

UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS AGRONÓMICAS
ESCUELA DE PREGRADO

MEMORIA DE TÍTULO

**EVALUACIÓN DE MODELOS PARA LA ESTIMACIÓN DE LA ET REAL EN
PRADERAS DE LAS REGIONES DE LOS RIOS Y LOS LAGOS A TRAVÉS DE
TELEDETECCIÓN E INFORMACIÓN IN SITU**

ITALO GIULIANO MOLETTA LOBOS

Santiago, Chile

2017

UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS AGRONÓMICAS
ESCUELA DE PREGRADO

MEMORIA DE TÍTULO

**EVALUACIÓN DE MODELOS PARA LA ESTIMACIÓN DE LA ET REAL EN
PRADERAS DE LAS REGIONES DE LOS RÍOS Y LOS LAGOS A TRAVÉS DE
TELEDETECCIÓN E INFORMACIÓN IN SITU**

**EVALUATION OF ACTUAL ET MODELS OVER GRASSLANDS FOR LOS
RIOS AND LOS LAGOS REGION USING REMOTE SENSING AND IN SITU
DATA**

ITALO GIULIANO MOLETTA LOBOS

Santiago, Chile

2017

UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS AGRONÓMICAS
ESCUELA DE PREGRADO

**EVALUACIÓN DE MODELOS PARA LA ESTIMACIÓN DE LA ET REAL EN
PRADERAS DE LAS REGIONES DE LOS RÍOS Y LOS LAGOS A TRAVÉS DE
TELEDETECCIÓN E INFORMACIÓN IN SITU**

Memoria para optar al Título Profesional de:
Ingeniero en Recursos Naturales Renovables

ITALO GIULIANO MOLETTA LOBOS

Profesor Guía	Calificaciones
Sr. Cristian Mattar B. Ingeniero en Recursos Naturales Renovables, M.Sc. Dr.	7,0
Profesores Evaluadores	
Sr. Juan Manuel Uribe M. Ingeniero Agrónomo.	6,7
Sr. Ricardo Pertuzé C. Ingeniero Agrónomo, Ph. Dr.	6,2

Santiago, Chile

2017

A mi familia y amigos

AGRADECIMIENTOS

Cada persona en algún momento juega un rol sobre las vidas de cada uno, y de esa interconexión y retroalimentación quiero dar las gracias a todos, aunque es necesario mencionar las personas que fueron claves durante este proceso de la universidad, y también en mi vida.

Primero que todo quiero agradecer a mi familia, que siempre han apoyado y estado para todo momento, en especial a mis papás: Ana Lobos Toledo e Italo Moletto Benimelis, a quienes amo un montón. También a mis hermanos, los Moletto Lobos, dignos de la camorra más ruda de Peñalolén: Fabri, Pietro y Nino, quienes siempre han sido esenciales en mi día a día.

Siguiendo con la lista, quiero agradecer a mi profe: Cristián Mattar Bader, un gran profesor que siempre ha sido riguroso, atento, con una impresionante vocación, además de ser una persona noble a sus principios. No se queda de lado el Laboratorio para el Análisis de la Biósfera (LAB) y todo el grupazo que a este equipo: a Tomás A., siempre bueno pal bacile y un gran compañero, a la Cristi con quien siempre tiramos la talla y morimos de la risa, al Dieguito quien fue la persona que me hizo vestir decente, al elegante Victor, a la Uva por ser una gran compañera y cómplice de tallas, a Luquitas porque simplemente es un grande, a Rayén, la cual su pureza, alemanía y dispersión hace al LAB mucho más bacán, a Tomás P., compañero de jaulas jaja, a Nico “Desi” Gonzalez y al “BBSot” quienes siempre ha apañado en todas desde tiempos inmemorial, como los compipas del LAB Sub-21 y como jinetes de sangre. A Richard por ser tan buena persona, y a los LAB Old School que han apañado desde la lejanía (Lucho, Dager, Claudio, Andrés), también a la Carito, a la Angie y al Jorge que permitieron de una u otra forma una estadía muy grata en el LAB.

Así también debo agradecer a mis compañeros de la vida, infinitas gracias a Kela, Dani, Guatón Nicki, Jose, Davidcito, Fer, Lala, Daniel Martínez, porque ustedes siempre han sido parte de esto, como el lugar en el corazón que les tengo, es clave mencionar a los “Giles”, con quienes crecí en la U y son unos eternos: Dago por tu humor propio y tu gran bondad, Mono por ser uno de los mejores seres, al Jotita porque tu bondad y hermandad es sincera, al Dani que es un partner de “rial” apañado siempre, a Joaquito quien extraño un montón, al Rico Numinot que fue el primer compipa de la U, a Ale porque es el SOL, al Dieguito P quien es un hermoso ser humano y a la Vicki, por ser la “más mejor”. A los Peñalos, a la Kai por ser la más bacán de la vida y a la Maquita porque es lo más bello. Agradecer a los “Soque3”, Nico y Andrea que son uno de los regalos más bonito que he tenido en la vida, a la Chica por ser mi partner, mi confidente y por aguantar todas mis ñonadas, que son infinitas. Mencionar a los “AMIGOT”, a Panojin, a Pía y a la Chinchí, por ser parte de la nación que vive en guerras constantes. Finalmente agradecer a todos, también a los que no pude mencionar, pero que se sepa que hay muchos a quien debo darle las gracias por ser partícipe en mi vida, y al lector que se da el tiempo de leer este documento, que fue hecho con mucho cariño y amor.

여러분, 진짜 감사합니다!

ÍNDICE

RESUMEN.....	1
ABSTRACT	2
INTRODUCCIÓN	3
Objetivo General	6
Objetivos Específicos	6
MARCO TEÓRICO.....	7
Medición de la Evapotranspiración	7
MATERIALES Y MÉTODOS	17
Área de estudio.....	17
Materiales	18
Procesamiento de una base de datos espacial y temporal.....	20
Estimación de la Evapotranspiración Real	28
Evapotranspiración In Situ	40
Validación de la Evapotranspiración Real	40
RESULTADOS Y DISCUSIÓN	42
Estimación de la Evapotranspiración Real en sistemas pastoriles	49
Validación de la Evapotranspiración Real en sistemas pastoriles.....	52
Discusión	54
CONCLUSIONES	56
BIBLIOGRAFÍA	57
ANEXOS	71
Anexo 1: Tabla resumen de los sensores de los satélites Landsat 7 y 8 (Roy et al., 2014).....	71
Anexo 2: Emisividad superficial de ASTER GED para el área de estudio.....	72
Anexo 3: Cartografías de Coberturas de suelo de Land Cover Chile 2014	73
Anexo 4: Respuesta relativa espectral de los sensores MODIS, ASTER, ETM+ y TIRS.	74
Anexo 5: Tabla resumen de Z_{0m} en base a coberturas (Waters et al., 2000)	75
APÉNDICES.....	76
Apéndice 1: Red de estaciones Agromet-INIA en el área de estudio.	76
Apéndice 2. Variables medidas por la estación OCS en el área de estudio.	77

Apéndice 3. Diagrama de procesamiento de imágenes satelitales para Landsat 7 y 8.	78
Apéndice 4. Imágenes satelitales presentes para la serie temporal del área de estudio.	79
Apéndice 5. Validación variables meteorológicas instantáneas (Humedad relativa, Radiación global, Temperatura del aire y Velocidad de viento).....	83
Apéndice 6. Precipitación acumulada media mensual y Evapotranspiración de cultivo ajustada acumulada media mensual en OCS.....	84

Índice de cuadros

Cuadro 1. Tabla con las propiedades Físicas del suelo en la zona de raíces para el cálculo de k_s	40
Cuadro 2. Cantidad de imágenes procesadas de Landsat 7 y 8 según modelos de atmosfera y emisividad utilizados.....	42

Índice de figuras

Figura 1. Representación de un lisímetro (Fuente: Peterson et al., 2017).	8
Figura 2. Imagen y Diagrama de la medición del flujo de la savia (Fuente: ICT, s.f).....	9
Figura 3. Diagrama de instrumentación utilizada para calcular la Razón de Bowen (Fuente: De Meo et al., 2006).	10
Figura 4. Diagrama de la interacción de la Capa Límite de la atmósfera y la superficie (Fuente: EOAS, s.f.).....	11
Figura 5. Instrumentos de medición de flujos turbulentos. A) Scentilómetro y B) anemómetro sónico (Fuente: Klein y Galvez, 2012).	13
Figura 6. Representación de los modelos de una capa (Fuente: Jia, 2004).....	15
Figura 7. Representación de los modelos de dos capas (Fuente: Jia, 2004).	16
Figura 8. Área de Estudio. ID correspondiente a cada estación se detalla en Apéndice 1.	17
Figura 9. Bandas de los sensores OLI, TIRS y ETM+ en el espectro electromagnético.	19
Figura 10. Grilla de Validación para Temperatura de Superficie.	25
Figura 11. Representación de pixeles extremos en algoritmo SEBAL.....	35
Figura 12. Ejemplo de Relación lineal de T_s y dT en pixeles extremos.	35
Figura 13. Representación de pixeles extremos en algoritmo METRIC.	37
Figura 14. Albedo superficie para el área de estudio. Las áreas de color blanco dentro del área de estudio corresponden a pixeles sin datos debido a la presencia de nubes. ...	42
Figura 15. Matriz de R^2 de T_s estimado usando distintos datos de entrada para emisividad y datos atmosféricos y T_s medido in situ.	43
Figura 16. Matriz de RMSE de T_s in situ y T_s estimado usando distintos datos de entrada	

para emisividad y datos atmosféricos.	44
Figura 17. Resumen de Validación de T_s usando como información de entrada ASTER-GED (emisividad) y calculadora Barsi (perfil atmosférico). Las barras de error rojas corresponden a la desviación estándar temporal y las azules a la desviación estándar espacial.	45
Figura 18. T_s para el área de estudio. Las áreas de color blanco dentro del área de estudio corresponden a pixeles sin datos debido a la presencia de nubes.	¡Error!
Marcador no definido.	
Figura 19. Histogramas de T_s para el área de estudio para cuatro imágenes de la temporada vernal-estival.	46
Figura 20. Datos meteorológicos para el área de estudio. A) corresponde a radiación global instantánea [$W m^{-2}$], B) temperatura del aire [K], C) velocidad del viento [$m s^{-1}$] y D) humedad relativa [%].	48
Figura 21. Radiación neta instantánea [$W m^{-2}$] para el área de estudio. Las áreas de color blanco dentro del área de estudio corresponden a pixeles sin datos debido a la presencia de nubes y las líneas en blanco de la imagen del 7 de enero de 2016 se debe al problema de medición del SLC de Landsat 7.	48
Figura 22. Serie temporal de Radiación Neta y temperatura de superficie en OCS.	49
Figura 23. Serie Temporal resumen de ET_a y ET_{c_adj} OCS.	50
Figura 29. Mapas de ET_a para la cobertura de pradera del período para primavera-verano del área de estudio, los mapas pueden presentar sectores sin información debido a la presencia de nubes o limitantes del modelo. La información de ET_a está sobre una capa de topografía de la región representada en escala de grises.	51
Figura 25. Validación del modelo SEBS. La línea discontinua corresponde a la función identidad y la línea continua representa la regresión lineal de cada modelo.	52

RESUMEN

El efecto del calentamiento global en Chile se ha evidenciado a través de las tendencias que indican el aumento de la temperatura del aire y el descenso de precipitaciones, lo que podría generar un impacto sobre los sistemas pastoriles de Chile, principalmente de las regiones de Los Ríos y Los Lagos. Estos sistemas podrían estar bajo una condición de vulnerabilidad frente a eventos de sequía que tienen una importante demanda de hídrica. El objetivo de esta memoria es evaluar estimar la Evapotranspiración Real (ET_a) en praderas en los sistemas silvopastoriles del sur de Chile. Para esto, se utilizaron datos derivados de teledetección generados por el satélite Landsat (L7 ETM+ y L8-OLI/TIRS), estaciones meteorológicas y mapas de cobertura de la superficie. Para la estimación de ET_a se utilizaron cuatro métodos tales como SEBS, SEBAL, METRIC y SSEBop aplicados en toda el área de estudio comprendida entre las regiones de Los Ríos y Los Lagos para el periodo comprendido entre 2014 y 2016. Los resultados muestran que el método SSEBop presenta el menor error en relación a los otros modelos estimado en 24,09%. Así mismo, el *RMSE* arroja valores de $0,67 \text{ mm día}^{-1}$, menor al de los otros modelos para el área de estudio. SSEBop se puede aplicar para la región del sur de Chile, aunque la disponibilidad de los datos satelitales está en estricta relación con la cobertura nubosa. Si bien es cierto, el aumento de la resolución temporal correspondiente a la información satelital podría mejorar la estimación de ET_a minimizando el efecto de la nubosidad, es necesario realizar ajustes entre las resoluciones espaciales como métodos de desagregación. Finalmente, esta memoria contribuye a complementar la información de la huella hídrica de las praderas a través de estimaciones mediante el uso de satélites en los sistemas pastoriles de Chile.

Palabras clave: Evapotranspiración real, Praderas, Landsat, Chile.

ABSTRACT

The effect of global warming in Chile has been evidenced by trends that indicate increase of air temperature and the decrease of precipitation, which could generate impact on Chile's pastoral systems, mainly in "Los Ríos" and "Los Lagos" regions. These systems could be under a vulnerability condition to drought events due to high water demand. The objective of this reports its evaluate the estimation of actual Evapotranspiration (ET_a) in prairies of the silvopastoral systems of southern Chile. For this, remote sensing data was generated by the Landsat satellite (L7 ETM+ and L8 OLI/TIRS), combined with meteorological station data and surface coverage maps. Four methods were applied for ET_a estimation, corresponding to SEBS, SEBAL, METRIC and SSEBop throughout the study area between "Los Ríos" and "Los Lagos" regions for the period between 2014 and 2016. The results show that SSEBop method presents the smallest error in relation to the other models estimated in 24.09%. Likewise, the RMSE yields values of 0.67 mm day^{-1} , lower than other models in the study area. SSEBop can be applied for the southern region of Chile, although the availability of satellite data is in strict relationship to the cloud cover. Although it is true that the increase of temporal resolution of satellite data could improve the estimation of ET_a minimizing the effect of cloudiness, it is necessary to make adjustments between the spatial resolutions as methods of disaggregation. Finally, this report contributes to complement the information of the water footprints of the prairies through satellite estimates in the pastoral systems of Chile.

Keywords: Actual Evapotranspiration, Grasslands, Landsat, Chile

INTRODUCCIÓN

El calentamiento global podría generar modificaciones a los sistemas naturales y humanos ante la presencia de un nuevo escenario debido al aumento de la temperatura del aire, lo que podría desencadenar en la intensificación de los eventos meteorológicos extremos, el aumento del nivel del mar, cambios en los patrones de precipitaciones, entre otras consecuencias a escala global (IPCC, 2014, Wheeler y Braun, 2013). Se estima que para el año 2050, debido al cambio climático podría existir una variación del rendimiento de los cultivos para la gran mayoría de los países del planeta, lo que alteraría la seguridad alimenticia de la humanidad (Wheeler y Braun, 2013, Long et al., 2006.). Se debe considerar que, bajo este contexto la disponibilidad del recurso hídrico tanto superficial como sub-superficial podría estar sujeto a escenarios de escasez hídrica y, en consecuencia, alteraría el rendimiento de los sistemas productivos a diferentes escalas espaciales (IPCC, 2013, Schewe et al., 2012, Taylor et al., 2012).

La zona centro sur y sur de Chile ubicada en la latitud 30-40°S experimentó la megasequía, fenómeno que corresponde al déficit de precipitaciones más prolongado de los últimos 100 años y, en consecuencia, ha afectado a la disponibilidad hídrica de esta zona de Chile (Boisier et al., 2016, CR2, 2015). Además de este evento, se debe sumar el descenso en magnitud de las precipitaciones en la zona norte, centro-sur y sur (Boisier et al., 2016, Quintana et al., 2012, Garreaud, 2011) y el aumento de la temperatura del aire para todo el país, a excepción de la costa (Falvey and Garreaud., 2009). Este contexto dejó como resultado, el aumento en altitud de la isoterma cero o línea de nieves (Carrasco et al., 2008), lo que conlleva a una reducción de superficie de nieve disponible para las cuencas (Meza et al., 2012) y un descenso del agua disponible a nivel superficial y subterráneo (CR2, 2015). En el sector sur de Chile (Región de los Ríos y de los Lagos), ha existido una tendencia hacia un descenso sostenido de precipitaciones, alcanzando una reducción de 400 mm año⁻¹ desde el año 1960 hasta el año 2000 (Garreaud, 2011). Para escenarios futuros se espera que el descenso de precipitaciones para Chile y en la zona sur se intensifique según los modelos climáticos RCP2.6 y RCP8.5 para los períodos 2010-2030 y 2030-2050 (Dai, 2013).

Uno de los sistemas naturales que podría ser alterado por futuras fluctuaciones climáticas son los sistemas pastoriles. Estos sistemas albergan una superficie de 3 billones de hectáreas de praderas por todo el planeta (Nardone et al., 2010). Las praderas juegan un rol importante en los ecosistemas terrestres, ya que proveen servicios ecosistémicos como sumidero de carbono (Fan et al., 2008), conservación del agua y el suelo, prevención de la erosión por viento, fijación de arenas, purificación del aire y, además, un rol esencial en la producción de biomasa para ganado (Zhao et al., 2014). En este sentido, es importante considerar, que la mayor actividad económica que se desarrolla en los sistemas pastoriles corresponde a la ganadería, actividad que genera una gran demanda de agua. Esta actividad consume el 66% de la demanda mundial de agua destinada a la producción de alimentos, del consumo de la actividad ganadera la cuarta parte es consumida por las praderas de sistemas pastoriles naturales y mixtos (Rockstrom et al., 2007 Falkenmark et al., 2009). Sin embargo, el rendimiento de las praderas se ha visto afectado por el aumento de temperaturas y estrés hídrico derivadas

del déficit de precipitaciones, lo que implica una menor cantidad de agua disponible para el crecimiento de la biomasa de praderas (Nardone et al., 2010).

En Chile, en base al VII Censo Nacional Agropecuario y Forestal, existen unas 3.718.532 cabezas de ganado, que se concentran principalmente en las regiones de los Ríos y de los Lagos con 1.047.194 y 621.598 animales, respectivamente (INE, 2007). Para sustentar estas cabezas de ganado existe más de un millón de hectáreas de praderas artificiales, naturales, naturalizadas y cultivos suplementarios tales como: maíz forrajero, raps, entre otras. Sin embargo, el principal alimento de las cabezas de ganado se obtiene a partir de la biomasa producida por las praderas (INIA, 2013). Por ende, la cantidad de superficie de praderas para alimentar cada cabeza de ganado corresponde a 1,26 animales por hectárea.

Para el período 2015 las praderas que sustentan los sistemas pastoriles de Los Ríos y Los Lagos fueron afectadas por un episodio de sequía, debido al descenso de precipitaciones que desencadenó el declive de un 20% de la producción lechera y 11,6% de la producción ganadera¹. Para cuantificar y relacionar las actuales precipitaciones y la demanda hídrica de un sistema agropecuario, se utiliza como herramienta de medición la huella hídrica, que corresponde a un indicador del consumo y contaminación de agua dulce de los sistemas productivos (Hoekstra et al., 2011). Para el año 2013, el Instituto de Investigaciones Agropecuarias (INIA) hizo el estudio de la medición de la huella hídrica para los sistemas pastoriles a partir de 3 componentes: La huella azul corresponde al uso consuntivo del agua o riego, la huella verde que incumbe al uso captado por aguas lluvias o de aguas subterráneas y la huella gris concierne al agua utilizada para limpiar los contaminantes. En el caso de los sistemas pastoriles de la Región de los Ríos y Región de los Lagos, la huella azul corresponde a 0,8%, la huella verde a un 95,7% y la huella gris a un 3,5%, siendo la huella verde, la componente con mayor impacto sobre el consumo de agua de los sistemas pastoriles. El método utilizado para calcular huella verde se obtiene a partir la evapotranspiración (ET) (INIA, 2013).

Debido a lo anterior, la estimación de la ET en las praderas es crítica ya que permite comprender las dinámicas de crecimiento durante el año y estimar el comportamiento de la demanda hídrica de éstas (Boronina and Ramillien 2008, Szejba, 2012). Esta demanda se puede estimar a través de los procesos de intercambio de energía y agua entre la superficie y la atmósfera, información relevante para el manejo agropecuario, restauración de ecosistemas y estudios científicos para el cambio climático (Gasca-Tucker et al., 2007, Gebler et al., 2015). A través de herramientas como la teledetección en conjunto a datos obtenidos a partir de estaciones meteorológicas, es posible estimar la Evapotranspiración Real (ET_a , por sus siglas en inglés) a través de metodologías que utilizan el balance energético de superficie (Gowda et al., 2008; Sobrino et al., 2013). Este método permite cuantificar la demanda hídrica de la superficie y el estrés hídrico a escala regional desde una perspectiva espacio-temporal (Su, 2002, Chehbouni et al., 2008). El estudio de ET_a aplicado a los ecosistemas de praderas a través de la teledetección se ha desarrollado ampliamente en el mundo, con variados climas (Di Bella et al., 2000, Gao et al., 2008, Nutini et al., 2014, Seaquist et al., 2003) con el fin

¹ Mancilla 2015: Mayor sequía y escasez de agua aumentan preocupación en el sur de Chile (<http://radio.uchile.cl/2015/03/15/mayor-sequia-y-escasez-de-agua-aumentan-preocupacion-en-el-sur-de-chile/>).

de monitorear el estado de las praderas, como por ejemplo: el estrés hídrico, la demanda hídrica y la productividad primaria. Por lo tanto, entender la distribución espacial y temporal de ET_a es esencial para el manejo sustentable de praderas en función de la necesidad hídrica requerida (Gasca-Tucker et al., 2007, Bastiaanssen et al., 2005). En base a lo anterior, el objetivo de este trabajo de memoria de título se centra en la estimación de ET_a en praderas de los sistemas pastoriles del sur de Chile, utilizando datos de teledetección e información meteorológica para cuatro modelos derivados de balance de energía superficial.

Objetivo General

Evaluar los modelos para la estimación de la Evapotranspiración Real en praderas de las regiones de Los Ríos y Los Lagos a través de teledetección e información in situ.

Objetivos Específicos

- Procesar una base de datos espacio-temporal de imágenes satelitales y datos in situ.
- Estimar la Evapotranspiración real en sistemas pastoriles.
- Validar la Evapotranspiración real en sistemas pastoriles.

MARCO TEÓRICO

Medición de la Evapotranspiración

La Evapotranspiración (ET) es el proceso de transferencia de agua de la superficie a la atmósfera (Wang y Dickinson, 2012), por lo que es considerada una componente esencial en los ciclos de carbono, agua y energía (Betts et al., 1996, Jiménez et al., 2011, Summer y Jacobs, 2005, Zhang et al., 2015). Este proceso considera el cambio de la fase de agua líquida (o hielo) a la fase gaseosa, por lo que esta interacción absorbe la energía e inhibe el aumento de la temperatura de superficie (Wang y Dickinson, 2012). La medición de ET se puede dividir en cuatro categorías según sus enfoques: Mediciones con enfoque hidrológico, fisiológico, micro-meteorológicos y estimación a través de modelos (Rana y Katerji, 2000).

Enfoque Hidrológico: La medición con enfoque-hidrológico engloba el cálculo del balance de agua y medición a través de lisímetros. El balance de agua de obtiene el valor de ET a través de a un método indirecto, ya que se despeja a partir del valor residual resultante de la ecuación de balance de agua (Shuttleworth, 2005). Esta ecuación está basada en el principio de la masa en una dimensión aplicada al suelo (Ecuación 1):

$$Pp + I + W - ET - R - D = \Delta S$$

Ecuación 1

Donde:

Pp = Precipitación [mm t^{-1}].

I =Irrigación [mm t^{-1}].

W =Contribución de la capa freática [mm t^{-1}].

ET =Evapotranspiración [mm t^{-1}].

R =Escorrentía superficial [mm t^{-1}].

D =Infiltración [mm t^{-1}].

ΔS =Contenido volumétrico de agua en el suelo disponible [mm t^{-1}].

Este método, al ser indirecto hace que el cálculo de la Evapotranspiración sea poco exacto, ya que es complicado obtener el cálculo preciso para todas las variables de la Ecuación 1 (Rana y Katerji, 2000) dada la cantidad de información requerida y la dificultad de obtener una validación precisa (Jensen et al., 1990, Parkes y Li, 1996).

El otro método realiza la medición a través del lisímetro. Este instrumento es un estanque (Figura 1) que contiene un volumen de suelo, por lo que calcula la evaporación y transpiración de forma indirecta a través de un balance de masa de agua dentro del propio contenedor (Howell et al., 1991). Estas mediciones en climas templados tienen un error aproximado del 10% a escala diaria (Perrier et al., 1974, Klocke et al., 1985) y a escala horaria en un rango de 10-20% (Allen et al., 1991).

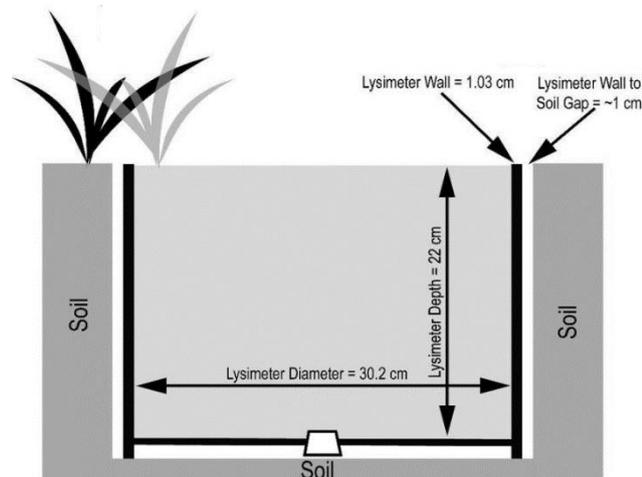


Figura 1. Representación de un lisímetro (Fuente: Peterson et al., 2017).

Enfoque Fisiológico: Los métodos relacionados con la fisiología de las plantas pueden medir la pérdida de agua de una planta o un conjunto de plantas, por lo que en estricto rigor la medición corresponde a la transpiración. Los métodos más usados son el método del Flujo de la savia y los sistemas de cámara (Rana y Katerji, 2000). El método de Flujo de la savia está basado en el método de balance de calor (Cermak et al., 1973, Granier, 1985, Steinberg et al., 1990) donde se determina la transpiración de la planta calculando el balance del flujo de la savia usando medidores que se insertan en el tallo (Figura 2) que obtienen la velocidad del calor, el área del tallo y el área conductiva del xilema sobre una planta leñosa y para plantas herbáceas, se usa el método del pulso de calor propuesto por Cohen et al. (1988). Se debe considerar que estas técnicas siempre necesitan una calibración para cada especie (Cohen et al., 1993). Para obtener el balance de calor, la sonda calentadora es colocada alrededor de la planta con el fin de proveer energía al sistema y las termocuplas (o sensores de temperatura), que determinan cuánto calor se fluye a escala (Figura 2b), esta relación está expresada en la siguiente ecuación (Kjelgaard et al., 1997):

$$F = Q_h - Q_v - Q_r c_w \cdot \partial T$$

Ecuación 2

Donde:

F = Caudal másico [g t^{-1}]

Q_h = Calor de entrada [$\text{J g}^{-1} \text{K}^{-1}$].

Q_v = Calor conductivo vertical [$\text{J g}^{-1} \text{K}^{-1}$].

Q_r = Pérdida de calor radial [$\text{J g}^{-1} \text{K}^{-1}$].

c_w = Calor específico del agua [$\text{J g}^{-1} \text{K}^{-1}$].

∂T = Diferencia de temperatura entre las termocuplas [$\text{J g}^{-1} \text{K}^{-1}$].

La principal limitante de este método se debe a que la medición transpiración omite el proceso de la evaporación del suelo (Wiltshire et al., 1995).

