# UNIVERSIDAD DE LA REPÚBLICA

## FACULTAD DE AGRONOMÍA

# CARACTERIZACIÓN INTRA-ANUAL DE LA TEMPERATURA MEDIA DEL SUELO CUBIERTO A 5 Y 10 CM DE PROFUNDIDAD, EN BASE A INFORMACIÓN SATELITAL, PARA URUGUAY

por

# Martín Dante FRANCIA CAMACHO

Trabajo final de grado presentado como uno de los requisitos para obtener el título de Ingeniero Agrónomo

MONTEVIDEO URUGUAY 2023

Directora:	
	Guadalupe Tiscornia
Codirectora:	
	Antonella Celio
Tribunal:	
	Pablo González
	Carolina Munka
	Fache: 10 de agoste de 2022
	Fecha: To de agosio de 2023
Estudiante:	

Trabajo final de grado aprobado por:

Martín Dante Francia Camacho

#### AGRADECIMIENTOS

A toda mi familia y amigos por su apoyo permanente y sincero. Especialmente a Alejandra, querida compañera de camino, que brindó afectuosamente tiempo y espacio para llegar a esta instancia. Anahí y Camilo, cualquier repecho es llano con su compañía.

A la directora de tesis Guadalupe Tiscornia y a la codirectora de tesis Antonella Celio por sus aportes, acompañamiento y aliento en todas las etapas de este trabajo. También a Carolina Munka y Pablo González por sus contribuciones y sugerencias para llevar la idea adelante.

Queridos compañeros de trabajo y amigos del Grupo Disciplinario Geología: Antonella, Seba, Raquel, Nacho, Fernando y Magdalena, muchas gracias por sus comentarios, apoyo y generosidad.

"El conocimiento no es una vasija que se llena, sino un fuego que se enciende." Gracias viejo por encender el fuego.

# TABLA DE CONTENIDO

HOJA DE APROBACIÓN2
AGRADECIMIENTOS
LISTA DE TABLAS Y FIGURAS
<u>RESUMEN</u>
<u>SUMMARY</u> 12
1. INTRODUCCIÓN
2. <u>REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA</u> <u>14</u>
2.1 TEMPERATURA DEL SUELO 14
2.1.1 Importancia global 14
2.1.2 <u>Relevancia agronómica</u> 14
2.1.2.1 Clima cerca del suelo14
2.1.2.2 Influencia en las propiedades físico-químicas del suelo
2.1.2.3 Importancia en la biología vegetal
2.1.2.4 Importancia en la biología del suelo
2.1.2.5 Rol en la degradación de agroquímicos
2.1.3 Antecedentes
2.1.3.1 Modelos analíticos y semi-empíricos
2.1.3.2 Modelos estadísticos 19
2.1.3.3 Modelos basados en machine learning
2.1.3.4 Mapa global de temperatura del suelo
2.1.3.5 Antecedentes nacionales21
2.2 FUENTES DE ENERGÍA 22
2.2.1 Radiación electromagnética y emisión de radiación
2.2.1.1 Ondas electromagnéticas 22
2.2.1.2 Radiación electromagnética según la teoría de partículas24
2.2.1.3 Espectro electromagnético
2.2.1.4 Bandas espectrales, radiación de onda larga y corta
2.2.1.5 Emisión de radiación electromagnética
2.2.1.6 Irradiancia al tope de la atmósfera28
2.2.2 Atenuación Astronómica
2.2.2.1 Declinación solar
2.2.2.2 Ángulo horario
2.2.2.3 Radiación astronómica instantánea
2.2.2.4 Irradiancia solar extra-atmosférica

2.2.3 Atenuación atmosférica	31
2.2.3.1 Dispersión	31
2.2.3.2 Absorción y transmisión atmosférica	32
2.2.3.3 Reflexión atmosférica	33
2.2.4 Factor geomorfológico	33
2.2.5 Irradiación en la superficie	34
2.2.5.1 Mapa solar de Uruguay (MSUv1 y MSUv2)	34
2.3 FLUJO DE ENERGÍA EN LA SUPERFICIE TERRESTRE	35
2.3.1 <u>Tipos de interacción</u>	35
2.3.2 Energía reflejada: reflectancia [R]	35
2.3.2.1 Factores que influyen en la reflectancia	36
2.3.2.2 Curvas de reflectancia espectral	36
2.3.3 Energía transmitida: emisividad de la superficie terrestre	38
2.3.3.1 Temperatura cinética, radiante y emisividad [T <sub>s</sub> ]	38
2.3.3.2 Relación entre emisividad y reflectancia	39
2.3.3.3 Dinámica de la emisividad de algunas cubiertas terrestres	39
2.3.3.4 Contrarradiación [G]	40
2.3.4 Energía absorbida: propiedades térmicas y flujo de energía	41
2.3.4.1 Conducción térmica [B]	41
2.3.4.2 Transferencia de calor por convección [L] [N]	42
2.3.4.3 Capacidad calorífica, calor específico	42
2.3.4.4 Difusividad térmica	43
2.3.4.5 Calor latente [V]. Vaporización y condensación	43
2.3.4.6 Efecto del contenido de materia orgánica	44
2.3.5 <u>Cobertura vegetal [R+D+A]</u>	44
2.3.6 Balance de intercambio de energía en la superficie terrestre	45
2.4 VARIACION TEMPORAL DE LA TEMPERATURA DEL SUELO	48
2.4.1 Variación temporal de la temperatura del suelo	48
2.4.1.1 Variación diaria	48
2.4.1.2 Variación anual	49
2.4.1.3 Variación en profundidad	51
2.5 BASES PARA LA CARACTERIZACIÓN DE LA TMSc	52
2.5.1 Información relevada <i>in situ</i>	52
2.5.1.1 Lugares y número de mediciones	52
2.5.1.2 Metodología de registro	53
2.5.2 Información satelital	53
2.5.2.1 Satélites con órbitas polares heliosincrónicas	53
2.5.2.2 EOS Terra y Aqua	54

2.5.2.3 Sensor MODIS	54
2.5.2.4 EOS Terra y Aqua: overpass local	55
2.5.3 <u>Datos LST</u>	58
2.5.3.1 Fuentes de error en el registro remoto de la emisividad	59
2.5.3.2 Indicadores de calidad asociados a las series MODIS LST	59
2.5.4 Datos NDVI	60
2.5.4.1 Filtro Savitzky-Golay	61
2.5.4.2 Reconstrucción de series temporales NDVI.	63
2.5.4.3 Fuentes de error en el registro remoto de la reflectancia	65
2.5.4.4 Indicadores de calidad asociados a las series MODIS NDVI	66
2.5.5 Base estadística para la modelización	67
2.5.5.1 Análisis de regresión lineal simple y múltiple	67
2.5.5.2 Indicadores de ajuste	68
2.5.5.3 Validación Cruzada	69
2.5.5.4 Tratamiento de Outliers	69
2.5.6 Modelo estadístico	69
2.5.7 Técnicas geoestadísticas vs información satelital	71
3. <u>MATERIALES Y MÉTODOS</u>	<u>72</u>
3.1 DEFINICIONES BÁSICAS	72
3.1.1 Marco espacio-temporal de trabajo	72
3.1.1.1 Área de trabajo y sistema de coordenadas geográficas	72
3.1.1.2 Período temporal de los datos	72
3.1.1.3 Criterio general para el uso de los indicadores de calidad	72
3.2 COMPILACIÓN DE LA BASE DE DATOS	73
3.2.1 Información utilizada	73
3.2.1.1 Información de las estaciones meteorológicas	73
3.2.1.2 Filtro de Outliers en los datos de las estaciones	74
3.2.1.3 Base de datos para la calibración	74
3.2.1.4 Base de datos para la validación	75
3.2.2 Descarga de datos satelitales	75
3.2.3 <u>Series temporales LST</u>	76
3.2.4 Series temporales NDVI	77
3.2.4.1 Series temporales NDVI básicas	77
3.2.4.2 Series temporales NDVI de alta calidad	78
3.2.5 <u>Declinación solar diaria</u>	81
3.3 MODELO	81
3.3.1 Características del modelo	81
3.3.2 Criterios para la evaluación y selección de los modelos	82

	3.4 CALIBRACIÓN DE LOS MODELOS	82
	3.4.1 Calibración del modelo predictor de TMSc <sub>5cm</sub>	82
	3.4.2 Calibración del modelo predictor de TMSc <sub>10cm</sub>	84
	3.5 VALIDACIÓN DE LOS MODELOS	85
	3.5.1 Validación espacial y temporal de los modelos predictores TMSc	85
	3.6 APLICACIÓN DEL MODELO	88
	3.6.1 Metodología para el mapeo de la temperatura del suelo	88
	3.6.1.1 LST mensual medio del período 2001-2021 de Uruguay	90
	3.6.1.2 NDVI mensual medio del período 2001-2021 de Uruguay	92
	3.6.1.3 Criterios para la presentación de mapas	93
4.	RESULTADOS Y DISCUSIÓN	<u>95</u>
	4.1 MODELOS PREDICTORES	95
	4.1.1 Modelos predictores TMSc a 5 cm de profundidad para Uruguay	95
	4.1.2 Modelos predictores TMSc a 10 cm de profundidad para Uruguay	95
	4.2 CARACTERIZACIÓN DE LA TEMPERATURA DEL SUELO	96
	4.2.1 <u>Mapas mensuales de TMSc₅cm de Uruguay</u>	96
	4.2.2 Mapas mensuales de TMSc10cm de Uruguay	08
	4.3 DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS	20
	4.3.1 <u>Sobre los Modelos</u>	20
	4.3.1.1 Magnitud del ajuste	20
	4.3.1.2 Variantes de la variable LST	20
	4.3.1.3 Variantes de la variable NDVI	21
	4.3.1.4 Número de observaciones	21
	4.3.1.5 Relación anual entre predicciones	22
	4.3.1.6 Incerteza relacionada con el horario de medida	25
	4.3.1.7 Incerteza en los registros LST	25
	4.3.1.8 Incerteza en los registros NDVI	26
	4.3.1.9 Tamaño de pixel	26
	4.3.2 Sobre la caracterización intra-anual de TMSc	27
	4.3.3 TMSc frente a la irradiación media mensual	27
	4.3.4 Observaciones en cinco regiones	28
	4.3.4.1 Apuntes respecto al efecto de los montes forestales	29
	4.3.4.2 Apuntes respecto a las temperaturas mínimas anuales 13 CONCLUSIONES	25.  34
6.	BIBLIOGRAFÍA	35

# Lista de tablas y figuras

Tabla No.Página
Tabla No. 1 Propiedades térmicas de algunos componentes del suelo
Tabla No. 2 Mediciones de la temperatura del suelo a 5, 10 y 20 cm
Tabla No. 3 QA value de la información satelital utilizada en este trabajo73
Tabla No. 4 Mediciones in situ de la temperatura del suelo a 5, 10 cm utilizadas
Tabla No. 5 Características de los productos LST y NDVI utilizados75
Tabla No. 6 Series temporales LST compiladas en la base de datos
Tabla No. 7 Índice de efecto de ajuste de las series NDVIqc.sg y NDVIqc.md79
Tabla No. 8 Coeficientes de regresión de los modelos predictores TMSc5cm
evaluados
Tabla No. 9 Modelos predictores de TMSc <sub>5cm</sub> con mejor ajuste
Tabla No. 10 Coeficientes de regresión de los modelos predictores TMSc10cm
evaluados
Tabla No. 11 Modelos predictores de TMSc10cm con mejor ajuste   85
Tabla No. 12 Modelos predictores de TMSc <sub>5cm</sub> 95
Tabla No. 13 Modelos predictores de TMSc10cm   95

# Figura No.

# Página

Figura No. 1 Efecto de la temperatura del suelo en la respiración microbiana. 17
Figura No. 2 Representación de una onda sinusoidal
Figura No. 3 Vectores de campo de una onda electromagnética24
Figura No. 4 Espectro electromagnético y algunas de sus características 25
Figura No. 5 Distribución espectral de cuerpos negros a distinta temperatura 27
Figura No. 6 Irradiancia en un punto del plano normal al plano orbital terrestre 28
Figura No. 7 Declinación solar
Figura No. 8 Irradiación en un plano horizontal en función de la altura solar (h)30
Figura No. 9 Fuentes de energía y transmisividad atmosférica
Figura No. 10 Efecto de la geomorfología sobre la radiación incidente
Figura No. 11 Curvas de reflectancia
Figura No. 12 Variación de la temperatura radiante diaria para rocas, suelo seco
y agua
Figura No. 13 Temperatura media del suelo cubierto y el suelo descubierto 45
Figura No. 14 Balance de intercambio de energía en la superficie terrestre 47

Figura No. 15 Esquema de variaciones de temperatura diaria a diferente
profundidad
Figura No. 16 Esquema de variaciones de temperatura anual a diferente
profundidad
Figura No. 17 Temperatura media a 5 y 20 cm de profundidad en INIA Treinta y
Tres
Figura No. 18 Esquema de variación anual de temperatura hasta los 300 cm de
profundidad51
Figura No. 19 Mediciones de la temperatura del suelo a 5, 10 y 20 cm 53
Figura No. 20 Características de los overpass de Aqua y Terra en la región de
estudio
Figura No. 21 Swath de dos recorridos consecutivos a la mayor distancia de la
referencia
Figura No. 22 Recuento de overpass diurnos agrupados por rangos horarios58
Figura No. 23 Codificación de un Indicador de Calidad de un registro LST60
Figura No. 24 Envolventes de una señal62
Figura No. 25 Influencia atmosférica en la medición de la energía solar reflejada
Figura No. 26 Señales NDVI comparadas según el tratamiento de los datos80
Figura No. 27 Validación de los modelos TMSc <sub>5cm</sub> (73, 145, 39, 129) y TMSc <sub>10cm</sub>
(73, 145)
<b>Figura No. 28</b> Validación los modelos TMSc <sub>10cm</sub> (81, 75, 147, 44, 80 y 82)87
Figura No. 29 Producción de un mapa TMSc <sub>5cm</sub> mediante Pixel-based regression
Figura No. 30 LST (LST_MOD_TmedQc01765) intra-anual de Uruguay. Periodo
2001-2021
Figura No. 31 NDVI (NDVICN.IT) Intra-anual de Oruguay. Periodo 2001-2021. 93
Figura No. 32 TMSc5cm de enero
Figura No. 35 Thistson de repreto
Figura No. 34 TMSC <sub>500</sub> de maizo
Figura No. 36 TMSc. de mayo
Figura No. 37 TMScsm de junio $101$
Figura No. 38 TMSc <sub>50m</sub> de julio
Figura No. 39 TMScsom de agosto
Figura No. 40 TMSc <sub>5cm</sub> de setiembre
Figura No. 41 TMSc <sub>5cm</sub> de octubre

Figura No. 42	TMSc <sub>5cm</sub> de noviembre10	)6
Figura No. 43	TMSc <sub>5cm</sub> de diciembre10	)7
Figura No. 44	TMSc <sub>10cm</sub> de enero10	)8
Figura No. 45	TMSc <sub>10cm</sub> de febrero10	)9
Figura No. 46	TMSc <sub>10cm</sub> de marzo17	10
Figura No. 47	TMSc <sub>10cm</sub> de abril1	11
Figura No. 48	TMSc <sub>10cm</sub> de mayo1	12
Figura No. 49	TMSc <sub>10cm</sub> de junio1	13
Figura No. 50	TMSc <sub>10cm</sub> de julio 17	14
Figura No. 51	TMSc <sub>10cm</sub> de agosto17	15
Figura No. 52	TMSc <sub>10cm</sub> de setiembre1	16
Figura No. 53	TMSc <sub>10cm</sub> de octubre1	17
Figura No. 54	TMSc <sub>10cm</sub> de noviembre1	18
Figura No. 55	TMSc <sub>10cm</sub> de diciembre 17	19
Figura No. 56	Comparaciones entre TMSc <sub>5cm</sub> , TMSc <sub>10cm</sub> y observaciones 12	23
Figura No. 57	TMSc <sub>5cm</sub> e Irradiación media mensual (Im) para enero, abril, julio	, y
octubre		28
Figura No. 58	Ubicación de las regiones con TMSc contrastante respecto Im.12	29
Figura No. 59	Regiones A1, A2, A3, B y C en la cartografía forestal y uso del sue	lo
		30
Figura No. 60	Suelos, geología, elevación y drenaje natural en las regiones A	<b>\</b> 1,
A2, A3, B y C.		31

#### **RESUMEN**

La temperatura del suelo (TS) es una importante propiedad física, que interviene en todos los procesos edáficos; es un componente relevante en el sistema climático, e influye en los procesos ecológicos, hidrológicos, biogeográficos y biogeoguímicos terrestres. La medición de la variabilidad de TS, plantea dificultades que han limitado los estudios sobre su distribución espaciotemporal y sus predicciones. Esta tesis documenta el ajuste de un modelo que utiliza información satelital MODIS (LST y NDVI) y la declinación solar, para la predicción de la temperatura media del suelo cubierto a 5 cm (TMSc<sub>5cm</sub>) y 10 cm de profundidad (TMSc<sub>10cm</sub>), y la aplicación de dos modelos validados para la caracterización intra-anual de TMSc5cm y TMSc10cm, para Uruguay. En la etapa de validación se seleccionaron modelos TMSc<sub>5cm</sub> con R<sup>2</sup> 0,84 y RMSE 2,3, y modelos TMSc<sub>10cm</sub> con R<sup>2</sup> 0,87 a 0,89 y RMSE 2,1 a 1,8. Comparadas entre sí, las predicciones TMSc<sub>5cm</sub> y TMSc<sub>10cm</sub> mantuvieron similar relación que las presentadas por las observaciones in situ a la misma profundidad, con leves diferencias en los meses donde se producen cruzamientos térmicos. Se observó que existe margen para mejorar la calidad de las observaciones in situ y el criterio de selección de la información satelital. Observaciones preliminares mostraron la pertinencia del estudio del efecto que tienen los bosques, la naturaleza del suelo y el subsuelo, entre otras fuentes de variabilidad, sobre TS.

Palabras Clave: temperatura, suelo, espacio-temporal, teledetección, ciencia de datos

#### SUMMARY

Soil temperature (ST) is an important physical property that influences all soil processes; it is a relevant component in the climate system and impacts terrestrial ecological, hydrological, biogeographical, and biogeochemical processes. The measurement of its variability poses difficulties that have limited studies on the spatial-temporal distribution and predictions of ST. This thesis documents the calibration of a model that utilizes remote sensing information (MODIS LST and NDVI) and solar declination for predicting the mean temperature of soil covered at 5 cm depth (TMSc5cm) and 10 cm depth (TMSc10cm), as well as the application of two validated models for the intra-annual characterization of TMSc5cm and TMSc10cm in Uruguay. During the validation stage, TMSc5cm models with R<sup>2</sup> of 0.84 and RMSE of 2.3, and TMSc10cm models with R<sup>2</sup> ranging from 0.87 to 0.89 and RMSE ranging from 2.1 to 1.8, were selected. When compared to each other, the predictions of TMSc5cm and TMSc10cm maintained a similar relationship to those presented by in-situ observations at the same depth, with slight differences during months of thermal crossovers. It was observed that there is room for improving the quality of in-situ observations and the criteria for selecting satellite information. Preliminary observations highlighted the relevance of studying the effects of forests, soil and subsoil characteristics, and other sources of variability on ST.

Keywords: temperature, soil, spatiotemporal, remote sensing, data science

## 1. INTRODUCCIÓN

La temperatura del suelo es un importante componente en el balance de energía en la superficie terrestre, interviene en todos los procesos edáficos; es un componente relevante en el sistema climático, e influye en los procesos ecológicos, hidrológicos, biogeográficos y biogeoquímicos terrestres.

Algunos factores que influyen en el régimen térmico del suelo, plantean limitantes para caracterizar su variabilidad, lo cual ha determinado que los estudios sobre su distribución espacio-temporal, así como sus predicciones, no se hayan desarrollado tanto como otras áreas de la climatología.

En los últimos años, el creciente interés científico por describir los factores que se relacionan con el cambio climático, y la búsqueda de fuentes alternativas de producción de energía con bajo impacto ambiental, como la energía geotérmica, promovieron el aumento de estudios dirigidos a la implementación de nuevas metodologías para caracterizar la variabilidad espacio-temporal de la temperatura del suelo. Recientemente se han implementado modelos que utilizan información satelital para predecir esta variable a distintas profundidades.

Esta tesis documenta el ajuste de un modelo que utiliza información satelital para la predicción de la temperatura media del suelo cubierto (TMSc) a 5 y 10 cm de profundidad, y la aplicación de dos modelos validados para la caracterización intra-anual de TMSc a 5 cm (TMSc<sub>5cm</sub>) y 10 cm (TMSc<sub>10cm</sub>) de profundidad, para Uruguay.

La revisión de antecedentes desarrolla los avances internacionales más relevantes y el estado del arte local. Las bases teóricas presentadas describen la naturaleza y características de la radiación electromagnética, sus fuentes y los factores que modifican la magnitud de la irradiación en la superficie terrestre; cuáles son las interacciones entre las cubiertas terrestres y la energía incidente, y cómo son los flujos de energía que explican la dinámica de las variaciones temporales de la TMSc.

Se describen las bases para la caracterización, las características de las fuentes de información y los tipos de datos utilizados. Posteriormente a la presentación de la metodología y los resultados, se discute la magnitud del ajuste de los modelos, las fuentes de incerteza reconocibles y se realizan observaciones generales respecto a la caracterización intra-anual de TMSc.

Las principales contribuciones de esta tesis son:

- El ajuste de modelos predictores de TMSc<sub>5cm</sub> y TMSc<sub>10cm</sub> a partir del índice normalizado de vegetación, la temperatura radiante del suelo, y la declinación solar.
- 2) La caracterización intra-anual de TMSc<sub>5cm</sub> y TMSc<sub>10cm</sub>, para Uruguay, a partir de la aplicación de dos modelos validados.
- Se establece un punto de partida y un avance significativo en el estado del conocimiento, a escala nacional, de una importante propiedad física del suelo.

## 2. <u>REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA</u>

## 2.1 TEMPERATURA DEL SUELO

#### 2.1.1 Importancia global

La temperatura es una variable de efecto mayor en la velocidad y tipos de reacciones físicas, químicas y bioquímicas que se dan en los suelos (Alexander, 2013; Weil & Brady, 2017). Todos los procesos del suelo son dependientes del régimen térmico, el cual influye fuertemente en el ambiente edáfico (Lal & Shukla, 2004; Onwuka, 2016; Pregitzer & King, 2005; Weil & Brady, 2017).

La superficie terrestre es un importante componente del sistema climático que recibe, acumula e intercambia energía en cantidad y dirección variable, a escala diaria, anual e interanual (Geiger et al., 1995; Gulser & Ekberli, 2004; Hu et al., 2016; Lembrechts et al., 2022; Pregitzer & King, 2005). El balance de energía del suelo es central para caracterizar procesos ecológicos, hidrológicos, biogeográficos y biogeoquímicos terrestres (Buchan, 2000; Feng et al., 2019; Geiger et al., 1995; Lembrechts et al., 2022; Petropoulos, 2014; Pregitzer & King, 2005).

El régimen térmico del suelo tiene un impacto importante en el cambio climático (Bai et al., 2014; Bossio et al., 2020; Pregitzer & King, 2005; Zhan et al., 2019). La temperatura del suelo influye en la tasa de inmovilización y mineralización de C-orgánico (Miller et al., 2020; Rey et al., 2005) que determina el intercambio de gases con efecto invernadero en el sistema tierra-atmósfera (Bossio et al., 2020; Jian et al., 2022; Lal & Shukla, 2004; Lehnert, 2013; Lembrechts et al., 2022; Paustian et al., 2019).

#### 2.1.2 Relevancia agronómica

La temperatura del suelo tiene un efecto importante en el clima cerca del suelo, la biología vegetal, las propiedades físico-químicas y la biología del suelo entre muchos otros aspectos relevantes a nivel agronómico (Geiger et al., 1995; Weil & Brady, 2017).

#### 2.1.2.1 Clima cerca del suelo

Muchos elementos atmosféricos cambian rápidamente cuanto más cerca de la superficie son observados. La velocidad del viento disminuye por la fricción con la superficie del suelo y se produce una transferencia de calor con el aire en contacto. El suelo, en función de su temperatura, también es fuente de vapor de agua, partículas y gases que pasan a formar parte de la atmósfera (Geiger et al., 1995; Lehnert, 2013).

Las variables meteorológicas que registran cambios en sentido vertical, también cambian en sentido horizontal a muy cortas distancias a escala microclimática y local. Esas variaciones se deben a cambios en la naturaleza del suelo, su temperatura, el contenido de agua, la pendiente y el tipo de vegetación que se desarrolla en ese ambiente (Geiger et al., 1995).

#### 2.1.2.2 Influencia en las propiedades físico-químicas del suelo

Durante la mayor parte del proceso de edafización, la meteorización del material parental ocurre a temperatura del suelo. Entre otros factores, el régimen de temperatura y humedad determina la proporción de materia orgánica y tipos de arcilla que ocurrirán en el proceso pedogénico (Alexander, 2013; Pregitzer & King, 2005; Weil & Brady, 2017).

Las reacciones químicas que implican iones en la solución del suelo, incluyendo las transformaciones mediadas biológicamente o las que suceden entre reactivos inorgánicos, están fuertemente influenciadas por la temperatura, en tanto esta afecta el contenido de humedad, la velocidad de las reacciones y el transporte de nutrientes (Buchan, 2000; Pregitzer & King, 2005).

La temperatura del suelo también influye en la tensión superficial, la viscosidad y la densidad del agua. Por tanto, las curvas de retención de agua características de los suelos y las funciones de conductividad hidráulica también son dependientes de la temperatura (Lal & Shukla, 2004).

El 99% del transporte de nutrientes a las raíces y la mayoría de las reacciones químicas y bioquímicas en el suelo ocurren en agua (Pregitzer & King, 2005). La temperatura aumenta la tasa de evaporación impactando en la dinámica de los nutrientes y el potencial hídrico del suelo, especialmente en situaciones de déficit, donde a su vez, se incrementa la resistencia mecánica a la penetración, limitando la absorción por intercepción radicular (Buchan, 2000; Pregitzer & King, 2005; Weil & Brady, 2017).

La viscosidad del agua es inversamente proporcional a su temperatura (R<sup>2</sup>=0,94 en el rango de temperaturas del suelo). Al incrementarse la viscosidad se reduce la tasa de transporte de nutrientes por flujo de masas a las raíces. De forma similar, el coeficiente de difusión de gases y solutos en las fases gaseosa y acuosa del suelo, cambia en relación lineal a los cambios de temperatura (Lal & Shukla, 2004; Pregitzer & King, 2005).

La tasa de mineralización de C-orgánico aumenta con la temperatura, liberando iones indisponibles para las plantas a la solución del suelo, pero impactando negativamente en sus propiedades físicas, debido a la pérdida de los complejos organominerales que contribuyen al mantenimiento de la estructura del suelo (Buchan, 2000; Pregitzer & King, 2005; Weil & Brady, 2017). A su vez, el aumento de la temperatura acelera la velocidad de las reacciones que intervienen en la meteorización de la fracción mineral del suelo (Pregitzer & King, 2005).

#### 2.1.2.3 Importancia en la biología vegetal

Los ciclos de vida de las plantas suceden en rangos de temperatura del suelo determinados (Weil & Brady, 2017), que afectan directa o indirectamente la ocurrencia y momento de las fases fenológicas (Alexander, 2013; Finch-Savage & Phelps, 1993; Martin & Wilcox, 1963; Xu & Huang, 2000).

Según Weil y Brady (2017) la mayoría de las plantas son más sensibles a la temperatura del suelo que a la temperatura del aire. La tasa de crecimiento óptima de las especies se encuentra confinada en un rango térmico entre los 20 a 30 °C, y disminuye rápidamente cuando la temperatura del suelo es menor a 20°C o mayor a 35°C (Lal & Shukla, 2004; Pregitzer & King, 2005; Weil & Brady, 2017).

El régimen térmico del suelo afecta el desarrollo radicular, su morfología, distribución espacial y longevidad (Pregitzer & King, 2005). El aumento de la temperatura del suelo estimula el crecimiento de las raíces laterales, debido al aumento de la actividad metabólica de las células radiculares (Onwuka, 2016). La respiración y permeabilidad de las membranas celulares, y las tasas de transporte xilemático se modifican con la temperatura del suelo (Pregitzer & King, 2005).

Las tasas específicas de absorción de iones se rigen por una gran variedad de procesos químicos, físicos y biológicos sensibles a la temperatura (Pregitzer & King, 2005; Roper et al., 2004). La variación en la absorción de agua y nutrientes como el nitrógeno (N), por efecto de cambios en la temperatura del suelo, afecta el índice de clorofila foliar, la asimilación neta de dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) y la acumulación de azúcares en los tejidos (Ojeda et al., 2004; Repo et al., 2004). Se ha observado en algunas plantas que el crecimiento y la fotosíntesis de la parte aérea responde más que el desarrollo radicular al cambio de régimen térmico del suelo (Xu & Huang, 2000).

Weil y Brady (2017) señalan que distintos procesos fisiológicos en una misma planta tienen diferentes temperaturas de suelo óptimas. Por ejemplo, para maíz el crecimiento radicular es óptimo a temperaturas más bajas que el crecimiento del tallo con rangos de 23 a 25°C y de 25 a 30°C respectivamente (Pahlavanian & Silk, 1988; Weil & Brady, 2017). Kemanian y Leites (1996) reportaron que cebada sembrada en suelos descubiertos, tuvo un enlentecimiento en el desarrollo y un menor crecimiento relativo en comparación con cebada sembrada en suelos cubiertos en suelos cubiertos con rastrojo, cuya temperatura es mayor.

Muchas especies requieren temperaturas del suelo críticas para iniciar la germinación (Finch-Savage & Phelps, 1993; Lal & Shukla, 2004; Weil & Brady, 2017). Esos requerimientos específicos explican la ocurrencia de malezas tempranas y tardías en los cultivos agrícolas (Weil & Brady, 2017). Las semillas de algunas especies tienen requerimientos de estratificación a bajas temperaturas para germinar. Posteriormente a la estratificación, el ascenso estacional de la temperatura del suelo elimina la dormición secundaria y desencadena la germinación (Azcón-Bieto & Talón, 2008; Bakhtshahi-Dizgahi et al., 2018).

Weil y Brady (2017) señalan que algunas especies forestales obtienen ventajas adaptativas al censar la temperatura del suelo, que les permiten encontrar claros entre los pies del bosque para germinar. El estímulo es el registro de alta temperatura del suelo producto de perturbaciones en el dosel del bosque, producidas por la cosecha o eventos naturales, como vuelco de individuos por vientos fuertes.

#### 2.1.2.4 Importancia en la biología del suelo

La actividad biológica de los organismos del suelo, asociada a la descomposición de la materia orgánica, mineralización de los nutrientes y la formación de asociaciones microbianas simbióticas, está altamente influenciada por el régimen térmico del suelo (Heinze et al., 2016; Lal & Shukla, 2004; Pregitzer & King, 2005; Weil & Brady, 2017)

En la Figura 1 se presenta el efecto de la temperatura del suelo en la respiración (como CO<sub>2</sub> producido por kg de suelo), la mineralización neta de N y azufre (S) en suelos de un bosque de Michigan - EEUU, sin limitante de agua. Puede observarse que la producción neta se más que duplicó cada 10° C (Weil & Brady, 2017).

## Figura No. 1



Efecto de la temperatura del suelo en la respiración microbiana

*Nota.* Respiración (marrón) como CO<sub>2</sub>/kg de suelo, mineralización neta de N (verde), y S (amarillo) en función de la temperatura del suelo en un bosque de Michigan - EEUU, sin limitante de agua. Adaptado de Weil y Brady (2017).

Distintos procesos mediados biológicamente, tienen temperaturas óptimas de suelo diferentes (Pregitzer & King, 2005; Weil & Brady, 2017). La tasa más alta en los procesos de descomposición sucede en rangos de temperatura desde 35 a 40° C. Otros procesos microbianos como la nitrificación, tienen un óptimo en 30° C (Weil & Brady, 2017).

La biomasa microbiana se modifica, al menos en parte, por las variaciones estacionales de temperatura. Cuando la temperatura del suelo es baja y cambia a escalas de tiempo cortas, como sucede en regiones templadas en primavera y otoño, el aumento de la disponibilidad de nutrientes por la actividad microbiana es aún mayor. Esto proporciona la presión selectiva para el aumento de las tasas de absorción de nutrientes en los ecosistemas (Pregitzer & King, 2005).

Los servicios ecosistémicos que brindan la meso y macro fauna del suelo aportan efectos directos, como por ejemplo el aumento de la superficie específica de los restos orgánicos particulados por herviboría, o efectos indirectos entre los cuales se destaca la mejora de las propiedades físicas del suelo (Onwuka, 2016; Pregitzer & King, 2005). Estudios en poblaciones de microartrópodos, ácaros y termitas muestran que la mayoría de las especies presentan una abundancia estacional, que alcanza su máximo cuando la temperatura y la humedad del suelo se eleva, y disminuye si la temperatura sigue elevándose y el suelo se seca (Badejo, 1990; Whitford et al., 1986).

Las relaciones simbióticas entre plantas y bacterias fijadoras de nitrógeno u hongos micorrícicos, son sensibles al régimen térmico del suelo. El rango de temperatura óptima para la fijación simbiótica de N es de 25 a 30° C y puede verse limitada a temperaturas mayores (Pregitzer & King, 2005).

#### 2.1.2.5 Rol en la degradación de agroquímicos

La temperatura del suelo afecta los índices de degradación de los plaguicidas (Gulser & Ekberli, 2004; Paraíba et al., 2003). Estudios que incluyen los parámetros termodinámicos a nivel del suelo, enfatizan su importancia en el manejo y control de la movilidad de los plaguicidas en diferentes localizaciones geográficas y estaciones, así como en sistemas de cultivo protegido (Broznić & Milin, 2012; Paraíba et al., 2003).

