



UNIVERSIDAD NACIONAL DEL LITORAL

Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas

Instituto de Desarrollo Tecnológico para la Industria Química

EVALUACIÓN DEL ESTRÉS HÍDRICO Y DE LOS FACTORES QUE LO AFECTAN USANDO INFORMACIÓN TELEDETECTADA

Daniela Teresita Girolimetto

Tesis remitida al Comité Académico del Doctorado de la
FACULTAD DE INGENIERÍA Y CIENCIAS HÍDRICAS

como parte de los requisitos para la obtención del grado de

DOCTOR EN INGENIERÍA

Mención Recursos Hídricos

de la

UNIVERSIDAD NACIONAL DEL LITORAL

2013

DECLARACION DE LA AUTORA

Esta tesis ha sido remitida como parte de los requisitos para la obtención del grado académico de Doctor en Ingeniería - Mención Recursos Hídricos ante la Universidad Nacional del Litoral y ha sido depositada en la Biblioteca de la Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas para que esté a disposición de sus lectores bajo las condiciones estipuladas por el Reglamento de la mencionada Biblioteca.

Citaciones breves de esta tesis son permitidas sin la necesidad de un permiso especial, en la suposición de que la fuente sea correctamente citada. Solicitudes de permiso para la citación extendida o para la reproducción parcial o total de este manuscrito serán concebidos por el portador legal del derecho de propiedad intelectual de la obra.

A mis hijos Lina, Gaspar y Bautista,
para que nunca olviden que cuando vamos tras un sueño
crecemos con el esfuerzo, aprendemos con el intento
y ganamos cuando lo alcanzamos.

Agradecimientos

La realización de una tesis doctoral es un trabajo que requiere del apoyo y compromiso de muchas personas. A todas ellas, que me han acompañado a lo largo de estos cuatro años, mi más sincero agradecimiento.

A la Universidad Nacional del Litoral, porque a partir de su sistema de Becas para Docentes, permite la formación de recursos humanos que de otra manera no podrían acceder a una capacitación superior.

Al grupo de trabajo del Ceneha, con quienes compartí tantos momentos. Mi gratitud a Carlos y Leticia por haberme recibido aquel julio del 2008 como parte integrante del Centro. A Virginia, quien me formó y compartió toda su experiencia conmigo; quien me enseñó a preguntarme *¿cómo?*, *¿por qué?*; quien me comunicó todo su conocimiento desde la humildad, repitiéndome siempre: *“debes ser mejor que yo”*, lo que habla de su calidad profesional. A los becarios, con quienes pasé largas horas de estudio, entre libros, charlas y mates....a cada uno de ellos mi mayor agradecimiento.

A mis hijos Lina, Gaspar y Bautista, porque aún suena en mis oídos aquella frase: *“estudiá mamá, que luego charlamos y jugamos”*....por todas esas horas que me cedieron....gracias hijitos.

Y a Miguel porque sin su amor y apoyo incondicional, no hubiese podido alcanzar esta meta.

INDICE DE CONTENIDOS

INDICE DE FIGURAS.....	vii
INDICE DE FIGURAS.....	vii
INDICE DE TABLAS.....	ix
RESUMEN.....	x
ABSTRACT.....	xii
Capítulo 1: Estimacion del estrés hídrico a partir de información teledetectada: Revisión	1
1.1 Introducción	1
1.2 Revisión de los modelos de Moran et al., (1994), Jiang e Islam (2001) y Venturini et al., (2008).....	6
1.2.1 Índice WDI.....	6
1.2.2 Método de Jiang e Islam (2001).....	8
1.2.3 Método de Venturini et al., (2008).....	10
Capítulo 2: Metodología	14
2.1 Derivación del índice de estrés hídrico WSI_{EW}	14
2.2 Derivación del índice de estrés hídrico WSI_F	16
2.3 Análisis de incertidumbres.....	21
2.3.1 Errores asociados al WSI_F	23
2.3.2 Errores asociados al WSI_{EW}	25
Capítulo 3: Área de estudio y datos utilizados	26
3.1 Zona de estudio	26
3.2 Datos disponibles	28

3.3 Imágenes satelitales.....	30
Capítulo 4: Obtención y validación de σ en SGP	33
4.1 Obtención de σ	33
4.2 Validación de σ	35
4.2.1 Validación de la ET modificada a partir de σ	35
4.2.2 Análisis de σ	41
Capítulo 5: Resultados y comparación de los nuevos índices de estrés en SGP	45
5.1 Resultados del índice WSI_{EW}	45
5.2 Resultados del índice WSI_F	51
5.3 Comparación del WSI_{EW} y WSI_F	56
Capítulo 6: Discusión y Conclusiones.....	61
Bibliografía	67
Apéndice I: Aplicación de los índices en Argentina.....	78
I.1 Una metodología simple para determinar el estrés hídrico de la vegetación usando sólo datos teledetectados.....	79
Apéndice II: Código IDL para el cálculo de los índices de EH.....	102
II.1 Índice WSI_{EW}	102
II.2 Índice WSI_F	104

INDICE DE FIGURAS

Figura 1.1: diagrama trapezoidal NDVI - $(T_s - T_a)$	7
Figura 1.2: diagrama triangular NDVI - T_s	9
Figura 1.3: esquema de la curva de presión de vapor de saturación y la relación entre T_u , T_s , e_s , e^*_s en el contexto de la temperatura de superficie. El aire suprayacente, se caracteriza por T_a y T_d y la presión de vapor e^*_a y e_a respectivamente. Fuente: Venturini et al., (2008).....	12
Figura 2.1: reflectancia modelada para distintos valores de contenido de agua en la hoja (C_w). Fuente: Zarco-Tejada et al., (2003)	19
Figura 2.2: esquema genérico e vs T	21
Figura 3.1: Ubicación del área de estudio y estaciones de muestreo utilizadas en este trabajo sobre un mapa de NDVI de la región.	26
Figura 3.2: imagen de un sistema EBBR instalado en el área de estudio.....	29
Fuente: (http://www.arm.gov/instruments/ebbr)	29
Figura 4.1: relación entre $R7$ y HS . Superpuesto R_{sat}	34
Figura 4.2: espacios contextuales NDVI- T_s	38
Figura 4.3: ET_{obs} vs $ET_{calculada}$	41
Figura 4.4: relación entre σ y HS	43
Figura 4.5: relación σ vs HS para: (a) día 04/05/2011 y (b) estación E19.....	44
Figura 5.1: relación entre el WSI_{Ew} y observaciones de HS a 5 cm.....	48
Figura 5.2: relación entre el WSI_{Ew} y la temperatura del suelo a 5 cm	49
Figura 5.3: relación entre el WSI_{Ew} y PP	49
Figura 5.4: relación entre WSI_{Ew} , PP y HS	50
Figura 5.5: relación entre WSI_{Ew} y ET_{obs}	51

Figura 5.6: relación entre el WSI_F y observaciones de HS a 5 cm	54
Figura 5.7: relación entre el WSI_F y la T_s a 5 cm	54
Figura 5.8: relación WSI_F vs PP	55
Figura 5.9: relación entre WSI_F y ET_{obs}	56
Figura 5.10: relación entre WSI_F , WSI_{Ew} , PP y HS.....	59
Figura 5.11: (a) mapa de WSI_{Ew} (b) mapa de WSI_F . En ambos mapas las áreas blancas corresponden a píxeles enmascarados.	60

INDICE DE TABLAS

Tabla 2.1: valores medios y desvío estándar correspondientes al análisis de primer orden de WSI_F	24
Tabla 2.2: valores de T_{min} , T_{max} , T_i y desvío estándar de T_{max}	25
Tabla 3.1: sitios y nombre de cada estación, elevación, coordenadas geográficas (latitud y longitud) y tipo de vegetación. Fuente: http://www.arm.gov/sites/sgp/geoinfo	28
Table 3.2: fecha, día del año, hora de paso del satélite y calidad de la imagen.....	31
Tabla 4.1: R_{sat} obtenido a partir de la reflectancia regional de los píxeles identificados con $NDVI < 0$	34
Tabla 4.2: resumen de diferentes ecuaciones para calcular ET.....	37
Tabla 4.3: estadística regional de ET_{obs} (Wm^{-2}) y $ET_{calculada}$ (Wm^{-2}) en SGP	39
Tabla 4.4: comparación entre ET_{obs} y $ET_{calculada}$ en cada día analizado y RMSE y bias global para el período estudiado.	40
Tabla 4.5: estadística regional de σ	42
Tabla 5.1: estadística regional del WSI_{EW} (valores mínimos, medios, máximos y desvío estándar).....	46
Tabla 5.2: estadística regional del WSI_F (valores mínimos, medios, máximos y desvío estándar).....	52
Tabla 5.3: análisis de errores asociados al WSI_F en términos de RMSE y bias	53
Tabla 5.4: comparación de la estadística regional del WSI_F y WSI_{EW} (valores medios, mínimos y máximos)	57

RESUMEN

La agricultura mundial depende, en gran medida, de la disponibilidad de agua, siendo el manejo del recurso hídrico uno de los componentes principales del éxito o fracaso de la agricultura moderna. El manejo eficiente del agua y una rápida toma de decisión en respuesta a las disponibilidades de dicho recurso, impactan directamente sobre la producción agrícola-forestal.

En los últimos años se han generado herramientas para optimizar el uso del agua mientras se optimiza la productividad. Los índices para determinar el estrés hídrico (EH) de la vegetación se han utilizado mucho para asistir a los agricultores en la maximización de la producción. Algunos de estos índices se han desarrollado utilizando datos teledetectados, lo que permitió monitorear el EH en grandes regiones. El desarrollo de los sensores térmicos permitió obtener la temperatura de la superficie (T_s) y relacionarla con la cobertura vegetal y la humedad de la superficie, para cuantificar el EH (Moran et al., 1994). La obtención del EH mediante la T_s da por sentado el hecho que el proceso de evapotranspiración (ET) produce el enfriamiento de las hojas ya que la energía disponible se utiliza para transpirar y no para elevar la temperatura del follaje (Usman et al., 2009). Moran et al., (1994) publicaron una definición de EH en términos de flujo de calor latente, $EH=1-(ET/E_{pot})$, donde E_{pot} es la evapotranspiración potencial y la relación ET/E_{pot} es la evaporación relativa.

Es importante especificar la definición de E_{pot} en los modelos basados en la evaporación relativa, ya que su concepto ha sido formulado y definido de múltiples formas (Randall et al., 2010). Granger, (1989) realizó un exhaustivo análisis del concepto de E_{pot} comúnmente encontrado en la literatura. El autor explicó que una definición estrictamente potencial involucraría una atmósfera seca, máxima energía disponible y una superficie permanentemente saturada. Por otra parte, el concepto de evapotranspiración de

ambiente húmedo (E_w), también asociado a la evaporación de una superficie saturada, pero gobernada sólo por la energía disponible (Granger, 1989).

En este trabajo se analiza que representan los conceptos de E_w y de E_{pot} en el EH. Se presentan aquí dos índices de EH basados en la definición de EH ($EH=1-ET/E_{pot}$) hecha por Moran et al., (1949).

Uno de los índices reemplaza la E_{pot} por el concepto de E_w , por lo que se formula una nueva definición de EH. De esta forma se obtiene un índice térmico que depende únicamente de las condiciones de la superficie. El mismo considera que la principal causa de estrés en las plantas es la falta de agua en la zona radicular. En este caso, ET y E_w son computadas por las ecuaciones de Jiang e Islam (2001) y Priestley y Taylor (1972) respectivamente.

El otro índice estima ET/E_{pot} a partir del parámetro de evaporación relativa (F) introducido por Venturini et al., (2008), quedando el EH definido como $1-F$. Se obtiene así un nuevo índice de EH que depende de las condiciones de la superficie y de la atmósfera. Se propone aquí una nueva forma de estimación de F a partir de la reflectancia en el infrarrojo de onda corta (SWIR).

La génesis de los índices presentados en este trabajo es diferente, y consecuentemente deben ser analizados de manera distinta. Sin embargo, ambos índices pueden representar el EH en grandes regiones y son de fácil aplicación.

ABSTRACT

World Agriculture largely depend on water availability, thus the water management is a key factor for the success of the modern agriculture practice. An efficient water management and fast decision making largely impact on the agriculture yield when the resources are limited.

In the last decades, many tools had been developed to optimize the water management and agriculture yield. The water stress indexes (EH) of the vegetation have been extensively used to assist the farmers to optimize their production. Several of these indexes have been developed from remotely sensed data to monitor large areas. The thermal infrared sensor technology turns into new surface temperature (T_s) derivations. Then, T_s was related to the vegetation cover as well as to the surface moisture. These relationships were used to derive EH (Moran et al., 1994). The calculation of EH from T_s maps assumes that the evapotranspiration cools the canopy because the available energy is converted into ET and do not increase the temperature of the canopy (Usman et al., 2009). Moran et al., (1994) defined EH in terms of the latent heat flux as $EH=1-(ET/E_{pot})$, where E_{pot} is the potential evapotranspiration and ET/E_{pot} is the evaporative ratio.

It is important to specify the definition of E_{pot} in those models derived from the relative evaporation since it is ambiguous given the various definitions available in the literature (Randall et al., 2010). Granger (1989) had exhaustively analyzed the most common published E_{pot} concept. The author stated that a very potential definition would involve a dry atmosphere, maximum available energy and a saturated surface. Conversely, the wet environment evapotranspiration (E_w), which is also associated to a saturated surface, is only drove by the available energy.

In this work, the effect of E_w and E_{pot} on EH are analyzed. Here, two EH index are defined based on Moran et al., (1949) definition of EH ($=1-ET/E_{pot}$).

One of them, is obtained changing E_{pot} by E_w concept, thus a new definition of EH is formulated. Thus, a new thermal index, which depends on the surface condition alone, is obtained. This index assumes that the shortness of water in the root zone is the main cause of stress. ET and E_w are computed by Jiang and Islam (2001) and Priestley and Taylor (1972) equations, respectively.

The other index, estimates ET/E_{pot} from Venturini et al., (2008) relative evaporation parameter (F) which renders $EH=1-F$. Thus a new EH index that depends on the atmospheric and surface condition is obtained. In this work a new methodology to compute F from the short infrared reflectance (SWIR) is proposed.

The two index presented here have different backgrounds, reason why they should be differently analyzed. However both indexes represent the EH in large regions and they are ease to apply.

Capítulo 1: Estimación del estrés hídrico a partir de información teledetectada: Revisión

1.1 Introducción

La demanda creciente de agua a nivel mundial, ha motivado la necesidad de utilizar este recurso de forma eficiente en todos los ámbitos, y en particular, en la agricultura por ser la principal consumidora de agua. A su vez, la actividad agrícola juega un papel de suma importancia en la economía de los países aportando grandes beneficios económicos y brindando la principal fuente de alimentos a sus poblaciones. Es por ello, que los diferentes gobiernos, se muestran preocupados por asistir a los productores agropecuarios con planes que optimicen el uso del agua mientras se maximiza la producción, conservando el recurso hídrico para las generaciones futuras.

En las últimas cuatro décadas, los investigadores han puesto especial atención en el desarrollo de diversas metodologías tendientes a aportar soluciones al sector agrícola (Sullivan et al., 2007). En este sentido, los índices de EH de la vegetación son combinados con sistemas de riego con el fin de obtener el mayor rendimiento de los cultivos mediante el uso eficiente del agua (López-López et al., 2009).

La necesidad de monitorear grandes regiones, ha motivado el desarrollo de los índices de estrés sobre la base de datos provenientes de sensores remotos. El advenimiento de la tecnología satelital, permitió cuantificar el flujo de energía radiante que proviene de las diferentes superficies, proporcionando información que permite caracterizar las funciones y propiedades de los diferentes ecosistemas en general. En este sentido, diversos estudios indicaron que la reflectancia y emitancia espectral pueden utilizarse para evaluar el EH de la vegetación (Jackson et al., 1983; Penuelas et al., 1993; Shanahan et al., 2001). La combinación de información proveniente del infrarrojo cercano (NIR) y del SWIR,

permite recuperar variaciones en el contenido de agua de la vegetación y también es utilizada para detectar el EH (Cecatto et al., 2001). Índices espectrales como el Índice Hídrico (Water Index, WI) desarrollado por Penuelas et al., (1993) o el Índice de Agua Diferencial Normalizado (Normalized Differential Water Index, NDWI) desarrollado por Gao (1996) permiten detectar cambios en el estado hídrico utilizando simples relaciones entre la reflectancia a una longitud de onda caracterizada por una fuerte absorción por agua, y otra situada fuera de la banda de absorción (Sims y Gamon, 2003). Fensholt y Sandholt (2003) derivaron el Índice de Estrés Hídrico de Onda Corta (Shortwave Infrared Water Stress Index, SIWSI) a partir de datos de las bandas del NIR y SWIR del sensor MODIS. Los autores presentaron dos combinaciones del índice encontrando que ambas representan la relación entre el vigor de la vegetación y la disponibilidad de agua.

El concepto de utilizar información proveniente de las longitudes de onda del infrarrojo térmico para estudiar el EH, fue propuesto originalmente por Jackson et al., (1977) quienes desarrollaron el Índice de Estrés Hídrico del Cultivo (Crop Water Stress Index, CWSI). El CWSI se fundamenta en la relación que existe entre el déficit de presión de vapor (VPD) y la diferencia entre la temperatura de la cobertura vegetal (T_c) y la temperatura del aire (T_a). Esta metodología fue desarrollada para cobertura vegetal completa, lo que es una restricción cuando se quieren utilizar datos provenientes de imágenes de satélite cuya resolución espacial es moderada a baja, por ejemplo 1 km^2 , ya que un píxel contiene información de un área con cobertura heterogénea y rara vez es puro (Venturini et al., 2008). En este sentido, Moran et al., (1994) propusieron mejorar el CWSI para superficies parcialmente vegetadas combinando un índice de vegetación (IV) con observaciones de la T_s . Los autores desarrollaron el Índice de Déficit Hídrico (Water Deficit Index, WDI) basado en la evaporación relativa, definida como el cociente entre ET (definida como la evaporación del suelo más la transpiración de la vegetación) y E_{pot}

(definida como como la máxima tasa de evaporación desde una superficie completamente cubierta de vegetación y sin limitaciones en la disponibilidad de agua).

Los métodos basados en la relación entre la T_s y los IV para obtener información sobre EH, asumen que la T_s es la variable que resume el estado energético de una superficie. En un área completamente húmeda, toda la energía disponible se va en flujo de calor latente y muy poco se consume en flujo de calor sensible, por lo que la T_s tiende a disminuir; por el contrario, en áreas completamente secas, la energía disponible se convierte en flujo de calor sensible, lo que causa un aumento en la T_s . En otras palabras, la obtención del EH mediante la T_s tiene en cuenta el enfriamiento que genera el proceso de ET de las hojas, ya que la energía disponible se utiliza para transpirar y no para elevar la temperatura del follaje (Usman et al., 2009). Los índices CWSI y WDI, sirvieron de base a diversos estudios que se focalizaron en la relación T_s -IV para obtener información acerca de la vegetación y condiciones de humedad de la superficie. Por ejemplo, Sandholt et al., (2002) desarrollaron el Índice de Sequía Temperatura-Vegetación (Temperature-Vegetation Dryness Index, TVDI) basado en una parametrización empírica de la relación NDVI- T_s ; Colaizzi et al., (2003) propusieron utilizar la teoría del WDI como una herramienta para programar el riego y aumentar la eficiencia en el uso del agua; Pertovt et al., (2008) utilizaron el TVDI para analizar la distribución espacial del estrés hídrico a partir de datos captados por el sensor Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) en el sur de Brasil; Mendez-Barroso et al., (2008) analizaron la distribución temporal y espacial del WDI y la ET a escala regional y local con el fin de cuantificar el estrés en el trigo en una región de México; Galleguillos et al., (2011) utilizaron una expresión del WDI en términos de temperatura para derivar la ET diaria a partir de la relación T_s -albedo y Wang et al., (2011) usaron el WDI para estimar la humedad del suelo. Estos autores hicieron uso del espacio T_s -EVI (Enhanced Vegetation Index) para establecer los valores mínimos y máximos de T_s .

Directa o indirectamente, los modelos de EH antes mencionados requieren del conocimiento de la ET y la E_{pot} . La tecnología satelital permitió el desarrollo de diversas metodologías para estimar la ET en base a datos remotamente sensados (Jackson et al., 1977; Seguin et al., 1989; Jiang e Islam, 2001; Nishida et al., 2003; Norman et al., 2003; Rivas y Caselles, 2004; Venturini et al., 2008). En particular, los métodos desarrollados por Jiang e Islam, (2001) y Venturini et al., (2008), son metodologías que requieren exclusivamente de datos satelitales para estimar la ET, facilitando su aplicación. El modelo de Jiang e Islam relaciona un índice IV con la T_s . El índice de Vegetación Diferencial Normalizado (NDVI) es el IV más usado para generar los espacios IV- T_s (Carlson et al., 1995; Sandholt et al., 2002; Wang et al., 2011; Long y Singh, 2012). La interpretación del espacio NDVI- T_s realizada por Jiang e Islam proporciona las bases para estimar la ET mediante la modificación de la ecuación de Priestley y Taylor (Priestley y Taylor, 1972), a la que nos referiremos como P-T de aquí en más. Por su parte, el método desarrollado por Venturini et al., (2008) permite obtener mapas de ET a partir de la relación complementaria propuesta por Granger (1989) y la ecuación de P-T. El modelo elimina la función del viento y los parámetros de resistencia mediante la inclusión del parámetro F de evaporación relativa.

La E_{pot} es una variable que adquiere relevancia en los modelos de EH que se basan en la evaporación relativa. La definición de E_{pot} es simple y conceptualmente representa la máxima tasa evaporación posible que se produciría desde una superficie permanentemente saturada bajo condiciones atmosféricas ideales (Lhomme, 1999; Randall et al., 2010). En la práctica existen diversas formulaciones de E_{pot} que involucran diferentes parámetros. Así, muchos de los métodos que permiten estimar la E_{pot} se han desarrollado para climas específicos, según la disponibilidad de datos (Shuttleworth, 1993; Singh y Xu, 1997; Xu y Singh, 2001).

Otros modelos, como el de Priestley y Taylor (1972), asumen una superficie extensa y continuamente saturada, despreciando los efectos advectivos. El método calcula sólo los flujos verticales de calor y masa de vapor de agua (Randall et al., 2010). La ecuación de P-T es comúnmente asociada al concepto de E_w , el que considera la evaporación desde una superficie permanentemente saturada, gobernada por la energía disponible (Granger, 1989).

Por su lado, modelos tales como los de Penman (1948) y Penman-Monteith (Monteith, 1981) suponen una superficie saturada donde el proceso de evaporación está gobernado por la energía disponible y las condiciones atmosféricas, según procesos diabáticos y adiabáticos.

Dados los distintos conceptos de E_{pot} , es válido analizar que representa cada uno de ellos en el concepto de EH. Por ello, en esta tesis se plantearon los siguientes objetivos:

Objetivo general: generar dos índices de EH basados en la evaporación relativa, que resulten de fácil aplicación y que no requieran de datos de campo.

Objetivos específicos:

- Evaluar diferentes metodologías para calcular el EH.
- Desarrollar metodologías de fácil aplicación para estimar el EH con datos teledetectados.
- Transferir al medio técnicas de fácil comprensión y aplicación.

Los índices de EH presentados aquí se fundamentan en la definición de EH ($EH=1-ET/E_{pot}$) hecha por Moran et al., (1994). Uno de ellos reemplaza el concepto de E_{pot} por E_w y la ET es computada mediante el modelo propuesto por Jiang e Islam (2001). El otro, utiliza el parámetro de evaporación relativa F introducido por Venturini et al., (2008) para modelar la ET/E_{pot} . Ambos índices tienen la ventaja de requerir sólo datos teledetectados, por lo que pueden ser aplicados en regiones remotas y con diferentes misiones satelitales. Necesitan de un mínimo de procesamiento de las imágenes de satélite, pudiendo ser de

gran utilidad para los usuarios finales, tales como grupos de agricultores, quienes requieren de metodologías de fácil y rápida aplicación.

1.2 Revisión de los modelos de Moran et al., (1994), Jiang e Islam (2001) y Venturini et al., (2008)

A continuación se presenta una descripción de cada uno de los métodos tomados como base en esta tesis. Primero se presenta el concepto de EH propuesto por Moran et al., (1994). Luego los métodos para calcular la ET desarrollados por Jiang e Islam (2001) y Venturini et al., (2008).

1.2.1 Índice WDI

Moran et al., (1994) proponen relacionar un IV con la T_s para ampliar la aplicabilidad de la teoría del CWSI (Jackson et al., 1977) a superficies parcialmente vegetadas. Para ello los autores capitalizan dos consideraciones: 1) ciertas propiedades de la superficie pueden ser evaluadas más fácilmente en coberturas vegetales extremas (cobertura vegetal completa o suelo desnudo) que en situaciones intermedias (superficies parcialmente vegetadas); y 2) en el CWSI existe una relación lineal entre $T_c - T_a$ y VPD. Cada valor de T_c puede relacionarse a la evaporación relativa; es decir que existiría una relación cuasi lineal entre el flujo de calor a nivel de la superficie y la cobertura vegetal. Por lo tanto, una interpolación lineal entre las condiciones de cobertura vegetal completa y suelo desnudo, puede ser usada para obtener información de estados intermedios con un mínimo de mediciones *in situ* (Moran et al, 1994).

El desarrollo del WDI se basa en la interpretación de la forma trapezoidal que se obtiene al graficar un IV *versus* $T_s - T_a$. En la Figura 1.1 se ejemplifican los extremos del trapecoide. El segmento 1-3 representa el borde frío, con buenas condiciones de humedad y con cobertura vegetal que varía desde suelo desnudo a vegetación completa (NDVI

variando desde 0 a 1). El segmento 2-4, representa el borde cálido, con bajo contenido de humedad y con variación de la cubierta vegetal desde suelo desnudo a cobertura vegetal completa. El segmento 1-2 representa cobertura vegetal densa. El punto 1 corresponde a vegetación con buenas condiciones de humedad y el punto 2 a vegetación sin transpiración. El segmento 3-4 representa suelo desnudo (Galleguillos et al., 2011). A partir de este diagrama, con el valor de $T_s - T_a$ en el punto B es posible obtener la evaporación relativa mediante la cuantificación de las distancias AB y AC.

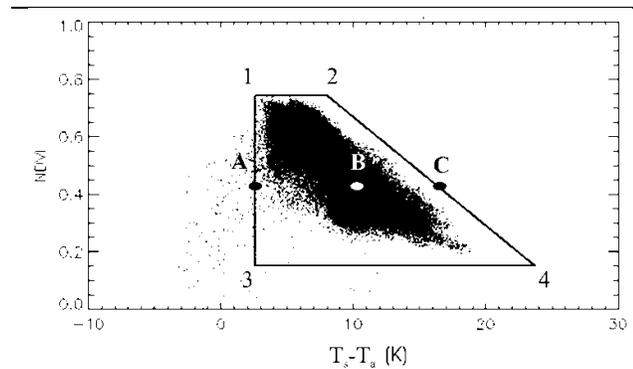


Figura 1.1: diagrama trapezoidal NDVI - $(T_s - T_a)$.