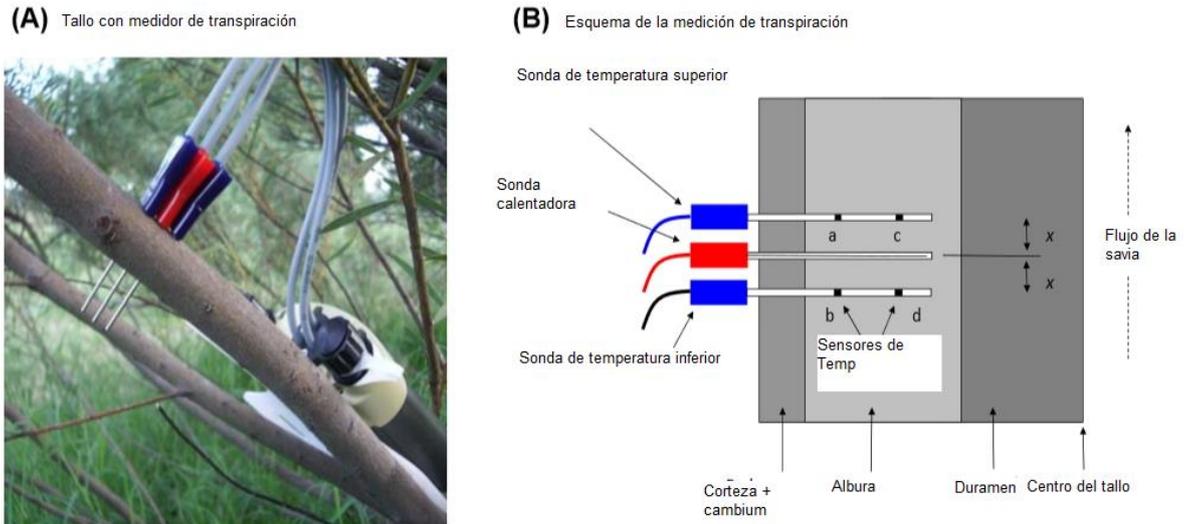


Figura 2. Imagen y Diagrama de la medición del flujo de la savia (Fuente: ICT, s.f).

Otro método corresponde a los sistemas de cámara, que consiste en conductos de aluminio cubiertos con polietileno, una película de vidrio u otro plástico. En este sistema, el aire dentro de la cámara es mezclado continuamente con el uso de ventiladores (Reicosky y Peters, 1977) y la tasa de ET es calculado con un psicrómetro que mide antes y después de la inserción de la cámara, y a partir de esta información se calcula el calor latente (Reicosky et al., 1983).

Enfoque micro-meteorológico: Desde esta perspectiva, ET_a se considera como la energía empleada para el transporte del agua de todas las coberturas que existen en la superficie hacia la atmósfera en forma de vapor (Wang y Dickinson, 2012), donde el flujo de calor latente (λE) se considera el proceso más importante para determinar el intercambio de energía de masa de la hidrósfera (Su, 2002). Esta interacción resulta a partir del balance de energía superficial, que es interpretada en la Ecuación 3:

$$R_N = G_0 + H + \lambda E$$

Ecuación 3

Donde:

R_N = Radiación Neta [$W m^{-2}$].

G_0 = Flujo de calor del suelo [$W m^{-2}$].

H = Flujo de calor sensible [$W m^{-2}$].

λE = Flujo de calor latente [$W m^{-2}$].

De esta manera, se determina ET a partir de la división de λE por el calor latente de vaporización del agua (λ) ya que aún no hay forma de medir de forma directa ET_a (Li et al., 2009). Cada componente se puede medir de distinta forma: G_0 se hace a través de platos de calor que se insertan en el suelo (Das et al., 1994), y en el caso de H y λE se mide a través la Razón de Bowen o a través de la medición con instrumentación para medir flujos turbulentos y gases.

La Razón de Bowen (Bowen, 1926) estima H y λE mediante una estación meteorológica

con dos perfiles de altura de temperatura de aire y humedad relativa. La Razón de Bowen se define según la Ecuación 4:

$$\beta = \frac{H}{\lambda E}$$

Ecuación 4

Donde:

β = Razón de Bowen [-].

Por lo que la Ecuación 3 se reestructura en base a la Razón de Bowen, como se puede apreciar en la Ecuación 5:

$$\lambda E = \frac{R_N - G_0}{1 + \beta}$$

Ecuación 5

β puede ser medido como la razón entre la diferencia de temperatura de aire entre dos niveles de altura (ΔT) y la diferencia de presión de vapor (Δe) derivado de la humedad relativa (Figura 3).

$$\beta = \gamma \Delta T \Delta e$$

Ecuación 6

Donde:

γ = Constante psicrométrica [$\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$].

ΔT = Diferencia de temperatura de aire entre dos niveles [$^\circ\text{C}$].

Δe = Diferencia de presión de vapor entre dos niveles [kPa].

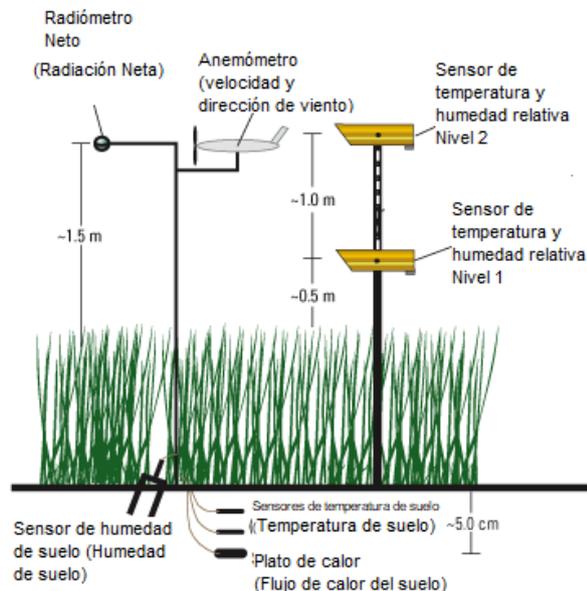


Figura 3. Diagrama de instrumentación utilizada para calcular la Razón de Bowen (Fuente: De Meo et al., 2006).

Otra aproximación para estimar resolver la ecuación de balance de energía superficial

desde la perspectiva micrometeorológica se realiza mediante la ejecución de la teoría aerodinámica (Rana y Katerji, 2000), disciplina que aplica la relación entre la Capa Límite Atmosférica (ABL por sus siglas en inglés) y la superficie de la tierra (Brutsaert, 1999). ABL corresponde a la capa de la atmósfera que está influenciada directamente por la presencia de la superficie en función de su rugosidad (Rotach, 1999), en esta capa interactúan los procesos del transporte vertical del flujo de calor sensible (Businger et al., 1971) y calor latente (Grant, 1975, Saugier y Ripley, 1978), esta relación de los flujos con la superficie y el aire fueron demostrados a partir de la semejanza de Monin-Obukov (Monin y Obukhov, 1954).

En ABL existe la Capa Superficial Atmosférica (ASL por sus siglas en inglés) que tiene una altura aproximadamente del 10% respecto a ABL (Stull, 1988), en la Figura 4 se presenta un diagrama de ABL y ASL. En ABL gobiernan funciones en base al perfil de temperatura y viento de superficies horizontalmente homogéneas (Högstrom, 1988), por lo que se traduce relación de semejanza proporcionada por la velocidad de viento, la temperatura especificada y el contenido de agua, especificado en la Ecuación 7, 8 y 9 (Grant, 1975, Liu et al., 2007, Su, 2002):

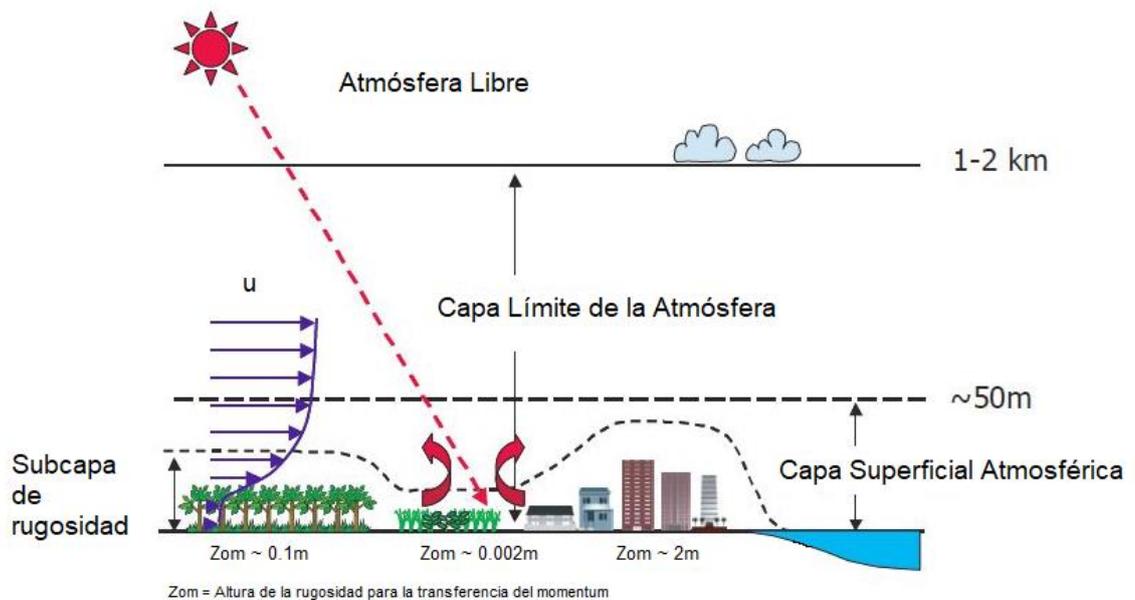


Figura 4. Diagrama de la interacción de la Capa Límite de la atmósfera y la superficie (Fuente: EOAS, s.f.).

$$u_z = \frac{u_*}{k} \left[\ln \left(\frac{z - d_0}{z_{0m}} \right) - \Psi_m \left(\frac{z - d_0}{L} \right) + \Psi_m \left(\frac{z_{0m}}{L} \right) \right]$$

Ecuación 7

Donde:

u_z = Velocidad del viento a altura de ASL [m s^{-1}].

u_* = Fricción de la velocidad [-].

k = Constante de Von Karmann (~ 0.41) [-].

z = altura de ASL [m].

d_0 = altura de la cobertura sobre la superficie [m].

Ψ_m = Función de corrección de estabilidad para el momentum [-].

L = Longitud de Monin-Obukhov [-].

z_{0m} = Altura de la rugosidad para la transferencia del momentum [m].

$$dT = T_a - T_{aero} = \frac{H}{ku_* \rho C_p} r_{ah}$$

Ecuación 8

Donde:

dT = Diferencia de temperatura [K].

T_a = Temperatura del aire cerca de la superficie [K].

T_{aero} = Temperatura del aire a la altura z o Temperatura aerodinámica [K].

ρ = Densidad del aire (~ 1.23) [kg m^{-3}].

C_p = Calor específico del aire (~ 1004) [$\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$].

r_{ah} = Resistencia aerodinámica [s m^{-1}]

$$\lambda E = -\lambda \rho u_* \frac{k(q - q_z)}{\ln\left(\frac{z - d_0}{z_{0m}}\right) - \Psi_v}$$

Ecuación 9

Donde:

λ = Calor latente de vaporización [J kg^{-1}].

q = Humedad específica del aire cerca de la superficie [kg kg^{-1}].

q_z = Humedad específica del aire a la altura z [kg kg^{-1}].

Ψ_v = Función de corrección de estabilidad para el transporte de calor latente [-].

A partir de esta relación, se obtiene el flujo de calor sensible a partir de la temperatura de aire, la velocidad de viento y la resistencia aerodinámica y, por otro lado, el flujo de calor latente en base a la humedad específica y la velocidad de viento.

La medición instrumentada de los flujos de calor se realiza mediante scintilómetros o anemómetros sónicos con analizador de gases (Figura 5). El scintilómetro mide a partir de un emisor y un receptor a una distancia, donde emisor envía un haz de luz, ya sea en el espectro del infrarrojo ($\sim 1 \mu\text{m}$.) o en microondas ($\sim 1 \text{mm}$.) (Meijinger et al., 2005). Esa información es procesada por el receptor, que registra el centelleo como fluctuaciones de intensidad derivada de la irregularidad de la atmósfera, por lo que esta señal es procesada para determinar la componente de viento perpendicular al haz de luz, el flujo de calor sensible a partir del haz infrarrojo, y el flujo de calor latente a través del haz de microondas (Pioggo et al., 2000, Meijinger et al., 2005).

El anemómetro sónico y analizador de gases miden el flujo de partículas que permite derivar la velocidad de viento en tres dimensiones mediante pulsos ultrasónicos, el intercambio de gases y de calor a través de la técnica de covarianza de torbellinos o *eddy covariance* (Cuerva y Sanz-Andrés, 2000, Launanién et al., 2005).

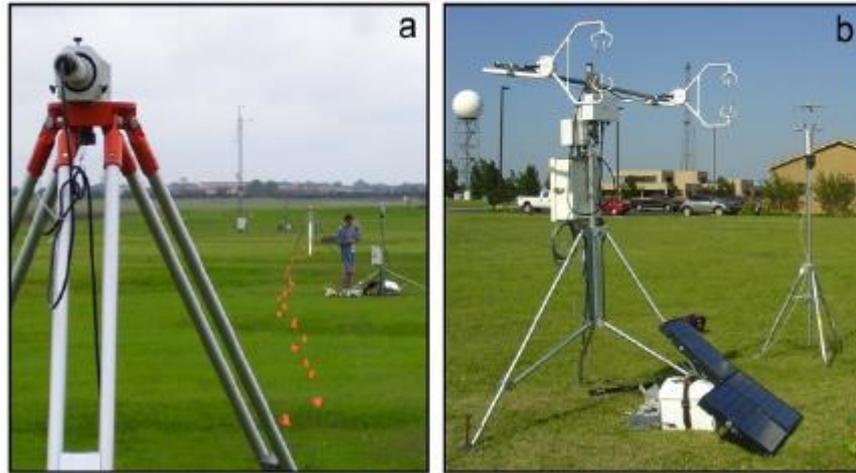


Figura 5. Instrumentos de medición de flujos turbulentos. A) Scintilómetro y B) anemómetro sónico (Fuente: Klein y Galvez, 2012).

Estimación por modelos: En este conjunto existen modelos que estiman la evapotranspiración derivados de modelos empíricos, semi-empíricos o analíticos (Allen et al., 1989). El modelo declarado de forma universal y considerado a escala global el más viable para estimar la evapotranspiración corresponde al modelo Penman-Monteith estandarizada o FAO56, por lo que se considera este modelo como referencia para estimar Evapotranspiración según la Sociedad Estadounidense de Ingenieros Civiles (ASCE por sus siglas en inglés) ya que es el método que alcanza una amplia cobertura mundial en su aplicabilidad (Allen et al., 1998, Allen et al., 2005).

El modelo Penman-Monteith estima la Evapotranspiración a partir de la teoría aerodinámica y el balance de energía, por lo que se considera como un modelo combinado (Penman, 1948, Monteith, 1965). Este modelo calcula la Evapotranspiración de Referencia (ET_0), que corresponde a la Evapotranspiración de una superficie que corresponde a una cobertura de pradera irrigada con características biofísicas específicas (Allen et al., 1998). A partir de este concepto se deriva la demanda evaporativa de la atmósfera independiente del tipo de cobertura, por lo que sólo los factores climáticos inciden sobre ET_0 (Summer et al., 2005, Allen et al., 1998). El comité EWRI-ASCE (*Task Committee on Standardization of Reference Evapotranspiration of the Environmental and Water Resources Institute*) determinó la aplicación de datos normalizados de las condiciones biofísicas y aerodinámicas utilizando dos tipos de superficies (altas y bajas), por lo que se generó modelo Penman-Monteith estandarizado, representado en la Ecuación 10.

$$ET_0 = \frac{0,408\Delta(R_N - G_0) + \gamma \frac{900}{T_a + 273,16} + u_2(e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0,34u_2)}$$

Ecuación 10

Donde:

ET_0 = Evapotranspiración de referencia [mm día^{-1}].

R_n = Radiación neta [$\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$].

G_0 = Flujo de calor del suelo (~ 0) [$\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$].

u_2 = Velocidad de viento a 2 metros de altura [m s^{-1}].

e_s = Presión de vapor de saturación [kPa].

e_a = Presión de vapor [kPa].

Δ = Pendiente de la curva de presión de vapor [kPa °C⁻¹]

Esta ecuación se puede obtener de datos meteorológicos, por lo que es posible obtener la ET_0 a partir de solamente estaciones meteorológicas. Sin embargo, esta medición no considera la condición de la cobertura ni la disponibilidad de agua en la superficie. Para considerar esas condiciones ambientales se aplican coeficientes que contemplan el efecto de cobertura (k_c) y agua disponible (k_s) para ajustar la demanda evapotranspirativa. Por ende, a partir de los coeficientes k_c y k_s se aplica la Evapotranspiración de cultivo ajustada o ET_{c_adj} (Allen et al., 1998, Bandyopadhyay et al., 2003, Szejba, 2012). Para ET_{c_adj} (Ecuación 11):

$$ET_{c_adj} = k_s k_c ET_0$$

Ecuación 11

Donde:

ET_{c_adj} = Evapotranspiración de cultivo ajustada [mm.día⁻¹]

k_c = Coeficiente de cultivo [-].

k_s = Coeficiente de estrés hídrico [-].

El valor de k_c permite entregar un coeficiente para una cobertura específica bajo condiciones estándar con disponibilidad hídrica y una excelente condición para el desarrollo de la cobertura (Allen et al., 1998). Este valor puede ir variando a lo largo de cada mes dependiendo de la fenología del cultivo o la especie vegetal (Allen et al., 1998, Allen et al., 2005). El coeficiente k_s añade condición de disponibilidad de agua según las condiciones del suelo, y la capacidad de la vegetación para extraer el agua (Allen et al., 1998), por lo que k_s se expresa a través de la siguiente ecuación:

$$k_s = \frac{ADT - D_r}{ADT - AFA}$$

Ecuación 12

Donde:

ADT = Agua disponible total en la zona radical del suelo [mm].

D_r = Agotamiento de humedad en la zona radical [mm].

AFA = Agua extraíble de la zona radical del suelo [mm].

En el caso de que D_r sea menor que AFA , $k_s=1$ (Allen et al., 1998). Para determinar ADT se debe considerar como límite de disponibilidad de agua en el extremo húmedo y extremo seco en el suelo, a la humedad de suelo en capacidad de campo y el punto de marchitez permanente, respectivamente. Esto se debe a que los valores de humedad de suelo sobre a la capacidad de campo no puede ser retenido en contra la fuerza de gravedad, y por el contrario, el contenido volumétrico de agua bajo del punto de marchitez permanente no puede ser extraído por las raíces de las plantas (Allen et al., 1998), por lo que ADT se formula como se indica en la Ecuación 13:

$$ADT = (\theta_{CC} - \theta_{PMP})Z_r$$

Ecuación 13

Donde:

θ_{CC} = Contenido volumétrico de agua en el suelo a capacidad de campo [mm].

θ_{PMP} = Contenido volumétrico de agua en el punto de marchitez permanente [mm].

Z_r = Profundidad de las raíces [m].

Para determinar el agua que es extraíble de las plantas, se debe considerar como promedio la fracción de ADT que puede extraer la vegetación de la cobertura correspondiente, por lo que AFA se determina en base a la Ecuación 14 (Allen et al., 1998):

$$AFA = p ADT$$

Ecuación 14

Donde:

p = Fracción promedio de ADT que puede ser agotada en la zona radical antes de presentarse el estrés hídrico.

El nivel de agotamiento de humedad (D_r) es la diferencia de contenido volumétrico en la zona radical al final del día anterior y final del día de la medición de ET_0 , la cual puede ser estimada o medida (Allen et al., 1998).

Existen otros modelos derivados de la ecuación y teoría de Penman-Monteith que formulan el cálculo de ET_a , que a diferencia de ET_0 , considera las condiciones de cobertura y disponibilidad hídrica en la superficie. Estos modelos corresponden a “modelos de una capa” y se definen así porque no existe una distinción entre la evaporación del suelo y la transpiración de la vegetación (Figura 6), por ende, la superficie de la tierra es considerada una superficie homogénea, de tal forma que hay sólo una resistencia aerodinámica ligada entre superficie y la atmósfera (Jia, 2004).

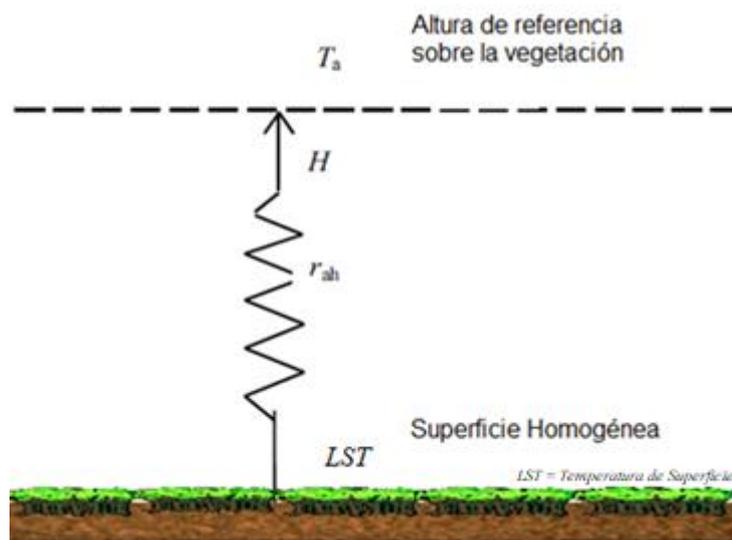


Figura 6. Representación de los modelos de una capa (Fuente: Jia, 2004).

Por otro lado, existen los “modelos de dos capas” que se basa en dos componentes: El suelo y el dosel, por lo que los flujos de calor se dividen en dos balances de energía para cada componente (Jia, 2004), a consecuencia de esto, existe un H y r_{ah} para el nivel del suelo y del dosel respectivamente (Figura 7).

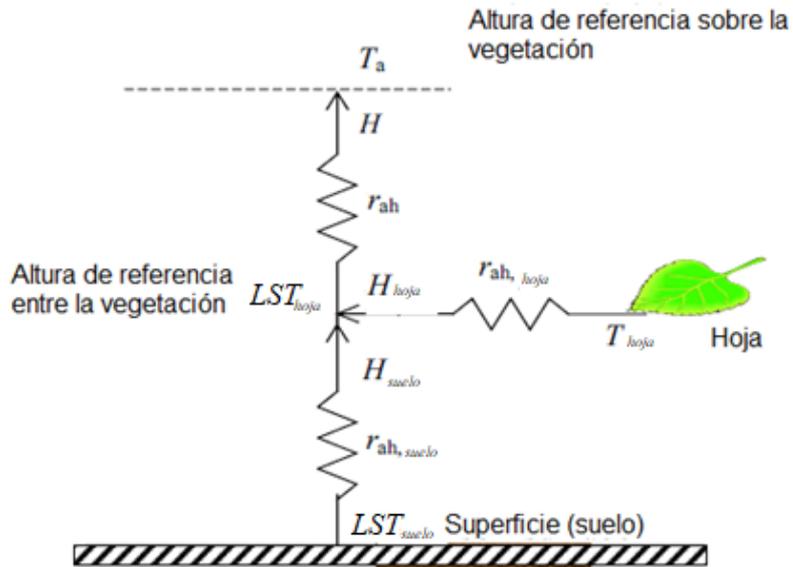


Figura 7. Representación de los modelos de dos capas (Fuente: Jia, 2004).

Es importante considerar que los modelos de una y dos capas estiman el flujo de calor latente a partir del valor residual de H y G_0 dada la dificultad de estimar λE (Kalma y Jupp, 1990, Su, 2001), ya que para obtener su valor es necesario hacer una medición correcta de la presión de vapor a diferentes alturas (Rana y Katerji, 2000).

MATERIALES Y MÉTODOS

Área de estudio

El área de estudio corresponde a las praderas de la Región de los Ríos y Región de los Lagos ubicado entre las coordenadas geográficas 39° 30', 43° 50' latitud Sur y 75° 15', 71° 54' longitud Oeste, equivalente a las coordenadas *Path:233/Row:88-89-90* de *World Reference System (WRS-2)*², las que cubren un área de 109.625,3 km², de las cuales 13.243,35 km² corresponde a una superficie de praderas (Zhao et al., 2016). Esta región presenta un clima oceánico lluvioso con una precipitación media de 1.331 mm, una radiación solar anual media de aproximadamente 141 Wm⁻², temperaturas máximas, medias y mínimas de 16,6°C, 11°C y 5,4°C respectivamente (Mattar et al., 2016). Dentro del área de estudio, existen 19 estaciones agrometeorológicas midiendo en una cobertura de pradera (Apéndice 1). En la Figura 8 se presenta el Área de estudio.

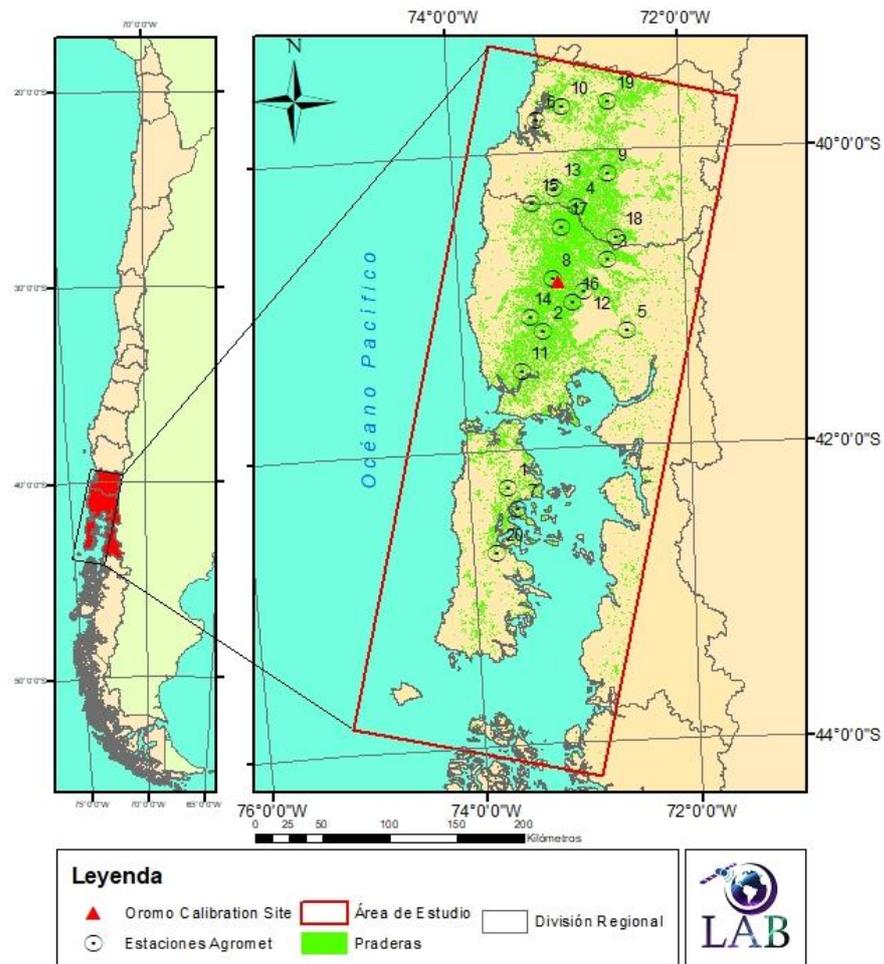


Figura 8. Área de Estudio. ID correspondiente a cada estación se detalla en Apéndice 1.

² <https://landsat.gsfc.nasa.gov/the-worldwide-reference-system/>

Materiales

Información satelital: Landsat 8 OLI/TIRS: El satélite Landsat 8 es una plataforma espacial la cual fue lanzada al espacio el 11 de febrero de 2013 por la NASA, este satélite tiene una órbita heliosincrónica que recorre el planeta cada 16 días. Landsat 8 posee dos sensores (Montanaro et al., 2016, Reuter et al., 2015, Roy et al., 2014):

- *Operational Land Imager (OLI)*: Este sensor posee 9 bandas que miden en el espectro de onda corta (0-2,4 μm) con una resolución espectral de 16 bits y una resolución espacial de 30x30 metros y 15x15 metros para la banda pancromática (Figura 9, Anexo 1). Esta información fue utilizada para el cálculo de índices espectrales, emisividad y albedo a partir de la reflectancia de superficie.
- *Thermal Infrared Sensor (TIRS)*: Este sensor posee 2 bandas correspondientes al espectro del infrarrojo térmico (8-14 μm) con una resolución espectral de 16 bits y una resolución espacial de 100 metros (Figura 9, Anexo 1). La banda 11 del sensor TIRS presenta problemas de calibración, debido a que la medición arroja señales artefacto contaminada por señales fantasma que están relacionadas a la presencia de la luna en la escena. Esta señal fantasma genera un error superior al 8% comparado la medición mono-canal de la banda 10 (Montanaro et al., 2014a), por lo que sólo se utilizó la banda 10 del sensor TIRS. Los datos de este sensor fueron utilizados para calcular temperatura de superficie (JC Jiménez and Sobrino, 2014).