Paraíba et al. (2003) estudiaron la relación entre el índice de potencial de lixiviación y la temperatura del suelo a distintas profundidades, para determinar el comportamiento de 31 plaguicidas. Los autores concluyeron que la inclusión de la temperatura del suelo en el índice de potencial de lixiviación demostró ser esencial para estimar el potencial de lixiviación de los herbicidas estudiados en condiciones tropicales.

## 2.1.3 Antecedentes

Aunque la importancia de la temperatura del suelo es ampliamente reconocida en la literatura, la producción científica relacionada con su distribución espacial y temporal, así como sus predicciones, no se ha desarrollado tanto como otras áreas de estudio climatológico (Alexander, 2013; Hu et al., 2016; Huang et al., 2020; Lehnert, 2013; Pregitzer & King, 2005; Weil & Brady, 2017; Zhan et al., 2019).

Algunos de los factores que influyen en el régimen térmico del suelo varían horizontalmente a cortas distancias (Geiger et al., 1995; Lehnert, 2013) y para obtener caracterizaciones confiables se requieren muchos años de observaciones (Alexander, 2013), por tanto, la medición a campo de la temperatura del suelo a diferentes profundidades puede ser muy costosa en equipamiento y muy demandante de mano de obra (Acevedo et al., 2006; Hu et al., 2016).

La mayoría de las observaciones a lo largo del mundo están basadas en medidas *in situ*, realizadas en estaciones meteorológicas (Alexander, 2013; Huang et al., 2020). Las estaciones pueden proporcionar series temporales precisas a profundidades predeterminadas del perfil del suelo. Sin embargo, las mediciones en sitios puntuales distantes entre sí, limitan su utilidad para representar con precisión la dinámica espacial de esta variable (Huang et al., 2020).

El creciente interés científico por describir los factores que se relacionan con el cambio climático (Abdel-Ghany et al., 2022; Lembrechts et al., 2022) y la búsqueda de fuentes alternativas de energía con bajo impacto ambiental como la energía geotérmica, determinó que en los últimos años aumente el número de estudios relacionados con el tema (Abdel-Ghany et al., 2022).

Se han desarrollado diversas metodologías para la estimación de la temperatura del suelo a diferentes profundidades, con el fin de realizar caracterizaciones confiables de su variabilidad espacio temporal. Actualmente existe un amplio menú de métodos, con requerimientos distintos de naturaleza y volumen de datos, basados en modelos analíticos, semi-empíricos, estadísticos y técnicas de machine learning (Alizamir et al., 2020; Bilgili, 2010; Feng et al., 2019; Huang et al., 2020; Kim & Singh, 2014; Mehdizadeh et al., 2020).

#### 2.1.3.1 Modelos analíticos y semi-empíricos

Los modelos analíticos y semi-empíricos tienen la ventaja de proporcionar predicciones realistas con bajos requerimientos de datos, tiempo y recursos (Droulia et al., 2009). Estos modelos han sido ampliamente utilizados en aplicaciones como agronomía, meteorología, hidrología y ecología (Hu et al., 2016), así como en aplicaciones de ingeniería geotérmica para estimar la temperatura vertical del suelo y subsuelo, aunque algunos trabajos publicados no hacen esta distinción (Abdel-Ghany et al., 2022; Droulia et al., 2009; Larwa, 2019). Se ha observado que las predicciones de temperatura del suelo a 2, 5, 10 y 20 cm mediante modelos semi-empíricos fluctúan de forma mucho más realista que mediante un modelo analítico (Droulia et al., 2009).

#### 2.1.3.2 Modelos estadísticos

Los modelos basados en regresiones lineales univariadas o múltiples, para predecir la temperatura del suelo, utilizan series temporales de variables atmosféricas, localización y atributos del suelo, medidas *in situ* o registradas mediante teledetección (Huang et al., 2020).

Yang (1989), como se cita en Huang et al. (2020), estimó la temperatura del suelo a 50 cm de profundidad utilizando como variables predictoras las temperaturas a 40 y 80 cm de profundidad, la temperatura del aire, precipitación y velocidad del viento, registradas en ocho estaciones meteorológicas.

Zheng et al. (1993) observaron una fuerte relación (R<sup>2</sup> entre 0,86 a 0,97) entre la temperatura diaria del aire y la temperatura diaria del suelo a 10 cm de profundidad en siete sitios evaluados. Por otro lado, Mackiewicz (2012) utilizó un modelo de regresión múltiple con variables ficticias para cuantificar el grado de amortiguación entre las temperaturas del aire y del suelo poco profundo en presencia y ausencia de cubierta de nieve en cuatro lugares de Groenlandia.

A partir de modelos estadísticos Lehnert (2013) identificó los geofactores que influyen en el régimen de temperatura del suelo en Olomouc, República Checa, y concluyó que la variabilidad del régimen de temperatura del suelo se debía a las propiedades físico-químicas de los suelos, la topografía y las inversiones atmosféricas. Huang et al. (2020) estimaron la temperatura del suelo a 0, 5, 10, 15, 20 y 40 cm de profundidad a partir de registros satelitales de la temperatura superficial del suelo y el índice normalizado de vegetación, y la declinación solar mediante modelos de regresión lineal univariados y multivariados. El alto nivel de ajuste alcanzado por los modelos multivariados en este trabajo, puso de manifiesto que este modelo basado en teledetección es una herramienta prometedora para estimar la temperatura del suelo a distintas profundidades, y que puede ser particularmente útil en áreas donde la información *in situ* es limitada o no está disponible.

## 2.1.3.3 Modelos basados en machine learning

En los años recientes métodos basados en machine learning han sido implementados para la estimación de variables hidrológicas y meteorológicas exitosamente (Feng et al., 2019). Particularmente para la estimación de la temperatura del suelo a diferentes profundidades, los trabajos basados en machine learning han sido más abundantes que los que utilizan modelos estadísticos (Mehdizadeh et al., 2020).

Diversos autores han comparado el ajuste de distintas técnicas basadas en machine learning como artificial neural network (ANN) (Bilgili, 2010), adaptive neuro-fuzzy inference (ANFIS) y multilayer perceptron (MLP) (Kim & Singh, 2014), generalized regression neural network (GRNN) y radial basis neural networks (RBNN) (Kisi et al., 2015), gene expression programming (GEP) (Mehdizadeh et al., 2017), wavelet-artificial neural network (WANN) y wavelet-genetic expression programming (WGEP) (Samadianfard et al., 2018), multivariate adaptive regression spline (MARS) y Support vector machine (SVM) (Mehdizadeh et al., 2018), genetic-based neural network ensemble (GNNE) (Kazemi et al., 2018), back propagation neural network (BPNN) y Extreme learning machines (ELM) (Feng et al., 2019), feed-forward backpropagation neural network (FFBPNN) (Mehdizadeh et al., 2020), classification and regression tree (CART) y group method of data handling (GMDH) (Alizamir et al., 2020).

Wu et al. (2013) caracterizaron la temperatura del suelo a los 10cm de profundidad para una región del suroeste de China, a partir de cinco variables registradas mediante teledetección. Los autores compararon las predicciones de tres redes neuronales artificiales y una regresión lineal múltiple. Las redes neuronales alcanzan mayor ajuste evaluado por R<sup>2</sup> (18% mayor) y RSME (44% mayor).

Kisi et al. (2015) evaluaron tres métodos basados en machine learning (GRNN, MLP y RBNN) y un modelo de regresión lineal múltiple (RLM), partiendo de cuatro variables meteorológicas para estimar la temperatura del suelo a 5, 10, 50 y 100 cm de profundidad. Los métodos basados en machine learning predijeron la temperatura a 5 y 10 cm con RMSE más bajos, pero sin diferencias en el indicador R<sup>2</sup>. Para la estimación a 50 cm el modelo RLM ajustó mejor que GRNN, MLP y RBNN al observar ambos indicadores RSME y R<sup>2</sup>. Para la predicción a 100 cm el ajuste de los métodos basados en machine learning es muy superior al modelo de RLM.

En términos generales, los métodos basados en machine learning alcanzan mayor ajuste en la predicción de la temperatura del suelo que el resto de métodos comparados, especialmente cuanto más variables se utilizan en la etapa de entrenamiento. Cuando los modelos estadísticos se calibran con el mismo conjunto de datos, logran muy buenos ajustes (evaluados por R<sup>2</sup>) pero con menor precisión en las predicciones (evaluadas por RSME), que los métodos basados en machine learning.

## 2.1.3.4 Mapa global de temperatura del suelo

Lembrechts et al. (2022) publicaron mapas de la temperatura del suelo global con una resolución de 1 km para rangos de profundidad de 0 a 5 cm y 5 a 15 cm. Los autores promediaron las mediciones de 1200 sensores para obtener series temporales de temperatura media, máxima y mínima para los 2 rangos de profundidad. A cada punto de observación se asignó un pixel de una grilla de 1 km<sup>2</sup>.

A partir de registros mensuales de la temperatura media del aire de European Centre for Medium-Range Weather (ECMRW), con una resolución espacial de aproximada de 9 km, y de los registros mensuales de la temperatura máxima y mínima del aire con una resolución espacial de aproximada de 4 km obtenidos de TerraClimate, los autores calcularon la diferencia entre los pixeles producidos a partir de las series temporales de temperatura del suelo y la temperatura del aire de ECMRW y TerraClimate.

Utilizando la diferencia de temperatura del suelo y del aire como variable de respuesta, entrenaron modelos geoespaciales Random Forest a partir de 31 variables de distinta naturaleza, incluyendo: macroclimáticas, suelo, topografía, reflectancia, vegetación y variables antropogénicas. Como resultado producen un mapa de diferencia entre la temperatura del suelo para ambos rangos de profundidad estudiados y la temperatura del aire (STdif). En base a los mapas de diferencia de temperatura, calcularon 11 variables bioclimáticas globales.

En la etapa de validación de la predicción de STdif producida por los modelos geoespaciales Random Forest se obtuvo un  $R^2$  medio de 0,70 a 0-5 cm y un  $R^2$  medio de 0,76 a 5-15 cm de profundidad, para los 12 modelos mensuales. El RMSE medio de los modelos fue de 2,20°C a 0-5 cm, y de 2,06°C a 5-15 cm.

El trabajo no utiliza datos registrados en estaciones meteorológicas de Uruguay. En la etapa de construcción de la base de datos de series temporales, los sensores más cercanos en nuestra región se encuentran en Chile y en el estado de São Paulo, Brasil.

## 2.1.3.5 Antecedentes nacionales

Durán et al. (1999) señalaron que el régimen de temperatura de los suelos en Uruguay es *térmico*, basándose en la temperatura del aire. No obstante, en taxonomía de suelos los regímenes de temperatura del suelo se basan en las temperaturas medias anuales medidas a una profundidad de 50 cm (Lal & Shukla, 2004; Weil & Brady, 2017). Para que el régimen de la temperatura del suelo en una región sea clasificado como térmico, sus temperaturas del suelo medias anuales deben ser iguales o superiores a 15 °C, pero inferiores a 22 °C; y la diferencia entre las temperaturas medias del suelo en verano y en invierno debe ser superior a 5 °C a 50 cm de profundidad (Lal & Shukla, 2004).

Esta clasificación nominal, es la única referencia sobre caracterización de la temperatura del suelo nacional. En la revisión no se han encontrado publicaciones nacionales que traten el tema directamente, como variable complementaria o sucedáneo de otro tema de estudio.

## 2.2 FUENTES DE ENERGÍA

#### 2.2.1 Radiación electromagnética y emisión de radiación

La radiación electromagnética, sus fuentes y los factores que modifican la magnitud de la irradiación en la superficie terrestre, no solo son bases teóricas para comprender la dinámica de la temperatura del suelo, también lo son para el registro remoto y producción de la información satelital utilizada en este trabajo.

#### 2.2.1.1 Ondas electromagnéticas

Una *onda* es la propagación de una perturbación del equilibrio de alguna propiedad del espacio, con transporte de energía y cantidad de movimiento, pero sin transporte neto de materia (Tempfli et al., 2009; Tipler, 2019).

Las ondas se pueden clasificar en función del medio en el que se propagan, la dirección de propagación, el movimiento de sus partículas y su periodicidad (Tipler, 2019).

Considerando un mismo punto del espacio, el *período* (T) de una onda es el tiempo que ese punto tarda en repetir el mismo estado de perturbación. Cuanto todos los puntos oscilan con el mismo período, la onda se denomina *periódica*; en caso contrario se denomina *no periódica* (Tipler, 2019).

Una onda sinusoidal es una onda periódica que puede ser descrita matemáticamente por una función seno según Figura 2 (parte A).



*Nota.* Función, representación gráfica y componentes de una onda sinusoidal. Adaptado de Tempfli et al. (2009) y Tipler (1999).

En la representación gráfica de la Figura 2 (parte B) se observa que, en un instante determinado, la distancia perpendicular entre un punto de una onda y *la línea de equilibrio* (x), se denomina *elongación* (e). La *amplitud* ( $\alpha$ ) es la distancia vertical entre un punto de máxima elongación (cresta o valle) y la línea de equilibrio. La distancia entre dos máximos o dos mínimos consecutivos es la *longitud de onda* ( $\lambda$ ). La *fase* ( $\phi$ ) expresa el desplazamiento del punto inicial de la onda con respecto al origen de la distancia de conteo (x=0) (Quirós, 2017; Tempfli et al., 2009; Tipler, 2019).

El número de veces que el movimiento ondulatorio se repite por unidad de tiempo es la *frecuencia* (*f*), cuya unidad de medida es el hertzio (Hz) que es el número de oscilaciones que se producen en un segundo. Si dos ondas sinusoidales tienen la misma frecuencia e igual fase, se dice que están *en fase*. La velocidad (v) a la que se propaga el movimiento ondulatorio es el cociente de la longitud de onda y su período tal que  $v = \lambda/T$  (Tipler, 1999).

A diferencia de las ondas mecánicas, las ondas electromagnéticas no requieren un medio para su propagación. Viajan en el vacío a la velocidad de la luz ( $c = 3 \times 10^8$  m/s aprox.) (Tipler, 2019).

Según Tipler (1999), las ondas electromagnéticas se producen cuando las cargas eléctricas libres aceleran, o cuando los electrones ligados a los átomos y moléculas realizan transiciones a estados energéticos inferiores. Están compuestas por los campos: eléctrico y magnético, perpendiculares entre sí y en fase (Quirós, 2017; Tempfli et al., 2009; Tipler, 2019). Como los vectores de campo son perpendiculares a la dirección de propagación, se clasifican como ondas transversales (Tipler, 2019).

En la Figura 3 se representa gráficamente una onda electromagnética. Los distintos tipos de ondas electromagnéticas se diferencian sólo por su longitud de

onda y frecuencia. La relación entre la longitud de onda ( $\lambda$ ) y frecuencia (f) es  $c = \lambda \times f$ . Como la velocidad de la luz (c) es una constante universal, cuanto menor sea la longitud de onda, mayor será su frecuencia, o cuanto menor sea la frecuencia, mayor será su longitud de onda (Tempfli et al., 2009; Tipler, 2019).

## Figura No. 3

Vectores de campo de una onda electromagnética



*Nota.* Representación gráfica de una onda electromagnética, compuesta por los campos: eléctrico y magnético, perpendiculares entre sí y en fase. Adaptado de Tempfli et al. (2009), Lillesand et al. (2015) y Tipler (2019).

La transmisión de energía mediante ondas electromagnéticas es denominada *radiación electromagnética* (Incropera et al., 2011; Lillesand et al., 2015; Murphy & Hurtado, 2013).

## 2.2.1.2 Radiación electromagnética según la teoría de partículas

Muchas de las características relevantes de las ondas electromagnéticas son fácilmente explicadas por la teoría de ondas. No obstante, cuando se busca describir la forma en la cual la energía electromagnética interactúa con la materia, el tema se aborda generalmente desde la teoría de partículas (Lillesand et al., 2015; Tempfli et al., 2009).

Según la teoría de partículas, la radiación electromagnética está compuesta por muchas unidades discretas denominadas *fotones* o *quanta*. La energía de un quantum se estima según la expresión (Lillesand et al., 2015):

Q = hf

donde: Q = energía de un quantum (en Joules).

 $h = \text{constante} \text{ de Plank} (6,626 \times 10^{-34} \text{ J/seg}).$ 

f = frecuencia.

Se pueden relacionar los modelos de ondas y partículas que explican la radiación electromagnética, considerando la relación entre la longitud de onda ( $\lambda$ ) y frecuencia (*f*) dada por  $c = \lambda \times f$ . Sustituyendo, obtenemos (Lillesand et al., 2015; Tipler, 2019):

$$Q = \frac{hc}{\lambda}$$

Esta relación implica que la energía de un quantum es inversamente proporcional a su longitud de onda, por tanto, cuanto mayor es la longitud de una onda electromagnética, menor es la energía que transporta (Lillesand et al., 2015; Tempfli et al., 2009; Tipler, 2019).

## 2.2.1.3 Espectro electromagnético

El espectro electromagnético contiene la distribución de las longitudes de onda (o cantidad de energía transportada) de todos los tipos de radiación electromagnética (Quirós, 2017; Tempfli et al., 2009; Tipler, 2019).

De mayor a menor intervalo de longitud de onda, el espectro contiene las ondas de radio, microondas, infrarrojo, luz visible, ultravioleta, rayos x, y rayos gamma. Los límites de cada intervalo no están bien definidos y se solapan frecuentemente cuando se consultan diversas fuentes (Tipler, 2019).

Como referencia, para este trabajo la radiación electromagnética con longitud de onda menor a 0,01nm se denomina rayos gama, de 0,01 a 10nm rayos X, de 10 a 400nm ultravioleta, de 400 a 700nm luz visible, de 700nm a 1mm infrarrojo, de 1mm a 1m microondas y las mayores a 1m ondas de radio (Lillesand et al., 2015; Quirós, 2017).

En la Figura 4 se presenta un esquema gráfico de los tipos de radiación y sus principales características.



Espectro electromagnético y algunas de sus características



*Nota.* Esquema de la longitud de onda, la frecuencia y la temperatura a la que se emite más intensamente, un tipo de radiación. Adaptado de Butcher et al. (2016).

#### 2.2.1.4 Bandas espectrales, radiación de onda larga y corta.

Los sensores remotos son sensibles a rangos estrechos de longitudes de onda. En teledetección estos rangos se denominan *bandas espectrales* (Lillesand et al., 2015).

Los rangos del espectro electromagnético importantes en teledetección son: A) el *ultravioleta reflejado* o *fotográfico*, frecuencias muy altas con  $\lambda$  por debajo de los 0,4 µm. B) el espectro visible, de 0,4 a 0,7 µm, que contiene las bandas de color fundamentales: azul (0,4 a 0,5 µm), verde (0,5 a 0,6 µm) y rojo (0,6 a 0,7 µm). C) Tres bandas del espectro infrarrojo (IR): C1- *IR próximo* o *cercano* con  $\lambda$  de 0,7 a 1,3 µm; C2- *IR medio* con  $\lambda$  de 1,3 a 8 µm, que está dividido en la subbanda *IR de onda corta* (SWIR) con  $\lambda$  entre 1,3 a 1,8 µm, y la subbanda *IR medio propiamente dicho* con  $\lambda$  entre 1,8 a 8 µm; C3- el *IR térmico* o *IR lejano* con  $\lambda$  entre 8 a 14 µm. Otras aplicaciones, como el caso de los radares, utilizan las microondas ( $\lambda$ >1mm) (Quirós, 2017).

La bibliografía se refiere de forma inespecífica, a un conjunto de intervalos de longitud de onda como radiación de onda corta y al resto de los intervalos como radiación de onda larga (Abal et al., 2011; Alonso-Suárez, 2017; Huang et al., 2020; Lillesand et al., 2015; Murphy & Hurtado, 2013; Petropoulos, 2014; Quirós, 2017; Tempfli et al., 2009). El límite se encuentra en el IR medio en la longitud de onda de 3  $\mu$ m (Sabins, 1997).

## 2.2.1.5 Emisión de radiación electromagnética

Todas las sustancias, tanto los cuerpos sólidos como los líquidos y los gases con una temperatura superior al cero absoluto, emiten energía en forma de ondas electromagnéticas (Kalogirou, 2014; Quirós, 2017; Tempfli et al., 2009; Tipler, 2019).

El sol es la principal fuente de radiación electromagnética. La tierra y todos los cuerpos contenidos en nuestro planeta también emiten radiación; no obstante, la naturaleza de la emisión del sol y la tierra son considerablemente distintas tanto en magnitud como en composición espectral (Lillesand et al., 2015).

Para explicar la diferencia de magnitud hay que considerar, entre otros factores, que la energía que irradia un objeto es función de su temperatura. Esta propiedad es expresada según la ley de Stefan-Botzmann, que establece:

 $M = \sigma T^4$ 

donde: M = emisión total de la superficie de un material en watts (Wm<sup>-2</sup>).

 $\sigma$  = constante de Stefan-Botzmann 5,6697 x 10<sup>-8</sup> Wm<sup>-2</sup> K<sup>-4</sup>.

T = temperatura absoluta en K del material emisor.

Se debe de tener en cuenta que la ley está expresada para un objeto hipotético denominado *cuerpo negro* que es un radiador ideal, es decir, que absorbe y emite toda la energía que incide sobre él. Los cuerpos reales se aproximan en distinta medida a los cuerpos negros (Lillesand et al., 2015; Quirós, 2017; Tempfli et al., 2009).

Así como el total de energía emitida, la distribución espectral también varía en función de la temperatura. La *longitud de onda dominante* de un cuerpo negro depende de la temperatura a la que se encuentra y se expresa según la ley de desplazamiento de Wien:

$$\lambda_m = \frac{A}{T}$$

donde:  $\lambda_m$  = longitud de onda de máxima emisión espectral, en  $\mu$ m.

*A* = 2898 µm K.

T = temperatura en K.

En la Figura 5 se presenta la distribución espectral de la energía emitida por cuerpos negros a distintas temperaturas. Las curvas  $M_{\lambda}$  representan el espectro de la radiación emitida para cada intervalo de longitud de onda, a una temperatura determinada. La emitancia total (*M*) para cada intervalo es el área bajo cada curva (Lillesand et al., 2015).

## Figura No. 5

Distribución espectral de cuerpos negros a distinta temperatura



*Nota.* Espectro de la radiación emitida para cada intervalo de longitud de onda, según la temperatura del cuerpo emisor. Adaptado de Lillesand et al. (2015), Tempfli et al. (2009) y Tipler (2019).

El sol emite radiación de forma similar a un cuerpo negro con una temperatura de 6000K. La mayor intensidad de emisión es en longitudes de onda entorno a los 0,5  $\mu$ m, es decir, en el espectro visible (Lillesand et al., 2015; Tempfli et al., 2009).

La emisión de radiación de la Tierra es comparable con la de un cuerpo negro a 300K cuya *longitud de onda dominante* es 9,7  $\mu$ m. La Tierra emite en el

infrarrojo térmico del espectro electromagnético (ver punto 2.2.3 de este trabajo) (Lillesand et al., 2015).

## 2.2.1.6 Irradiancia al tope de la atmósfera

La irradiancia es la densidad de radiación solar instantánea que incide sobre unidad de superficie por unidad de tiempo. Expresada en W/m<sup>2</sup>, la unidad de tiempo es una hora (International Organization Standardization [ISO], 2022; Liu & Jordan, 1960).

La irradiancia solar en un punto A del tope de la atmósfera, en incidencia normal al plano que contiene el ecuador solar y la línea Sol-Tierra, proviene de la proyección cónica del disco solar, con vértice en el punto A (Alonso-Suárez, 2017). En la Figura 6 se representa gráficamente (no a escala) el punto A y los componentes que lo determinan.

## Figura No. 6

Irradiancia en un punto del plano normal al plano orbital terrestre



*Nota.* Irradiancia al tope de la atmósfera en un punto A, determinado por el vértice de la proyección cónica del disco solar y la normal al plano que contiene la órbita elíptica terrestre. Adaptado de Alonso-Suárez (2017).

Desde la Tierra, el Sol se puede aproximar como un emisor puntual debido a que su radio es menor al 0.5 % de la distancia Tierra–Sol (Alonso-Suárez, 2017).

El valor medio de irradiancia solar en el punto A, obtenido a partir del registro de varios ciclos solares y considerando el radio medio de la órbita terrestre, se denomina *constante solar*. La magnitud de la constante solar, con una incerteza del 1% es de 1367 W/m<sup>2</sup> (Alonso-Suárez, 2017).

## 2.2.2 Atenuación Astronómica

Debido a que la Tierra es una esfera ligeramente achatada, solo el punto A (definido en 2.3.1.7) presenta un ángulo recto entre la dirección de la radiación solar en el plano orbital y la normal al plano al tope de atmósfera. El punto A proyectado en la superficie terrestre varía geográficamente de forma constante, debido al movimiento de rotación de la tierra y la *declinación solar*.

## 2.2.2.1 Declinación solar

La Tierra describe una trayectoria elíptica con el sol en uno de los focos, completando una revolución en un período de aproximadamente 365,25 días. El eje de rotación terrestre está inclinado 23,45° con respecto al plano que contiene la órbita elíptica de la Tierra y el ecuador del Sol (Kalogirou, 2014).

En la Figura 7 se presenta una representación gráfica, adaptada para el hemisferio sur, de la declinación solar ( $\delta$ ), que es la distancia angular de los rayos del sol al norte o al sur del ecuador.

# Figura No. 7



*Nota.* Esquema de la declinación solar ( $\delta$ ), solsticios y equinoccios adaptados para el hemisferio sur. Adaptado de Kalogirou (2014).

El ángulo  $\delta$  varía diariamente a medida que la tierra recorre su órbita, aumentando de 0° en el equinoccio de primavera a 23,45° en el solsticio de verano, para posteriormente disminuir a 0° en el equinoccio de otoño, hasta llegar a -23,45° en el solsticio de invierno (Abal et al., 2011; Kalogirou, 2014).

Según Kalogirou (2014), Abal et al. (2011) y Huang et al. (2020) el valor de la declinación solar aproximado en grados se calcula según la expresión:

$$\delta_n = 23,45^\circ sen\left(360 \cdot \frac{284+n}{365}\right)$$

donde: n = es el número de día del año (DOY, según sus siglas en inglés), siendo el número de día uno el 1<sup>ero</sup> de enero.

En este trabajo el valor de declinación solar determinado a partir esta expresión se invertirá  $-(\delta_n)$  para obtener el valor para el hemisferio sur.

## 2.2.2.2 Ángulo horario

El ángulo horario en un punto geográfico y un momento determinados, está formado por el meridiano del punto geográfico y el meridiano donde se encuentra el sol.

Dado que el meridiano del punto geográfico contiene la línea cenital, al mediodía el ángulo es 0°. La tierra demora 24h en girar 360°, por tanto, en una hora la posición relativa del sol cambia 15° (Murphy & Hurtado, 2013).

#### 2.2.2.3 Radiación astronómica instantánea

Sin considerar el efecto de la atmósfera, en un punto geográfico y un momento determinados, la energía solar recibida en un plano horizontal distinto al que contiene al punto A se atenúa en función de la *altura solar* (h). La altura solar en un tiempo y lugar determinados, es función de la latitud del lugar, la declinación solar y el ángulo horario (Murphy & Hurtado, 2013).

La radiación que incide durante un período de tiempo sobre una superficie determinada (*irradiación*), será mayor en el plano normal a la dirección de la radiación que sobre un plano distinto, dado que, en este último caso la misma cantidad de energía debería distribuirse en una superficie mayor (Murphy & Hurtado, 2013).

#### Figura No. 8

Irradiación en un plano horizontal en función de la altura solar (h)



*Nota*. Irradiación en un plano con dos alturas solares distintas. Adaptado de Murphy y Hurtado (2013).

En la Figura 8 se presentan gráficamente dos situaciones donde la altura solar varía ( $h_0$ ;  $h_1$ ), determinando un cambio en la irradiación sobre el plano B. La irradiación aumenta en la situación 2 con respecto a la situación 1 debido al cambio de h.

El efecto de atenuación de la irradiación en un punto por causas astronómicas se cuantifica mediante la ecuación de la Radiación Astronómica instantánea (Murphy & Hurtado, 2013):

 $RAi = C_{sc} \cdot sen(h)$ 

donde: *RAi* = Radiación Astronómica instantánea.

 $C_{Sc}$  = constante solar corregida por la distancia real al sol.

h =altura solar.

La ecuación exhibe el efecto de atenuación de la energía irradiada en función de h. Tomando en cuenta la definición de h y sus componentes, se puede afirmar que la atenuación astronómica de la irradiancia está dada por la posición geográfica, la estación del año y la hora a la que se realice la medición.

## 2.2.2.4 Irradiancia solar extra-atmosférica

Abal et al. (2011) determinaron el valor de la irradiancia en un día para un punto geográfico dado, integrando una variante de la ecuación de radiación astronómica instantánea. El valor determinado fue 10,4 kWh/m<sup>2</sup>. La superficie terrestre recibe una fracción de esta energía debido a la atenuación atmosférica.

#### 2.2.3 Atenuación atmosférica

La atmósfera tiene un comportamiento selectivo respecto a la radiación incidente. Cuando la radiación solar penetra la atmósfera terrestre se modifica la calidad, cantidad y dirección del espectro electromagnético debido a los procesos *dispersión, absorción, transmisión y reflexión* (Alonso-Suárez, 2017; Lillesand et al., 2015; Murphy & Hurtado, 2013; Quirós, 2017; Tempfli et al., 2009).

## 2.2.3.1 Dispersión

La dispersión es la difusión impredecible de la radiación solar causada por las partículas que contiene la atmósfera (Lillesand et al., 2015). La magnitud de la dispersión es muy difícil de cuantificar debido a la variación constante de la composición de la columna atmosférica (Quirós, 2017).

La cantidad de dispersión depende principalmente de la longitud de onda de la radiación, la cantidad de partículas y gases de la columna atmosférica, y la distancia que la energía recorre a través de la atmósfera (Tempfli et al., 2009).

Existen tres procesos de dispersión en la atmósfera:

1) Dispersión *Rayleigh*: sucede cuando la radiación interactúa con partículas que son mucho menores en diámetro que su longitud de onda dominante (Lillesand et al., 2015), por ejemplo, pequeñas partículas de polvo, NO<sup>2</sup> y O<sup>2</sup> (Tempfli et al., 2009). La dispersión Rayleigh tiene un efecto considerablemente mayor sobre las longitudes de onda más cortas del espectro solar (Lillesand et al., 2015; Quirós, 2017; Tempfli et al., 2009). En teledetección es la principal causa del efecto de neblina que reduce la nitidez y el contraste en las imágenes (Lillesand et al., 2015).

2) Dispersión *Mie*: sucede cuando las partículas son similares en diámetro que la longitud de onda de la radiación. Los componentes de la atmósfera causantes de este tipo de dispersión son los *aerosoles*, que son una mezcla de gases, vapor de agua y partículas de polvo. A diferencia de la dispersión Rayleigh que sucede bajo la mayoría de condiciones climáticas, la dispersión Mie es más significativa cuando hay nubosidad y tiene un efecto mayor en la radiación de longitudes de onda más largas que la dispersión de Rayleigh (Lillesand et al., 2015; Tempfli et al., 2009). Afecta principalmente el rango espectral desde el UV cercano hasta el IR medio (Tempfli et al., 2009).

3) Dispersión no-selectiva: sucede cuando las partículas dispersantes son mucho mayores que la longitud de onda de la radiación, por ejemplo, las gotas de agua que forman la niebla y las nubes. Afecta mayoritariamente todo el espectro visible hasta el IR medio (Lillesand et al., 2015). La radiación solar dispersada por la atmósfera cambia de dirección con respecto a su trayectoria original al tope de la atmósfera. A este tipo de radiación, que para un punto dado de la superficie proviene de distintas direcciones se la denomina *radiación difusa* [H]. La *radiación solar directa* [I] (aquella que no es dispersada en la atmósfera) y la radiación difusa son radiación de onda corta, y la sumatoria de ambas se denomina *radiación global* [H+I] (Murphy & Hurtado, 2013).

## 2.2.3.2 Absorción y transmisión atmosférica

La absorción atmosférica produce una pérdida efectiva de energía del espectro solar que se transfiere a los constituyentes atmosféricos, principalmente por el vapor de agua,  $CO^2$  y el ozono ( $O^3$ ). También metano ( $CH_4$ ), óxido nitroso ( $N_2O$ ) y oxígeno ( $O_2$ ) en menor medida (Murphy & Hurtado, 2013).

Estos gases tienden a absorber energía en longitudes de onda específicas. En contrapartida, aquellos rangos de longitud de onda para los cuales la atmósfera es particularmente transmisiva son denominados *ventanas atmosféricas* (Lillesand et al., 2015; Tempfli et al., 2009).

En la Figura 9 parte A, se representa gráficamente la distribución espectral de las fuentes de energía más relevantes para la teledetección: el Sol y la Tierra (Lillesand et al., 2015). En la parte B se representan las ventanas atmosféricas, como regiones del espectro electromagnético no bloqueadas por la atmósfera.

El gráfico de transmisividad atmosférica (Figura 9, parte B) permite visualizar, los rangos de longitud de onda donde se produce la absorción de energía por los gases constituyentes de la atmósfera.

#### Figura No. 9

Fuentes de energía y transmisividad atmosférica



*Nota*. A) Curva de distribución espectral del Sol y la Tierra B) Ventanas atmosféricas para distintas  $\lambda$ . Adaptado de Lillesand et al. (2015).

#### 2.2.3.3 Reflexión atmosférica

A nivel atmosférico las nubes reflejan la energía solar incidente. El efecto produce un cambio en la dirección de angular de las ondas electromagnéticas del espectro solar, sin variación de calidad.

El porcentaje de energía reflejada respecto al incidente se denomina *albedo*. El albedo de las nubes puede variar de 20 a 80% dependiendo del tipo de nube en el momento de la medición (Murphy & Hurtado, 2013).

#### 2.2.4 Factor geomorfológico

La forma del paisaje es un factor que añade complejidad al estudio de la dinámica de la energía en el suelo a nivel microclimático (Geiger et al., 1995).

La geomorfología de una localización determinada tiene dos efectos importantes sobre la radiación incidente: 1) la orientación de la superficie determina el ángulo de incidencia de la radiación directa, difusa y la reflejada por las cubiertas de la superficie (R); y 2) la obstrucción que ejerce la topografía circundante a punto, que limita las direcciones desde las cuales la radiación directa o difusa puede incidir (Rich et al., 1995).