El cálculo del WDI asume dos supuestos importantes asociados a la relación entre un IV y la diferencia $T_s - T_a$. Primero, considera que la diferencia $T_s - T_a$ está linealmente relacionada con el porcentaje vegetado, temperatura del follaje y temperatura del suelo. El segundo supuesto señala que dada una cierta energía neta (R_n), la temperatura del follaje y del suelo están linealmente relacionadas a la evaporación y transpiración. Por lo tanto, variaciones en $T_s - T_a$ estarían asociadas a variaciones de ET. Los autores concluyen que para una superficie parcialmente vegetada el estrés de la vegetación está dado por:

$$WDI = 1 - \frac{ET}{E_{pot}} \quad (1.1)$$

donde (ET/E_{pot}) es la evaporación relativa. Los autores asociaron a E_{pot} a una superficie con suministro de agua ilimitado. En este caso, E_{pot} fue estimada mediante la ecuación de Penman-Monteith (Monteith y Unsworth, 1990) suponiendo que la resistencia de la vegetación (R_{cp}) es cercana a cero, sin llegar a anularse.

Moran et al., (1994) consideraron que los IV son sensibles a las variaciones en la cobertura vegetal e insensibles a los cambios espectrales del suelo. Por lo tanto, seleccionaron el índice de vegetación Ajustado al Suelo (Soil Adjusted Vegetation Index, SAVI) como IV, y ajustaron los bordes del espacio SAVI- T_s para determinar ET/E_{pot} .

Para mayores detalles de esta metodología referirse a Moran et al., (1994).

1.2.2 Método de Jiang e Islam (2001)

La interpretación del espacio NDVI- T_s realizada por Jiang e Islam proporciona las bases para estimar la ET mediante la modificación de la ecuación de P-T (Priestley y Taylor, 1972). Jiang e Islam introdujeron un nuevo parámetro ϕ para áreas no saturadas que reemplaza al parámetro α de Priestley y Taylor. La ecuación modificada puede ser aplicada a regiones heterogéneas con diferentes condiciones de humedad:

$$ET = \phi \left[\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \right] (R_n - G) \quad (1.2)$$

donde, ϕ es el parámetro de Jiang e Islam [adimensional], Δ es la pendiente de la curva de presión de vapor de saturación (SVP) [kPaC^{-1}], γ es la constante psicrométrica [kPaC^{-1}], R_n es la radiación neta a nivel de la superficie [Wm^{-2}] y G es el flujo de calor del suelo [Wm^{-2}].

La metodología para obtener ϕ se basa en la interpretación del triángulo NDVI- T_s , así llamado por la distribución triangular que adoptan los píxeles al ser ploteados, tal como se puede observar en la Figura 1.2. La interpretación física de la relación NDVI- T_s ha sido objeto de diversas discusiones centradas en la definición del lado superior (o borde cálido) del triángulo, en donde los píxeles con altas T_s tienden a alinearse en forma de una recta bien definida en todo el rango del NDVI. Jiang e Islam interpretaron que el borde superior, con altas temperaturas y bajos valores de ϕ , constituye el mínimo valor de ET para cada clase de NDVI; mientras que el borde frío (o lado inferior del triángulo), asociado a bajas temperaturas y máximos valores de ϕ , representa la máxima ET. De esta forma, la magnitud de ET para cada píxel varía dentro de los límites del triángulo.

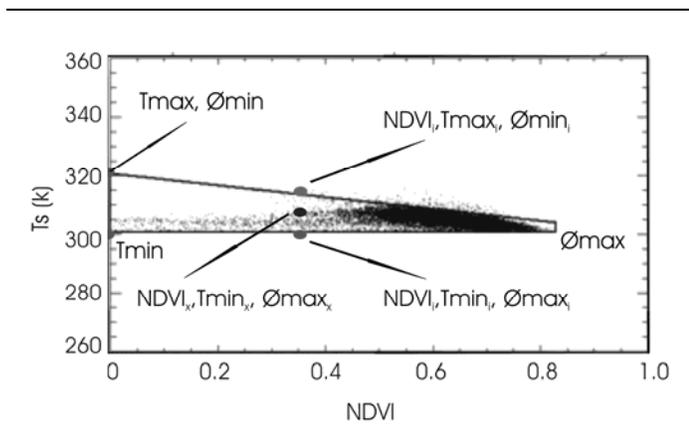


Figura 1.2: diagrama triangular NDVI - T_s .

El valor del parámetro ϕ fue estimado por los autores como una simple interpolación lineal entre ambos lados del triángulo. Con anterioridad, Moran et al., (1994) utilizaron una interpolación lineal entre los límites del trapecoide para obtener el WDI. Este concepto fue adoptado por Jiang e Islam para obtener el valor de ϕ_i entre los bordes del espacio triangular:

$$\phi_i = 1.26 \frac{T_{\max} - T_i}{T_{\max} - T_{\min}} \quad (1.3)$$

donde, T_{\max} [k] y T_{\min} [k] son las temperaturas máximas y mínimas, respectivamente, y T_i [k] es la temperatura de un píxel dado. El valor de T_{\max} corresponde a la T_s obtenida cuando el borde superior corta al eje de temperatura (Figura 1.2) para un NDVI=0; mientras que T_{\min} se obtiene como el valor medio de los píxeles identificados como agua en una imagen (NDVI<0) (Venturini et al., 2004).

Existe una relación singular entre el rango de variación de ϕ y ciertas características de la superficie. Estas características físicas estarían asociadas a la humedad, conductancia y temperatura de la superficie (Jiang e Islam, 2001). El valor mínimo global de ϕ ($\phi_{\min} = 0$), está asociado a una superficie seca sin vegetación, cuyo NDVI=0. El valor máximo global de ϕ ($\phi_{\max} = \alpha = 1.26$), se define para la temperatura media de los píxeles saturados o donde se observe agua en la superficie. De este modo, el parámetro ϕ toma el valor cero, para un suelo desnudo y seco, y para una superficie vegetada y saturada ϕ toma el valor del parámetro α de Priestley y Taylor, que normalmente se adopta igual a 1,26.

Mayores detalles de la metodología pueden ser encontrados en Jiang e Islam, (2001).

1.2.3 Método de Venturini et al., (2008)

Venturini et al., (2008) desarrollaron una nueva metodología para obtener la ET basada en la relación complementaria propuesta por Granger, (1989), la ecuación de P-T y el concepto de evaporación relativa propuesto por Granger y Gray (1989), la que se define como:

$$GG = \frac{ET}{E_{\text{pot}}} = \frac{f_u (e_s - e_a)}{f_u (e_s^* - e_a)} \quad (1.4)$$

donde f_u es una función de la velocidad del viento y altura de la vegetación, e_s [kPa] es la presión de vapor de agua en la superficie para el contenido de humedad y temperatura en el momento de la medición, e_a [kPa] es la presión de vapor de agua en el aire para la humedad relativa y temperatura al momento de la medición, e_s^* [kPa] es la presión de vapor de agua de saturación de la superficie.

Venturini et al. asumieron que f_u afecta de forma similar a ET y E_{pot} . También consideraron que las presiones de vapor de agua de saturación y real se pueden calcular a partir de la curva SVP con los datos de temperatura (Figura 1.3). De esta forma, los autores expresaron a la evaporación relativa (F) de la siguiente manera:

$$F = \frac{ET}{E_{pot}} = \frac{(e_s - e_a)}{(e_s^* - e_a)} \cong \frac{(T_u - T_d)\Delta_1}{(T_s - T_d)\Delta_2} \quad (1.5)$$

donde T_u [C] es la temperatura de la superficie si ésta es saturada sin cambiar su presión de vapor de agua real, análogo al concepto de temperatura punto de rocío (T_d) [C]. Δ_1 [kPaC^{-1}] y Δ_2 [kPaC^{-1}] son las pendientes de la curva SVP para las temperaturas T_d y T_s respectivamente (ver Figura 1.3).

A partir de la ecuación 1.5, es posible obtener E_{pot} ($E_{pot}=ET/F$) y combinarlo con la ecuación complementaria de Granger (1989) [$ET + E_{pot}(\gamma/\Delta) = E_w(\Delta + \gamma)/\Delta$], lo que redundará en una expresión para ET como una función de E_w ,

$$ET + \frac{ET\gamma}{F\Delta} = E_w \left(\frac{\gamma + \Delta}{\Delta} \right) \quad (1.6)$$

Venturini et al., (2008) utilizaron la ecuación de P-T para computar E_w . Consecuentemente, combinando la expresión de P-T con la ecuación (1.6), los autores derivaron la siguiente expresión para ET:

$$ET = \alpha \left(\frac{F\Delta}{F\Delta + \gamma} \right) (R_n - G) \quad (1.7)$$

donde α es el parámetro de Priestley y Taylor que generalmente es asumido como igual a 1.26 para superficies saturadas.

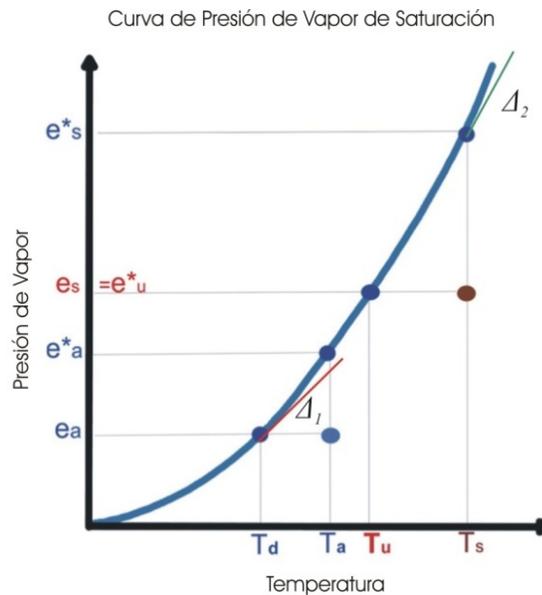


Figura 1.3: esquema de la curva de presión de vapor de saturación y la relación entre T_u , T_s , e_s , e^*_s en el contexto de la temperatura de superficie. El aire suprayacente, se caracteriza por T_a y T_d y la presión de vapor e^*_a y e_a respectivamente. Fuente: Venturini et al., (2008)

En esta nueva expresión de ET, es necesario determinar el factor F. Para ello, los autores utilizaron la curva SVP asumiendo que, en superficies no saturadas, las fuerzas actuantes sobre las moléculas de agua son las mismas que en superficies saturadas.

Venturini et al., (2008) utilizaron la ecuación de Buck (1981) [$e = 6.1121e^{\frac{17.5T}{(T+240.97)}}$] para modelar la curva SVP y aproximar T_u . La pendiente de la curva SVP en T_s y T_d (Δ_2 y Δ_1 respectivamente) puede obtenerse como la primera derivada de la curva SVP así como también a partir de la linealización de la curva SVP en los intervalos $[T_d, T_u]$ y $[T_u, T_s]$. Por lo tanto, considerando ambos conceptos, los autores derivaron la siguiente expresión para T_u :

$$T_u = \frac{(e^*_{s} - e_a) - \Delta_2 T_s + \Delta_1 T_d}{\Delta_1 - \Delta_2} \quad (1.8)$$

Con T_u determinado, es posible obtener e_s y luego calcular ET. Una completa discusión acerca de la definición de T_u y su cálculo pueden encontrarse en Venturini et al., (2008).

Capítulo 2: Metodología

2.1 Derivación del índice de estrés hídrico WSI_{E_w}

La ecuación (1.1) relaciona el EH con la evaporación relativa, ET/E_{pot} . Moran et al., (1994) propusieron resolver la relación ET/E_{pot} a partir del espacio IV vs (T_s-T_a) y definieron los extremos del trapecioide basándose en la teoría del CWSI (Jackson et al., 1981). Los autores del CWSI utilizaron la ecuación de Penman-Monteith (Monteith, 1973) para modelar la ET. Para definir la E_{pot} , los autores consideraron que la evaporación desde una superficie de agua libre no resuelve, necesariamente, la evapotranspiración potencial desde una superficie con cobertura vegetal. Por ejemplo, en áreas bajo riego, el suelo puede estar saturado mientras que la vegetación aún no transpira a su máxima tasa. En este caso, la resistencia de la cobertura vegetal no necesariamente es igual a cero (Jackson et al., 1981). De esta forma, Jackson et al., (1981) definieron la E_{pot} a partir de la ecuación de Penman, pero considerando que R_{cp} se aproxima a cero, sin tomar exactamente el valor 0.

A partir de las consideraciones expuestas en el párrafo anterior, se puede pensar que dicha definición de E_{pot} es más cercana al concepto de E_w que a un concepto absolutamente potencial. Mientras éste último considera que la energía disponible es máxima, el aire está seco y la superficie saturada (Granger, 1989), el concepto de E_w sugiere condiciones de energía disponible reales y superficie saturada. Es decir que, para una determinada condición atmosférica y suministro de agua ilimitado, el complejo suelo+planta evapotranspira a su máxima tasa de acuerdo a la energía disponible. En este caso, la máxima tasa de ET está dada por E_w (Pristley y Taylor, 1972; Brutsaert y Stricker, 1979; Venturini et al., 2008; Venturini et al., 2010).

El EH de la vegetación es causado principalmente por déficit de humedad en la zona de la raíz. Cuando el contenido de humedad en el suelo es limitado, las plantas cierran sus

estomas para minimizar la pérdida de agua por transpiración, lo que implica una reducción en la tasa de ET. Por lo tanto, la relación ET/E_w sería un buen indicador del déficit de agua si consideramos que la principal causa de estrés en las plantas está dada por la falta de agua en la zona de la raíz.

De esta manera, en la ecuación (1.1), E_w puede sustituir a E_{pot} y el WDI (Moran et al., 1994) puede escribirse como,

$$WSI_{E_w} = 1 - \frac{ET}{E_w} \quad (2.1)$$

donde el WSI_{E_w} es el nuevo índice de estrés de la vegetación.

En la ecuación (2.1), ET puede ser reemplazado por la ecuación (1.2) (Jiang e Islam, 2001) y E_w por la ecuación de P-T, con lo que resulta un nuevo índice de estrés en función de los parámetros ϕ (Jiang e Islam, 2001) y α (Priestley y Taylor, 1972):

$$WSI_{E_w} = 1 - \frac{\phi \left[\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \right] (R_n - G)}{\alpha \left[\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \right] (R_n - G)} \quad (2.2)$$

$$WSI_{E_w} = 1 - \frac{\phi}{\alpha} \quad (2.3)$$

Si en la ecuación (2.3), se reemplaza ϕ por la ecuación (1.3) y se asume un valor máximo de ϕ igual a α , el WSI_{E_w} queda,

$$WSI_{E_w} = \frac{T_i - T_{min}}{T_{max} - T_{min}} \quad (2.4)$$

donde, T_i es la temperatura radiométrica de la superficie para el píxel i , T_{\min} y T_{\max} son los parámetros del modelo de Jiang e Islam (2001), cuya obtención se ha explicado en el apartado 1.2.2.

El WSI_{E_w} varía entre 0 (superficie vegetada y saturada) y 1 (superficie desnuda y seca). Cuando T_i se aproxima a T_{\min} , el WSI_{E_w} será próximo a 0. Para T_i próxima a T_{\max} , el WSI_{E_w} es cercano a 1. De igual forma, $1-ET/E_w$ es aproximadamente cero cuando una superficie se encuentra saturada, donde ET se aproxima a E_w . Para superficies secas y desnudas, $ET \ll E_w$ por lo que $1-ET/E_w$ tiende a 1.

El WSI_{E_w} no requiere de parámetros relacionados al cultivo o planta. Los datos *in-situ* son valiosos y necesarios para la agricultura de precisión, sin embargo, frecuentemente la actividad agrícola necesita de evaluaciones de estrés a nivel regional y en tiempo real, fundamentalmente cuando se desea obtener una cosecha exitosa (Rhoades, 1993).

2.2 Derivación del índice de estrés hídrico WSI_F

Como se explicó en el apartado 1.2.3, Venturini et al., (2008) estimaron la ET utilizando las ecuaciones de Dalton para calcular E_{pot} y la ecuación de P-T para calcular E_w , de forma tal de mantener la desigualdad $E_{pot} > E_w > ET$ que propuso Granger, (1989) para desarrollar la relación complementaria. En el nuevo modelo, Venturini et al., (2008) incorporaron el concepto de evaporación relativa a partir del parámetro F (ecuación 1.5). Con F así definido, es posible reescribir la formulación de Moran et al., (1994) al reemplazar ET/E_{pot} por F en la ecuación 1.1, con lo que se obtiene:

$$WSI_F = 1 - F = 1 - \frac{(e_s - e_a)}{(e_s^* - e_a)} = 1 - \frac{(T_u - T_d) \Delta 1}{(T_s - T_d) \Delta 2} = \frac{e_s^* - e_s}{e_s^* - e_a} \quad (2.5)$$

donde WSI_F es el nuevo índice de EH de la vegetación.

Para resolver la ecuación (2.5) es necesario conocer e_s , o la temperatura T_u . Como se explicó anteriormente, Venturini et al., (2008) estimaron T_u a partir de la linealización de la curva SVP, lo que implica que T_u es dependiente de T_d , es decir, depende en cierta medida de la humedad relativa del aire. Sin embargo, por definición (Venturini et al., 2008), T_u es una variable de superficie que dependería sólo de la T_s y del contenido de humedad de la superficie.

La ecuación (2.5), está gobernada por el déficit de presión de vapor de la superficie evaporante ($e_s^* - e_s$) o por la disponibilidad de agua en la superficie. En otras palabras, en una superficie saturada $e_s = e_s^*$, mientras que en una superficie muy seca, e_s tiende a e_a (Granger y Gray, 1989).

La relación entre e_s y e_s^* fue analizada por Barton, (1979) quien en virtud de describir la evaporación desde una superficie no saturada, introdujo el parámetro σ definido como el cociente entre una condición real y potencial de presiones:

$$\sigma = \frac{e_s}{e_s^*} \quad (2.6)$$

Barton definió a σ como una medida de la humedad disponible sobre la superficie. El autor utilizó datos de la región árida de Deniliquin (Australia) para relacionar empíricamente a σ con la humedad del suelo (HS). Las siguientes relaciones fueron encontradas:

$$\sigma = \frac{1.8SM}{SM + 30} \quad \text{Si } SM < 37.5 \quad (2.7)$$

$$\sigma = 1 \quad \text{Si } SM \geq 37.5 \quad (2.8)$$

donde SM es la humedad del suelo en %.

Para dicha región, Barton encontró que una superficie de suelo desnudo se satura para $SM \geq 37,5\%$. Este límite es un parámetro de ajuste del método de Barton, que debe ser definido para cada tipo de suelo y región en estudio. El autor no reportó valores de σ para superficies mixtas (suelo+vegetación), sin embargo, Barton indicó que esta parametrización es práctica ya que se puede incorporar fácilmente en un modelo de ET.

El concepto de σ es utilizado en este trabajo para relacionar a T_u con propiedades de la superficie. Más específicamente, σ puede ser aproximado a partir de la reflectancia en las frecuencias del SWIR y relacionado con el concepto de humedad relativa de una superficie de evaporación.

La energía en el SWIR es absorbida por el agua, por lo que estas bandas son sensibles a las variaciones del contenido de humedad de una superficie (Chen et al., 2005) y han sido ampliamente utilizadas para derivar el contenido de agua de la vegetación y para estimar la humedad del suelo (Knaeps et al., 2012). Diversos autores utilizaron combinaciones de la reflectancia en el NIR y en el SWIR para estudiar cambios en el contenido de agua foliar (Hunt et al, 1987; Gao, 1996; Penuelas et al, 1997; Ceccato et al., 2001; Fensholt y Sandholt, 2003; Sims y Gamon, 2003; Zarco-Tejada et al., 2003; Maki et al., 2004; Chen et al., 2005; Cheng et al., 2006; Trombetti et al., 2008).

La importante absorción por agua producida a longitudes de onda $> 1,0 \mu\text{m}$, tiene un efecto significativo sobre la reflectancia, la que está negativamente relacionada con el contenido de agua de la superficie (Yilmaz et al., 2008). Así, los suelos secos presentan una alta reflectividad en contraste con la baja reflectancia de los suelos húmedos (Lobell y Asner, 2002). Hay otros parámetros que afectan a la reflectancia en el SWIR, como por ejemplo, la estructura interna de la hoja, contenido de materia seca, tipo de suelo, entre otros, pero son insignificantes en comparación con la absorción por agua (Fensholt y Sandholt, 2003). Cecatto et al., (2002a) sugiere que más del 50% de los cambios en la reflectancia del SWIR se deben a la absorción causada por el contenido de agua en el suelo

y vegetación. Esta región del espectro electromagnético sería sensible al vapor de agua atmosférico, sin embargo en áreas relativamente pequeñas y en ausencia de nubes, la variabilidad espacial atmosférica sería insignificante y las variaciones de las bandas SWIR se relacionan con la presencia de agua en la superficie (Tucker, 1980; Hunt et al., 1987; Ceccato et al., 2001).

Diferentes pruebas de laboratorio demostraron que para cualquier superficie saturada, la reflectancia en el SWIR es casi nula (Zarco-Tejada et al., 2003). En la Figura 2.1, se observa el rango espectral de las bandas del sensor MODIS ubicadas entre los 400 y 2400 nm (barras en la Figura 2.1) superpuestas a la reflectancia modelada de la vegetación para distintos niveles de contenido de agua (Zarco-Tejada et al., 2003). Se puede observar que el canal correspondiente a los 2130 nm (SWIR) es altamente sensible al contenido de agua de las hojas (Fensholt and Sandholt, 2003).

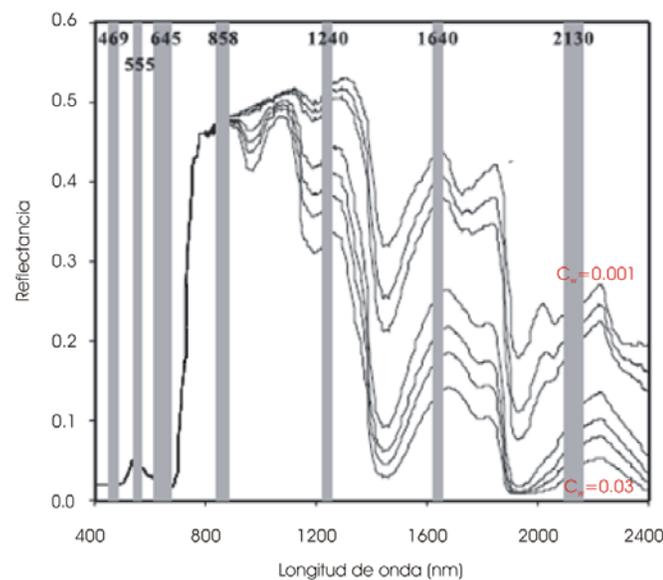


Figura 2.1: reflectancia modelada para distintos valores de contenido de agua en la hoja (C_w). Fuente: Zarco-Tejada et al., (2003)

Claramente (ver Figura 2.1), a medida que aumenta el contenido de agua en la vegetación, la reflectancia disminuye, alcanzando valores cercanos a cero para superficies con alto contenido de humedad. Esta propiedad se utiliza en este trabajo para definir la reflectancia correspondiente a la condición de saturación (R_{sat}) en el SWIR como independiente de la escena, la superficie y la estación del año. Por lo tanto, si consideramos al complejo suelo+vegetación como una superficie, a medida que aumenta el contenido de agua, la reflectancia en el SWIR disminuye. Considerando dicha relación inversa y asumiendo que la disminución de la reflectancia en el SWIR es esencialmente debido al contenido de agua de la superficie, σ puede aproximarse como:

$$\sigma = \frac{R_{sat}}{R_i} \quad (2.9)$$

donde R_{sat} es la reflectancia de una superficie saturada y R_i es la reflectancia SWIR del pixel i .

A los fines prácticos, R_{sat} es fácilmente obtenible a partir de la relación entre R_i y la HS, si los datos *in situ* están disponibles; de lo contrario, R_{sat} se puede aproximar como la reflectancia media de los píxeles identificados como agua en una imagen ($NDVI < 0$). En cualquier caso, valores de R_i cercanos a cero representan píxeles saturados y pueden ser tomados como R_{sat} .

Con σ determinado, es posible aplicar la ecuación (2.6) y obtener e_s ($e_s = \sigma * e_s^*$). Luego, a partir de la ecuación (2.5) es posible derivar el WSI_F :

$$WSI_F = 1 - F = 1 - \frac{(e_s - e_a)}{(e_s^* - e_a)} = \frac{(e_s^* - e_s)}{(e_s^* - e_a)} = \frac{(e_s^* - \sigma e_s^*)}{(e_s^* - e_a)} \quad (2.10)$$

El nuevo índice tiende a cero cuando e_s se aproxima a e_s^* , o cuando σ tiende a 1 (ver Figura 2.2). Es decir, en una superficie saturada, el déficit de presión de vapor real ($e_s - e_a$) tendería al déficit de presión de vapor potencial ($e_s^* - e_a$), por lo que el WSI_F sería próximo a cero indicando la condición de no estrés. Por el contrario, cuando σ tiende a valores cercanos a cero, e_s tiende a tomar valores cercanos a e_a (ver Figura 2.2) y el WSI_F sería próximo a 1 reflejando una condición de estrés.

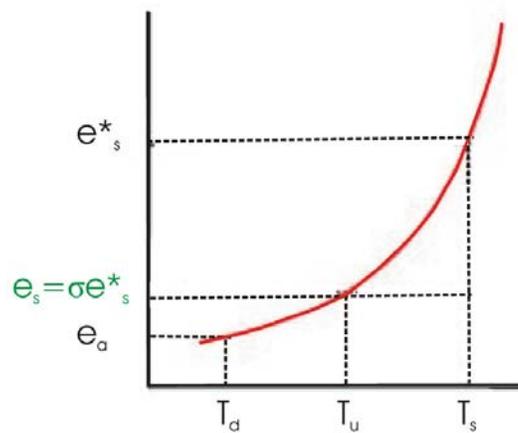


Figura 2.2: esquema genérico e vs T

La metodología presentada para obtener el WSI_F es universal ya que no requiere de ajustes locales. El método necesita de un mínimo de procesamiento si se aplica con datos provenientes del sensor MODIS. Sin embargo, puede ser aplicado con datos derivados de otras misiones satelitales que provean información en la región del SWIR. En el caso de no contar con imágenes de T_d , es posible generar mapas de e_a a partir de la interpolación de datos *in situ* de T_d (Venturini et al., 2008).

2.3 Análisis de incertidumbres

El análisis de primer orden se define como el análisis de la media y la varianza de una función aleatoria basada en la expansión en series de Taylor de primer orden

(Dettinger y Wilson, 1981). Este análisis ha sido aplicado en una amplia variedad de problemas hidrológicos y recursos hídricos (Cornell, 1972) y es apropiado para cuantificar el error introducido en una variable dependiente debido a la incertidumbre en las mediciones y estimaciones de las variables independientes, asumiendo que el modelo es exacto (Coleman y Steele, 1999).