Landsat 7 ETM+: El satélite Landsat 7 lanzado al espacio el 15 de abril de 1999 por la NASA, con una órbita heliosincrónica recorriendo el planeta cada 16 días, el satélite Landsat 7 posee el sensor *Enhanced Thematic Mapper Plus (ETM+)* (Markham et al., 1997, Thome, 2001, Chander et al., 2009):

- *Enhanced Thematic Mapper Plus (ETM+)*: El sensor ETM+ posee 6 bandas que miden en el espectro solar o de onda corta con una resolución espacial de 30 metros y espectral de 8 bits (Chander et al., 2009). La banda 6 mide en el espectro del infrarrojo térmico con una resolución espacial de 60 metros y espectral de 8 bits y la banda 8 corresponde a la banda pancromática con una resolución espacial de 15x15m y espectral de 8 bits (Thome, 2001) (Figura 9, Anexo 1). El 31 de mayo del 2003, el sensor ETM+ presentó fallas de medición dado que *Scan Line Corrector (SLC)* falló, causando que la medición del satélite desde esa fecha hasta la actualidad medición presenta falta de información sobre las escenas medidas con un patrón de líneas al margen de las imágenes, lo que genera una pérdida de aproximadamente un 22% de la información satelital (Storey et al., 2005). Este sensor se utilizó para calcular índices espectrales, albedo, emisividad de superficie y temperatura de superficie.

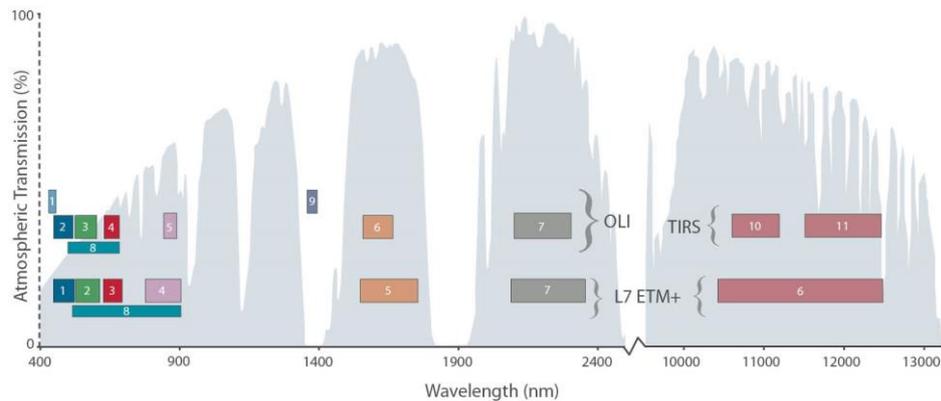


Figura 9. Bandas de los sensores OLI, TIRS y ETM+ en el espectro electromagnético.

- **MODIS:** El sensor MODIS (*Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer*), montado en los satélites Aqua y Terra, contiene 37 bandas y otorga más de 40 productos de océano, atmósfera y tierra (Salomonson et al., 2002). De esta información se utilizó el producto MOD07, producto atmosférico que estima los perfiles atmosféricos (Seemann et al., 2006) y el producto MOD11 que entrega información de emisividad superficial y temperatura de superficie con una resolución espacial de 1 km. (Wan et al., 2004).
- **AIRS:** AIRS (*Atmospheric Infrared Sounder*) es un sensor montado en el satélite Aqua, este sensor se considera hiperspectral ya que posee 2378 bandas que miden entre los 3,7 y 15,4 μm (Chahine et al., 2006). De este sensor se obtuvo la información del producto nivel 3, del cual se obtuvo información de perfiles atmosféricos (Chahine et al., 2006).
- **ASTER:** La plataforma ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*) montado en satélite Terra, sensor de 14 bandas con tres plataformas (VNIR, SWIR y TIR) con una resolución espacial de 15, 20 y 90 metros respectivamente (Abrams et al., 1998). De esta información se utilizó el producto de emisividad superficial global derivado de ASTER GED (Hulley et al., 2015) con una resolución espacial de 100 metros (Anexo 2).

Datos provenientes estaciones in-situ: Se usaron datos de estaciones meteorológicas provenientes de la red Agromet (Apéndice 1) para la generación mapas con datos meteorológicos para estimar ET_a y la estación *Oromo Calibration Site* (OCS) de la red LAB-Net (Apéndice 2) para la validación de los productos derivados de satélite (Mattar et al., 2016).

Cartografías: Para asociar las variables biofísicas a lo largo del paisaje, se utilizaron cartografías de cobertura de suelos (Zhao et al., 2016) y de tipos de suelos como información de consulta (CIREN, 2003).

- **Cartografía de cobertura de suelos:** Se utilizará la cobertura correspondiente al Land Cover de Chile 2014 hecha por Zhao et al. (2016) la cual fue elaborada con imágenes de Landsat 8 del año 2013 y 2014 que incluye las variaciones estacionales de las coberturas de uso de suelo y reflectancia a nivel de superficie corregidas topográficamente con la imagen de topografía derivada de la misión

espacial SRTM (*Shuttle Radar Topographic Mission*), información vectorial de coberturas hecha por la Corporación Nacional Forestal (CONAF) y la post-clasificación corregida también con series temporales de 16-días de *Enhanced Vegetation Index* (EVI) del sensor MODIS para los períodos del año 2011-2014 y *Google Earth*. De esta información se derivan las coberturas para el área de estudio (Anexo 3).

- Cartografía de series de suelo y capacidad de uso de suelo: Con el fin de obtener la característica física de los suelos de la estación OCS de la red LAB-Net se utilizó la cartografía realizada por el Centro de Información de Recursos Naturales (CIREN) el año 2003 para la Región de Los Ríos y Los Lagos. Para la confección de esta cartografía se utilizaron 311 ortofotos a una escala de 1:20.000.

Procesamiento de una base de datos espacial y temporal

Se utilizaron datos de todas las imágenes satelitales para el período 2014-2016 del área de estudio correspondientes al satélite Landsat 7 (ETM+) y 8 (OLI/TIRS). Esta información se compiló para obtener los productos de Albedo superficial (α_s) derivado de reflectancia (ρ) y Temperatura de superficie (T_s).

Albedo superficial: La reflectancia y el albedo corresponde a la razón entre la irradiancia ascendente y descendente sobre una superficie (Mattar et al., 2014). La diferencia recae en que la reflectancia corresponde a una razón desde un solo ángulo y el albedo es la integración direccional de la reflectancia para todos los ángulos (Pinty y Verstraete, 1992). Para estimar el albedo superficial se calcula a partir de Función de Distribución de Reflectancia Bidireccional (FDRB) que describe la dependencia direccional de la reflectancia en función de la geometría relacionada con el ángulo del sol y el sensor (Nicodemus, 1977), por ende, para aplicar FDRB es necesario tener una gran cantidad de mediciones multiangulares (Mattar et al., 2014). Sin embargo, el ángulo de observación de los sensores montados en los satélites Landsat siempre es cercano al Nadir (LSDS, 1999, LSDS, 2016), por lo que no se dispone de mediciones multiangulares. Por otro lado, diversos estudios han utilizado información derivada de reflectancia para estimar albedo superficial de banda ancha, por lo que la obtención de albedo de banda angosta derivada de la función BRDF es omitida (Ma et al., 2008, Ruhoff et al., 2012, Samani, et al., 2007). Mattar et al. (2014) demostraron que el impacto sobre el cálculo de albedo superficial de banda ancha derivado de ambos métodos no genera impacto significativo sobre el cálculo de ET_a , por lo que se procedió a estimar albedo superficial de banda ancha derivado de la reflectancia de superficie.

Para estimar α_s se utilizaron imágenes procesadas a nivel de reflectancia de superficie (Producto Nivel-2) desde el portal desde el portal LSDS (*Science Research and Development*) perteneciente a la USGS (*United States Geological Survey*), las cuales fueron filtradas por las máscaras de nubes (*CFMask*) de las respectivas fechas (Foga et al., 2017), para eliminar los píxeles de nubes en cada imagen. Por consiguiente, se aplicó el cálculo de albedo superficial para el espectro de onda corta en base a la metodología de Liang (2001). Esta ecuación para el sensor ETM+ y OLI corresponde a:

$$\alpha_{OC} = 0,356\alpha_A + 0,130\alpha_R + 0,373\alpha_{IRC} + 0,085\alpha_{OC1} + 0,072\alpha_{OC2} - 0,0018$$

Ecuación 15

Donde:

α_{OC} = albedo superficial de banda ancha para el espectro de onda corta [-].

α_A = albedo superficial de banda angosta para el espectro azul [-].

α_R = albedo superficial de banda angosta para el espectro rojo [-].

α_{IRC} = albedo superficial de banda angosta para el espectro de infrarrojo cercano [-].

α_{OC1} = albedo superficial de banda angosta para el espectro de infrarrojo corto 1 [-].

α_{OC2} = albedo superficial de banda angosta para el espectro de infrarrojo corto 2 [-].

En este caso, los valores de α de banda angosta son reemplazados por ρ para todo el espectro de onda corta.

Temperatura de Superficie: Para el cálculo de T_s para ambos satélites se aplicó el algoritmo mono-canal para cada sensor, siendo el método propuesto por Jiménez-Muñoz et al. (2010) para el sensor ETM+ y el de Jiménez-Muñoz et al. (2014) para el sensor TIRS. Para obtener T_s se aplicó la fórmula del algoritmo mono-canal (Ecuación 16):

$$T_s = \gamma \left[\frac{1}{\varepsilon_\lambda} (\psi_1 L_{sen} + \psi_2) + \psi_3 \right] + \delta$$

Ecuación 16

Donde:

T_s = Temperatura de Superficie [K].

ε_λ = Emisividad [-].

L_{sen} = Radiancia [$\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$].

La radiancia para el espectro de infrarrojo térmico se obtiene a través de la calibración radiométrica de los niveles digitales del sensor (Chander et al., 2009, Roy et al., 2014)

$$L_{sen} = G_{rescale} ND + B_{rescale}$$

Ecuación 17

Donde:

$G_{rescale}$ = Ganancia del sensor (ETM+ = 0,037 y TIRS = 0,0003324) [-].

$B_{rescale}$ = Sesgo del sensor (ETM+ = 3,16280 y TIRS = 0,1) [-].

ND = Nivel Digital medido por el sensor [-].

γ y δ son parámetros definidos por las ecuaciones 18 y 19 respectivamente.

$$\gamma = \frac{T_{sen}^2}{b_\gamma L_{sen}}$$

Ecuación 18

$$\delta = T_{sen} - \frac{T_{sen}^2}{b_\gamma}$$

Ecuación 19

Donde:

T_{sen} = Temperatura de Brillo [K].

b_γ = 1277 para ETM+ y 1324 para TIRS [K].

El valor de temperatura de brillo se obtiene a partir de la radiancia espectral en el espectro infrarrojo térmico (Chander et al., 2009, Roy et al., 2014) medido por el sensor (Ecuación 20):

$$T_{sen} = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{K_1}{L_{sen}} + 1\right)}$$

Ecuación 20

Donde:

K_1 = Constante de calibración (ETM+ = 666,09 y TIRS = 774.,8843) [$\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$].

K_2 = Constante de calibración (ETM+ = 1282,71 y TIRS = 1321,0789) [K].

Los factores ψ_1 , ψ_2 y ψ_3 pertenecen a funciones atmosféricas que están determinadas por las ecuaciones 21, 22 y 23 respectivamente (Jiménez-Muñoz et al., 2014).

$$\psi_1 = \frac{1}{\tau}$$

Ecuación 21

$$\psi_2 = -L_d - \frac{L_u}{\tau}$$

Ecuación 22

$$\psi_3 = L_d$$

Ecuación 23

Donde,

τ = transmisividad de la atmósfera [-].

L_d = Radiancia descendente de la atmósfera [$\text{W.m}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$].

L_u = Radiancia ascendente de la atmósfera [$\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$].

Se debe considerar que el algoritmo mono-canal para estimar T_s presenta la limitante de que valor de la emisividad es incógnito, por lo que no se puede obtener de forma directa a partir de la información obtenida de la radiancia del sensor. Para obtener los valores de las variables atmosféricas se adquirieron a partir de la modelación de perfiles atmosféricos: una de las formas fue a través de los datos meteorológicos de la estación OCS y procesados mediante el Calculador de parámetros de corrección atmosférica (Barsi et al., 2003) o calculadora Barsi, y las otras fuentes fueron a partir de perfiles atmosféricos derivados de sensores remotos por el sensor AIRS y MODIS, respectivamente el producto MOD07 y Nivel-3. Para AIRS y MODIS los datos se procesaron en el código de transferencia radiativa MODTRAN4 aplicando la convolución del espectro para los sensores ETM+ y TIRS (Berk et al., 1999), estos

datos fueron evaluados y por consiguiente se validó el modelo atmosférico más preciso para estimar T_s en relación con T_s *in situ* de la estación OCS.

La emisividad superficial, se derivó a partir de cuatro métodos distintos con el fin de obtener la variable más precisa, de la misma forma que se evaluó con los parámetros atmosféricos. Un método para estimar emisividad superficial se calculó a partir de la fracción de vegetación de la superficie (Sobrino et al., 2008), este método utiliza el Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada o NDVI (Rousa et al., 1974, Tucker, 1979) el cual es utilizado como indicador de la presencia de vegetación y de suelo (Sobrino et al., 2008). NDVI se obtuvo a partir de la Ecuación 24.

$$NDVI = \frac{\rho_{IRC} - \rho_R}{\rho_{IRC} + \rho_R}$$

Ecuación 24

Donde:

$NDVI$ = Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada [-].

ρ_{IRC} = Reflectancia del espectro Infrarrojo cercano [-].

ρ_R = Reflectancia del espectro Rojo [-].

La proporción de vegetación (P_v) y la proporción de suelo (P_s) se obtuvieron a partir de la Ecuación 25 y 26.

$$P_v = \frac{NDVI - NDVI_{min}}{NDVI_{max} - NDVI_{min}}$$

Ecuación 25

$$P_s = 1 - P_v$$

Ecuación 26

Donde:

P_v = Proporción de vegetación.

P_s = Proporción de suelo.

Los valores de $NDVI_{max}$ y $NDVI_{min}$ se consideraron como 0,8 y 0,2 respectivamente (Sobrino et al., 2008), por lo que el valor correspondiente a 0,8 representa una superficie completamente cubierta de vegetación y en contraste, el valor de 0,2 como una superficie de suelo desnudo. A partir de esta proporción, la emisividad superficial se expresa en la Ecuación 27.

$$\varepsilon_\lambda \begin{cases} 0,93 & \text{si } NDVI < 0,2 \\ 0,98P_v + 0,93P_s & \\ 0,98 & \text{si } NDVI > 0,8 \end{cases}$$

Ecuación 27

Otro método corresponde a la emisividad de superficie derivado del producto MOD11 (Wan et al., 2004, Wan, 2014). Debido a que la emisividad está en función de la longitud de onda de la radiancia medida (Gillespie et al., 1998) se calculó la emisividad superficial de MOD11 en función del ancho de banda para el sensor ETM+ y TIRS

(Anexo 4).

En el caso de ETM+ se utilizó la emisividad de banda ancha, en base a la función polinómica propuesta por Liang (2004):

$$\varepsilon_{31-32} = 0,273 + 1,778\varepsilon_{31} - 1,807\varepsilon_{31}\varepsilon_{32} - 1,037\varepsilon_{32} + 1,774\varepsilon_{32}^2$$

Ecuación 28

Donde:

ε_{31-32} = Emisividad de banda ancha para el espectro de 10-12,5 μm [-].

ε_{31} = Emisividad de la banda 31 de MODIS [-].

ε_{32} = Emisividad de la banda 32 de MODIS [-].

Para la banda 10 de TIRS, se procedió a usar la banda 31 de emisividad de MODIS dada la semejanza de la longitud de onda medidas por ambos sensores.

El tercer método para la obtención de emisividad corresponde al producto de Emisividad Global de ASTER o ASTER GED (Hulley et al., 2015). Esta información corresponde a la cobertura global de emisividad de cada banda del sensor ASTER (Gillespie, 1998) a partir de mosaicos de imágenes de los años 2000-2008. Para ETM+, se estimó usando el valor medio de la emisividad de la banda 13 y 14 del sensor ASTER (Jímenez-Muñoz y Sobrino, 2007), y para OLI se utilizó la emisividad correspondiente a la banda 13 considerando que corresponde a la banda con mayor semejanza a la respuesta relativa espectral (Anexo 4).

El cuarto método para la obtención de emisividad se formuló a partir de la firma espectral de pradera de la Biblioteca espectral de ASTER o ASL (Baldrige et al., 2009). La firma obtenida corresponde a reflectancia en el espectro térmico, y la emisividad se estimó a partir de la ley de Kirchoff (Sobrino et al., 2009) a través de la Ecuación 29.

$$\varepsilon_{8-14} = 1 - \rho_{8-14}$$

Ecuación 29

Donde:

ε_{8-14} = Emisividad de superficie en el espectro térmico [-].

ρ_{8-14} = Reflectancia de superficie en el espectro térmico [-].

A la emisividad de la pradera en el espectro térmico se le aplicó la convolución espectral para ETM+ y TIRS mediante de la Calculadora RSR (Durán-Alarcón et al., 2014) con el objetivo de obtener la emisividad para cada sensor.

Con las variables calculadas se evaluó el impacto de la atmósfera y la emisividad de la cobertura de la pradera para estimar T_s , siendo comparada con T_s *in situ* de OCS. Para tener variabilidad espacial, se utilizó una matriz de 3x3 píxeles de 100 metros de resolución, y para la estación meteorológica se utilizó la variabilidad temporal utilizando un intervalo de ± 10 minutos de información. En la Figura 10 se presenta la grilla de estudio, y en el Apéndice 3 se presenta un diagrama resumen del

procesamiento de la base de datos satelital.



Figura 10. Grilla de Validación para Temperatura de Superficie.

Datos Meteorológicos: Se procesaron datos meteorológicos a partir de la red Agromet para los valores diarios correspondiente a los días del paso del satélite, y los valores a la hora del paso del satélite, las variables meteorológicas procesadas corresponden a: Temperatura del aire máxima (T_x), Temperatura del aire media (T_a), Temperatura del aire mínima (T_n), Humedad Relativa (HR) y Velocidad de viento (u). Estos datos fueron interpolados con el método de Inverso de la distancia al cuadrado (IDW) para el área de estudio.

La Radiación global (R_g) se estimó a partir de la Radiación extraterrestre (R_A) y con el método de Bristow-Campbell (Bristow y Campbell, 1984), estimado en base a la siguiente ecuación:

$$R_g = R_A (A(1 - \exp(-B\Delta T)^C))$$

Ecuación 30

Donde:

R_g = Radiación Global [W m^{-2}].

R_A = Radiación Extraterrestre [W m^{-2}].

$A = 0,7$ [-].

$B = 0,036 \cdot \exp(-0,154 \cdot T_a)$ [-].

$C = 2,4$ [-].

La Radiación extraterrestre se estimó en base a la Ecuación 31 (Allen et al., 2006):

$$R_A = \frac{G_{sc} \cos(\theta)}{d^2}$$

Ecuación 31

Donde:

G_{sc} = Constante solar (1367) [W m⁻²].

$\cos(\theta)$ = coseno del ángulo de incidencia solar [rad].

d = distancia tierra-sol [UA].

La distancia tierra-sol se calculó en base al método de Duffie y Beckmann (1991), que está en función del día del año (DOY):

$$d = \frac{1}{1 + 0,0334 \cos\left(\frac{2\pi DOY}{365}\right)}$$

Ecuación 32

El coseno de ángulo de incidencia solar se calculó considerando la variable de pendiente y exposición del terreno (Duffie y Beckmann, 1991):

$$\begin{aligned} \cos(\theta) = & \text{sen}(\delta)\text{sen}(\phi) \cos(s) - \text{sen}(\delta) \cos(\phi) \text{sen}(s) \cos(\gamma) \\ & + \cos(\delta) \cos(\phi) \cos(s) \cos(w) + \cos(\delta) \text{sen}(\phi)\text{sen}(s) \cos(\gamma) \cos(w) \\ & + \cos(\delta) \text{sen}(\gamma)\text{sen}(s)\text{sen}(w) \end{aligned}$$

Ecuación 33

Donde:

δ = Ángulo de declinación solar [rad].

ϕ = Latitud [rad].

w = Ángulo horario [rad].

s = Pendiente [rad].

γ = Exposición [rad].

La Exposición y Pendientes se obtuvieron a partir del modelo digital de elevación (DEM) derivado de la misión SRTM. La declinación solar se obtuvo en base a Cooper (1969):

$$\delta = 23,45^\circ \text{sen}\left(\frac{360}{365}(DOY + 284)\right)$$

Ecuación 34

Y el ángulo horario se estimó a través de la Ecuación 35 (Allen et al., 1998):

$$w = \frac{\pi}{12} \left[\left(H_r + \frac{2}{30} (Lz - Lm) + Sc \right) - 12 \right]$$

Ecuación 35

Donde:

H_r = Hora local para la cual se estima w [Hr].

Lz = Longitud del centro de la zona del tiempo local (para Chile corresponde 45°) [°].

Lm = Longitud [°].

Sc = Corrección estacional para el tiempo solar (Allen et al., 1998) [Hr].

Sc se obtiene a partir de:

$$Sc = 0,1645\text{sen}(2b) - 0,1255 \cos(b) - 0,025\text{sen}(b)$$

Ecuación 36

El parámetro 'b' se calcula a en función de DOY (Ecuación 37):

$$b = \frac{2\pi(DOY - 81)}{364}$$

Ecuación 37

Balance Radiativo: El cálculo de la Radiación Neta se hace a través de la ecuación de balance Radiativo (Brutsaert, 1982, Bastiaanssen et al., 1998a, Jacob et al., 2002, Verstraeten et al., 2005, Chehbouni et al., 2008):

$$R_N = (1 - \alpha_s)R_g + \epsilon_\lambda(R_a - \sigma T_s^4)$$

Ecuación 38

Donde:

α_s = Albedo superficial [-].

R_g = Radiación global al instante del paso del satélite [W m^{-2}].

ϵ_λ = Emisividad superficial [-].

R_a = Radiación de onda larga descendente al instante del paso del satélite [W m^{-2}].

σ = Constante de Boltzmann ($5,67 \times 10^{-8}$) [$\text{W m}^{-2} \text{K}^{-4}$].

T_s = Temperatura de Superficie [K].

Dentro de la componente del balance radiativo, la primera componente corresponde a la radiación en el espectro de onda corta, y la segunda al espectro de onda larga. α_s y T_s se estima a partir de la información satelital de las ecuaciones 15 y 16 respectivamente, ϵ_λ se deriva del algoritmo mejor evaluado en base a la validación de T_s , R_g se obtiene a partir de la estimación de la Ecuación 30. Respecto a la radiación de onda larga descendente, se estimó mediante la Ecuación 39 (Brutsaert, 1975):

$$R_a = \epsilon_a \sigma T_a^4$$

Ecuación 39

Donde

ϵ_a = emisividad de la atmósfera [-].

T_a = Temperatura del aire [K].

La emisividad de la atmósfera se obtiene a partir de la Ecuación 40 (Brutsaert, 1975):

$$\epsilon_a = 1,24 \left(\frac{e}{T_a} \right)^{\frac{1}{7}}$$

Ecuación 40

Donde:

e = Presión real de vapor de agua [hPa].

La presión de vapor de agua se calculó a partir de la Ecuación 41 (Allen et al., 1998):

$$e = \left(\frac{HR}{100}\right) 6,112 \exp\left(\frac{17,67T_a}{T_a + 243,5}\right)$$

Ecuación 41

Con esta información procesada, se utilizó como información de entrada para el cálculo de ET_a para cuatro modelos “de una capa” distintos. El primer método corresponde a SEBS (*Surface Energy Balance System*) propuesto por Su (2002), SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*), algoritmo creado por Bastiaanssen et al, (1998), METRIC (*Mapping Evapotranspiration at high Resolution with Internalized Calibration*), metodología derivada de SEBAL (Allen et al., 2007a) y SSEBop (*Operational Simplified Surface Energy Balance*), técnica propuesta por Senay et al, (2013).

Estimación de la Evapotranspiración Real

SEBS: SEBS es un algoritmo propuesto para estimar flujos turbulentos y la fracción evaporativa utilizando información satelital e información meteorológica (Su, 2002). Este método estima ET_a a través de la ecuación de balance de energía (Ecuación 3). R_N se deriva del balance radiativo (Ecuación 38), G tiene un valor despreciable (~ 0) para información diaria (Brutsaert, 1982, Senay et al., 2013), H se obtiene a partir de la teoría de semejanza de Monin-Obukhov usando la capa superficial atmosférica como interfaz para la modelación de perfiles verticales, esta relación se resuelve mediante el siguiente sistema de ecuaciones:

$$u_z = \frac{u_*}{k} \left[\ln\left(\frac{z - d_0}{z_{0m}}\right) - \Psi_m\left(\frac{z - d_0}{L}\right) + \Psi_m\left(\frac{z_{0m}}{L}\right) \right]$$

Ecuación 7

$$dT = T_a - T_{aero} = \frac{H}{ku_*\rho C_p} \left[\ln\left(\frac{z - d_0}{z_{0h}}\right) - \Psi_h\left(\frac{z - d_0}{L}\right) + \Psi_h\left(\frac{z_{0h}}{L}\right) \right]$$

Ecuación 42

$$L = -\frac{\rho C_p u_*^3 T_v}{kgH}$$

Ecuación 43

Donde:

Ψ_h = Función de corrección de estabilidad para la transferencia de calor sensible [-].

z_{0h} = Altura de la rugosidad para la transferencia de calor sensible [-].

T_v = Temperatura Virtual [K].

g = aceleración de la gravedad ($\sim 9,8$) [$m\ s^{-2}$].

Los valores de z_{0m} se derivaron a partir de cada cobertura presente en el área de estudio (Bastiaanssen, 1998, Anexo 5). Las funciones Ψ_m y Ψ_h se calcularon en base a las funciones indicadas por Brutsaert (1982) para condiciones inestables (Ecuación 44 y 45), y para condiciones estables se utilizó la función determinada por Beljaars y Holtslag (1991) detallada en la Ecuación 46:

$$\Psi_m = 2\ln\left(\frac{1+x}{1+x_0}\right) + \ln\left(\frac{1+x^2}{1+x_0^2}\right) - 2\tan^{-1}(x) + 2\tan^{-1}(x_0)$$

Ecuación 44

$$\Psi_h = 2\ln\left(\frac{1+y}{1+y_0}\right)$$

Ecuación 45

$$\Psi_m = \Psi_h = -5\left(\frac{z}{L}\right)$$

Ecuación 46

El parámetro x corresponde a:

$$x = (1 - \gamma_m \zeta)^{1/4}$$

Ecuación 47

Donde:

γ_m = Coeficiente experimental [-].

ζ equivale a:

$$\zeta = \frac{z}{L}$$

Ecuación 48

Y el parámetro x_0 se obtiene a partir de:

$$x_0 = \left(1 - \gamma_m \zeta \frac{z_{0m}}{z}\right)^{1/4}$$

Ecuación 49

El parámetro y corresponde a:

$$y = (1 - \gamma_h \zeta)^{1/2}$$

Ecuación 50

Donde:

γ_h = Coeficiente experimental [-].

Los coeficientes experimentales varían en base a distintas observaciones de la capa límite de la atmósfera (Webb 1970, Dyer y Hicks, 1970, Businger et al., 1971, Dyer, 1974, Garrat 1977, Wieringa, 1980, Dyer y Bradley, 1982, Webb, 1982). Para este estudio, se consideró el valor con mejor ajuste evaluado por Dyer (1974), por lo que γ_m y $\gamma_h = 16$. Para definir la estabilidad atmosférica, se evaluó en función L ; Si $L > 0$, se define como condición de una atmósfera estable, $L = 0$ es una atmósfera neutra y si $L < 0$, la atmósfera se considera inestable (Brutsaert, 1999).

