *Springer Science & Business Media.*, (Vol. 1).

Bustamante, J. (2003). Cartografía predictiva de variables climáticas: comparación de distintos modelos de interpolación de la temperatura en España Peninsular. *Graellsia, 59(2-3)*, 359-376.

Carvalho, L. G. (2013). FAO Penman-Monteith equation for reference evapotranspiration from missing data. *Idesia (Arica)*, 31(3), 39-47.

Caselles, E. A. (2009). Generación automática de mapas de emisividad para el sensor AATSR. *Revista de Teledetección*, 14-24.

Caselles, V. &. (1989). Determination of frosts in orange groves from NOAA-9 AVHRR data. *Remote Sensing of Environment*, 29(2), 135-146.

Castañeda-Ibáñez, C. R.-M.-R.-M.-R.-G. (2015). Estimación de coeficientes de cultivo mediante sensores remotos en el distrito de riego río Yaqui, Sonora, México. *Agrociencia*, 49(2), 221-232.

Cervantes-Osornio, R. A.-R.-P.-B.-N. (2013). Comparación de modelos para estimar la presión real de vapor de agua. *Tecnología y ciencias del agu*, 4(2), 37-54.

Chander, G. M. (2009). Summary of current radiometric calibration coefficients for Landsat MSS, TM, ETM+, and EO-1 ALI sensors. *Remote sensing of environment*, 113(5), 893-903.

Chávarri. (2004). *Hidrología Aplicada.* Lima,Perú: Universidad Agraria La Molina.

Chow, V. T. (1994). *Hidrologia Aplicada.* McGraw-Hill.

Cirelli, A. F. (2005). Evaluación de la condición del agua para consumo humano en Latinoamérica. *Tecnologías solares para la desinfección y descontaminación del agua*, 11-26.

Díaz, J. M. (2006). La fórmula de Penman-Monteith FAO 1998 para determinar la evapotranspiración de referencia, ETo. *Terra Nueva Etapa*, 22(31), 31-72.

Dirks, K. N. (1998). High-resolution studies of rainfall on Norfolk Island: Part II: Interpolation of rainfall data. *Journal of Hydrology*, 208(3-4), 187-193.

esri. (2018). *Arcgis Pro*. Obtenido de https://pro.arcgis.com/es/pro-app/tool-reference/spatial-analyst/comparing-interpolation-methods.htm

FAO . (2006). Estudio FAO Riego y drenaje 56. Evapotranspiración del cultivo: Guías para la determinación de los requerimientos de agua de los cultivos. *Serie Cuadernos Técnicos. Italia. FAO.*, 32.

FAO. (1986). *Irrigation Water Management.*

FAO. (2003). *Manual Curso Análisis Espacial Arcview 8.2.*

FAO. (2010). *AQUASTAT*. Obtenido de http://www.fao.org/aquastat/es/overview/methodology/water-use

Fernández, D. M. (2009). *Estimacion de las demadas de consumo de agua.* Montecillo, México: Secretaría de agricultura, ganadería, desarrollo rural, pesca y alimentación, SAGARPA.

Flux, E. E. (4 de Noviembre de 2019). *EEFlux*. Obtenido de https://eeflux-level1.appspot.com

Foolad, F. B. (2018). Comparison of the Automatically Calibrated Google Evapotranspiration Application—EEFlux and the Manually Calibrated METRIC Application.

Fries, A. R. (2012). Near surface air humidity in a megadiverse Andean mountain ecosystem of southern Ecuador and its regionalization. *Agricultural and forest meteorology 152*, 17-30.

Fujisada, H. B. (2005). ASTER DEM performance. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 2707-2714.

Gilabert, M. A.-P.-H. (1997). Acerca de los índices de vegetación. *Revista de teledetección*, 8(1), 1-10.

Gómez, M. D. (2017). Análisis comparativo de los métodos para interpolar precipitación en el estado de Chiapas. *Lacandonia*, 10(2), 53-60.

Goovaerts, P. (2000). Geostatistical approaches for incorporating elevation into the spatial interpolation of rainfall. *Journal of hydrology*, 228(1-2), 113-129.

Henao, R. G. (2015). *INTRODUCCION A LA GEOESTADISTICA.* Bogota.

Hill, J. &. (2007). *Imaging Spectrometry--a Tool for Environmental Observations (Vol. 4).* Springer Science & Business Media.

Huete, A. D. (2002). Overview of the radiometric and biophysical performance of the MODIS vegetation indices. *Remote sensing of environment*, 83(1-2), 195-213.

IMA. (2013). *INSTALACION Y MEJORAMIENTO DEL SERVICIO DE PROTECCION ANTE ALUVIONES EN LA MICROCUENCA DE RAMUSCHACA DEL DISTRITO DE ZURITE – REGION CUSCO.* Cuzco.