## Figura No. 10

Efecto de la geomorfología sobre la radiación incidente



*Nota.* Efecto de la geomorfología sobre la irradiancia en tres puntos (A, B y C) del paisaje. Adaptado de Rich et al. (1995).

En la Figura 10 se presenta un esquema que representa una sección de la superficie terrestre, mostrando la situación en tres puntos cercanos (A, B y C) con respecto a la trayectoria de la radiación directa, difusa y la reflejada por la superficie (R).

En el esquema se puede observar la influencia que tiene la geomorfología sobre la radiación astronómica instantánea. Los puntos A y B reciben radiación directa en ángulos  $\alpha_A$  y  $\alpha_B$  distintos; el punto B recibe mayor irradiancia dado que el plano de incidencia es normal a la dirección de los rayos solares.

Para el caso del punto C, la obstrucción de la trayectoria de la radiación solar directa por la geomorfología, determina un ensombrecimiento de la superficie

en lapsos de tiempo que dependen de la variación de la altura solar. En este caso, las fuentes de radiación de onda larga son la radiación difusa y la radiación reflejada por las cubiertas terrestres (R). La obstrucción también reduce la cantidad de radiación difusa recibida, dado que limita el número de direcciones desde donde puede provenir (Rich et al., 1995).

En el hemisferio sur el efecto de la declinación solar determina que las laderas orientadas al sur reciban menos radiación global que las laderas orientas al norte (Murphy & Hurtado, 2013).

#### 2.2.5 Irradiación en la superficie

Como consecuencia de los procesos de atenuación descritos, la radiación global, compuesta de radiación solar directa y difusa que recibe la superficie, es menor a la registrada al tope de la atmósfera (Murphy & Hurtado, 2013).

El Laboratorio de Energía Solar (LES) del instituto de física de Facultad de Ingeniería de la Universidad de la República, ha trabajado en la caracterización de la radiación solar que se recibe en la superficie (Abal et al., 2011; Alonso-Suárez, 2017).

#### 2.2.5.1 Mapa solar de Uruguay (MSUv1 y MSUv2)

Abal et al. (2011) publicaron el primer Mapa Solar del Uruguay (MSUv1), que presenta una caracterización intra-anual de la irradiancia a nivel de suelo a escala nacional, utilizando registros de heliofanía relativa y radiación solar de estaciones de la Dirección Nacional de Meteorología (actualmente Instituto Uruguayo de Meteorología, INUMET), el Instituto Nacional de Investigación Agropecuaria (INIA), Instituto Nacional de Meteorología de Brasil (Inmet) y el Atlas solar Argentino.

Los autores señalaron que el número de registros de radiación solar en Uruguay era bajo, muy concentrados espacialmente y eran de poca significancia estadística. Las dos series de registros nacionales se complementaron con series registradas en localidades de países vecinos. Se utilizó la ecuación Angstrom-Prescott para predecir el valor de la irradiación media normalizada, a partir de la heliofanía relativa registrada en las estaciones nacionales.

Con la estimación de irradiación obtenida para doce localidades distribuidas en el territorio nacional, se estimó la variación de la irradiación media en una grilla de 20 x 20 km<sup>2</sup> mediante técnicas de interpolación.

A partir de esta metodología los autores determinaron el promedio de la irradiación global diaria para Uruguay, cuyo valor fue de 4,4 kWh/m<sup>2</sup>. La variación estacional alcanzó el mínimo en junio con 2 kWh/m<sup>2</sup> y el máximo fue de 7 kWh/m<sup>2</sup> en los meses de diciembre y enero. La variación territorial es de 0,8 kWh/m<sup>2</sup> y la incerteza promedio estimada fue de 16%.

La tesis de doctorado titulada "Estimación del recurso solar en Uruguay mediante imágenes satelitales" (Alonso-Suárez, 2017) desarrolla y optimiza un modelo para la predicción de la irradiación a nivel de suelo, mediante teledetección. Utilizando esta metodología, Alonso-Suárez actualiza el Mapa Solar

del Uruguay (MSUv2). La nueva versión reduce la incerteza del mapeado anual y mensual de 16% a 2% y aumenta la resolución espacial a 2 km aproximadamente.

El modelo con mejor ajuste (JPT-v2) está compuesto por la constante solar corregida por el factor orbital, los parámetros ajustados a, b, c y d, y las variables factor de reflectancia horario y factor de reflectancia de fondo.

El modelo ajustado se utilizó para determinar el promedio de la irradiación global diaria para Uruguay, cuyo valor fue de 4,60 kWh/m<sup>2</sup>. El promedio varió de 4,35 kWh/m<sup>2</sup> en el sureste (Rocha) a 4,80 kWh/m<sup>2</sup> en el norte del país (Artigas), lo que representa una variabilidad espacial máxima de 5%.

En junio se observó el mínimo de irradiación media diaria, que fue de 2,2 kWh/m<sup>2</sup>. El máximo fue de 7,0 kWh/m<sup>2</sup> en los meses de diciembre y enero. La mayor variabilidad espacial se produce en el mes de agosto con un máximo de 0,6 kWh/m<sup>2</sup> que representa un 12% con respecto a la media anual.

## 2.3 FLUJO DE ENERGÍA EN LA SUPERFICIE TERRESTRE

## 2.3.1 Tipos de interacción

Cuando la radiación electromagnética alcanza la superficie terrestre puede ser reflejada, absorbida y/o transmitida. Considerando el principio de conservación de la energía, el balance entre los tipos de interacciones está dado por (Lillesand et al., 2015):

$$E_{I}(\lambda) = E_{R}(\lambda) + E_{A}(\lambda) + E_{T}(\lambda)$$

donde:  $E_I$  = energía incidente

 $E_A$  = energía absorbida

 $E_R$  = energía reflejada

 $E_T$  = energía transmitida

todos los componentes en función de la longitud de onda  $\lambda$ .

Las proporciones de energía reflejada, absorbida y/o transmitida varía para cada componente de la superficie terrestre y están determinadas en función de sus características (Lillesand et al., 2015; Tempfli et al., 2009).

Un mismo componente de la superficie terrestre puede reflejar, absorber y/o transmitir distintas proporciones de energía en función del rango del espectro electromagnético que incida en él (Lillesand et al., 2015).

## 2.3.2 Energía reflejada: reflectancia [R]

La *reflectancia*, definida como la proporción del espectro electromagnético reflejado por la superficie de un objeto, es de particular interés en teledetección aplicada al estudio de la superficie terrestre y los cuerpos de agua (Lillesand et al.,

2015; Tempfli et al., 2009). La *reflectancia espectral* ( $\rho_{\lambda}$ ) de un cuerpo se define matemáticamente como (Lillesand et al., 2015):

$$\rho_{\lambda} = \frac{E_R(\lambda)}{E_I(\lambda)} = \frac{\text{energia de longitud de onda }\lambda \text{ reflejada en un cuerpo}}{\text{energia de longitud de onda }\lambda \text{ incidente en un cuerpo}} \times 100$$

#### 2.3.2.1 Factores que influyen en la reflectancia

Quirós (2017) define tres factores que afectan la reflectancia: 1) la distinta capacidad de absorción, 2) la forma y rugosidad, 3) los ángulos de iluminación y observación de las cubiertas terrestres.

Según las características angulares de los cuerpos que reflejan la radiación, se definen dos tipos: 1) *cuerpos especulares*, que son aquellos que reflejan la radiación que incide con el mismo ángulo y distinta dirección y 2) los *cuerpos lambertianos*, que reflejan la radiación en ángulos distintos al de incidencia y en todas las direcciones.

Los cuerpos reales no son puramente especulares o lambertianos, reflejan la radiación de ambas formas en diferente proporción, es decir que presentan *reflectividad direccional*. Los cuerpos reflejan en unas direcciones más que en otras, a esa propiedad se la denomina *anisotropía*.

#### 2.3.2.2 Curvas de reflectancia espectral

La reflectancia espectral de un objeto como función de la longitud de onda, permite obtener la *curva de reflectancia espectral*. Con las curvas de reflectancia espectral típicas, calculadas a partir de la media de cada banda registrada, se construyen bibliotecas espectrales de algunos tipos comunes de cubertura terrestre (Tempfli et al., 2009).

En la Figura 11 se presentan las curvas de reflectancia espectral de un tipo de cobertura en dos condiciones fisiológicas distintas: pastizal fotosintéticamente activo y pastizal seco.


*Nota.* Curvas de reflectancia espectral en dos condiciones fisiológicas distintas: pastizal fotosintéticamente activo y pastizal seco. Nótese el efecto de los pigmentos fotosintéticos activos en la curva de reflectancia del pastizal verde. Adaptado de Azcón-Bieto y Talón (2008), Tempfli et al. (2009) y Lillesand et al. (2015).

El análisis de las curvas del pastizal en las situaciones presentadas, sugieren que la diferencia en la región del espectro visible se debe a la clorofila y los carotenoides, que son los principales pigmentos fotosintéticos (Azcón-Bieto & Talón, 2008; Lillesand et al., 2015; Tempfli et al., 2009).

Estos pigmentos absorben energía fuertemente en bandas espectrales centradas en 0,45 y 0,67  $\mu$ m, correspondientes a la banda azul y roja respectivamente, y reflejan energía en la banda verde (0,56  $\mu$ m) (Azcón-Bieto & Talón, 2008; Lillesand et al., 2015).

Frente al estrés o cambios fenológicos las plantas pueden cesar la producción de clorofila, lo cual resulta en una menor absorción en las bandas azul y roja. El pastizal seco tiene tonalidades amarillo-amarronado, producto de una mayor reflexión en las bandas rojo y verde (Lillesand et al., 2015; Tempfli et al., 2009).

El límite de absorción en la banda roja del espectro visible y la magnitud de la reflectancia en el infrarrojo cercano varía mucho entre especies de plantas. Estas bandas son utilizadas para diferenciar distintas cubiertas vegetales (Lillesand et al., 2015; Quirós, 2017).

La reflexión en el infrarrojo cercano es alta con respecto al resto de bandas, y varía en función del desarrollo y estructura celular de las hojas (Tempfli et al., 2009). En la región de 1,4 y 1,9  $\mu$ m la energía es fuertemente absorbida por el agua contenida en las hojas. Por ese efecto esas regiones espectrales se denominan *bandas de absorción del agua* (Lillesand et al., 2015; Parra et al., 2006; Tempfli et al., 2009).

#### 2.3.3 Energía transmitida: emisividad de la superficie terrestre

La *temperatura* es la magnitud física que expresa el estado térmico de un cuerpo con respecto a su capacidad para transferir calor (Lal & Shukla, 2004; Murphy & Hurtado, 2013). Siempre que exista una diferencia de temperatura en un medio o entre medios, se producirá *transferencia de calor*. La transferencia de calor es el *flujo de energía térmica* debido a un diferencial espacial de temperatura. Existen tres formas de transferencia de calor: conducción, convección y radiación (Incropera et al., 2011).

La radiación es el principal factor de intercambio de energía en la superficie terrestre (Geiger et al., 1995). Los cuerpos en la tierra se comportan como *radiadores selectivos*, es decir que no transmiten mediante emisión de radiación toda la energía que absorben. Parte del calor resultante de la absorción de la radiación de onda corta entrante se emite como radiación de onda larga (Butcher et al., 2016; Lillesand et al., 2015; Quirós, 2017).

# 2.3.3.1 Temperatura cinética, radiante y emisividad [Ts]

La medición de la temperatura de un cuerpo mediante contacto con un instrumento, permite obtener una medida de la *temperatura cinética*. La temperatura cinética es la manifestación de la energía traslacional media, entre las moléculas que constituyen el cuerpo medido (Lillesand et al., 2015). Se trata de una medida *in situ*, donde se produce un cambio en una propiedad térmica en el instrumento (Lal & Shukla, 2004; Tipler, 1999).

Los cuerpos irradian energía en función de su temperatura según la ley de Stefan-Botzmann (ver punto 2.3.1.6 de este trabajo). Por tanto, la magnitud de la energía emitida por un cuerpo es una manifestación de su temperatura. La transmisión de energía por radiación electromagnética puede ser medida mediante sensores remotos, y es utilizada para determinar la *temperatura radiante* de los cuerpos terrestres. La temperatura cinética se puede determinar a partir de la temperatura radiante (Lillesand et al., 2015).

*Emisividad* o *emitancia*, es la cuantificación de la potencia radiante emitida por unidad de área de un cuerpo debido a su temperatura (Alonso-Suárez, 2017; Incropera et al., 2011)

Convencionalmente la temperatura de la superficie terrestre se aproxima a 300K. A esa temperatura el pico de emisión se produce en la región del espectro electromagnético denominada infrarrojo térmico (ver punto 2.3.1 de este trabajo) (Lillesand et al., 2015; Quirós, 2017; Tempfli et al., 2009). Los sensores que registran la emisión en el infrarrojo térmico operan en las bandas de 8 a 14  $\mu$ m (Lillesand et al., 2015; Parra et al., 2006).

#### 2.3.3.2 Relación entre emisividad y reflectancia

En general, la reflectancia de la radiación de onda larga es menor al 5% (Geiger et al., 1995). En la mayoría de las aplicaciones de teledetección se asume que los cuerpos terrestres son opacos a la radiación térmica, por lo tanto, la relación entre reflectancia y emisividad está dada por la siguiente expresión, que deriva de la ley de radiación térmica de Kirchhoff:

$$\varepsilon(\lambda) + \rho(\lambda) = 1$$

donde:  $\varepsilon$  = emisividad espectral de un cuerpo terrestre

 $\rho$  = reflectancia espectral de un cuerpo terrestre

A partir de esta relación directa podemos inferir que cuanto más baja sea la reflectancia de un cuerpo, más alta será su emisividad y viceversa. Determinando la emisividad de un cuerpo se puede calcular su temperatura radiante. La relación está dada por la ley de Stefan-Botzmann (ver 2.3.1.6 de este trabajo) ajustada por el *factor de emisividad* para los cuerpos reales (Lillesand et al., 2015).

### 2.3.3.3 Dinámica de la emisividad de algunas cubiertas terrestres.

La teledetección para la determinación de la temperatura radiante de los cuerpos terrestres, no depende de la reflexión de energía solar, por tanto, los sensores satelitales pueden hacer registros de día y de noche (Lillesand et al., 2015).

Algunas aplicaciones de teledetección que utilizan información de la radiación térmica como la cartografía geológica o edafológica, son de naturaleza cualitativa. Otras como el monitoreo de la temperatura radiante para la determinación de la temperatura cinética de los cuerpos de la superficie terrestre, requieren un análisis cuantitativo de datos (Lillesand et al., 2015; Tempfli et al., 2009).

Al momento de la selección de datos se debe tener en cuenta cómo varía la emisividad debido al efecto de los cambios diarios de temperatura. Durante el día la radiación solar calienta los cuerpos terrestres de forma diferencial, en función de sus características térmicas y la proporción de la energía incidente que absorben, principalmente en el espectro visible y el infrarrojo cercano (Lillesand et al., 2015).

En la Figura 12 se presentan las temperaturas radiantes relativas de rocas y suelo seco comparadas con agua, en el transcurso de un día típico.





*Nota.* Evolución de las temperaturas radiantes relativas, en el transcurso de un día típico, de rocas y suelo seco comparadas con agua. Nótese la menor amplitud térmica del agua comparada con las otras cubiertas. Adaptado de Lillesand et al. (2015).

En la representación gráfica se puede observar un comportamiento de cuasi equilibro antes del amanecer que cambia durante el día. La amplitud de la temperatura radiante de las rocas y el suelo seco (A) es mucho mayor a la del agua (B). El máximo se alcanza dos horas antes en las rocas y el suelo seco (D<sub>1</sub>) que en el agua (D<sub>2</sub>). Los puntos C<sub>1</sub> y C<sub>2</sub> se denominan *cruzamiento térmico* (thermal crossover) e indican el momento en que no existen diferencias en la temperatura radiante de los cuerpos observados (Lillesand et al., 2015).

A partir de la Figura 12 también se puede inferir que los cuerpos de agua tienen mayor *inercia térmica*, que es la resistencia de un cuerpo a cambiar su temperatura (Quirós, 2017). Los suelos manifiestan un comportamiento diferencial en función de su contenido de humedad (Huang et al., 2020; Petropoulos, 2014). Quirós (2017) señala que a mayor contenido de humedad y/o materia orgánica, mayor inercia térmica, y a un mismo contenido de humedad, la emisividad de los suelos varía en función de las características del material parental.

La vegetación tiene dos características interrelacionadas que la diferencian de otras coberturas terrestres: 1) alta inercia térmica y 2) alto contenido de agua. Debido a la evapotranspiración, durante el día se produce una disminución del calor sensible de las plantas que resulta en un enfriamiento relativo con respecto al entorno. La disminución de la evapotranspiración durante la noche, permite mantener la temperatura en niveles superiores a su entorno (Quirós, 2017).

## 2.3.3.4 Contrarradiación [G]

La mayor parte de la radiación de onda larga emitida por la superficie terrestre es absorbida por los gases de la atmósfera como el vapor de agua y el CO<sub>2</sub>. Estos gases emiten radiación electromagnética en un rango del espectro similar al de absorción: parte se emite al espacio y parte se emite hacia la superficie, por lo que se la denomina *contrarradiación*. Dado que se trata de

radiación de onda larga en el infrarrojo térmico, la superficie absorbe la gran mayoría por lo que se produce un efecto invernadero (Murphy & Hurtado, 2013).

#### 2.3.4 Energía absorbida: propiedades térmicas y flujo de energía

Cuando la radiación electromagnética se absorbe en la materia se convierte en energía térmica. Debido a que el régimen de irradiación en la superficie está sujeto a cambios periódicos (diarios y anuales), y a que los suelos varían vertical y horizontalmente en cortas distancias, la energía térmica absorbida por el suelo varia de forma constante (Geiger et al., 1995; Murphy & Hurtado, 2013).

Frente a un mismo régimen de irradiancia los rangos de variación de la temperatura de los suelos están determinados principalmente por los siguientes factores: 1) la conductividad térmica, 2) el calor específico (Lillesand et al., 2015), 3) la evaporación y 5) su inercia térmica (Lillesand et al., 2015; Quirós, 2017; Tempfli et al., 2009).

### 2.3.4.1 Conducción térmica [B]

Cuando hay un gradiente de temperatura en un medio estacionario, que puede ser un sólido o un fluido, se produce una transferencia de calor a través de ese medio. Esta transferencia de energía de las partículas más energéticas a las menos energéticas de una sustancia debido a interacciones entre ellas se denomina *conducción* (Incropera et al., 2011). El flujo de calor por conducción se puede expresar mediante la ley de Fourier (Lal & Shukla, 2004; Weil & Brady, 2017):

$$Q_h = \lambda \times \frac{\Delta T}{x}$$

donde:  $Q_h$  = flujo de calor.

 $\lambda$  = conductividad térmica del suelo.

 $\Delta T/x$  = gradiente de temperatura / distancia.

La conducción térmica del suelo (a veces denominada flujo de calor del suelo o flujo de calor del sustrato) transfiere energía desde las capas superiores a las inferiores, cuando la temperatura superficial es mayor a la subsuperficial y el sentido de la transferencia de calor se invierte en la situación opuesta (Geiger et al., 1995).

La conductividad térmica  $\lambda$  de los suelos está influenciada mayoritariamente por el contenido de humedad del suelo, la textura y el grado de compactación. El flujo de calor a través del agua es varias veces mayor que a través del aire. El contenido aire en el suelo decrece en función del aumento del contenido agua, así como la resistencia al flujo de calor.

El flujo de calor entre las partículas sólidas del suelo es mayor que el flujo de calor a través del agua. En suelos compactados hay mayor proporción de partículas en contacto y mayor conductividad térmica. Suelos húmedos y compactos tendrán mayor conductividad térmica y aislarán la temperatura pobremente. Debido a la conductividad térmica de las fases del suelo, en regiones templadas, la temperatura superficial del suelo es más caliente en verano y más fría en invierno que la temperatura del subsuelo (Weil & Brady, 2017).

### 2.3.4.2 Transferencia de calor por convección [L] [N]

La convección es la transferencia de calor que se produce entre una superficie y un fluido en movimiento cuando se encuentran a temperaturas diferentes. Cuando se produce transferencia de energía por convección, un gran número de moléculas del fluido se mueven colectivamente o como agregados. Consta de dos mecanismos: transferencia de energía por el movimiento molecular aleatorio (difusión) y por el movimiento macroscópico del fluido (Incropera et al., 2011).

La convección es un proceso de transferencia de calor que tiene relevancia a nivel superficial debido al flujo constante de aire a temperatura variable y cuando el agua de lluvia a distinta temperatura infiltra el perfil del suelo [N] (Geiger et al., 1995; Lal & Shukla, 2004).

Algunas experiencias en suelos arenosos muestran que el volumen de aire diario que penetra esos suelos debido al intercambio gaseoso, equivale a una columna de 22 metros de aire por la misma área de sección. En el proceso se modifica la temperatura del aire (Geiger et al., 1995).

### 2.3.4.3 Capacidad calorífica, calor específico

La capacidad calorífica es la temperatura de un cuerpo en respuesta a la absorción o liberación de calor. Se puede estimar en función de la masa (capacidad calorífica gravimétrica) o en función del volumen (capacidad calorífica volumétrica) como la cantidad de energía necesaria para elevar la temperatura 1 grado Kelvin, 1kg o 1m<sup>3</sup> de materia respetivamente (Lal & Shukla, 2004).

El calor específico de una sustancia es la relación entre la capacidad calorífica de la sustancia y la del agua. El calor específico del agua pura es 1,00 cal/g (o 4,18 J/g), y el calor específico del suelo seco es 0,20 cal/g (0,80 J/g) (Lal & Shukla, 2004; Weil & Brady, 2017)

Los suelos secos se calientan antes y se enfrían más rápido que los suelos húmedos, debido a que los suelos secos requieren menos energía para elevar su temperatura 1º C dada su capacidad calorífica. El requerimiento es mucho más alto para elevar 1º C suelos con alto contenido de agua debido a su alto calor específico (Alexander, 2013; Lal & Shukla, 2004; Weil & Brady, 2017).

El calor específico controla ampliamente el grado de calentamiento de los suelos en primavera. Suelos más húmedos se calientan más lentamente que suelos secos. Más aún, si el agua no escurre libremente y se mantiene en el perfil, el aumento estacional de la temperatura disminuirá sensiblemente porque buena parte de la energía se pierde en la evaporación del agua (Weil & Brady, 2017).

# 2.3.4.4 Difusividad térmica

La difusividad térmica es una medida de la rapidez con la que un material transfiere calor a través de su masa. La tasa de transferencia de energía depende de su densidad, capacidad calorífica y conductividad térmica.

En la Tabla 1 se presentan las propiedades térmicas de algunos componentes del suelo. El aire, a pesar de tener muy baja conductividad térmica, tiene alta *difusividad térmica* para transportar el calor sensible [L], transferido mediante convección desde las otras fases del suelo, a la atmósfera (Geiger et al., 1995).

# Tabla No. 1

		Partículas	s del suelo	Suelos naturales								
Tipo de material (h) = húmedo (s) = seco		Densidad g ⋅ cm3 Calor específico cal / g⋅°C		Densidad g · cm3	Capacidad térmica g · cm3 / °C	Conduc. Térmica cal / cm·s·°C	Difusibidad térmica cm2 · s					
	Hierro	7,9	0,105	-	0,59	1000	1695					
	Rocas	2,5 - 2,9	0,17 - 0,20	2,5 - 2,9	0,43 - 0,58	4 - 10	7 - 23					
	Arena (h)	2,6	0,20 0,17 - 0,2 1,0	•	0,2 - 0,6	2 - 6	3 - 12 5 - 17					
	Arcilla (h)	2,3 - 2,7			0,3 - 0,4	2 - 5						
	Agua	1,0			1,0	1,3 - 1,5	1,3 - 1,5					
	Arcilla (s)	2,3 - 2,7	0,17 - 0,20	-	0,1 - 0,4	0,2 - 1,5	0,5 - 15					
	Arena (s)	2,6	0,2	1,4 - 1,7	0,1 - 0,4	0,4 - 0,7	1 - 7					
	Aire (s)	0,0012	0,24	-	0,00029	0,05 - 0,06	147 - 250					

Propiedades térmicas de algunos componentes del suelo

*Nota.* Propiedades térmicas de partículas aisladas y de suelos naturales. Nótense los contrastes entre rocas, aire y agua, en su densidad, calor específico, conductividad térmica y difusividad térmica. Adaptado de Geiger et al. (1995).

# 2.3.4.5 Calor latente [V]. Vaporización y condensación

El calor latente es la energía asociada al estado físico del agua, que puede cambiar fácilmente su forma de sólido a líquido, a vapor y viceversa. Aunque esta energía se almacena en el volumen, no se manifiesta como un cambio de temperatura y el ser humano no la percibe (Stewart & Mills, 2021).

La evaporación del agua de las superficies requiere una importante cantidad de energía, unas 540 kilocalorías por cada kilo de agua evaporado. En los suelos este proceso produce un enfriamiento que se acentúa en las capas más superficiales, que según Weil y Brady (2017), puede llegar a ser de entre 3 a 6º C más bajo que un suelo seco.

De igual forma, pero en sentido contrario, ocurre con la condensación del agua. La condensación es un proceso exotérmico que libera la misma cantidad de energía por unidad de masa que insume la evaporación y cuando ocurre a nivel del suelo produce un calentamiento (Lal & Shukla, 2004). Sin embargo, Geiger et al. (1995) señalan que incluso en las más favorables condiciones el aporte de energía al suelo mediante condensación es despreciable.

La transferencia de calor desde los suelos como calor latente del vapor en el aire, es mucho mayor a las transferencias de calor mediante convección, debido a que la capacidad calorífica del aire es pequeña. El viento tiene un efecto mayor en reemplazar el aire húmedo de las superficies, incrementando la evaporación, la transpiración y el enfriamiento resultante (Alexander, 2013).

### 2.3.4.6 Efecto del contenido de materia orgánica

El contenido de materia orgánica, que generalmente está asociado al color oscuro del suelo, aumenta la absorción de radiación y su capacidad de retener agua. El mayor suministro de energía, debido a la disminución de la reflectividad de la superficie del suelo, sucede junto a un aumento de la conductividad térmica en el perfil, entre otros efectos asociados al mayor contenido de humedad en el suelo (Onwuka, 2016).

### 2.3.5 Cobertura vegetal [R+D+A]

La vegetación ocupa la zona de transición entre la superficie terrestre y la atmósfera. Debido a que las plantas absorben y emiten radiación, cuando forman una cubierta sobre el suelo, tienen influencia sobre el flujo de energía a escala microclimática (Geiger et al., 1995).

Para Geiger et al. (1995), independientemente del índice de área foliar, las diferencias fundamentales entre el suelo cubierto y el suelo descubierto son los cambios en la reflexividad de la radiación de onda larga y onda corta [R], y la temperatura superficial.

La cobertura vegetal reduce la conductividad térmica y tiene un efecto aislante que enlentece la tasa de transferencia de energía del suelo al aire. El efecto aislante también reduce la energía que recibe el suelo, por tanto, los suelos con cobertura almacenan menos calor (Weil & Brady, 2017; Zwirtes et al., 2017).

El porte de la vegetación juega un rol importante en el microclima a nivel del suelo. A medida que la vegetación aumenta en altura, la interfase (boundary layer) del sistema Tierra-atmósfera pasa paulatinamente a ser la cubierta vegetal en lugar de la superficie terrestre. Cuando alcanza la misma temperatura, el tapiz herbáceo emite la misma cantidad de radiación de onda larga que el suelo descubierto. La radiación recibida y emitida por la vegetación resulta en una atenuación de los extremos térmicos en el suelo con respecto al suelo descubierto (Geiger et al., 1995).

Geiger et al. (1995) señalan que la remoción del tapiz vegetal, produce que en el día ocurran temperaturas más extremas en la superficie, aumentando la conducción de energía hacia el suelo. El calor almacenado durante el día, determina que el perfil del suelo tenga mayor temperatura que el aire durante la noche, y como consecuencia el sentido del flujo de energía se invierte, por lo tanto, el calor se transfiere por conducción desde las capas inferiores hacia la superficie (Weil & Brady, 2017).

La evapotranspiración aumenta la humedad relativa y se establece un clima húmedo entre el suelo y el dosel. Este efecto es mayor durante el día, durante la

noche ocurre la evaporación del 1,7 al 14% del total de agua evaporada en 24 horas (Geiger et al., 1995). En los suelos sin cobertura, la energía es transferida desde las capas más profundas a la superficie, produciéndose un descenso de la temperatura. El flujo de energía depende de la conductividad, que es afectada por factores como el contenido de agua o el grado de compactación del suelo (Weil & Brady, 2017).

En Uruguay las estaciones de INIA: La Estanzuela, Salto Grande, Treinta y Tres y Tacuarembó, realizan mediciones de la temperatura del suelo con cobertura vegetal (herbácea) y con suelo descubierto. El la Figura 13 se presentan los gráficos de temperatura media de cada mes a los 5 cm de profundidad, para suelo cubierto y descubierto, calculada a partir de mediciones diarias del período 2009 a 2021 en INIA Salto Grande y Tacuarembó, publicadas en el Banco de datos agroclimáticos de INIA GRAS (Instituto Nacional de Investigación Agropecuaria [INIA], 2013).



Figura No. 13 Temperatura media del suelo cubierto y el suelo descubierto

*Nota.* Temperatura del suelo cubierto y descubierto, en las estaciones de INIA Tacuarembó (izquierda) y Salto Grande (derecha). Nótese la atenuación de los extremos térmicos en el suelo cubierto de vegetación, presentando mayor diferencia entre tratamientos en los meses de verano en estos casos.

En los gráficos puede observarse que la cobertura vegetal produce una menor temperatura media del suelo durante todo el año salvo en mayo, junio y julio. En Salto Grande, entre mayo y junio se produce un cambio de ranking y la temperatura media del suelo cubierto es mayor a la temperatura media del suelo descubierto hasta el mes de julio. En Tacuarembó el efecto de la cobertura vegetal siempre es una menor temperatura media del suelo. La mayor atenuación ocurre desde octubre hasta abril. En el mes de enero se produce el mayor diferencial de temperatura entre el suelo cubierto y el descubierto.

# 2.3.6 Balance de intercambio de energía en la superficie terrestre

La temperatura del suelo directa o indirectamente depende al menos de tres factores: 1) el valor neto de energía que absorbe el suelo, 2) la energía requerida para provocar un cambio en la temperatura de un suelo determinado y 3) la energía requerida por procesos como la evaporación o el intercambio de calor

sensible, que ocurren constantemente en la superficie del suelo o cerca de ella (Weil & Brady, 2017).

Las fuentes y flujos en el proceso de intercambio de energía se pueden sintetizar mediante el balance de intercambio de energía en la superficie terrestre (Geiger et al., 1995).

La radiación es el mayor factor de intercambio de energía en el sistema suelo-atmósfera. Los factores que aportan energía a la superficie terrestre en el balance, se consideran positivos y los que sustraen energía son negativos. La suma de la radiación entrante y la radiación saliente se denomina *radiación neta* [S] y puede ser negativa o positiva en función de las atenuaciones (2.2 de este trabajo) y las interacciones (2.3 de este trabajo) descritas, y del tiempo. El balance de radiación S está dado por la siguiente ecuación (Geiger et al., 1995; Petropoulos, 2014):

$$S = I + H + G - \sigma \varepsilon T_s^4 - R$$

donde: *I* = radiación directa (definida en 2.2.3.1).

H = radiación difusa (definida en 2.2.3.1).

G = contrarradiación (definida en 2.3.3.4).

R = radiación reflejada (definida en 2.3.2).

 $\sigma \varepsilon T_s^4 = \sigma$  la constante de Stefan-Botzmann (definida en 2.2.1.5);  $\varepsilon$  emisividad de la superficie (definida en 2.3.3) y T es la temperatura de la superficie (definida en 2.2.1.5).

En la Figura 14 parte A se presenta el balance de intercambio de energía en la superficie terrestre. Entre paréntesis [S] se expresa mediante los componentes de la ecuación de radiación neta, dado que en la parte B, C y D de la Figura se tratan de forma independiente.

En la parte B y C de la Figura 14 se presenta un esquema que representa la magnitud y dirección de los flujos de energía, para cada componente del balance. La parte B corresponde a la medición de los componentes del balance durante el día, en verano entre las 12:00 y las 13:00 hs y la parte C a la medición de los componentes del balance durante la noche, entre las 0:00 y la 1:00 hs del mismo día, en un observatorio meteorológico de Hamburgo (Geiger et al., 1995).

En la parte D de la Figura 14 se presenta el balance anual transformado a términos relativos de World Climate Research Programme's, modelo CMIP 5, citado por Petropoulos, 2014). El balance incluye los componentes descritos en la ecuación de la parte A. Esta representación permite distinguir la magnitud del flujo anual neto de energía para cada componente.



**Figura No. 14** Balance de intercambio de energía en la superficie terrestre

*Nota.* Representación del balance, la magnitud y la dirección de los flujos de energía en la superficie terrestre. A) Ecuación del balance de energía en la superficie terrestre, con el componente [S] desagregado. B y C) magnitud y dirección de los flujos de energía, para cada componente del balance durante el día (B) y noche (C), un día de verano en un observatorio meteorológico de Hamburgo. D) Representación del balance anual expresado en términos relativos. Adaptado de Geiger et al. (1995) (A, B y C) y Petropoulos (2014) (D).

Comparando los estados de los componentes durante el día (Figura 14 parte B) y la noche (parte C) se puede observar que: 1) la radiación entrante durante el día tiene dos componentes: la radiación global ([I]+[H]) y la contrarradiación [G], y durante la noche un solo componente: [G]. 2) El

componente [R] ocurre durante el día debido a que solo durante el día existe radiación global. 3) La magnitud de [G] y [T<sub>s</sub>] son similares durante el día y la noche en este caso. 4) Debido a que [T<sub>s</sub>] es mayor que [G], la radiación neta es negativa durante la noche. 5) Las pérdidas de energía por el componente [V] durante el día, son de mayor magnitud que durante la noche. 6) El sentido del flujo de energía del componente [L] representa una pérdida de energía del suelo hacia la atmósfera durante el día. Durante la noche el sentido se invierte y [L] aporta energía al suelo, pero el flujo es de menor magnitud que durante la noche. 7) El sentido del flujo de energía por conducción [B] es hacia el subsuelo durante el día y durante la noche se invierte y es de menor magnitud en este caso.