Para determinar el valor de ASL, se utilizó los valores medios indicados en la función de Brutsaert (1999):

$$z = \alpha \frac{\beta}{\alpha}$$

Ecuación 51

Donde:

$$\alpha = 0,12 [-].$$

$$\beta = 125 [-].$$

T_{aero} , no se puede estimar de forma directa, por lo que se suele reemplazar por el valor T_s (Jia, 2004), por ende, se asumió que $T_{aero} = T_s$.

La temperatura virtual se obtuvo a partir de la Ecuación 52 (Wallace et al., 2006):

$$T_v = T_a \frac{1 + \left(\frac{r_v}{\varepsilon_\varepsilon}\right)}{1 + r_v}$$

Ecuación 52

Donde:

$$r_v = \text{Razón de mezcla} [-].$$

$$\varepsilon_\varepsilon = \text{Razón de las constantes de gases del aire y vapor de agua } (\sim 0,622) [-].$$

La razón de mezcla se calculó a partir de la Ecuación 53:

$$r_v = \frac{\varepsilon_\varepsilon e_s}{P_a - e_s}$$

Ecuación 53

Donde:

$$P_a = \text{Presión de aire [KPa]}.$$

La presión de aire se estimó a partir de la Ecuación 54, la cual está en función de la Altitud (Allen et al., 2005, Senay et al., 2013):

$$P_a = 101,3 \left(\frac{293 - 0,0065Alt}{293} \right)^{5,23}$$

Ecuación 54

Donde:

$$Alt = \text{Altitud [m]}.$$

Para resolver el sistema de ecuaciones se utilizó el Método de Broyden (Press et al., 1997), por lo que se ejecutó una iteración en donde los valores iniciales de Ψ_m y $\Psi_h = 0$, asumiendo condiciones neutrales como condición inicial.

z_{oh} que cambia con las características de la superficie, el flujo atmosférico y el estado térmico-dinámico de la superficie (Su, 2002). Esta variable se puede derivar a través del modelo propuesto por Su et al. (2001), este modelo requiere de la forma funcional que define la estructura vertical del dosel con el fin de definir el coeficiente de extinción del perfil de viento dentro de la canopia (n_{ec}), el coeficiente está en función del área de arrastre de hoja acumulada al tope de la vegetación (Su, 2002).

$$n_{ec} = \frac{C_d LAI}{2u_*^2 / u^2}$$

Ecuación 55

Donde:

n_{ec} = Coeficiente de extinción del perfil de viento dentro de la canopia [-].

C_d = Coeficiente de arrastre de elementos foliares ~0,2 (Su, 2002) [-].

LAI = Índice de área foliar [$m^2 m^{-2}$].

LAI fue estimado a partir de la función empírica dada por Waters et al. (2000):

$$LAI = - \frac{\ln\left(\frac{0,69 - SAVI}{0,59}\right)}{0,91}$$

Ecuación 56

Donde:

$SAVI$ = Índice Vegetacional ajustado al suelo [-].

Se debe considerar que este modelo considera un LAI máximo de 6 [$m^2 m^{-2}$], por lo que todo valor superior a 6 es reclasificado al valor máximo (Waters et al., 2000). La fórmula de $SAVI$ corresponde a la siguiente (Huete, 1988):

$$SAVI = (1 + L) \frac{(\rho_{IRC} - \rho_R)}{(\rho_{IRC} + \rho_R + L)}$$

Ecuación 57

Donde:

L = Línea de suelo derivado del diagrama de dispersión entre el espectro de infrarrojo cercano y rojo [-].

El valor de L se ajusta en base a la densidad de vegetación presenta en el paisaje, donde $L=1$ se aplica para zonas con densidad muy baja, $L=0,5$ para zonas con densidad intermedia, y $L=0,25$ para zonas con alta densidad de vegetación (Huete, 1988). Considerando que la superficie principalmente consta de praderas dentro del área de estudio en base a *Land Cover* de Chile (Zhao et al., 2016), se utilizó un valor de $L=0,25$, ya que se consideró la cobertura de pradera como una superficie de vegetación densa.

El valor de z_{oh} se puede estimar a través de la Ecuación 58:

$$z_{0h} = \frac{z_{0m}}{\exp(kB^{-1})}$$

Ecuación 58

Donde:

B^{-1} = Valor inverso del número de Stanton [-].

El valor de kB^{-1} se puede obtener de la Ecuación 59 (Su et al., 2001):

$$kB^{-1} = \frac{kC_d}{4C_t \frac{u_*}{u} (1 - \exp(-n_{ec}/2))} P_v^2 + 2P_s P_v \frac{k u_* / u z_{0m} / h}{C_t^*} + kB_s^{-1} P_s^2$$

Ecuación 59

Donde:

C_t = Coeficiente de transferencia de calor para las hojas (~0,0125) [-].

C_t^* = Coeficiente de transferencia de calor para el suelo [-].

P_v = Proporción de vegetación de la superficie [-].

P_s = Proporción de suelo de la superficie [-].

C_t^* se estima a partir de la Ecuación 60:

$$C_t^* = Pr^{(-2/3)} Re_*^{(1/2)}$$

Ecuación 60

Donde:

Pr = Número de Prandtl (0,71) [-].

Re_* = Rugosidad del Número de Reynolds [-].

Re_* , se deriva a partir de la Ecuación 61:

$$Re_* = \frac{h_s u_*}{\nu}$$

Ecuación 61

Donde:

h_s = altura de rugosidad para el suelo (~ 0,005) [m].

ν = viscosidad cinemática del aire [m² s⁻¹].

El valor de ν se desprende a partir de la Ecuación 62 (Massman, 1999):

$$\nu = 0,00001327 (P_0/P_a) (T_a/T_0)^{1,81}$$

Ecuación 62

Donde:

P_0 = 101,3 [kPa].

T_0 = 273,15 [K].

El primer término de la Ecuación 59 se basa en el modelo de un dosel completo (Choudhury y Monteith, 1988), el tercer término corresponde a un modelo para suelo desnudo (Brutsaert, 1982) y el segundo término describe la interacción entre el suelo y la vegetación (Su, 2002). La condición kB_s^{-1} se obtuvo a partir de la siguiente relación:

$$kB_s^{-1} = 2,46(Re_*)^{\frac{1}{4}} - \ln(7,4)$$

Ecuación 63

Para determinar la fracción evaporativa, SEBS considera la consideración del balance de energía bajo condiciones límite (Su, 2002). Para el límite seco, λE (o evaporación) se vuelve cero dada la limitación de la humedad del suelo y la presencia de H máximo.

$$H_{max} = R_N$$

Ecuación 64

El límite húmedo, donde la evaporación solo está limitada por la energía sobre la superficie y las condiciones atmosféricas, el flujo de calor sensible toma un valor mínimo:

$$\lambda E_{wet} = R_N - H_{wet}$$

Ecuación 65

De esta forma, la fracción evaporativa relativa se puede evaluar como se indica en la Ecuación 66 (Su, 2002):

$$\Lambda_r = \frac{\lambda E}{\lambda E_{wet}} = 1 - \frac{H - H_{wet}}{H_{max} - H_{wet}}$$

Ecuación 66

En el límite húmedo de la superficie, la resistencia interna de la superficie es cercana a cero, por lo que aplicando la ecuación modificada en base a la ecuación de Penman-Monteith (Ecuación 10), Su (2002) estableció el flujo de calor sensible para el límite húmedo (Ecuación 67):

$$H_{wet} = \left(R_N - \frac{\rho C_p (e_s - e_a)}{r_{ew} \gamma} \right) / \left(1 + \frac{\Delta}{\gamma} \right)$$

Ecuación 67

Donde:

r_{ew} = resistencia externa para el límite húmedo [$s m^{-1}$].

r_{ew} se determina a partir de la Ecuación 68:

$$r_{ew} = \frac{1}{ku_*} \left[\ln \left(\frac{z - d_0}{z_{0h}} \right) - \Psi_h \left(\frac{z - d_0}{L_w} \right) + \Psi_h \left(\frac{z_{0h}}{L_w} \right) \right]$$

Ecuación 68

La longitud de estabilidad para el límite húmedo (L_w), puede ser estimado de la siguiente forma (Ecuación 69):

$$L_w = - \frac{\rho u_*^3}{0,61 kg \frac{R_N}{\lambda}}$$

Ecuación 69

λ depende de la temperatura del aire, Harrison (1963) estableció la relación, expresada en la Ecuación 70:

$$\lambda = 2.501.000 - (2.361T_a)$$

Ecuación 70

El flujo de calor latente se puede obtener a partir de la fracción evaporativa relativa y el flujo de calor latente del límite húmedo (Ecuación 71).

$$\lambda E = \Lambda_r \lambda E_{wet}$$

Ecuación 71

Con λE estimado se calcula ET_a :

$$ET_a = \frac{\lambda E}{\lambda} 86.400 C_{di}$$

Ecuación 72

Donde:

ET_a = Evapotranspiración Real [mm día⁻¹]

C_{di} = Coeficiente de la razón entre radiación neta instantánea y diaria [-].

El valor de 86.400 corresponde a la cantidad de segundos de un día. Debido a que la proporción de radiación neta a lo largo del día no es constante, es necesario aplicar un coeficiente entre la radiación neta instantánea y diaria para extrapolar a un valor diario. El valor de C_{di} se obtuvo a partir del método propuesto por Sobrino et al. (2007), que se ajusta a la curva en base al día del año. La Ecuación 73 presenta esta proporción válida para el hemisferio sur:

$$C_{di} = \begin{cases} DOY \geq 183 \Rightarrow -7 \cdot 10^{-6}(DOY - 183)^2 + 0,0027(DOY - 183) + 0,124 \\ DOY < 183 \Rightarrow -7 \cdot 10^{-6}(DOY + 183)^2 + 0,0027(DOY + 183) + 0,124 \end{cases}$$

Ecuación 73

SEBAL: El modelo SEBAL considera que, para calcular el flujo de calor latente, primero necesario estimar el flujo de calor sensible. H se calcula con el supuesto de que en los pixeles húmedos $H=0$ y pixeles extremadamente secos se $H=R_N$ (Bastiaanssen et al., 1998). Estas coberturas presentes en la imagen se deben determinar manualmente por el usuario, y deben representar situaciones extremas de las condiciones del paisaje, es decir, el pixel caliente es una superficie donde H es cercano al máximo, y λE casi

nulo, en otras palabras, superficies secas como suelo desnudo para el pixel seco y a un cuerpo de agua donde el flujo de calor latente sea semejante al máximo para el pixel húmedo (Bastiaanssen et al., 1998). Esta selección de píxeles fue aplicada para cada escena usando como filtro la cartografía de coberturas, seleccionando los valores máximos de T_s para el pixel seco para coberturas correspondiente a suelo desnudo y superficies urbanas, y los valores mínimos de T_s para el pixel húmedo dentro de la categoría de cuerpos de agua (Figura 11).

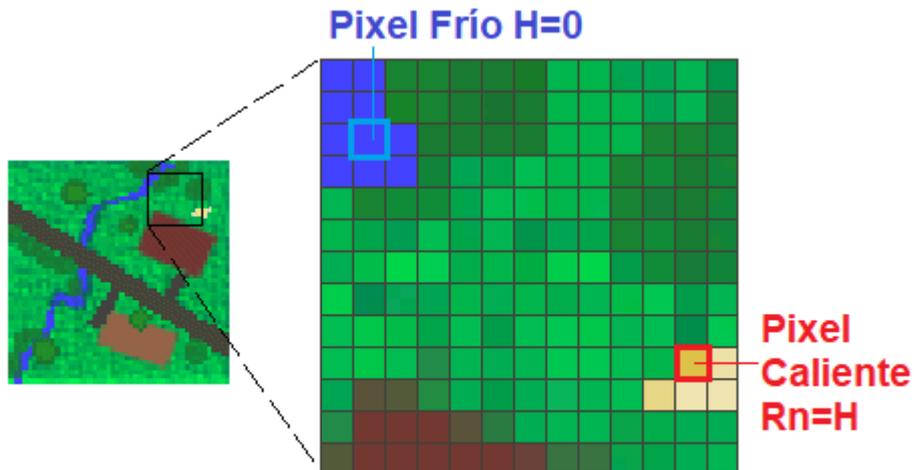


Figura 11. Representación de píxeles extremos en algoritmo SEBAL.

Para todo el paisaje se desconoce el valor de H y λE , sin embargo, se conocen los valores de los píxeles extremos, de esta manera SEBAL establece el valor de dT para todo el paisaje asumiendo el supuesto de la existencia de una relación lineal entre T_s y dT , donde el valor mínimo de dT se ubica en el píxel húmedo y el valor máximo de dT corresponde al píxel caliente (Figura 12).

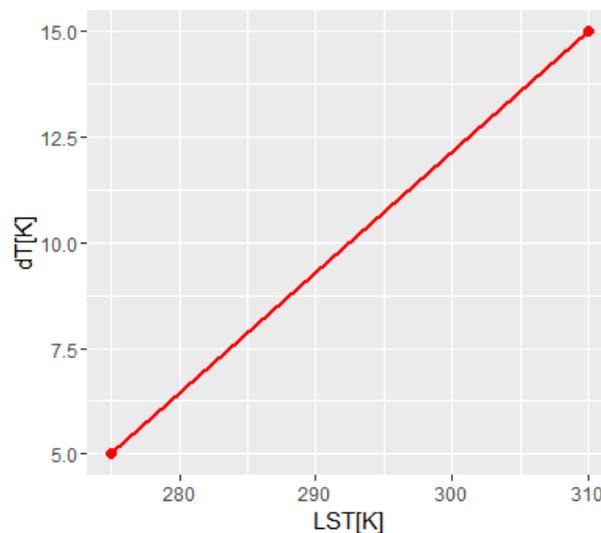


Figura 12. Ejemplo de Relación lineal de T_s y dT en píxeles extremos.

La relación para toda la escena satelital se establece a partir de la Ecuación 74:

$$dT = c_1 T_s + c_2$$

Ecuación 74

Donde:

c_1 = pendiente de la regresión lineal [-].

c_2 = intercepto de la regresión lineal [-].

Para estimar el valor de H para todo el paisaje, SEBAL se basa en la Ecuación 75, obteniendo H en condiciones neutras:

$$H = \rho C_p \frac{dT}{r_{ah}}$$

Ecuación 75

La Resistencia aerodinámica es calculada a partir de la altitud y la velocidad de viento en condiciones atmosférica neutra (Sceicz *et al.*, 1969)

$$r_{ah} = \frac{\left(\ln \left(\frac{z-d}{z_0} \right) \right)^2}{k^2 u}$$

Ecuación 76

Luego, este valor debe ser corregido para considerar las condiciones de estabilidad atmosférica generadas por la rugosidad y el calentamiento de la superficie (Baastiaanssen *et al.*, 1998). La altura de la capa superficial atmosférica se asumió con un valor de 200m (Bastiaanssen *et al.*, 1998). Para integrar las condiciones de estabilidad, SEBAL aplica la teoría de Monin-Obukhov en un proceso iterativo, el valor de L se obtiene a través de la Ecuación 43, pero en este caso los valores ψ_m y ψ_h se generan por medio de 3 perfiles de altura distintos (200, 2 y 0,1m.). Para condiciones inestables, se usó el algoritmo de Paulson y Webb (1970):

$$\Psi_{m(200m)} = 2 \ln \left(\frac{1 + x_{(200m)}}{2} \right) + \ln \left(\frac{1 + x_{(200m)}^2}{2} \right) - 2 \tan^{-1}(x) + 0,5\pi$$

Ecuación 77

$$\Psi_{h(2m)} = 2 \ln \left(\frac{1 + x_{(2m)}^2}{1 + y_0} \right)$$

Ecuación 78

$$\Psi_{h(0,1m)} = 2 \ln \left(\frac{1 + x_{(0,1m)}^2}{1 + y_0} \right)$$

Ecuación 79

Los valores de x se derivan de la Ecuación 47 y 48, donde se reemplazan los valores de z por las alturas de los distintos perfiles de altura. Para condiciones estables se estimó a partir de la Ecuación 46, donde z fue estimado para los 3 perfiles de altura.

Se procedió a calcular u_* corregido a nivel de ASL resolviendo la Ecuación 80:

$$u_* = \frac{u_z k}{\ln\left(\frac{200}{z_{0m}}\right) - \Psi_{m(200m)}}$$

Ecuación 80

Una vez computado u_* , r_{ah} se recalcula modificando la Ecuación 76:

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{2}{0,1}\right) - \Psi_{h(2m)} + \Psi_{h(0,1m)}}{ku_*}$$

Ecuación 81

Para proseguir la iteración, la Ecuación 75 es recalculada reemplazando r_{ah} por el valor corregido, este procedimiento se repitió para cada imagen hasta que la diferencia de error fuera menor al 0,001% utilizando como condicionante un mínimo de 50 iteraciones.

METRIC: METRIC al igual que SEBAL considera que el flujo de calor sensible se estima utilizando la diferencia de temperatura de aire y aerodinámica en base a la relación lineal entre los pixeles fríos y calientes presentes en un paisaje heterogéneo. A diferencia de SEBAL, METRIC asume que el pixel frío corresponde a una cobertura de alfalfa irrigada, donde el valor de H y λE se deriva a partir la Ecuación estandarizada de Penman-Monteith (Ecuación 10) modificada para valores horarios (Allen et al., 2007).

Para definir el pixel frío, se debe considerar que este corresponde a una superficie de alfalfa irrigada con 0,5m de altura, con un LAI mayor a $4\text{m}^2\text{m}^{-2}$ (Figura 13).

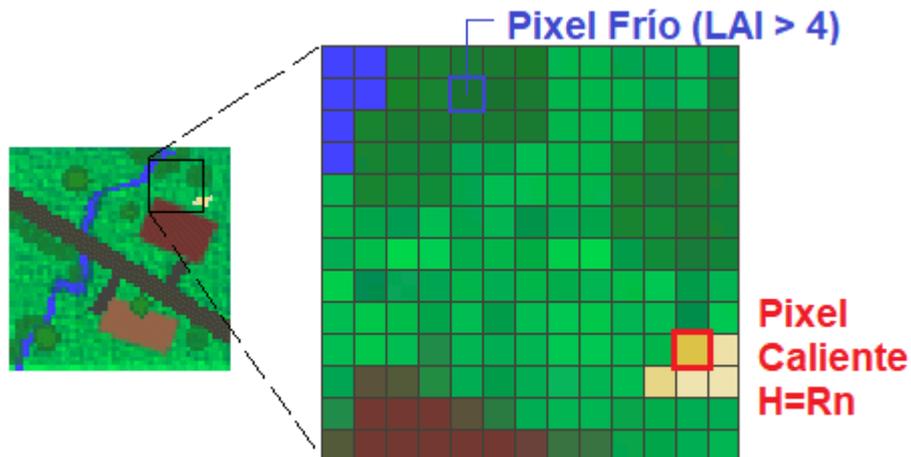


Figura 13. Representación de pixeles extremos en algoritmo METRIC.

Para detectar esta cobertura en el paisaje, se enmascará las imágenes con cobertura de pradera con un LAI igual y superior a 4, una vez aplicada la máscara, se extrajo el pixel correspondiente a la mediana de este conjunto de datos. A este pixel se le aplicó la Ecuación 74 y 10, considerando un $k_c = 1,05$ y un $k_s=1$ para cobertura de alfalfa. El flujo de calor latente se estimó a partir de la Ecuación 82 (Allen et al., 2007a):

$$\lambda E = \frac{\lambda \cdot ET_r}{86400 C_{di}}$$

Ecuación 82

Con el valor λE , se calcula H del pixel húmedo a partir de la Ecuación 3, para el período de bajo crecimiento de praderas la cobertura del pixel húmedo suele ser más húmedo que el de la cobertura ideal de alfalfa (Allen et al., 2007a, Allen et al., 2007b), por lo que el cálculo de ET_r de alfalfa está estima en función del NDVI (Ecuación 82).

$$ET_r = 1,25NDVI$$

Ecuación 83

La condición los meses de menor crecimiento se determinaron en base al crecimiento de praderas de la Región de Los Lagos del portal GeoPrads³, fecha coincidente con los meses de invierno. El pixel seco se determina de la misma forma que en SEBAL, al igual que el procedimiento para obtener dT y H para toda la escena de la imagen satelital, por lo que la estimación de la ET_a se estableció igual que SEBAL.

SSEBop: A diferencia de los otros modelos, SSEBop está orientado ser un modelo simplificado para determinar el balance de energía superficial (Senay et al., 2013), este modelo ya ha sido validado en Chile, y ha demostrado ser efectivo para estimar ET_a en zonas semi-áridas (Olivera-Guerra et al., 2017). Este método estima ET_a a partir de la Ecuación FAO56 (Ecuación 10), aplicando como factor el factor de cultivo y la fracción evaporativa:

$$ET_a = \Lambda k_c ET_0$$

Ecuación 84

Donde:

Λ = Fracción evaporativa [-].

El valor de k_c fue considerado = 1 (Allen et al., 1998), y la fracción Evaporativa se estimó en base a la temperatura de la superficie y temperaturas de referencia (Senay et al., 2013, Singh y Senay, 2015):

$$\Lambda = \frac{T_{sCaliente} - T_s}{T_{sCaliente} - T_{sFrío}}$$

Ecuación 85

³ <http://geoprads.uchile.cl>

Donde:

$T_{sCaliente} = T_s$ estimado como referencia ‘caliente’ de la escena satelital [K].

$T_{sFrío} = T_s$ estimado como referencia ‘fría’ de la escena satelital [K].

Para determinar $T_{sFrío}$ es necesario aplicar un factor de corrección para cada escena. El supuesto que define SSEBop para definir $T_{sFrío}$ se basa en las superficies que tienen una tasa de ET semejante a ET_0 , donde T_s tiene un valor semejante a T_a , por ende, hay un flujo de calor sensible despreciable (Senay et al., 2013). Este factor de corrección se aplica en base a la Temperatura del aire máxima, que sirve para calibrar la relación $T_s \sim T_a$, que se obtiene a partir de la siguiente ecuación:

$$T_{sFrío} = cT_a$$

Ecuación 86

Donde:

c = Factor de corrección que correlaciona T_a y T_s a una superficie completamente evapotranspirante.

El factor de corrección se determina como el promedio entre T_a y T_s para superficies con un NDVI superior a 0,8. Esta relación se determina a partir de la Ecuación 87 (Senay et al., 2013):

$$c = \frac{T_s}{T_a}$$

Ecuación 87

Para el cálculo de c , se seleccionó cada escena usando solo pixeles con un NDVI > 0,8.

El caso de la condición límite caliente, es igual a la diferencia constante que existe (dT) entre $T_{sFrío}$ y $T_{sCaliente}$. El cálculo $T_{sCaliente}$ se detalla en la Ecuación 88 (Senay et al., 2013, Olivera-Guerra et al., 2017):

$$T_{sCaliente} = T_{sFrío} + dT$$

Ecuación 88

Para estimar el valor predefinido de dT se asume la condición de un paisaje correspondiente a un suelo desnudo seco y caliente, con un flujo de calor sensible máximo (Ecuación 57), con una resistencia aerodinámica representativa y constante de un suelo seco y desnudo, por lo que se definió un valor de r_{ah} constante de 110 s.m^{-1} (Qiu et al., 1998). El cálculo de dT se deriva de la Ecuación 75 con las condiciones de una superficie seca (Ecuación 89):

$$dT = \frac{110R_N}{\rho_a C_p}$$

Ecuación 89

Se aplicaron los algoritmos SEBS, SEBAL, METRIC y SSEBop para la serie temporal de los años 2014-2016 para las praderas en el área de estudio.

Evapotranspiración In Situ

Para estimar ET *in situ*, se utilizaron los datos de OCS para obtener ET_0 a partir de la Ecuación 10 y se calculó ET_{c_adj} en base a la Ecuación 11, donde $k_c=1$ (Allen et al., 1998), k_s se determinó a partir de la información del tipo de suelo presente en OCS y el contenido volumétrico de agua para la zona de raíces de las praderas medido por la estación. La serie de suelo presente en la estación corresponde a la Serie “Corte Alto”, que se caracteriza en el Horizonte-A (0-18cm), zona donde se concentran las raíces de las praderas (CIREN, 2003). Para determinar la profundidad de las raíces de la pradera, se consideró el tamaño de las raíces de *Lolium perenne* o Ballica, la que en zonas de la Región de Los Lagos tienen una longitud de 5cm (INIA, s.f.) con un coeficiente $p=0,6$ (Allen et al., 1998). Las propiedades del suelo para el cálculo de k_s están indicados en el Cuadro 1:

Cuadro 1. Propiedades Físicas del suelo en la zona de raíces para el cálculo de k_s .

Propiedad Física	Volumen
	$m^3 \cdot m^{-3}$
Capacidad de Campo (33 kPa)	0,417
Punto de Marchitez Permanente (1500 kPa)	0,287
Agua Total Disponible (ADT)	0,0065
Agua Fácilmente Aprovechable (AFA)	0,0039

Para el cálculo de D_r se utilizó el contenido volumétrico medido de agua medido en OCS a 7 cm. de profundidad para el final del día de ET calculado y del día anterior.

Validación de la Evapotranspiración Real

La validación de ET_a en se contrastó la información entregada por SEBS, SEBAL, METRIC Y SSEBop con los datos entregados de la estación meteorológica OCS.

La evaluación fue hecha a partir del cálculo del error cuadrado medio ($RMSE$), el error cuadrado medio relativo ($RRMSE$), el error absoluto medio (MAE) y el coeficiente de determinación (R^2) para calibrar y validar los valores del período 2015-2016.

$$RMSE = \sqrt{bias^2 + \sigma^2}$$

Ecuación 90

Donde:

σ = desviación estándar de los valores residuales.

$bias$ = valor medio de los valores residuales.

bias (Ecuación 91) funciona como indicador de exactitud del modelo y σ (Ecuación 92) como indicador de precisión del modelo.

$$bias = \frac{\sum_{i=1}^n \varepsilon_i - \theta_i}{n}$$

Ecuación 91

Donde:

ε_i = valor estimado.

θ_i = valor observado.

n = número de observaciones.

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\varepsilon_i - \theta_i)^2}{n - 1}}$$

Ecuación 92

RRMSE está dado por la Ecuación 93. Este estadígrafo señala el error relativo medio a escala porcentual.

$$RRMSE = 100 \cdot \frac{RMSE}{\theta_{medio}}$$

Ecuación 93

Donde:

θ_{medio} = valor medio observado

El error absoluto medio, estadígrafo que considera la distancia vertical promedio entre dos variables que representan el mismo fenómeno (Ecuación 94).

$$MAE = \frac{\sum_{i=1}^n |\varepsilon_i - \theta_i|}{n}$$

Ecuación 94

Finalmente, el grado de linealidad lo entregará el coeficiente de determinación entre la estación in-situ y la medida. La representación matemática está presente en la Ecuación 95.

$$R^2 = \frac{SCR}{SCT} = \frac{\sum_{i=0}^n (\hat{y}_i - \bar{y}_i)^2}{\sum_{i=0}^n (y_i - \bar{y}_i)^2}$$

Ecuación 95

Donde,

SCR = suma de cuadrados de la regresión.

SCT = suma total de los errores.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En la Figura 14 se muestran 4 mapas de albedo superficial con una cobertura de nubes menor al 50%.