El análisis de primer orden establece que dada una función $y=f(x)$, donde el modelo f es correcto, los errores de y están asociados a errores en la medición de x . Un valor medio de x (denotado como \bar{x}) permite obtener un valor $\bar{y}=f(\bar{x})$. Si el valor verdadero de x difiere de \bar{x} en una cierta cantidad, el efecto de esta diferencia puede examinarse expandiendo a $f(x)$ como una serie de Taylor alrededor de \bar{x} , obteniéndose:

$$y = f(\bar{x}) + f'(x)(x - \bar{x}) + \frac{1}{2!} f''(x)(x - \bar{x})^2 + \dots \quad (2.11)$$

donde $f'(x)$, $f''(x)$, etc., son las derivadas de primer, segundo y orden superior de $f(x)$, evaluadas en \bar{x} .

Si en la ecuación (2.11) se desprecian los términos de segundo orden y superiores, el resultado es:

$$y - \bar{y} = f'(x)(x - \bar{x}) \quad (2.12)$$

donde $f'(x)$ es evaluada en \bar{x} .

La varianza del error está dada por $S_y^2 = E|(y - \bar{y})^2|$, donde E es el operador esperanza. Si en esta última expresión, se reemplaza $(y - \bar{y})$ por la ecuación (2.12), resulta:

$$S_y^2 = E|[f'(x)(x - \bar{x})]^2| = [f'(x)]^2 S_x^2 \quad (2.13)$$

donde S_x^2 es la varianza de x .

La ecuación (2.13) representa la varianza de la variable dependiente y como una función de la varianza de la variable independiente x , asumiendo que el modelo f es insesgado.

2.3.1 Errores asociados al WSI_F

El análisis de primer orden puede ser aplicado a varias variables mutuamente independientes, por ejemplo x_1, x_2, x_3 (Chow et al., 1988). Dicho análisis fue aplicado para evaluar el error introducido en los resultados del WSI_F debido a la incertidumbre en las mediciones de T_d, T_s y R_i . Los errores asociados al WSI_F pueden ser analizados mediante la ecuación (2.13) ya que T_d, T_s y R_i son mutuamente independientes. Consecuentemente, la varianza de WSI_F, es obtenida a partir de la ecuación (2.13):

$$S_{WSI_F}^2 = \left[\frac{dWSI_F}{dR_i}\right]^2 * S_{R_i}^2 + \left[\frac{dWSI_F}{dT_s}\right]^2 * S_{T_s}^2 + \left[\frac{dWSI_F}{dT_d}\right]^2 * S_{T_d}^2 \quad (2.14)$$

donde $S_{R_i}^2, S_{T_s}^2$, y $S_{T_d}^2$ son las varianzas de R_i, T_s y T_d respectivamente. $\frac{dWSI_F}{dR_i}, \frac{dWSI_F}{dT_s}$ y

$\frac{dWSI_F}{dT_d}$ son las primeras derivadas de SWI_F con respecto a R_i, T_s y T_d respectivamente:

$$\frac{dWSI_F}{dR_i} = \frac{R_{sat} e_s^*}{(e_s^* - e_a)} \frac{1}{R_i^2} \quad (2.15)$$

$$\frac{dWSI_F}{dT_s} = \frac{e_s^* \left[\frac{17.5(T_s + 240.97) - 17.50 T_s}{(T_s - 240.97)^2} \right] (\sigma - 1) e_a}{(e_s^* - e_a)^2} \quad (2.16)$$

$$\frac{d\text{WSI}_F}{dT_d} = \frac{e_a \left[\frac{17.5(T_d + 240.97) - 17.50T_d}{(T_d - 240.97)^2} \right] (\sigma - 1)e_s^*}{(e_s^* - e_a)^2} \quad (2.17)$$

donde 17.5 y 240.97 son los coeficientes de calibración de la ecuación de Buck (Buck, 1981).

La ecuación (2.14) se cuantificó para dos set de datos arbitrarios. Los valores medios y desvío estándar de T_d , T_s y R_i para cada set de datos se muestra en la Tabla 2.1.

Tabla 2.1: valores medios y desvío estándar correspondientes al análisis de primer orden de WSI_F

	Media			Desvío estándar		
	T_s	T_d	R_i	T_s	T_d	R_i
Set 1	308.95	284.92	0.095	± 3	± 1	± 0.029
Set 2	315.14	286.42	0.099	± 3.2	± 2.3	± 0.040

Al cuantificar la ecuación (2.14) con el set 1, se obtuvo un $S_{\text{WSI}_F}^2$ de 0.068 lo que representa un 14 % del valor medio del WSI_F . Varianzas de R_i de ± 0.029 , incrementan a $S_{\text{WSI}_F}^2$ en 0.067, mientras que varianzas de T_s de ± 3 y T_d de ± 1 lo hacen en 0.0006 y 0.0001 respectivamente (inferior al 1 % de WSI_F). Para el set 2, el $S_{\text{WSI}_F}^2$ fue de 0.089 (17% del valor medio del WSI_F). Varianzas de R_i de ± 0.040 , incrementan a $S_{\text{WSI}_F}^2$ en 0.088 y varianzas de T_s de ± 3.2 y T_d de ± 2.3 incrementan a $S_{\text{WSI}_F}^2$ en 0.0003 y 0.0002 respectivamente (inferior al 1 % del valor medio de WSI_F).

Estos resultados indican que la mayor incertidumbre asociada al WSI_F se debe a errores en la medición de R_i y muy poco a T_s y T_d . Sin embargo, errores altos de R_i , del orden del 40% de \bar{R}_i , producen errores en el WSI_F del 17% aproximadamente, el que es inferior a los errores asumidos como típicos en metodologías similares. En otras palabras, si bien R_i es la variable que introduce la mayor incertidumbre en el WSI_F , dicho error es aún inferior a los errores propios de los diferentes métodos.

2.3.2 Errores asociados al WSI_{EW}

Como se explicó anteriormente, en el WSI_{EW} la mayor fuente de error está asociada a la definición del parámetro T_{max} . Los distintos métodos para determinar el borde frío y caliente del triángulo (Carlson et al., 1995; Sandholt et al., 2002) arrojan diferentes valores de T_{max} . Por lo tanto, para estimar el efecto de T_{max} en WSI_{EW} se aplicó un análisis de primer orden. Consecuentemente, la varianza de WSI_{EW} , es obtenida a partir de la ecuación (2.13):

$$S_{WSI_{EW}}^2 = \left[\frac{dWSI_{EW}}{dT_{max}} \right]^2 * S_{T_{max}}^2 = \left[\frac{T_{min} - T_i}{(T_{max} - T_{min})^2} \right]^2 * S_{T_{max}}^2 \quad (2.18)$$

donde $S_{T_{max}}^2$ es la varianza de T_{max} y $\frac{dWSI_{EW}}{dT_{max}}$ es la primera derivada de WSI_{EW} con respecto a T_{max} .

La ecuación (2.18) se aplicó con dos set de datos arbitrarios. En la Tabla 2.2 se muestran los valores de T_{min} , T_{max} , T_i y la varianza de T_{max} para cada set de datos.

Tabla 2.2: valores de T_{min} , T_{max} , T_i y desvío estándar de T_{max}				
	T_{min}	T_{max}	T_i	Varianza de T_{max}
Set 1	290	325	300	1 a 15 %
Set 2	292	332	298	1 a 15 %

Los resultados de aplicar la ecuación (2.18) con los diferentes valores de T_{min} , T_{max} , T_i mostrados en la Tabla 2.2 y suponiendo que $S_{T_{max}}^2$ varía entre 1% y 15%, sugieren que las variaciones en $S_{WSI_{EW}}^2$ son del orden de 2.5% y 30% respectivamente. Estos resultados indican que variaciones superiores al 10% en T_{max} causarían errores de alrededor del 20% en el WSI_{EW} .

Capítulo 3: Área de estudio y datos utilizados

Debido a que los datos de campo en Argentina son escasos, las metodologías presentadas en esta tesis fueron validadas en una región de los Estados Unidos de América. Esta región posee una extensa red de estaciones que proveen medidas de diferentes variables necesarias para validar los métodos presentados aquí.

La ecuación del índice WSI_{EW} fue aplicada en Argentina. Si bien los datos en nuestro país no son suficientes como para realizar una validación, nos permitieron verificar la ecuación del WSI_{EW} tal como se detalla en el Apéndice I.

3.1 Zona de estudio

El área de estudio se encuentra en la región denominada Southern Great Plains (SGP) de EE.UU., entre los 95,5 y 99,5° de longitud Oeste y los 34,5 y 38,5° de latitud Norte (Figura 3.1).

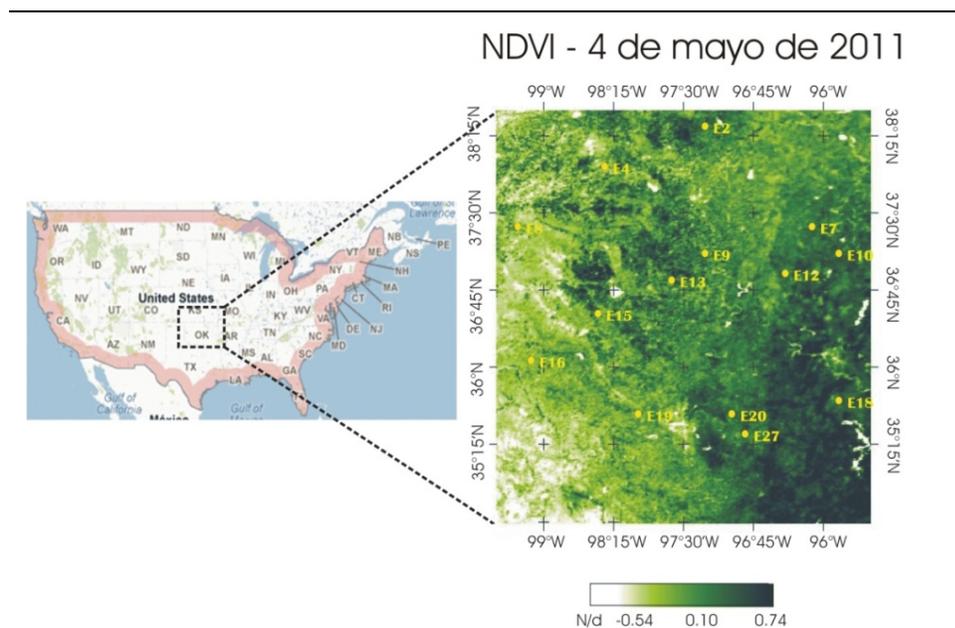


Figura 3.1: Ubicación del área de estudio y estaciones de muestreo utilizadas en este trabajo sobre un mapa de NDVI de la región.

SGP es una planicie que se extiende sobre el Estado de Oklahoma y el sur de Kansas. Presenta una geografía relativamente homogénea, con un rango de elevaciones que va desde los 490 m al Este hasta los 900 m hacia el Oeste, incrementándose gradualmente. En estos llanos, las pendientes son cortas y empinadas en los valles. El clima es subtropical semiárido, con inviernos fríos y secos y veranos calurosos. Las precipitaciones máximas ocurren en verano, sin embargo, las temperaturas altas hacen que la estación sea relativamente seca. La temperatura media anual varía entre los 14°C y los 18°C y las precipitaciones entre los 490 y 740 mm. La cobertura vegetal es heterogénea, siendo la hierba la vegetación dominante en la pradera. Debido a que, en general, las condiciones climáticas y de suelo son favorables, la mayor parte de la superficie se encuentra cultivada (<http://www.arm.gov>).

SGP cuenta con una amplia red de estaciones terrenas que son mantenidas por el programa Atmospheric Radiation Measurement (ARM). Las estaciones se encuentran bien distribuidas en todo el dominio como se puede observar en la Figura 3.1. Los sitios se nombran de acuerdo a los instrumentos instalados en cada estación y son numerados secuencialmente a medida que cada nueva estación es abierta; por ejemplo "E5" se refiere a que es una estación con instrumentos de servicio ampliado (Extended facility instruments) y fue la quinta en ser instalada.

Los sitios y el nombre de cada estación, su elevación, coordenadas geográficas (latitud y longitud) y tipo de vegetación de las estaciones utilizadas en esta tesis se detallan en la Tabla 3.1

Tabla 3.1: sitios y nombre de cada estación, elevación, coordenadas geográficas (latitud y longitud) y tipo de vegetación. Fuente: <http://www.arm.gov/sites/sgp/geoinfo>

Sitio	Elevación (m)	Lat./Long	Tipo de vegetación
Ashton, Kansas E9	386	37.133 N / 97.266 W	Pastura
Coldwater, Kansas E8	664	37.333 N / 99.309 W	Pastizal pastoreado
Earlsboro, Oklahoma E27	300	35.269 N / 96.740 W	Pastura
Elk Falls, Kansas E7	283	37.383 N / 96.180 W	Pastura
El Reno, Oklahoma E19	421	35.557 N / 98.017 W	Pastura sin pastoreo
Hillsboro, Kansas E2	447	38.305 N / 97.301 W	Hierba
Lamont, Oklahoma E13	318	36.605 N / 97.485 W	Panstura y trigo
Meeke, Oklahoma E20	309	35.564 N / 96.988 W	Pastura
Morris, Oklahoma E18	217	35.687 N / 95.856 W	Pastura sin pastoreo
Pawhuska, Oklahoma E12	331	36.841 N / 96.427 W	Pradera native
Plevna, Kansas E4	513	37.953 N / 98.329 W	Pastizal sin pastoreo
Ringwood, Oklahoma E15	418	36.431 N / 98.284 W	Pastura
Lamont, Oklahoma E10	312	36.666 N / 97.624 W	Pastizales
Vici, Oklahoma E16	602	36.061 N / 99.134 W	Trigo

3.2 Datos disponibles

SGP presenta una extensa cobertura de estaciones Bowen (Figura 3.2) que permiten obtener observaciones de los flujos a nivel de la superficie como así también de diferentes variables meteorológicas. Estas estaciones están formadas por los siguientes instrumentos:

- Sondas Vaisala de temperatura y humedad relativa (HR) a dos alturas (1m de separación), en aspiradores.
- Sondas de temperatura PRTD a dos alturas (1m de separación), en aspiradores.
- REBS Q*7,1 Radiómetro neto (a 2 m).
- REBS SMP-2 (5 juegos) Sondas de Humedad de Suelo a 2,5 cm de profundidad.
- REBS HFT-3 (5 juegos) Placas de flujo de calor de suelo a 5 cm de profundidad.

- REBS STP-1 (5 juegos) Sondas de temperatura de suelo, integrado de 0 a 5 cm.
- Met One Instrumentos 090C o 090D Sensor de presión barométrica (en caja).
- Met One 020C Sensor de dirección del viento a 2,5 m de altura.
- Met One 010C Sensor de velocidad del viento a 2,5 m de altura.
- PRTD Temperatura de referencia de la caja de control.
- Estructura de la red de tuberías para el montaje de la instrumentación.
- Panel solar, batería, cargador de AC.
- Caja Campbell CR10, equipos de comunicación.

El sistema Energy Balance Bowen Ratio (EBBR) produce cada 30 min, estimaciones de cuatro variables primarias: flujo de calor sensible, flujo de calor latente, R_n y valor medio de flujo de calor de la superficie del suelo. El sistema también produce variables secundarias o subyacentes tales como: temperatura del aire (top y bottom), presión de vapor (top y bottom), presión atmosférica, humedad de suelo (a cinco profundidades), temperatura de suelo (a cinco profundidades), flujo de calor del suelo (a cinco profundidades), dirección y velocidad de viento. Mayor información acerca de los datos y la metodología del sistema ARM EBBR está disponible en <http://www.arm.gov>.



Figura 3.2: imagen de un sistema EBBR instalado en el área de estudio.

Fuente: (<http://www.arm.gov/instruments/ebbr>)

Las observaciones de ARM han sido utilizadas con propósitos de validación en diversos estudios (Shuttleworth, 1991; Lewis, 1995; Venturini et al., 2008). En este trabajo, los datos provenientes del sistema EBBR son utilizados para validar los nuevos índices de estrés en SGP.

3.3 Imágenes satelitales

El sensor MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) se encuentra a bordo de los satélites Terra y Aqua. Estos satélites forman parte de la misión EOS (Earth Observing System) de la NASA. MODIS proporciona una resolución radiométrica alta, de 12 bits, en 36 bandas del espectro electromagnético que abarcan longitudes de onda desde los 0.4 a los 14.4 μm . Dos de estas bandas (1 y 2) poseen una resolución espacial de 250 metros; las cinco bandas siguientes (3, 4, 5, 6, 7) tienen una resolución espacial de 500 metros, y las 29 bandas restantes, de 1 kilómetro. En la actualidad se distribuyen 44 productos derivados de las 36 bandas, los que se dividen en las siguientes categorías: Calibración, Atmosféricos, Superficiales, Criósfera y Oceánicos.

La órbita de Terra está diseñada para pasar por el ecuador por las mañanas de norte a sur, mientras que Aqua lo cruza de sur a norte por las tardes. Ambas se sitúan a unos 705 kilómetros de altura y proporcionan un ancho de barrido de 2330 kilómetros. Esto permite observar toda la superficie terrestre cada uno o dos días. Por tanto, poseen características muy adecuadas para mejorar el conocimiento de los procesos y de la dinámica global que experimenta nuestro planeta. Para obtener más información sobre el sensor MODIS se puede visitar la página: <http://modis.gsfc.nasa.gov/>.

En este trabajo se seleccionaron 9 imágenes MODIS-Aqua correspondientes a la primavera de los años 2009, 2010 y 2011, con al menos el 80% del área de estudio libre de nubes. La Tabla 3.2 resume la información de las imágenes incluyendo la fecha, día del año, la hora de paso del satélite y la calidad de la imagen.

Table 3.2: fecha, día del año, hora de paso del satélite y calidad de la imagen

Fecha	Día del año (DOY)	Hora de paso (UTC)	Calidad de la imagen (% de nubes)
6 de Abril del 2011	96	19:30	15
4 de Mayo del 2011	124	19:55	1
26 de Mayo del 2011	146	19:20	2
29 de Mayo del 2011	149	19:50	1
5 de Junio del 2011	156	19:55	14
10 de Abril del 2010	100	19:40	5
4 de Junio del 2010	155	19:45	18
5 de Junio del 2009	156	19:25	14
22 de Agosto del 2009	234	19:35	11

Se utilizaron los productos MYD02, MYD07 y MYD11. El producto MYD02 ofrece diariamente la radiancia calibrada y geolocalizada, al tope de la atmósfera, de 36 bandas espectrales. Las bandas 8-36 presentan una resolución espacial de 1 km, mientras que los datos correspondientes a las bandas 1-2 (250 m) y 3-7 (500 m) son agregados hasta una resolución de 1 km. Los datos crudos captados por el sensor, son almacenados en forma de enteros junto con los parámetros (pendiente y ordenada al origen) que permiten una calibración lineal de los mismos. Los datos de geolocalización con una resolución de 1km son almacenados en un archivo aparte junto con la información sobre la geometría del sensor (Savtchenko et al., 2004). Las imágenes correspondientes al rojo (R) y NIR, sin corrección atmosférica, tal como lo utilizaron Jiang e Islam (2001), fueron empleadas para obtener el índice de vegetación NDVI; mientras que las imágenes de reflectancia de la banda 7 (R7) correspondiente al canal ubicado a los 2.130 μm (SWIR) se utilizaron para obtener σ .

El producto MYD07 ofrece perfiles de temperatura y humedad, concentración total de la columna de ozono, vapor de agua precipitable y varios índices de estabilidad

atmosférica (Seemann et al., 2003; Seemann et al., 2006). Los perfiles de temperatura y humedad son producidos en 20 niveles verticales de presión atmosférica (Menzel et al., 2002) y son usados para corregir los efectos atmosféricos de algunos productos MODIS (por ejemplo, temperatura de la superficie del mar y de la tierra) como también para caracterizar la atmósfera en estudios relacionados con el efecto invernadero. El algoritmo utilizado por MODIS para recuperar los perfiles atmosféricos, es una regresión estadística que permite una recuperación física posterior (Smith y Woolf, 1988; Hayden, 1988; Li et al., 2000). En este trabajo se utilizó el perfil vertical de 950 hPa por ser el nivel más cercano a las presiones atmosféricas registradas en la zona de estudio. Este perfil corresponde exactamente al plano de los 950 hPa y ofrece la T_a y la T_d de todos aquellos puntos del plano con presiones atmosféricas mayores o iguales a 950 hPa. La resolución espacial de este producto es de 5 km^2 y la resolución temporal es diaria.

El producto MYD11 proporciona imágenes de T_s y emisividad de la superficie con base diaria (Wan y Dozier, 1996; Venturini et al., 2004; Venturini et al., 2010). Este producto estima la T_s en Kelvin a partir de observaciones diarias y nocturnas de datos de geolocalización, radiancia, temperatura atmosférica, vapor de agua, y cobertura de la superficie entre otras variables. El método tiene una precisión de 1 Kelvin para materiales con emisividades conocidas. La emisividad de las bandas 20, 22, 23, 29, 31 y 32 son estimaciones derivadas de la aplicación de los resultados del algoritmo a la información de entrada de datos.

Estos productos fueron validados, lo que significa que las incertidumbres de los mismos están bien definidas sobre un rango de condiciones representativas. En el siguiente link <http://www.modis.gsfc.nasa.gov> es posible encontrar toda la información acerca de estos productos. Todas las imágenes utilizadas, georreferenciadas a partir de las coordenadas geográficas (Latitud y Longitud) originales de las mismas, fueron recortadas en una matriz de 445×445 píxeles de 1 km^2 aproximadamente.

Capítulo 4: Obtención y validación de σ^* en SGP

4.1 Obtención de σ

Con el fin de aproximar R_{sat} , se contrastó la R7 (banda 7 de MODIS) con los datos HS (% gravimétrico) obtenidos en cada estación de muestreo para cada uno de los días analizados (Figura 4.1). Se observó una relación inversa entre ambas variables, lo que es congruente con lo observado por Zarco-Tejada et al., (2003) quienes modelaron la reflectancia de la vegetación para diferentes valores de contenido de agua en la hoja. Los autores observaron que a medida que aumentaba el contenido de humedad, la reflectancia disminuía. La relación inversa entre la reflectancia y el contenido de humedad de la vegetación y del suelo para la longitud de onda del SWIR ha sido reconocida por diversos autores (Tucker, 1980; Hunt, et al., 1987; Bowman, 1989; Carter, 1994; Cecatto et al., 2001; Fensholt and Shandolt, 2003; Chen et al., 2005; Sgavetti et al., 2006; Yilmaz et al., 2008; Knaeps, et al., 2012). En la Figura 4.1 se observa que la R7 tiende a hacerse asintótica a 0,06 para valores de HS mayores a 25%, indicando la condición de saturación de la superficie (Hillel, 1998), por lo que se adopta $R_{sat} = 0.06$ coincidiendo con el mínimo *minimumum*. En el caso de no contar con observaciones de HS, R_{sat} puede obtenerse a partir de la reflectancia regional de aquellos píxeles identificados con $NDVI < 0$ en la imagen del SWIR (Tabla 4.1). En este caso, R_{sat} se obtiene como $(\sum R_{d_{NDVI < 0}})/n$, donde $R_{d_{NDVI < 0}}$ es la reflectancia media de los píxeles identificados con $NDVI < 0$ en la banda del SWIR para un día dado, y n es el total de días analizados.

* Girolimetto, D. y Venturini, V. (2011). Proyecto “Indicador de humedad en superficie: una metodología simple a partir de datos provenientes de sensores remotos”. Presentado a la Provincia de Santa Fe. Aprobado Noviembre del 2011. Comienzo: julio 2012 - Duración 18 meses

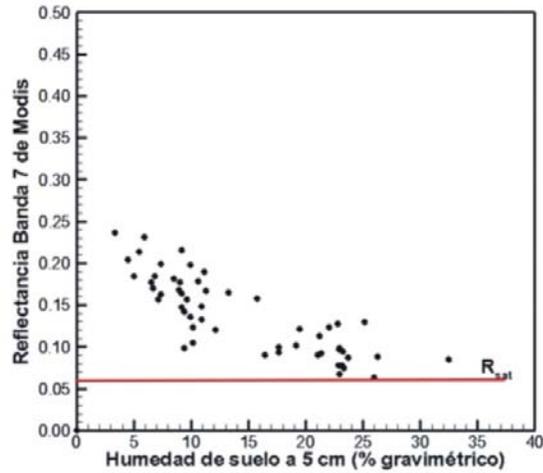


Figura 4.1: relación entre R7 y HS. Superpuesto R_{sat}

Tabla 4.1: R_{sat} obtenido a partir de la reflectancia regional de los píxeles identificados con $NDVI < 0$

Día	$Rd_{NDVI < 0}$
6 de Abril del 2011	0.049
4 de Mayo del 2011	0.044
26 de Mayo del 2011	0.082
29 de Mayo del 2011	0.034
5 de Junio del 2011	0.095
10 de Abril del 2010	0.052
4 de Junio del 2010	0.065
5 de Junio del 2009	0.072
22 de Agosto del 2009	0.036
$R_{sat} = (\sum R d_{NDVI < 0}) / n =$	0.059

Se remarca la similitud en los valores obtenidos de R_{sat} a partir de observaciones de HS y a partir de $Rd_{NDVI < 0}$ (0.06 y 0.059). Las pruebas de laboratorio demostraron que la reflectancia de una superficie saturada presenta un rango de variación limitado (ver Figura 2.1) cualquiera sea la superficie y estación del año (Zarco-Tejada, 2003), razón por la cual, R_{sat} puede considerarse constante sin introducir grandes errores.

Con R_{sat} determinado, es posible aplicar la ecuación (2.9) y obtener σ para cada uno de los días estudiados.

4.2 Validación de σ

La introducción de σ modifica el cálculo original del principal parámetro del modelo propuesto por Venturini et al. (2008) y da lugar a una ET modificada que conserva los principios físicos del modelo original. Dado que σ no puede ser directamente validado, es necesario recurrir a la validación de la ET modificada con el fin de verificar la aplicabilidad del nuevo parámetro.

Por lo tanto, a continuación se presenta en primer lugar la validación de la ET modificada a partir de σ , para luego analizar la sensibilidad de dicho parámetro para capturar diferentes condiciones de humedad en superficie.

4.2.1 Validación de la ET modificada a partir de σ

La ET es la salida de agua más significativa en cualquier ecosistema, por lo que su estimación requiere de métodos precisos. Hoy en día, los sensores remotos son fuentes de datos cruciales para cualquier modelo de ET, no sólo por su eficacia en el control de los diferentes ecosistemas terrestres, sino también por el tipo y calidad de la información entregada.