Geiger et al. (1995) añaden a la ecuación del balance de intercambio de energía en la superficie terrestre, otros componentes que son factores de intercambio de energía. Estos factores no se consideran en la ecuación general porque la magnitud del efecto es temporal y/o suceden regionalmente. Entre esos factores se encuentra el proceso de advección [Q], la temperatura de las precipitaciones [N] y la cubierta vegetal, que por sus características se descompone en tres factores: la reflectividad de la vegetación [R], la radiación transmitida a través de la canopia [D] y la radiación absorbida por la vegetación [A]. Añadiendo estos componentes el balance de intercambio de energía en la superficie terrestre se describe por la ecuación:

$$S + B + L + V + Q + N + (R + D + A) = 0$$

# 2.4 VARIACION TEMPORAL DE LA TEMPERATURA DEL SUELO

### 2.4.1 Variación temporal de la temperatura del suelo

La temperatura del suelo varía constantemente, respondiendo a los cambios en el sentido y magnitud de los flujos de energía en la superficie terrestre. Las fluctuaciones son diarias y anuales, con una amplitud térmica que suele ser mayor a la del aire (Lal & Shukla, 2004; Murphy & Hurtado, 2013).

# 2.4.1.1 Variación diaria

En la Figura 15 se presenta un esquema con la variación diurna de la temperatura en superficie, 10 y 30 cm de profundidad. Se puede observar el siguiente comportamiento: 1) a mayor profundidad se produce un acercamiento de los extremos, es decir que hay un efecto de atenuación térmica, 2) por tanto, la amplitud térmica disminuye con la profundidad, y 3) las máximas y mínimas temperaturas están desfasadas con respecto a la temperatura superficial y el desfasaje aumenta con la profundidad (Al-Kaisi et al., 2017; Lal & Shukla, 2004).





*Nota.* Dinámica de la temperatura durante un día completo a tres profundidades distintas. Nótese que la amplitud térmica disminuye con la profundidad y los máximos y mínimos se encuentran desfasados. Adaptado de Lal y Shukla (2004).

La temperatura mínima en la superficie del suelo se registra de madrugada cuando la radiación neta llaga a cero, luego de transcurrir toda la noche con valor negativos (Murphy & Hurtado, 2013).

# 2.4.1.2 Variación anual

En la Figura 16 se presenta un esquema con la variación anual de temperatura en superficie, 10 y 30 cm de profundidad, adaptado para el hemisferio sur. Se puede observar que la amplitud térmica disminuye con la profundidad.

A escala anual, en las estaciones con extremos térmicos, verano e invierno, ocurre la mayor atenuación en profundidad y en las estaciones intermedias la mínima atenuación térmica. Existe un momento en otoño y otro en primavera donde la temperatura es similar en los 3 registros, es decir que se produce un cruzamiento térmico (Lal & Shukla, 2004).

**Figura No. 16** *Esquema de variaciones de temperatura anual a diferente profundidad* 



*Nota.* Dinámica anual de la temperatura a tres profundidades distintas. Nótese que la amplitud térmica disminuye con la profundidad. En líneas puntuadas se marcan los puntos donde suceden los cruzamientos térmicos. Adaptado de Howe y Smith (2021), y Lal y Shukla (2004).

Los suelos arenosos bien drenados se calientan más rápido que suelos arcillosos en la primavera, debido a que tienen menor contenido de agua. Asumiendo que los suelos arcillosos están saturados durante el invierno tienen capacidad de conducir el calor más rápido que suelos drenados arenosos, pero les toma mucho más tiempo en calentarse por la alta capacidad calórica del agua (Alexander, 2013).

En la Figura 17 se presenta la evolución anual de la TMSc a 5 y 20 cm de profundidad, calculada a partir de mediciones diarias del período 2009 a 2021 en INIA Treinta y Tres, publicadas en el Banco de datos agroclimáticos de INIA GRAS (INIA, 2013).



# Nota. Dinámica anual de la TMSc a 5 y 20 cm de profundidad en INIA Treinta y Tres. Nótese que la amplitud térmica disminuye con la profundidad. Los cruzamientos térmicos suceden en agosto y marzo. Las pendientes de las curvas a partir de julio son menores a las pendientes a partir de enero, es decir, el suelo se calienta más lentamente a partir de julio, de lo que se enfría a partir de enero.

#### 2.4.1.3 Variación en profundidad

En la Figura 18 se presenta un esquema con la variación anual de temperatura desde la superficie hasta los 300 cm de profundidad, con registros cada dos meses, adaptado para una región en el hemisferio sur con clima templado. Se puede observar: 1) la atenuación térmica aumenta con la profundidad, y 2) los meses con extremos térmicos no son los mismos en superficie que en el subsuelo. La primera ley de Angot que señala que la amplitud de las oscilaciones térmicas del suelo disminuye geométricamente a media que la profundidad aumenta aritméticamente (Murphy & Hurtado, 2013).

### Figura No. 18



Esquema de variación anual de temperatura hasta los 300 cm de profundidad

*Nota.* Dinámica anual de la temperatura del suelo y el subsuelo hasta los 300 cm de profundidad. Nótese que los meses con extremos térmicos en la superficie (julio y enero representados con curvas rojas), a 300 cm de profundidad son los meses con temperatura más cercana a la media. Adaptado de Larwa (2019) y Weil y Brady (2017).

La temperatura superficial del suelo en setiembre responde al calentamiento de primavera, pero en el subsuelo las temperaturas aún reflejan las temperaturas frías de invierno. Las capas profundas del suelo generalmente son más cálidas en otoño tardío y en invierno y son más frías en primavera y verano. El desfase en tiempo es mayor a mayores profundidades y la fluctuación es menor.

A profundidades de 4 a 5 m los cambios son muy pequeños y la temperatura es similar a la de la media anual en ese punto (Weil & Brady, 2017).

# 2.5 BASES PARA LA CARACTERIZACIÓN DE LA TMSc

# 2.5.1 Información relevada in situ

En Uruguay se realizan mediciones de la temperatura del suelo *in situ*, en estaciones meteorológicas de INIA o INUMET. Las estaciones de INIA cuentan con registros de temperatura media, máxima y mínima de suelos con tratamiento cubierto y descubierto a 5, 10 y 20 cm de profundidad. INUMET tiene registros de la temperatura media del suelo a 5 y 10 cm de profundidad con suelo cubierto. Cinco estaciones meteorológicas de INIA y 11 de INUMET realizaron mediciones de temperatura del suelo. 15 registraron la temperatura a los 5 cm, 14 registraron la temperatura a los 10 cm y 4 (de INIA exclusivamente) realizaron mediciones a 20 cm de profundidad.

#### 2.5.1.1 Lugares y número de mediciones

En la Tabla 2 se presenta el número de días con mediciones de la temperatura del suelo registrados en Uruguay, indicando institución, estación y localización, así como el período en que se realizaron mediciones, el número de días totales de cada período (n) y el número de mediciones realizados para cada profundidad (n-5cm, n-10cm y n-20cm) en cada período y estación. En la tabla se distinguen las mediciones con el suelo descubierto (Sdes) y cubierto (SCub).

#### Tabla No. 2

Mediciones de la temperatura del suelo a 5, 10 y 20 cm

Instit.	Estación	1er. registro	Último registro	n días período	SCub n - 5cm	SCub n - 10cm	SCub n - 20cm	SDes n - 5cm	SDes n -10cm	SDes n -20cm
INIA	Estanzuela	14-08-06	19-12-21	5607	5234	5282	316	4935	5277	334
INIA	Salto Grande	04-07-02	19-12-21	7109	6931	6973	6973	6973	6971	6969
INIA	Treinta y Tres	01-06-09	19-12-21	4585	4574	4573	4575	4527	4572	4575
INIA	Tacuarembó	27-05-13	19-12-21	3129	2095	2096	2096	2012	2012	1962
INIA	Glencoe	03-11-16	31-03-17	149	-	88	-	-	-	-
INUMET	Artigas	14-12-10	19-12-21	4024	3206	3664	-	-	-	-
INUMET	Bella Unión	14-12-10	30-08-14	1356	1288	1287	-	-	-	-
INUMET	Mercedes	14-12-10	19-12-21	4024	3904	4011	-	-	-	-
INUMET	Paysandú	14-12-10	30-11-21	4005	3671	2509	-	-	-	-
INUMET	Rocha	14-12-10	19-12-21	4024	4011	4011	-	-	-	-
INUMET	San José	14-12-10	19-12-21	4024	3966	3375	-	-	-	-
INUMET	Treinta y Tres	14-12-10	04-02-19	2975	2919	1783	-	-	-	-
INUMET	Young	14-12-10	20-11-21	3995	3085	2485	-	-	-	-
INUMET	Salto	23-02-11	19-12-21	3953	2273	-	-	-	-	-
INUMET	Trinidad	14-12-10	15-01-21	3686	3138	-	-	-	-	-
INUMET	Melo	14-12-10	19-12-21	4024	3904	4011	-	-	-	-

*Nota.* Instituciones y localidades donde se realizan mediciones *in situ* de la temperatura. Fecha, tipo y número de mediciones disponibles. Cada unidad corresponde a un registro diario.

El número de mediciones por estación es heterogéneo y en algunos casos el relevamiento de datos de las variables de interés se ha discontinuado. La mayoría de las estaciones de INUMET comenzaron a tomar registros de forma simultánea en diciembre de 2010 y continúan hasta hoy, con excepción de las estaciones de Treinta y Tres y Bella Unión, que interrumpieron el levantamiento de datos en febrero de 2019 y agosto de 2014 respectivamente. Las estaciones de INIA fueron incorporando el registro de la temperatura del suelo una a una, primero en INIA Salto Grande en el año 2002, luego La Estanzuela en 2006, Treinta y Tres en 2009 y Tacuarembó en 2013.

# 2.5.1.2 Metodología de registro

INIA calcula la temperatura media del suelo a partir de dos mediciones al día: a las 9:00 y a las 15:00 hs, utilizando termómetros de mercurio instalados a 5, 10 y 20 cm de profundidad. INUMET realiza el promedio de la temperatura máxima y la temperatura mínima.

En la Figura 19 se presentan imágenes de las parcelas donde se realiza la medición en INIA La Estanzuela. Las parcelas de 1 x 1m se mantienen protegidas; en la imagen A se puede observar la medición con suelo cubierto y en la imagen B la medición con suelo descubierto.

# Figura No. 19

Mediciones de la temperatura del suelo a 5, 10 y 20 cm



Nota. Parcelas de muestreo en INIA La Estanzuela. A) Suelo cubierto. B) Suelo descubierto. El área de suelo de 1 x 1m donde están instalados los termómetros, se mantiene protegida. Las medidas en los termómetros de mercurio se realizan a las 9 y 17 hs.

# 2.5.2 Información satelital

Muchas características particulares de los satélites y los sensores seleccionados para este trabajo, determinan aspectos de la información que deben ser considerados para hacer un correcto uso de los datos.

# 2.5.2.1 Satélites con órbitas polares heliosincrónicas

Las órbitas de los satélites son elegidas en función de la capacidad y objetivo del o los sensores que portan. Muchas plataformas de teledetección están diseñadas para seguir una *órbita polar*, en dirección (sub)norte-sur que, junto al movimiento de rotación de la Tierra en sentido de oeste a este, les permite cubrir la mayor parte de la superficie terrestre. Muchas de las órbitas polares (que pasan

cerca de los polos) también son *heliosincrónicas* (Government of Canada, 2015; Lillesand et al., 2015).

Los satélites con órbitas heliosincrónicas cubren la superficie terrestre en un tiempo local constante. Esto permite tener condiciones de iluminación consistentes al adquirir imágenes en una estación específica a lo largo de años sucesivos o durante una serie de días en un área determinada. Este es un factor importante para monitorear cambios entre imágenes o para unir imágenes adyacentes, ya que no es necesario corregirlas por diferentes condiciones de iluminación.

Un satélite cuya trayectoria es de norte a sur de un lado de la Tierra, del otro lado de la Tierra tiene una trayectoria de sur a norte. Es decir que la órbita puede ser ascendente y descendente dependiendo de la posición del satélite. En órbitas heliosincrónicas, si una pasada ascendente se realiza del lado diurno de la Tierra, la pasada descendente se realiza en el lado nocturno (Government of Canada, 2015).

Punto *nadir* es el punto en la superficie terrestre directamente debajo del satélite, y el área que los sensores registran a su paso se denomina ancho de barrido o *swath*. El movimiento del satélite sobre su órbita y la rotación de la Tierra, permiten una cobertura completa de la superficie terrestre después de que el satélite ha completado un ciclo completo de órbitas (Government of Canada, 2015; Lillesand et al., 2015).

## 2.5.2.2 EOS Terra y Aqua

Uno de los principales componentes de Earth Science Division de la National Aeronautics and Space Administration (NASA) es Earth Observing System (EOS). EOS ha llevado adelante misiones para la puesta en órbita de numerosos satélites y mantiene programas de investigación relacionados con las distintas plataformas (Lillesand et al., 2015; Parkinson & Greenstone, 2000).

Las primeras dos plataformas dedicadas del programa EOS son los satélites Terra, puesto en órbita en diciembre de 1999, y Aqua, puesto en órbita en diciembre de 2002. Ambos satélites tienen órbitas polares heliosincrónicas, a 705 km de altitud. Terra recorre su órbita de norte a sur (en el lado diurno de la Tierra) cada 99 minutos, cruzando la línea ecuatorial a las 10:30 AM. Aqua recorre su órbita de sur a norte (en el lado diurno de la Tierra) cada 99 minutos, cruzando la línea ecuatorial a las 10:30 AM. Aqua recorre su órbita de sur a norte (en el lado diurno de la Tierra) cada 99 minutos, cruzando la línea ecuatorial a las 1:30 PM (Lillesand et al., 2015; National Aeronautics and Space Administration [NASA], 2021; Aqua Project Science, 2023).

Terra y Aqua cuentan con un complejo conjunto de instrumentos para el registro remoto de parámetros ambientales. Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) es uno de los sensores que se encuentran instalados tanto en Terra como en Aqua (Lillesand et al., 2015).

## 2.5.2.3 Sensor MODIS

MODIS es un sensor cuyo propósito es proveer información completa sobre la superficie terrestre, los océanos y los procesos atmosféricos de forma simultánea. MODIS censa completamente la Tierra dos veces cada día con resoluciones espaciales de 250, 500 o 1000 metros (según la longitud de onda censada), en 36 bandas espectrales con una sensibilidad radiométrica de 12-bits. Las bandas 1 a 19 registran reflectividad en longitudes de onda de 620 a 965 nm, y las bandas 20 a 36 registran emisividad en longitudes de onda de 3,660 a 14,385  $\mu$ m (Lillesand et al., 2015; Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer, s.f.a).

El sensor MODIS tiene un arco de captura de  $\pm 55^{\circ}$  que determina un swath de 2330 km. Los datos reciben una rectificación geométrica y un proceso de recalibración radiométrica. La precisión entre bandas es  $\leq 0,1$  pixel. Las bandas que registran reflectividad tienen una precisión de 5% y para las bandas térmicas de 1% (Lillesand et al., 2015).

NASA ha publicado una gran variedad de productos a partir de los datos registrados por los sensores MODIS. Land Processes Distributed Active Archive Center (LP DAAC) tiene disponibles versiones de productos con distinta escala temporal y resolución espacial de las variables Land Surface Temperature (LST) y Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) (Lillesand et al., 2015; Land Processes Distributed Active Archive Center, s.f.).

#### 2.5.2.4 EOS Terra y Aqua: overpass local

Overpass es el horario de paso del swath de un satélite sobre un punto geográfico determinado. El overpass diario para los satélites Terra y Aqua para el período analizado en este trabajo (2001-2021) se obtuvo mediante una versión modificada (Francia & O Dell, 2023) del programa SOIT: Satellite Overpass Identificación Tool de Hatcher et al. (2022) que puede crear una base de datos de los overpass diarios de los satélites Aqua y Terra para una posición geográfica de coordenadas dadas.

En la Figura 20 parte A, se presenta un gráfico construido con los overpass diurnos y nocturnos de Terra y Aqua para los 31 días del mes de enero de 2015, a partir de la base datos construida con el programa SOIT. Las coordenadas de referencia fueron lat: -32.510 lon: -55.800, que son el punto medio de un polígono que contiene el área terrestre nacional.



Figura No. 20 Características de los overpass de Aqua y Terra en la región de estudio

*Nota.* A) Horarios de overpass diurnos y nocturnos de Terra y Aqua sobre lat: -32.510, lon: -55.800, para los 31 días del mes de enero de 2015. B) 10 figuras del recorrido del satélite Aqua sobre América del Sur, para los primeros 5 días de enero de 2015. En líneas blancas y rojas se señala la línea nadir más próxima a las coordenadas de referencia. Con líneas blancas se marca el overpass diurno en la primera fila, y en la segunda fila con líneas rojas se marca el overpass nocturno. Parte B: adaptado de Satellite Data Services (2020).

En el gráfico se observa que: 1) la órbita polar heliosincrónica de ambos satélites determina que el overpass suceda en horarios distintos todos los días, 2) pero dentro de un rango horario acotado y 3) con un patrón periódico. 4) La línea con el mejor ajuste divide equitativamente el rango de horarios de overpass diurno y nocturno de ambos satélites. 5) El horario medio de overpass diurno de Aqua es 17:38 horas y para Terra 13:53 horas y el horario medio nocturno es 04:59 para Aqua y 02:33 para Terra.

En la Figura 20 parte B, en una serie de imágenes del recorrido del satélite Aqua (Satellite Data Services, 2020) para los primeros 5 días de enero de 2015, se señala en líneas blancas y rojas el recorrido (línea nadir) más próximo a las coordenadas de referencia (punto amarillo). En la primera fila de imágenes, con líneas blancas se marca el overpass diurno y en la segunda fila con líneas rojas se marca el overpass nocturno.

Si se compara el gráfico de la parte A con las imágenes de overpass de la parte B, se puede observar que: 1) las líneas de mejor ajuste del gráfico, representan a la vez el horario en el que la línea nadir coincide exactamente con las coordenadas de referencia, por tanto, 2) los puntos más alejados de las líneas son overpass donde las coordenadas de referencia están más alejadas de la línea nadir y más hacia los extremos del ancho de barrido del sensor.

En la Figura 21 se marcan en amarillo y naranja dos recorridos diurnos del satélite Aqua del día 03/01/2015. El área sombreada en amarillo y naranja corresponde al swath (2330 km) de cada overpass. A latitud -32.510, la distancia entre las líneas nadir de los recorridos es de aproximadamente 2350 km, lo que determina que la superficie terrestre de Uruguay no pueda ser cubierta con un único overpass. En la imagen puede observarse que el overpass a la hora 18:24 (el más cercano) cubre la mayor parte del territorio salvo por la región este, que es cubierta por el overpass a la hora 16:43.

### Figura No. 21





*Nota.* En amarillo y naranja se señalan dos recorridos diurnos del satélite Aqua correspondientes al día 03/01/2015. Nótese que el overpass a la hora 18:24 (el más cercano) cubre la mayor parte del territorio salvo por la región este, que es cubierta por el overpass a la hora 16:43. Adaptado de Satellite Data Services (2020).

El overpass varia temporal y espacialmente, dentro de un rango de tiempo acotado, de forma periódica. Los overpass diurnos y nocturnos de cada satélite que suceden en horarios extremos (como en el ejemplo de la Figura 21) no cubren completamente el área de interés. En la Figura 22 se presenta un gráfico donde se asignan los datos de overpass diurnos de cada satélite, para el período 2001-2021, en categorías con una amplitud de 15 minutos.



Figura No. 22

Recuento de overpass diurnos agrupados por rangos horarios

*Nota.* Gráfico con los registros horarios de overpass diurnos de Terra y Aqua para el período 2001-2021, agrupados en categorías con una amplitud de 15 minutos.

El período temporal analizado en este trabajo incluye datos del primer año operativo de los satélites. Durante el primer período los overpass presentaban mayor variabilidad debido a que las órbitas estaban recibiendo maniobras de ajuste. Posteriormente, año a año se realizaron maniobras de ajuste menores (Atmospheric Science Data Center, 2020).

# 2.5.3 Datos LST

El sensor MODIS mide la radiación emitida por la superficie terrestre en las bandas que registran el infrarrojo térmico. A partir de esta medición de radiación, se realizan cálculos para estimar la temperatura radiante de la superficie, y LP DAAC publica los productos MODIS LST (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer, s.f.b; Yu et al., 2022).

La temperatura superficial del suelo, con una resolución de 1 km, se determina mediante un algoritmo split-window generalizado a partir de la información registrada por los sensores MODIS. El algoritmo utiliza pares de datos diurnos y nocturnos censados por 7 bandas TIR (bandas que registran el infrarrojo térmico), temperatura atmosférica y vapor de agua.

Los coeficientes del algoritmo están basados en el ángulo de observación del satélite, la columna total de agua y la temperatura superficial del aire. Las absorciones atmosféricas registradas en las bandas 31 y 32, linealizadas o no linealizadas por la ecuación de transferencia de radiación, permiten estimar la emisividad y la temperatura superficial del suelo Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer, s.f.b; Wan et al., 2004).

#### 2.5.3.1 Fuentes de error en el registro remoto de la emisividad

La magnitud del efecto que la atmósfera tiene sobre la radiación de onda larga emitida por los cuerpos de la superficie terrestre, depende del grado de absorción, dispersión y emisión atmosférica en el momento en el cual se realiza el registro remoto.

El sesgo de los sensores térmicos está dado por la presencia de componentes como nubes, niebla, polvo, partículas de carbón, componentes del humo y gotas de agua en la atmosfera. Estos constituyentes varían según el sitio, la altitud, el tiempo y las condiciones meteorológicas locales.

Los gases y las partículas en suspensión de la columna atmosférica absorben la radiación emitida por los cuerpos de la superficie, disminuyendo la energía que recibe el satélite. A su vez, la emisión propia de esos gases y las partículas, pueden producir un aumento de energía que llega al sensor térmico.

Como resultado, dependiendo de las condiciones atmosféricas locales, el registro del infrarrojo térmico emitido por los cuerpos terrestres tiende a exhibir una temperatura radiante más fría, cuando la absorción y dispersión atmosférica son altas, y una temperatura radiante más caliente cuando la emisión atmosférica es alta (Lillesand et al., 2015).

# 2.5.3.2 Indicadores de calidad asociados a las series MODIS LST

En el momento (Automatic Quality Flag) o luego (Science Quality Flag) de la lectura que realiza el satélite de cada variable, se producen Indicadores de Calidad (QA) asociados a cada valor registrado, como parte del conjunto de metadatos de los productos derivados de los sensores MODIS. Los Indicadores se establecen a partir reglas basadas en las condiciones existentes cuando se realiza la lectura, y señalan si el registro se encuentra dentro del rango de calidad aprobado, o si están fuera de los límites establecidos como restricciones.

Los Automatic Quality Flag se establecen a partir de reglas basadas en las condiciones existentes cuando se hace el registro de los datos, durante la ejecución del algoritmo LST de forma totalmente automatizada. Las reglas utilizadas para establecerlo son liberales; casi todos los datos o cálculos intermedios tendrían que ser anómalos para que se califique como "Failed". Por lo general, se establece como "Passed".

Los Science Quality Flag se establecen después de la producción, ya sea después de que un programa de control de calidad automatizado se ejecute sobre los datos producidos, o después de que sean inspeccionados por un investigador cualificado. El contenido y la explicación de este indicador de calidad es dinámica, por tanto, debe examinarse siempre que esté presente (Wan, 2013).

Los QA asociados a cada registro LST se almacenan en una banda de 8 bits de información, por tanto, a cada píxel se le puede asignar un valor decimal de 0 a 255. En cada registro QA hay 4 indicadores de calidad, y cada uno puede tener 4 valores posibles.

La Figura 23 presenta un ejemplo de la codificación de un Indicador de calidad de un registro LST. En este ejemplo, el QA Value asociado a un registro LST hipotético es 65. El equivalente binario de 65 es 10000001, los indicadores se ubican en esa secuencia binaria de 8 dígitos de derecha a izquierda, comenzando por el dígito 0 hasta el dígito 7, en pares de bits. Los pares de bits 0-1, 2-3, 4-5, 6-7 codifican los 4 indicadores de calidad. En la tabla de la derecha se describe el significado de cada indicador posible (Wan, 2013).

### Figura No. 23



Codificación de un Indicador de Calidad de un registro LST

*Nota.* Ejemplo de la codificación de un indicador de calidad (QA) asociado a un registro LST. A la izquierda se presenta el esquema de codificación para un registro LST hipotético con QA value 65, y la derecha la tabla con los valores posibles que puede tomar cada par de bits, con el detalle de su significado. Adaptado de Spatial Thoughts (2021) y Wan (2013).

# 2.5.4 Datos NDVI

El Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada NDVI (por sus siglas en inglés) es una relación entre la diferencia del valor de reflectancia de las bandas que registran el infrarrojo cercano ( $\rho_{NIR}$ ) y el rojo ( $\rho_{RED}$ ), y la reflectancia total de ambas bandas:

NDVI = 
$$\frac{\rho_{NIR} - \rho_{RED}}{\rho_{NIR} + \rho_{RED}}$$

donde:  $\rho_{NIR}$  = reflectancia espectral en el sensor del infrarrojo cercano.

 $\rho_{RED}$  = reflectancia espectral en el sensor del rojo.

Altos valores de NDVI resultan de la combinación de alta reflectancia del infrarrojo cercano y baja reflectancia en la banda que registra el rojo (Lillesand et al., 2015). Los pigmentos de la vegetación absorben la mayoría de la radiación roja del espectro visible y reflejan la mayoría de la radiación infrarroja (Chen et al., 2004).

En contraste, las nubes, espejos de agua y la nieve tienen alta reflectancia del espectro visible con respecto a la reflectancia del infrarrojo cercano, lo que determina que este tipo de cubiertas tengan NDVI negativo. Las rocas y el suelo descubierto tienen valores de reflectancia similares para  $\rho_{NIR}$  y  $\rho_{RED}$  por lo que sus NDVI son cercanos a cero.

El NDVI ha sido ampliamente utilizado para el monitoreo y evaluación de la vegetación. Este índice ha sido correlacionado exitosamente con la acumulación de biomasa vegetal, niveles de clorofila foliar, índices de área foliar y los niveles de radiación absorbida por la canopia (Lillesand et al., 2015).

No obstante, las series temporales de NDVI presentan variabilidad residual de alta frecuencia, incluso después de aplicar un preprocesamiento estricto, dificultando su análisis y aplicación (Chen et al., 2004).

Goward et al. (1991) y Gutman (1991) señalaron que factores relacionados con la precisión y la calibración de los instrumentos, las condiciones atmosféricas y la desviación respecto del ángulo de observación del satélite (ángulo off-nadir), disminuyen la reflectancia en el infrarrojo cercano (Hird & McDermid, 2009), generando observaciones del NDVI no relacionadas con la dinámica de la vegetación. Según Goward et al. (1991) el desvío entre el satélite y las observaciones terrestres puede ser superior al 50% si no se tienen en cuenta estos efectos.

Para Hird y McDermid (2009) el sesgo negativo causado por las condiciones atmosféricas desfavorables y los efectos anisotrópicos bidireccionales, son características prevalentes y bien reconocidas en los conjuntos de datos NDVI. Los autores señalan que Chen et al. (2004) mostraron la eficacia de un método modificado de Savitzky y Golay (1964), al comparar una amplia variedad de estrategias diseñadas para reducir el impacto de este problema.

### 2.5.4.1 Filtro Savitzky-Golay

El NDVI puede interpretarse como la transmisión de información, mediante ondas electromagnéticas, de la reflectancia de las cubiertas de la superficie terrestre. Ese mensaje transmitido mediante ondas se denomina señal. Los límites dentro de los cuales está contenida una señal son llamados *envolventes*.

La Figura 24 es representación gráfica de las envolventes de una onda. Las curvas envolventes están descritas por la variación de amplitud de la onda. La *envolvente superior* es la curva descrita por las crestas y la *envolvente inferior* es la curva descrita por las crestas y la *envolvente inferior* es la curva descrita por las crestas y la *envolvente inferior* es la curva descrita por los valles (Yang, 2017).

#### Figura No. 24 Envolventes de una señal



*Nota.* En líneas punteadas se representan las curvas envolventes de una señal. Adaptado de Yang (2017).

Chen et al. (2004) plantearon la aplicación del filtro Savitzky-Golay para aproximar la señal NDVI a la curva envolvente superior. Savitzky y Golay (1964) propusieron una convolución por mínimos cuadrados simplificados para suavizar y calcular las derivadas de un conjunto de valores consecutivos.

Una convolución es una operación matemática que combina dos señales y genera una tercera señal. En este caso, la convolución es un filtro (o ventana de suavizado) de media ponderada móvil donde la ponderación está dada por un polinomio de cierto grado. Dado que los puntos son equidistantes, se aplican coeficientes de ponderación y se realiza un ajuste polinomial por mínimos cuadrados dentro de la ventana del filtro (Savitzky & Golay, 1964).

Chen et al. (2004) señalaron que el filtro Savitzky-Golay puede aplicarse a cualquier conjunto de datos consecutivos si los puntos están en un intervalo fijo y uniforme a lo largo de la abscisa elegida, y las curvas formadas por el gráfico de la señal son continuas y más o menos suaves. Las series temporales de NDVI cumplen estas condiciones.

63

Las series temporales producidas a partir del filtro preservan características de la serie original como los máximos y mínimos relativos, así como el ancho de los picos (Chen et al., 2004). Savitzky y Golay (1964) propusieron la siguiente ecuación de convolución por mínimos cuadrados:

$$Y_j^* = \frac{\sum_{i=-m}^{i=m} C_i Y_j + i}{N}$$

donde: Y = es el valor original de NDVI.

 $Y^*$  = es el valor de NDVI resultante.

 $C_i$  = es el coeficiente de ponderación para el i-ésimo valor de NDVI de la ventana de suavizado.

N = es el número de enteros convolutos y es igual al tamaño de la ventana de suavizado (2m + 1).

 $_{j}$  = es el número ordinal del dato NDVI en la tabla original.

Savitzky y Golay (1964) presentaron en su trabajo las tablas de coeficientes de ponderación, que posteriormente fueron corregidas por Steinier et al. (1972).

# 2.5.4.2 Reconstrucción de series temporales NDVI.

El postproceso de los datos mediante el uso del filtro Savitzky–Golay para producir series temporales NDVI de alta calidad, fue propuesto por Chen et al. (2004) en el trabajo titulado "A simple method for reconstructing a high-quality NDVI time-series data set based on the Savitzky–Golay filter".

El método parte de 2 supuestos: 1) que los datos NDVI obtenidos mediante sensores satelitales están relacionados principalmente con los cambios de la vegetación, y cómo tal, una serie temporal de NDVI sigue su ciclo anual de crecimiento y declive; y 2) que las nubes y las malas condiciones atmosféricas reducen los valores de NDVI produciendo caídas repentinas en las series temporales, las cuales no son compatibles con el proceso gradual de cambio de la vegetación, por lo que se consideran ruido en la señal.

Chen et al. (2004) indican que se deben definir 2 parámetros para aplicar el filtro Savitzky-Golay a una serie temporal NDVI. Para el primero (m), se debe tener en cuenta que si el valor elegido es alto el suavizado de la curva es mayor, pero las crestas pronunciadas se achatan. El otro parámetro (d) es un número entero con el cual se especifica el grado polinomial a utilizar en el ajuste, que generalmente es de 2 a 4 y que cuanto más bajo sea, produce un mayor suavizado, pero puede introducir un mayor sesgo, y valores altos de d tienden a sobreajustar la curva manteniendo parte del ruido que se busca filtrar.

Chen et al. (2004) describen la metodología en 7 pasos:

1) Interpolación lineal de los valores NDVI afectados por la nubosidad. A partir de la información de QA que acompañan los productos NDVI, se sustituyen

los registros marcados bajo condiciones de nubosidad, por la interpolación lineal de los registros más cercanos con QA de buena calidad. Por otro lado, los valores con un incremento del NDVI en 0,4 o mayor en un rango de 20 días, son tratados como outliers y se los reemplaza por valores interpolados, dado que se entiende que ese tipo de incremento no se debe a cambios naturales en la vegetación.

2) Ajuste de la curva de tendencia de largo término mediante el filtro Savitzky-Golay. Los cambios fenológicos graduales asociados a los tiempos biológicos de las especies y su interacción con el ambiente, describen ciclos en la señal NDVI que los autores denominan curva de tendencia de largo término.

El filtro Savitzky-Golay permite ajustar los valores afectados por las condiciones en el momento de registro, que en general tiene un sesgo negativo. En base a resultados experimentales, los autores sugieren que los valores apropiados para el parámetro m son de 4 a 7 y los valores de d de 2 a 4. Es decir, que existen 4 x 3 combinaciones posibles, que pueden proporcionar un buen equilibrio entre la preservación de la curva de tendencia de largo término en las series temporales NDVI, y la minimización del ruido.

3) Determinación del peso de cada punto en la serie temporal NDVI. Luego de aplicar el filtro se obtiene una nueva serie temporal NDVI que se compara con la serie original para determinar el ponderado ( $W_i$ ) de cada nuevo valor determinado.