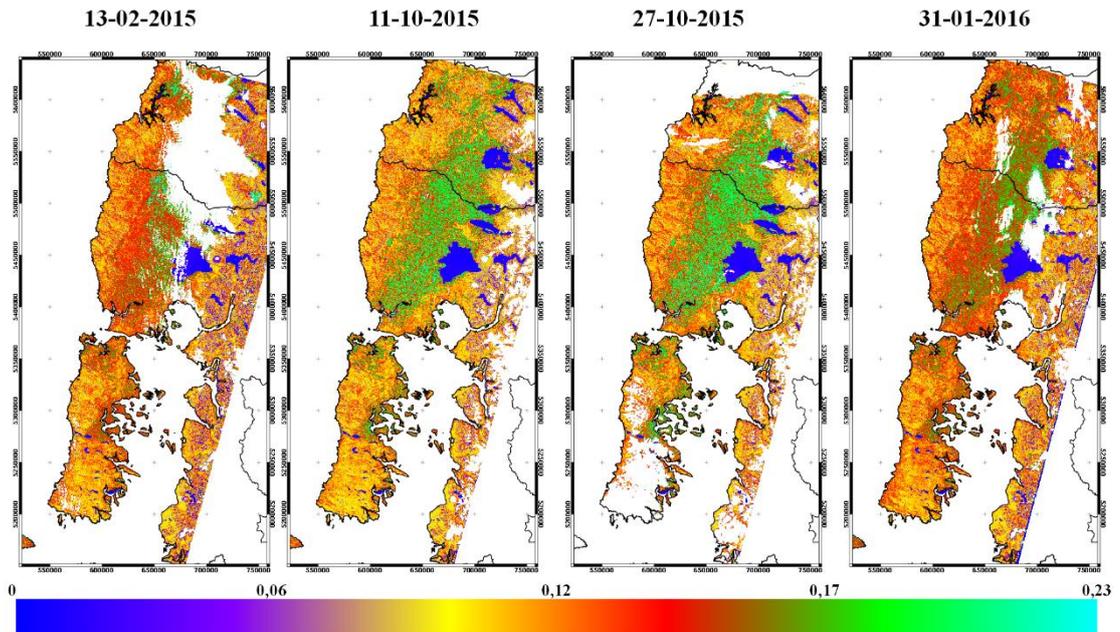


Figura 14. Albedo superficie para el área de estudio para distintas fechas entre 2014 y 2016. Las áreas de color blanco dentro del área de estudio corresponden a pixeles sin datos debido a la presencia de nubes.

El albedo presenta una menor cobertura de nubes para los meses entre Octubre a Marzo coincidiendo con el periodo estacional de primavera y verano, destacando las praderas con un valor promedio de un 0,16. Estas praderas presentan un albedo mayor que coberturas como bosques nativos o plantaciones forestales ubicados principalmente en la costa y zona este del área de estudio. Además, el albedo de praderas es superior en magnitud a zonas de suelo desnudo los cuales presentan un valor de 0,08 y se localizan principalmente hacia el este del área de estudio.

Temperatura de Superficie: T_s fue validado usando los distintos datos de entrada de emisividad de superficie y modelos atmosféricos. Cada modelo tuvo distinta cantidad de datos de entrada posibles para evaluar en la serie temporal, debido a la nubosidad y resolución espacial de cada una de estas (Cuadro 2).

Cuadro 2. Cantidad de imágenes procesadas de Landsat 7 y 8 según modelos de atmósfera y emisividad utilizados.

	Información	n L7	n L8	n Total
1	Barsi-AstGED	23	13	36
2	Barsi-MOD11	23	13	36
3	Barsi-AstLIB	23	13	36
4	Barsi-FCOVER	23	13	36
5	MOD07-AstGED	15	7	22
6	MOD07-MOD11	15	7	22
7	MOD07-AstLIB	15	7	22
8	MOD07-FCOVER	15	7	22
9	AIRS-AstGED	22	6	28
10	AIRS-MOD11	22	6	28
11	AIRS-AstLIB	22	6	28
12	AIRS-FCOVER	22	6	28

El coeficiente de determinación y el error cuadrado medio para cada modelo está representado en la Figura 15 y 16 respectivamente:

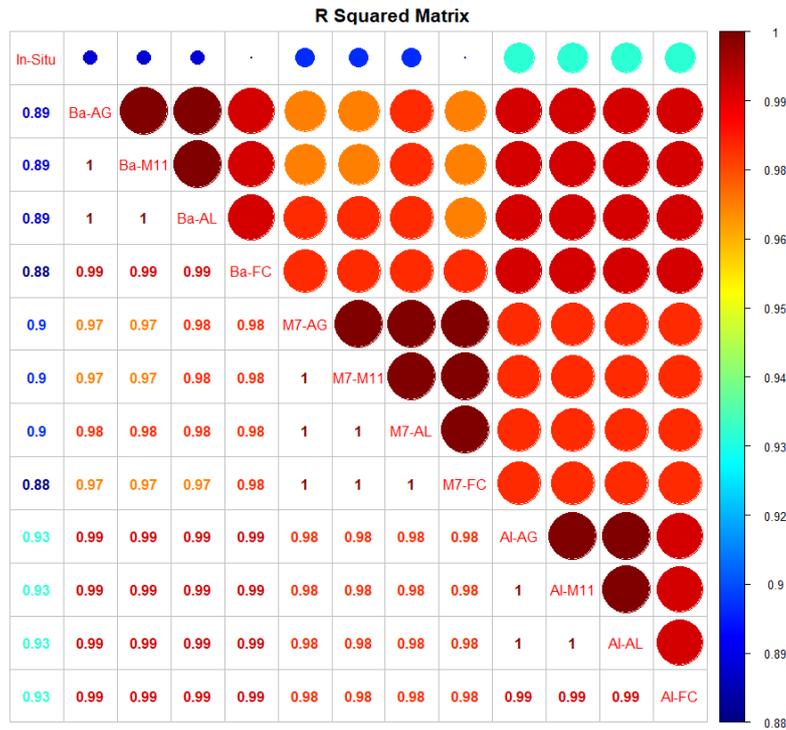


Figura 15. Matriz de R^2 de T_s estimado usando distintos datos de entrada para emisividad y datos atmosféricos y T_s medido *in situ*.

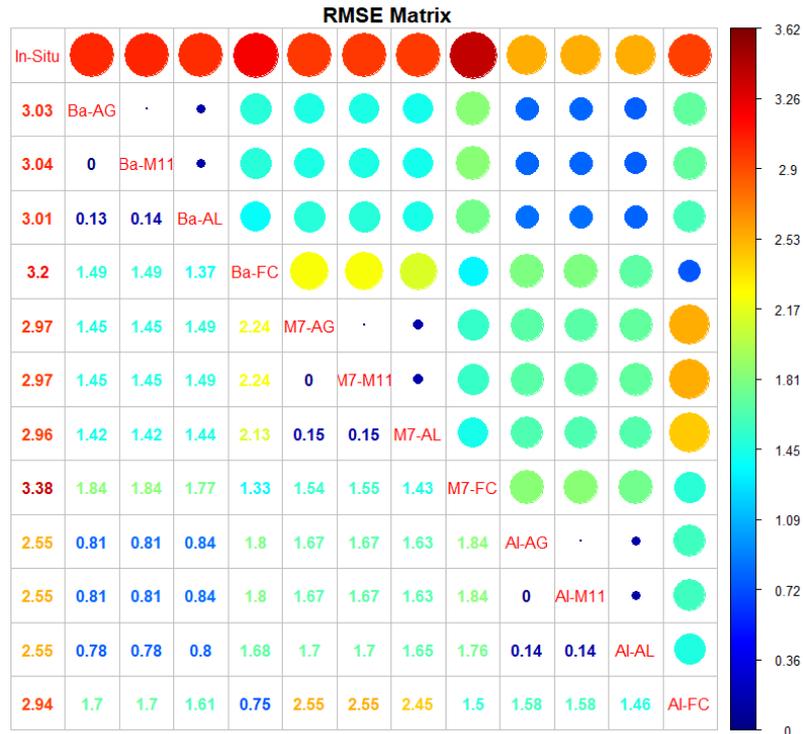


Figura 16. Matriz de error cuadrático medio de T_s *in situ* y T_s estimado usando distintos datos de entrada para emisividad y datos atmosféricos.

La base de datos de emisividad no impacta en el ajuste de los datos y no genera un efecto en la estimación del $RMSE$. De hecho, los valores corresponden a un valor de 90% R^2 , y 2,97 K de $RMSE$, respectivamente. Esto implica un leve impacto en la estimación de T_s al utilizar diferentes bases de datos de emisividad para el cálculo de T_s . Sin embargo, es necesario destacar que los valores de emisividad derivados de FCOVER presenta menor linealidad (0,88) y error (3,38 K). Los datos con mayor R^2 (0,9) y menor $RMSE$ (2,55 K) se presentan con los perfiles atmosféricos provenientes de AIRS. En base a lo anterior, la base de datos ASTER-GED, que tiene mayor resolución espacial y presenta valores de emisividad para distintas coberturas fue utilizada para estimar T_s como insumo a los modelos de ET_a .

Los datos de perfiles atmosféricos no evienciaron un impacto estadísticamente significativo en el ajuste lineal ni en el valor de $RMSE$ (p -value < 0,05). Si bien el sensor AIRS es el que tiene un mejor ajuste lineal (R^2 : 0,93) y menor error cuadrático medio ($RMSE$: 2,55 K) también es el que tiene menor cantidad de datos disponibles para toda la serie de tiempo (Cuadro 2). Dada las dos condiciones mencionadas, para la estimación de T_s se utilizaron los perfiles atmosféricos derivados de la calculadora de Barsi (R^2 : 0,89; $RMSE$: 3,03), ya que es la fuente de perfiles atmosféricos con mayor cantidad de datos y como fuente de datos de emisividad el mapa de ASTER-GED presentando la estimación y comparación de T_s en la Figura 17.

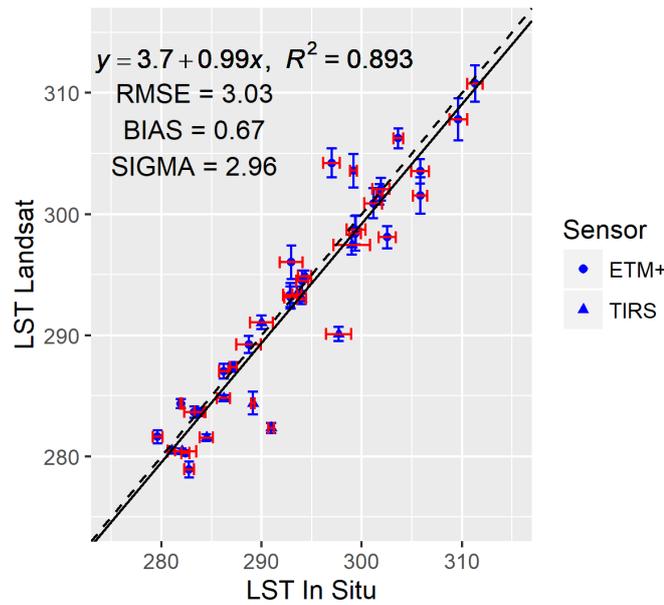


Figura 17. Resumen de Validación de T_s usando como información de entrada ASTER-GED (emisividad) y calculadora Barsi (perfil atmosférico). Las barras de error rojas corresponden a la desviación estándar temporal y las azules a la desviación estándar espacial.

La estimación de T_s (Figura 17) utilizando ASTER-GED con Calculadora de Barsi, como datos de emisividad superficial y perfil atmosférico, presenta un ajuste lineal sobre el 89% totalizando 36 imágenes satelitales. Se puede apreciar que, a temperaturas altas dadas principalmente en el periodo estival, existe un aumento de la variación en los valores de T_s entregados por Landsat posiblemente influenciada por el manejo predial al cual corresponden los pixeles de la zona de validación. Este contrasta con los valores de invierno, de baja variabilidad debido a la homogeneidad que pueda tener las zonas utilizadas para validación.

En la Figura 18 se presentan cuatro imágenes de T_s para días de primavera y verano en el área de estudio. Las zonas con mayor temperatura se ubican en la zona centro donde se concentran la mayor superficie de pradera, también sectores calientes en el este en la Cordillera de los Andes, donde en las zonas altas hay superficies con suelo desnudo, y así también las zonas con menor temperatura que corresponden a cuerpos de agua y sectores boscosos.

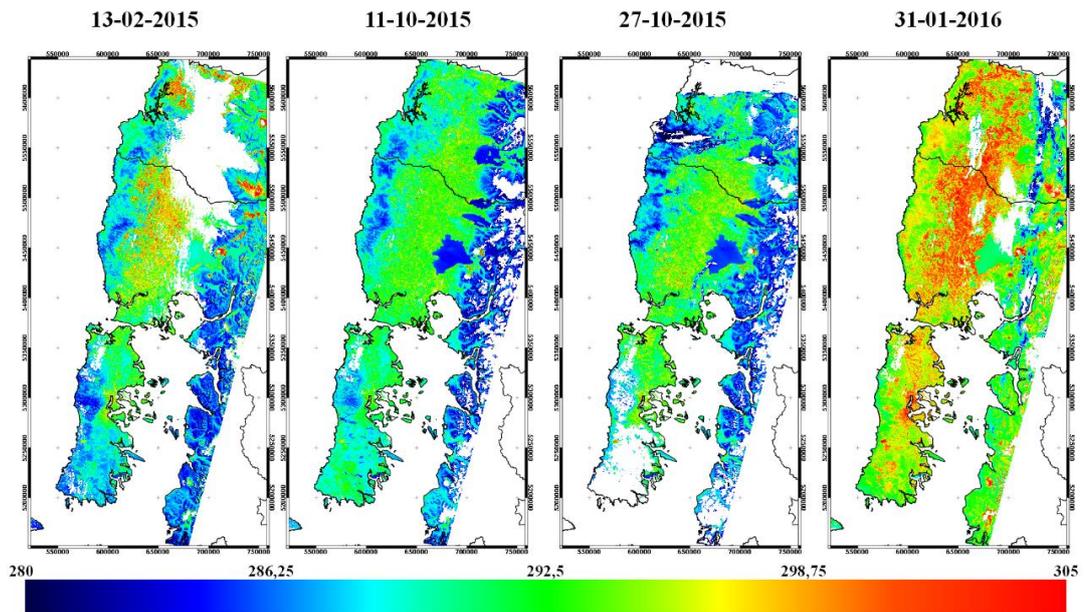


Figura 18. T_s para el área de estudio. Las áreas de color blanco dentro del área de estudio corresponden a pixeles sin datos debido a la presencia de nubes.

En las imágenes de temperatura de superficie existe una variación según la época del año, donde los valores extremos se dan para los días de verano (Figura 19). La frecuencia de los valores de temperatura se concentra entre los 285 a 290 K, a excepción del día 31 de enero de 2016, donde la mayor densidad de pixeles se ubica entre los rangos 293 a 295 K, aproximadamente.

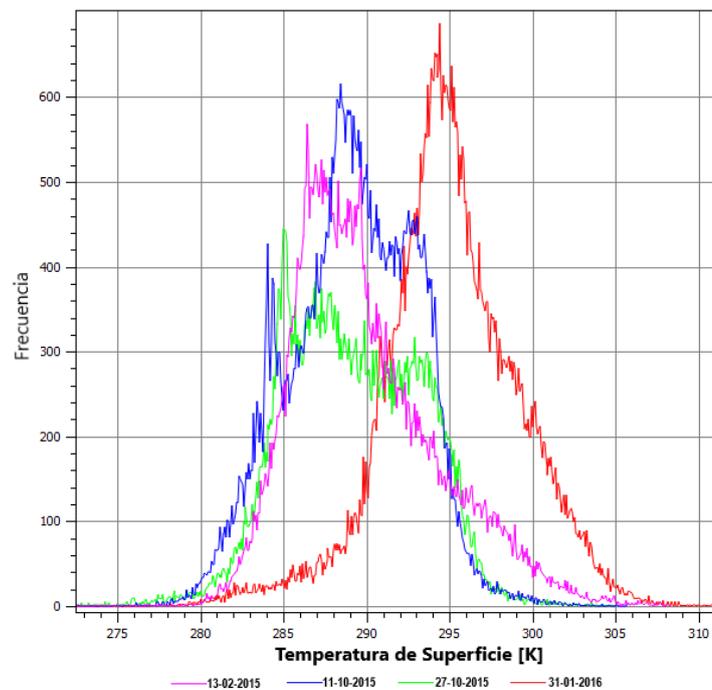


Figura 19. Histogramas de T_s para el área de estudio para cuatro imágenes de la temporada vernal-estival.

Datos meteorológicos y Radiación Neta: En la Figura 20 se presentan 4 mapas para cada una de las cuatro variables meteorológicas (T_a , R_g , u y HR) para un día de verano, otoño, invierno y primavera para fechas coincidentes con las imágenes satelitales. Se puede visualizar que hay una variación estacional y espacial para todas las variables.

En los mapas de temperatura del aire, radiación solar instantánea y humedad relativa se puede observar la influencia de la nubosidad sobre las variables meteorológicas, por ejemplo: para el día 27 de diciembre de 2014, imagen donde Chiloé está nublado, como parte de su condición meteorológica habitual (Apéndice 4).

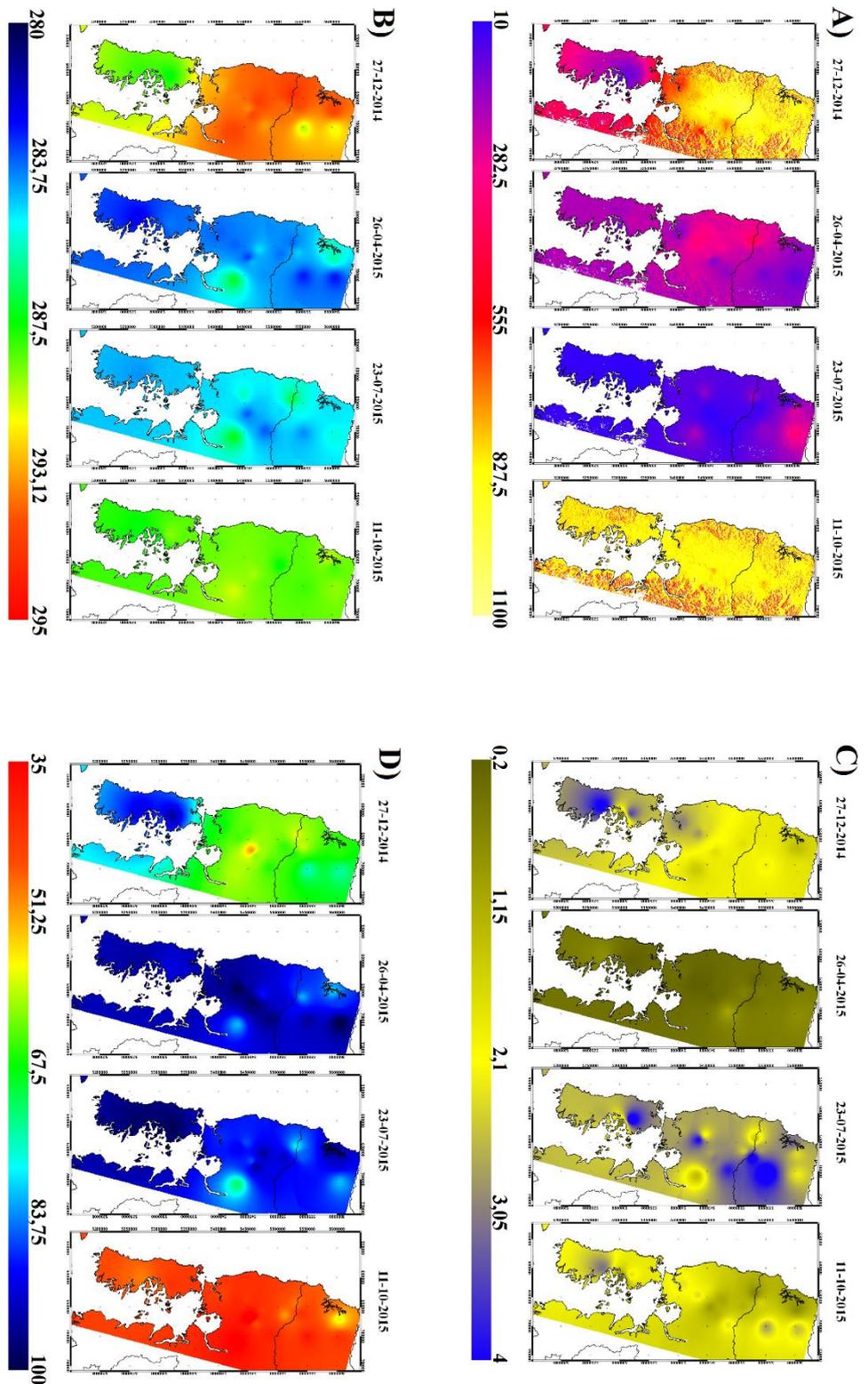


Figura 20. Datos meteorológicos para el área de estudio. A) corresponde a radiación global instantánea [W m^{-2}], B) temperatura del aire [K], C) velocidad del viento [m s^{-1}] y D) humedad relativa [%].

Los datos interpolados presentan un marcado efecto sitio específico de las estaciones meteorológicas utilizadas en la interpolación, con un error cuadrático medio de 6,12 % de Humedad relativa, 248 W m^{-2} de Radiación global, 0,90 K de Temperatura de aire y $1,15 \text{ m s}^{-1}$ de la velocidad de viento (Apéndice 5). Para el caso del viento y la humedad relativa, la influencia de la topografía, así como la distribución de las estaciones no permiten generar una buena estimación en el sector occidental de la zona de estudio. Así mismo, la estacionalidad se ve marcada principalmente por la inexistencia de estaciones meteorológicas entregando un mapa suavizado para ciertas estaciones, como el caso del viento en primavera y los valores de toda la zona este para las cuatro variables meteorológicas estimadas mediante interpolación.

En la Figura 21 se presentan cuatro imágenes de R_N estimada a partir de información satelital y meteorológica para el área de estudio con menor presencia de nubes de la serie temporal (período vernal-estival). La información procesada se utilizó como datos de entrada para los modelos de balance de energía superficial para la estimación de ET_a .

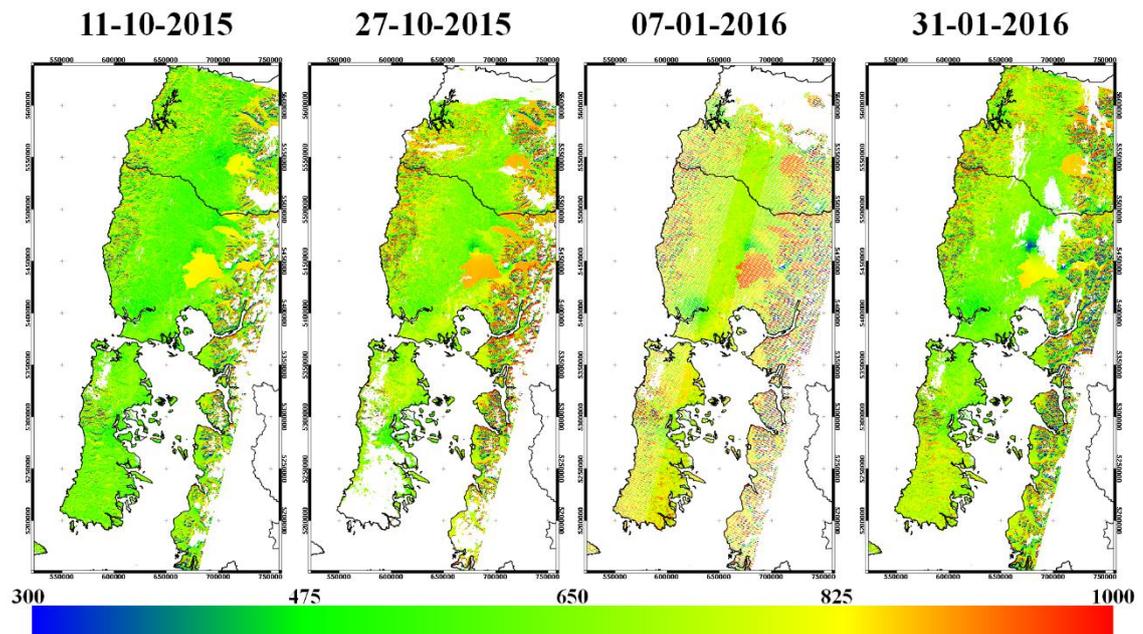


Figura 21. Radiación neta instantánea [W m^{-2}] para el área de estudio. Las áreas de color blanco dentro del área de estudio corresponden a pixeles sin datos debido a la presencia de nubes y las líneas en blanco de la imagen del 7 de enero de 2016 se debe al problema de medición del SLC-off de Landsat 7.

La radiación neta instantánea en el área de estudio presenta diferentes valores según la topografía. Esto se debe a que la componente de radiación de onda corta de R_N está en función de la radiación global instantánea, la cual fue estimada considerando la pendiente y la exposición de la superficie. Además, los valores de R_N se diferencian en

las distintas coberturas del área de estudio, donde la radiación neta media de la pradera equivale a $606,24 \text{ W m}^{-2}$, cuerpos de agua $767,15 \text{ W m}^{-2}$ y de superficies boscosas $659,47 \text{ W m}^{-2}$.

Estimación de la Evapotranspiración Real en sistemas pastoriles

La Figura 22 muestra las estimaciones de T_s y R_N y su respectiva variación estacional con máximos y mínimos durante el verano e invierno, respectivamente. De hecho, durante invierno, los valores medios diarios de T_s tienen un valor fluctúa entre los 270-280 K y para verano 288-295 K. Por otra parte, R_N presentó valores entre $0,5\text{-}3 \text{ MJ m}^{-2}$ y $6\text{-}16 \text{ MJ m}^{-2}$ en invierno y verano, respectivamente. Se evidencia además una variación periódica de los valores directamente ligada a la nubosidad. Estas variables, están correlacionadas con los flujos de energía superficial (H y λE), energía que incide en la demanda evapotranspirativa. Para días despejados R_N es más alta y, por ende, mayor la Evapotranspiración y temperatura de superficie.

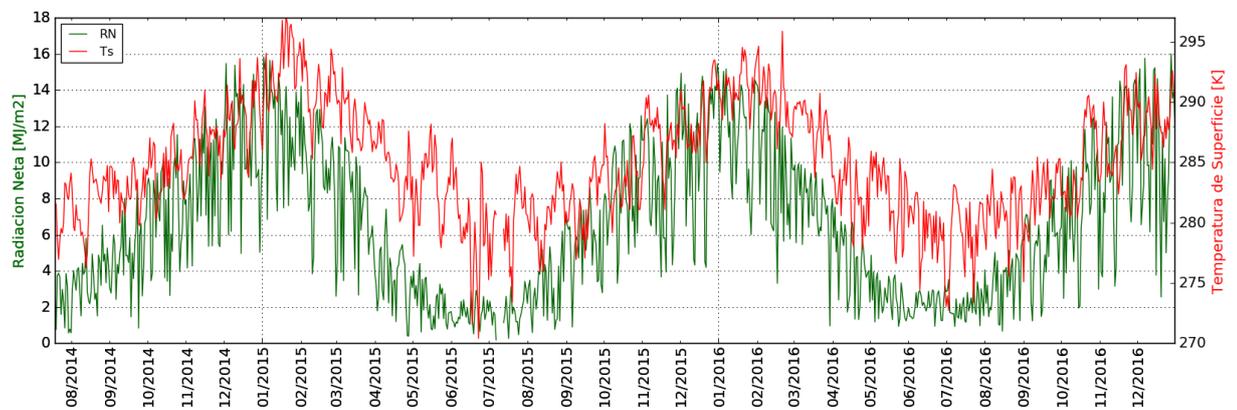


Figura 22. Serie temporal de Radiación Neta y temperatura de superficie en OCS.

Evapotranspiración de cultivo ajustado y Evapotranspiración Real derivado de modelos de balance de energía superficial

La serie temporal de Evapotranspiración Real diaria estimada por todos los modelos (SEBS, SEBAL, METRIC, SSEBop) y la Evapotranspiración de cultivo ajustada se presentan en la Figura 23.