Penman (1948) y Priestley y Taylor (1972) desarrollaron dos metodologías que respaldan algunos de los modelos de ET disponibles hoy en día. El modelo de Priestley y Taylor se destaca por su sencillez y poco requerimiento de datos. La ecuación original fue desarrollada para superficies saturadas asumiendo que los procesos de advección son despreciables, por lo que no incluye los términos y factores de resistencia. Bajo estos

supuestos los autores derivan la siguiente ecuación para el cálculo de la ET de una superficie saturada:

$$\lambda E = \alpha \left[\frac{\Delta}{(\Delta + \gamma)} \right] (R_n - G) \quad (4.1)$$

donde α es el coeficiente de Priestley y Taylor. α fue obtenido empíricamente y los autores determinaron que su valor podía variar entre 1,26 y 1,28, siendo el valor aceptado por la comunidad científica de 1,26 (McNaughton y Jarvis, 1983; Pereira, 2004; Gam et al., 2010).

El modelo de P-T ha servido de base para el desarrollo de diversas metodologías, como por ejemplo, las desarrolladas por Jiang e Islam (2001) y Venturini et al., (2008) entre otras. Jiang e Islam (2001), modificaron la ecuación de P-T y derivaron una ecuación de ET (ecuación 1.2) para superficies heterogéneas no saturadas. El modelo original de Venturini et al., (2008) también modifica la ecuación de P-T para obtener una nueva formulación de ET basada en la evaporación relativa.

Es razonable entonces, contrastar los resultados de la ET modificada a partir de σ (G-V de aquí en más) con estimaciones de ET obtenidas con diferentes modelos basados en la ecuación de P-T. De esta forma, la ET modificada puede compararse con la ET calculada obtenida al aplicar los modelos de Venturini et al., (2008), Jiang e Islam (2001) y P-T. Para mayor claridad, las ecuaciones derivadas por estos autores así como sus parámetros, se resumen en la Tabla 4.2.

Tabla 4.2: resumen de diferentes ecuaciones para calcular ET

Autor	Ecuación	Parámetro
Priestley and Taylor (1972) (P-T)	$E_w = \alpha \left[\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \right] (R_n - G)$	α
Jiang and Islam (2001) (J-I)	$ET = \phi \left[\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \right] (R_n - G)$	ϕ
Venturini et al. (2008) (V-V)	$ET = \alpha \left(\frac{F\Delta}{F\Delta + \gamma} \right) (R_n - G)$	$F(T_u)$

Para aplicar las ecuaciones de Tabla 4.2, es necesario obtener los parámetros asociados a cada modelo. El parámetro ϕ del modelo de J-I se obtuvo a partir de los espacios NDVI- T_s . Para ello, el NDVI se obtuvo mediante las bandas de reflectancia del R y del NIR al tope de la atmósfera (Venturini et al., 2004; Batra et al., 2006) aplicando la siguiente expresión:

$$NDVI = \frac{NIR - R}{R + NIR} \quad (4.2)$$

Luego, se graficaron los espacios NDVI- T_s y se obtuvieron los parámetros del modelo de J-I (T_{max} y T_{min}). A modo de ejemplo, en la Figura 4.2 se presentan dos espacios NDVI- T_s correspondientes a los días 04/05/2011 y 10/04/2010, en la que se pueden apreciar los espacios triangulares y los parámetros T_{max} y T_{min} para ambos días.

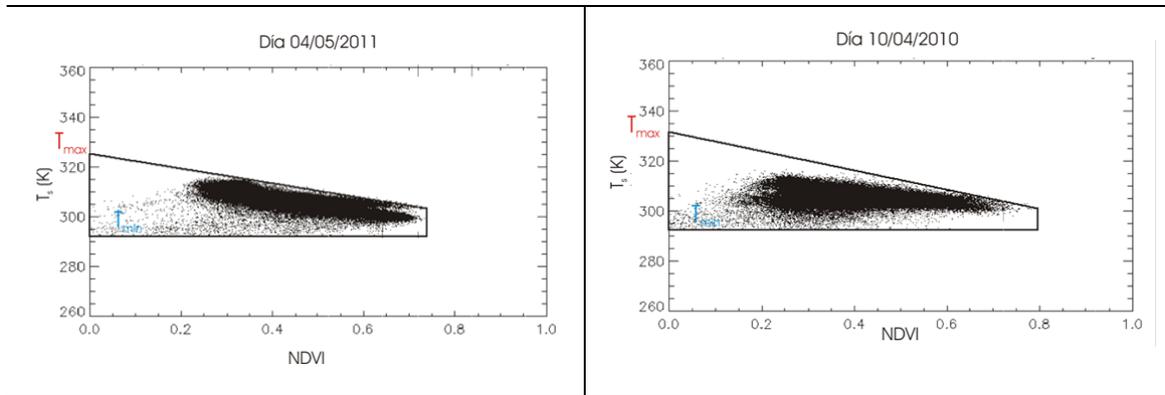


Figura 4.2: espacios contextuales NDVI- T_s

Para obtener el parámetro F del modelo de V-V, primeramente se utilizaron las imágenes de T_s y T_d para estimar e^*_s y e_a con la ecuación de Buck (Buck, 1981):

$$e = 6.1121 \exp \left[\frac{17.502T}{T+240.97} \right] \quad (4.3)$$

donde T es la temperatura en Celsius.

Luego, se siguió la metodología descrita en el punto 1.2.3 para obtener Δ_2 y Δ_1 , y finalmente se aplicó la ecuación (1.8) para estimar T_u .

En el caso de la ET modificada, el parámetro F se obtiene a partir de σ y la ecuación (1.5).

Con todos los parámetros determinados, las ecuaciones de la Tabla 4.2 pueden ser aplicadas para estimar la ET ($ET_{calculada}$). La $ET_{calculada}$ fue contrastada con la ET modificada y con la ET observada (ET_{obs}) en las diferentes estaciones Bowen (54 puntos de muestreo) de la región de SGP.

Los valores regionales de ET (máximos, mínimos y medios) de cada uno de los métodos se muestran en la Tabla 4.3. En la misma se puede observar que los métodos de J-I, V-V y G-V arrojaron resultados similares, inferiores a los obtenidos mediante el modelo de P-T. Se debe tener en cuenta que el modelo de P-T está asociado a un concepto de E_w ,

mientras que los métodos de J-I, V-V y G-V representan una ET real (Venturini et al., 2008).

Tabla 4.3: estadística regional de ET_{obs} (Wm^{-2}) y $ET_{calculada}$ (Wm^{-2}) en SGP

ET	Max	Min	Media
ET_{obs}	544.63	180.18	350.62
P-T	617.19	275.15	517.11
J-I	526.65	214.55	378.86
V-V	478.97	196.63	363.72
G-V	492.91	185.48	335.93

Los estadísticos utilizados para analizar la bondad del nuevo modelo fueron el bias, el error medio cuadrático (RMSE) y el coeficiente de correlación (r). El bias se calculó como $\sum(ET_{obs}-ET_{calculada})/n$ y el RMSE como $[\sum(ET_{obs}-ET_{calculada})^2/n]^{0.5}$, donde n es el número de observaciones (54 puntos). Los modelos de J-I y V-V presentan valores similares de RMSE del orden del 19% del valor medio de ET_{obs} (Ver Tabla 4.4). El bias fue de $-28,23 Wm^{-2}$ para el método de J-I y de $-13,10 Wm^{-2}$ para el modelo V-V. La metodología de G-V arrojó un RMSE de $39,92 Wm^{-2}$ y un bias de $14,69 Wm^{-2}$, los que representan el 11% y el 4% de la media de ET_{obs} respectivamente (Tabla 4.4). Estos valores son similares a las presentadas por otros autores (Kustas et al., 2003; Batra et al., 2006; Venturini et al., 2008; Peng et al., 2012). Mientras que los modelos de J-I y V-V tienden a sobreestimar la ET, el modelo de G-V subestimaría la ET regional. Los valores de r fueron 0.92, 0.74 y 0.82 para los métodos de G-V, V-V y J-I, respectivamente, mientras que el método de P-T presentó un r de 0.54. Estos resultados sugieren que el modelo de G-V correlaciona mejor con la ET_{obs} que los demás modelos contrastados aquí.

La Tabla 4.4 muestra el RMSE y el bias de los modelos de J-I, V-V y G-V para cada día analizado. En general, los RMSEs del modelo G-V son menores al 13% de los valores medios para cada día, con sesgos inferiores al 8% de la ET_{obs} . Sólo el día 04/06/2010

presentó un RMSE de 18% con un sesgo del mismo orden. La calidad de la imagen de dicho día (18 % de nubes) no es buena y pocas estaciones están libres de nubes, lo que puede causar incertidumbres. Los métodos de V-V y J-I presentar errores similares para el conjunto de datos analizados, alcanzando valores máximos de RMSE aproximadamente del 30% de la ET_{obs} . Venturini et al., (2008) publicaron valores de RMSE y bias del orden de 18% y 15% del valor medio de ET_{obs} para la misma región. Kalma et al., (2008) realizaron un análisis exhaustivo donde los resultados de 30 estudios publicados sobre validación de ET fueron resumidos. Estos autores informaron valores RMSE del orden de los $50Wm^{-2}$ y errores relativos entre el 15 y el 30%. Long y Singh, (2012) publicaron recientemente valores de RMSE entre $45.6 Wm^{-2}$ y $63.1 Wm^{-2}$ utilizando imágenes Landsat TM/ETM + y ASTER, respectivamente.

Tabla 4.4: comparación entre ET_{obs} y $ET_{calculada}$ en cada día analizado y RMSE y bias global para el período estudiado.

Día	# de observaciones	J-I		V-V		G-V	
		RMSE	Bias	RMSE	Bias	RMSE	Bias
6 de Abril del 2011	4	39.08	-30.24	20.95	-10.84	16.97	- 7.01
4 de Mayo del 2011	8	37.78	-8.66	55.42	-24.16	36.78	18.82
26 de Mayo del 2011	6	110.24	-79.83	96.52	-28.74	44.34	- 23.07
29 de Mayo del 2011	6	91.77	-79.77	98.84	-70.95	36.03	23.83
5 de Junio del 2011	6	47.92	10.38	70.63	-3.54	39.15	23.77
10 de Abril del 2010	5	64.89	-62.71	44.67	-42.42	29.63	8.75
4 de Junio del 2010	4	45.69	9.06	51.69	19.97	84.05	74.97
5 de Junio del 2009	8	37.61	5.32	65.95	24.67	31.53	19.95
22 de Agosto del 2009	7	36.53	-29.18	34.24	11.94	25.85	2.92
RMSE y bias global	54	61.58	-28.23	65.89	-13.10	39.92	14.69

Finalmente, la Figura 4.3 muestra el contraste entre los diferentes modelos y ET_{obs} . Los resultados de los modelos de J-I y V-V no presentan diferencias significativas. Ambos

métodos tienden a sobreestimar la ET. La ET obtenida con el modelo de P-T es mayor que las obtenidas con los demás modelos, acorde con el concepto de E_w . El modelo de G-V presenta un buen ajuste con la ET_{obs} y significaría una importante mejora en las estimaciones de ET con datos provenientes de satélites. El parámetro σ incorporado en la metodología de G-V mejora las estimaciones de ET, siendo además el nuevo método fácil de obtener con datos teledetectados, pudiendo ser codificado y aplicado rutinariamente sin supervisión.

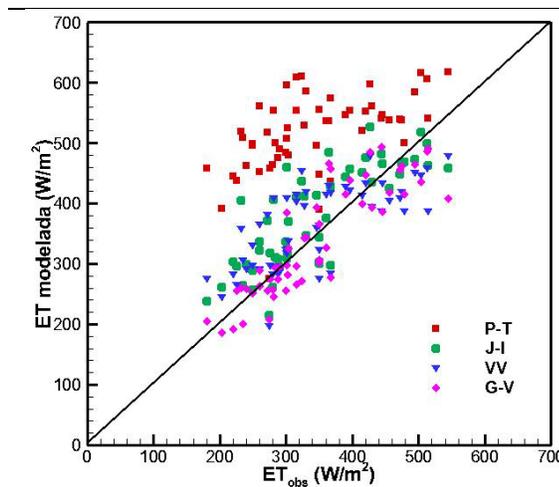


Figura 4.3: ET_{obs} vs $ET_{calculada}$

4.2.2 Análisis de σ

Como se demostró en el apartado anterior, σ mejora notoriamente las estimaciones de ET, sin embargo, se debe analizar la sensibilidad de dicho parámetro para capturar distintas condiciones de humedad de la superficie. Es por ello que en este apartado se analiza la estadística regional de σ y se lo compara, espacial y temporalmente, con la HS medida en las estaciones de muestreo.

La estadística regional de σ (valores medios, mínimos y máximos y desvío estándar) se muestra en la Tabla 4.5. El valor máximo de σ es aproximadamente igual a 1 en todos

los días estudiados, lo que sugiere la existencia de píxeles saturados durante el período analizado. Los valores mínimos de σ varían entre 0.14 y 0.22, indicando que existen píxeles con baja humedad. Los valores medios regionales de σ varían entre 0.37 y 0.59 y las desviaciones estándar de 0.076 a 0.178, indicando diferentes grados de dispersión alrededor de la media. Estos resultados son similares a los encontrados por Barton (1979) en la región de Deniliquin (Australia). En su análisis, el autor encontró que los valores máximos de σ eran del orden de 1 y los valores mínimos no llegaban a tomar el valor 0, con medias del orden de los 0.6.

Tabla 4.5: estadística regional de σ

Día	Max	Min	Media	Desvío estándar
6 de Abril del 2011	0.99	0.15	0.40	0.077
4 de Mayo del 2011	0.99	0.16	0.37	0.098
26 de Mayo del 2011	0.99	0.20	0.55	0.178
29 de Mayo del 2011	0.99	0.16	0.40	0.132
5 de Junio del 2011	0.99	0.14	0.38	0.140
10 de Abril del 2010	0.99	0.17	0.41	0.076
4 de Junio del 2010	0.99	0.17	0.44	0.112
5 de Junio del 2009	0.99	0.22	0.58	0.150
22 de Agosto del 2009	0.99	0.18	0.59	0.171

Al definir a σ como un indicador de humedad en superficie, es necesario analizar su sensibilidad para capturar diferentes condiciones de humedad. Por ello se lo contrastó con observaciones de HS (% gravimétrico) a una profundidad de 5 cm (Figura 4.4), obteniéndose una correlación de 0.82, indicando una clara asociación entre ellos. Si se supone que valores de HS > 25% indican el límite para la condición de saturación de la superficie en la región en estudio, valores de σ superiores a 0.70 indicarían que la superficie se encuentra saturada. Barton (1979) encontró que para suelo desnudo, un valor

de $\sigma \approx 1$ se correspondía con una condición de humedad superficial $> 35\%$ (en peso de suelo seco). El autor no reportó valores de σ para superficies mixtas.

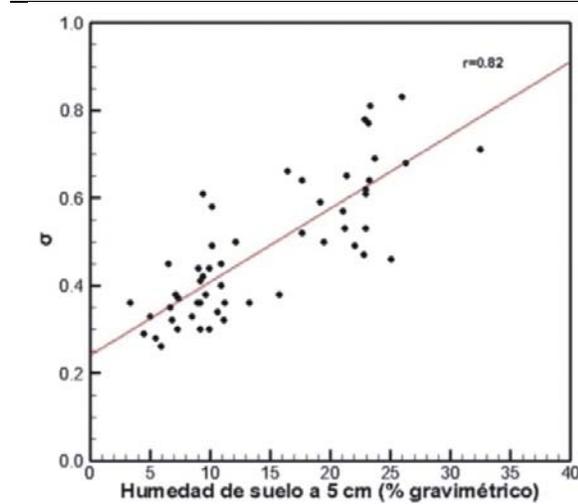


Figura 4.4: relación entre σ y HS.

La distribución espacial de σ y HS para el día 04/05/2011 se observa en la Figura 4.5 (a). Este día fue seleccionado para ejemplificar las variaciones regionales por presentar sólo el 1% de cobertura de nubes. En dicha figura se observa que, en general, existe una correspondencia entre ambas variables. Sin embargo, se debe tener en cuenta que la escala de observación de HS es puntual, mientras que σ es la respuesta de 1 km^2 aproximadamente. El enfoque práctico de relacionar las observaciones remotas con mediciones puntuales es utilizada desde hace varias décadas y bajo el supuesto que existe una relación espacial estable entre el punto de medición y la medida espacial (Western et al., 2002; Venturini et al., 2004). La Figura 4.5 (b) permite observar las variaciones temporales de σ y HS para la estación E19. Esta estación se seleccionó ya que sus datos estaban disponibles en el 80% de los días analizados. Es de notar que ambas variables (σ y HS) siguen la misma variación en el tiempo.

De acuerdo a lo analizado, σ parecería captar las variaciones temporales y espaciales de la HS.

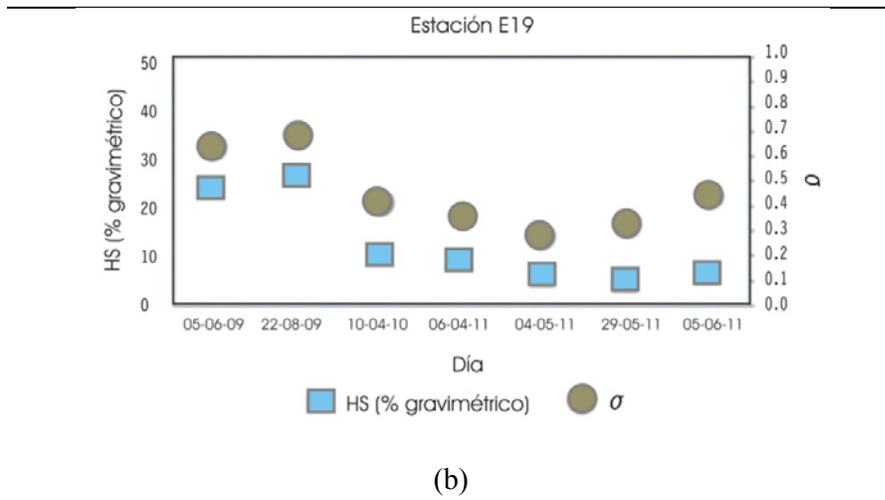
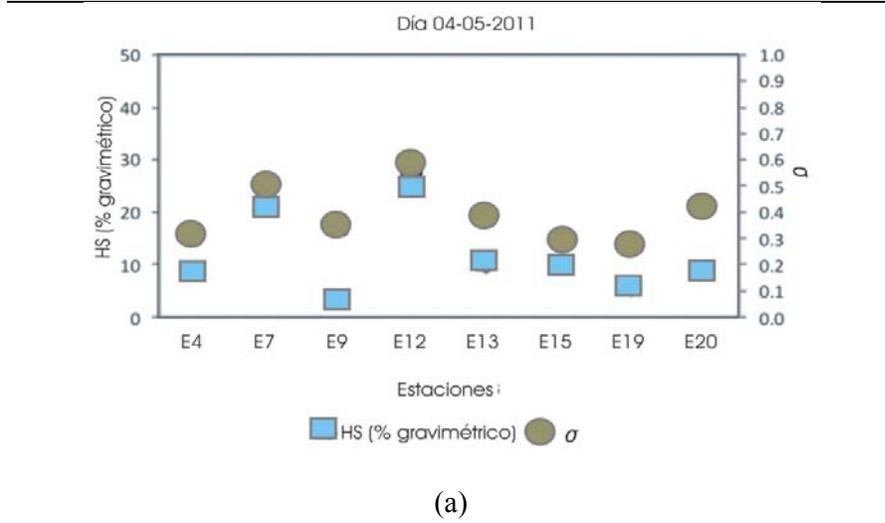


Figura 4.5: relación σ vs HS para: (a) día 04/05/2011 y (b) estación E19

Capítulo 5: Resultados y comparación de los nuevos índices de estrés en SGP

5.1 Resultados del índice WSI_{Ew}

Como se explicó en el apartado 4.2.1, los parámetros del modelo de Jiang e Islam se obtuvieron a partir de los espacios NDVI- T_s , de donde se determinaron T_{max} y T_{min} , y el WSI_{Ew} para cada uno de los días analizados. La estadística regional del WSI_{Ew} (valor mínimo, medio, máximo y desvío estándar) para cada uno de los días analizados se muestran en la Tabla 5.1. Los valores máximos regionales del WSI_{Ew} varían entre 0.50 y 0.72. Kar y Kumar (2007) analizaron el CWSI en cultivos de maní bajo riego. Los autores encontraron que antes de aplicar el riego, los valores de CWSI variaban entre 0.46 y 0.63 dependiendo de la etapa de crecimiento del maní; mientras que luego de producirse la irrigación el CWSI se reducía a valores entre 0.16 y 0.19, asociados a una condición de bajo estrés.

Sistemáticamente, los píxeles correspondientes a los valores máximos del WSI_{Ew} , se localizan en la zona sur-oeste de la región, al oeste de los 98° W. La línea de 98 grados de longitud oeste divide las áreas que reciben más de 500 mm de lluvia al año de las que reciben menos. Esta línea también separa las áreas de pastos altos y cultivos agrícolas (hacia el este) de las praderas cortas y zonas con agricultura de regadío hacia el oeste. En concordancia con esto, en todos los días estudiados los mínimos valores de WSI_{Ew} se observaron al este de los 98° W, donde el promedio de lluvias anuales varía entre 700 y 1000 mm y la vegetación predominante es la hierba (Lew et al., 2004). El valor mínimo regional del WSI_{Ew} , en todos los días analizados, es igual a 0, representando la condición de no-estrés. Esto era esperable ya que el método de Jiang e Islam considera que E_w está representada por la temperatura media del agua (T_{min}). Wang et al., (2005) analizaron el

ciclo fenológico del trigo de invierno sometido a riego en la llanura del norte de China. Los autores asociaron valores de CWSI menores que 0.34 a condiciones de no estrés hídrico. Los valores medios del WSI_{Ew} varían entre 0.14 y 0.42 con valores de desvío estándar menores a 0.12 indicando poca dispersión entorno a la media regional del WSI_{Ew} .

Tabla 5.1: estadística regional del WSI_{Ew} (valores mínimos, medios, máximos y desvío estándar)

Día	Media	Mínimo	Máximo	Desvío estándar
6 de Abril del 2011	0.30	0	0.54	0.080
4 de Mayo del 2011	0.42	0	0.72	0.098
26 de Mayo del 2011	0.23	0	0.68	0.118
29 de Mayo del 2011	0.27	0	0.60	0.099
5 de Junio del 2011	0.34	0	0.66	0.114
10 de Abril del 2010	0.32	0	0.70	0.068
4 de Junio del 2010	0.26	0	0.52	0.101
5 de Junio del 2009	0.23	0	0.50	0.090
22 de Agosto del 2009	0.14	0	0.51	0.067

En la literatura revisada no está claro cómo validar los índices de estrés ya que el EH no es una variable directamente medible. Por lo tanto se adoptó una estrategia de validación que consistió en asumir al EH observado (WS_{obs}) como sigue:

$$WS_{obs} = 1 - \frac{ET_{obs}}{E_w} \quad (5.1)$$

donde, ET_{obs} corresponde a la ET medida en las diferentes estaciones Bowen, mantenidas por el programa ARM, y E_w se obtuvo mediante la ecuación de P-T.

Con el fin de analizar los errores entre el WSI_{EW} y el WS_{obs} , se calcularon el bias y el RMSE. El bias se obtuvo como $[\sum(WS_{obs} - WSI_{EW})]/n$, donde n es el número de observaciones. El RMSE se calculó como $[\sum(WS_{obs} - WSI_{EW})^2/n]^{0.5}$. Las diferencias entre WS_{obs} y WSI_{EW} mostraron un bias de 0.05 y un RMSE de 0.120, que representa aproximadamente el 24% del valor medio de estrés (asumiendo un valor medio de 0.5). Colaizzi et al., (2003) compararon el WDI y el índice de déficit agua del suelo (soil water deficit index - SWDI). Los autores encontraron valores de RMSE inferiores a 0.143 (29% de la media) y bias menores a 0.112 en concordancia con los resultados presentados aquí, indicando que los errores propios de los métodos son de alrededor del 25-30% de la media.

El WSI_{EW} se contrastó con observaciones de diferentes variables tales como HS, T_s , precipitación y ET. Estas variables son consideradas indicadoras de estrés debido a su estrecha relación con el mismo. La falta de precipitaciones favorece la disminución de la HS con lo que el agua disponible para el consumo de las plantas disminuye. Consecuentemente, la ET se reduce debido a que las estomas de las plantas se cierran con el fin de impedir la salida del agua desde el interior de la misma. En consecuencia, la T_s aumenta porque la energía disponible proveniente del sol se convierte, mayormente, en flujo de calor sensible y muy poco en flujo de calor latente.

La Figura 5.1 presenta la relación entre el WSI_{EW} y observaciones de HS a 5 cm de la superficie. Existe una relación inversa bien definida entre ambas variables con un coeficiente de correlación de 0.72. La dispersión observada en la Figura 5.1 puede deberse a la escala espacial que representan ambos conjuntos de datos. De hecho, el WSI_{EW} se calcula como el resultado de la señal de un píxel de 1x1 km, mientras que los datos auxiliares son representativos de algunos metros alrededor de la estación de muestreo (Venturini et al. 2004). Fensholt y Sandholt, (2003) derivaron un índice de EH (Shortwave Infrared Water Stress Index – SIWSI) a partir de datos del sensor MODIS en una región semiárida del este de África, encontrando un r de 0.69 al compararlo con observaciones de

HS. Patel et al., (2001) examinaron la posibilidad de utilizar la diferencia entre la temperatura de la cobertura vegetal y la temperatura del aire ($T_c - T_a$) para evaluar el contenido de agua de los cultivos. Los autores correlacionaron $T_c - T_a$ con HS (a 15 cm) obteniendo un $r = 0.77$.

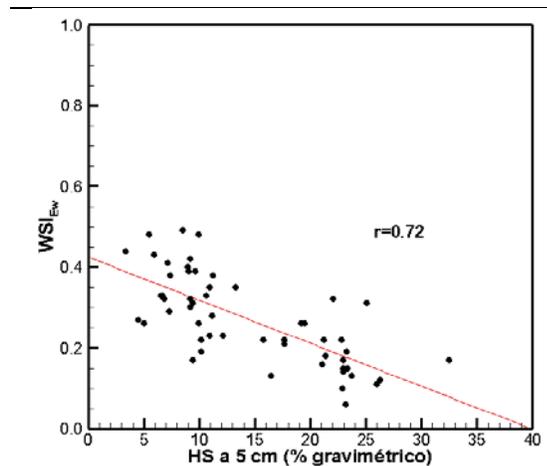


Figura 5.1: relación entre el WSI_{Ew} y observaciones de HS a 5 cm

La relación entre el WSI_{Ew} y la temperatura del suelo a 5 cm puede observarse en la Figura 5.2. Si bien ambas variables guardan una relación directa bien definida, la correlación entre ambas es relativamente baja ($r=0.72$). Esto podría deberse a que las observaciones de temperatura del suelo se toman por debajo de la superficie, mientras que el WSI_{Ew} se calcula a partir de la temperatura radiométrica de la superficie.

El WSI_{Ew} también se contrastó con la precipitación acumulada de los cinco días anteriores a las fechas analizadas (PP). Dicha relación se muestra en la Figura 5.3, donde se observa claramente que el EH disminuye con el aumento de PP, alcanzándose un r de 0.79. Wang et al., (2005) estudiaron el rendimiento del trigo en la llanura de China y asociaron el bajo estrés a eventos lluviosos. Los autores concluyeron que una buena

cosecha de trigo se obtenía para un CWSI inferior a 0.34, representando una condición de no estrés.