En el paso 2, a partir de la serie temporal:  $t_i$ ,  $N_i^0$  (donde i = 1, 2, 3...n,  $t_i$  es la fecha del registro y  $N_i^0$  es el NDVI original interpolado) se obtiene  $t_i$ ,  $N_i^{tr}$  que es una serie temporal NDVI filtrada mediante el método Savitzky-Golay. Con ambas series se calcula el peso ponderado ( $W_i$ ) de cada punto del NDVI, en función de su distancia a la curva de tendencia de largo término:

$$W_{i} = \begin{cases} 1 & si N_{i}^{0} \ge N_{i}^{tr} \\ 1 - d_{i} / d_{max} & si N_{i}^{0} < N_{i}^{tr} \end{cases}$$

donde:  $di = \left| N_i^0 - N_i^{tr} \right|$ 

 $d_{max}$  es el valor de la diferencia máxima absoluta entre  $N_i^0$  y  $N_i^{tr}$ .

4) Generación de una nueva serie temporal NDVI. En este paso los puntos de  $N_i^0$  debajo de la curva  $N_i^{tr}$  se sustituyen por los de  $N_i^{tr}$ . De esta forma se ajusta una nueva serie temporal que se aproxima la curva envolvente superior de la señal NDVI original. La nueva serie temporal  $t_i$ ,  $N_i^1$  se obtiene mediante:

$$N_{i}^{1} = \begin{cases} N_{i}^{0} & si N_{i}^{0} \ge N_{i}^{tr} \\ N_{i}^{tr} & si N_{i}^{0} < N_{i}^{tr} \end{cases}$$

5) Ajuste de la nueva serie temporal NDVI mediante el filtro Savitzky-Golay. La serie  $t_i$ ,  $N_i^1$  se filtra para ajustar las variaciones introducidas al construirla. Los autores recomiendan utilizar el valor 4 para el parámetro *m* y valor 6 para el parámetro *d*, en base a resultados experimentales. Como resultado se produce  $t_i$ ,  $N_i^{k+1}$  que es una nueva serie temporal NDVI con *k*=1 para el primer ajuste.

6) Cálculo del índice de efecto de ajuste. Los autores definen un índice de efecto de ajuste para evaluar en cuánto se aproximan los valores NDVI ajustados a los puntos NDVI con mayor peso ponderado ( $W_i$ ), como resultado de los procesos aplicados a la serie temporal. El índice de efecto de ajuste ( $F_k$ ) para el k-ésimo ajuste se calcula como:

$$F_{k} = \sum_{i=1}^{n} \left( \left| t_{i}, N_{i}^{k+1} - N_{i}^{0} \right| \times W_{i} \right)$$

donde:  $N_i^{k+1}$  es el i-ésimo valor NDVI del k-ésimo ajuste.

 $N_i^0$  es el i-ésimo valor NDVI de la serie temporal original interpolada.

 $W_i$  es el peso ponderado de cada punto del NDVI calculado en el paso 3.

Al disminuir  $F_k$  se observa que la curva ajustada se aproxima más a los puntos de NDVI con mayor ponderación. Si  $F_k$  no alcanza el mínimo valor, se inicia un nuevo proceso de ajuste desde el paso 4 al paso 6 del método. Para la nueva iteración se ajustará una nueva serie temporal calculada como:

$$N_{i}^{nuevo} = \begin{cases} N_{i}^{0} & si N_{i}^{0} \ge N_{i}^{k+1} \\ N_{i}^{k+1} & si N_{i}^{0} < N_{i}^{k+1} \end{cases}$$

7) Condiciones de salida. Los autores observaron que  $F_k$  baja muy rápidamente en las primeras iteraciones y luego de alcanzar el mínimo crece de forma continua. Por tanto, si  $F_k$  satisface  $F_{k-1} > F_k < F_{k+1}$  se cumple la condición de salida y la serie NDVI evaluada tiene el mejor ajuste.

#### 2.5.4.3 Fuentes de error en el registro remoto de la reflectancia

Los patrones de respuesta espectral de los cuerpos terrestres registrados por los sensores remotos, sufren distintos grados de modificación por influencia de la atmósfera (Lillesand et al., 2015).

En la Figura 25 se presenta un esquema simplificado sobre el registro remoto de la reflectancia de un cuerpo terrestre. 1) La irradiancia (*E*) es la radiación neta incidente sobre un 2) cuerpo con reflectancia ( $\rho$ ) en función de la longitud de onda incidente. 3) La energía reflejada atraviesa la columna atmosférica con una determinada transmitancia (*T*). 4) La energía total que llega al sensor es la energía reflejada por el cuerpo atenuada, y la energía solar reflejada por la atmósfera (Lillesand et al., 2015; Tempfli et al., 2009).

Figura No. 25



Influencia atmosférica en la medición de la energía solar reflejada

*Nota. E* es la radiación global incidente sobre un cuerpo terrestre.  $\rho$  es la reflectancia de ese cuerpo en función de la longitud de onda incidente. *T* es la transmitancia atmosférica. La energía total que llega al sensor, es la energía reflejada por el cuerpo atenuada en función de T y la energía solar reflejada por la atmósfera (L $\rho$ ) Adaptado de Tempfli et al. (2009) y Lillesand et al. (2015).

La proporción de radiación solar y radiación difusa que compone la irradiancia, varía en función del grado de atenuación (astronómica y atmosférica) y las condiciones meteorológicas (cielo despejado, nublado, etc.) (Lillesand et al., 2015). Para obtener una curva de reflectancia que represente las características del cuerpo estudiado, se debe realizar una *corrección radiométrica* que elimine el efecto atmosférico (Lillesand et al., 2015; Tempfli et al., 2009).

# 2.5.4.4 Indicadores de calidad asociados a las series MODIS NDVI

Didan y Barreto Munoz (2019) señalan que existen dos tipos de indicadores de calidad para los productos NDVI desarrollados a partir de datos obtenidos por los sensores MODIS, los quality assessment y los QA science data sets.

Los quality assessment (QA) resumen la calidad a nivel de mosaico, como metadatos asociados a esos objetos. Son de utilidad para los procesos de ordenación y selección de datos. Los indicadores de denominados QA science data sets (SDS's) documentan la calidad del producto píxel a píxel, por lo tanto, son utilizados para el análisis y aplicación de los datos.

Los QA SDS's se asocian a cada registro (pixel) de igual forma que QA para las imágenes MODIS LST, salvo que en lugar de almacenarse en una banda de 8 bits (que permiten asignar un valor decimal de 0 a 255 a cada pixel), se almacenan en una banda de 16 bits. Debido al mayor número de bits, a cada pixel se le puede asignar un valor decimal entre 0 y 65535, lo que permite aumentar el número de indicadores y la cantidad de valores que puede tomar el indicador.

El número de bits asignados a cada indicador también cambia con respecto a los QA LST. Dependiendo de los estados en los que encuentre un indicador puede tener signados 1, 2, 3 o 4 bits, que describen el estado del indicador.

Los bits asignados a cada indicador QA SDS son: bits 0-1 VI Quality; bits 2-5 VI Usefulness; bits 6-7 Aerosol Quantity; bit 8 Adjacent Cloud; bit 9 Atmosphere Correction; bit 10 Mixed Clouds; bits 11-13 Land/Water Mask; bit 14 Possible snow/ice y bit 15 Possible shadow (Didan & Barreto Munoz, 2019).

#### 2.5.5 Base estadística para la modelización

Este trabajo aplica un método estadístico para la predicción de la temperatura del suelo que se basa en un análisis de regresión múltiple con LST, NDVI y Ds como variables predictoras. En esta sección se describe la idea básica detrás de los modelos, los indicadores de ajuste y la metodología empleada para la validación y el tratamiento de los outliers.

### 2.5.5.1 Análisis de regresión lineal simple y múltiple

El análisis de regresión es una técnica estadística que permite estudiar la influencia de una o más variables independientes sobre una variable dependiente. La metodología se basa en encontrar una relación funcional estadísticamente significativa, que permita describir con confiabilidad el comportamiento de la variable dependiente, cuando se modifica o modifican una o más variables independientes (Infante Gil & Zárate de Lara, 2008).

Se denomina regresión simple (o univariada) cuando solo se utiliza una variable predictora, y regresión múltiple cuando se emplean dos o más variables predictoras. En ambos casos, se busca ajustar una función o un modelo que represente la relación lineal o no lineal entre las variables. En una regresión lineal, la relación funcional es una línea recta (en el caso de la regresión lineal simple) o un hiperplano (en el caso de la regresión lineal múltiple), que minimiza el error cuadrático medio (Yan & Su, 2009).

Los modelos estadísticos de la regresión lineal simple (1) y múltiple (2) son (Infante Gil & Zárate de Lara, 2008; Yan & Su, 2009):

1)  $Y = \beta_0 + \beta_1 X + \varepsilon$ 

donde: Y = es la variable de respuesta

X = es la variable predictora

 $\beta_0 y \beta_1$  = son los coeficientes de regresión

 $\epsilon$  = error o variabilidad no explicada por el modelo

2)  $Y = \beta_0 + \beta_1 X_1 + \beta_2 X_2 + \varepsilon$ 

donde: Y = es la variable de respuesta

 $X_1, X_2, ..., X_n$  = son las variables predictoras  $\beta_0, \beta_1, \beta_2, ..., \beta_n$ = son los coeficientes de regresión  $\varepsilon$  = error o variabilidad no explicada por el modelo

Para ambos modelos se asume: 1) Linealidad, existe una relación lineal entre las variables predictoras y la variable de respuesta. 2) Independencia, los valores de la variable de respuesta son independientes entre sí. 3) Homocedasticidad, la variabilidad de los errores es constante en todos los niveles de las variables predictoras. 4) Normalidad de los errores (Infante Gil & Zárate de Lara, 2008; Yan & Su, 2009). Además, para el modelo de regresión lineal múltiple se asume: 5) No multicolinealidad, no existe una alta correlación lineal entre las variables predictoras (Yan & Su, 2009).

### 2.5.5.2 Indicadores de ajuste

La medida del ajuste de los modelos estadísticos empleados para predecir la temperatura del suelo se ha realizado casi exclusivamente con dos indicadores: el coeficiente de determinación (R<sup>2</sup>) y la raíz cuadrada del error cuadrático medio (RSME) (Huang et al., 2020; Mackiewicz, 2012; Wu et al., 2013; Zheng et al., 1993).

El coeficiente de determinación expresa cuánto de la variación total se explica por el modelo de regresión. Se define por la siguiente expresión (Yan & Su, 2009):

$$R^{2} = \frac{SC_{\text{Reg}}}{SC_{Total}} = \frac{\sum_{i=1}^{n} (\hat{y}_{i} - \overline{y})^{2}}{\sum_{i=1}^{n} (y_{i} - \overline{y})^{2}} = 1 - \frac{SC_{\text{Reg}}}{SC_{Total}}$$

Nótese que  $0 \le R^2 \le 1$ . A medida que  $R^2$  se aproxima a 1 existirá mayor evidencia de que el modelo es significativo para predecir la variable dependiente (Infante Gil & Zárate de Lara, 2008).

El error cuadrático medio (MSE) es un criterio ampliamente utilizado para medir la calidad de la estimación. El MSE se puede calcular mediante la siguiente expresión (Mayer & Butler, 1993):

$$MSE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} (y_i - \overline{y})^2$$

El MSE contiene implícitamente dos componentes relacionados: la varianza y el sesgo al cuadrado del estimador. El sesgo es la diferencia sistemática entre el valor esperado del estimador y el valor verdadero del parámetro. La varianza, por otro lado, mide la dispersión o la sensibilidad del estimador a las fluctuaciones en los datos de entrenamiento.

Un modelo subajustado presenta un sesgo alto, tanto en la estimación de los coeficientes de regresión, como en la predicción de la regresión. Por otro lado, un modelo sobreajustado es demasiado complejo y aparte de capturar la relación entre las variables, también captura el ruido y las fluctuaciones aleatorias en los datos de entrenamiento, por tanto, tendrá una varianza alta cuando se enfrente a un nuevo conjunto de datos. El modelo óptimo es aquel que minimiza el MSE, presentando mejor equilibrio entre el sesgo y la varianza (Yan & Su, 2009).

El RMSE es la raíz cuadrada del MSE y brinda una medida más interpretable de la bondad del ajuste, dado que se expresa en las mismas unidades que la variable de respuesta.

#### 2.5.5.3 Validación Cruzada

El enfoque de validación cruzada consiste en seleccionar del total de los datos observados (n) un subconjunto de datos (n<sub>1</sub>) para ajustar el modelo de regresión, y utilizar los restantes (n-n<sub>1</sub>) puntos de datos para evaluar el modelo (Yan & Su, 2009). Mayer y Butler (1993) recomiendan representar directamente los datos observados frente a los predichos, marcando la línea de ajuste perfecto. Esto permite una evaluación simple y precisa del ajuste y facilita la identificación sesgos. Para la evaluación del ajuste sugieren la utilización de R<sup>2</sup> y RMSE como medida de la desviación entre los valores simulados y observados.

#### 2.5.5.4 Tratamiento de Outliers

La detección de valores atípicos tiene como objetivo identificar y eliminar las observaciones que tienen residuos relativamente grandes, con el fin de mejorar el ajuste del modelo. Un procedimiento consiste en calcular la desviación estándar y calificar las observaciones según el tamaño de los residuos con respecto a la desviación estándar (Yan & Su, 2009).

Los autores respaldan el uso de una regla general para identificar valores atípicos basados en desviaciones estándar mediante la desigualdad de Chebyshev. Según esta desigualdad, para cualquier variable aleatoria, si se conoce su media y existe, entonces al menos el 1 -  $1/k^2$  de los datos se encuentran dentro de k desviaciones estándar de la media. Si k = 3, al menos el 88.9% de los datos deberían estar dentro de 3 desviaciones estándar de su media.

#### 2.5.6 Modelo estadístico

Huang et al. (2020) ajustaron un modelo para describir la heterogeneidad espacial diaria de la temperatura del suelo a 0, 5, 10, 15, 20 y 40 cm de profundidad, en regiones con topografía, clima, uso del suelo y vegetación heterogénea. Para cada una de las profundidades de suelo, los autores probaron regresiones lineales univariadas y multivariadas, utilizando como variables predictoras LST, NDVI y Ds. En la base de datos se utilizaron series temporales de 2003 a 2013. Los modelos se evaluaron utilizando una base de datos independiente, mediante el coeficiente de determinación (R<sup>2</sup>) y la raíz cuadrada del cuadrado medio del error (RMSE).

El trabajo utilizó sets de datos LST con registros diurnos y nocturnos diarios de los productos MOD11A1 y MYD11A1 (y sus sets QA asociados), con una resolución de 1 km. Se utilizaron las series temporales  $LST_{AD}$  (Aqua Daytime),  $LST_{AN}$  (Aqua Nighttime),  $LST_{TD}$  (Terra Daytime) y  $LST_{TN}$  (Terra Nighttime) de forma independiente y se ajustó un modelo para cada set de datos.

Los datos NDVI se obtuvieron del producto MODIS MOD13A2 con una frecuencia de una imagen de 16 días y 1km de resolución espacial. Los autores reprocesaron la serie temporal NDVI aplicando el filtro Savitzky-Golay (S-G), con parámetros m=2 y d=2 señalando que grados polinomiales bajos pueden producir un sesgo, pero grados altos pueden sobreajustar los datos.

En el área de estudio durante el período 2003 a 2015, se registró la temperatura del suelo a 0, 5, 10, 20, y 40 cm, en 53 estaciones meteorológicas. Cada tres estaciones los autores separaron una al azar para crear un set de datos para la validación (18 estaciones) y utilizaron el resto para el entrenamiento (35 estaciones), con observaciones de 2003 a 2013. A su vez, añadieron observaciones al set de datos utilizado para la validación de las 53 estaciones, del período 2014 a 2015.

Mediante regresiones lineales simples se evaluó la respuesta de las variables regresoras de forma independiente. Se observó que: 1) los sets de datos LST nocturnos producidos por ambos satélites, siempre ajustan mejor que los sets de datos diurnos en todas las profundidades evaluadas, 2) el ajuste del modelo utilizando Ds como variable regresora, decrece a mayor profundidad de suelo, mientras que cuando se predice utilizando NDVI como variable regresora, el ajuste se incrementa a mayor profundidad. Según los autores, esto significa que las variables LST o Ds y NDVI son complementarias.

El modelo propuesto por los autores para el cálculo de la temperatura del suelo a distintas profundidades es  $ST_d = aLST + bNDVI + cDs + \varepsilon$ ; donde  $ST_d$  es la temperatura del suelo a profundidad d; LST son iteraciones de los sets de datos LST diurnos y nocturnos de Terra y Aqua; a, b, y c son los coeficientes de regresión; y  $\varepsilon$  es el error experimental. En la calibración los modelos obtuvieron un ajuste R<sup>2</sup> de 0.92 a 0.71 y RMSE de 3.34 a 2.16. Los sets de datos de LST nocturnos ajustaron mejor que los diurnos y el ajuste se reduce a medida que aumenta la profundidad.

Se realizó una validación cruzada a escala espacial y temporal, utilizando los datos de estaciones meteorológicas seleccionadas por sorteo (validación espacial), y registros de un año de cada una de las 53 estaciones fuera del período temporal utilizado en la calibración (validación temporal). Los gráficos de observados frente a los predichos muestran claramente una distribución proporcional sobre la línea 1:1. Para las cuatro formas de la variable LST probadas (LST<sub>AD</sub>, LST<sub>AN</sub>, LST<sub>TD</sub> y LST<sub>TN</sub>), los modelos predictores de la temperatura a 0, 5, 10 y 15 cm, tienen ajustes evaluados por R<sup>2</sup> iguales o mayores a 0,81.

#### 2.5.7 Técnicas geoestadísticas vs información satelital

Para la caracterización espacio-temporal de la temperatura del suelo se han aplicado métodos geoestadísticos de interpolación como kriging, distancia inversa ponderada, redes triangulares irregulares, análisis de tendencia de superficies, spline suavizado y funciones basadas en vecinos más cercanos (Huang et al., 2020).

No obstante, la aplicación de este tipo de técnicas geoestadísticas para la representación espacial de la variabilidad de la temperatura del suelo, es cuestionable cuando se cuenta con información satelital del área de estudio.

Alonso-Suárez (2017) comenta que, durante la década del 90, algunos autores hicieron comparaciones entre la incerteza de la estimación espaciotemporal de la irradiación solar mediante información satelital, y la incerteza de las técnicas de interpolación o extrapolación de medidas en la superficie. En base a las conclusiones de esos trabajos, se estableció que es más confiable la estimación mediante información satelital que los datos de estaciones vecinas si estas no se encuentran muy próximas al punto de interés.

Para las determinaciones con escala horaria, el satélite fue más preciso que la interpolación de datos de estaciones terrestres, cuando la distancia entre estaciones es superior a los 34 km. Para las determinaciones con escala diaria la distancia aumenta a 50 km (Perez et al., 1997).

Considerando: A) el rol determinante de la irradiación solar en el balance de intercambio de energía en la superficie terrestre, B) que entre otros factores, la temperatura del suelo depende del valor neto de energía que absorbe, y C) que algunos de los factores que influyen en el régimen térmico del suelo varían horizontalmente a cortas distancias; se puede inferir que los resultados de la comparación entre las técnicas geoestadísticas y las determinaciones de la irradiación solar basadas en información satelital, son igualmente válidas para la determinación espacio-temporal de la temperatura del suelo.

# 3. MATERIALES Y MÉTODOS

# **3.1 DEFINICIONES BÁSICAS**

### 3.1.1 Marco espacio-temporal de trabajo

Luego de una revisión preliminar de los antecedentes, la información satelital y los datos disponibles de las estaciones meteorológicas, como punto de partida del trabajo se definió el área de estudio y el marco temporal del análisis.

### 3.1.1.1 Área de trabajo y sistema de coordenadas geográficas

En muchas etapas del trabajo se opera con apilamientos de rasters provenientes de diferentes fuentes. Para evitar incongruencias, se definió un área de trabajo, que incluye la superficie terrestre de Uruguay, denominado *polígono de referencia* (PRef). PRef está definido por meridianos de longitud -58.554° y - 53.046°, y los paralelos de latitud -34.974° y -30.047° y tiene una resolución de 592 por 662 píxeles con 391.904 píxeles en total.

PRef se utilizó para intersecar las imágenes satelitales, los vectores con información geográfica y como límite de la grilla de los mapas producidos. En todas las etapas se utilizó WGS84 (EPSG: 4326) como sistema de coordenadas geográficas de referencia.

#### 3.1.1.2 Período temporal de los datos

El período para el cual se recopiló la información base fue del 1<sup>ero</sup> de enero de 2001 al 31 de diciembre de 2021. Tomando en cuenta los años bisiestos del período (2004, 2008, 2012, 2016 y 2020), el recuento numérico de días es de 8400.

### 3.1.1.3 Criterio general para el uso de los indicadores de calidad

Toda la información satelital se descargó junto con los indicadores de calidad asociados. El criterio para la selección de información, en función de la calidad de la observación obtenida por el sensor, fue la utilización únicamente de aquellos datos calificados con calidad máxima y se descartaron los que no cumplieron con ese requisito. En la tabla 5 se detalla el QA value utilizado en este trabajo.
LST - QA value	LST Error Flag	Data Quality flag
0	Average LST error <= 1K	Good data quality
17	Average LST error <= 1K	Good data quality
65	Average LST error <= 2K	Good data quality
NDVI - QA value	Land/Water Mask	VI Usefulness
2112	Land (Nothing else but land)	Highest quality
2114	Land (Nothing else but land)	Highest quality
4160	Ocean coastlines and lake shorelines	Highest quality
4162	Ocean coastlines and lake shorelines	Highest quality
6208	Shallow inland water	Highest quality
6210	Shallow inland water	Highest quality

Tabla No. 3
QA value de la información satelital utilizada en este trabajo

*Nota.* Lista de indicadores de calidad admitidos en los datos utilizados en este trabajo. Nótese que para los datos LST y NDVI se admite únicamente información con la máxima calidad reportada.

Los indicadores para los datos de LST 0 y 17 tienen un error  $\leq$  1 kelvin y aquellos con QA 65 tienen un error  $\leq$  2 kelvin. En la base de datos el 37% de los registros LST tienen QA value 0, el 0,2% QA value 17 y 15% QA value 65.

En el caso de los QA value de los datos NDVI, de 365 QA posibles solo se utilizaron los que tienen la mayor calidad: 2112, 2114, 4160, 4162, 6208 y 6210. Como excepción al criterio general, en la etapa de calibración del modelo, tres series temporales de variable la NDVI (NDVIcr.cr, NDVIcr.sg y NDVIcr.md) son utilizadas sin eliminar la información con baja calificación de calidad, para evaluar el ajuste con datos NDVI de calidad heterogénea.

### **3.2 COMPILACIÓN DE LA BASE DE DATOS**

### 3.2.1 Información utilizada

La información utilizada en este trabajo es de dos tipos: 1) mediciones diarias de la temperatura del suelo cubierto a 5 y 10 cm, realizadas *in situ*, en estaciones meteorológicas de INIA e INUMET y 2) bases de datos geoespaciales de las variables LST y NDVI, que son productos desarrollados a partir del registro remoto de los sensores MODIS de EOS Terra y Aqua.

Inicialmente se compilaron las series temporales de las variables de interés provistas por INIA, INUMET y AppEEARS. Posteriormente, con las series temporales originales LST y NDVI se realizaron operaciones para producir series temporales complementarias.

#### 3.2.1.1 Información de las estaciones meteorológicas

La información de las estaciones se obtuvo por descarga directa del Banco de Datos Agroclimáticos de la plataforma INIA GRAS y mediante una solicitud de informe climatológico a INUMET. Las estaciones meteorológicas con registros de la temperatura del suelo de cada institución, su ubicación y la proporción de datos registrados se detallan en la Tabla 3.

#### Tabla No. 4

Mediciones in situ de la temperatura del suelo a 5, 10 cm utilizadas

Institución	Estación	Rstudio	Coordenadas	n total	n - 5cm	n - 10cm	Uso
INIA	La Estanzuela	LE	-57.693348, -34.338733	5607	5234	5282	Calib.
INIA	Salto Grande	SG	-57.878823, -31.274157	7109	6931	6973	Valid.
INIA	Treita y Tres	TT	-54.426646, -33.253776	4585	4574	4573	Calib.
INIA	Tacuarembó	TA	-55.965887, -31.754753	3129	2095	2096	Calib.
INUMET	Artigas	IA	-56.510665, -30.417189	4024	3206	3664	Calib.
INUMET	Bella Unión	IB	-57.595000, -30.276667	1356	1288	1287	Valid.
INUMET	Mercedes	IM	-58.067653, -33.249921	4024	3904	4011	Calib.
INUMET	Paysandú	IP	-58.035500, -32.342833	4005	3671	2509	Calib.
INUMET	Rocha	IR	-54.294541, -34.493499	4024	4011	4011	Calib.
INUMET	San José	IJ	-56.756667, -34.353333	4024	3966	3375	Calib.
INUMET	Treinta y Tres	IT	-54.409038, -33.212408	2975	2919	1783	Valid.
INUMET	Young	IY	-57.603385, -32.695393	3995	3085	2485	Valid.
INUMET	Salto	IS	-57.981020, -31.438890	3953	2273	0	Calib.
INUMET	Trinidad	II	-56.916288, -33.572431	3686	3138	0	Calib.
INUMET	Melo	Ю	-54.199322, -32.390380	4024	3904	4011	Calib.
			Totales:	60520	54199	46060	
			100%	89.6%	76.1%		
		Pron		3613	3543		
		Promed		2466	2256		

*Nota.* Lista de estaciones meteorológicas con registros de la temperatura del suelo de cada institución, ubicación según sus coordenadas geográficas, número de mediciones por estación, y proporción de datos registrados respecto al total de días del período en el cual se realizaron mediciones. Se indica también si los datos se utilizan en las bases de datos de calibración o de validación de los modelos.

En la Tabla 3 la última columna señala qué uso se les dio a los datos de cada estación, indicando si se utilizaron en la base de datos para la calibración o la base de datos para la validación.

#### 3.2.1.2 Filtro de Outliers en los datos de las estaciones

Para filtrar los outliers se calculó la desviación estándar del conjunto de medidas a 5 y 10 cm respectivamente y se calificó cada observación, según el tamaño de su residuo. El límite de tolerancia se estableció en k = 2,5. El número de outliers en 54286 medidas de la temperatura del suelo a 5 cm fue 37 (0,068 % de los datos) y en 42138 medidas a 10 cm fue 35 (0.083% de los datos).

#### 3.2.1.3 Base de datos para la calibración

El número medio de muestras de temperatura de suelo a 5 cm de profundidad es de 3613 y a 10 cm es de 3543 por estación, que son aproximadamente 10 años de registros consecutivos. No obstante, algunas estaciones como INUMET Salto, INUMET Young, INUMET Treinta y Tres, INUMET Bella Unión e INIA Tacuarembó promedian 2466 registros de temperatura a 5cm y 2256 registros a 10 cm por estación.

Para la calibración, se utilizaron de cada estación un máximo de 3040 a 5 cm y 2899 a 10 cm, que son aproximadamente 8 años de observaciones consecutivas. El rango temporal utilizado para la calibración del modelo es del 1ero de enero de 2012 al 31 de diciembre de 2020, dado que en este período la mayoría de las estaciones tienen registros consecutivos.

#### 3.2.1.4 Base de datos para la validación

Se compiló una base de datos independiente para la validación espacial, seleccionando una de cada tres estaciones (redondeando hacia abajo) que tuvieran registros de temperatura a los 5 y 10 cm, distribuidas al norte y al sur del Río Negro. Para la validación temporal se incluyeron los registros completos de 2011 de todas las estaciones, con excepción de INIA Tacuarembó de la cual se incluyeron los registros de 2021, dado que no tiene registros en el año 2011.

#### 3.2.2 Descarga de datos satelitales

La Application for Extracting and Exploring Analysis Ready Samples (AppEEARS) de la plataforma EARTHDATA de NASA permite extraer subsets de la base de datos geoespaciales, especificando parámetros espaciales y temporales de puntos o áreas definidos por pares de coordenadas o polígonos.

En AppEEARS se cargaron las coordenadas de las estaciones meteorológicas de INIA e INUMET y para cada punto se descargaron las series temporales LST de los productos MOD11A1, MYD11A1 y MOD11A2 versión 6.1, para todo el período. Las imágenes satelitales LST y NDVI se obtuvieron definiendo un polígono con las coordenadas de PRef en AppEEARS que se intersecó con los productos MOD11A1, MYD11A1, MOD11A2 y MOD13A2 para todo el período temporal. En la Tabla 4 se describen algunas características de cada producto.

#### Tabla No. 5

Características de los productos LST y NDVI utilizados

Producto	Satelite	Versión	Res. Espacial	Res. Temporal	Variable	Detalle
MOD11A1	Terra	6.1	1 Km	2 registros diarios	LST	13:53 y 02:33
MYD11A1	Aqua	6.1	1 Km	2 registros diarios	LST	17:38 y 04:59
MOD11A2	Terra	6.1	1 Km	1 registro cada 8 días	LST	Media simple de 8 registros
MOD13A2	Terra	6.1	1 Km	1 registro cada 16 días	NDVI	Valor más alto medido en 16 días

*Nota*. Lista de productos MODIS LST y NDVI utilizados. Versión, resolución espacial y frecuencia de registro de cada variable.

Los productos MOD11A1 y MYD11A1 versión 6.1 proveen, cada uno, dos registros diarios de la temperatura superficial del suelo y la emisividad con una resolución de 1km. El producto MOD11A2 versión 6.1 es el promedio simple de 8 días de registros diarios de la temperatura superficial del suelo y la emisividad para cada píxel, con una resolución de 1 km<sup>2</sup>.

El producto MOD13A2 versión 6.1 contiene dos índices de vegetación NDVI y EVI con una frecuencia de 16 días con una resolución de 1km<sup>2</sup>. Son imágenes compuestas que, dentro de cada intervalo de 16 días, seleccionan el valor más alto para cada pixel.

#### 3.2.3 Series temporales LST

Para los puntos georreferenciados de cada estación meteorológica, en la base de datos se compilaron cuatro series temporales LST diurnas y nocturnas de los satélites Terra y Aqua denominadas: LST<sub>Td</sub>, LST<sub>Tn</sub>, LST<sub>Ad</sub> y LST<sub>An</sub>. A su vez, todas las observaciones LST fueron pareadas con su QA value correspondiente.

A partir de las cuatro series LST<sub>Td</sub>, LST<sub>Tn</sub>, LST<sub>Ad</sub> y LST<sub>An</sub>, se produjeron 10 series temporales complementarias. En la Tabla 6 se detallan las series temporales LST, cómo se produjeron, qué QA value tienen los datos que se utilizaron para producirlas y el número de datos de cada serie.

#### Tabla No. 6

Series temporales LST compiladas en la base de datos

Nombre de la serie temporal	Operación para producir la serie	QA-value	n
LST_MODTmax	LST Terra día: (serie original)	0 17 65	29301
LST_MODTmin	LST Terra noche: (serie original)	0 17 65	33327
LST_MYDTmax	LST Aqua día: (serie original)	0 17 65	29520
LST_MYDTmin	LST Aqua noche: (serie original)	0 17 65	33648
LST_MOD_TmedQc017	LST Terra promedio día/noche: (LST_MODTmax/LST_MODTmin)	0 17	13224
LST_MOD_TmedQc01765	LST Terra promedio día/noche: (LST_MODTmax/LST_MODTmin)	0 17 65	21208
LST_MYD_TmedQc017	LST Terra promedio día/noche: (LST_MYDTmax/LST_MYDTmin)	0 17	11374
LST_MYD_TmedQc01765	LST Terra promedio día/noche: (LST_MYDTmax/LST_MYDTmin)	0 17 65	20963
LST_TmaxAminQc01765	LST medio Terra día/ Aqua noche: (MODTmax/MYDTmin)	0 17	13802
LST_TmaxAminQc017	LST medio Terra día/ Aqua noche: (MODTmax/MYDTmin)	0 17 65	21921
LST_AmaxTminQc01765	LST medio Aqua día/Terra noche: (MYDTmax/MODTmin)	0 17	10861
LST_AmaxTminQc017	LST medio Aqua día/Terra noche: (MYDTmax/MODTmin)	0 17 65	20334
LST_PromMODMYN_Qc01765	LST medio: (LST_MOD_TmedQc017/LST_MYD_TmedQc017)	0 17	6421
LST_PromMODMYN_Qc017	LST medio: (LST_MOD_TmedQc01765/LST_MYD_TmedQc01765)	0 17 65	14601

*Nota.* Lista de las series temporales LST originales (LST<sub>Td</sub>, LST<sub>Tn</sub>, LST<sub>Ad</sub> y LST<sub>An</sub>) y de las series temporales LST complementarias. Descripción de las operaciones realizadas para producir cada serie. Se indica también la calificación de calidad de dato admitido y el número total de datos en cada serie.

En la base de datos se compilaron otras cuatro series complementarias, a partir de los promedios entre los overpass diurnos de Terra y nocturnos de Aqua, y viceversa, con los overpass diurnos de Aqua y nocturnos de Terra, utilizando en cada caso únicamente registros con QA Value 0, 17 o registros con QA Value 0, 17, 65 (verde en la Tabla 6).

Las últimas series complementarias de la Tabla 6 se produjeron a partir de promediar los promedios entre los overpass diurnos y nocturnos de Terra y overpass diurnos y nocturnos de Aqua, y al igual que con el resto de las series producidas, se compilaron en la base de datos dos versiones utilizando únicamente registros con QA Value 0, 17 o registros con QA Value 0, 17, 65 (gris en la tabla 6).

Nótese que para obtener un valor LST válido de los promedios de entre dos o más registros, debe cumplirse que todos los registros a promediar tengan QA de 0 o 17, o QA 0, 17 o 65, según la serie temporal que se esté calculando. Esto implica que el valor de número de registros válidos (n) de la nueva serie temporal, sea menor que el de las series originales independientes (blanco en la Tabla 6).

#### 3.2.4 Series temporales NDVI

Partiendo del conjunto de imágenes NDVI originales (StackNDVIcr.cr) en el software Rstudio (RStudio Team, 2015) se realizaron distintos tratamientos de los datos, con los que se produjeron un total de nueve conjuntos de imágenes: 5 conjuntos de imágenes NDVI con tratamientos básicos y 4 conjuntos de imágenes NDVI de alta calidad. En la etapa de calibración de los modelos, las series temporales obtenidas a partir de estos nuevos conjuntos producidos, se utilizaron como variantes de la variable NDVI.