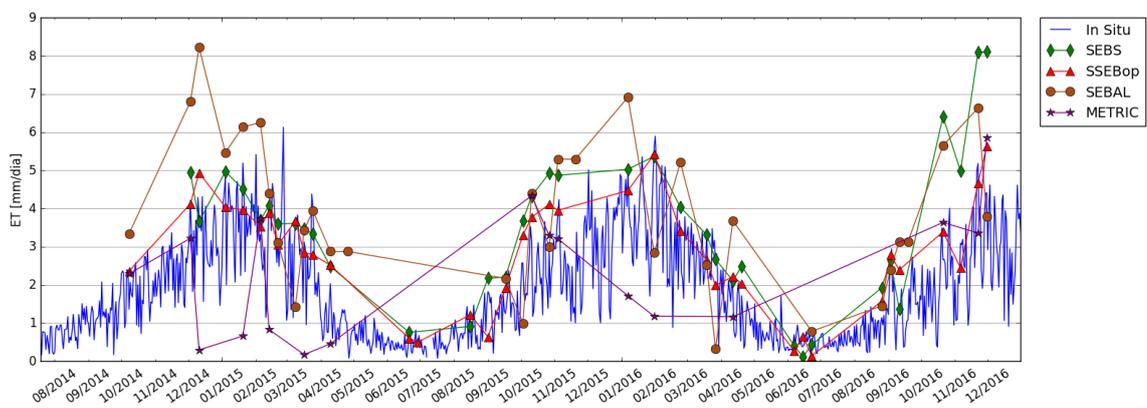
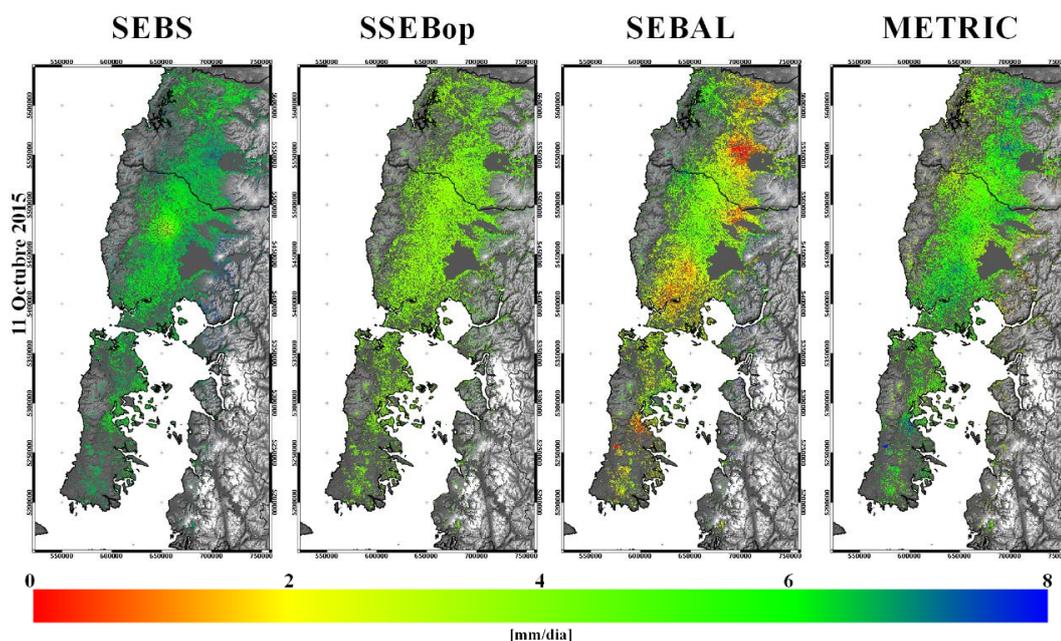


Figura 23. Serie Temporal resumen de ET_a derivada de moles SBES, SSEBop, SEBAL y METRIC, y ET_{c_adj} estimada de la estación in-situ.

Todos los modelos (SEBS, SEBAL, METRIC y SSEBop) y estimación *in situ* tienen un comportamiento estacional marcado (Figura 23). El período de primavera y verano presentan una mayor disponibilidad de datos estimados por los modelos, los que pueden ser validados con los datos *in situ* ET_{c_adj} estimada en OCS. Las estimaciones de ET_{c_adj} presenta una demanda hídrica superior a 1 mm día^{-1} para la época invernal y entre $2\text{-}6 \text{ mm día}^{-1}$ para la época estival, donde la variabilidad es coincidente con R_N y T_s . La estación Oromo tiene una evapotranspiración anual media de $658,34 \text{ mm año}^{-1}$, donde la mayor demanda hídrica se presenta durante los meses de primavera y verano opuesto a los meses con la menor precipitación (Apéndice 6). Respecto a las estimaciones de evapotranspiración mediante los modelos, es necesario destacar que SEBS y SEBAL sobreestima los valores de ET_a en un 35,84% y 59,68%, respectivamente. En cambio, METRIC lo subestima para los periodos de mayor evapotranspiración en un 62,93%. SSEBop tiende a sobreestimar los valores en otoño-invierno en 16,81% y subestimar los valores de primavera-verano en un 34,17 %.

En el siguiente mapa se representan los 4 modelos para los sistemas pastoriles para el período con mayor demanda evapotranspirativa, correspondiente a algunos días sin nubes de primavera y verano (Figura 24).



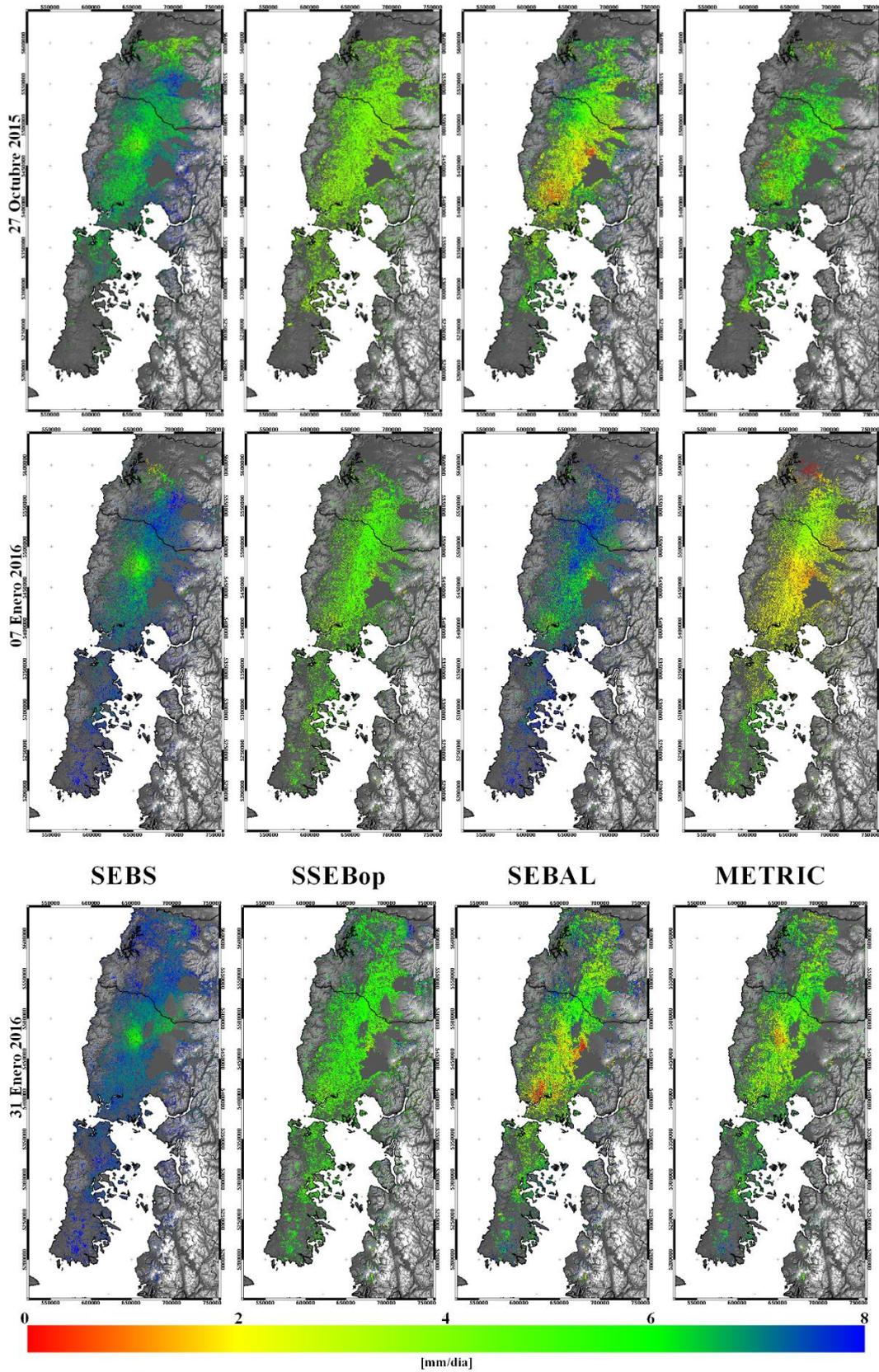


Figura 24. Mapas de ET_a para la cobertura de pradera del período para primavera-verano del área de estudio, los mapas pueden presentar sectores sin información

debido a la presencia de nubes o limitantes del modelo. La información de ET_a está sobre una capa de topografía de la región representada en escala de grises.

La fracción evaporativa de SEBS sobreestima un 64,47% sobre el resto de los modelos para el mes de verano debido a que la resistencia aerodinámica modelada es subestimada (r_{ah} media= 54.35 m s⁻¹). Los modelos SEBAL y METRIC presentan una variabilidad espacial de datos con la presencia de valores extremos en comparación a los otros modelos basados en pixeles frío y caliente. De hecho, se estimaron valores de ET_a cercano a 0 mm día⁻¹ y 8 mm día⁻¹ para la misma cobertura de la misma fecha, posiblemente dado al supuesto de estimar H a través de pixeles ancla. Por otro lado, el modelo SSEBop no modela flujos turbulentos a partir de la estimación de la resistencia aerodinámica ni se basa en supuestos contextuales para definir condiciones límites en base a pixeles específicos de la escena. Esto permite entregar valores homogéneos con un valor medio de 4,2 mm día⁻¹ y una desviación estándar de 0,59 mm día⁻¹ en el período de primavera y verano.

Validación de la Evapotranspiración Real en sistemas pastoriles

La validación de los modelos SEBS, SEBAL, METRIC Y SSEBop se presentan en la Figura 25.

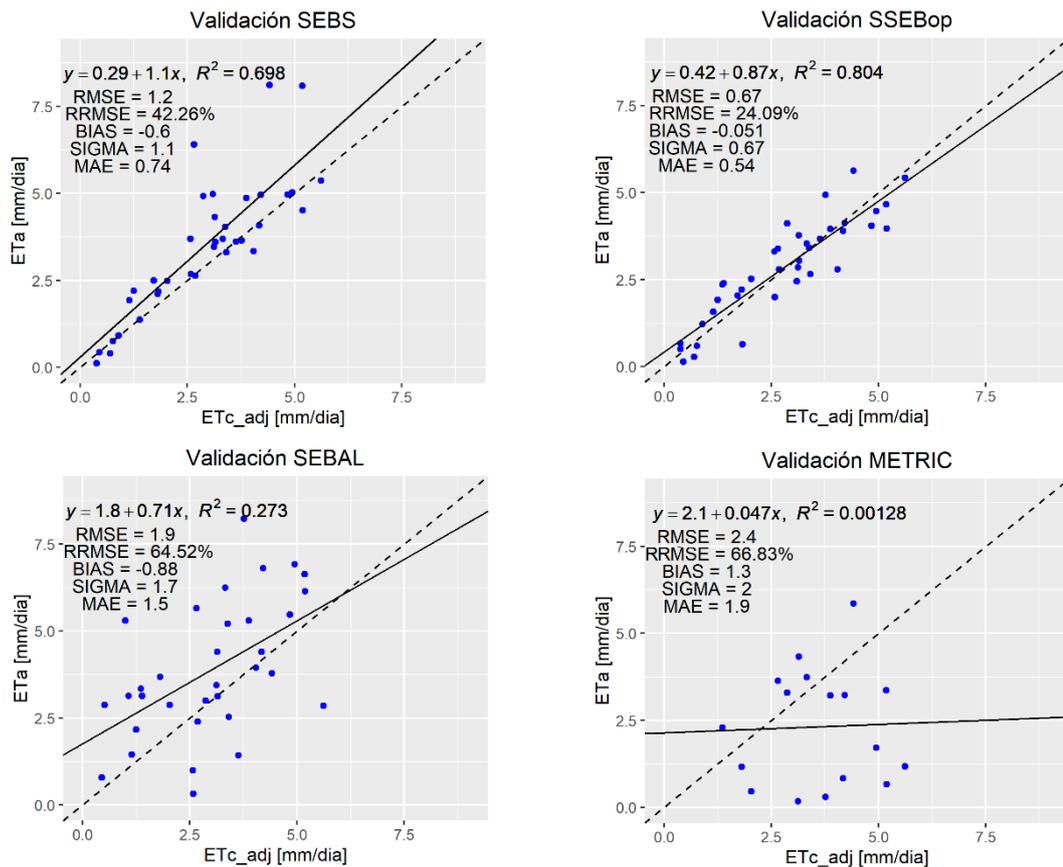


Figura 25. Validación del modelo SEBS. La línea discontinua corresponde a la función identidad y la línea continua representa la regresión lineal de cada modelo.

SEBS presenta un $RMSE$ de 1,2 mm día⁻¹, MAE de 0,74 mm día⁻¹ y un R^2 de 0,69, esto significa que existe correlación con los datos estimados en OCS. El $RRMSE$ es cercano al 42,26%, $bias$ con un valor de 0,6 mm día⁻¹ y $sigma$ con un valor de 1,1 mm día⁻¹, dado que hay una dispersión de la información, donde el 78% total de los datos sobreestiman los valores observados *in situ*.

El modelo SEBAL presenta un $RMSE$ de 1,9 mm día⁻¹ y un R^2 de 0,27, por lo que no hay una fuerte relación lineal entre la información observada y simulada. Los valores de $sigma$ y MAE de 1,7 mm día⁻¹ y 1,5 mm día⁻¹, respectivamente. Esto indica que existe una dispersión de los datos modelados en relación a los datos observados, la cual se deba posiblemente al supuesto de modelación de flujos turbulentos en base a píxeles fríos y calientes en el área de estudio.

El modelo METRIC presenta un R^2 de 0 con nula correlación lineal con las mediciones *in situ*. Además, es el modelo que tiene la menor cantidad de datos para contrastar con los datos *in situ* (n=17) y también presenta un $RMSE$ de 2,4 mm día⁻¹ y $RRMSE$ de 67,4%, lo que resulta como el error más alto de los cuatro. De los 17 datos modelados en OCS, 11 (67,4% del total) subestiman la Evapotranspiración en comparación con los valores observados. Asimismo, es el modelo que presenta la dispersión más alta en comparación a los otros algoritmos, representados datos en $sigma$ y MAE (2 y 1,9 mm día⁻¹ respectivamente).

El modelo SSEBop tiene un $RMSE$ de 0,67 mm día⁻¹, MAE de 0,54 mm día⁻¹ y un R^2 de 0,80. La correlación indica que hay una fuerte relación lineal con relación a lo estimado en OCS, $bias$ tiene un valor -0,051 mm día⁻¹ y la variabilidad en $sigma$ alcanza un valor de 0,67 mm día⁻¹. Al comparar con los otros modelos (Figura 25), SSEBop es el que tiene una mayor relación lineal y menor error ($RMSE$, $bias$, $sigma$ y MAE), por lo que es el modelo con mejor ajuste comparado con los datos *in situ*.

Discusión

Las estimaciones de T_s se validaron en un punto en la zona de estudio, aun así, los resultados son satisfactorios con 3,03 K de $RMSE$ para 36 datos en un periodo que va entre 2014-2016. Esta información sirve como el primer punto de validación de temperatura de superficie en la zona sur de Chile, sin embargo, se podría mejorar esta validación con el aumento de campañas de medida de T_s y la determinación *in situ* de la emisividad considerando la fenología de las praderas debido a una restricción hídrica. Una posible variación en la fenología afecta la emisividad hasta en un 3% debido a la humedad de la superficie (Baldrige et al., 2009) y por ende la proporción de convertida de suelo y vegetación.

El modelo SSEBop resultó ser consistente con los datos estimados *in situ* (R^2 : 0,80, $RMSE$: 0,67 mm hr⁻¹). Posiblemente este ajuste se debe a que SSEBop utiliza solamente ET_0 , k_c , T_s y T_a para estimar ET_a . En cambio, los modelos SEBAL (R^2 : 0,27, $RMSE$: 1,9 mm día⁻¹) y METRIC (R^2 : 0,00, $RMSE$: 2,4 mm día⁻¹) requieren de la selección de condiciones extremas para estimar H y λE (píxeles húmedos y secos). Estudios previos han demostrado que este supuesto genera incertidumbre de la estimación de ET_a debido a la subjetividad asociada a la selección de píxeles (Long y Singh, 2013, Paul et al., 2013), condición a la que se podría atribuir los resultados imprecisos en la validación. Los resultados de la validación de SEBS muestra una consistencia del ajuste lineal con un 69 %, aunque el modelo tiene la limitante de subestimar valores de la resistencia aerodinámica y por ende en la fracción evaporativa y de la Evapotranspiración real. Este modelo tiene un error cuadrático medio correspondiente a 1,2 mm día⁻¹, casi el doble en comparación SSEBop.

En el área de estudio hay una limitante ligada a la disponibilidad de datos satelitales debido a la frecuente presencia de nubes, condición habitual de la zona. Para mitigar la escasez de información, es posible aumentar la resolución temporal de la información satelital y la aplicación de técnicas que permita desagregar la resolución espacial de los datos. Por ejemplo, trabajos similares en desagregación y ET en zonas de nubosidad demuestran la funcionalidad de la combinación óptica microondas pasiva. (Merlin et al., 2010, Merlin et al., 2013, Olivera-Guerra et al., 2017).

La ET_{c_adj} *in situ* de la pradera alcanza un valor acumulado de 658,34 mm año⁻¹ y una precipitación acumulada media es de 1.331 mm año⁻¹. Si bien la precipitación anual es mayor a la evapotranspiración anual, se debe considerar que durante la primavera y el verano la demanda hídrica supera a la precipitación incidente, diferencia que alcanza un valor de hasta 77 mm mes⁻¹. Por este motivo, validar la Evapotranspiración real a nivel regional para las praderas del sur de Chile usando información satelital y meteorológica es clave para determinar la demanda hídrica de las praderas del área de estudio. Con esta información se puede impulsar programas de riego que permita subsanar el déficit hídrico durante los meses de primavera-verano mediante un riego preciso y eficiente. Esto permitiría reducir la huella hídrica sobre los sistemas pastoriles evitando el riego extra de la demanda hídrica de las praderas, lo que es un incentivo para generar mejores prácticas en materias de consumo de energía y agua. Además, estos datos facilitarían la implementación de un monitoreo de la ET_a orientada a reducir el riesgo de estrés hídrico frente a sequías. El mes de enero de 2015, evento en donde la temperatura de superficie

media diaria alcanzó valores máximos sobre 297,4 K y la precipitación acumulada no superó 4,8 mm mes⁻¹, afectó a la producción de biomasa de las praderas, resultando en una disminución de un 11,6% de la producción ganadera.

CONCLUSIONES

En la presente memoria se evaluaron modelos ampliamente utilizados para la estimación de ET_a en praderas de las regiones de Los Ríos y Los lagos mediante teledetección e información meteorológica. Esto se realizó mediante el procesamiento de una base de datos satelital y meteorológica que no estaba generada en el área de estudio, información necesaria para modelar la Evapotranspiración Real de los distintos modelos utilizados, los cuales fueron validados con información *in situ*. De la información procesada, se estimó la T_s , la cual entregó resultados satisfactorios, variable clave para estimar ET_a . De los cuatro modelos estimados, SSEBop resultó ser el modelo con mejor ajuste lineal y menor error en relación a los datos estimados *in situ* (R^2 : 0,80, $RMSE$: 0,67 mm día⁻¹) por lo que este algoritmo puede ser aplicado para estimar ET_a en praderas de los sistemas pastoriles del sur de Chile. Sin embargo, es importante considerar la mejora de la validación a nivel regional a través de campañas de instrumentación que permita cubrir una mayor superficie de la validación y también desarrollar técnicas que faciliten la resolución temporal de la información satelital. Finalmente, este trabajo permite contribuir a una estimación de la huella hídrica de los sistemas pastoriles, herramienta que contribuye a la generación de planes de manejo prediales que permitan un uso más sustentable y eficiente del agua.

BIBLIOGRAFÍA

- Abrams, M.; S. Hook; B. Ramachandran. 1998. ASTER User Handbook Version 2: Jet Propulsion Laboratory. California. 135pp.
- Allen, R.; T. Howell; W. Pruitt; I. Walter; M. Jensen. 1991. Lysimeters for evapotranspiration and environmental measurements. Proceedings of the International Symposium on Lysimetry. *ASCE Publication*. 23 – 25.
- Allen, R.; M. Jensen; J. Wrigth; R Burman. 1989. Operational Estimates of Reference Evapotranspiration. *Agronomy Journal*. 81(4): 650-662.
- Allen, R.; D. Pereira; M. Smith. 1998. Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements. FAO Irrigation and Drainage Paper No. 56. FAO, Rome, Italy.
- Allen, R.; I. Walter; R. Elliot; T. Howell; D. Itenfisu; M. Jensen. 2005. The ASCE Standarized Reference Evapotranspiration Equation. Irrigation Association.
- Allen, R.; R. Trezza; M. Tasumi. 2006. Analytical integrated functions for daily solar radiation on slopes. *Agricultural and Forest Meteorology*. 139(1-2): 55-73.
- Allen, R.; M. Tasumi; R. Trezza. 2007a. Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration METRIC – Model. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*. 133(4): 380-394.
- Allen, R.; M. Tasumi; A. Morse; R. Trezza; J. Wright; W. Bastiaanssen; W. Kramber; I. Lorite; C. Robison. 2007b. Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration METRIC – Applications. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*. 133(4): 395-406.
- Baldrige A.; S. Hook; C Grove; G Rivera. 2009. The ASTER Spectral Library Version 2.0. *Remote Sensing of Environment*. 113(4): 711-715
- Bandyopadhyay. 2003. Actual evapotranspiration and crop coefficients of onion (*Allium cepa* L.) under varying soil moisture levels in the humid tropics of India. *Tropical Agriculture*. 80(2): 83 – 90.
- Barsi J.; J. Barker; J. Schott. 2013. An Atmospheric Correction Parameter Calculator for a Single Thermal Band Earth-Sensing Instrument. *IGARSS03*. 21-25.
- Bastiaanssen, W; M. Menenti; R. Feddes; A. Holtslag. 1998. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). 1. Formulation. *Journal of Hydrology* 212-213: 198-212.
- Waters R., W. Bastiaanssen; R. Allen; M. Tasumi; R. Trezza. 2002. SEBAL, Surface Energy Balance for Land: Idaho Implementation. Raytheon Company. Idaho. 98pp.

- Bastiaanssen, W; E. Noordman; H. Pelgrum; G. Davids; B. Thoreson; R. Allen. 2005. SEBAL model with remotely sensed data to improve water-resources management under actual field conditions. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*. 131(1): 85-93.
- Berk A; G. Anderson; G. Bernstein; P. Acharya; H Dothe; M. Matthew; S. Adler-Golden; J. Chetwynd; S. Richtsmeier; B. Pukall; C. Allred; S. Jeong; M. Hoke. 1999. MODTRAN4 Radiative Transfer Modeling for Atmospheric Correction. Optical Spectroscopic Techniques and Instrumentation for Atmospheric and Space Research III. 3759: 1-6.
- Beljaars A; A. Holtslag. 1991. Flux Parametrizations over Land Surfaces for Atmospheric Models. *Journal of Applied Meteorology*. 30: 327 – 341.
- Betts A; J. Ball; A Beljaars; M. Miller; P. Viterbo. 1996. The land atmosphere interaction: a review based on observational and global modelling perspectives. *J. Geophys R.* 101: 7209 – 7226.
- Boisier J; R. Rondanelli; R. Garreaud; F. Muñoz. 2016. Anthropogenic and natural contributions to the Southeast Pacific precipitation decline and recent megadrought in central Chile. *Geophysical Research Letters*. 43: 413-412.
- Boronina, A.; G. Ramillien. 2008. Application of AVHRR imagery and GRACE measurements for calculation of actual evapotranspiration over the Quaternary aquifer (Lake Chad basin) and validation of groundwater models. *Journal of Hydrology*. 348(1–2): 98-109.
- Bowen, I.S. 1926: The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface. *Physical Review* 27:779 – 787.
- Bristow K.; G. Campbell. 1984. On the relationship between incoming solar radiation and daily maximum and minimum temperature. *Agricultural and Forest Meteorology*. 31: 159-166.
- Brutsaert, W. 1975. On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies. *Water Resources Research* 11(5): 742–744.
- Brutsaert W. 1982. Evaporation into Atmosphere: Theory, History and Applications. Dordrecht: D. Reidel. pp. 299
- Brutsaert W. 1999. Aspects of bulk atmospheric boundary layer similarity under free-convective conditions. *Reviews of Geophysics*. 37(4): 439 – 451.
- Businger J.; J. Wyngaard; Y. Izumi; E. Bradley. 1971. Flux-Profile Relationships in the Atmospheric Surface Layer. *Journal of Atmospheric Sciences*. 28: 181 – 189.

Carrasco J.; R. Osorio; G. Casassa. 2008. Secular trend of the equilibrium-line altitude on the western side of the southern Andes, derived from radiosonde and surface observations. *Journal of Glaciology*. 186(54): 538-550.

Cermak J., M. Deml; M. Penka. 1973. A new method of sap flow determination in trees. *Biol. Plantar.* 15: 171 – 178.

Chahine et al., 2006. AIRS: Improving Weather Forecasting and Providing New Data on Greenhouse Gases. *AMS*. 87 (7): 911 - 926.

Chander G.; B. Markham; H. Helder. 2009. Summary of current radiometric calibration coefficients for Landsat MSS, TM, ETM+ and EO-1 ALI sensor. *Remote Sensing of Environment*. 113; 893-903.

Chehbouni, A.; J. Hoedjes; J. Rodriguez; C. Watts; J. Garatuza; F. Jacob. 2008. Using remotely sensed data to estimate area-averaged daily surface fluxes over a semi-arid mixed agricultural land. *Agricultural and Forest Meteorology*. 148(3): 330–342.

Choudhury B.; J. Monteith. 1988. A four layer model for the heat budget of homogeneous land surfaces. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 114: 373–398.

Cohen Y.; M. Fuchs; V. Falkenflug; S. Moreshet. 1988. Calibrated heat pulse method for measuring water uptake in cotton. *Agron. J.* 80: 398 – 402.

Cohen Y.; S. Takeuchi; J. Nokaza; T. Yano. 1993. Accuracy of sap flow measurement using heat balance and heat pulse methods. *Agron. J.* 85: 1080 – 1086.

Cooper, P. 1969. The absorption of solar radiation in solar stills, *Solar Energy*, 12, 3.

CIREN (Centro de Información de Recursos Naturales). 2003. Estudio Agrológico X Región. Región de los Lagos. Ciren.

CR2 (Centro de Ciencia del Clima y la Resiliencia). 2015. La megasequía 2010-2015: Una lección para el futuro. CR2. Santiago, Chile. 28p.

Cuerva A.; A. Sanz-Andrés. 2000. On sonic anemometer measurement theory. *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*. 88(1): 25 – 55.

Das U.; R. Deka; V. Soundagelkar. 1994. Effects of mass transfer on flow past an impulsively started infinite vertical plate with constant heat flux and chemical reaction. *Engineering Research*. 60: 284 – 287.

De Meo G.; A. Flint; R. Lacniziak; W. Nylund. 2006. Micrometeorological and Soil Data for calculating Evapotranspiration for Rainier Mesa, Nevada Test Site. *Open File Report*. 5: 1 – 12.

- Di Bella C; C. Rebella; J. Paruelo. 2000. Evapotranspiration estimates using NOAA AVHRR imagery in the Pampa region of Argentina. *International Journal of Remote Sensing*. 21(4): 791-797.
- Duffie, J; W. Beckman. 1991. Solar Engineering of Thermal Process, 2nd ed. John Wiley and Sons, NY.
- Duran-Alarcón C; A. Santamaria-Artigas; N. Valenzuela; C. Mattar. 2014. RSR Calculador, una herramienta para el proceso de Calibración/Validación. *Revista de Teledetección*. 42: 111-117.
- Dyer A.; B. Hicks. 1970. Flux-gradient relationships in constant flux layer. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 94: 318–332.
- Dyer A. 1974. A review of the flux-profile relationships. *Boundary-Layer Meteorol.* 7: 363–372.
- Dyer A.; E. Bradley. 1982. An alternative analysis of fluxgradient relationship at the 1976 ITCE. *Boundary-Layer Meteorol.* 22: 3–19.
- EOAS. s.f. Atmospheric Boundary Layer Science. [En línea]. Recuperado en: <http://www.oes.hokudai.ac.jp/research/pbl_e.html>.
- Ershadi A.; F. McCabe; P. Evans; R. Pipunic. 2011. Estimation of evaporation using the surface energy balance system (SEBS) and numerical models. *3rd International Symposium on Remote Sensing of Environment*. 1 – 4.
- Falvey M.; R. Garreaud. 2009. Regional cooling in a warming cold: Recent temperature trends in the SE Pacific and along the west coast of subtropical South America (1979-2006). *J. Geophys Res.* (114): 1 – 16.
- Falkenmark M.; J. Rockström; L. Karlberg. 2009. Present and future water requirements for feeding humanity. *Food Sec.* (1): 59 – 69.
- Fan J.; H. Zhong; W. Harris; G. Yu; S. Wang; Z. Hu; Y. Yue. 2008. Carbon storage in the grasslands of China based on field measurements of above- and below ground biomass. *Climate Change*. 86: 375-396.
- Feddes, R.; K. Lenselink. 1994. Evapotranspiration., (cap. 5, pp. 145-173). In: Drainage Principles and Applications. Int. Inst. Land Reel. Impr., Wageningen: H.P. Ritzema. 1111p.
- Foga, S.; P. Scaramuzza; S. Guo; Z. Zhu; R. Dilley; T. Beckmann; G. Schmidt; J. Dwyer; M. Hughes; B. Laue. 2017. Cloud detection algorithm comparison and validation for operational Landsat data products. *Remote Sensing of Environment*. 194: 379-390.