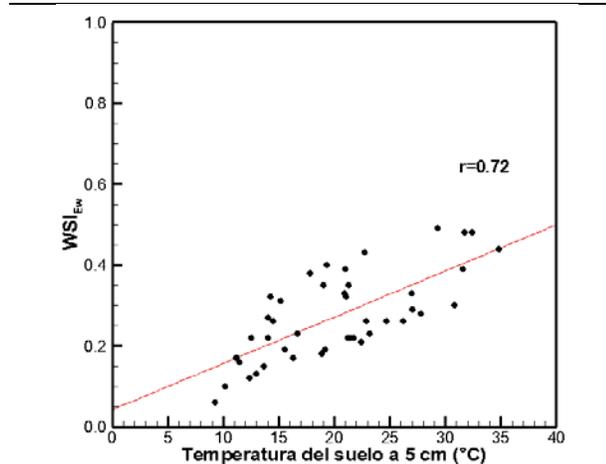


Figura 5.2: relación entre el WSI_{Ew} y la temperatura del suelo a 5 cm

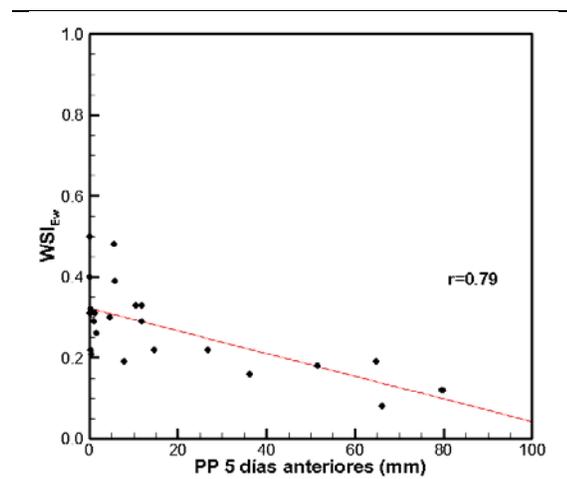


Figura 5.3: relación entre el WSI_{Ew} y PP

En la Figura 5.4 se muestra el contraste entre el WSI_{Ew}, HS y PP para la estación E12. Dicha estación fue seleccionada por ser la que presenta la mayor cantidad de registros de HS y PP para el período analizado. La PP suministra humedad al suelo, por lo tanto,

cualquier reducción en la PP, provoca una disminución en la HS y se espera que se produzca un aumento del WSI_{Ew} tal como queda reflejado en la Figura 5.4.

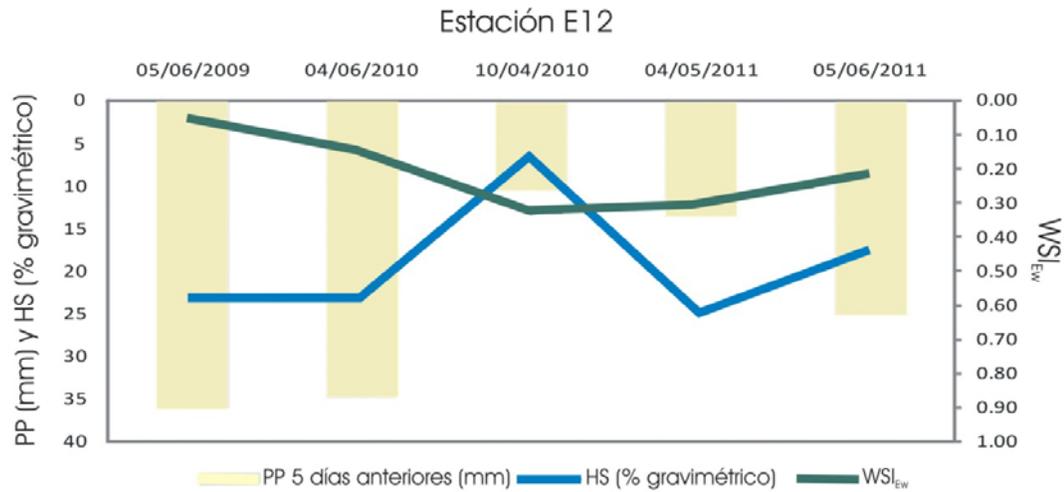


Figura 5.4: relación entre WSI_{Ew} , PP y HS

Finalmente, el WSI_{Ew} se comparó con la ET_{obs} (Figura 5.5) obteniéndose una relación inversa bien marcada con un $r=0.71$. Dicha relación es significativa si se tiene en cuenta que los registros de ET son independientes a $ET_{Jiang \text{ e } Islam}/E_w$.

Bajo EH, las estomas de las plantas se cierran progresivamente como un mecanismo de control del agua en el interior de la planta. En estas condiciones, toda la energía disponible se convierte en flujo de calor sensible, disminuyendo el flujo de calor latente o ET. Por el contrario, si las condiciones de humedad son óptimas, toda la energía disponible se va en flujo de calor latente y muy poco se consume en flujo de calor sensible. En este sentido, el WSI_{Ew} parece captar la condición de estrés de la superficie.

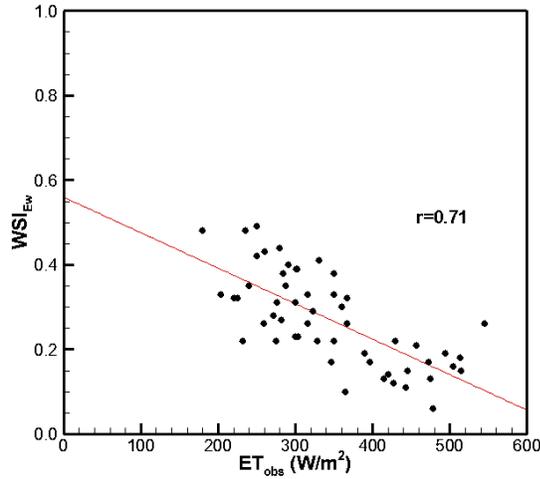


Figura 5.5: relación entre WSI_{Ew} y ET_{obs}

5.2 Resultados del índice WSI_F

Tal como se explicó en el apartado 2.2, con σ determinado es posible obtener e_s y aplicar la ecuación (2.10) para estimar el WSI_F . La estadística regional del WSI_F (valores mínimo, medio, máximo y desvío estándar) para cada uno de los días analizados, se muestran en la Tabla 5.2. Los valores mínimos del WSI_F son iguales a cero en todos los días analizados. Esto es lógico ya que en todos los días estudiados existen píxeles saturados con valores de σ muy próximos a 1 (ver Tabla 4.5); en otras palabras, si $(R_{sat}/R_i) \approx 1$, entonces $e_s = (R_{sat}/R_i) * (e^*_s) \approx e^*_s$. Los valores máximos del WSI_F son cercanos a 1 en todos los días estudiados indicando la existencia de superficies muy secas en la región. Los valores medios son superiores a 0.50 en todas las fechas analizadas, lo que sugiere que la región estaría atravesando un período de estrés con valores medianamente altos de WSI_F . En concordancia con la línea de $98^\circ W$, en todos los días analizados, los píxeles con valores altos de WSI_F se ubican hacia el sur-oeste de dicha línea mientras que los píxeles con menores valores de estrés se encuentran hacia el este.

Tabla 5.2: estadística regional del WSI_F (valores mínimos, medios, máximos y desvío estándar)

Día	Media	Mínimo	Máximo	Desvío estándar
6 de Abril del 2011	0.68	0	0.99	0.097
4 de Mayo del 2011	0.73	0	0.99	0.112
26 de Mayo del 2011	0.54	0	0.99	0.198
29 de Mayo del 2011	0.70	0	0.99	0.139
5 de Junio del 2011	0.70	0	0.99	0.137
10 de Abril del 2010	0.71	0	0.99	0.091
4 de Junio del 2010	0.71	0	0.99	0.119
5 de Junio del 2009	0.53	0	0.98	0.182
22 de Agosto del 2009	0.55	0	0.99	0.234

El RMSE y el bias asociados al WSI_F, se resumen en la Tabla 5.3. En este caso, el bias se obtuvo como $[\sum(X_{\text{obs}} - \text{WSI}_F)]/n$, donde n es el número de observaciones y X_{obs} corresponde a WDI o $1 - (ET_{\text{obs}}/E_{\text{pot_Samani}})$ o $1 - (ET_{\text{obs}}/E_{\text{pot_Makkink}})$ según sea la comparación realizada. El RMSE se calculó como $[\sum(X_{\text{obs}} - \text{WSI}_F)^2/n]^{0.5}$. Las ecuaciones de Samani (Hargreaves y Samani, 1982) y Makkink (Makkink, 1957) fueron elegidas por su simplicidad en la aplicación y poco requerimiento de datos de campo. El WDI se estimó a partir del espacio NDVI vs $(T_s - T_a)$. Se definieron los puntos 1, 2, 3 y 4 del esquema presentado en la Figura N° 1.1 de acuerdo a la siguiente convención: los vértices 1 y 3 corresponden al mínimo valor de $T_s - T_a$ para el NDVI máximo identificado en la imagen. El segmento 1-3 del diagrama puede considerarse como una recta constante ya que tanto el suelo desnudo y el suelo vegetado, con buenas condiciones de humedad, presentan valores similares de $T_s - T_a$ (Moran et al., 1994; Carlson et al., 1995). El segmento 3-4 corresponde a NDVI=0.1. Dicho valor de NDVI puede ser asumido como característico para un suelo desnudo (Moran, et al., 1994). El segmento 1-2 corresponde al NDVI máximo y la línea que uno los puntos 2 y 4 sigue el límite derecho del diagrama.

Tabla 5.3: análisis de errores asociados al WSI_F en términos de RMSE y bias

	WSI_F		
	$X_{obs} = 1 - (ET_{obs}/E_{pot_Samani})$	$X_{obs} = 1 - (ET_{obs}/E_{pot_Makkink})$	WDI
Bias	-0.046	-0.083	0.088
RMSE	0.094	0.120	0.126
RMSE (%)	19	24	25

La diferencia entre $1 - (ET_{obs}/E_{pot_Samani})$ y WSI_F presenta un bias de -0.046 y un RMSE de 0.094, el que representa el 19% del valor medio. La comparación entre $1 - (ET_{obs}/E_{pot_Makkink})$ y el WSI_F arrojó un bias de -0.083 y un RMSE de 0,120 (24% de la media). Al comparar el WDI y el WSI_F se encontró una diferencia entre ambos de 0.088 con un RMSE del 25% de la media, en concordancia con los resultados encontrados por Colaizzi et al., (2003). En todos los casos, los RMSEs son del mismo orden, indicando que los errores propios de los métodos son de alrededor del 25-30% de la media.

Con el fin de analizar la sensibilidad del WSI_F para capturar diferentes condiciones de la superficie, se lo contrastó con la HS, T_s , PP y ET_{obs} . La relación entre el WSI_F y observaciones de HS a 5 cm de la superficie se muestra en la Figura 5.6. La relación entre ambas variables arrojó un r de 0.80. Este valor es compatible con lo publicado por otros autores (Patel et al., 2001; Fensholt y Sandholt, 2003).

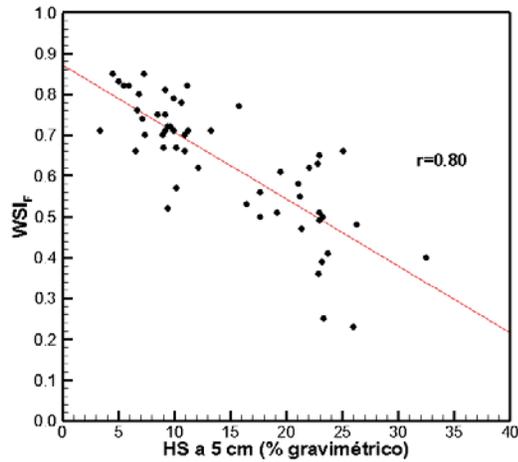


Figura 5.6: relación entre el WSI_F y observaciones de HS a 5 cm

Al analizar la relación entre el WSI_F y la temperatura del suelo a 5 cm (Figura 5.7) se observó un $r=0.63$. En la naturaleza, el contenido de agua en el suelo se encuentra asociado a la temperatura del suelo y al EH, por lo que es razonable pensar que ante una disminución del contenido de agua en el suelo, el EH aumentará y la disipación de calor también se verá afectada con el consiguiente aumento de la temperatura. La relación directa que existe entre el EH y la T_s es reflejada por el WSI_F .

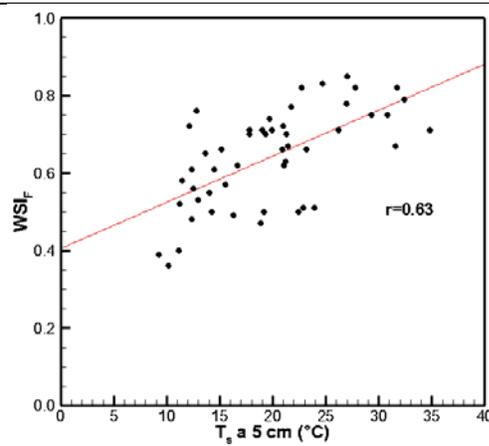


Figura 5.7: relación entre el WSI_F y la T_s a 5 cm

La relación entre WSI_F vs PP se muestra en la Figura 5.8, donde se observa una excelente relación entre ambas variables, con un r de 0.84, lo que indica que el WSI_F es sensible a las variaciones en la PP.

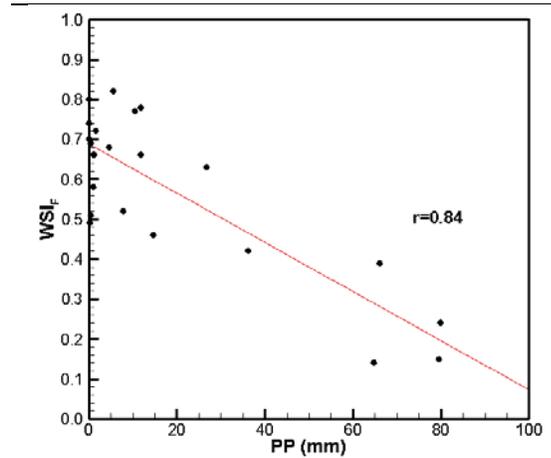


Figura 5.8: relación WSI_F vs PP

Finalmente, la relación entre ET_{obs} y el WSI_F presentada en la Figura 5.9, arrojó una correlación de 0.71. El nuevo índice presenta una relación inversa bien definida con la ET_{obs} , observándose que, en la zona de estudio, superficies estresadas presentan valores bajos de ET del orden de los 200 Wm^{-2} , mientras que superficies no estresadas evapotranspiran a razón de los $500\text{-}600 \text{ Wm}^{-2}$. Para la misma región, Crago et al., (2005) y Batra et al., (2006), publicaron valores de ET medios diarios de hasta 600 Wm^{-2} , mientras que Bisht et al., (2005) presento observaciones de radiación neta de hasta 800 Wm^{-2} .

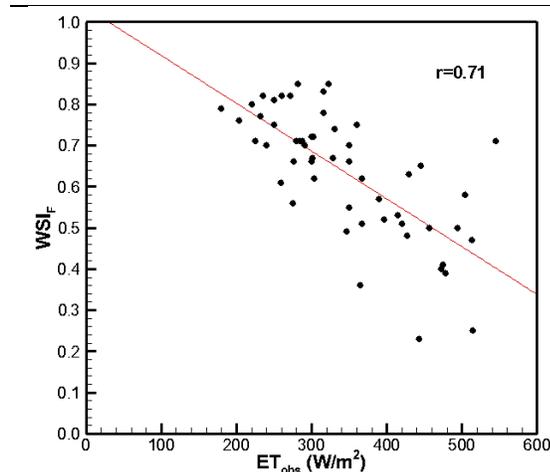


Figura 5.9: relación entre WSI_F y ET_{obs}

5.3 Comparación del WSI_{E_w} y WSI_F

En este apartado se comparan los resultados del WSI_{E_w} y del WSI_F con el fin de analizar como influyen los conceptos de E_w y E_{pot} en la respuesta de ambos índices frente a diversas condiciones de la superficie.

Al comparar la estadística regional del WSI_{E_w} y la del WSI_F (Tabla 5.4), se observa claramente que los rangos de variación no son iguales. Esto se debería a los diferentes conceptos de E_{pot} utilizados en la definición de cada uno de ellos. Mientras el WSI_{E_w} presenta un rango de variación de 0 a 0.70 aproximadamente, con valores medios, en general, superiores a 0.25; el WSI_F varía entre 0 y 1 con valores medios superiores a 0.50. Si se considera que el máximo WSI_{E_w} es de 0.7 para la zona de estudio, se puede pensar que ambos índices, en general, presentan valores medios mayores al 50% de su rango de variación (0-0.7 para el WSI_{E_w} y 0-1 para el WSI_F). Esto sugiere que los dos índices representan con rangos diferentes, la misma situación de estrés.

Tabla 5.4: comparación de la estadística regional del WSI_F y WSI_{Ew} (valores medios, mínimos y máximos)

Día	WSI_F			WSI_{Ew}		
	Media	Min	Max	Media	Min	Max
6 de Abril del 2011	0.68	0	0.99	0.30	0	0.54
4 de Mayo del 2011	0.73	0	0.99	0.42	0	0.72
26 de Mayo del 2011	0.54	0	0.99	0.23	0	0.68
29 de Mayo del 2011	0.70	0	0.99	0.27	0	0.60
5 de Junio del 2011	0.70	0	0.99	0.34	0	0.66
10 de Abril del 2010	0.71	0	0.99	0.32	0	0.70
4 de Junio del 2010	0.71	0	0.99	0.26	0	0.52
5 de Junio del 2009	0.53	0	0.98	0.23	0	0.50
22 de Agosto del 2009	0.55	0	0.99	0.14	0	0.51

En términos de errores, el WSI_F pareciera sobreestimar el estrés en aproximadamente un 12% de la media, mientras que el WSI_{Ew} subestimaría el estrés en aproximadamente un 15% de la media. Esto es importante si se tiene en cuenta que una de las mayores utilidades de los índices de estrés es la programación del riego. Subestimar el estrés implicaría que el riego no se aplique, lo que podría ocasionar una disminución en el rinde del cultivo. Sin embargo, en estudios a nivel regional, principalmente orientados a identificar grandes zonas con mayor o menor condiciones de humedad, ambos índices podrían ser utilizados con errores inferiores a los publicados (Colaizzi et al., 2003).

El contraste de ambos índices con observaciones de variables indicadoras de estrés mostró que el WSI_F presenta un mejor ajuste que el WSI_{Ew} con la HS, con valores de r de 0.80 y 0.72 respectivamente. Esto podría deberse a que, por definición, el WSI_F está gobernado por el contenido de humedad del píxel i y la condición ambiental; mientras que, en el WSI_{Ew} el estado de saturación de la superficie está relacionado a una temperatura promedio (T_{min}), la que es igual para todo el rango de NDVI. La comparación con la temperatura del suelo a 5 cm arrojó un r de 0.63 para el WSI_F y 0.72 para el WSI_{Ew} . La

relación directa que existe entre el EH y la temperatura del suelo, es reflejada por ambos índices. Al analizar la correspondencia con la PP, se encontró que dicha variable estaría más relacionada con el WSI_F que con el WSI_{E_w} , aunque ambos índices responden a las variaciones en la PP. Los dos índices están inversamente relacionados con la ET_{obs} , con un $r=0.71$ en ambos casos, indicando que ambos índices pueden capturar la relación que existe entre el déficit hídrico y la ET.

El contraste entre el WSI_{E_w} , WSI_F , HS y PP para la estación de E12 se puede observar en la Figura 5.10. Ambos índices siguen las variaciones de la PP y la HS; sin embargo, la curva de variación temporal del WSI_{E_w} presenta valores de estrés inferiores a 0.40 en todo el período de análisis, mientras que el WSI_F varía entre 0.40 y 0.70 aproximadamente para el mismo período. A priori pareciera que la estación E12 no está pasando por un período de estrés si se observa el WSI_{E_w} , pero si miramos el WSI_F afirmaríamos que presenta un estrés marcado. Estas diferencias se deben fundamentalmente a que el WSI_{E_w} está asociado al concepto de E_w mientras que el WSI_F está ligado al concepto de E_{pot} . Granger, (1989) asocia el concepto de E_w a la evaporación de una superficie saturada gobernada solamente por la energía disponible; mientras que un concepto más potencial involucraría una atmosfera seca, energía disponible máxima y una superficie permanentemente saturada. En este contexto, $E_w < E_{pot}$, y por lo tanto $1-ET/E_w < 1-ET/E_{pot}$.

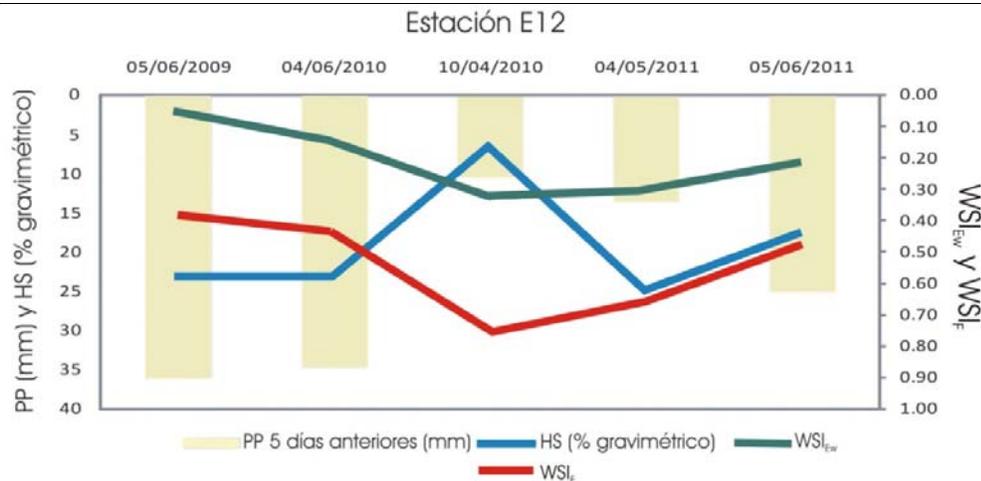


Figura 5.10: relación entre WSI_F, WSI_{Ew}, PP y HS

Finalmente, la Figura 5.11 muestra los mapas de WSI_{Ew} y de WSI_F para la región de SGP el día 4 de mayo de 2011. En ambos mapas, las áreas blancas corresponden a píxeles enmascarados, es decir, píxeles donde los índices no han podido ser determinados. En el caso del WSI_{Ew}, la máscara corresponde a todos aquellos píxeles con $T_s < T_{\min}$. En el WSI_F la máscara corresponde a la del producto MOD07, para los píxeles con presiones atmosféricas menores a los 950 Hpa, que es el plano vertical seleccionado.

En ambos mapas se manifiesta un aumento del EH hacia la región oeste, aunque los valores de estrés reflejados por el WSI_F son mayores que los obtenidos con el WSI_{Ew}. La Figura 5.11 refleja la estadística antes analizada, pareciera que un valor de estrés del orden de los 0.4 para el WSI_{Ew} (ver Figura 5.11 (a)), corresponde a un 0.7 en el WSI_F (ver Figura 5.11 (b)). Los índices difieren en sus magnitudes, por lo que se debe analizar la génesis de cada uno de ellos para poder interpretar la intensidad del estrés reflejado. Este tema es abordado en el Capítulo 6.

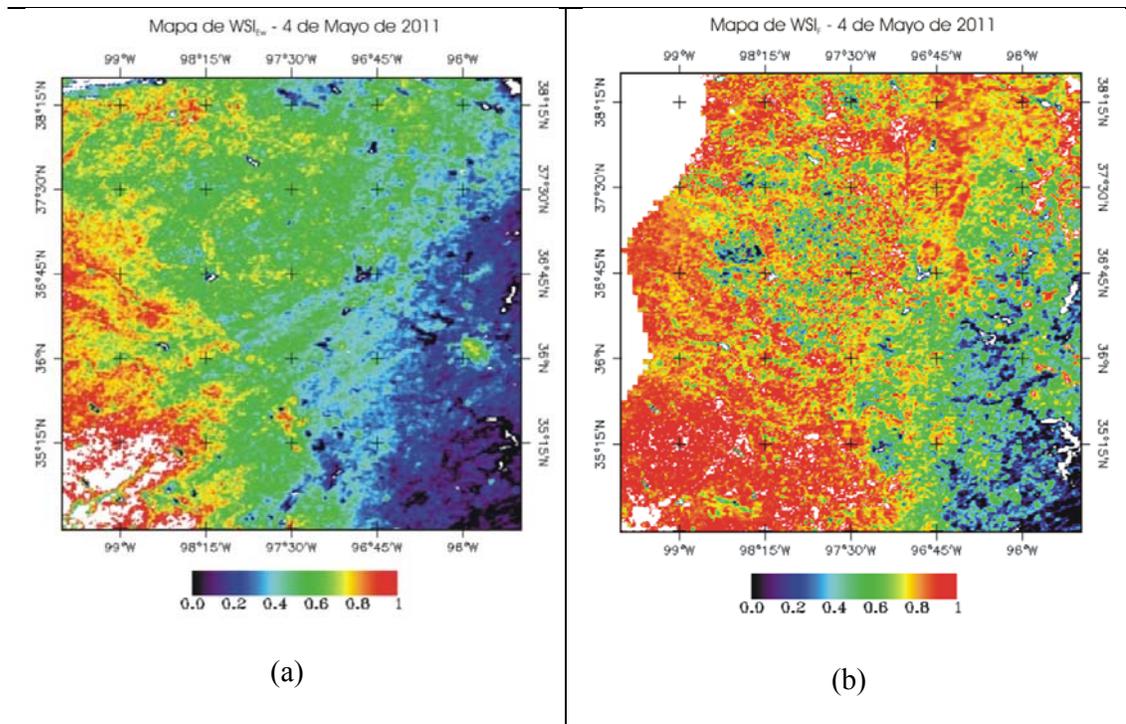


Figura 5.11: (a) mapa de WSI_{Ew} (b) mapa de WSI_F. En ambos mapas las áreas blancas corresponden a píxeles enmascarados.

Capítulo 6: Discusión y Conclusiones

Desde hace dos décadas, la información térmica teledetectada ha sido utilizada para monitorear el EH de la vegetación (Jackson et al., 1981; Idso, 1982). Los avances en la tecnología infrarroja han permitido obtener la T_s a diferentes escalas espacio-temporales y relacionarla con un IV con el fin de obtener el EH de la vegetación (Moran et al., 1994; Shandolt, 2002; Fensholt y Sandholt, 2003; Sepulcre-Cantó et al., 2006; Pertovt et al., 2008). La determinación del EH a partir de la T_s se basa en el cierre que las estomas realizan frente a la escasez de agua, produciendo una disminución del flujo de calor latente y el consecuente aumento de la temperatura del follaje (Stokcle y Dugas, 1992).