#### 3.2.4.1 Series temporales NDVI básicas

Las imágenes StackNDVIcr.cr y sus respectivas imágenes QA asociadas, se cargaron en el software Rstudio, se apilaron y se creó una serie temporal, extrayendo los valores NDVI en las coordenadas de cada estación meteorológica, denominada NDVIcr.cr. Esta serie temporal tiene valores NDVI para cada estación tal cual fueron descargados de AppEEARS.

Con la información QA asociada a las imágenes StackNDVIcr.cr, en el software Rstudio se produjo una máscara de calidad con la que se filtraron de StackNDVIcr.cr los pixeles con QA value distinto de 2112, 2114, 4160, 4162, 6208 y 6210. De esta forma se obtuvo un nuevo conjunto de imágenes, cuyos datos válidos tienen la mejor calidad denominada StackNDVIqc.cr. De este nuevo conjunto de imágenes se extrajo una nueva serie temporal NDVI, que contiene la información de cada estación meteorológica, que se nombró NDVIqc.cr

Posteriormente en Rstudio se definió la función  $sg_fun$  que realiza tres procesos al aplicarse sobre un apilamiento de imágenes: 1) interpola linealmente las imágenes para asignar un valor a los pixeles sin datos (NA), 2) define los parámetros temporales del apilamiento de imágenes, y 3) aplica un filtro Savitzky–Golay con parámetros *m* y *d* al apilamiento de imágenes.

La función sg\_fun se aplicó a los apilamientos StackNDVIcr.cr y StackNDVIqc.cr, asignando al Savitzky–Golay parámetros m=4 y d=3 para obtener dos apilamientos de imágenes con un nivel de filtrado alto, que se nombraron StackNDVIcr.sg y StackNDVIqc.sg. La función sg\_fun se volvió a aplicar sobre los apilamientos StackNDVIcr.cr y StackNDVIqc.cr cambiando los parámetros del filtro a m=2 y d=2 para obtener otros dos apilamientos de imágenes con un nivel de filtrado menos agresivo, que se nombraron StackNDVIcr.md y StackNDVIqc.md

De los apilamientos filtrados con la función sg\_fun se extrajeron cuatro nuevas series temporal NDVI, con información de cada estación meteorológica, denominadas según el apilamiento del cual se extrajo cada serie: NDVIcr.sg, NDVIqc.sg, NDVIcr.md y NDVIqc.md

La serie temporal original NDVIcr.cr y las series temporales NDVI básicas NDVIqc.cr, NDVIcr.sg, NDVIqc.sg, NDVIcr.md y NDVIqc.md se compilaron en la base de datos.

#### 3.2.4.2 Series temporales NDVI de alta calidad.

Partiendo de los dos apilamientos de imágenes StackNDVIqc.sg y StackNDVIqc.md sin interpolar, se sigue el procedimiento del método propuesto por Chen et al. (2004) para reconstruir series temporales NDVI con alta calidad, desde el paso 3. Debido a que el procedimiento es el mismo para los dos apilamientos de imágenes, los sufijos qc.sg y qc.md son sustituidos por .x para describir la metodología utilizada en ambos conjuntos de datos.

En todas las etapas se utilizó el software Rstudio y planilla de cálculo para la aplicación de los procesos a las imágenes y la organización de las bases de datos, según los procedimientos descritos a continuación.

El paso 3 del método consiste en la determinación del peso ponderado  $(W_i)$  de cada punto NDVI en función de su distancia a la curva de largo término calculado como:

$$W_{i} = \begin{cases} 1 & si \ NDVIcr.cr_{i} \ge NDVIqc.x_{i} \\ 1 - d_{i} / d_{max} & si \ NDVIcr.cr_{i} < NDVIqc.x_{i} \end{cases}$$

donde  $d_i = |NDVIcr. cr_i - NDVIqc. x_i|$ 

 $d_{max}$  = diferencia máxima absoluta entre NDVIcr.cr y NDVIqc.x.

En el paso 4 se aproximaron los puntos de NDVIqc.sg NDVIqc.md a la curva envolvente superior de NDVIcr.cr, dando como resultado dos nuevas series NDVI con máscara QA, filtro Savitzky–Golay y puntos aproximados a la envolvente superior, denominadas NDVIch.n1 y NDVIch.n2. Las nuevas series se obtuvieron mediante:

$$NDVIch.nx_{i} = \begin{cases} NDVIcr.cr_{i} & si \ NDVIcr.cr_{i} \ge NDVIqc.x_{i} \\ NDVIqc.x_{i} & si \ NDVIcr.cr_{i} < NDVIqc.x_{i} \end{cases}$$

Las series temporales NDVIch.n1 y NDVIch.n2 se compilaron en la base de datos directamente como dos nuevas variantes de la variable NDVI a evaluar en la etapa de calibración de los modelos.

En el paso 5 se aplicó el filtro Savitzky–Golay a las series NDVIch.nx con parámetros m=4 y d=3, para ajustar las variaciones introducidas en el paso 4. Como resultado se obtuvieron 2 nuevas series denominadas NDVI\_NK1x.

El paso 6 consiste en determinar si los valores de cada serie NDVI\_NK1x se aproximan a los puntos con mayor ponderación luego de aplicado el filtro, mediante el índice de efecto de ajuste  $F_K$  para el K-ésimo ajuste. Para la primera iteración (F1) el índice se calculó con la siguiente fórmula:

$$F_{1} = \sum_{i=1}^{n} \left( \left| NDVI - NK1x_{i} - NDVIcr.cr_{i} \right| \times W_{i} \right)$$

Para cada NDVI\_NKnx se comprobó si el efecto del ajuste cumplía:

$$F_{K-1} \ge F_K \le F_{K+1}$$

Si con la última iteración aún no se ha alcanzado el mínimo índice, se repiten los pasos desde el paso 4, calculando nuevas series y determinando el índice  $F_K$  hasta alcanzar el mínimo. Los valores de  $F_K$  obtenidos se presentan en la Tabla 7.

En la Tabla 7 se puede observar que las series NDVIqc.sg y NDVIqc.md tratadas con el método Chen et al. (2004) alcanzan el mínimo en la segunda iteración con F2=1639.2 para la serie NDVIch.hq (NDVIqc.sg luego de aplicado el método) y F2 = 1375.0 para la serie NDVIch.md (NDVIqc.md luego de aplicado el método). Las series NDVI de alta calidad, NDVIch.hq y NDVIch.md, se incluyeron en la base de datos como variantes de la variable NDVI.

#### Tabla No. 7

Índice de efecto de ajuste de las series NDVIqc.sg y NDVIqc.md

	NDVich.hq (NDViqc.sg * método Chen)		NDVIch.md (NDVIqc.md * método Chen)					
F1	1654.8	F1	1377.3					
F2	1639.2	F2	1375.0					
F3	1700.2	F3	1446.4					

*Nota.* Resultados del índice de efecto de ajuste  $F_K$  hasta K=3. Nótese cómo el índice alcanza el mínimo en la segunda iteración en ambas series evaluadas.

La Figura 26 presenta gráficamente el efecto de los distintos tratamientos de los datos NDVI, en un intervalo temporal que es una muestra al azar de dos años consecutivos de registros en la estación INIA La Estanzuela. La curva gris es la serie original, y la curva gris punteada es la declinación solar ampliada y ajustada.



*Nota*. Efecto de los tratamientos de los datos NDVI, en una muestra al azar de dos años consecutivos de registros en la estación INIA La Estanzuela. En el gráfico 0, la curva negra es serie NDVI original sin postprocesos (NDVIcr.cr). En los gráficos del 1 al 9 la curva gris (línea entera) es la serie original, y la curva gris (línea punteada) es la declinación solar ampliada y ajustada.

En el gráfico 0, la curva negra es serie NDVI original sin postprocesos (NDVIcr.cr). El gráfico 1 es el resultado de aplicar el filtro de QA sobre la serie original, posteriormente interpolada para obtener el valor de puntos eliminados (NDVIqc.cr).

Los gráficos 2 y 3 son señales NDVI resultado de aplicar a la serie original el filtro S-G con parámetros m=4 y d=3, y parámetros m=2 y d=2 respectivamente (NDVIcr.sg y NDVIcr.md). Los gráficos 4 y 5 son señales NDVI luego de aplicar el filtro QA a la serie original y posteriormente el filtro S-G con parámetros m=4 y d=3, y parámetros m=2 y d=2 respectivamente (NDVIqc.sg y NDVIqc.md).

Los gráficos 6 y 7 son señales NDVIqc.sg y NDVIqc.md aproximadas a la curva envolvente superior de la serie original. Los gráficos 8 y 9 son señales NDVI con filtrado de alta calidad con parámetros para primer filtro S-G m=4 y d=3, y parámetros m=2 y d=2 respectivamente.

#### 3.2.5 Declinación solar diaria

A los efectos de este trabajo, la declinación solar diaria (Ds) es una variable periódica calculada a partir de la expresión:

$$\delta_n = 23,45^\circ sen\left(360 \cdot \frac{284 + n}{365}\right)$$

donde: n = es el DOY.

La determinación del valor de Ds para cada día del período temporal del trabajo se realizó en una planilla de cálculo mediante la fórmula =(23.45\*SENO(RADIANES(360/365\*(284+DOY))))\*-1. La fórmula convierte los grados a radianes dado que es el sistema angular por defecto del programa, e invierte el valor de Ds para obtener un valor ajustado para el hemisferio sur. De esta forma se obtuvo una serie temporal denominada Ds que se compiló en la base de datos.

#### 3.3 MODELO

#### 3.3.1 Características del modelo

El modelo estadístico general para determinar la temperatura del suelo cubierto a 5 y 10 cm, utilizado en este trabajo, es una regresión lineal múltiple expresada como:

 $TMSc_d = aLST + bNDVI + cDs + \epsilon$ 

donde: TMSc<sub>d</sub> es temperatura media del suelo cubierto a profundidad d.

LST alguna de las series temporales LST compiladas.

NDVI alguna de las series temporales NDVI compiladas.

a, b, y c son los coeficientes de regresión.

ε es el error experimental.

La calibración del modelo predictor se realizó evaluando de forma independiente el ajuste de las variantes de las series temporales LST, NDVI y la serie temporal Ds, compiladas en la base de datos. Ds, para este trabajo, es una variable periódica, cada DOY Ds tiene un valor diferente se asigna su valor es igual pixel del PRef, las diferencias entre los modelos evaluados están dadas por las combinaciones de las distintas series temporales de las variables LST y NDVI.

#### 3.3.2 Criterios para la evaluación y selección de los modelos

El análisis de los modelos se realizó en el programa Rstudio. En la etapa de calibración y validación, la evaluación del ajuste de los modelos se realizó utilizando los indicadores R<sup>2</sup> y RMSE.

El criterio para determinar el orden de preferencia de los modelos cuando hay un ajuste equivalente fue: mayor n y QA value 0, 17 o 65, es preferible a, menor n y QA value 0 y 17.

### 3.4 CALIBRACIÓN DE LOS MODELOS

#### 3.4.1 Calibración del modelo predictor de TMSc<sub>5cm</sub>

En el programa Rstudio se realizó la calibración de los modelos utilizando un subconjunto de los datos compilados en la base de datos general, con aproximadamente 8 años de observaciones. Se evaluó el ajuste de 180 modelos que son iteraciones del modelo general, resultantes de la combinación de las variantes de LST y NDVI producidas.

En la Tabla 8 se presenta el grado de ajuste de los modelos estimado por el coeficiente de determinación R<sup>2</sup>.

					Variant	e NDVI				
Variante LST	cr.cr	cr.sg	qc.cr	qc.sg	ch.n1	ch.hq	cr.md	qc.md	ch.n2	ch.md
LST_MOD_TmedQc01765	0.8646	0.8640	0.8650	0.8640	0.8655	0.8612	0.8642	0.8650	0.8653	0.8612
LST_MYD_TmedQc01765	0.8407	0.8402	0.8417	0.8402	0.8414	0.8376	0.8406	0.8407	0.8411	0.8374
LST_MOD_TmedQc017	0.8682	0.8675	0.8689	0.8675	0.8687	0.8641	0.8678	0.8688	0.8686	0.8640
LST_MYD_TmedQc017	0.8420	0.8418	0.8432	0.8418	0.8427	0.8383	0.8418	0.8421	0.8424	0.8380
LST_TmaxAminQc01765	0.8553	0.8551	0.8560	0.8551	0.8563	0.8524	0.8551	0.8556	0.8559	0.8523
LST_AmaxTminQc01765	0.8492	0.8486	0.8501	0.8486	0.8497	0.8457	0.8489	0.8493	0.8497	0.8456
LST_TmaxAminQc017	0.8581	0.8579	0.8589	0.8579	0.8588	0.8541	0.8580	0.8586	0.8584	0.8539
LST_AmaxTminQc017	0.8556	0.8553	0.8568	0.8553	0.8560	0.8519	0.8556	0.8559	0.8560	0.8518
LST_PromMODMYN_Qc01765	0.8605	0.8598	0.8611	0.8598	0.8610	0.8561	0.8602	0.8605	0.8609	0.8560
LST_PromMODMYN_Qc017	0.8491	0.8486	0.8501	0.8486	0.8493	0.8423	0.8489	0.8494	0.8492	0.8418
LST_MODTmax01765	0.7811	0.7815	0.7815	0.7795	0.7827	0.7759	0.7801	0.7798	0.7823	0.7758
LST_MODTmin01765	0.8367	0.8368	0.8368	0.8379	0.8372	0.8365	0.8368	0.8370	0.8367	0.8364
LST_MYDTmax01765	0.7515	0.7521	0.7521	0.7496	0.7528	0.7469	0.7507	0.7499	0.7523	0.7466
LST_MYDTmin01765	0.8260	0.8261	0.8261	0.8268	0.8264	0.8258	0.8261	0.8262	0.8260	0.8257
LST_MODTmax017	0.8054	0.8057	0.8057	0.8028	0.8063	0.7980	0.8039	0.8040	0.8061	0.7978
LST_MODTmin017	0.8403	0.8404	0.8404	0.8414	0.8407	0.8401	0.8404	0.8406	0.8403	0.8400
LST_MYDTmax017	0.7777	0.7786	0.7786	0.7747	0.7784	0.7719	0.7769	0.7762	0.7783	0.7716
LST_MYDTmin017	0.8269	0.8271	0.8271	0.8279	0.8273	0.8267	0.8270	0.8271	0.8269	0.8266

*Nota.* Resumen de la evaluación de la calibración de los modelos predictores TMSc<sub>5cm</sub>. La tabla presenta los coeficientes de determinación de las iteraciones del modelo general, resultantes de la combinación de las variantes de LST y NDVI producidas.

En la tabla 8 se puede observar que las series temporales resaltadas con verde claro: LST\_MOD\_TmedQc017, LST\_MOD\_TmedQc01765 y LST\_PromMODMYN\_Qc01765, son las variantes LST cuyos modelos tienen el mejor ajuste, independientemente de la serie temporal NDVI con la que se combinen. Las celdas resaltadas con verde oscuro son los modelos cuyas combinaciones de LST y NDVI producen el mejor ajuste.

En la Tabla 9 se detallan estos modelos con las series temporales LST y NDVI, coeficientes, indicadores de ajuste y n.

#### Tabla No. 9

Modelos predictores de TMSc<sub>5cm</sub> con mejor ajuste

				Modelo
Modelo 73	- 1.885395549	+ 0.782981829	LST_MOD_T	medQc01765 + 0.001016962 NDVlch.n1 + 0.027060616 Ds
	<b>R</b> <sup>2</sup> : 0.8655	RMSE: 2.21	<b>n</b> : 10542	
Modelo 145	- 1.394561607	78 + 0.78647493	60 LST_MOD	_TmedQc01765 + 0.0009375292 NDVlch.n2 + 0.0271445371 Ds
	<b>R</b> <sup>2</sup> : 0.8653	RMSE: 2.21	<b>n</b> : 10542	
Modelo 39	- 1.974342582	2 + 0.821173235	4 LST_MOD_	TmedQc017 + 0.0009003997 NDVlqc.cr + 0.0151742463 Ds
	<b>R<sup>2</sup></b> : 0.8689	RMSE: 2.20	<b>n</b> : 6421	
Modelo 129	- 2.689846967	7 + 0.821315701	LST_MOD_T	medQc017 + 0.001010757 NDVlqc.md + 0.016833814 Ds
	<b>R<sup>2</sup></b> : 0.8689	RMSE: 2.20	<b>n</b> : 6421	

*Nota.* Modelos predictores TMSc<sub>5cm</sub> seleccionados para la etapa de validación. Coeficientes de determinación, RMSE y n de cada modelo.

### 3.4.2 Calibración del modelo predictor de TMSc<sub>10cm</sub>

Se siguieron los mismos pasos que se describieron anteriormente, pero para evaluar el ajuste de los modelos predictores para TMSc<sub>10cm</sub>. En el programa Rstudio se evaluaron 180 modelos que resultan de la combinación de las variantes de LST y NDVI producidos. En la Tabla 10 se presentan los valores del coeficiente de determinación ajustado R<sup>2</sup>.

#### Tabla No. 10

Coeficientes de regresión de los modelos predictores TMSc10cm evaluados

		Variante NDVI								
Variante LST	cr.cr	cr.sg	qc.cr	qc.sg	ch.n1	ch.hq	cr.md	qc.md	ch.n2	ch.md
LST_MOD_TmedQc01765	0.8699	0.8696	0.8704	0.8696	0.8724	0.8686	0.8697	0.8709	0.8718	0.8677
LST_MYD_TmedQc01765	0.8437	0.8432	0.8445	0.8432	0.8452	0.8433	0.8438	0.8433	0.8446	0.8422
LST_MOD_TmedQc017	0.8791	0.8787	0.8798	0.8787	0.8813	0.8783	0.8790	0.8799	0.8806	0.8772
LST_MYD_TmedQc017	0.8502	0.8497	0.8514	0.8497	0.8519	0.8495	0.8502	0.8499	0.8511	0.8482
LST_TmaxAminQc01765	0.8593	0.8593	0.8601	0.8593	0.8617	0.8588	0.8592	0.8596	0.8607	0.8579
LST_AmaxTminQc01765	0.8556	0.8551	0.8563	0.8551	0.8568	0.8540	0.8556	0.8555	0.8564	0.8533
LST_TmaxAminQc017	0.8652	0.8654	0.8661	0.8654	0.8675	0.8647	0.8654	0.8658	0.8664	0.8635
LST_AmaxTminQc017	0.8690	0.8683	0.8700	0.8683	0.8705	0.8674	0.8689	0.8689	0.8698	0.8664
LST_PromMODMYN_Qc01765	0.8685	0.8679	0.8691	0.8679	0.8703	0.8669	0.8683	0.8686	0.8696	0.8657
LST_PromMODMYN_Qc017	0.8677	0.8666	0.8685	0.8666	0.8700	0.8656	0.8673	0.8674	0.8689	0.8633
LST_MODTmax01765	0.7934	0.7937	0.7937	0.7922	0.7972	0.7915	0.7928	0.7925	0.7960	0.7904
LST_MODTmin01765	0.8472	0.8472	0.8472	0.8489	0.8483	0.8479	0.8475	0.8477	0.8473	0.8474
LST_MYDTmax01765	0.7620	0.7621	0.7621	0.7597	0.7645	0.7605	0.7615	0.7598	0.7633	0.7594
LST_MYDTmin01765	0.8349	0.8350	0.8350	0.8361	0.8360	0.8358	0.8352	0.8351	0.8350	0.8352
LST_MODTmax017	0.8186	0.8192	0.8192	0.8159	0.8216	0.8153	0.8177	0.8175	0.8209	0.8142
LST_MODTmin017	0.8529	0.8528	0.8528	0.8545	0.8539	0.8537	0.8531	0.8533	0.8530	0.8531
LST_MYDTmax017	0.7892	0.7900	0.7900	0.7857	0.7912	0.7872	0.7888	0.7873	0.7905	0.7861
LST_MYDTmin017	0.8364	0.8365	0.8365	0.8378	0.8375	0.8373	0.8367	0.8366	0.8365	0.8367

*Nota.* Resumen de la evaluación de la calibración de los modelos predictores TMSc<sub>10cm</sub>. La tabla presenta los coeficientes de determinación de las iteraciones del modelo general, resultantes de la combinación de las variantes de LST y NDVI producidas.

En la tabla 10 se puede observar que las series temporales resaltadas con verde claro: LST\_MOD\_TmedQc017, LST\_MOD\_TmedQc01765, LST\_AmaxTminQc017, LST\_PromMODMYN\_Qc01765 y LST\_PromMODMYN\_Qc017, son las series temporales LST cuyos modelos tienen el mejor ajuste, independientemente de la serie temporal NDVI con la que se combinen. Las celdas resaltadas con verde oscuro son las combinaciones de LST y NDVI con mejor ajuste.

En la Tabla 11 se detallan estos modelos con las series temporales LST y NDVI, coeficientes, indicadores de ajuste y n.

Modelo Modelo 73 -1.779071040 + 0.683248588 LST\_MOD\_TmedQc01765 + 0.001206056 NDVlch\_n1 + 0.046134775 Ds **R<sup>2</sup>**: 0.8725 **RMSE**: 1.98 **n**: 7605 Modelo 145 -1.022821578 + 0.687941591 LST\_MOD\_TmedQc01765 + 0.001083422 NDVlch\_n2 + 0.046114599 Ds **R<sup>2</sup>**: 0.8718 **RMSE**: 1.98 n: 7605 Modelo 81 -1.926986206 + 0.696096256 LST\_PromMODMYN\_Qc01765 + 0.001121343 NDVIch.n1 + 0.043896648 Ds **R<sup>2</sup>**: 0.8703 **RMSE**: 1.94 **n**: 4990 Modelo 75 -2.978022290 + 0.722304222 LST MOD TmedQc017 + 0.001235565 NDVlch.n1 + 0.035663665 Ds R<sup>2</sup>: 0.8813 RMSE: 1.92 n: 4545 Modelo 147 -2.200473504 + 0.728435303 LST\_MOD\_TmedQc017 + 0.001106263 NDVlch.n2 + 0.034884097 Ds R<sup>2</sup>: 0.8806 RMSE: 1.93 **n**: 4545 Modelo 44 -0.6754644331 + 0.6477247974 LST AmaxTminQc017 + 0.0009163772 NDVlgc.cr + 0.0639229121 Ds **R<sup>2</sup>**: 0.8700 **RMSE**: 1.95 **n**: 3804 Modelo 80 -2.03264178 + 0.64184443 LST AmaxTminQc017 + 0.00112180 NDV/ch.n1 + 0.06617132 Ds **R<sup>2</sup>**: 0.8705 **RMSE**: 1.94 **n**: 3804 Modelo82 -3.203627742 + 0.707234582 LST PromMODMYN Qc017 + 0.001233655 NDVlch.n1 + 0.048049705 Ds **R<sup>2</sup>**: 0.8700 **RMSE**: 1.86 **n**: 2047

*Nota*. Modelos predictores  $TMSc_{10cm}$  seleccionados para la etapa de validación. Coeficientes de determinación, RMSE y *n* de cada modelo.

#### 3.5 VALIDACIÓN DE LOS MODELOS

#### 3.5.1 Validación espacial y temporal de los modelos predictores TMSc

Utilizando una base de datos independiente se realizó una validación cruzada de los modelos seleccionados en la etapa de calibración, es decir, aquellos con mejor ajuste (Tabla 9 para 5 y 10 cm y Tabla 11 para 10 cm).

Los modelos TMSc<sub>5cm</sub> y TMSc<sub>10cm</sub> se utilizaron para predecir la temperatura del suelo a 5 y 10 cm en las localizaciones y el intervalo temporal definidos en la creación de la base de datos independiente. En la base de datos, cada una de las observaciones tiene asociados un valor de NDVI, LST y Ds, con los cuales el modelo a validar predice un valor de temperatura del suelo en el lugar y tiempo de la observación. En Rstudio se evaluó el ajuste de las predicciones con respecto a las observaciones *in situ*.

El grado de ajuste de cada modelo evaluado, medido mediante R<sup>2</sup> y RMSE, y los gráficos de observados contra predichos se presentan en las Figuras 27 y 28. En los gráficos, la línea roja es la línea de ajuste perfecto.

Tabla No. 11Modelos predictores de TMSc10cm con mejor ajuste



*Nota.* Gráficos de observados contra predichos de los modelos predictores TMSc<sub>5cm</sub> (73, 145, 39, 129) y TMSc<sub>10cm</sub> (73, 145), evaluados en la etapa de validación. En cada gráfico la línea roja indica el ajuste perfecto. Para cada modelo se presentan los coeficientes de determinación, RMSE y n.



*Nota*. Gráficos de observados contra predichos de los modelos predictores  $TMSc_{10cm}$  (81, 75, 147, 44, 80 y 82), evaluados en la etapa de validación. En cada gráfico la línea roja indica el ajuste perfecto. Para cada modelo se presentan los coeficientes de determinación, RMSE y *n*.

### 3.6 APLICACIÓN DEL MODELO

#### 3.6.1 Metodología para el mapeo de la temperatura del suelo

La caracterización intra-anual de la temperatura del suelo cubierto a 5 y 10 cm para Uruguay utilizando dos modelos validados, se realizó mediante un método que se denomina *Pixel-based regression*, o *Pixel-wise regression*.

En este trabajo, el conjunto de los datos contenidos en imágenes georreferenciadas, tienen un tamaño (PRef) y una resolución espacial (1km) idéntica para cada una de las variables. En las imágenes (LST, NDVI o Ds), cada uno de los pixeles tiene asignado un valor de la variable. Por otro lado, a los puntos de relevamiento de datos *in situ* se les fue asignado un pixel georreferenciado en esa grilla.

La metodología consiste en apilar las imágenes de cada variable (con la misma escala temporal) y aplicar una función (el modelo regresor) en cada pixel de la grilla, para obtener una imagen nueva. En la imagen nueva, el valor de cada uno de los pixeles, depende de la información de los pixeles ubicados en la misma posición en las imágenes de cada variable. Las imágenes deben tener la misma escala temporal. La imagen resultante tiene la misma escala temporal que las imágenes de las variables suministradas.

En la Figura 29 se presenta un esquema de la producción de un mapa para el mes de julio, realizado mediante el método pixel-based regression. Partiendo de dos imágenes LST, NDVI y un valor de Ds medio de julio, se obtiene un mapa de temperatura del suelo a 5 cm para ese mes. En la figura se señala un mismo pixel en las imágenes LST y NDVI cuyo valor junto al Ds medio se suministra al modelo, dando como resultado un pixel nuevo en la misma posición que los pixeles de partida, con un valor de la temperatura del suelo.



Figura No. 29 Producción do un mono TMSo modianto Divol hasad rograssiar

*Nota.* Método pixel-based regression para la producción de un mapa. Partiendo de dos imágenes LST, NDVI y un valor de Ds medio de julio, se produce un mapa de temperatura del suelo a 5 cm para ese mes. Los valores de los píxeles en la misma ubicación en las imágenes LST y NDVI, se suministran al modelo junto al Ds medio. El modelo predice el valor TMSc de un píxel nuevo en la misma posición que los píxeles LST y NDVI de partida.

Cuando fue elegido el modelo regresor, también lo fueron los tratamientos de LST y NDVI que la función incluye como variables independientes. Se seleccionaron TMSc<sub>5cm</sub>73 y TMSc<sub>10cm</sub>73:

TMSc5cm = -1.885395549 + 0.782981829 LST\_MOD\_TmedQc01765 + 0.001016962 NDVIch.n1 + 0.027060616 Ds TMSc10cm = -1.779071040 + 0.683248588 LST\_MOD\_TmedQc01765 + 0.001206056 NDVIch\_n1 + 0.046134775 Ds

Para la caracterización intra-anual de la temperatura del suelo, se realizaron mapas del valor promedio de cada mes, para los tratamientos LST y NDVI del modelo, del período 2001 - 2021.

#### 3.6.1.1 LST mensual medio del período 2001-2021 de Uruguay

Los modelos seleccionados que fueron aplicados en la caracterización intraanual de la temperatura del suelo a 5 y 10 cm de profundidad, incluyen la variante de la serie temporal LST denominada: LST\_MOD\_TmedQc01765.

El LST medio calculado a partir del registro diurno y nocturno con QA value 0, 17 y 65 de EOS Terra (serie: LST\_MOD\_TmedQc01765), es la serie que produjo uno de los ajustes más altos a 5 y 10 cm de profundidad, con R<sup>2</sup> calibración de 0.866 y 0.872, R<sup>2</sup> validación de 0.841 y 0.872, y RMSE validación 2.30 y 2.06 respectivamente. Tanto para la calibración como para la validación es la serie que tiene el *n* más alto para el ajuste a 5 y 10 cm. Al incluir el QA value 65 en la elaboración del mapa LST de Uruguay, el filtro QA es menos restrictivo que cuando sólo admite datos con calificación 0 y 17, por tanto, se incluyen más medidas de cada pixel para promediar.

En el programa Rstudio se apilaron las imágenes LST diurno, nocturno y los QA del producto MOD11A2 correspondientes al período 2001-2021. Se hizo una pila independiente con las imágenes diurnas y nocturnas. Para el conjunto de imágenes de cada año se convirtió el valor original en Kelvin a Celsius y se le aplicó el filtro QA.

El producto MOD11A2 tiene una frecuencia de imágenes de 8 días. Para determinar el LST medio mensual en el período analizado, se debe tener en cuenta el peso relativo de la información de cada imagen, en el o los meses cuyos valores diarios se encuentran en el período de la composición, considerando también si se trata de un año bisiesto o no.

El archivo ráster del producto MOD11A2 llamado LST\_doy2001001, indica en su nombre que los valores LST promediados en la composición son los que van del DOY 001 (1ero de enero) al DOY 008 (8 de enero) de 2001. Como el archivo está compuesto completamente por valores del mes de enero, el peso relativo de la información de los ráster DOY 001 de cada año en el cálculo de la media ponderada de enero, será 8/8. Lo mismo sucede con las imágenes siguientes: LST\_doy2001009 y LST\_doy2001017, hasta la imagen NDVI\_doy2001025, que es una composición desde el 25 de enero al 1ero de febrero. Es decir que el peso relativo de esta imagen en la media ponderada del mes de enero es de 7/8 y debe incluirse en el cálculo de la media ponderada del mes de febrero con un peso relativo de 1/8.

Este procedimiento se realizó en el programa Rstudio creando una matriz que contiene la escala de ponderación. Se obtuvieron 12 rasters, uno para cada mes del año, a partir de las imágenes de cada año ponderadas por su peso en cada mes. Este proceso se repitió para cada uno de los 21 años del período y para cada grupo de registros, diurnos y nocturnos. Los rasters creados tienen el valor LST promedio de cada mes de cada año para los registros diurnos y nocturnos.

En el siguiente paso se apilaron por mes, formando 12 apilamientos con 21 imágenes cada uno. Una vez creados los apilamientos de cada mes, se calculó el promedio de cada apilamiento. El proceso se realizó para los apilamientos de los registros diurnos y se repitió con los nocturnos. En este paso también se calculó la mediana y el desvío como sets de datos complementarios. Los promedios mensuales de los registros diurnos se promediaron con los nocturnos, y se obtuvieron los mapas mensuales de LST medio mensual, calculado a partir del registro diurno y nocturno con filtro QA value 0, 17 y 65, los cuales se presentan en la Figura 30.

#### Figura No. 30

LST (LST\_MOD\_TmedQc01765) intra-anual de Uruguay. Periodo 2001-2021



*Nota*. Mapas de LST medio mensual (tratamiento: LST\_MOD\_TmedQc01765), calculado a partir del registro diurno y nocturno a partir de datos con QA value 0, 17 y 65, para el período 2001-2021.

#### 3.6.1.2 NDVI mensual medio del período 2001-2021 de Uruguay

Los modelos seleccionados que fueron aplicados en la caracterización intraanual de la temperatura del suelo a 5 y 10 cm de profundidad, incluyen la variante de la serie temporal NDVIch.n1

La serie temporal NDVI ch-n1 es la serie que produjo el ajuste más alto a 5 y 10 cm de profundidad, cuando la variante LST en el modelo fue LST\_MOD\_TmedQc01765. La serie es el resultado de aplicar el filtro de calidad QA value 2112, 2114, 4160, 4162, 6208 y 6210 a la serie original, posteriormente el filtro S-G con parámetros m=4 y d=3, y por último el paso 4 del método de Chen et al. (2004) donde se comparan los valores de la serie filtrada con la serie original, y se sustituyen en la serie filtrada aquellos valores que sean menores por los valores de la serie original.

En el programa Rstudio se apilaron las imágenes NDVIcr.cr y NDVIqc.sg de cada año del período 2001 - 2021. Se compararon los valores de las pilas anuales de ambas series y se sustituyeron según el criterio descrito, dando como resultado un nuevo conjunto de imágenes con el mismo tratamiento que la serie NDVIch-n1.

El producto MOD13A2 tiene una frecuencia de imágenes de 16 días. Utilizando el mismo criterio que para la variable LST, para la determinación del NDVI medio mensual en el período 2001 - 2021 se debió considerar el peso relativo de la información de cada imagen, en el o los meses cuyos valores diarios se encuentran en el período de la composición de 16 días, y si se trata de un año bisiesto o no.

El archivo ráster del producto MOD13A2 llamado \_doy2001001 indica que el valor NDVI es el más alto del período de la composición, que comienza el DOY 001 (1ero de enero) hasta el DOY 016 (16 de enero) de 2001. Como el archivo está compuesto completamente por valores del mes de enero, el peso relativo de la información de los ráster DOY 001 de cada año en el cálculo de la media ponderada de enero, será 16/16. La imagen NDVI\_doy2001017 es una composición desde el 17 de enero al 2 de febrero, es decir que el peso relativo de esta imagen en la media ponderada del mes de enero es de 14/16, y también debe incluirse en el cálculo de la media ponderada del mes de febrero con un peso relativo de 2/16.