Izquierdo, T. &. (2006). Comparación de métodos de interpolación para la realización de mapas de precipitación para el acuífero de Icod-Cañadas (Tenerife, Islas Canarias). *Geogaceta*, 40, 307-310.

J.Almorox. (2016). Métodos de Evapotranspiración. 1-19.

J.J. Guerrero, M. H. (2000). Ecuación de la Evapotranspiración de Penman-Monteith modificada con la variable. *Rediam*, 8.

Jackson, R. D. (1991). Interpreting vegetation indices. *Elsevier Science Publishers B.V*, 185-200.

Jara, H. (17 de 11 de 2012). ANA: La agricultura usa el 86% del agua del país con una eficiencia de 35%. (Gestion, Entrevistador)

Latam satelital. (2018). Obtenido de http://latamsatelital.com/la-continuidad-del-programa-landsat/

Lillesand, T. K. (2015). *Remote sensing and image interpretation.* Wiley India Edition: New Delhi-India 763 p.

Liou, K. N. (2002). *An introduction to atmospheric radiation.* Elsevier.

Lloyd, C. D. (2005). Assessing the effect of integrating elevation data into the estimation of monthly precipitation in Great Britain. *Journal of Hydrology*, 308(1-4), 128-150.

Marini, F. S. (2017). Estimación de evapotranspiración real (ETR) y de evapotranspiración potencial (ETP) en el sudoeste bonaerense (Argentina) a partir de imágenes MODIS. *Revista de Teledetección*, 29-41.

Michaud, J. D. (1994). Effect of rainfall-sampling errors on simulations of desert flash floods. *Water Resources Research*, 30(10), 2765-2775.

Moran, M. S. (1989). Mapping surface energy balance components by combining Landsat Thematic Mapper and ground-based meteorological data. *Remote Sensing of Environment*, 30(1), 77-87.

Mueller-Wilm, U. D. (2016). *Sen2Cor configuration and user manual.* Darmstadt, Germany: Telespazio VEGA Deutschland GmbH.

Mulholland, P. J. (1997). Effects of climate change on freshwater ecosystems of the south-eastern United States and the Gulf Coast of Mexico. *Hydrological Processes*, 11(8), 949-970.

Naciones Unidas. (2016). *Agenda 2030 y los Objetivos de Desarrollo Sostenible Una oportunidad para América Latina y el Caribe.*

NASA. (2012). *Aster Web*. Obtenido de http://asterweb.jpl.nasa.gov/

National Aeronautics and Space Administration. (2019). *Applied Remote Sensing Training* . Obtenido de https://arset.gsfc.nasa.gov

Núñez López, D. T. (2014). Uso de modelos de regresión para interpolar espacialmente la precipitación media mensual en la cuenca del río Conchos. *Revista mexicana de ciencias agrícolas*, 5(2), 201-213.

Ordoñez Gálvez, J. J. (2011). *Cartilla técnica: balance hídrico superficial.* .Lima Perú. Extraído el, 16, 24.

Ortega-Farías, S. C. (2004). Evaluación de un modelo para estimar la radiación neta sobre un cultivo de tomate industrial. *Agricultura técnica*, 64(1), 41-49.

Paul Tipler, R. L. (2000). *Física Moderna.* LTC.

Rejas, J. (2008). *Tratamiento digital previo de las imágenes.* Obtenido de http://api. eoi. es/api_v1_dev. php/fedora/asset/eoi

Requena, A. N. (2012). Consumo de agua de plantas jóvenes de manzano regadas por goteo. *Revista de la Facultad de Ciencias Agrarias*, 44(1), 41-48.

Sánchez, M. A. (2002). Cartografía de precipitaciones y temperaturas en el valle medio del Ebro mediante la utilización de diferentes técnicas estadísticas. *Geographicalia*, (42), 73-92.

USGS. (2013). *U.S. Geological Survey*. Obtenido de https://www.usgs.gov/media/images/landsat-8-band-designations

Valor, E. &. (1996). Mapping land surface emissivity from NDVI: Application to European, African, and South American areas. *Remote sensing of Environment*, 57(3), 167-184.

Vicente-Serrano, S. M.-S. (2003). Comparative analysis of interpolation methods in the middle Ebro Valley (Spain): application to annual precipitation and temperature. *Climate research*, 24(2), 161-180.

Wilhite, D. (2000). Drougth as Natural Harzard: Concepts and Definitions . *Drougth : an Assessment*, 3-18.

Zapana, I. R. (2012). *ESTUDIO GEOLOGICO GEOLOGICO GEOMORFOLOGICO.* Cuzco.

Zermeño-González, A. M.-A.-M.-L.-J. (2017). Tasa de evapotranspiración del cultivo de la vid y su relación con la de referencia del método FAO Penman-Monteith. *Agrociencia*, 1-12.