La relación entre la T_s y un IV fue utilizada por Moran et al., (1994) para desarrollar el índice de estrés hídrico WDI basado en la relación ET/E_{pot} . Este modelo, al igual que todos los métodos que se basan en la evaporación relativa, requiere del conocimiento de la E_{pot} . En la literatura el concepto de E_{pot} no está definido de una manera universalmente aceptada (Granger y Gray, 1989). En su trabajo, Granger y Gray, (1989) explicaron que es posible distinguir dos escuelas con respecto a la definición de E_{pot} . Por un lado los que consideran que la E_{pot} está gobernada por las condiciones atmosféricas, y por otro, aquellos que consideran que la E_{pot} también se rige por la T_s y las condiciones de humedad. Así, una ecuación como la presentada por Penman (1948), permite obtener la evaporación desde un cuerpo de agua a partir de variables atmosféricas, donde se involucra una atmósfera completamente seca, energía disponible máxima y una superficie permanentemente saturada. Otro concepto es el de E_w , que Granger (1989) lo asoció a la evaporación de una superficie saturada gobernada solamente por la energía disponible. Por esto, se analizó que representan los conceptos de E_w y de E_{pot} en el EH, dado que $E_w < E_{pot}$ (Granger, 1989; Venturini et al., 2008), y que por lo tanto la relación ET/E_{pot} es más pequeña que ET/E_w .

En este trabajo se implementaron dos índices de estrés con génesis diferentes. Las diferencias entre el WSI_{E_w} y el WSI_F están asociadas a los conceptos de E_w y E_{pot} utilizados en la derivación de cada uno de los índices, lo que conlleva a que la interpretación de uno y otro sea también diferente.

El WSI_{E_w} utiliza el concepto de E_w para representar el estado potencial de evapotranspiración. E_w se obtiene con la ecuación de P-T (Jacobes et al., 2002; Li y Yu., 2007) la que refleja la evaporación desde una superficie húmeda en condiciones de mínima advección (Priestley y Taylor, 1972; Leite et al., 1990), eliminando los efectos aerodinámicos (Xu y Singh, 2002). Sin embargo, la apertura-cierre de las estomas es controlada por el gradiente de presión de vapor de agua entre el aire y la hoja (Sperry et al., 1998), adquiriendo los procesos aerodinámicos importancia en el cálculo del estrés. El WSI_{E_w} solo refleja el estrés debido a la falta de agua en la zona radicular, considerando que la T_s es la variable que resume el estado energético de la superficie (Venturini et al., 2008).

El WSI_{E_w} es un "índice térmico" con la forma de una temperatura normalizada [$WSI_{E_w}=(T_i-T_{min})/(T_{max}-T_{min})$], donde el estado potencial está dado por la diferencia entre las temperaturas extremas ($T_{max} - T_{min}$). En la naturaleza, difícilmente pueda observarse dicho estado potencial, ya que T_{max} es una temperatura máxima hipotética que rara vez pueda ser alcanzada en la realidad; y por lo tanto, el WSI_{E_w} difícilmente pueda tomar el valor 1. Esto es particularmente importante en la interpretación de un mapa de WSI_{E_w} , ya que una superficie comenzaría a presentar síntomas de estrés para valores menores a 0.5, cuando en realidad se espera que una superficie estresada presente valores mayores a 0.5.

La mayor fuente de error del WSI_{E_w} está asociada a la definición de T_{max} , debido a la subjetividad de las interpretaciones de los diagramas. La determinación del parámetro T_{max} y los errores asociados han sido objeto de diversas discusiones (Venturini et al., 2004, Jiang et al., 2004, Batra et al., 2006), sin embargo, no es posible realizar un análisis del error asociado a T_{max} debido, a que es un valor hipotético que se obtiene a partir de un

espacio contextual. La ventaja del WSI_{EW} es que requiere sólo de datos teledetectados, adquiriendo el índice relevancia práctica.

Al comparar el WSI_{EW} con WS_{obs} se obtuvo un valor de RMSE del orden del 24% del valor medio de EH (tomando el valor 0.5 como valor medio). En general, el WSI_{EW} muestra correlaciones significativas con variables indicadoras de EH. Al compararlo con la HS y la T_s , se encontró un $r=0,72$ en ambos casos. La relación entre el WSI_{EW} y PP ($r=0,79$) denotó que el EH disminuye en períodos lluviosos, y aumenta en épocas donde las lluvias son escasas o nulas. El análisis temporal también mostró una relación bien definida entre WSI_{EW} , HS y PP. En los períodos de lluvia, el horizonte superior del suelo se humedece y el estrés disminuye, por el contrario cuando las precipitaciones desaparecen, dicho horizonte comienza a secarse y el WSI_{EW} aumenta.

El índice WSI_F es obtenido a partir del parámetro F introducido por Venturini et al., (2008). Dicho parámetro requiere del conocimiento de e_s , que Venturini et al. propusieron obtener a partir de la curva SVP. Al incluir el concepto de σ , una metodología simple permite obtener e_s a partir de la reflectancia de la superficie en las bandas del SWIR. La energía en el SWIR es absorbida por el agua, por lo que estas bandas son sensibles a las variaciones del contenido de humedad de una superficie. Esta característica de las bandas del SWIR se utilizó para obtener el parámetro σ definido por Barton, (1979) como e_s/e_s^* . Así, se propuso obtener σ como la relación entre la reflectancia en el SWIR de los píxeles saturados (R_{sat}) y la reflectancia del píxel i (R_i). R_{sat} puede estimarse a partir de la curva R_i vs HS o como el valor medio de los píxeles identificados con $NDVI < 0$. En cualquier caso, R_{sat} coincide con el mínimo minimorum de R7 (Zarcó-Tejada et al., 2003).

A fin de verificar que σ representa el contenido de humedad de cada píxel, se lo contrastó con datos de HS, encontrándose una correlación entre ambas variables de 0.82, que indica una clara asociación entre ambas. El análisis espacial y temporal mostró que

existe una correspondencia entre σ y datos de HS a pesar de las diferentes escalas de observación que presentan las variables; mientras que HS presenta una escala de observación puntual y está medido por debajo de la superficie del suelo, σ es la respuesta superficial de un píxel mixto de 1 km^2 aproximadamente.

Como se mencionó, σ modifica la metodología para obtener el parámetro principal de Venturini et al., debiéndose comprobar la bondad de las nuevas estimaciones de ET. La ET obtenida con σ se comparó con valores observados y con estimaciones de ET obtenidas con los modelos de V-V, P-T y J-I. La ET_{obs} resultó sobreestimada por los métodos de J-I y V-V, con RMSEs de unos 60 Wm^{-2} (19% de la media de ET_{obs}). El método G-V arrojó un RMSE inferior, del orden del 11%. Aunque esta comparación no es exhaustiva, los resultados de ET obtenidos con la metodología G-V son notoriamente mejores que los resultados de ET de los modelos usados para comparar. Los modelos de J-I y V-V sobreestiman los datos observados en menos del 8% de la ET_{obs} media, mientras que el método G-V subestimaría la ET en menos del 4% de la ET_{obs} media. Claramente, σ mejora las estimaciones de ET. La selección del mejor modelo depende de los datos disponibles, el tipo de aplicación y la experiencia del usuario final. En este sentido, la combinación del modelo original de V-V con el nuevo parámetro σ conduce a un modelo más preciso y robusto, que puede ser de gran ayuda para establecer sistemas de alerta. El WSI_F utiliza en su definición un concepto de E_{pot} basado en un gradiente de presiones. E_{pot} definido como $e^*_s - e_a$ es particularmente interesante desde el punto de vista del EH ya que combina los efectos de humedad y temperatura. De esta forma, el WSI_F refleja el estrés causado por las condiciones atmosféricas y los parámetros de superficie.

La principal ventaja del WSI_F es que no utiliza espacios contextuales para aproximar el parámetro σ . Tampoco se requiere, necesariamente, que R_{sat} sea calibrado localmente; por el contrario, R_{sat} puede ser obtenido a partir de la reflectancia de las bandas del SWIR,

permitiendo que el WSI_F pueda aplicarse con diferentes misiones satelitales. La principal desventaja del WSI_F es el error que las imágenes de R_i incorporan en el índice, tal como quedó establecido en el análisis de incertidumbres. Sin embargo, dicho error es inferior a los errores típicos asociados a los diferentes métodos de estrés.

El WSI_F sobreestima al “estrés observado” en aproximadamente un 12% del valor medio de estrés, con un RMSE del orden del 20%. Este error es significativamente inferior a los esperados en metodologías de este tipo, el que es del orden del 30% (Colaizzi et al., 2003). Las correlaciones del WSI_F con observaciones en campo, también mostraron las bondades del índice. Se obtuvo un $r=0.80$ al compararlo con la HS. La correlación con la PP arrojó un r de 0.84 y la comparación con la ET_{obs} arrojó un $r=0.71$. Estas correlaciones indican que el WSI_F es sensible a la HS y PP, y representa la tasa de ET, más aún si se tiene en cuenta que las observaciones de ET son totalmente independientes del WSI_F .

En general, los errores estadísticos asociados al WSI_F son menores que los asociados al WSI_{Ew} . Las correlaciones con la HS, PP, T_s y ET_{obs} también indican una mayor asociación con el WSI_F . Básicamente, el EH puede deberse a la falta de agua en la zona de la raíz, o a una demanda atmosférica alta, o a la interacción de ambos factores (Campbell y Norman, 1998). Si consideramos al sistema suelo-planta-atmósfera como un continuo, el suelo debe considerarse como un reservorio que suministra agua al sistema (Reichardt, 1985). Por lo tanto, cualquier déficit que ocurra en el reservorio afecta negativamente el comportamiento del sistema. Esto sugiere que el proceso físico de estrés involucra condiciones de humedad y demanda atmosférica, lo que remarca las diferencias entre el WSI_{Ew} y el WSI_F . Comúnmente, el estrés hídrico debido a falta de agua en la zona radicular ocurre antes que el estrés producido por falta de agua y la demanda evaporativa de la atmósfera en forma conjunta (Jiang y Huang, 2000). Esta podría ser la causa por la cual el WSI_{Ew} acusa estrés antes que el WSI_F .

Como se explicó, la naturaleza del WSI_{E_w} y del WSI_F es diferente, por lo que es lógico que sus rangos de valoración sean distintos. Sin embargo, el concepto de E_{pot} definido como un gradiente de presiones sería más adecuado que el de E_w para representar el EH, ya que involucra variables atmosféricas y de superficie que están físicamente relacionadas con el proceso de estrés.

Los índices desarrollados en esta tesis presentan la ventaja de requerir sólo datos teledetectados, como las imágenes de T_s , NDVI, T_d y reflectancia en el SWIR, lo que los hace aplicables con diferentes misiones satelitales. Además, ambos modelos son universales, no requieren de parámetros de ajuste local.

El WSI_{E_w} y el WSI_F necesitan de un mínimo de procesamiento de imágenes de satélite, resultando prácticos y de gran utilidad para los usuarios finales, como organizaciones de agricultores, quienes requieren metodologías de fácil y rápida aplicación. La rapidez de aplicación radica en que no es necesario contar con datos de campo. Los datos *in situ* son de gran utilidad pero no siempre están disponibles en las escalas de interés de quienes requieren estas metodologías.

En el Apéndice I se presentan resultados del WSI_{E_w} para la zona centro de la provincia de Santa Fe - Argentina. Cabe destacar que en la actualidad se está implementando el WSI_F en la misma zona. Los resultados aún no están disponibles por lo que no se incluyen en esta tesis.

En el futuro, se propone explorar la incorporación de datos de HS proveniente de imágenes radares y T_s proveniente de sensores de microondas pasivos en los índices de estrés aquí presentados. La fusión de diferentes fuentes de datos enriquecería la determinación de σ y permitiría obtener indicadores más precisos.

Bibliografia

- Barton I.J. (1979). A parameterization of the evaporation from nonsaturated surfaces. *Journal of Applied Meteorology*. 18, 43-47.
- Batra N., Islam S., Venturini V., Bisht G., Jiang L. (2005). Estimation and comparison of evapotranspiration from MODIS and AVHRR sensors for clear sky days over the southern Great Plains. *Remote Sensing of Environment*. 103, 1-15.
- Bisht, G., Venturini, V., Jiang, L., & Islam, S. (2005). Estimation of net radiation using MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) Terra Data for clear sky days. *Remote Sensing of Environment*, 97, 52–67.
- Bowman W.D. (1989). The relationship between leaf water status, gas exchange, and spectral reflectance in cotton leaves. *Remote Sensing of Environment*. 30, 249-255.
- Brutsaert W., and Stricker H. (1979). An advection-aridity approach to estimate actual regional evapotranspiration. *Water Resources Research*. 15(2), 443-450.
- Buck A. L. (1981). New equations for computing vapor pressure and enhancement factor. *Journal of Applied Meteorology*. 20, 1527-1532.
- Campbell G.S. , and Norman J.M. (1998). An Introduction to Environmental Biophysics. Springer-Verlag, New York, USA.
- Carlson T.N, Gillies R.R., Schmugge T.J. (1995). An interpretation of methodologies for indirect measurement of soil water content. *Agricultural and Forest Meteorology*. 77, 191-205.
- Carter, G. A. (1994). Ratios of leaf reflectances in narrow wavebands as indicators of plant stress. *International Journal of Remote Sensing*. 15, 697-703.
- Ceccato P., Flasse S., Tarantola S., Jacquemoud S., Gregoire, J.M. (2001). Detecting vegetation leaf water content using reflectance in the optical domain. *Remote Sensing of Environment*. 77, 22-33.

- Ceccato P., Gobron N., Flasse S., Pinty B., Tarantola, S. (2002a). Designing a spectral index to estimate vegetation water content from remote sensing data: Part 1. Theoretical approach. *Remote Sensing of Environment*. 82, 188–197.
- Chen D., Huang J., Jackson T.J. (2005). Vegetation water content estimation for corn and soybeans using spectral indices derived from MODIS near- and short-wave infrared bands. *Remote Sensing of Environment*. 98, 225-236.
- Cheng Y.B., Zarco-Tejada P.J., Riano D., Rueda C.A., Ustin S. L. (2006). Estimating vegetation water content with hyperspectral data for different canopy scenarios: Relationships between AVIRIS and MODIS indexes. *Remote Sensing of Environment*. 105, 354–366.
- Chow V.T., Maidment D., Mays L.W. (1988). *Applied Hydrology*. McGraw Hill.
- Colaizzi P.D., Barnes E.M., Clarke T.R., Choi C.Y., Peter M., Waller P.M., Haberland J., Kostrzewski M. (2003). Water Stress Detection Under High Frequency Sprinkler Irrigation with Water Deficit Index. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*. JANUARY/FEBRUARY 2003.
- Coleman H.W., and Steele W.G. (1999). *Experimentation and Uncertainty Analysis for Engineers*. Second edition. (New York: Wiley).
- Cornell C. A. (1972). First order analysis of model and parameter uncertainty. *International Symposium on Uncertainty in Hydrologic and Water Resource Systems*. Univ. of Arizona., Tucson.
- Crago R., Hervol, N., and Crowley, R. (2005). A complementary evaporation approach to the scalar roughness length. *Water Resources Research*, 41, W06017.
- Dettinger M.D., and Wilson J.L. (1981). First order analysis of uncertainty in numerical models of groundwater flow part: 1. Mathematical development. *Water Resources Research*. Volume 17, Issue 1, 149-161.

- Fensholt R., and Sandholt I. (2003). Derivation of a shortwave infrared water stress index from MODIS near- and shortwave infrared data in a semiarid environment. *Remote Sensing Environment*. 87, 111– 121.
- Galleguillos M., Jacob F., Prévot L., French A., Lagacherie P. (2011). Comparison of two temperature differencing methods to estimate daily evapotranspiration over a Mediterranean vineyard watershed from ASTER data. *Remote Sensing of Environment* 115, 1326–1340.
- Gam N.A., Kustas W.P., Anderson M.C. (2010). Application of the Priestley–Taylor Approach in a Two-Source Surface Energy Balance Model. *Journal of Hydrometeorology*. Volumen 11.
- Gao B.C. (1996). NDWI-A normalized difference water index for remote sensing of vegetation liquid water from space. *Remote Sensing of Environment*. 58(3), 257- 266.
- Granger R.J. (1989). An examination of the concept of potential evaporation. *Journal of Hydrology*. 111, 1-20.
- Granger R.J. and Gray D.M. (1989). Evaporation from natural nonsaturated surfaces. *Journal of Hydrology*, 111, 21-29.
- Hargreaves G. H. and Z. A. Samani, 1982. Estimating of potential evapotranspiration. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*. E-ASCE 108, 223–230.
- Hayden C.M. (1988). GEOS-VAS simultaneous temperature-moisture retrieval algorithm. *Journal of Applied Meteorology*. 27, 705-733.
- Hillel, D. (1998). *Environmental soil Physics*. Academic Press. Amsterdam. 771 pags.
- Hunt E.R., Rock B.N., Nobel P.S. (1987). Measurement of leaf relative water content by infrared reflectance. *Remote Sensing of Environment*. 22, 429-435.
- Idso S.B. (1982). Non-water-stressed baseline: a key to measuring and interpreting plant water stress. *Agricultural Meteorology*. 27, 59-70.

- Jackson R.D, Reginato R.G., Idso S.B. (1977). Wheat canopy temperature: A practical tool for evaluating water requirements. *Water Resources Research*. 13: 651-656.
- Jackson R.D., Idso S.B., Reginato R.J., Pinter Jr.P.J. (1981). Canopy temperatura as a Crop Water Stress Indicator. *Water Resources Research*. 17 (4), 1133–1138.
- Jackson R.D., Slater P.N., Pinter P.J. (1983). Discrimination of growth and water stress in wheat by various vegetation indices through clear and turbid atmospheres. *Remote Sensing of Environment*. 13(3), 187-208.
- Jacobs J.M., Myers D.A., Anderson M.C., Diak G.R. (2002). GOES surface insolation to estimate wetlands evapotranspiration. *Journal of Hydrology*. 266, 53-65.
- Jiang L., and Islam S. (2001). Estimation of surface evaporation map over southern Great Plains using remote sensing data. *Water Resources Research*, 37(2), 329-340.
- Jiang L., Carlson T., Islam S. (2004). Towards the Uncertainty of Surface Fluxes Estimation and Implications for Using a Simplified Approach With Remote Sensing Data. *Canadian Journal of Remote Sensing*. 30(5), 769-787.
- Jiang Y., and Huang B. (2000). Effects of drought or heat stress alone and in combination on Kentucky bluegrass. *Crop Science*. 40, 1358-1362.
- Kalma J.D., McVicar T.R., McCabe, M.F. (2008). Estimating Land Surface Evaporation: A Review of Methods Using Remotely Sensed Surface Temperature Data. *Surveys in Geophysics*. Volume 29, Numbers 4-5, 421-469.
- Kar G., and Kumar A. (2007). Surface energy and crop water stress index in groundnut under irrigated ecosystem. *Agricultural and Forest Meteorology*. 146, 94-106.
- Knaeps E., Dogliotti A.I., Raymaekers D., Ruddick K., Sterckx S. (2012). In situ evidence of non-zero reflectance in the OLCI 1020 nm band for a turbid estuary. *Remote Sensing of Environment*. 120(SI), 133-144.

- Kustas W.P., Norman J.M., Anderson M.C., French A.N. (2003). Estimating sub-pixel surface temperature and energy fluxes from the vegetation index-radiometric temperature relationship. *Remote Sensing of Environment*. 85, 429-440.
- Leite M.L., Sedyama G.C., Coelho D.T., Vieira H.A. (1990). Determinação da evapotranspiração de equilíbrio numa superfície cultivada com Feijão (*Phaseolus vulgaris* L.) em duas densidades de plantío. *Revista Ceres*. 37, 99-110.
- Lew A.A., Hall C.M., Williams A.M. (2004). *A Companion to Tourism*. Malden, MA: Blackwell Pub.
- Lewis J.M. (1995). The story behind the Bowen ratio. *Bulletin of the American Meteorological Society*. 76, 2433-2443.
- Lhomme J.P. (1999). Towards a rational definition of potential evaporation. *Hydrology and Earth System Sciences*. 1 (2) (1999) 257-264.
- Li J., Wolf W., Menzel W.P., Zhang W., Huang H.L., Hachtor T.H. (2000). Global soundings of the atmosphere from ATOVS measurements: The algorithm and validation. *Journal Applied Meteorology*. 39, 1248-1268.
- Li L., and Yu Q. (2007). Quantifying the effects of advection on canopy energy budgets and water use efficiency in an irrigated wheat field in the North China Plain. *Agricultural Water Management*. 89, 116-122.
- Lobell D.V., and Asner G.P. (2002). Moisture effects on soil reflectance. *Soil Science Society of America Journal*. Vol. 66 N° 3. 722-727.
- Long D., and Singh V.P. (2012). A Two-source Trapezoid Model for Evapotranspiration (TTME) from satellite imagery. *Remote Sensing of Environment*. 121, 370-388.
- López-López R., Arteaga-Ramírez R., Vázquez-Peña M.A., López-Cruz I., Sánchez-Cohen I. (2009). Índice de estrés hídrico como un indicador del momento de riego en cultivos agrícolas. *Agricultura Técnica en México*. Vol. 35 Num. 1: 92-106.

- Maki M., Ishiahra M., Tamura M. (2004). Estimation of leaf water status to monitor the risk of forest fires by using remotely sensed data. *Remote Sensing of Environment*. 90, 441-450.
- Makkink G.F. (1957). Testing the Penman formula by means of lysimeters. *Journal of the Institution of Water Engineers*. 11, 277-288.
- McNaughton, K.G., and Jarvis, P.G., (1983). Predicting effects of vegetation changes on transpiration and evaporation. In: Kozlowski, T.T. (Ed.). *Water Deficits and Plant Growth*. vol. VII. Academic Press. Pp. 1-47.
- Mendez-Barroso L.A., Garatuza-Payan J., Vivoni E.R. (2008). Quantifying water stress on wheat using remote sensing in the Yaqui Valley, Sonora, Mexico. *Agricultural Water Management*. 95 (6), 725-736.
- Menzel W.P., Seemann S.W., Li J., Gumley, L.E. (2002). MODIS Atmospheric Profile Retrieval Algorithm Theoretical Basis Document, Version 6, Reference Number: ATBD-MOD-07. http://modis.gsfc.nasa.gov/data/atbd/atbd_mod07.pdf (accessed on 12/04/2003).
- Monteith J.L. (1973). Principles of Environmental Physics. *Edward Arnold, London*.
- Monteith J.L. (1981). Evaporation and surface temperature. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 107 (451), 1-27.
- Monteith J.L., and Unsworth M. (1990). Principles of Environmental Physics. *Butterworth-Heinemann*, 2nd edition. Burlington-MA, 304 pages.
- Moran M.S., Clarke T.R., Inoue Y., Vidal A. (1994). Estimating crop water deficit using the relation between surface-air temperature and spectral vegetation index. *Remote Sensing of Environment*. 49 (3), 246-263.
- Nishida K., Nemani R.R., Running S.W., Glassy J.M. (2003). An operational remote sensing algorithm of land surface evaporation. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*. 108.

- Norman J.M., Anderson M.C., Kustas W.P., French A.N., Mecikalski J., Torn R. (2003). Remote sensing of surface energy fluxes at 101-m pixel resolutions. *Water Resources Research*. 39(8), 1221–1232.
- Patel N.R., Mehta A.N., Shekh A.M. (2001). Canopy temperature and water stress quantification in rainfed pigeonpea (*Cajanus cajan* (L.) Millsp.). *Agricultural and Forest Meteorology* 109, 223–232.
- Peng J., Liu Y., Zhao X., Loew A. (2012). Estimation of evapotranspiration from TOA radiances in the Poyang Lake Basin, China. *Hydrology and Earth System Sciences*. 9, 10963-11003.
- Penman H.L. (1948). Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proceedings of the Royal Society of London A*. 193, 120-145.
- Penuelas J., Filella J.I., Biel C., Serrano L., and Save R. (1993). The reflectance at the 950-970 nm region as an indicator of plant water status. *International Journal of Remote Sensing*. 14(10): 1887-1905.
- Penuelas J., Piñol J., Ogaya R., Filella I. (1997). Estimation of plant water concentration by the reflectance water index (R900/R970). *International Journal of Remote Sensing*. 18, 2869–2875.
- Pereira A.R. (2004). The Priestley–Taylor parameter and the decoupling factor for estimating reference evapotranspiration. *Agricultural and Forest Meteorology*. 125, 305-313.
- Pertovt L.E., Rivas R., Schirmbeck J., Coelho W.O.G., Vives L. (2008). Análisis de condicionantes ambientales del estrés hídrico de la vegetación en el sur de Brasil mediante imágenes NOAA - AVHRR. *Boletín Geológico y Minero*. 119 (1): 119-124.
- Priestley C.H.B. and Taylor R.J. (1972). On the Assessment of Surface Heat Flux and Evaporation Using Large-Scale Parameters. *Monthly Weather Review*, 100, 81-92.

- Randall J.D., McVicar T.R., Roderick M.L. (2010). Assessing the ability of potential evaporation formulations to capture the dynamics in evaporative demand within a changing climate. *Journal of Hydrology*. Volume 386, Issues 1-4, 186-197.
- Reichardt, K. (1985). Procesos de transferencia no sistema solo-planta-atmósfera. Publicação Especial do Centro de Energia Nuclear na Agricultura USP-CNEN e Fundação Cargill. 3a. edição. Brasil. 285 p.
- Rivas R., and Caselles V. (2004). A simplified equation to estimate spatial reference evaporation from remote sensing-based surface temperature and local meteorological data. *Remote Sensing of Environment*. 83, 68-76.
- Rhoades (1993). Reducción de la salinización del suelo y del agua mediante el mejoramiento del riego y drenaje. En: *Prevención de la contaminación del agua por la agricultura y actividades afines: Anales de la consulta de expertos organizada por la FAO*. FAO, 313-345.
- Sandholt I., Rasmussen K., Andersen J. (2002). A simple interpretation of the surface temperature/vegetation index space for assessment of surface moisture status. *Remote Sensing of Environment*. 49 (3), 246-263.
- Savtchenko A., Ouzounov D., Ahmad S., Acker J., Leptoukh G., Koziana J., Nickless D. (2004). Terra and Aqua MODIS products available from NASA GES DAAC. *Advances in Space Research*. 34, 710-714.
- Seguin B., Assad E., Fretaud J.P., Imbernom J.P., Kerr Y., Lagouarde J.P. (1989). Use of meteorological satellite for rainfall and evaporation monitoring. *International Journal of Remote Sensing*. 10, 1001-1017.
- Seemann S.W., Li J., Menzel W.P., Gumley L.E. (2003). Operational retrieval of atmospheric temperature, moisture, and ozone from MODIS infrared radiances. *Journal of Applied Meteorology*. 42, 1072-1091.