De igual forma que en el caso de la variable LST, en Rstudio se creó una matriz que contiene la escala de ponderación y se obtuvieron los 12 rasters para cada mes del año, a partir de las imágenes de cada año ponderadas por su peso relativo en cada mes. El proceso se repitió para cada uno de los 21 años del período. Los rasters creados tienen el valor NDVI promedio de cada mes de cada año con el tratamiento ch-n1. Posteriormente se apilaron por mes formando 12 apilamientos con 21 imágenes cada uno. Una vez creados los apilamientos de cada mes, se calculó el promedio de cada apilamiento y posteriormente se produjeron los mapas de NDVI medio mensual con el tratamiento ch-n1, que se presentan en la Figura 30.

**Figura No. 31** NDVI (NDVIch.n1) intra-anual de Uruguay. Periodo 2001-2021



*Nota*. Mapas de NDVI medio mensual (tratamiento: NDVIch.n1), para el período 2001-2021.

#### 3.6.1.3 Criterios para la presentación de mapas

Las imágenes producidas se intersecaron con el contorno terrestre nacional, el mapa de urbanizaciones y los espejos de agua. La temperatura se presenta en intervalos de 0,7° C, representados con distintos tonos de color.

En cada mapa mensual se incluyó un gráfico de barras con el recuento de píxeles por intervalo de temperatura. A partir del conteo de píxeles es posible calcular en km<sup>2</sup>, el área total del país con un determinado rango de temperatura para cada mes del año.

#### 4. <u>RESULTADOS Y DISCUSIÓN</u>

#### **4.1 MODELOS PREDICTORES**

A continuación, se detallan los modelos predictores de la temperatura media del suelo cubierto a 5 y 10 cm de profundidad.

#### 4.1.1 Modelos predictores TMSc a 5 cm de profundidad para Uruguay

#### Tabla No. 12

Modelos predictores de TMSc<sub>5cm</sub>

### Modelo 73

Modelo

 $- 1.885395549 + 0.782981829 \, \text{LST} \underline{\text{MOD}} \underline{\text{TmedQc01765}} + 0.001016962 \, \underline{\text{NDVlch.n1}} + 0.027060616 \, \underline{\text{Ds}} + 0.001016962 \, \underline{\text{NDVlch.n1}} + 0.027060616 \, \underline{\text{Ds}} + 0.001016962 \, \underline{\text{NDVlch.n1}} + 0.00106962 \, \underline{\text{NDVlch.n1}} + 0.$ 

#### Modelo 145

 $-1.394561608 + 0.786474936 \ \text{LST} \ \text{MOD} \ \text{TmedQc} 01765 + 0.000937529 \ \text{NDVlch.n2} + 0.027144537 \ \text{Ds}$ 

#### Modelo 39

 $- 1.974342582 + 0.8211732354 \ \text{LST} \ \text{MOD} \ \text{Tmed} \ \text{Qc} 017 + 0.0009003997 \ \text{NDVlqc.cr} + 0.0151742463 \ \text{Ds} + 0.0009003997 \ \text{NDVlqc.cr} + 0.0151742463 \ \text{Ds} + 0.0151742463 \ \text{Ds} + 0.0009003997 \ \text{NDVlqc.cr} + 0.0009003997 \ \text{NDVlqc.cr} + 0.0151742463 \ \text{Ds} + 0.0009003997 \ \text{NDVlqc.cr} + 0.00090003997 \ \text{NDVlqc.cr} + 0.0009003997 \ \text{NDVlqc.cr} + 0.00090$ 

#### Modelo 129

- 2.689846967 + 0.821315701 LST\_MOD\_TmedQc017 + 0.001010757 NDVlqc.md + 0.016833814 Ds

*Nota*. Modelos para la predicción de TMSc<sub>5cm</sub> a partir de LST, NDVI y Ds.

#### 4.1.2 Modelos predictores TMSc a 10 cm de profundidad para Uruguay

#### Tabla No. 13

Modelos predictores de TMSc<sub>10cm</sub>

Modelo

#### Modelo 73

-1.779071040 + 0.683248588 LST\_MOD\_TmedQc01765 + 0.001206056 NDVlch\_n1 + 0.046134775 Ds

#### Modelo 145

-1.022821578 + 0.687941591 LST\_MOD\_TmedQc01765 + 0.001083422 NDVlch\_n2 + 0.046114599 Ds

#### Modelo 81

-1.926986206 + 0.696096256 LST\_PromMODMYN\_Qc01765 + 0.001121343 NDVlch.n1 + 0.043896648 Ds

#### Modelo 75

 $-2.978022290 + 0.722304222 \ \ LST_MOD_TmedQc017 + 0.001235565 \ \ NDVlch.n1 + 0.035663665 \ \ Ds$ 

#### Modelo 147

-2.200473504 + 0.728435303 LST\_MOD\_TmedQc017 + 0.001106263 NDVlch.n2 + 0.034884097 Ds

#### Modelo 44

-0.6754644331 + 0.6477247974 LST\_AmaxTminQc017 + 0.0009163772 NDVlqc.cr + 0.0639229121 Ds

#### Modelo 80

-2.03264178 + 0.64184443 LST\_AmaxTminQc017 + 0.00112180 NDV/ch.n1 + 0.06617132 Ds

#### Modelo 82

-3.203627742 + 0.707234582 LST\_PromMODMYN\_Qc017 + 0.001233655 NDVlch.n1 + 0.048049705 Ds

Nota. Modelos para la predicción de TMSc<sub>10cm</sub> a partir de LST, NDVI y Ds.

### 4.2 CARACTERIZACIÓN DE LA TEMPERATURA DEL SUELO

A continuación, se presentan los mapas mensuales de la temperatura media del suelo cubierto a 5 y 10 cm de profundidad, de Uruguay.

#### 4.2.1 Mapas mensuales de TMSc<sub>5cm</sub> de Uruguay



# Figura No. 33 TMSc<sub>5cm</sub> de febrero



# Figura No. 34

TMSc<sub>5cm</sub> de marzo



# Figura No. 35 TMSc<sub>5cm</sub> de abril



# Figura No. 36 TMSc<sub>5cm</sub> de mayo



# Figura No. 37 TMSc5cm de junio



# Figura No. 38 TMSc5cm de julio



Figura No. 39 TMSc<sub>5cm</sub> de agosto



Figura No. 40 TMSc<sub>5cm</sub> de setiembre



### Figura No. 41 TMSc<sub>5cm</sub> de octubre



Figura No. 42 TMSc<sub>5cm</sub> de noviembre



# Figura No. 43 TMSc<sub>5cm</sub> de diciembre



## 4.2.2 Mapas mensuales de TMSc<sub>10cm</sub> de Uruguay

## Figura No. 44

TMSc<sub>10cm</sub> de enero


# Figura No. 45

TMSc<sub>10cm</sub> de febrero



# Figura No. 46

TMSc<sub>10cm</sub> de marzo



# **Figura No. 47** *TMSc*10cm de abril



# Figura No. 48

TMSc<sub>10cm</sub> de mayo



# Figura No. 49 TMSc<sub>10cm</sub> de junio



# Figura No. 50 TMSc<sub>10cm</sub> de julio



# Figura No. 51

TMSc<sub>10cm</sub> de agosto



Figura No. 52 TMSc<sub>10cm</sub> de setiembre



Figura No. 53 TMSc<sub>10cm</sub> de octubre



Figura No. 54 TMSc<sub>10cm</sub> de noviembre



Figura No. 55 TMSc<sub>10cm</sub> de diciembre



#### 4.3 DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

#### 4.3.1 Sobre los Modelos

#### 4.3.1.1 Magnitud del ajuste

Los modelos seleccionados para cada profundidad, tienen ajustes y capacidad predictiva muy similares. Los modelos TMSc<sub>5cm</sub> obtuvieron R<sup>2</sup> 0,861 a 0,869 y RMSE 2,20 a 2,24 en la calibración, y R<sup>2</sup> 0,835 a 0,845 y RMSE 2,27 a 2,36 en la validación. Los modelos TMSc<sub>10cm</sub> obtuvieron valores de ajuste superiores en la calibración con R<sup>2</sup> 0,870 a 0,881 y RMSE 1,86 a 1,98, y en la validación con R<sup>2</sup> 0,871 a 0,891 y RMSE 2,06 a 1,76.

Los resultados obtenidos por Huang et al. (2020) también muestran una ligera mejoría de las predicciones (evaluada por RMSE) de los modelos TMSc<sub>10cm</sub> con respecto a los modelos que predicen la temperatura del suelo a menor profundidad. Esto es atribuible a que las mediciones *in situ*, utilizadas para la calibración y validación, reflejan una atenuación de los extremos térmicos y una menor variabilidad a medida que aumenta la distancia a la interfase suelo-atmósfera.

Al comparar los indicadores de ajuste, Huang et al. (2020) produjeron modelos con ajustes ligeramente superiores evaluados por R<sup>2</sup> (hasta 0,920 calibración y hasta 0.913 validación). Estas diferencias pueden estar asociadas a que el área de estudio de Huang et al. (2020) es siete veces mayor a la de este trabajo, es heterogénea y presenta un contraste muy marcado a nivel climático, con temperaturas medias de -2.2 a 10°C, 55.1 y -56.3°C máxima y mínima para el período analizado, y a nivel topográfico con altitudes que van de 0 a 2000 m. Las series temporales de las variables ST<sub>d</sub>, LST y NDVI que utilizaron los autores, probablemente registran cambios periódicos muy marcados, lo cual puede mejorar las condiciones para establecer una relación funcional entre la variable predicha y las variables predictoras. El menor contraste estacional y la variabilidad climática intra e inter anual en el área de estudio de este trabajo, produjo modelos con ajustes un poco menores. No obstante, dado que el modelo ajustado se aplica en una región más homogénea, la capacidad predictiva alcanzada por los modelos evaluados es alta.

#### 4.3.1.2 Variantes de la variable LST

Las distintas variantes de la variable LST generaron mayores diferencias de ajuste entre los modelos evaluados que las variantes de la variable NDVI. En particular la serie temporal LST\_MOD\_TmedQc017 produjo los mejores ajustes para TMSc<sub>5cm</sub> y TMSc<sub>10cm</sub> independientemente de que variante NDVI fuera incluida en el modelo.

Las series temporales que produjeron los modelos con mejor ajuste, fueron el promedio entre el registro diurno y nocturno de Terra con QA value 0, 17 y QA value 0, 17, 65 (LST\_MOD\_TmedQc01765 y LST\_MOD\_TmedQc017) para TMSc<sub>5cm</sub> y TMSc<sub>10cm</sub>. Además, para TMSc<sub>10cm</sub> también se seleccionaron modelos

que incluyen el promedio del registro diurno de Aqua y el nocturno de Terra, con QA value 0, 17 (LST\_AmaxTminQc017) y el promedio de los promedios entre los overpass diurnos y nocturnos de Terra y overpass diurnos y nocturnos de Aqua LST\_PromMODMYN\_Qc01765 y LST\_PromMODMYN\_Qc017 con QA value 0, 17 y QA value 0, 17, 65.

En la etapa de calibración todos los modelos que incluyeron variantes LST obtenidas a partir de promediar las observaciones del mismo satélite o entre ambos satélites, tuvieron ajustes superiores (con R<sup>2</sup> medio 0,8582) a las variantes con una única observación de uno de los dos satélites (con R<sup>2</sup> medio 0,8110). La diferencia se debe a que la metodología empleada para la estimación de la temperatura media *in situ*, se realiza a partir del promedio de dos observaciones diarias. La relación no está dada por el horario en el que se hacen las mediciones, debido a que difieren de los horarios de overpass de los satélites, sino porque en ambos casos el valor obtenido en el cálculo de la media está alejado de los extremos térmicos.

#### 4.3.1.3 Variantes de la variable NDVI

Las distintas variantes de la variable NDVI generaron leves diferencias de ajuste entre los modelos evaluados. Las series temporales que produjeron los modelos con mejor ajuste fueron NDVIqc.cr, NDVIch.n1, NDVIch.n2 y NDVIqc.md para la predicción de TMSc<sub>5cm</sub> y NDVIqc.cr, NDVIch.n1 y NDVIch.n2 para la predicción de TMSc<sub>10cm</sub>. Todas estas variantes NDVI tienen algún nivel de filtrado, que va desde un filtro básico que elimina QA de baja calidad de la serie original (NDVIqc.cr) a nivel de filtrado alto (NDVIch.n1 o NDVIch.n2), producido a partir de aplicar método de Chen et al. (2004) hasta el paso 4.

Nueve de los doce modelos con mejor ajuste incluyen una de las variantes NDVIch.nx, que es la serie original con la máscara QA definida según los criterios de calidad de datos, la aplicación del filtro Savitzky–Golay y puntos aproximados a la envolvente superior de la señal NDVI. Los resultados indican que no es necesario incluir series con niveles de ajuste mayores al de estas series.

#### 4.3.1.4 Número de observaciones

El número de observaciones utilizadas en la calibración y la validación, difiere de forma importante entre los modelos evaluados. Si bien las bases de datos independientes son las mismas para todos los modelos para las dos etapas del análisis de regresión, los tratamientos para producir las variantes de la variable LST limitan el uso de los datos. Las series temporales que recibieron filtros menos restrictivos (con QA value 0,17, 65) utilizan el mayor número de observaciones. En el otro extremo, las series que promedian, el promedio del registro diurno y nocturno de cada satélite, requieren cuatro registros válidos (LST<sub>Td</sub>, LST<sub>Tn</sub>, LST<sub>Ad</sub> y LST<sub>An</sub>) para producir un valor diario. La serie con más restricciones para el uso de observaciones de la base de datos (LST\_PromMODMYN\_Qc017), requiere cuatro registros válidos y deben tener calificación de calidad de las observaciones 0 o 17.

Dada la muy baja diferencia que presentan los indicadores de ajuste en la calibración, se puede inferir que los modelos  $TMSc_{5cm}$  y  $TMSc_{10cm}$  ajustados aún con los *n* más bajos, pueden captar la mayor parte de la variabilidad en el rango temporal evaluado. Por ejemplo: los modelos  $TMSc_{10cm}$  73 y 145 tienen RMSE 1.98 con *n* observaciones (7605), mientras que los modelos 75 y 147 con el 66% de *n* tienen RMSE 1.92 y 1.93, y el modelo 44 tiene RMSE 1.95 con el 50% de *n*. De forma similar ocurre en la validación.

De los doce modelos seleccionados sólo el modelo TMSc<sub>10cm</sub> 82 tiene indicadores de ajuste claramente superiores. Se trata de un modelo que incluye la variante LST\_PromMODMYN\_Qc017 y por ese motivo utiliza el 27% de *n* en la calibración con RMSE 1.86, y un 32% de *n* en la validación con RMSE 1.76. La mayor capacidad predictiva del modelo TMSc<sub>10cm</sub> 82 puede estar indicando que el número de observaciones con las que se entrenó y evaluó el modelo no está incluyendo la variabilidad que se presenta con *n* mayores.

#### 4.3.1.5 Relación anual entre predicciones

En puntos con mediciones *in situ*, se analizó la variación anual de la temperatura del suelo a 5 cm con respecto a 10 cm de profundidad, predicha por los modelos TMSc<sub>5cm</sub> 73 y TMSc<sub>10cm</sub> 73. Las predicciones reflejan la atenuación de los extremos térmicos de TMSc<sub>10cm</sub> con respecto a TMSc<sub>5cm</sub>, así como los cruzamientos térmicos en otoño y primavera, manteniendo la relación que expresan las observaciones.

En la Figura 56 se presentan seis gráficos donde se comparan algunas relaciones observadas entre las mediciones *in situ* y las predicciones.



*Nota.* A1) Gráfico con el promedio de las observaciones a 5 y 10 cm de profundidad de INIA La Estanzuela, de cada mes del período 2006 a 2021. A2) Gráfico de los promedios mensuales de la temperatura TMSc<sub>5cm</sub> y TMSc<sub>10cm</sub> predicha por los modelos para el mismo período. B1) Gráfico con el promedio de las observaciones a 5 y 20 cm de profundidad de INIA Treinta y Tres, de cada mes del período 2006 a 2021. B2) Promedios mensuales de la temperatura observada a 20 cm de profundidad en INIA Treinta y Tres y TMSc<sub>5cm</sub> predicha por el modelo 73 para el mismo período. C1) Gráfico anual de INIA Treinta y Tres con el promedio de las observaciones a 5 cm de profundidad con suelo cubierto y descubierto, de cada mes del período 2009 a 2021. C2) Promedios mensuales de la temperatura observada a 5 cm de profundidad con suelo descubierto en INIA Treinta y Tres y TMSc<sub>5cm</sub> predicha por el modelo 73 para el mismo período.

En la Figura 56 parte A1 se presenta un gráfico anual de INIA La Estanzuela, con el promedio de las observaciones a 5 y 10 cm, de cada mes del período 2006 a 2021. En la parte A2 se graficaron los promedios mensuales de la temperatura TMSc<sub>5cm</sub> y TMSc<sub>10cm</sub> predicha por los modelos. Se puede observar

que: 1) en ambos gráficos se mantiene la relación entre las curvas. 2) Los gráficos muestran una diferencia en el momento del cruzamiento térmico de otoño, que sucede en mayo en las observaciones, y en las predicciones sucede en junio. 3) Los máximos son ligeramente menores y la diferencia de amplitud térmica es mayor en las predicciones.

En los suelos analizados se ha observado que la mayor atenuación entre la temperatura a 5 y 10 cm se da en el máximo, y luego del verano la diferencia de temperatura entre capas es muy leve. Esto puede deberse al mayor contenido de agua en invierno y en las estaciones intermedias, que confiere a esas capas de suelo mayor inercia térmica, y a la vez sustituye parte del volumen de aire por un fluido (el agua) con mayor conductividad térmica.

Dada la mayor distancia entre mediciones, la relación entre la temperatura del suelo a 5 y 20 cm de profundidad, expresa con mayor contraste el flujo de energía entre estas capas cuando se analiza a lo largo del año. INIA Treinta y Tres cuenta con registros de la temperatura a 5 y 20 cm durante el período 2006 a 2021. Conforme con la teoría, en septiembre la temperatura a 5 cm del suelo responde al calentamiento de primavera, pero a mayor profundidad las temperaturas aún reflejan el régimen térmico frío de invierno. La capa del suelo a 20 cm es más cálida en otoño tardío y en invierno, y es más fría en primavera y verano.

En la Figura 56 parte B1 se presenta un gráfico anual de INIA Treinta y Tres con el promedio de las observaciones a 5 y 20 cm, de cada mes del período 2006 a 2021. En la parte B2 se graficaron los promedios mensuales de la temperatura observada a 20 cm de profundidad y TMSc<sub>5cm</sub> predicha por el modelo 73. Se puede observar que: 1) en ambos gráficos se mantiene la relación entre las curvas. 2) Se mantiene el desfasaje de la temperatura a 20 cm con respecto a la temperatura a 5 cm. 3) Existe una leve sobrestimación de la TMSc<sub>5cm</sub> predicha de mediados de julio a diciembre, y una leve subestimación de la TMSc<sub>5cm</sub> predicha de enero a mayo, por tanto: 4) los gráficos muestran una diferencia en el momento del cruzamiento térmico de otoño, que sucede en marzo en las observaciones y en las predicciones en febrero, y 5) el momento del cruzamiento térmico de primavera, que ocurre en agosto en las observaciones y en las predicciones en julio.

En las estaciones de INIA con registros de la temperatura del suelo descubierto (La Estanzuela, Salto Grande, Tacuarembó y Treinta y tres), se ha observado que la cobertura vegetal tiene un impacto importante en la temperatura del suelo. El efecto de atenuación térmica en todos los casos ocurre con gran magnitud en el máximo y con mucho menor magnitud en el mínimo. En el caso de INIA Treinta y Tres no tiene efecto en el mínimo.

En la Figura 56 parte C1 se presenta un gráfico anual de INIA Treinta y Tres con el promedio de las observaciones a 5 cm de profundidad con suelo cubierto y descubierto, de cada mes del período 2009 a 2021. En la parte C2 se graficaron los promedios mensuales de la temperatura observada a 5 cm de profundidad con suelo descubierto y TMSc<sub>5cm</sub> predicha por el modelo 73. Se puede observar que: 1) en ambos gráficos se mantiene la relación entre las curvas. 2) Hay una leve

sobreestimación de la TMSc<sub>5cm</sub> predicha, desde mediados de mayo a enero, lo que produce 3) dos cruzamientos térmicos en mayo y en agosto.

#### 4.3.1.6 Incerteza relacionada con el horario de medida

Como se ha descrito, el horario de paso de los satélites es variable, dentro de un rango horario acotado y con un patrón periódico. En los extremos del rango horario, la distancia de la línea nadir al centro del PRef es superior a la necesaria para que el swath alcance a cubrir toda el área de estudio. En esas situaciones, la información diaria de la variable LST es una composición de dos overpass con aproximadamente 1:30 hs de diferencia. Los overpass que ocurren en los extremos del rango horario fueron aproximadamente el 19% del total.

Sin los extremos del rango horario de paso, el swath de los satélites cubre completamente el área de estudio, por tanto, la información de cada punto se produce en el mismo momento. No obstante, en estos casos el horario entre pasadas diarias para un mismo satélite puede variar hasta 1:05 hs aproximadamente.

Por otro lado, en las estaciones meteorológicas de INUMET e INIA se toma la medida de la temperatura media con metodologías distintas. En el caso de INIA la media se calcula a partir de dos medidas, uno de los horarios de medición (17:00 hs) se encuentra dentro del rango de overpass de Aqua, el otro horario de medida (9:00 hs) difiere del overpass más próximo en -4:00 hs aproximadamente. En el caso de INUMET la media se calcula a partir del registro de la temperatura máxima y mínima registrada, es decir que el horario de registro de los extremos térmicos es variable.

En este trabajo se han descrito cómo varían los sentidos y magnitud de los flujos de energía que provocan cambios constantes en la temperatura del suelo, y se ha señalado que las máximas y mínimas temperaturas diarias a distintas profundidades, están desfasadas con respecto a la temperatura superficial, y ese desfasaje aumenta con la profundidad.

Considerando esto, se infiere que 1) la unificación de criterios de las estaciones meteorológicas en la medida de la temperatura *in situ*, puede disminuir el error atribuible al horario de las mediciones. 2) Dado que en la mayoría de los casos el volumen de datos lo permite, se podría analizar el ajuste de los modelos sin la inclusión de información satelital que brindan los overpass que ocurren en los extremos del rango horario.

### 4.3.1.7 Incerteza en los registros LST

Los registros pueden reportar una temperatura radiante más fría si la absorción y dispersión atmosférica son altas, y una temperatura radiante más caliente cuando la emisión atmosférica es alta.

La herramienta disponible para manejar el error en los datos LST son los indicadores de calidad. En ese sentido, se han evaluado modelos que no incluyen las observaciones con QA value 65. Los modelos con variantes LST con QA 0,17 como TMSc<sub>5cm</sub> 39 tienen mejor ajuste que los modelos que incluyen variantes LST

con QA 0,17, 65 como TMSc<sub>5cm</sub> 73. No obstante, en la validación TMSc<sub>5cm</sub> 39 tiene RMSE 2.27 y TMSc<sub>5cm</sub> 73 tiene RMSE 2.30. El 71% de la información LST utilizada en este trabajo tiene error  $\leq$  1 kelvin (el error mínimo, con QA 0 y 17) y el restante 29% tiene un error  $\leq$  2 kelvin (QA 65). En aplicaciones del modelo como la producción de mapas, la ganancia en capacidad predictiva no justifica descartar el 29% de las observaciones.

#### 4.3.1.8 Incerteza en los registros NDVI

Se ha descrito cómo varían las curvas de reflectancia espectral frente al estrés o cambios fenológicos de las plantas, afectando la reflexión de la banda roja del espectro visible y el infrarrojo. La señal de reflectancia emitida por las cubiertas vegetales sufre distintos grados de modificación por influencia de la atmósfera, introduciendo sesgo en la medición.

De hecho, la incerteza del sensor MODIS para las bandas que registran reflectividad es de 5%, mientras que para las bandas térmicas es de 1%. Por las características del fenómeno de reflexión, no se puede asumir que con la aplicación de un filtro de calidad se pueda controlar el sesgo en los datos NDVI. Bajo la mayoría de condiciones climáticas la dispersión Mie y la absorción (principalmente por el agua), sumadas al ángulo de observación del sensor que aumenta o disminuye la altura de la columna atmosférica, generan variabilidad residual de alta frecuencia en la señal.

Esa variabilidad queda de manifiesto en la Figura 26, donde se comparan las señales NDVI según el tratamiento de los datos. El postproceso de la información NDVI con distintos niveles de filtrado reduce el sesgo y aproxima la señal al comportamiento natural de la vegetación.

Según los resultados, los tratamientos intermedios y altos de filtrado, generaron mayores ajustes que el tratamiento con el nivel más alto de filtrado. Es probable que esto guarde relación con que la variable LST no recibe otros tratamientos más allá del filtro de calidad, lo que produce menor relación funcional entre las variables predictoras cuando se incluyen señales NDVI con alto nivel de filtrado, afectando el ajuste del modelo.

### 4.3.1.9 Tamaño de píxel

La resolución espacial de los productos es de 1km, con una precisión entre bandas  $\leq 0,1$  pixel. La emisividad y la reflectancia registrada en un pixel, es un arreglo de distintos cuerpos terrestres que reflejan, absorben o transmiten energía en función de sus características y en distintas proporciones, dependiendo del rango del espectro electromagnético que incida en ellos.

La geomorfología, cobertura vegetal del suelo, espejos de agua, afloramientos rocosos, calzadas y edificaciones entre otros cuerpos de la superficie, son fuente de variabilidad en las observaciones LST y NDVI. Las aplicaciones del modelo y las inferencias sobre los resultados deben ajustarse a la escala. Trabajos futuros podrían implementar el uso de productos de otros sensores con mayor resolución para generar caracterizaciones más precisas.

#### 4.3.2 Sobre la caracterización intra-anual de TMSc

La caracterización intra-anual de TMSc<sub>5cm</sub> y TMSc<sub>10cm</sub> de Uruguay, en base a información satelital, es una aplicación de dos modelos seleccionados según los criterios y la metodología definida. La metodología empleada para el mapeo, determina que las fuentes de incerteza reconocibles sean las mismas descritas para los modelos.

La discusión detallada de los mapas supera el alcance de este trabajo. El estado previo del conocimiento sobre las variables de estudio, a escala país, es insuficiente para contrastar con los resultados obtenidos. Para respaldar cualquier valoración son necesarios más estudios.

No obstante, a partir de los fundamentos teóricos desarrollados en este trabajo, es posible hacer observaciones y apuntes muy generales sobre los resultados, con el fin de contribuir con preguntas que pueden ser respondidas en estudios futuros.

### 4.3.3 TMSc frente a la irradiación media mensual

La variabilidad horizontal y otros factores que afectan la temperatura del suelo, han limitado la capacidad para realizar inferencias inductivas a partir de las mediciones de la variable en estaciones meteorológicas distantes. El uso de imágenes satelitales permite contar con series de mediciones en cada punto observado, donde el valor de cada píxel es independiente del valor de los píxeles vecinos. Los mapas producidos sin interpolaciones abruptas, límites entre regiones térmicas discontinuos o difusos, y regiones heterogéneas que incluyen subregiones con diferente comportamiento térmico.

Se ha descrito la naturaleza de la energía que llega a la Tierra y cómo los procesos de atenuación astronómica y atmosférica, determinan variaciones constantes en la irradiancia a nivel de superficie. Mientras que la atenuación atmosférica es un fenómeno cuyos componentes tienen alta variabilidad intra e interanual, la atenuación astronómica se produce en ciclos periódicos y confiere periodicidad al suministro de energía al suelo. La proporción de reflexión, transmisión y absorción del suelo depende de características locales extrínsecas, como la geomorfología y el tipo de cubierta vegetal que ocurre en el lugar, e intrínsecas como las propiedades térmicas del suelo, definidas en función de la naturaleza y proporción de sus componentes.

Estas variables periódicas y aperiódicas, con efectos globales y locales, sumadas a la capacidad del subsuelo de almacenar y suministrar calor desde y hacia las capas suprayacentes, determinan la variabilidad diaria y anual de la temperatura del suelo.

En la Figura 57 se presenta una comparación gráfica entre la TMSc<sub>5cm</sub> y la irradiación media mensual definida mediante isolíneas (Abal et al., 2011), para enero, abril, julio y octubre. La superposición muestra que el aumento de TMSc<sub>5cm</sub> se da en la misma dirección y sentido que el aumento de radiación global. También se pueden observar algunas regiones donde, frente a un suministro de radiación

global similar, TMSc presenta un comportamiento térmico marcadamente distinto en algunos meses y entre meses.

## Figura No. 57



TMSc<sub>5cm</sub> e Irradiación media mensual (Im) para enero, abril, julio y octubre.

*Nota.* Irradiación media mensual definida mediante isolíneas (Im) superpuesta en los mapas TMSc<sub>5cm</sub> de enero, abril, julio y octubre.

## 4.3.4 Observaciones en cinco regiones

En la Figura 58 a la izquierda, se presenta el mapa TMSc<sub>5cm</sub> de julio, en el cual se señalan cinco regiones (A<sub>1</sub>, A<sub>2</sub>, A<sub>3</sub>, B y C) con contrastes que en este mes son fácilmente observables. A la derecha se presenta un gráfico con la variación anual de TMSc<sub>5cm</sub> en puntos de cada región.



Figura No. 58 Ubicación de las regiones con TMSc contrastante respecto Im.

*Nota*. Regiones A<sub>1</sub>, A<sub>2</sub>, A<sub>3</sub>, B y C con contrastes importantes en TMSc. A la derecha se presenta un gráfico con la variación anual de TMSc<sub>5cm</sub> en un punto de cada región observada.

A<sub>1</sub>, A<sub>2</sub> y A<sub>3</sub>, en julio pueden presentar temperaturas próximas a la máxima, en zonas donde la irradiación es de rango medio. En la Figura 45, se puede observar que en enero las TMSc de estas regiones son medias. Es decir que las regiones A<sub>1</sub>, A<sub>2</sub> y A<sub>3</sub> tienen una atenuación de los extremos térmicos, cuando se las compara con zonas con similar irradiación en el mes más frío y en el más cálido.

En la región B durante el mes de julio suceden las mínimas TMSc anuales. No obstante, los niveles de irradiancia en julio no son los mínimos. Por otro lado en la Figura 58 en esta región, se puede observar que en enero TMSc no es la mínima, y los niveles de irradiancia están en rangos superiores al rango medio. Esto determina que en la región B, TMSc tenga la máxima amplitud térmica anual.

En julio en la región C hay TMSc medias con los niveles de irradiancia más bajos. En la Figura 45 en el mes de enero, se puede observar que algunas zonas de la región tienen las TMSc más bajas del mes con niveles bajos de irradiancia. Este comportamiento diferencial con respecto al suministro de energía, determina que esta región tenga baja amplitud térmica.

### 4.3.4.1 Apuntes respecto al efecto de los montes forestales

Cuando se analizan las regiones A<sub>1</sub>, A<sub>2</sub> y A<sub>3</sub>, rápidamente surgen al menos un par de asociaciones: 1) se trata de regiones con fuerte presencia de sistemas de producción forestal, 2) asociados a materiales parentales que generan suelos propicios para ese tipo de cobertura.

En la Figura 59 se presentan las cinco regiones en la Cartografía Forestal Nacional 2021 (División Evaluación e Información, 2021) y el mapa de Cobertura y Uso Del Suelo Del Uruguay 2020/2021 (Dirección General de Recursos Naturales, 2021)

## Figura No. 59





*Nota.* Regiones A<sub>1</sub>, A<sub>2</sub>, A<sub>3</sub>, B y C en la Cartografía Forestal Nacional 2021 y el mapa de Cobertura y Uso Del Suelo Del Uruguay 2020/2021. Adaptado de División Evaluación e Información (2021) y Dirección General de Recursos Naturales (2021).

En la Figura 60 se presentan las cinco regiones contextualizadas en la Carta de Reconocimiento de Suelos Del Uruguay (Ministerio de Ganadería Agricultura y Pesca, 1976), la Carta Geológica del Uruguay (Bossi & Ferrando, 2001), el Modelo Digital de Terreno (Dirección General de Recursos Naturales, s.f.) y la Evaluación del Drenaje Natural de las Tierras del Uruguay (Dirección General de Recursos Naturales, 2004).







*Nota.* Regiones A<sub>1</sub>, A<sub>2</sub>, A<sub>3</sub>, B y C en la Carta de Reconocimiento de Suelos Del Uruguay escala 1/1.000.000, la Carta Geológica del Uruguay escala 1/500.000, el Modelo Digital de Terreno y la Evaluación del Drenaje Natural de las Tierras del Uruguay. Adaptado de Ministerio de Ganadería Agricultura y Pesca (1976), Bossi y Ferrando (2001), Dirección General de Recursos Naturales (s.f.) y Dirección General de Recursos Naturales (2004).

Al comparar la cartografía forestal con los mapas TMSc<sub>5cm</sub> y TMSc<sub>10cm</sub> de los meses que presentan extremos térmicos, la coincidencia de las anomalías (entre irradiación y TMSc) con las masas boscosas es exacta y constante. Este fenómeno no sólo se circunscribe a las regiones A<sub>1</sub>, A<sub>2</sub> y A<sub>3</sub>, que incluyen grandes extensiones forestales; en cualquier zona del país las masas boscosas aisladas influyen sobre el flujo de energía a escala microclimática, produciendo una atenuación de las temperaturas máximas y mínimas del suelo.

Observaciones en las regiones B y C muestran que el fenómeno opera fuertemente aún con suelos, materiales parentales, altitud y drenaje natural diferentes; con independencia de si se trata de montes comerciales o nativos.

El mapa de uso del suelo de la Figura 59 indica que la región B en su gran mayoría está destinada a la producción de pasturas y agricultura de secano; no obstante, a lo largo de la zona norte de la región hay montes forestales aislados, donde se producen contrastes con la temperatura del suelo circundante frente a un mismo nivel de irradiación. En la región C se puede observar el mismo efecto sobre la Sierra de Carapé, producido por montes naturales. En esta zona al efecto de la vegetación se le suma la cercanía a la costa oceánica.