- Gao Y.; D. Long; L. Zhao. 2008. Estimation of daily actual evapotranspiration from remotely sensed data under complex terrain over the upper Chao river basin in North China. *International Journal of Remote Sensing*. 29(11): 3295-3315.
- Garratt J. 1977. Aerodynamic roughness and mean monthly surface stress over Australia, CSIRO Division of Atmospheric Physics Tech, Paper No. 29, pp.19.
- Garreaud R. 2011. Cambio Climático: Bases Físicas e Impactos en Chile. *Revista Tierra Adentro*.1 (93): 1 – 14.
- Gasca-Tucker D.; M. Acreman; C. Agnew; J. Thompson. 2007. Estimating evaporation from a wet grassland. *Hydrology & Earth System Sciences*. 11(1): 270-282
- Gebler S.; H. Franssen; T. Pütz; H. Post; M. Schmidt; H. Vereecken. 2015. Actual evapotranspiration and precipitation measured by lysimeters: a comparison with eddy covariance and tipping bucket. *Hydrology & Earth System Sciences*. 19: 2141-2161.
- Gillespie A.; S. Rokugawa; T. Matsunaga; J. Cothorn; S. Hook y A. Kahle. 1998. A Temperature and Emissivity Separation Algorithm for Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) Images. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 36(4): 1113-1126.
- Gowda, P.; J. Chavez; P. Colaizzi; S. Evett; T. Howell; y J. Tolk. 2008. ET mapping for agricultural water management: present status and challenges. *Irrigation Science*. 26(3): 223-237.
- Granier A. 1985. Une nouvelle méthode pour la mesure du flux de séve brute dans le tronc des arbre. *Ann. Sci. For.* 42: 193 – 200.
- Grant, D. 1975. Comparison of evaporation measurements using different methods. *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.* 101:543 – 551.
- Harrison, L. P. 1963. Fundamentals concepts and definitions relating to humidity. In Wexler, A (Editor) Humidity and moisture Vol 3, Reinhold Publishing Co., N.Y.
- Hoekstra A.; A. Chapagain; M. Aldaya; M. Mekonnen. 2011. The water footprint assessment manual. London, England. TJ International Ltd, Padstow, Cornwall.
- Högstrom U. 1988. Non-dimensional wind and temperature profiles in the atmospheric surface layer: A re-evaluation. *Boundary Layer-Meteorology*. 42(1-2): 55 – 78.
- Huete A. 1998. A soil-adjusted vegetation index (SAVI). *Remote Sensing of Environment*. 25(3): 295 – 309.
- Hulley G., S. Hook; E. Abbott; N. Malakar; T. Islam y M. Abrams. 2015. The ASTER Global Emissivity Dataset (ASTER GED): Mapping Earth's emissivity at 100 meter

spatial scale. *Geophys. Res. Lett.* 42: 7966-7976.

INIA (Instituto de Investigaciones Agropecuarias). 2013. Determinación de la huella de agua y estrategias de manejo de Recursos Hídricos. [En línea]. La Serena, Chile. Instituto de Investigaciones Agropecuarias. Recuperado en: <<http://www2.inia.cl/medios/intihuasi/actas/NR38988.pdf>>.

INIA (Instituto de Investigaciones Agropecuarias). s.f. Regeneración de Praderas y control de la vegetación residente. [En línea]. Remehue, Chile. Instituto de Investigaciones Agropecuarias. Recuperado en: <<https://www.consorcirolechero.cl/chile/documentos/fichas-tecnicas/24junio/regeneracion-de-praderas-y-control-de-la-vegetacion-residente.pdf>>.

INE (Instituto Nacional de Estadísticas). 2007. Resultados preliminares del VII Censo Nacional Agropecuario y Forestal. Instituto Nacional de Estadística. [En línea]. Recuperado en: <http://www.ine.cl/canales/chile_estadistico/censos_agropecuarios/xls/2007/12_rev.xls>.

IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change), Inglaterra. 2013. Cambio Climático 2013 Bases Físicas. 1ed. Cambridge, Inglaterra. Cambridge University Press.

IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change), Suiza. 2014. Cambio Climático 2014 Impactos, adaptación y vulnerabilidad. 1ed. Suiza, Ginebra. Organización Meteorológica Mundial de Ginebra.

ICT. s.f. Instrumentation for Total Free Water Use and Behaviour. [En línea]. Recuperado en: <<http://ictinternational.com/casestudies/instrumentation-for-total-free-water-use-and-behaviour/>>.

Jacob, F.; A. Olioso; X. Gu; Z. Su; B. Seguin. 2002. Mapping surface fluxes using airborne visible near infrared, thermal infrared remote sensing data and a spatialized surface energy balance model. *Agronomie* 22: 669–680.

Jensen M.; R. Burman; R. Allen. 1990. Evapotranspiration and irrigation water requirements. *ASCE Manuals*. 70: 1-332.

Jímenez-Muñoz J.; J. Sobrino; J. Cristóbal; G. Sòria; M. Ninyerola; X. Pons; V. Hidalgo; B. Franch; M. Romaguera; R. Oltra-Carrió; Y. Julien; C. Mattar. 2010. Obtención de la temperatura de la superficie terrestre a partir de la serie histórica LANDSAT. *Revista de Teledetección*. 33:53-64.

Jia L. 2004. Modeling heat exchanges at the land-atmosphere interface using multi angular thermal infrared measurements. Ph.D. Dissertation, Wageningen University, The Netherlands. 227pp.

Jimenez C; C. Prigent; B. Mueller; S. Sereneta; F. McCabe; E. Wood; W. Rossow; G. Balsamo; A. Betts; B. Dirmeyer; J Fisher; M. Jung; M. Kanamitsu; R.

- Reichle; M. Reichstein; M. Rodell; J. Sheffield; K. Tu y K. Wang. 2011. Global intercomparison of 12 land Surface heat fluxes estimates. *J. Geophys Res.* 116: 1 – 27.
- Jiménez-Muñoz J., J. Sobrino. 2007. Feasibility of Retrieving Land-Surface Temperature From ASTER TIR Bands Using Two Channel Algorithms: A Case Study of Agricultural Areas. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*. 4(1): 60 – 64.
- Jiménez-Muñoz J., J. Sobrino; D. Skokovic; C. Mattar; J. Cristóbal. 2014. Land Surface Temperature Retrieval Methods From Landsat-8 Thermal Infrared Sensor Data. *IEEE Geoscience and Remote Sensing letters*, 11(10), 1840 – 1843.
- Kalma, J.; D. Jupp. 1990. Estimating evaporation from pasture using infrared thermometry: evaluation of a one-layer resistance model. *Agr. Forest Meteorol.* 51: 223 –246.
- Kjelgaard J.; C. Stockle; R. Black; G. Campbell. 1997. Measuring sap flow with the heat balance approach using constant and variable heat inputs. *Agr. Forest Meteorol.* 85: 239 – 250.
- Klocke N.; D. Heermann; H. Duke. 1985. Measurement of evaporation and transpiration with lysimeters. *Trans. ASAE.* 28(1): 183 – 189.
- Land Satellite Data Systems (LSDS). 1999. LANDSAT 7 (L7) DATA USERS HANDBOOK. USGS. South Dakota. 186pp.
- Land Satellite Data Systems (LSDS). 2016. LANDSAT 8 (L8) DATA USERS HANDBOOK. USGS. South Dakota. 106pp.
- Launiainen S.; J. Rinne; J. Pumpanen; L. Kulmala; P. Kolari; P. Keronen; E. Siivola; T. Pohja; P. Hari; T. Vesala. 2005. Eddy covariance measurements of CO₂ and sensible and latent heat fluxes during a full year in boreal pine forest trunk-space. *Boreal Environment Research*. 10: 569 – 588.
- Li Z.; R. Tang; Z. Wan; X. Zhang. 2009. A Review of Current Methodologies for Regional Evapotranspiration Estimation from Remotely Sensed Data. *Sensors*. 9(5): 3801 – 3853.
- Liang S. 2001. Narrowband to broadband conversions of land surface albedo I Algorithms. *Remote Sensing of Environment*. 76: 213 – 238.
- Liang S. 2004. Quantitative Remote Sensing of Land Surfaces. Wiley Interscience. Canada. 562pp.
- Liu S.; L. Lu; D. Mao; L. Jia. 2007. Evaluating parameterizations of aerodynamic resistance to heat transfer using field measurements. *Hydrology and Earth System Sciences*. 11: 769 – 783.

Liu W.; L Wang; J. Zhou; Y. Li; F. Sun; G. Fu; X. Li; Y. Sang. 2016. A worldwide evaluation of basin-scale evapotranspiration estimates against the water balance method. *Journal of Hidrology*. 538: 82 – 95.

Long S.; E. Ainsworth; A. Leakey; J. Nösberger; D. Ort. 2006. Food for thought: Lower-than-expected Crop Yield Stimulation with Rising CO₂ Concentrations. *Science*. 312. 1918-1921.

Long D.; V. Singh. 2013. Assessing the impact of end-member selection on the accuracy of satellite-based spatial variability models for actual evapotranspiration estimation. *Water Resour. Res.* 49: 2601 – 2618.

Ma, W.; Y. Ma; M. Li; Z. Hu; L. Zhong; Z. Su. et al. 2008. Estimating surface fluxes over the north Tibetan Plateau area with ASTER imagery. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*. 5: 1705–1730.

Markham B; W. Boncyk; D. Helder; J. Barker. 1997. Landsat-7 Enhanced Thematic Mapper Plus Radiometric Calibration. *Canadian Journal of Remote Sensing*. 23(4): 318-332.

Massman, W., 1999. Molecular diffusivities of Hg vapor in air, O₂ and N₂ near STP and the kinematic viscosity and the thermal diffusivity of air near STP. *Atmos. Environ.* 33: 453–457

Mattar C; B. Franch; C. Corbari; J. Jiménez-Muñoz; L. Olivera-Guerra; D. Skokovic; G. Sória; R. Oltra-Carrio; Y. Julien; M. Mancini. 2014. Impacts of the broadband albedo on actual evapotranspiration estimated by S-SEBI model over an agricultural area. *Remote Sensing of Environment*. 147: 23 – 42.

Mattar C.; A. Santamaría-Artigas; C. Durán-Alarcón; L. Olivera-Guerra; R. Fuster. y D. Borvarán. The LAB-Net Soil Moisture Network: Application to Thermal Remote Sensing and Surface Energy Balance. *Data*. 6(1): 1 – 14.

Meijinger W.; F. Beyrich; A. Lüdi; W. Kohsiek; H. De Bruin. 2005. Scintillometer-based turbulent fluxes of Sensible and Latent Heat over a heterogeneous land surface – a contribution to LITFASS-2003. *Boundary-Layer Meteorology*. 121(1): 89 – 110.

Merlin O.; B. Duchemin; O. Hagolle; Y. Kerr. 2010. Disaggregation of MODIS surface temperature over an agricultural area using a time series of Formosat-2 images. *Remote Sensing of Environment*. 114 (11): 2500 – 2512.

Merlin O.; V. Stefan; Y. Malbeteau; M. Escorihuela; C. Rüdiger; L. Jarlan. 2013. Data disaggregation and evapotranspiration modeling: a synergism between multi-spectral/multi-resolution remote sensing data. *HAL*.1: 1 – 3.

Meza F.; D. Wilks; L. Gurovich; N. Bambach. 2012. Impacts of Climate Change on Irrigated Agriculture in the Maipo Basin, Chile: Reliability of Water Rights and

Changes in the Demand for Irrigation. *J. Water Resour. Plann. Management.* 138(5): 421-430.

Monin A y A. Obukhov. 1954. Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere. *Tr. Akad. Nauk SSSR Geophys. Inst.* 24(151): 163 – 187.

Montanaro M.; A. Gerace; A. Lunsford; D. Reuter. 2014a. Stray Light Artifact in Imagery from the Landsat 8 Thermal Infrared Sensor. *Remote Sensing.* 11: 10435-10456

Montanaro M.; R. Levy; B. Markham. 2016. On-Orbit Radiometric Performance of the Landsat 8 Thermal Infrared Sensor. *Remote Sensing.* 6: 11753-11769,

Montanaro M.; A. Lunsford A; Z. Tesfaye; B. Wenny; D. Reuter. 2014b. Radiometric Calibration Methodology of the Landsat 8 Thermal Infrared Sensor. *Remote Sensing.* 6: 8803-8821.

Monteith J. 1965. Evaporation and Environment. *Symp. Soc. Exp. Biol.* 19:205 – 234.

Nardone A.; B. Ronchi; M. Ranieri; U. Bernabucci. 2010. Effects of climate changes on animal production and sustainability of livestock systems. *Livestock Science.* (130):57-69.

Nicodemus F., J. Richmond; J. Hsia. 1977., Ginsberg I., Limperis T. Geometrical considerations and Nomenclature for Reflectance. U.S. Department of Commerce. Washington D.C. 67pp.

Nutini F.; M. Boschetti; G. Candiani; S. Bocchi; P. Brivio .2014. Evaporative Fraction as an Indicator of Moisture Condition and Water Stress Status in Semi-Arid Rangeland Ecosystems. *Remote Sensing.* (6): 6300 – 6323.

Olivera-Guerra L.; C. Mattar; A. Santamaría-Artigas; O. Merlin; R. Fuster. 2017. An operational method for the disaggregation of land surface temperature to estimate actual evapotranspiration in the arid region of Chile. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing.* 128: 170 – 181.

Parkes M. y L. Yinhu. 1996. Modeling mobile water flow. In: Camp, C.R., Sadler, E.J., Yoder, R.E. (Eds.), Evapotranspiration and Irrigation Scheduling. Proceedings of the International Conference: San Antonio, TX, pp. 509–515.

Paul G.; P. Gowda; P. Vara Prasad; T. Howell; S. Staggenborg; C. Neale. 2013. Lysimetric evaluation of SEBAL using high resolution airborne imagery from BEAREX08. *Adv. Water Resour.* 59: 157 – 168.

Paulson. 1970. The Mathematical representation of Wind Speed and Temperature Profiles in the Unstable Atmospheric Surface Layer. *Journal of Applied Meteorology.* 9: 857 – 861.

- Penman H. 1948. Natural Evaporation from Open Water, Bare Soil and Grass. *Proceedings of Royal Society a Mathematical, Physical and Engineering Sciences*. 193(1032): 120 – 145.
- Perrier A.; P. Archer; A. Blanco de Palos. 1974. Etude de l'évapotranspiration réelle et maximale de diverses cultures: dispositifs et mesures. *Ann. Agron.* 25: 694 – 731.
- Peterson K.; D. Bremer; K. Shonkwiler; H. Ham. 2017. Measurement of Evapotranspiration in Turfgrass: A comparison of techniques. *Agronomy Journal*. 109(5): 1 – 9.
- Pinty, B. y M. Verstraete. 1992. On the design and validation of surface bidirectional reflectance and albedo model. *Remote Sensing of Environment*. 41: 155 – 167.
- Poggio L.; M. Furger; A. Prévôt; K. Werner. 2000. Scintillometer Wind Measurements over Complex Terrain. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. 17: 17 – 26.
- Press, W. S. Teukolsky; W. Vetterling; B. Flannery. 1997. Numerical Recipes in C: The Art of Scientific Computing. Cambridge Univ. Press. 994pp.
- Qiu, G.; T. Yanob; K. Momiic. 1998. An Improved Methodology to Measure Evaporation from Bare Soil Based on Comparison of Surface Temperature with a Dry Soil Surface. *Journal of Hydrology*. 210:93-105.
- Quintana J. y P. Aceituno. 2012. Changes in the rainfall regime along the extratropical west coast of South America (Chile). *Atmósfera*, 25(1): 1 – 22.
- Rana G. y N. Katerji. 2000. Measurement and estimation of actual evapotranspiration in the field under Mediterranean climate: a review. *European Journal of Agronomy*. 13: 125 – 153.
- Reicosky D., Peters D. 1977. A portable chamber for rapid evapotranspiration measurements on field plots. *Agronomy Journal*. 69: 729 – 732.
- Reicosky D., Sharratt D., Ljungkull J., Baker D. 1983. Comparison of alfalfa evapotranspiration measured by a weighing lysimeter and a portable chamber. *Agric. Meteorol.* 28: 205 – 211.
- Reuter D., Richardson C., Pellerano F., Irons J., Allen R., Anderson M., Jhabvala M., Lunsford A., Montanaro M., Smith R., Tesfaye Z., Thome C. 2015. The Thermal Infrared Sensor (TIRS) on Landsat 8: Design Overview and Pre-Launch Characterization. *Remote Sensing*. 7: 1135-1153.
- Rockström J., Lannerstad M., Falkenmark M. 2007. Assessing the water challenge of a new green revolution in developing countries. *PNAS*. 104(15): 6253-6260.

- Roerink, G.; Z. Su; M. Menenti. 2000. S-SEBI: a simple remote sensing algorithm to estimate the surface energy balance. *Physics and Chemistry of the Earth. Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere* 25(2): 147–157.
- Rottach M. 1999. On the influence of the urban roughness sublayer on turbulence and dispersion. *Atmospheric Environment*. 33(24-25): 4001 – 4008.
- Rouse J.; R. Haas; J. Schell; D. Deering; J. Harlan. 1974. Monitoring the vernal advancement and retrogradation (greenwave effect) of natural vegetation. NASA/GSFC Type III Final Report. Greenbelt, MD, pp 371.
- Roy D.; M. Wulder; T. Loveland; C. Woodcock; R. Allen; M. Anderson; D. Helder; J. Irons; D. Johnson; R. Kennedy; T. Scambos; C. Schaaf; J. Schott; Y. Sheng; E. Vermote; A. Belward; R. Bindschadler; W. Cohen; J. Hipple; P. Hostert; J. Huntington; C. Justice; A. Kilic; V. Kovalskyy; Z. Lee; L. Lymburner; J. Masek; J. McCorkel; Y. Shuai; R. Trezza; J. Vogelmann; R. Wynne; Z. Zhu. 2014. Landsat-8: Science and product vision for a terrestrial global research. *Remote Sensing of Environment*. 145: 154-172.
- Ruhoff, A.; A. Paz; W. Collischonn; L. Aragao; H. Rocha; Y. Malhi. 2012. A MODIS based energy balance to estimate evapotranspiration for clear-sky days in Brazilian tropical savannas. *Remote Sensing*. 4: 703 – 725.
- Salomonson V.; W. Barnes; J. Xiong; S. Kempler. 2002. An Overview of the Earth Observing System MODIS Instrument and Associated Data Systems Performance. *IGARSS*. 1: 1174 – 1176.
- Samani, Z., Salim-Bawazi, A., Bleiweiss, M., Skaggs, R., Tran, V. 2007. Estimating daily net radiation over vegetation canopy through remote sensing and climatic data. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*. 133(4): 291–297.
- Saugier, B. y E. Ripley. 1978. Evaluation of the aerodynamic method of determining fluxes over natural grassland. *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.* 104: 257 – 270.
- Schewe J.; J. Heinke; D. Gerten; I. Haddeland; N. Arnell; B. Clark; R. Dankers; S. Eisner; B. Fekete; F. Colon-González; S. Gosling; H. Kim; X. Liu; Y. Masaki; F. Portmann; Y. Satoh; T. Stacke; Q. Tang; Y. Wada; D. Wisser; T. Albrecht; K. Frieler; F. Piontek; L. Warszawski; P. Kabat. 2014. Multimodel assessment of water scarcity under climate change. *PNAS*. 111(9): 3245-3250.
- Seaquist J.; L. Olsson; J. Ardö. 2003. A remote sensing-based primary production model for grasslands biomes. *Ecological Modeling*. 169: 131-155.
- Seemann S.; E. Borbas; J. Li; P. Menzel; L. Gumley. 2006. MODIS ATMOSPHERIC PROFILE RETRIEVAL ALGORITHM THEORETICAL BASIS DOCUMENT. Cooperative Institute for Meteorological Satellite Studies. United States. 40pp.

Senay G.; S. Bohms; R. Singh; P. Gowda; M. Naga; N. Velpuri; H. Alemu; J. Verdin. 2013. Operational Evapotranspiration Mapping Using remote sensing and weather datasets: A new parametrization for the SSEB approach. *Journal of the American Water Resources Association*. 49(3): 577-591.

Shukla J. y Y. Mintz. 1982. Influence of Land-Surface Evapotranspiration on the Earth's Climate. *Science*. 215: 1498 – 1501.

Shuttleworth. 2005. Evapotranspiration Measurements methods. *Southwest Hidrology*. 22 – 23.

Singh R y G. Senay. 2015. Comparison of Four Different Energy Balance Models for Estimating Evapotranspiration in the Midwestern United States. *Water*. 8:1-19.

Sobrino, J. et al. 2008. Thermal remote sensing in the framework of the SEN2FLEX project: Field measurements, airborne data and applications. *International Journal of Remote Sensing* 29(17–18): 4961–4991.

Sobrino J.; M. Gomez; J.C. Jiménez-Muñoz; A. Olioso. 2007. Application of a simple algorithm to estimate daily evapotranspiration from NOAA-AVHRR images for the Iberian Peninsula. *Remote Sensing of Environment*. 110(2): 139–148.

Sobrino J.; C. Mattar; P. Pardo; J.C. Jiménez-Muñoz; S. Hook; A. Baldridge; R. Ibañez. 2009. Soil emissivity and reflectance spectra measurements. *Applied Optics*. 48(19): 3664-3670.

Sobrino J.; C. Mattar; J.C. Jiménez-Muñoz; B. Franch; C. Corbari. 2013. On the synergy between Optical and TIR Observations for the Retrieval of Soil Moisture Content: Exploring Different Approaches. (cap. 15, pp. 363-385). En: Petropoulos G (ed). *Remote Sensing of Energy Fluxes and Soil Moisture Content*. CRC Press. 507p.

Storey J.; P. Scaramuzza; G. Schmidt; J. Barsi. 2005. Landsat 7 Scan line corrector-off gap-filled product development. *Global P., in LRS*. 1: 1-13.

Stull, R., 1988. An introduction to boundary layer meteorology. Kluwer Academic Publ. 670pp.

Su, Z.; T. Schmugge; W. Kustas; W. Massman. 2001. An evaluation of two models for estimation of the roughness height for heat transfer between the land surface and the atmosphere. *J. Appl. Meteorol.* 40: 1933–1951.

Su Z. 2002. The Surface Energy Balance System (SEBS) for estimation of turbulent heat fluxes. *Hydrological and Earth System Sciences* 6(1): 85-100.

Summer D. y J. Jacobs; 2005. Utility of Penman–Monteith, Priestley–Taylor, reference evapotranspiration, and pan evaporation methods to estimate pasture evapotranspiration. *Journal of Hidrology*. 308(1-4): 81 – 104.

Szejba D. 2012. Evapotranspiration of Grasslands and Pastures in North-Eastern Part of Poland. *Evapotranspiration - Remote Sensing and Modeling*. (1): 179 – 196.

Szeicz, G.; G. Endrödi; S. Tajchman. 1969. Aerodynamic and surface factors in evaporation. *Water Resources Research*. 5(2): 380-394.

Taylor R.; B. Scanlon; P. Döll; M. Rodell; R. Van Beek; Y. Wada; L. Longuevergne; M. Leblanc; J. Famiglietti; M. Edmunds; L. Konikow; T. Green; J. Chen; M. Taniguchi; M. Bierkens; A. MacDonald; Y. Fan; R. Maxwell; Y. Yochieli; J. Gurdak; D. Allen; M. Shamsudduha; K. Hiscock; P. Yeh; I. Holman; H. Treidel. 2012. Groundwater and climate change. *Nature Climate Change*. 3: 322-329.

Thome K. 2001. Absolute radiometric calibration of Landsat 7 ETM+ using the reflectance-based method. *Remote Sensing of Environment*. 78(1-2): 27-38.

Tucker C. 1979. Red and photographic infrared linear combinations for monitoring vegetation. *Remote Sensing of Environment*. 8(2):127 – 150.

Verstraeten, W., F. Veroustraete; J. Feyen. 2005. Estimating evapotranspiration of European forests from NOAA-imagery at satellite overpass time: Towards an operational processing chain for integrated optical and thermal sensor data products. *Remote Sensing of Environment* 96(2): 256-276.

Wallace J; M. John; M. Hobbs; V. Peter. 2006. Atmospheric Science. International Geophysics Series. United States. 505pp.

Wan Z.; Y. Zhang; Q. Zhang; L. Li. 2004. Quality assessment and validation of the MODIS global land surface temperature. *International Journal of Remote Sensing*. 25: 261 – 274.

Wan Z. 2014. New refinements and validation of the collection-6 MODIS land-surface temperature/emissivity product. *Remote Sensing of Environment*. 140: 36 – 45.

Wang K. y R. Dickinson. 2012. A review of global terrestrial evapotranspiration: Observation, modeling, climatology, and climatic variability. *Review of Geophysics*. 50(2): 1 – 54.

Webb, E. 1970. Profile relationships: the log-linear range and extension to strong stability. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 96: 67–90.

Webb E. 1982. On the correction of flux measurements for effects of heat and water vapor transfer. *Boundary-Layer Meteorol*. 23: 251–254.

Weng Q.; D. Lu; J. Schubring. 2004. Estimation of land surface temperature-vegetation abundance relationship for urban heat island studies. *Remote Sensing of Environment*. 89: 467 – 483.

Wieringa, J. 1980. Revaluation of the Kansas mast influence on measurements of stress and cup anemometer overspeeding. *Boundary-Layer Meteorol.* 82: 119–134.

Wiltshire J.; C. Wright C.; J. Colls; U. Unsworth. 1995. Effects of heat balance stem flow gauges and associated silicone compounds of ash trees. *Agric. For. Meteorol.* 73: 135 – 142.

Wheeler T. y J. Braun. 2013. Climate Change Impacts on Global Food Security. *Science*.341 (508): 508-513.

Zhang, K.; J. Kimball; R. Nemani; S. Running; Y. Hong; J. Gourley y Z. Yu. 2015. Vegetation greening and climate change promote multidecadal rises of global land evapotranspiration. *Scientific Reports*. 5: 1 – 9.

Zhao M.; F. Heinsch; N. Ramakrishna; S. Running. 2005. Improvements of the MODIS terrestrial gross and net primary production global data set. *Remote Sensing of Environment*. 95: 164 – 176.

Zhao F.; B. Xu; X. Yang; Y. Jin; J. Li; L. Xia; S. Chen y H. Ma. 2014. Remote Sensing Estimates of Grassland Aboveground Biomass Based on MODIS Net Primary Productivity (NPP): A Case Study in the Xilingol Grassland of Northern China. *Remote Sensing*. (6): 5368 – 5386.

Zhao Y.; D. Feng; L. Yu; X. Wang; Y. Chen; Y. Bai; J. Hernández; M. Galleguillos; C. Estades; G. Biging; J. Radke y P. Gong. 2016. Detailed dynamic land cover mapping of Chile: Accuracy improvement by integrating multi-temporal data. *Remote Sensing of Environment*. (183): 170 – 185.