- Seemann S.W., Borbas E.E., Li J., Menzel W.P., Gumley L.E. (2006). MODIS atmospheric profile retrieval algorithm theoretical basis document. Online document [http://modis-atmos.gsfc.nasa.gov/_docs/MOD07:MYD07_ATBD_C005.pdf].
- Sepulcre-Cantó G., Zarco-Tejada P.J., Jiménez-Muñoz J.C., Sobrino J.A., de Miguel E., Villalobos F.J. (2006). Detection of water stress in an olive orchard with thermal remote sensing imagery. *Agricultural and Forest Meteorology*. 136, 31-44.
- Sgavetti M., Longhi I., Meli S., Pompilio L. (2006). Accuracy in mineral identification: Image spectral and spatial resolution and mineral spectral properties: *Annals of Geophysics*. Vol. 49, Nro 1.
- Shanahan J.F., Schepers J.S., Francis D.D., Varvel G.E., Wilhelm W.W., Tringe J.M., Schlemmer M.R., Major D.J. (2001). Use of remote sensing imagery to estimate corn grain yield. *Agronomy Journal*. 93: 583-589.
- Shuttleworth W.J. (1991). Evaporation models in hydrology. In: Schmugge, T.J., André, J.C. (Eds.). *Land Surface Evaporation: Measurement and Parameterization*. Springer, New York, pp. 93-120.
- Shuttleworth W.J. (1993). Evaporation. D.R. Maidment (Ed.). *Handbook of Hydrology*. McGraw-Hill, Sydney.
- Sims D.A., and Gamon, J.A. (2003). Estimation of vegetation water content and photosynthetic tissue area from spectral reflectance: a comparison of indices based on liquid water and chlorophyll absorption. *Remote Sensing of Environment*. 84, 526-537.
- Singh V.P., and Xu C.Y. (1997). Evaluation and generalization of 13 mass-transfer equations for determining free water evaporation. *Hydrological Processes*. 11 (3) 311-323.
- Smith W.L., and Woolf H.M. (1988). A linear simultaneous solution for temperature and absorbing constituent profiles from radiance spectra. Technical proceedings of the

- fourth internationals TOVS. Study conference held in Igls, Austria 16 to 22 March 1988. W.P. Menzel Ed. 330-347.
- Sperry J.S., Adler F.R., Campbell G.S., Comstock J.C. (1998). Limitation of plant water use by rhizosphere and xylem conductance: results from a model. *Plant, Cell & Environment*. 21, 347-359.
- Stockle C.O., and Dugas W.A. (1992). Evaluating canopy temperature based indices for irrigation scheduling. *Irrigation Science*. 13, 31-37.
- Sullivan D.G., Fulton J.P., Shaw J.N., Bland G. (2007). Evaluating the sensitivity of an unmanned thermal infrared aerial system to detect water stress in a cotton canopy. *Trans. ASABE* 50, 1955-1962.
- Trombetti M., Riano D., Rubio M.A., Cheng Y.B., Ustin S.L. (2008). Multi-temporal vegetation canopy water content retrieval and interpretation using artificial neural networks for the continental USA. *Remote Sensing of Environment*. 112, 203-215.
- Tucker C. (1980). Remote sensing of leaf water content in the near infrared. *Remote Sensing of Environment*. Volume 10, Issue 1, Pages 23-32.
- Usman M., Ahmad A., Ahmad S., Arshad M., Khaliq T., Wajid A., Hussain K., Nasim W., Mehmood Chattha T., Trethowan R., Hoogenboom G. (2009). Development and application of crop water stress index for scheduling irrigation in cotton (*Gossypium hirsutum* L.) under semiarid environment. *Journal of Food Agriculture and Environment*. 7 (3,4), 386-391.
- Venturini V., Bisht G., Islam S., Jiang L. (2004). Comparison of evaporative fractions estimated from AVHRR and MODIS sensors over South Florida. *Remote Sensing of Environment*. 93, 77-86.
- Venturini V., Islam S., Rodríguez L. (2008). Estimation of evaporative fraction and evapotranspiration from MODIS products using a complementary based model. *Remote Sensing of Environment*. 112, 132-41.

- Venturini V., Rodríguez L., Bisht G. (2010). A comparison among different modified Priestley and Taylor's equations to calculate actual evapotranspiration with MODIS data. *International Journal of Remote Sensing*. 32(5), 1319-1338.
- Wan Z., and Dozier J.A. (1996). A generalized split-window algorithm for retrieving land-surface temperature from space. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensi*. 34(4), 892–905.
- Wang L., Qiu G.Y., Zhang X., Chen S. (2005). Application of a new method to evaluate crop water stress index. *Irrigation Science*. 24, 49–54.
- Wang W., Huang D., Wang X.G., Liu Y.R., Zhou F. (2011). Estimation of soil moisture using trapezoidal relationship between remotely sensed land surface temperature and vegetation index. *Hydrology and Earth System Sciences*. 15, 1699-1712.
- Western A.W., Grayson R.B., Blöschl G. (2002). Scaling of soil moisture: A Hydrologic Perspective. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. Vol. 30, 149-180.
- Xu C.Y., and Singh V.P. (2001). Evaluation and generalization of temperature-based methods for calculating evaporation. *Hydrological Processes*. 15 (2), 305-319.
- Xu C.Y., and Singh V.P. (2002). Cross Comparison of Empirical Equations for Calculating Potential Evapotranspiration with Data from Switzerland. *Water Resources Management*. Volume 16, Issue 3. 197-219.
- Yilmaz M.T., Hunt Jr. E.R., Jackson T.J. (2008). Remote sensing of vegetation water content from equivalent water thickness using satellite imagery. *Remote Sensing of Environment*. 112, 2514- 2522.
- Zarco-Tejada P.J., Rueda C.A., Ustin S.L. (2003). Water content estimation in vegetation with MODIS reflectance data and model inversion methods. *Remote Sensing of Environment* 85, 109–124.

Apéndice I: Aplicación de los índices en Argentina

Se presentan a continuación la aplicación del WSI_{Ew} y del índice σ en la zona centro de la República Argentina. El trabajo correspondiente al WSI_{Ew} fue presentado a la revista Interciencia siendo aprobado para publicación, encontrándose actualmente en la etapa de impresión. El formato con el que se presenta el artículo en este Apéndice es el exigido por la revista.

La aplicación de σ corresponde al proyecto “Indicador de humedad en superficies: una metodología simple a partir de datos provenientes de sensores remotos”. El mismo fue presentado ante la Provincia de Santa Fe en la convocatoria 2011 del programa APOYO A PROYECTOS DE INVESTIGACIÓN SOBRE TEMAS DE INTERÉS PROVINCIAL DESARROLLADOS POR GRUPOS DE INVESTIGACIÓN PERTENECIENTES AL SISTEMA DE CIENCIA, TECNOLOGÍA E INNOVACIÓN, CON INSTITUCIÓN ADOPTANTE. El proyecto Código: 2010-033-11, Resolución: 129/11 se encuentra en ejecución con fecha de finalización diciembre-2013.

I.1 Una metodología simple para determinar el estrés hídrico de la vegetación usando sólo datos teledetectados

A simple method to determine vegetation water stress using remotely sensed data alone

Girolimetto, Daniela y Venturini, Virginia

Resumen

La relación que existe entre el índice de vegetación diferencial normalizado (NDVI) y la temperatura de la superficie (Ts) es comúnmente usado para monitorear la evapotranspiración (ET) en grandes regiones heterogéneas. Jiang e Islam (2001) propusieron una metodología que permite estimar la ET mediante la combinación del diagrama NDVI-Ts y la ecuación de Priestley y Taylor. Por otra parte, Moran et al, (1994) formularon el estrés hídrico de la vegetación (EH) como una función de la evaporación relativa (ET/Epot), donde Epot es la evapotranspiración potencial. La metodología presentada en este trabajo, permite calcular el EH basándose en la definición de EH hecha por Moran et al, (1994) y el cálculo de la ET propuesto por Jiang e Islam (2001). Los resultados preliminares indican que el nuevo índice presenta correlaciones significativas con los indicadores de EH y con el índice de Moran et al. ($r=0,9$). La metodología es operativamente sencilla y de fácil aplicación ya que requiere sólo de información proveniente de sensores remotos.

Palabras claves: estrés hídrico, evaporación relativa, evapotranspiración, sensores remotos

Abstract

The relationship between normalized difference vegetation index (NDVI) and surface temperature (Ts) is extensively used to determine the evapotranspiration (ET) in large heterogeneous regions. Jiang and Islam (2001) proposed a methodology to estimate ET by combining the NDVI-Ts diagram and the Priestley and Taylor equation (Priestley and

Taylor, 1972). In addition, Moran et al, (1994) related the vegetation water stress (EH) as a function of the relative evaporation (ET/E_{pot}), where E_{pot} is the potential evapotranspiration. The methodology presented in this paper calculates the EH based on Moran et al.'s definition and the ET method proposed by Jiang and Islam (2001). The preliminary results indicate that the new index correlates well with different water stress indicators and with Moran et al. index ($r=0.9$). The methodology is simple and easy to use since it requires only information from remote sensors.

Keywords: water stress, relative evaporation, evapotranspiration, remote sensing

1.- Introducción

La agricultura mundial depende, en gran medida, de la disponibilidad y distribución del recurso hídrico. La producción agrícola puede conducir a grandes beneficios económicos tanto a nivel regional como a nivel mundial, más aún cuando la gestión del agua que se destina a la agricultura, es la adecuada. Por esto, asistir a los productores con planes que optimicen el uso del agua, es de suma importancia para maximizar la producción agropecuaria. Actualmente los índices de estrés hídrico son combinados con sistemas de riego con el fin de obtener el mayor rendimiento de los cultivos (López-López et al, 2009). Por otra parte, la necesidad de monitorear grandes regiones, ha motivado el desarrollo de los índices de estrés sobre la base de datos provenientes de sensores remotos. En efecto, el advenimiento de los sensores infrarrojo-térmicos permitió obtener la temperatura de la superficie (T_s) y relacionarla con el contenido de agua en la vegetación (Jackson et al, 1981; Idso et al, 1981; Clawson y Blad, 1982). Los índices de estrés térmicos asumen que la T_s es la variable que resume el estado energético de una superficie. En un área completamente húmeda, toda la energía disponible se va en flujo de calor latente y muy poco se consume en flujo de calor sensible, por lo que la T_s tiende a disminuir; por el

contrario, en áreas completamente secas, la energía disponible se convierte en flujo de calor sensible, lo que causa un aumento en la T_s .

El índice de Estrés Hídrico del Cultivo (Crop Water Stress Index, CWSI) desarrollado por Jackson et al., (1981) y reformulado por Idso et al., (1981), es una importante contribución en este tema. El CWSI se fundamenta en la relación que existe entre el déficit de presión de vapor (VPD) y la diferencia entre la temperatura de la cobertura vegetal (T_c) y la temperatura del aire (T_a). Los autores observaron una relación lineal entre ($T_c - T_a$) y VPD que permite definir una línea de mínimo estrés para la vegetación húmeda transpirando a su máxima tasa, y otra de máximo estrés. Esta metodología fue desarrollada para cobertura vegetal completa. Esto es una restricción cuando se quieren utilizar datos provenientes de imágenes de satélite cuya resolución espacial es moderada a baja, por ejemplo 1 km^2 , ya que un píxel contiene información de un área con cobertura heterogénea y rara vez es puro. Moran et al, (1994) propusieron mejorar el CWSI para permitir su aplicación en superficies parcialmente vegetadas. Para ello plantearon combinar un índice de vegetación (IV) con observaciones de la T_s . Los autores desarrollaron el Índice de Déficit Hídrico (Water Deficit Index, WDI) basado en la evaporación relativa, la que es igual a ET/E_{pot} (Moran et al, 1994; Granger y Gray, 1989; Venturini et al, 2008). Otros autores utilizan la relación IV- T_s para estimar la evapotranspiración (ET) (Jiang e Islam, 1999; Jiang e Islam, 2001; Nishida et al, 2003; Stisen et al, 2008). El NDVI es el IV más usado para generar los espacios IV- T_s (Carlson et al, 1995; Sandholt et al, 2002; Wang et al, 2011).

En este trabajo se propone obtener un índice de EH sobre la base del WDI y del método de Jiang e Islam (2001). El marco teórico proporcionado por Moran et al, (1994) es consistente con la metodología de Jiang e Islam (2001), por lo que ambas metodologías son vinculadas para obtener un índice de EH de la vegetación.

2.- Metodología

2.1.- Índice WDI

Moran et al, (1994) proponen relacionar un IV con la Ts para ampliar la aplicabilidad de la teoría del CWSI (Jackson et al, 1981) a superficies parcialmente vegetadas. Para ello los autores capitalizan dos consideraciones: 1) ciertas propiedades de la superficie pueden ser evaluadas más fácilmente en coberturas vegetales extremas (cobertura vegetal completa o suelo desnudo) que en situaciones intermedias (superficies parcialmente vegetadas); y 2) en el CWSI existe una relación lineal entre $T_c - T_a$ y VPD. Cada valor de T_c puede relacionarse a la evaporación relativa; es decir que existiría una relación cuasi lineal entre el flujo de calor a nivel de la superficie y la cobertura vegetal. Por lo tanto, una interpolación lineal entre las condiciones de cobertura vegetal completa y suelo desnudo, puede ser usada para obtener información de estados intermedios con un mínimo de mediciones *in situ* (Moran et al, 1994).

El desarrollo del WDI se basa en la interpretación de la forma trapezoidal que se obtiene al graficar un IV *versus* $T_s - T_a$. En la Figura 1 (a) se ejemplifica los extremos del trapecioide. El segmento 1-3 representa el borde frío, con buenas condiciones de humedad y con cobertura vegetal que varía desde suelo desnudo a vegetación completa (NDVI variando desde 0 a 1). El segmento 2-4, representa el borde cálido, con bajo contenido de humedad y con variación de la cubierta vegetal desde suelo desnudo a cobertura vegetal completa. El segmento 1-2 representa cobertura vegetal densa. El punto 1 corresponde a vegetación con buenas condiciones de humedad y el punto 2 a vegetación sin transpiración. El segmento 3-4 representa suelo desnudo (Galleguillos et al, 2011). A partir de este diagrama, con el valor de $T_s - T_a$ en el punto B es posible obtener la evaporación relativa mediante las distancias AB y AC (Figura 1a).

El cálculo del WDI asume dos supuestos importantes asociados a la relación entre un IV y la diferencia $T_s - T_a$. Primero, considera que la diferencia $T_s - T_a$ está linealmente

relacionada con el porcentaje vegetado, temperatura del follaje y temperatura del suelo. El segundo supuesto señala que dada una cierta energía neta (R_n), la temperatura del follaje y del suelo están linealmente relacionados a la evaporación y transpiración. Por lo tanto, variaciones en $T_s - T_a$ estarían asociadas a variaciones de ET. Los autores concluyen que para una superficie parcialmente vegetada el estrés de la vegetación está dado por:

$$WDI = 1 - \frac{ET}{E_{pot}} \quad (1)$$

donde (ET/E_{pot}) es la evaporación relativa.

Los detalles de esta metodología pueden ser encontrados en Moran et al, (1994).

2.2.- Método de Jiang e Islam (2001)

La interpretación del espacio NDVI- T_s realizada por Jiang e Islam proporciona las bases para estimar la ET mediante la modificación de la ecuación de Priestley-Taylor (Priestley y Taylor, 1972). Jiang e Islam introdujeron un nuevo parámetro ϕ para áreas no saturadas que reemplaza al parámetro α de Priestley-Taylor. La ecuación modificada puede ser aplicada a regiones heterogéneas con diferentes condiciones de humedad:

$$ET = \phi \left[\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \right] (R_n - G) \quad (2)$$

donde, ϕ es el parámetro de Jiang e Islam, Δ es la pendiente de la curva de presión de vapor de saturación, γ es la constante psicrométrica, R_n es la radiación neta a nivel de la superficie y G es el flujo de calor del suelo.

Al igual que Moran et al, (1994), Jiang e Islam (2001) utilizaron el espacio NDVI-Ts para obtener el valor de ϕ . En este caso, del espacio NDVI-Ts se definen dos bordes, el superior (borde cálido) y el inferior (borde frío) (Figura 1b). Jiang e Islam (2001) interpretaron que el borde superior, con altas temperaturas y bajos valores de ϕ , constituye el mínimo valor de ET para cada clase de NDVI; mientras que el borde frío, asociado a bajas temperaturas y máximos valores de ϕ , representa la máxima ET. Por lo tanto, el valor de ϕ varía dentro de los límites del triángulo. Los autores del WDI utilizaron una interpolación lineal entre los límites del trapecoide, que fue adoptada por Jiang e Islam (2001) para obtener el valor de ϕ_i entre los bordes del espacio triangular:

$$\phi_i = 1.26 \frac{T_{\max} - T_i}{T_{\max} - T_{\min}} \quad (3)$$

donde, T_{\max} y T_{\min} son las temperaturas máximas y mínimas, respectivamente, para una clase dada de vegetación y T_i es la temperatura de un píxel dado. El valor de T_{\max} corresponde a la temperatura obtenida cuando el borde superior corta al eje de temperatura (Figura 1b) para un NDVI=0, mientras que T_{\min} se obtiene como el valor medio de los píxeles identificados como agua en una imagen.

El parámetro ϕ varía desde 0 a 1,26. Para un suelo seco y desnudo ϕ es igual a 0 y para una superficie vegetada y saturada ϕ toma el valor del parámetro α de Priestley-Taylor, que normalmente se adopta igual a 1,26. Mayores detalles de la metodología pueden ser encontrados en Jiang e Islam (2001).

2.3.- Derivación del índice de estrés IEH

La ecuación obtenida por Moran et al, (1994) relaciona el EH con ET/Epot, donde Epot se define a partir de la ecuación de Penman-Monteith (Monteith y Unsworth, 1990), suponiendo que la resistencia de la cobertura vegetal para la evaporación potencial (r_{cp}) se

aproxima a cero, sin tomar exactamente el valor 0. Esta definición de E_{pot} es más cercana al concepto de evapotranspiración de ambiente húmedo (E_w) que a un concepto absolutamente potencial (Granger, 1989) donde la energía es máxima, el aire seco y la superficie está saturada.

Para una determinada condición atmosférica y suministro de agua ilimitado, el complejo suelo+planta evapotranspira a su máxima tasa de acuerdo a la energía disponible. En este caso, la máxima tasa de ET está dada por E_w , también denominada por algunos autores evapotranspiración de referencia (Pristley y Taylor, 1972; Brutsaert y Stricker, 1979; Venturini et al, 2008; Venturini et al, 2010).

En ausencia de agua, el contenido de humedad en la zona de la raíz se reduce como resultado del consumo del cultivo. A su vez, la falta de agua provoca el cierre de las estomas de las plantas y una reducción en la tasa de transpiración. Por lo tanto, la relación ET/E_w es un buen indicador de déficit de agua (Straschnoy et al, 2006). De esta manera, E_w puede sustituir a E_{pot} en la ecuación (1), y el WDI se puede escribir como,

$$WDI = 1 - \frac{ET}{E_w} \quad (4)$$

En esta nueva forma del WDI, ET puede ser reemplazado por la ecuación 2 (Jiang e Islam, 2001) y E_w por la ecuación de Priestley-Taylor (Priestley y Taylor, 1972), con lo que resulta un nuevo índice de estrés en función de los parámetros ϕ (Jiang e Islam, 2001) y α (Priestley y Taylor, 1972):

$$IEH = 1 - \frac{\phi}{\alpha} \quad (5)$$

donde IEH es el nuevo índice de estrés de la vegetación.

Si se reemplaza ϕ por la ecuación 3 y se asume un valor constante de $\alpha=1.26$, el IEH queda,

$$IEH = \frac{T_i - T_{min}}{T_{max} - T_{min}}$$

(6)

donde, T_i es la temperatura radiométrica de la superficie para el píxel i , T_{min} y T_{max} son los parámetros del modelo de Jiang e Islam (2001).

El IEH varía entre 0 (superficie vegetada y saturada) y 1 (superficie desnuda y seca). Cuando T_i se aproxima a T_{min} , el IEH será igual a 0. Para T_i próxima a T_{max} , IEH es cercano a 1. De igual forma, $1-ET/E_w$ es aproximadamente cero cuando una superficie se encuentra saturada. Para superficies secas y desnudas, $ET \ll E_w$ por lo que $1-ET/E_w$ tiende a 1.

El IEH no requiere de parámetros relacionados al cultivo o planta. Sin duda, los datos *in-situ* son valiosos y necesarios para la agricultura de precisión. Sin embargo, frecuentemente la actividad agrícola necesita de evaluaciones de estrés a nivel regional y en tiempo real, fundamentalmente cuando se desea planificar una cosecha exitosa (Rhoades, 1993).

3.- Área de estudio y datos

3.1.- Área de estudio

El área de estudio se extiende entre los 29° y $31^\circ 50'$ de latitud sur y los $61^\circ 50'$ y 60° de longitud oeste, abarcando 476 hectáreas del centro-norte de la provincia Argentina de Santa Fe (Figura 2). La matriz de trabajo resultante está formada por 170 columnas y 280 filas.

En esta zona, la provincia de Santa Fe presenta un relieve llano. El clima es cálido con una temperatura anual promedio que oscila en los 21 C. El régimen de precipitaciones presenta alternancia de períodos muy secos seguidos de períodos muy húmedos. Las precipitaciones anuales son del orden de los 800 y 1000 mm, disminuyendo hacia el oeste (<http://www.argentina.gov.ar>). El área forma parte de la región más fértil del país, donde

las características climáticas y de relieve proporcionan condiciones óptimas para el desarrollo de la actividad agropecuaria. Los principales cultivos de la región son soja, maíz, sorgo, girasol y arroz.

3.2.- Datos *in situ*

Para validar la metodología presentada, se utilizaron observaciones de variables meteorológicas proporcionadas por el Ministerio de la Producción de la Provincia de Santa Fe, Argentina. Estas estaciones cuentan con un sensor piranómetro EG&G VACTEC VTB4051 para medir radiación solar; un sensor de temperatura del aire SMT 160-30; un sensor de humedad del aire HC 200; un anemómetro MD512; un sensor de presión atmosférica XT0-15PSIA; un sensor Watermark MD509 y un pluviómetro a cangilones modelo METOS RAINMETER-162mm. Los registros de las variables Epot y ET fueron adquiridos de la estación meteorológica del Campus de la Universidad Nacional del Litoral. En esta estación hay un tanque de evaporación Tipo A y una torre Eddy Covariance de Campbell Scientific® (EC). La torre EC está formada por un anemómetro sónico tridimensional CSAT3 que permite medir la velocidad del viento en tres dimensiones, un higrómetro de kriptón KH20, una probeta de temperatura y humedad relativa HMP155A y un plato de flujo de calor de suelo HFP01SC.

En la figura 2 se observan los 5 sitios seleccionados en función de la disponibilidad de datos. En la Tabla I se detalla el nombre de los sitios, las estaciones y organismo al que pertenecen.

3.3.- Imágenes satelitales

Las imágenes utilizadas para aplicar la ecuación 6 provienen del sensor MODIS, <http://modis.gsfc.nasa.gov/>, (Justice et al, 2002; Vermote et al, 2002). En este trabajo se utilizaron los productos MYD02, MYD11 y MYD07. El producto MYD02 proporciona la

reflectancia calibrada y georreferenciadas de 36 bandas para píxeles de 1 km². Las imágenes MYD11 ofrecen la Ts también para píxeles de 1 km² (Wan y Dozier, 1996). El producto MYD07 provee perfiles atmosféricos que contienen información sobre la Ta a resolución espacial de 5 km² (Bisht et al, 2005; Venturini et al, 2008). La Tabla II resume la información de cada una de las imágenes utilizadas, incluyendo la fecha, hora de paso del satélite y el porcentaje de nubes.

4.- Resultados

4.1.- Procesamiento de las imágenes satelitales

Las imágenes provenientes de MODIS, fueron georreferenciadas a partir de las coordenadas geográficas (Latitud y Longitud) originales de las mismas. Se cortó el área en una matriz de 280 x 170 píxeles de 1 km². Luego, las imágenes de reflectancia de la banda roja (R) y del infrarrojo cercano (NIR) obtenidas al tope de la atmósfera, fueron utilizadas para calcular el:

$$NDVI = \frac{NIR - R}{NIR + R} \quad (7)$$

Con las imágenes de NDVI y Ts, se trazaron los diagramas NDVI-Ts según se sugiere en Venturini et al, (2004). A partir de estos espacios, se calcularon los valores de Tmax y Tmin, para luego obtener el IEH mediante la ecuación 6. Posteriormente se obtuvieron las imágenes del WDI a partir de los espacios NDVI vs Ts-Ta, con la Ta que ofrece el producto MYD07. Finalmente las imágenes del IEH fueron comparadas con las imágenes del WDI.

4.2.- Análisis regional

Los resultados de los estadísticos regionales del IEH (valores medios y desviación estándar) se muestran en la Tabla III. Los valores mínimos regionales del IEH son iguales

a 0.0 en todos los días estudiados, representando la condición de no estrés. Estos valores eran esperables debido a que el método de Jiang e Islam (2001) considera que Ew está asociado a la temperatura media del agua (T_{min}), donde no hay estrés hídrico. Los días 12/02/09, 10/04/09, 26/07/09, 13/01/10, 25/12/10, 15/02/11, 01/03/11 y 28/03/11 presentan valores medios regionales de IEH menores que 0.32. Wang et al, (2005) analizaron el ciclo fenológico del trigo de invierno con riego en una zona del norte de la Planicie China. Los autores asociaron valores de CWSI menores que 0.34 con condiciones de bajo estrés hídrico. En los días mencionados anteriormente, las medias regionales están asociadas a desviaciones estándar que varían entre 0.075 y 0.172 sugiriendo poca dispersión entorno a la media. A modo de ejemplo, en la Figura 3 (a) se muestra la distribución regional del IEH para el día 10/04/2009, donde se observan buenas condiciones de humedad en general, con baja variabilidad del IEH. Para los días 27/08/2009 y 30/10/2009 la media regional del IEH asciende a 0.56 y 0.52, con valores de desviación estándar de 0.119 y 0.126, respectivamente. Straschnoy et al, (2006) desarrollaron un indicador del riesgo del EH para una zona de la región pampeana argentina y concluyeron que valores mayores de 0.5 indican una situación crítica de EH. En la Figura 3 (b) se muestra la distribución espacial del IEH para el día 27/08/2009. En esta figura se observa que gran parte de la región presenta valores del IEH por encima de 0.6, lo que sugiere que la vegetación está bajo estrés.

El IEH se comparó con la precipitación acumulada de los siete días anteriores (PP) a las fechas analizadas (Figura 4a). Para cada uno de los días estudiados se graficó PP *versus* el IEH correspondiente a cada sitio. Se observa que la relación entre PP e IEH es inversa, es decir el IEH disminuye cuando la lluvia aumenta, con una correlación (r) de 0.87. Wang et al, (2005) asociaron precipitaciones altas al bajo estrés del trigo de invierno en la Planicie de China. Estos autores concluyeron que un buen rendimiento del trigo de invierno en condiciones de no estrés hídrico se asociaba a valores de CWSI menores que 0.34.