En el futuro sería importante evaluar el grado de ajuste de las estimaciones de TMSc<sub>5cm</sub> y TMSc<sub>10cm</sub> en zonas de montes forestales, tomando medidas *in situ*. En etapa de calibración y validación de los modelos, no se incluyeron mediciones de la temperatura del suelo bajo este tipo de cobertura, que a priori tiene un fuerte impacto en la variable de estudio.

#### 4.3.4.2 Apuntes respecto a las temperaturas mínimas anuales

La región B incluye las áreas donde ocurren las mínimas temperaturas del año el mes de julio. En la Figura 60 se puede observar que estos contrastes térmicos ocurren con un grado alto de coincidencia: A) sobre rocas ígneas félsicas y metamórficas del Terreno Piedra Alta. B) En suelos dominantes superficiales o de profundidad media, textura franca o arenosa-franca, gravillosos, con porcentajes medios de materia orgánica, de la unidad San Gabriel-Guaycurú (SG-G); que alternan con áreas menores de suelos medios a profundos, francos, franco-limo-arcillosos o limo-arcillosos, con porcentajes altos de materia orgánica, de las unidades Rizo (Ri), La Carolina (LC) y Trinidad (Tr). C) Con drenaje natural de los suelos moderado a algo pobre. E) Sobre crestas (unidades Ri, LC y Tr), laderas y valles (unidad SG-G) de la Cuchilla Grande Inferior. F) En áreas destinadas a la producción de pasturas (SG-G) y agricultura de secano (Ri, LC y Tr).

En este trabajo se ha señalado que, frente a un mismo régimen de irradiancia, los rangos de variación de la temperatura de los suelos están determinados principalmente por la conductividad térmica, el calor específico, la evaporación y la inercia térmica de sus componentes.

Robertson (1988) informa que las rocas félsicas tienen baja conductividad térmica y alta capacidad calorífica relativa, cuando se las compara con rocas basálticas o limolitas muy cementadas. Es decir que, comparado con basalto o limolitas muy cementadas, el granito es un material más aislante en términos de transferencia de calor. No obstante, la relación puede variar mucho cuando aumenta el porcentaje de cuarzo, la porosidad secundaria de las rocas félsicas, o cuando las limolitas contienen distintas proporciones de agua.

En el balance de intercambio de energía en la superficie terrestre, el subsuelo es un sumidero de calor [B], que almacena la energía que reciben las capas suprayacentes en las estaciones con mayor irradiación y suministra energía al suelo en estaciones con baja irradiación. Cabe preguntase si por sus

características, el flujo de energía suelo-subsuelo, al menos en la unidad de suelo SG-G, es menor en los meses de otoño e invierno al de las unidades circundantes sobre subsuelos sedimentarios.

Se ha señalado en este trabajo que los suelos secos se calientan antes y se enfrían más rápido que los suelos húmedos, debido al alto calor específico del agua. Si bien el drenaje natural en la región B fue definido como moderado a algo pobre, se puede observar en el gráfico de la Figura 46 una baja inercia térmica, que determina un rápido aumento de TMSc en primavera y un rápido descenso de TMSc en otoño. En este sentido, puede ser relevante considerar la profundidad de los suelos de la unidad SG-G (superficial a media), sobre materiales parentales que no presentan porosidad primaria. Es decir, que el volumen de agua puede estar acotado al que contienen los perfiles poco profundos de la unidad SG-G, en contraste con lo que sucede en unidades circundantes.

La región B incluye zonas con la máxima amplitud térmica anual del país. Se estima que la causa sea el cambio estacional de la proporción de irradiancia que recibe. La región B recibe el 80% (6,8 kWh/m<sup>2</sup>) de irradiación media mensual con respecto a la máxima (7,1 kWh/m<sup>2</sup>) registrada en Uruguay en el mes de enero, mientras que en julio recibe el 37,5% (2,4 kWh/m<sup>2</sup>) con respecto a la máxima (7,1 kWh/m<sup>2</sup>).

En el futuro se podría investigar cuáles son las características térmicas de los materiales parentales de la región B y medir las variaciones de la temperatura del suelo y el subsuelo. Incorporando al análisis otros factores como la distancia a la costa oceánica, los procesos de advección [Q], la temperatura de las precipitaciones [N] y el efecto de la vegetación [R+D+A], se podría describir la dinámica del flujo de energía que determina las mínimas temperaturas en ese contexto.

#### 5. CONCLUSIONES

Este trabajo es el primero en abordar la caracterización de la temperatura del suelo en Uruguay. Representa un avance en el estado del conocimiento de una importante propiedad física del suelo, que interviene en todos los procesos edáficos; es un componente relevante en el sistema climático, e influye en los procesos ecológicos, hidrológicos, biogeográficos y biogeoquímicos terrestres.

Considerando la variabilidad espacio-temporal de la temperatura del suelo y los resultados reportados en trabajos precedentes, se concluye que la magnitud del ajuste y la capacidad predictiva de los modelos evaluados es muy alta. LST, NDVI y Ds son excelentes predictores de TMSc<sub>5cm</sub> y TMSc<sub>10cm</sub>.

Cuando se comparan entre sí las predicciones TMSc<sub>5cm</sub> y TMSc<sub>10cm</sub>, se observa que mantienen similar relación que las presentadas por las observaciones *in situ* realizadas a la misma profundidad, con leves diferencias en los meses donde se producen cruzamientos térmicos.

Los modelos que incluyeron series temporales con tratamientos de filtrado, siempre ajustaron mejor que el uso de los datos originales. Se analizaron las fuentes de incerteza reconocibles y se observó que existe margen para mejorar la calidad de las observaciones *in situ* y el criterio de selección de la información satelital, en función del horario de overpass de los satélites.

La caracterización intra-anual de TMSc<sub>5cm</sub> y TMSc<sub>10cm</sub> de Uruguay, en base a información satelital, es una aplicación de dos modelos evaluados. La metodología empleada para la producción de mapas, determina que las fuentes de incerteza reconocibles sean las mismas descritas para los modelos. Se infiere que los mapas TMSc<sub>5cm</sub> y TMSc<sub>10cm</sub> expresan la variabilidad espacio-temporal de la variable predicha, con similar solvencia a la mostrada en la etapa de validación de los modelos.

Observaciones preliminares muestran la pertinencia del estudio del efecto que tienen los bosques, la naturaleza del suelo y el subsuelo, entre otras fuentes de variabilidad, sobre la temperatura del suelo. El mejoramiento y ampliación de la red de medición, la utilización de información satelital con mayor resolución, y la implementación de métodos basados en machine learning, son caminos posibles de cara a mejorar el ajuste y la escala de la información presentada en esta tesis.

### 6. <u>BIBLIOGRAFÍA</u>

- Abal, G., D'Angelo, M., Cataldo, J., & Gutiérrez, A. (2011). *Mapa solar del Uruguay versión 1.0: Memoria Técnica*. Universidad de la República.
- Abdel-Ghany, A. M., Al-Helal, I. M., Alsadon, A., Ibrahim, A., & Shady, M. (2022). Measuring and predicting the in-ground temperature profile for geothermal energy systems in the desert of arid regions. *Energies*, *15*(19), Artículo e7268. <u>https://doi.org/10.3390/en15197268</u>
- Acevedo, P., Morales-Salinas, L., Parra, J., & Sobrino, J. (2006). Estimación de la temperatura de suelo desde datos satelitales AVHRR-NOAA aplicando algoritmos de split window. *Revista Mexicana de Física*, *52*, 238-245.
- Alexander, E. B. (2013). Soils in natural landscapes. CRC Press.
- Alizamir, M., Kisi, O., Ahmed, A. N., Mert, C., Fai, C. M., Kim, S., Kim, N. W., & El-Shafie, A. (2020). Advanced machine learning model for better prediction accuracy of soil temperature at different depths. *PLOS ONE*, *15*(4), Artículo e0231055. <u>https://doi.org/10.1371/journal.pone.0231055</u>
- Al-Kaisi, M. M., Lal, R., Olson, K. R., & Lowery, B. (2017). Fundamentals and functions of soil environment. En M. M. Al-Kaisi & B. Lowery (Eds.), Soil health and intensification of agroecosystems (pp. 1-23). Academic Press. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-805317-1.00001-4
- Alonso-Suárez, R. (2017). Estimación del recurso solar en Uruguay mediante imágenes satelitales [Disertación doctoral, Universidad de la República]. Colibrí.

https://www.colibri.udelar.edu.uy/jspui/handle/20.500.12008/20200

- Aqua Project Science. (2023). Aqua earth-observing satellite. NASA. <u>https://aqua.nasa.gov/</u>
- Atmospheric Science Data Center. (2020). *Terra spacecraft loss of accurate orbit data record* [Conjunto de datos]. NASA. https://asdc.larc.nasa.gov/documents/misr/terra-maneuvers.html
- Azcón-Bieto, J., & Talón, M. (2008). *Fundamentos de fisiología vegetal* (2ª ed.). McGraw-Hill.
- Badejo, M. A. (1990). Seasonal abundance of soil mites (Acarina) in two contrasting environments. *Biotropica*, *22*(4), 382-390. https://doi.org/10.2307/2388555
- Bai, Y., Scott, T. A., & Min, Q. (2014). Climate change implications of soil temperature in the Mojave Desert, USA. *Frontiers of Earth Science*, 8(2), 302-308. <u>https://doi.org/10.1007/s11707-013-0398-3</u>
- Bakhtshahi-Dizgahi, Z., Alizadeh, M., Seifi, E., Javadi, D., & Hosseinpour, A. (2018). Effects of cold stratification and chemical treatments on seed germination in four hazelnut cultivars. *Advances in Horticultural Science*, 32(4), 511-516. <u>https://doi.org/10.13128/AHS-20537</u>
- Bilgili, M. (2010). Prediction of soil temperature using regression and artificial neural network models. *Meteorology and Atmospheric Physics*, *110*(1), 59-70. https://doi.org/10.1007/s00703-010-0104-x
- Bossi, J., & Ferrando, L. (2001). *Carta geológica del Uruguay escala 1/500.000* [Mapa]. Universidad de la República.
- Bossio, D. A., Cook-Patton, S. C., Ellis, P. W., Fargione, J., Sanderman, J., Smith, P., Wood, S., Zomer, R. J., von Unger, M., Emmer, I. M., & Griscom, B. W. (2020). The role of soil carbon in natural climate solutions. *Nature Sustainability*, *3*(5), 391-398. <u>https://doi.org/10.1038/s41893-020-0491-z</u>

- Broznić, D., & Milin, Č. (2012). Effects of temperature on sorption-desorption processes of imidacloprid in soils of Croatian coastal regions. *Journal of Environmental Science and Health, Part B, 47*(8), 779-794. https://doi.org/10.1080/03601234.2012.676413
- Buchan, G. (2000). Soil temperature regime. En K. Smith & C. Mullins (Eds.), Soil and environmental analysis: Physical methods (2<sup>a</sup> ed. Rev., pp. 539-594). CRC Press. https://doi.org/https://doi.org/10.1201/9780203908600
- Butcher, G. (Autor), Mottar, J. (Diseño gráfico), Parkinson, C. (Editor y Science Advisor), & Wollack, E. (Editor y consultor científico). (2016). *Tour of the electromagnetic spectrum* (3<sup>a</sup> ed.). NASA. <u>https://smdprod.s3.amazonaws.com/science-pink/s3fs-public/atoms/files/Tour-of-the-EMS-TAGGED-v7\_0.pdf</u>
- Chen, J., Jönsson, P., Tamura, M., Gu, Z., Matsushita, B., & Eklundh, L. (2004). A simple method for reconstructing a high-quality NDVI time-series data set based on the Savitzky–Golay filter. *Remote Sensing of Environment*, 91(3-4), 332-344. <u>https://doi.org/10.1016/J.RSE.2004.03.014</u>
- Didan, K., & Barreto Munoz, A. (2019). *MODIS vegetation index user's guide* (*MOD13 Series*): Version 3.10. University of Arizona. <u>https://lpdaac.usgs.gov/documents/621/MOD13\_User\_Guide\_V61.pdf</u>
- Dirección General de Recursos Naturales. (s.f.). *Modelo digital de terreno* [Mapa]. MGAP. http://web.renare.gub.uy/sig/dem\_renare/dem.zip
- Dirección General de Recursos Naturales. (2004). Evaluación del drenaje natural de las tierras del Uruguay. MGAP. <u>https://www.gub.uy/ministerio-</u> ganaderia-agricultura-pesca/sites/ministerio-ganaderia-agriculturapesca/files/documentos/publicaciones/Evaluacion%20del%20drenaje%20 natural%20de%20las%20tierras%20del%20Uruguay%20primera%20apro ximaci%C3%B3n.pdf
- Dirección General de Recursos Naturales. (2021). Cobertura y uso del suelo del Uruguay 2020/2021 [Mapa]. MGAP. <u>https://www.gub.uy/ministerio-ganaderia-agricultura-pesca/sites/ministerio-ganaderia-agricultura-pesca/files/documentos/noticias/MapaUso2020\_2021.pdf</u>
- División Evaluación e Información. (2021). *Cartografía forestal nacional* 2021. MGAP. <u>https://www.gub.uy/ministerio-ganaderia-agricultura-pesca/sites/ministerio-ganaderia-agricultura-pesca/files/documentos/publicaciones/Publicacion\_dgf.pdf</u>
- Droulia, F., Lykoudis, S., Tsiros, I., Alvertos, N., Akylas, E., & Garofalakis, I. (2009). Ground temperature estimations using simplified analytical and semi-empirical approaches. *Solar Energy*, *83*(2), 211-219. https://doi.org/10.1016/J.SOLENER.2008.07.013
- Durán, A., Califra, A., & Molfino, J. (1999). Suelos del Uruguay según soil taxonomy. Facultad de Agronomía. <u>https://www.gub.uy/ministerio-ganaderia-agricultura-pesca/sites/ministerio-ganaderia-agricultura-pesca/files/2020-02/Suelos%20de%20Uruguay%20seg%C3%BAn%20Soil%20Taxonomy\_0.pdf</u>
- Feng, Y., Cui, N., Hao, W., Gao, L., & Gong, D. (2019). Estimation of soil temperature from meteorological data using different machine learning models. *Geoderma*, 338, 67-77. https://doi.org/10.1016/J.GEODERMA.2018.11.044
- Finch-Savage, W. E., & Phelps, K. (1993). Onion (Allium cepa L.) seedling emergence patterns can be explained by the influence of soil temperature and water potential on seed germination. *Journal of Experimental Botany*, *44*(2), 407-414. https://doi.org/10.1093/jxb/44.2.407

- Francia, M., & o Dell, N. (2023, 26 de mayo). *Python can't run SOIT: Satellite Overpass Identification Tool [Solved]* [Publicación en un foro en línea]. stackoverflow. <u>https://stackoverflow.com/questions/76337159/python-</u> <u>cant-run-soit-satellite-overpass-identification-tool-solved</u>
- Geiger, R., Aron, R. H., & Todhunter, P. (1995). *The climate near the ground* (5<sup>th</sup> ed.). Vieweg. https://doi.org/10.1007/978-3-322-86582-3
- Government of Canada. (2015, 20 de noviembre). Satellite characteristics: Orbits and swaths. https://natural-resources.canada.ca/maps-tools-andpublications/satellite-imagery-and-air-photos/tutorial-fundamentalsremote-sensing/satellites-and-sensors/satellite-characteristics-orbits-andswaths/9283
- Goward, S. N., Markham, B., Dye, D. G., Dulaney, W., & Yang, J. (1991). Normalized difference vegetation index measurements from the advanced very high resolution radiometer. *Remote Sensing of Environment*, *35*(2-3), 257-277. <u>https://doi.org/10.1016/0034-4257(91)90017-Z</u>
- Gulser, C., & Ekberli, I. (2004). A comparison of estimated and measured diurnal soil temperature through a clay soil depth. *Journal of Applied Sciences*, 4(3), 418-423. <u>https://doi.org/10.3923/JAS.2004.418.423</u>
- Gutman, G. G. (1991). Vegetation indices from AVHRR: An update and future prospects. *Remote Sensing of Environment*, *35*(2-3), 121-136. https://doi.org/10.1016/0034-4257(91)90005-Q
- Hatcher, S., Ahmed, A., Kim, M., & Wilhelmus, M. (2022). SOIT: Satellite Overpass Identification Tool. https://doi.org/10.13140/RG.2.2.26744.93443
- Heinze, J., Gensch, S., Weber, E., & Joshi, J. (2016). Soil temperature modifies effects of soil biota on plant growth. *Journal of Plant Ecology*, *10*(5), 808-821. <u>https://doi.org/10.1093/jpe/rtw097</u>
- Hird, J. N., & McDermid, G. J. (2009). Noise reduction of NDVI time series: An empirical comparison of selected techniques. *Remote Sensing of Environment*, 113(1), 248-258. <u>https://doi.org/10.1016/J.RSE.2008.09.003</u>
- Howe, J. A., & Smith, A. P. (2021). The soil habitat. En T. J. Gentry, J. J. Fuhrmann, & D. A. Zuberer (Eds.), *Principles and applications of soil microbiology* (3<sup>rd</sup> ed., pp. 23-55). Elsevier. <u>https://doi.org/10.1016/B978-0-12-820202-9.00002-2</u>
- Hu, G., Zhao, L., Wu, X., Li, R., Wu, T., Xie, C., Qiao, Y., Shi, J., & Cheng, G. (2016). An analytical model for estimating soil temperature profiles on the Qinghai-Tibet Plateau of China. *Journal of Arid Land*, 8(2), 232-240. <u>https://doi.org/10.1007/s40333-015-0058-4</u>
- Huang, R., Huang, J., Zhang, C., Ma, H., Zhuo, W., Chen, Y., Zhu, D., Wu, Q., & Mansaray, L. R. (2020). Soil temperature estimation at different depths, using remotely-sensed data. *Journal of Integrative Agriculture*, *19*(1), 277-290. <u>https://doi.org/10.1016/S2095-3119(19)62657-2</u>
- Incropera, F. P., DeWitt, D. P., Bergman, T. L., & Lavine, A. S. (2011). *Fundamentals of heat and mass transfer* (6<sup>th</sup> ed.). John Wiley and Sons. <u>https://books.google.com/books/about/Fundamentals of Heat and Mass</u> \_Transfer.html?hl=es&id=vvyIoXEywMoC
- Infante Gil, S., & Zárate de Lara, G. (2008). *Métodos estadísticos: Un enfoque interdisciplinario* (2<sup>a</sup> ed.). Trillas.
- Instituto Nacional de Investigación Agropecuaria. (2013). Banco de datos agroclimáticos. http://www.inia.uy/gras/Clima/Banco-datos-agroclimatico
- International Organization Standardization. (2022). ISO 9288:2022: Thermal insulation - heat transfer by radiation - Vocabulary. https://www.iso.org/standard/82088.html

Jian, J., Steele, M. K., Zhang, L., Bailey, V. L., Zheng, J., Patel, K. F., & Bond-Lamberty, B. P. (2022). On the use of air temperature and precipitation as surrogate predictors in soil respiration modelling. *European Journal of Soil Science*, 73(1), Artículo e13149.

https://doi.org/https://doi.org/10.1111/ejss.13149

Kalogirou, S. A. (2014). Solar energy engineering. Elsevier. https://doi.org/10.1016/b978-0-12-397270-5.00002-9

- Kazemi, S. M. R., Bidgoli, B. M., Shamshirband, S., Karimi, S. M., Ghorbani, M. A., Chau, K. W., & Pour, R. K. (2018). Novel genetic-based negative correlation learning for estimating soil temperature. *Engineering Applications of Computational Fluid Mechanics*, 12(1), 506-516. <u>https://doi.org/10.1080/19942060.2018.1463871</u>
- Kemanian, A., & Leites, L. (1996). Crecimiento inicial y absorción de nutrientes de cebada cervecera bajo distintos niveles de compactación, temperatura y disponibilidad de nitrógeno [Trabajo final de grado, Universidad de la República]. Colibrí.

https://www.colibri.udelar.edu.uy/jspui/bitstream/20.500.12008/38208/1/K emanianArmen.pdf

- Kim, S., & Singh, V. P. (2014). Modeling daily soil temperature using data-driven models and spatial distribution. *Theoretical and Applied Climatology*, *118*(3), 465-479. <u>https://doi.org/10.1007/s00704-013-1065-z</u>
- Kisi, O., Tombul, M., & Kermani, M. Z. (2015). Modeling soil temperatures at different depths by using three different neural computing techniques. *Theoretical and Applied Climatology*, *121*(1-2), 377-387. https://doi.org/10.1007/s00704-014-1232-x
- Lal, R., & Shukla, M. K. (2004). *Principles of soil physics*. CRC Press. https://doi.org/10.4324/9780203021231
- Land Processes Distributed Active Archive Center. (s.f.). *AppEEARS*. USGS. <u>https://lpdaac.usgs.gov/tools/appeears/</u>
- Larwa, B. (2019). Heat transfer model to predict temperature distribution in the ground. *Energies*, *12*(1), Artículo e25. https://doi.org/10.3390/EN12010025
- Lehnert, M. (2013). The soil temperature regime in the urban and suburban landscapes of Olomouc, Czech Republic. *Moravian Geographical Reports*, *21*(3), 27-36. <u>https://doi.org/doi:10.2478/mgr-2013-0014</u>
- Lembrechts, J. J., van den Hoogen, J., Aalto, J., Ashcroft, M. B., De Frenne, P., Kemppinen, J., Kopecký, M., Luoto, M., Maclean, I. M. D., Crowther, T. W., Bailey, J. J., Haesen, S., Klinges, D. H., Niittynen, P., Scheffers, B. R., Van Meerbeek, K., Aartsma, P., Abdalaze, O., Abedi, M., ... Lenoir, J. (2022). Global maps of soil temperature. *Global Change Biology*, 28(9), 3110-3144. <u>https://doi.org/https://doi.org/10.1111/gcb.16060</u>
- Lillesand, T. M., Kiefer, R. W., & Chipman, J. W. (2015). *Remote sensing and image interperation* (7<sup>th</sup> ed.). Wiley.
- Liu, B. Y. H., & Jordan, R. C. (1960). The interrelationship and characteristic distribution of direct, diffuse and total solar radiation. *Solar Energy*, 4(3), 1-19. <u>https://doi.org/10.1016/0038-092X(60)90062-1</u>
- Mackiewicz, M. C. (2012). A new approach to quantifying soil temperature responses to changing air temperature and snow cover. *Polar Science*, *6*(3-4), 226-236. <u>https://doi.org/10.1016/J.POLAR.2012.06.003</u>
- Martin, G. C., & Wilcox, G. E. (1963). Critical soil temperature for tomato plant growth. *Soil Science Society of America Journal*, 27(5), 565-567. <u>https://doi.org/https://doi.org/10.2136/sssaj1963.03615995002700050028</u> x
- Mayer, D. G., & Butler, D. G. (1993). Statistical validation. *Ecological Modelling*, 68(1-2), 21-32. <u>https://doi.org/10.1016/0304-3800(93)90105-2</u>

- Mehdizadeh, S., Behmanesh, J., & Khalili, K. (2017). Evaluating the performance of artificial intelligence methods for estimation of monthly mean soil temperature without using meteorological data. *Environmental Earth Sciences*, *76*(8), Artículo e325. <u>https://doi.org/10.1007/s12665-017-6607-</u> <u>8</u>
- Mehdizadeh, S., Behmanesh, J., & Khalili, K. (2018). Comprehensive modeling of monthly mean soil temperature using multivariate adaptive regression splines and support vector machine. *Theoretical and Applied Climatology*, 133(3-4), 911-924. <u>https://doi.org/10.1007/s00704-017-2227-1</u>
- Mehdizadeh, S., Fathian, F., Safari, M. J. S., & Khosravi, A. (2020). Developing novel hybrid models for estimation of daily soil temperature at various depths. *Soil and Tillage Research*, *197*, Artículo e104513. https://doi.org/10.1016/J.STILL.2019.104513
- Miller, G. A., Rees, R. M., Griffiths, B. S., & Cloy, J. M. (2020). Isolating the effect of soil properties on agricultural soil greenhouse gas emissions under controlled conditions. *Soil Use and Management*, 36(2), 285-298. https://doi.org/https://doi.org/10.1111/sum.12552
- Ministerio de Ganadería Agricultura y Pesca. (1976). *Carta de reconocimiento de suelos del Uruguay* [Mapa]. <u>https://www.gub.uy/ministerio-ganaderia-agricultura-pesca/sites/ministerio-ganaderia-agricultura-pesca/files/2020-02/Carta%20de%20Reconocimiento%20de%20Suelos%20del%20Urugu ay%201.1.000.000\_0.pdf</u>
- Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer. (s.f.a). *About.* NASA <u>https://modis.gsfc.nasa.gov/about/</u>
- Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer. (s.f.b). *MODIS Land Surface Temperature and Emissivity (MOD11)*. NASA. https://modis.gsfc.nasa.gov/data/dataprod/mod11.php
- Murphy, G., & Hurtado, R. (2013). Agrometeorología. Facultad de Agronomía.
- National Aeronautics and Space Administration. (2021). Terra spacecraft. https://www.nasa.gov/mission\_pages/terra/spacecraft/index.html
- Ojeda, M., Schaffer, B., & Davies, F. S. (2004). Soil temperature, physiology, and growth of containerized Annona species. *Scientia Horticulturae*, *102*(2), 243-255. https://doi.org/10.1016/J.SCIENTA.2004.01.005
- Onwuka, B. M. (2016). Effects of soil temperature on some soil properties and plant growth. *Scholarly Journal of Agricultural Science*, *6*(3), 89-93.
- Pahlavanian, A. M., & Silk, W. K. (1988). Effect of temperature on spatial and temporal aspects of growth in the primary maize root. *Plant Physiology*, 87(2), 529-532. <u>https://doi.org/10.1104/pp.87.2.529</u>
- Paraíba, L. C., Cerdeira, A. L., da Silva, E. F., Martins, J. S., & da Costa Coutinho, H. L. (2003). Evaluation of soil temperature effect on herbicide leaching potential into groundwater in the Brazilian Cerrado. *Chemosphere*, *53*(9), 1087-1095. https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0045-6535(03)00594-0
- Parkinson, C., & Greenstone, R. (Eds.). (2000). EOS data products handbook (Vol. 2). NASA. https://eospso.gsfc.nasa.gov/sites/default/files/publications/data\_products
- <u>vol2\_0.pdf</u> Parra, J. C., Sobrino, J. A., Acevedo, P. S., & Morales, L. J. (2006). Estimación de la temperatura de suelo desde datos satelitales AVHRR-NOAA aplicando algoritmos de split window. *Revista Mexicana de Física*, *5*2(3), 238-245.

http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci\_arttext&pid=S0035-001X2006000300007&lng=es&nrm=iso&tlng=es

Paustian, K., Larson, E., Kent, J., Marx, E., & Swan, A. (2019). Soil C sequestration as a biological negative emission strategy. *Frontiers in Climate*, 1, Artículo e8. https://www.frontiersin.org/articles/10.3389/fclim.2019.00008

Perez, R., Seals, R., & Zelenka, A. (1997). Comparing satellite remote sensing and ground network measurements for the production of site/time specific irradiance data. *Solar Energy*, *60*(2), 89-96. https://doi.org/10.1016/S0038-092X(96)00162-4

Petropoulos, G. (2014). Remote sensing of energy fluxes and soil moisture content. CRC Press.

- Pregitzer, K. S., & King, J. S. (2005). Effects of soil temperature on nutrient uptake. En H. BassiriRad (Ed.), *Nutrient acquisition by plants: An* ecological perspective (pp. 277-310). Springer. <u>https://doi.org/10.1007/3-</u> 540-27675-0\_10
- Quirós, M. (2017). *Tecnologías de la información geográfica (TIG): Cartografía, fotointerpretación, teledetección y SIG* (2ª ed., Vol. 1). Universidad de Salamanca.
- Repo, T., Leinonen, I., Ryyppö, A., & Finér, L. (2004). The effect of soil temperature on the bud phenology, chlorophyll fluorescence, carbohydrate content and cold hardiness of Norway spruce seedlings. *Physiologia Plantarum*, *121*(1), 93-100. <u>https://doi.org/https://doi.org/10.1111/j.0031-9317.2004.00307.x</u>
- Rey, A., Petsikos, C., Jarvis, P. G., & Grace, J. (2005). Effect of temperature and moisture on rates of carbon mineralization in a Mediterranean oak forest soil under controlled and field conditions. *European Journal of Soil Science*, 56(5), 589-599. <u>https://doi.org/https://doi.org/10.1111/j.1365-</u> 2389.2004.00699.x
- Rich, P., Hetrick, W., & Saving, S. (1995). *Modeling topographic influences on solar radiation: A manual for the Solarflux model.* Los Alamos National Laboratory.
- Robertson, E. C. (1988). Thermal properties of rocks. U.S. Geological Survey.
- Roper, T. R., Krueger, A. R., DeMoranville, C. J., Vorsa, N., Hart, J., & Poole, A. P. (2004). Rate of ammonium uptake by cranberry (Vaccinium macrocarpon Ait.) vines in the field is affected by temperature. *HortScience*, 39, 588-590. https://doi.org/10.21273/HORTSCI.39.3.588
- Sabins, F. F. (1997). *Remote sensing: Principles and interpretation* (3<sup>rd</sup> ed.). Waveland.
- Samadianfard, S., Asadi, E., Jarhan, S., Kazemi, H., Kheshtgar, S., Kisi, O., Sajjadi, S., & Manaf, A. A. (2018). Wavelet neural networks and gene expression programming models to predict short-term soil temperature at different depths. *Soil and Tillage Research*, *175*, 37-50. https://doi.org/10.1016/j.still.2017.08.012
- Savitzky, A., & Golay, M. J. E. (1964). Smoothing and differentiation of data by simplified least squares procedures. *Analytical Chemistry*, *36*(8), 1627-1639. https://pubs.acs.org/doi/10.1021/ac60214a047
- Spatial Thoughts. (2021). Working with QA bands and bitmasks in Google Earth engine. <u>https://spatialthoughts.com/2021/08/19/qa-bands-bitmasks-gee/</u>
- Steinier, J., Termonia, Y., & Deltour, J. (1972). Smoothing and differentiation of data by simplified least square procedure. *Analytical Chemistry*, 44(11), 1906-1909. <u>https://doi.org/10.1021/ac60319a045</u>
- Stewart, I. D., & Mills, G. (2021). *The urban heat island: A guidebook*. Elsevier. https://doi-org.proxy.timbo.org.uy/10.1016/C2017-0-02872-0

- Tempfli, K., Kerle, N., Huurneman, G. C., & Janssen, L. (Eds.). (2009). *Principles* of remote sensing: an introductory textbook (4<sup>th</sup> ed.). ITC. <u>http://www.itc.nl/library/papers\_2009/general/PrinciplesRemoteSensing.p</u> df
- Tipler, P. A. (1999). Física para la ciencia y la tecnología: Vol. 1. Mecánica, oscilaciones y ondas, termodinámica (4ª ed.) Reverté.
- Tipler, P. A. (2019). Física para la ciencia y la tecnología: Vol. 2. Electricidad y magnetismo, luz. (6ª ed.). Reverté.
- Satellite Data Services. (2020). *Polar orbit tracks / South America*. Space Science and Engineering Center. https://www.ssec.wisc.edu/datacenter/polar orbit tracks/
- Wan, Z. (2013). Collection-6 MODIS land surface temperature products users' guide. University of California. https://lpdaac.usgs.gov/documents/118/MOD11\_User\_Guide\_V6.pdf
- Wan, Z., Zhang, Y., Zhang, Q., & Li, Z.-L. (2004). Quality assessment and validation of the MODIS global land surface temperature. *International Journal of Remote Sensing*, 25(1), 261-274. https://doi.org/10.1080/0143116031000116417
- Weil, R., & Brady, N. (2017). *The nature and properties of soils* (15<sup>th</sup> ed.). Pearson.
- Whitford, W. G., Steinberger, Y., MacKay, W., Parker, L. W., Freckman, D., Wallwork, J. A., & Weems, D. (1986). Rainfall and decomposition in the chihuahuan desert. *Oecologia*, 68(4), 512-515. <u>https://doi.org/10.1007/BF00378764</u>
- Wu, W., Tang, X. P., Guo, N. J., Yang, C., Liu, H. B., & Shang, Y. F. (2013). Spatiotemporal modeling of monthly soil temperature using artificial neural networks. *Theoretical and Applied Climatology*, *113*(3-4), 481-494. https://doi.org/10.1007/s00704-012-0807-7
- Xu, Q., & Huang, B. (2000). Growth and physiological responses of creeping bentgrass to changes in air and soil temperatures. *Crop Science*, 40(5), 1363-1368. <u>https://doi.org/https://doi.org/10.2135/cropsci2000.4051363x</u>
- Yan, X., & Su, X. (2009). *Linear regression analysis: Theory and computing.* World Scientific Publishing. <u>https://doi.org/10.1142/6986</u>
- Yang, Y. (2017). A signal theoretic approach for envelope analysis of real-valued signals. *IEEE Access*, 5, 5623-5630. https://doi.org/10.1109/ACCESS.2017.2688467
- Yu, P., Zhao, T., Shi, J., Ran, Y., Jia, L., Ji, D., & Xue, H. (2022). Global spatiotemporally continuous MODIS land surface temperature dataset. *Scientific Data*, 9(1), Artículo e143. <u>https://doi.org/10.1038/s41597-022-01214-8</u>
- Zhan, M., Xia, L., Zhan, L., & Wang, Y. (2019). Recognition of changes in air and soil temperatures at a station typical of China's subtropical Monsoon Region (1961-2018). Advances in Meteorology, 2019, Artículo e6927045. <u>https://doi.org/10.1155/2019/6927045</u>
- Zheng, D., Hunt, E., & Running, S. (1993). A daily soil temperature model based on air temperature and precipitation for continental applications. *Climate Research*, 2(3), 183-191. <u>https://dx.doi.org/10.3354/cr002183</u>
- Zwirtes, A. L., Reinert, D. J., Gubiani, P. I., Da Silva, V. R., Mulazzani, R. P., & Somavilla, A. (2017). Temperature changes in soil covered by black oat straw. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, 52(11), 1127-1130. <u>https://doi.org/10.1590/S0100-204X2017001100020</u>