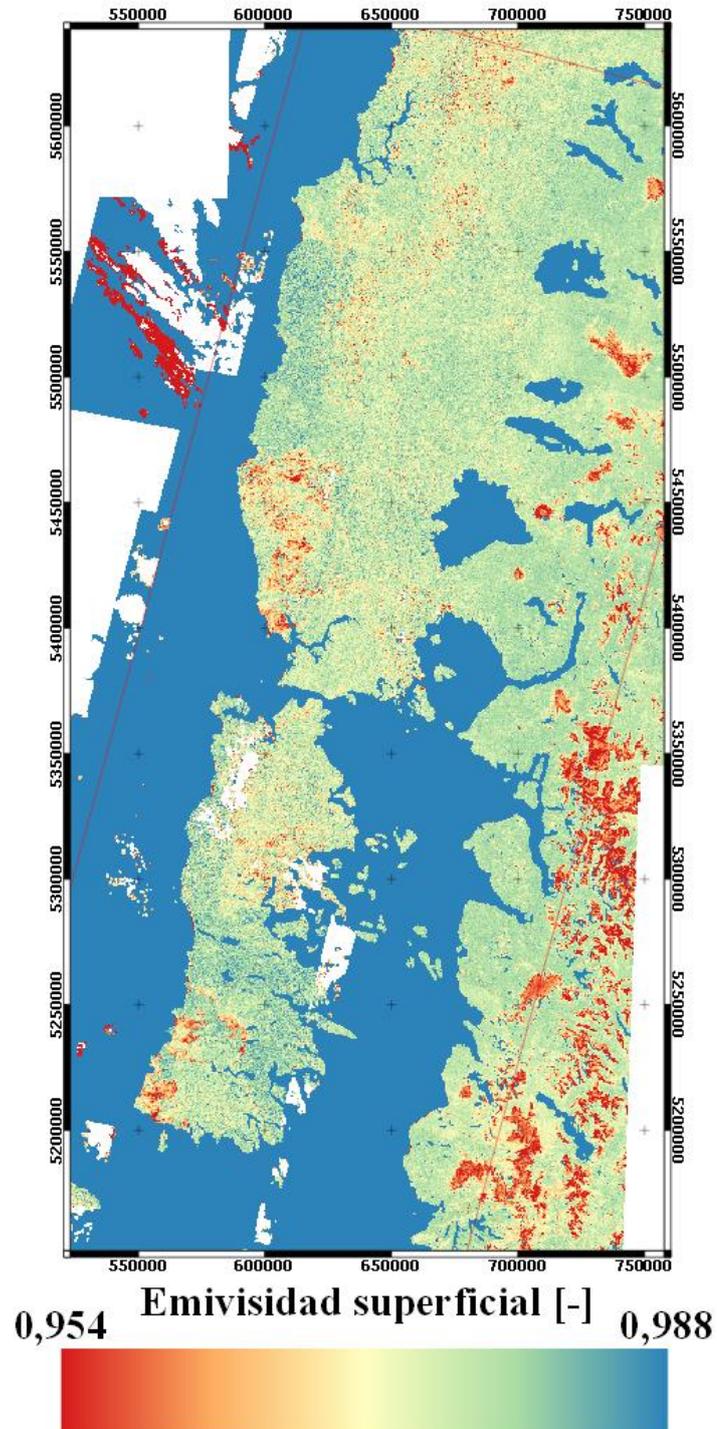
ANEXOS

Anexo 1: Tabla resumen de los sensores de los satélites Landsat 7 y 8 (Roy et al., 2014)

Bandas Landsat 7 ETM+	Espectro	Bandas Landsat 8 OLI/TIRS	Espectro
Banda 1 (30m)	0,441 – 0,514 (Azul)	Banda 1 (30m)	0,435 – 0,451 (Aerosol Costero)
Banda 2 (30m)	0,519 – 0,601 (Verde)	Banda 2 (30m)	0,452 – 0,512 (Azul)
Banda 3 (30m)	0,631 – 0,692 (Rojo)	Banda 3 (30m)	0,533 – 0,590 (Verde)
Banda 4 (30m)	0,772 – 0,898 (Infrarrojo cercano)	Banda 4 (30m)	0,636 – 0,673 (Rojo)
Banda 5 (30m)	1,547 – 1,749 (Infrarrojo onda corta 1)	Banda 5 (30m)	0,851 – 0,879 (Infrarrojo cercano)
Banda 6 (60m)	10,31- 12,36 (Infrarrojo térmico)	Banda 6 (30m)	1,566 – 1,651 (Infrarrojo de onda corta 1)
Banda 7 (30m)	2,064 – 2,345 (Infrarrojo onda corta 2)	Banda 7 (30m)	2.107 – 2.294 (Infrarrojo de onda corta 2)
Banda 8 (15m)	0,515 – 0,896 (Pancromático)	Banda 8 (15m)	0.503 – 0.676 (Pancromático)
		Banda 9 (30m)	1.364 – 1.384 (Cirrus)
		Banda 10 (100m)	10.60 – 11.19 (Infrarrojo térmico 1)
		Banda 11 (100m)	11.50 – 12.51 (Infrarrojo térmico 2)

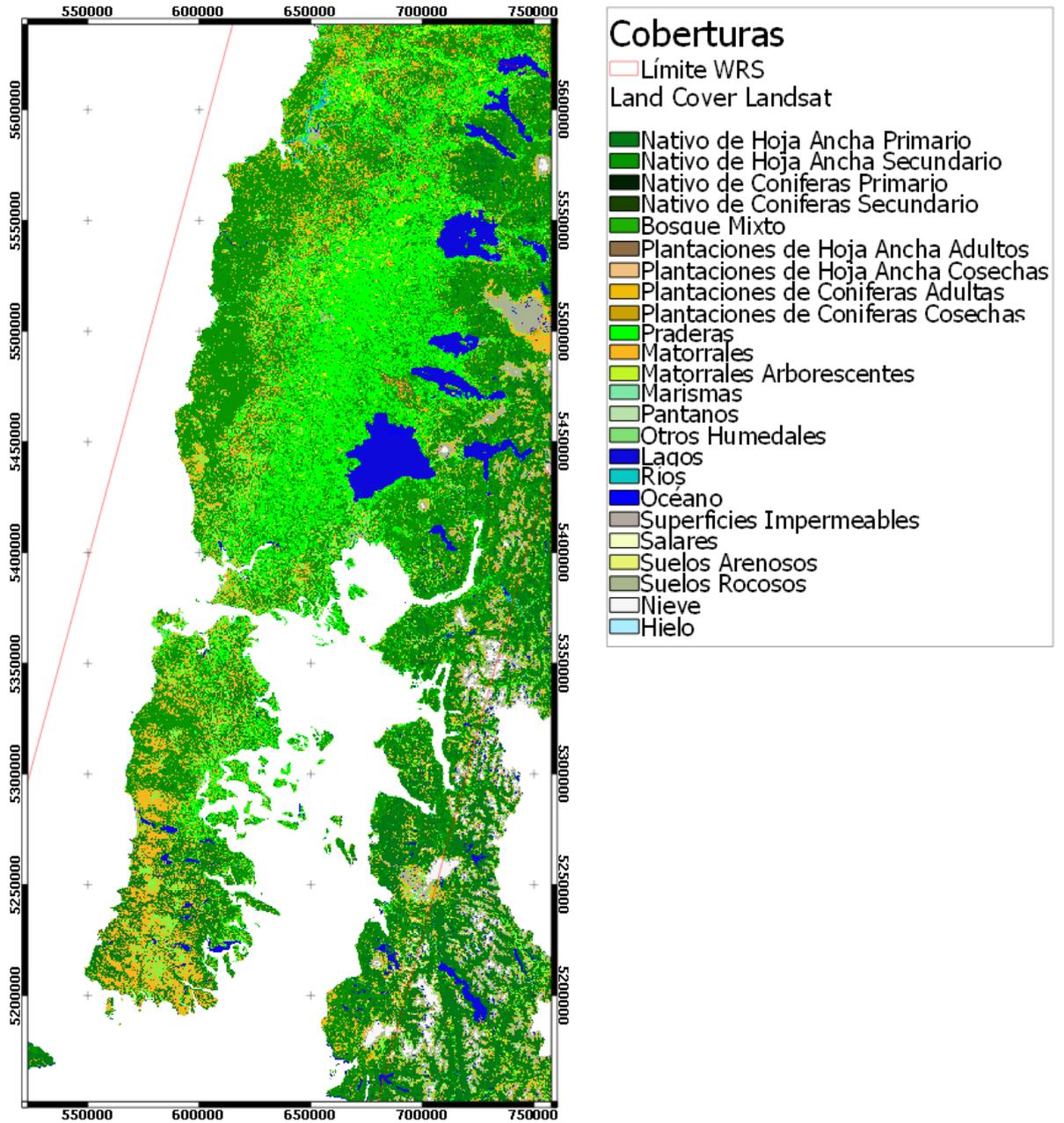
Anexo 2: Emisividad superficial de ASTER GED para el área de estudio.

ASTER_GED

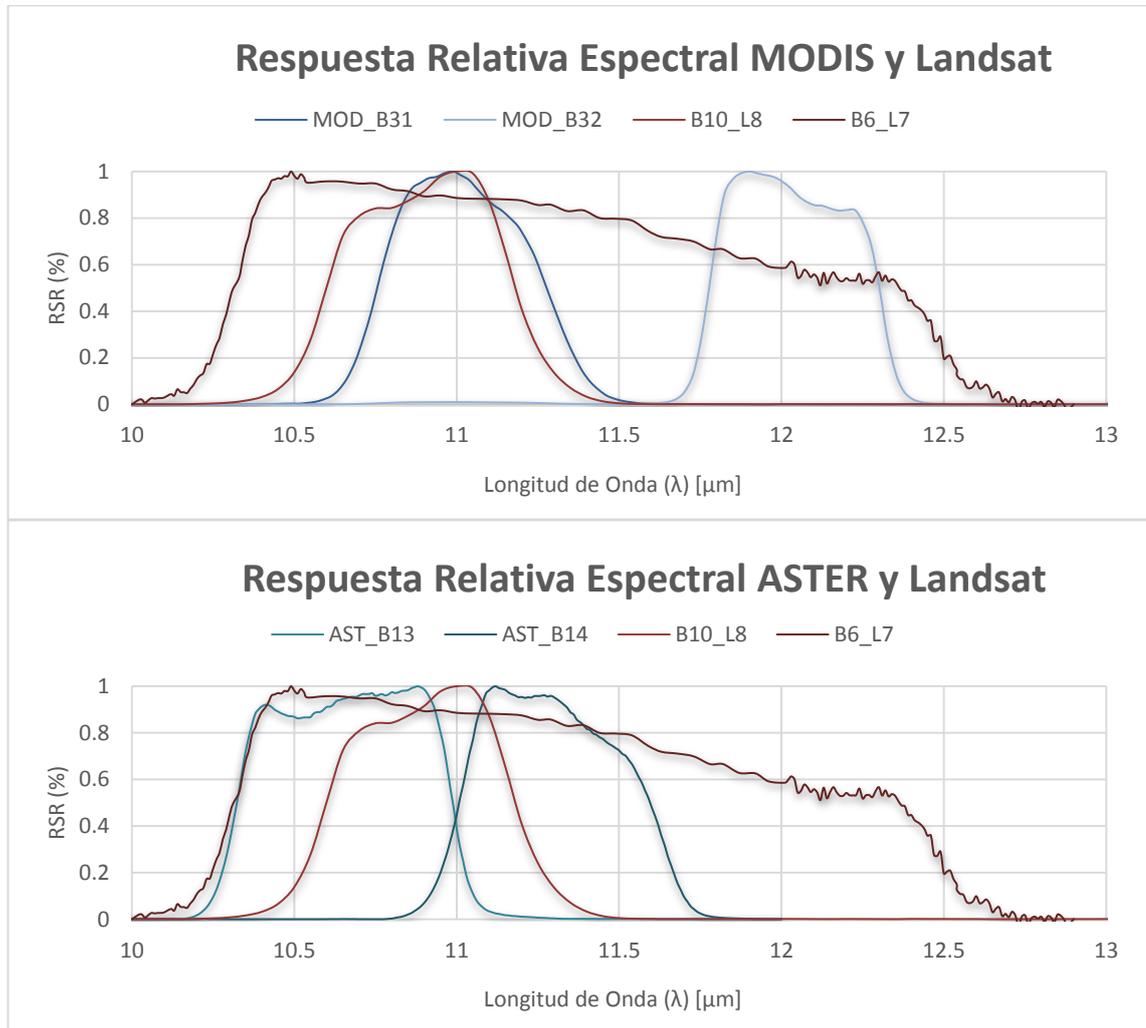


Anexo 3: Cartografías de Coberturas de suelo de Land Cover Chile 2014

Land Cover Chile 2014



Anexo 4: Respuesta relativa espectral de los sensores MODIS, ASTER, ETM+ y TIRS.



Anexo 5: Tabla resumen de Z_{0m} en base a coberturas (Waters et al., 2000)

Cobertura	Z_{0m} [m]
Cultivos	0,6
Bosques	0,5
Praderas	0,02
Matorrales	0,5
Cuerpos de Agua	0,0005
Humedales	0,2
Suelo Desnudo	0,005
Nieve	0,02

APÉNDICES

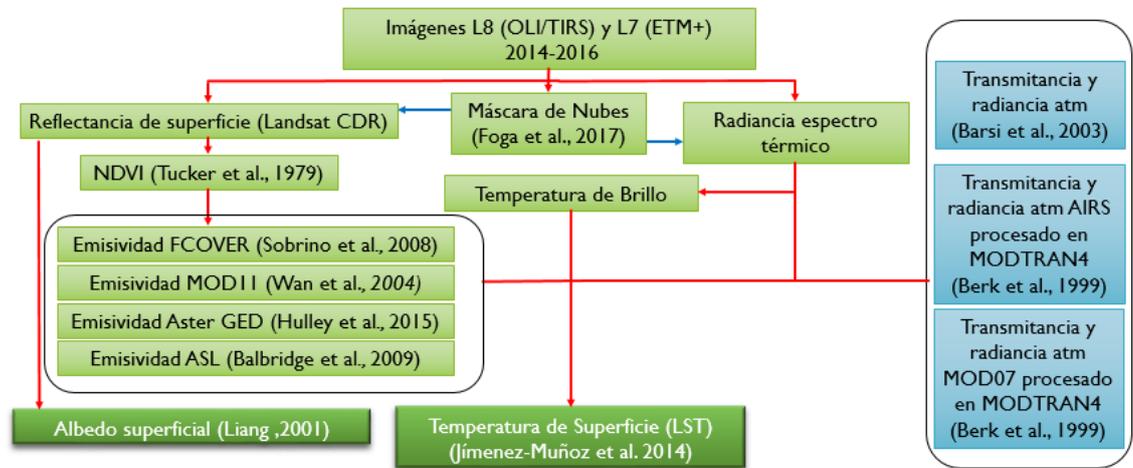
Apéndice 1: Red de estaciones Agromet-INIA en el área de estudio.

<i>Nombre estación</i>	Latitud	Longitud	Altitud	ID estación
<i>Butalcura</i>	-42.261762	-73.650812	148	1
<i>Colegual</i>	-41.221843	-73.259856	177	2
<i>Desague Rupanco</i>	-40.752634	-72.663894	272	3
<i>El Cardal</i>	-40.386737	-72.919058	80	4
<i>Ensenada</i>	-41.233469	-72.516119	76	5
<i>Estación Experimental Austral</i>	-39.787428	-73.234546	15	6
<i>Huyar Alto</i>	-42.403919	-73.568192	155	7
<i>La Pampa</i>	-40.860639	-73.156917	95	8
<i>Lago Verde</i>	-40.165081	-72.633843	248	9
<i>Las Lomas</i>	-39.700929	-73.014793	22	10
<i>Los Canelos</i>	-41.481326	-73.474378	105	11
<i>Octay</i>	-40.957156	-72.885495	178	12
<i>Palermo</i>	-40.259225	-73.106543	78	13
<i>Polizones</i>	-41.115147	-73.376628	137	14
<i>Quilacahuin</i>	-40.347946	-73.307493	17	15
<i>Quilanto</i>	-41.030428	-72.996204	161	16
<i>Remehue</i>	-40.522204	-73.063655	73	17
<i>Rucatayo</i>	-40.598896	-72.586541	278	18
<i>Santa Carla</i>	-39.679571	-72.611389	264	19
<i>Tara</i>	-42.703731	-73.788517	145	20

Apéndice 2. Variables medidas por la estación OCS en el área de estudio.

<i>Variables OCS</i>	Unidad	Instrumento
<i>Temperatura del Aire</i>	Kelvin	Rotronic HC2S3
<i>Humedad Relativa</i>	%	Rotronic HC2S3
<i>Precipitación</i>	mm	Texas Electronic TE525MM
<i>Humedad del suelo-7 cm</i>	m^3m^{-3}	Campbell CS650
<i>Humedad de suelo-20 cm</i>	m^3m^{-3}	Campbell CS616
<i>Conductividad eléctrica-7 cm</i>	$dS m^{-1}$	Campbell CS650
<i>Conductividad eléctrica-20 cm</i>	$dS m^{-1}$	Campbell CS616
<i>Temperatura de Suelo-7cm</i>	Kelvin	Campbell CS650
<i>Temperatura de Brillo</i>	Kelvin	Apogee SI-111
<i>Velocidad de viento</i>	$m s^{-1}$	R.M. Young 3002
<i>Dirección de viento</i>	°	R.M. Young 3002
<i>Radiación de onda corta entrante</i>	$W m^2$	Kipp & Zonen CNR4
<i>Radiación de onda corta saliente</i>	$W m^2$	Kipp & Zonen CNR4
<i>Radiación de onda larga entrante</i>	$W m^2$	Kipp & Zonen CNR4
<i>Radiación de onda larga saliente</i>	$W m^2$	Kipp & Zonen CNR4
<i>Radiación Neta</i>	$W m^2$	Kipp & Zonen CNR4
<i>Albedo</i>	-	Kipp & Zonen CNR4
<i>Flujo de calor del suelo 8 cm</i>	$W m^2$	Hukseflux HFP01SC

Apéndice 3. Diagrama de procesamiento de imágenes satelitales para Landsat 7 y 8.



Apéndice 4. Imágenes satelitales presentes para la serie temporal del área de estudio.

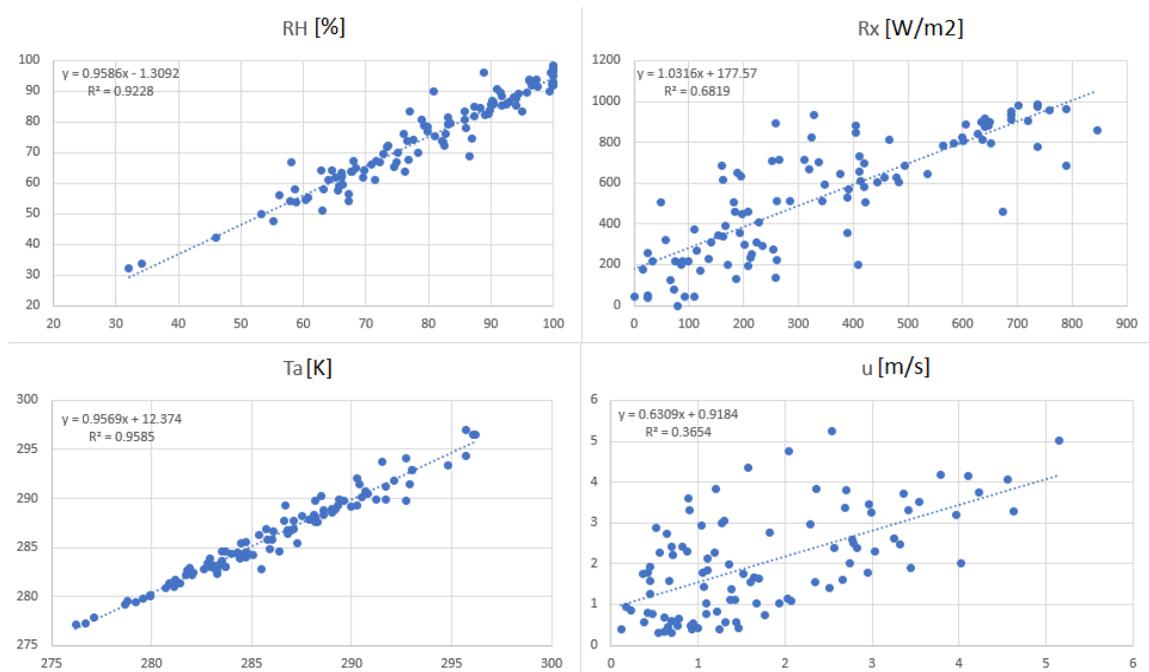
Imagen Satelital	Sensor	Fecha	Observación cualitativa
L72014257	ETM+	14-09-2014	75% Nublado
L72014273	ETM+	30-09-2015	75% Nublado
L72014289	ETM+	16-10-2015	75% Nublado
L72014305	ETM+	01-11-2015	Chiloé Centro y Sur despejado
L72014321	ETM+	17-11-2015	85%Nublado
L72014337	ETM+	03-12-2015	Chile continental despejado
L72014353	ETM+	19-12-2015	90% Nublado
L72014004	ETM+	04-01-2016	Chiloe continental Centro y Norte despejado
L72014020	ETM+	20-01-2016	Praderas despejadas
L72015036	ETM+	05-02-2016	Chile continental despejado
L72015052	ETM+	21-02-2016	Praderas nubladas
L72015068	ETM+	08-03-2016	Praderas norte nubladas
L72015084	ETM+	24-03-2016	Chile continental despejado
L72015100	ETM+	09-04-2016	50% Nublado
L72015116	ETM+	25-04-2016	100% Nublado
L72015132	ETM+	11-05-2016	95% Nublado
L72015148	ETM+	27-05-2016	95% Nublado
L72015164	ETM+	12-06-2016	75% Nublado
L72015180	ETM+	28-06-2016	90% Nublado
L72015196	ETM+	14-07-2016	50% Nublado con sombra de nubes
L72015212	ETM+	30-07-2016	75% Nublado
L72015228	ETM+	15-08-2016	75% Nublado
L72015244	ETM+	31-08-2016	85% Nublado
L72015260	ETM+	16-09-2016	75% Nublado
L72015276	ETM+	02-10-2016	50% Nublado Praderas semidespejadas
L72015308	ETM+	03-11-2016	Despejado
L72015324	ETM+	19-11-2016	100% Nublado

L72015340	ETM+	05-12-2016	100% Nublado
L72015356	ETM+	21-12-2016	100% Nublado
L72016023	ETM+	23-01-2016	50% Nublado Praderas semidespejadas
L72016039	ETM+	08-02-2016	85% Nublado
L72016055	ETM+	24-02-2016	60% Nublado Chile continental Semi-despejado
L72016071	ETM+	11-03-2016	Chiloé despejado
L72016087	ETM+	27-03-2016	60% Nublado
L72016103	ETM+	12-04-2016	30% Nublado Praderas semidespejadas
L72016119	ETM+	28-04-2016	100% Nublado
L72016135	ETM+	14-05-2016	Praderas nubladas
L72016167	ETM+	15-06-2016	95% Nublado
L72016183	ETM+	01-07-2016	Praderas nubladas
L72016199	ETM+	17-07-2016	80% Nublado - Chiloé 50% Nublado
L72016215	ETM+	02-08-2016	Chiloé semidespejado
L72016231	ETM+	18-08-2016	Praderas nubladas
L72016247	ETM+	03-09-2016	Despejado
L72016263	ETM+	19-09-2016	100% Nublado
L72016279	ETM+	05-10-2016	75% Nublado Norte semidespejado
L72016295	ETM+	21-10-2016	40% Nublado Chile continental despejado
L72016311	ETM+	06-11-2016	Praderas nubladas
L72016327	ETM+	22-11-2016	40% Nublado Chile continental semidespejado
L72016343	ETM+	08-12-2016	Praderas nubladas
L72016359	ETM+	24-12-2016	100% Nublado
L82014201	OLI/TIRS	20-07-2014	100% Nublado
L82014217	OLI/TIRS	05-08-2014	90% Nublado
L82014233	OLI/TIRS	21-08-2014	90% Nublado
L82014249	OLI/TIRS	06-09-2014	100% Nublado

L82014265	OLI/TIRS	22-09-2014	90% Nublado
L82014281	OLI/TIRS	08-10-2014	85% Nublado
L82014297	OLI/TIRS	24-10-2014	Praderas nubladas
L82014313	OLI/TIRS	09-11-2014	90% Nublado
L82014329	OLI/TIRS	25-11-2014	95% Nublado
L82014345	OLI/TIRS	11-12-2014	80% Nublado praderas nubladas
L82014361	OLI/TIRS	27-12-2014	80% Nublado
L82015012	OLI/TIRS	12-01-2015	90% Nublado
L82015028	OLI/TIRS	28-01-2015	50% Praderas nubladas
L82015044	OLI/TIRS	13-02-2015	Praderas Centro y Sur despejadas
L82015060	OLI/TIRS	01-03-2015	95% Nublado
L82015076	OLI/TIRS	17-03-2015	Praderas Centro despejadas
L82015092	OLI/TIRS	02-04-2015	100% Nublado
L82015108	OLI/TIRS	18-04-2015	100% Nublado
L82015124	OLI/TIRS	04-05-2015	90% Nublado
L82015140	OLI/TIRS	20-05-2015	80% Nublado Chiloe 75Nublado
L82015156	OLI/TIRS	05-06-2015	90% Nublado
L82015172	OLI/TIRS	21-06-2015	Centro y Sur despejado
L82015188	OLI/TIRS	07-07-2015	100% Nublado
L82015204	OLI/TIRS	23-07-2015	100% Nublado
L82015220	OLI/TIRS	08-08-2015	Chiloe semi- despejado
L82015236	OLI/TIRS	24-08-2015	95% Nublado
L82015252	OLI/TIRS	09-09-2015	60% Nublado Praderas Chile continental semidespejadas
L82015268	OLI/TIRS	25-09-2015	90% Nublado
L82015284	OLI/TIRS	11-10-2015	Despejado
L82015300	OLI/TIRS	27-10-2015	Chile continental despejado
L82015316	OLI/TIRS	12-11-2015	100% Nublado
L82015332	OLI/TIRS	28-11-2015	60% Nublado Praderas nubladas

L82015348	OLI/TIRS	14-12-2015	70% Nublado Superficie nublada
L82015364	OLI/TIRS	30-12-2015	70% Nublado Praderas Nubladas
L82016015	OLI/TIRS	15-01-2016	95% Nublado
L82016031	OLI/TIRS	31-01-2016	20% Nublado Praderas seminubladas
L82016047	OLI/TIRS	16-02-2016	85% Nublado
L82016063	OLI/TIRS	03-03-2016	90% Nublado
L82016079	OLI/TIRS	19-03-2016	50% Despejados Praderas nubladas
L82016095	OLI/TIRS	04-04-2016	80% Nublado
L82016111	OLI/TIRS	20-04-2016	70% Nublado Praderas Chile continental semidespejadas
L82016127	OLI/TIRS	06-05-2016	95% Nublado
L82016143	OLI/TIRS	22-05-2016	75% Nublado Praderas Nubladas
L82016159	OLI/TIRS	07-06-2016	75% Nublado Chiloé norte despejado
L82016175	OLI/TIRS	23-06-2016	85% Nublado
L82016191	OLI/TIRS	09-07-2016	85% Nublado
L82016207	OLI/TIRS	25-07-2016	Chiloé despejado
L82016239	OLI/TIRS	26-08-2016	70% Nublado praderas semidespejadas
L82016255	OLI/TIRS	11-09-2016	95% Nublado
L82016271	OLI/TIRS	27-09-2016	80% Nublado
L82016287	OLI/TIRS	13-10-2016	80% Nublado praderas 50 nubladas
L82016303	OLI/TIRS	29-10-2016	80% Nublado Chiloé 50Nublado
L82016319	OLI/TIRS	14-11-2016	90% Nublado
L82016335	OLI/TIRS	30-11-2016	60% Nublado praderas semidespejadas
L82016351	OLI/TIRS	16-12-2016	100% Nublado

Apéndice 5. Validación variables meteorológicas instantáneas (Humedad relativa, Radiación global, Temperatura del aire y Velocidad de viento)



	Bias	sigma	RMSE
RH [-]	4.59	4.19	6.21
Rx [W/m2]	-188.52	161.801882	248.44
Ta [K]	-0.025	0.90	0.91
u [m/s]	-0.31	1.11	1.16

Apéndice 6. Precipitación acumulada media mensual y Evapotranspiración de cultivo ajustada acumulada media mensual en OCS.