Como se explicó anteriormente, la relación ET/E_w es la base para cuantificar el estrés. Por lo tanto, a fin de verificar la aplicabilidad del IEH, se contrastó con estimaciones de $1-ET/E_w$. Para cada sitio y día analizado, se calculó ET con la ecuación 2 y E_w con la ecuación de Penman-Monteith (Monteith y Unsworth, 1990). Los valores de $1-ET/E_w$ obtenidos se compararon con los resultados de la ecuación 5, donde ET también se obtuvo con la ecuación 2, pero E_w se calculó en este caso con la ecuación de Priestley-Taylor. Cabe notar que ambos índices no son totalmente independientes pero la comparación entre ellos es indicativa de la sensibilidad del IEH a las variaciones de los flujos de calor de la superficie. En la Figura 4b se observa la relación entre el IEH y $1-ET/E_w$, quedando de manifiesto que ambos conceptos potenciales reflejan el estado de la superficie ($r=0.95$).

En la Figura 4c se muestra la relación entre el IEH y el WDI para cada sitio y día analizado. Del contraste entre ambos índices resultó un $r=0.90$, lo que sugiere que ambos métodos explican el EH de la región en estudio. En la Tabla IV se observan los resultados de la comparación regional entre el IEH y el WDI para cada uno de los días analizados. En general se obtuvieron valores de r que varían entre 0.77 y 0.98, a excepción del día 28/03/11 donde se obtuvo un $r = 0.65$. En los días estudiados del año 2009, el error medio cuadrático (RMSE) es menor que 0.16, con valores de sesgo (bias) menores que 0.025. Colaizzi et al, (2003) encontraron valores similares al comparar el WDI y el Índice de Déficit Hídrico en el suelo (Soil Water Deficit Index, SWDI). Los autores observaron valores de RMSE menores que 0.143 y bias inferiores a 0.112, compatibles con los resultados aquí presentados. En los días correspondientes a los años 2010 y 2011 los valores de RMSE varían entre 0.25 y 0.35 y los bias oscilan entre 0.061 y 0.124 (Tabla IV) sensiblemente superiores a los encontrados para el 2009. Estas diferencias podrían deberse a que en general, los años 2010 y 2011 fueron más húmedos y presentaron una recuperación notable de la vegetación (NDVI mayores que 0.4 en todos los casos estudiados). Esto se traduce en una mayor separación entre el borde seco y el grueso de los

píxeles en el trapecio del WDI y no así en los triángulos, como se observa en la Figura 1a y 1b. También se debe considerar que el IEH se calcula sólo a partir de la T_s mientras que el WDI a partir de la diferencia entre T_s y T_a . Esta diferencia toma un rango de valores amplio (de 0 C a 29 C) en la región durante el 2010 y 2011, mientras que la distribución de T_s es más homogénea.

En el sitio S5 se tienen observaciones de ET y Epot. Con los valores de ET y Epot observados los días 25/12/2010, 15/02/2011, 01/03/2011 y 28/03/2011, se calculó $1-ET/Epot$ que se contrastó con los valores de IEH (Figura 4d) obteniéndose una excelente correspondencia entre ellos. Si bien, no es posible calcular estadísticos confiables con 4 datos, se obtuvo un $r = 0.99$ y el $RMSE = 0.145$. La relación $1-ET/Epot$ arrojó valores mayores de EH (Figura 4d) debido a que el IEH está basado en el concepto de Ew, menor que la Epot, es decir $Epot > Ew > ET$ (Venturini et al, 2008).

6.- Conclusiones

El método presentado se basa en la definición de EH hecha por Moran et al, (1994) y el cálculo de la ET propuesto por Jiang e Islam (2001). El WDI (Moran et al, 1994) es reformulado al introducir el concepto de Ew en lugar del de Epot, suponiendo que la principal causa de estrés en las plantas es la falta de agua en la zona radical.

Las diferencias entre los conceptos de Epot y Ew han sido ampliamente discutidas por Granger (1989). El autor realizó un exhaustivo análisis del concepto Epot comúnmente encontrado en la literatura. Granger asocia el concepto de Ew a la evaporación de una superficie saturada gobernada solamente por la energía disponible y condiciones atmosféricas existentes; mientras que un concepto más potencial involucraría una atmosfera seca, energía disponible máxima y una superficie permanentemente saturada. En este contexto, el IEH fue definido considerando que la máximo tasa de evapotranspiración

está regulada por la energía disponible, para una determinada condición atmosférica y suministro de agua ilimitado.

La intensidad del estrés es comúnmente representada por el complemento de la relación ET/E_{pot} (Boulet et al, 2007). Al comparar el IEH con $1-ET/E_w$ y $1-ET/E_{pot}$ se obtienen coeficientes de correlación mayores que 0.95. Este resultado indica que tanto E_w como E_{pot} representan una tasa potencial de evaporación y que el concepto de E_w puede reemplazar a E_{pot} en la ecuación 1 sin introducir diferencias significativas.

Al comparar el nuevo índice con el WDI se encontró una marcada diferencia entre los años húmedos y secos. Los índices difieren aproximadamente en un 30 % en los años húmedos, cuando la diferencia T_s-T_a es más heterogénea en términos regionales. Durante los años secos las diferencias entre el IEH y el WDI son mínimas, indicando que ambos representan correctamente los periodos de déficit. Durante los años húmedos el WDI parece sobreestimar el estrés, mientras que el IEH representa cualquier condición de EH, al menos en los años analizados en este estudio.

El WDI requiere de información de campo (medidas de radiación neta, flujo de calor del suelo, T_a , velocidad del viento, entre otras) para establecer los puntos extremos que definen el trapecio (Figura 1a). Si no se cuenta con dicha información, es necesario identificar, en cada imagen analizada, grupos de píxeles que representen las condiciones naturales de los extremos del trapecio. Esto genera incertidumbre en los resultados debido a la subjetividad de las interpretaciones de los diagramas (Wang et al, 2011). Si bien el IEH también necesita de la determinación de los lados del triángulo, la mayor fuente de error, en este caso, estaría asociada solamente a la definición de T_{max} . La determinación del parámetro T_{max} y los errores asociados han sido objeto de investigación (Venturini et al, 2004, Jiang et al, 2004, Batra et al, 2005).

Es común encontrar en la literatura, índices de estrés térmicos calculados como una T_s normalizada. La diferencia entre los diferentes métodos está dada en la forma de calcular

las temperaturas extremas (T_{max} y T_{min}). Por ejemplo, Galleguillos et al, (2011) utilizó una expresión para el WDI en términos de temperatura para derivar la ET diaria. Los autores asumieron que T_a es constante en el área de estudio y determinaron las temperaturas máximas y mínimas a partir del balance de energía. Wang et al., (2011) utilizó el WDI para estimar la humedad del suelo. Estos autores hicieron uso del espacio TS-EVI (Enhanced Vegetation Index) para establecer los valores mínimos y máximos de T_s .

A diferencia de otras metodologías desarrolladas para determinar el EH, el nuevo índice presenta la ventaja de requerir sólo datos teledetectados, como las imágenes de T_s y NDVI, por lo que es aplicable con diferentes misiones satelitales. El IEH necesita de un mínimo de procesamiento, pudiendo ser de gran utilidad para los usuarios finales quienes requieren metodologías de fácil y rápida aplicación. La rapidez de aplicación del IEH radica en que no es necesario contar con datos de campo. Los datos *in situ* son de gran utilidad pero no siempre están disponibles en las escalas de interés de quienes requieren estas metodologías.

Si bien los resultados presentados en este trabajo son preliminares, indican que el nuevo índice responde a las variaciones regionales y temporales de los indicadores de estrés de la vegetación.

Bibliografía

- Batra N, Islam S, Venturini V, Bisht G, Jiang L (2005). Estimation and Comparison of Evapotranspiration from Multiple Satellites for Clear Sky Days. *Remote Sensing of Environment*, 103, 1-15.
- Bisht G, Venturini V, Islam S, Jiang L (2005). Estimation of the Net Radiation using MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) Terra Data for clear sky days. *Remote Sensing of Environment*, 97, 52-67.

- Bouchet R J (1963). Evapotranspiration réelle et potentielle, signification climatique. *International association of scientific hydrology. General assembly of Berkeley, transactions, vol. 2.* Berkeley, Calif: Evaporation.
- Boulet G, Chehbouni A, Gentine P, Duchemin B, Ezzahar J, Hadria R (2007). Monitoring water stress using time series of observed to unstressed surface temperature difference. *Agricultural and Forest Meteorology, 146*, 159–172
- Brutsaert W and Stricker H (1979). An advection-aridity approach to estimate actual regional evapotranspiration. *Water Resources Research, 15*(2), 443–450.
- Carlson T N, Gillies RR, Schmugge TJ (1995). An interpretation of methodologies for indirect measurement of soil water content. *Agricultural and Forest Meteorology, 77*, 191–205.
- Clawson KL and Blad BL (1982). Infrared Thermometry for Scheduling Irrigation of Corn. *Agronomy Journal 74*(3), 11-316.
- Colaizzi PD, Barnes EM, Clarke TR, Choi CY, Peter M, Waller PM, Haberland J, Kostrzewski M (2003). Water Stress Detection Under High Frequency Sprinkler Irrigation with Water Deficit Index. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering.* JANUARY/FEBRUARY 2003. DOI: 10.1061/(ASCE)0733-9437(2003)129:1(36).
- FAO (1990). Programa de Acción Internacional sobre el Agua y el Desarrollo Agrícola Sostenible. Roma.
- Galleguillos M, Jacob F, Prévot L, French A, Lagacherie P (2011). Comparison of two temperature differencing methods to estimate daily evapotranspiration over a Mediterranean vineyard watershed from ASTER data. *Remote Sensing of Environment 115*, 1326–1340.
- Granger RJ (1989). An examination of the concept of potential evaporation. *Journal of Hydrology, 111*, 1-20.

- Granger RJ and Gray DM (1989). Evaporation from natural nonsaturated surfaces. *Journal of Hydrology*, 111, 21–29.
- Idso SB, Jackson RD, Pinter JrPJ, Reginato RJ, Hatfield JL (1981). Normalizing the stress-degree-day parameter for environmental variability. *Agricultural Meteorology*, 24, 45-55
- Jackson RD, Idso SB, Reginato RJ, Pinter JrPJ. (1981). Canopy temperatura as a Crop Water Stress Indicator. *Water Resources Research*, 17 (4), 1133–1138.
- Jiang L and Islam S. (1999). A methodology for estimation of surface evapotranspiration over large areas using remote sensing observations. *Geophysical Research Letters*, 26(17), 2773-2776.
- Jiang L and Islam S (2001). Estimation of surface evaporation map over southern Great Plains using remote sensing data. *Water Resources Research*, 37(2), 329-340.
- Jiang L, Carlson T, Islam S. (2004). Towards the Uncertainty of Surface Fluxes Estimation and Implications for Using a Simplified Approach With Remote Sensing Data. *Canadian Journal of Remote Sensing*. 30(5): 769-787.
- Justice CO, Townshend JRG, Vermote EF, Masuoka E, Wolfe RE, Saleous N, Roy DP, Morisette JT. (2002). An overview of MODIS Land data processing and product status. *Remote Sensing of Environment*, 83(2-Jan), 3-15.
- López-López R, Arteaga-Ramírez R, Vázquez-Peña MA, López-Cruz I, Sánchez-Cohen I. (2009). Índice de estrés hídrico como un indicador del momento de riego en cultivos agrícolas. *Agricultura Técnica en México*. Vol. 35 Num. 1: 92-106.
- Monteith JL, and Unsworth M. (1990). Principles of Environmental Physics. *Butterworth-Heinemann, 2nd edition*. Burlington-MA, 304 pages. ISBN: 071312931X
- Moran MS, Clarke TR, Inoue Y, Vidal A. (1994). Estimating crop water deficit using the relation between surface-air temperature and spectral vegetation index. *Remote Sensing of Environment*, 49 (3), 246-263.

- Nishida K, Nemani RR, Running SW, Glassy JM. (2003). An operational remote sensing algorithm of land surface evaporation. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 108.
- Priestley CHB and Taylor RJ (1972). On the Assessment of Surface Heat Flux and Evaporation Using Large-Scale Parameters. *Monthly Weather Review*, 100, 81–92.
- Rhoades (1993). Reducción de la salinización del suelo y del agua mediante el mejoramiento del riego y drenaje. En: *Prevención de la contaminación del agua por la agricultura y actividades afines: Anales de la consulta de expertos organizada por la FAO*. FAO, 313-345. ISBN: 92-5-303380-0.
- Sandholt I, Rasmussen K, Andersen J. (2002). A simple interpretation of the surface temperature/vegetation index space for assessment of surface moisture status. *Remote Sensing of Environment*, 49 (3), 246-263.
- Stisen S, Sandholt I, NØrgaard A, Fensholt R, HØgh Jensen K. (2008). Combining the triangle method with thermal inertia to estimate regional evapotranspiration—Applied to MSG-SEVIRI data in the Senegal River basin. *Remote Sensing of Environment*. 112:1242-1255.
- Straschnoy JV, Di Bella CM, Jaimes FR, Oricchio PA, Rebella CM. (2006). Caracterización espacial del estrés hídrico y de las heladas en la región pampeana a partir de información satelital y complementaria. *INTA, Argentina. RIA*, 35 (2): 117-141 ISSN 0325 - 8718 ISSN: 1669 – 2314.
- Venturini V, Bisht G, Islam S, Jiang L. (2004). Comparison of evaporative fractions estimated from AVHRR and MODIS sensors over South Florida. *Remote Sensing of Environment*, 93, 77-86.
- Venturini V, Islam S, Rodríguez L. (2008). Estimation of evaporative fraction and evapotranspiration from MODIS products using a complementary based model. *Remote Sensing of Environment*, 112, 132-41.

- Venturini V, Rodríguez L, Bisht G. (2010). A comparison among different modified Priestley and Taylor's equations to calculate actual evapotranspiration with MODIS data. *International Journal of Remote Sensing*. In print.
- Vermote EF, Saleous NZ, Justice CO (2002). Atmospheric correction of MODIS data in the visible to middle infrared: first results. *Remote Sensing of Environment*, 83(2-Jan), 97-111.
- Wan Z and Dozier JA (1996). A generalized split-window algorithm for retrieving land-surface temperature from space. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 34(4), 892–905.
- Wang L, Qiu GY, Zhang X, Chen S. (2005). Application of a new method to evaluate crop water stress index. *Irrigation Science*, 24, 49–54.
- Wang W, Huang D, Wang XG, Liu YR, Zhou F. (2011). Estimation of soil moisture using trapezoidal relationship between remotely sensed land surface temperature and vegetation index. *Hydrology and Earth System Sciences*. 15, 1699–1712

Figura 1: Diagrama trapezoidal NDVI-(Ts-Ta) en (a) y diagrama triangular NDVI-Ts en (b). Ambos para el día 13/01/2010

Figura 2: Área de estudio y ubicación de las estaciones experimentales del Ministerio de la Producción de la provincia de Santa Fe y del campus de la Universidad nacional del Litoral

Figura 3: Mapas de estrés para (a) día 10/04/2009 y (b) día 30/10/2009. Cada mapa tiene una escala propia

Figura 4: Relación entre los valores medios regionales de (a) IEH vs PP; (b) IEH vs 1-ET/Ew; (c) IEH vs WDI; (d) IEH vs 1-ET/Epot en el sitio 5

Tabla I: Nombre de los sitios, localidades donde se encuentran las estaciones y organismo al que pertenecen [Ministerio de la Producción de la Provincia de Santa Fe (MPSF) y campus de la Universidad Nacional del Litoral (UNL)]

Tabla II: Año de adquisición de las imágenes, día del año, producto MODIS, hora de adquisición y calidad de las imágenes.

Tabla III: Estadística regional del IEH

Tabla IV: Comparación entre el IEH y WDI

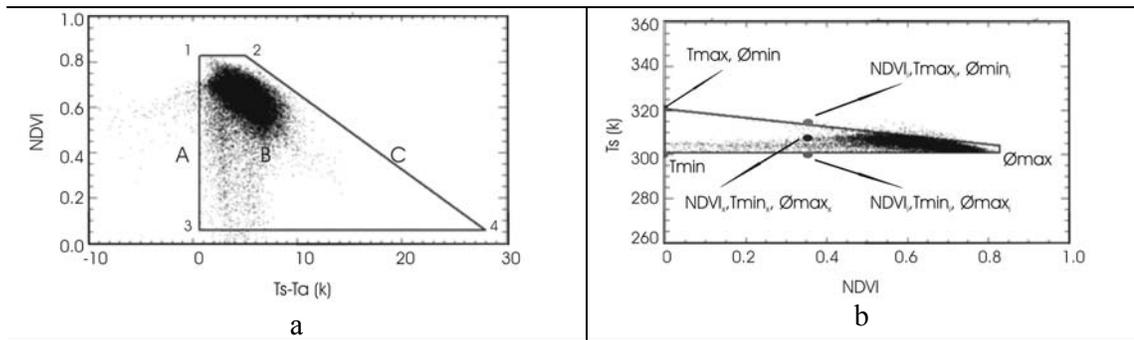


Figura 1

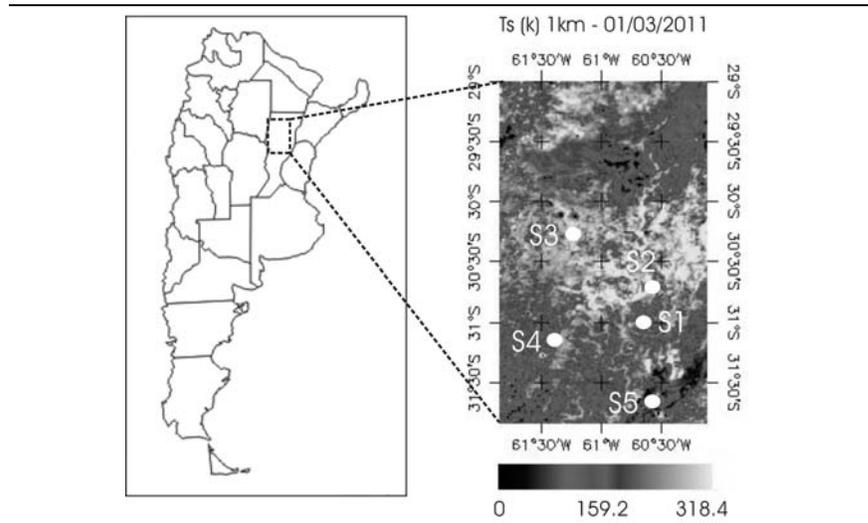


Figura 2

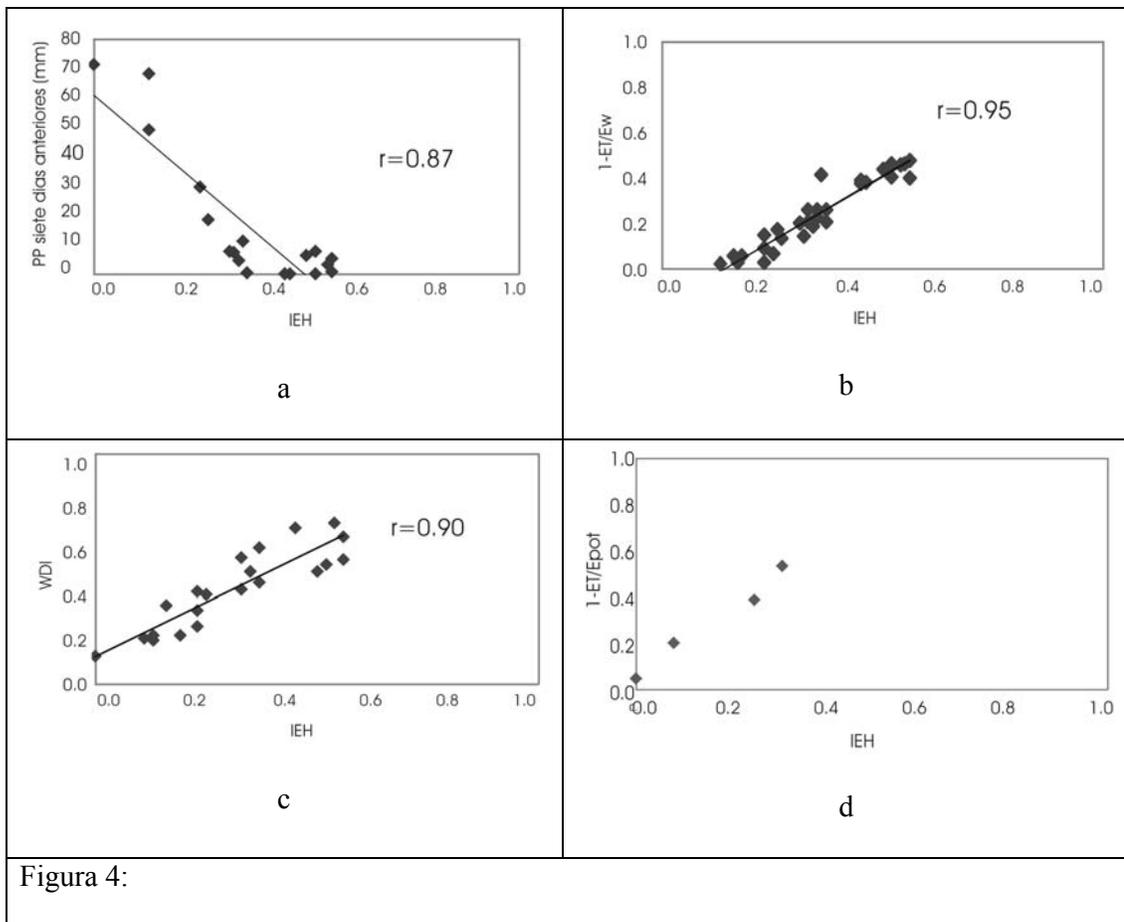
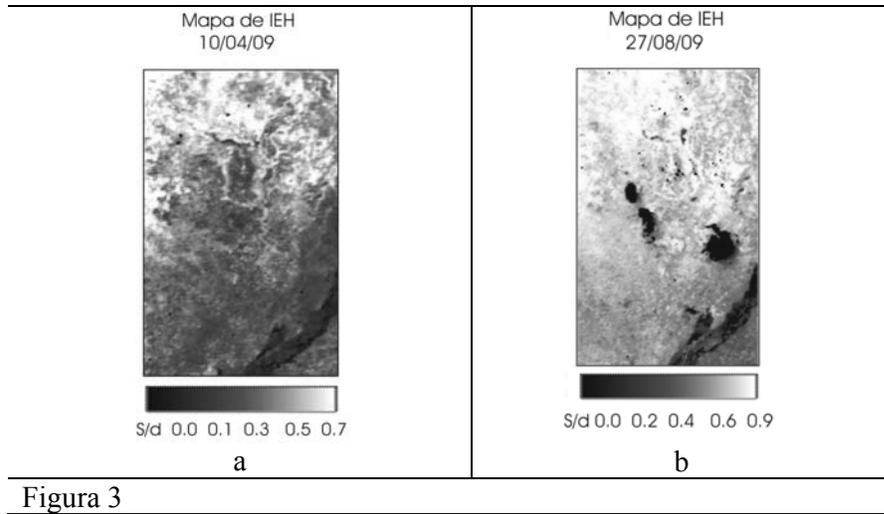


Tabla I:

Sitio	Localidad	Organismo al que pertenece
S1	Emilia	MPSF
S2	San Justo	MPSF
S3	San Cristóbal	MPSF
S4	Rafaela	MPSF
S5	Santa Fe	UNL

Tabla II:

Año	Día	Producto				Hora de adquisición (UTC)	Calidad de la imagen (% nubes)
2009	12/02	MYD02 MYD11 MYD07				18:20	0
2009	10/04	MYD02 MYD11 MYD07				18:15	0
2009	26/07	MYD02 MYD11 MYD07				17:55	2
2009	27/08	MYD02 MYD11 MYD07				17:55	3
2009	30/10	MYD02 MYD11 s/d				17:55	7
2010	13/01	MYD02 MYD11 MYD07				17:35	2
2010	25/12	MYD02 MYD11 MYD07				18:10	0
2011	15/02	MYD02 MYD11 MYD07				17:45	0
2011	01/03	MYD02 MYD11 MYD07				18:00	0
2011	28/03	MYD02 MYD11 MYD07				17:40	0

Tabla III:

Año	2009					2010		2011		
Día	12/02	10/04	26/07	27/08	30/10	13/01	25/12	15/02	01/03	28/03
Media	0.25	0.26	0.24	0.56	0.52	0.22	0.32	0.29	0.29	0.29
Desvío	0.172	0.102	0.146	0.119	0.126	0.094	0.119	0.106	0.110	0.075

Tabla IV:

Año	2009					2010		2011		
Día	12/02	10/04	26/07	27/08	30/10	13/01	25/12	15/02	01/03	28/03
r	0.98	0.89	0.86	0.84	s/d	0.77	0.89	0.82	0.78	0.65
REMS	0.12	0.16	0.13	0.09	s/d	0.29	0.25	0.35	0.35	0.27
Bias	0.013	0.025	0.014	0.009	s/d	0.080	0.061	0.124	0.121	0.074

Apéndice II: Código IDL para el cálculo de los índices de EH

II.1 Índice WSI_{EW}

```

;*****
pro WSIew
;*****
DEVICE, DECOMPOSED = 0
LOADCT, 39

CD, 'C:\Daniela\SGP\.....\1KM'
y=445L
x=445L
y1=89
x1=89

len=long64(x*y)

lst=fltarr(y,x)
ndvi=fltarr(y,x)
WSIew=fltarr(y,x)
lat=fltarr(y,x)
lon=fltarr(y,x)
dif=fltarr(y,x)

print, len

filename=DIALOG_PICKFILE()
openr, 7, filename
readu, 7, lat
close, 7

filename=DIALOG_PICKFILE()
openr, 7, filename
readu, 7, lon
close, 7

filename=DIALOG_PICKFILE()
openr, 7, filename
readu, 7, lst
close, 7

filename=DIALOG_PICKFILE()
openr, 7, filename
readu, 7, ndvi
close, 7

indices_cld=where((lst LT 273), countclo)
if (indices_cld[0] NE -1) then nu=100*countclo/(len)
print, 'Nubes (%)', nu

;Calculo WSIew
ND_max=max(ndvi)
NDmin=0.0

;Definición de Tmax y Tmin para el triangulo o trapezoide
Tmin=mean(lst[where((ndvi lt 0.) and (ndvi gt -1.) and (lst gt 273.))])

```

```

Te=max(lst[where(ndvi GT (ND_max-0.04))])
ND_i=0.5
print, 'ndvi_max', nd_max
jj=where((ndvi GT ND_i-0.02) AND (ndvi LT ND_i+0.02))
if (jj[0] NE -1) then begin
Ti_max=max(LST[jj]) ;maxima T correspondiente a ND_i
endif

Tmax=(ND_max*Ti_max-ND_i*Te)/(ND_max-ND_i)

i_t=where(lst GT Tmin)
print, 'tmax triangulo',Tmax,'tmin agua', Tmin

window,1
plot,
ndvi(i_t),lst(i_t),psym=3,xrange=[0,1.0],yrange=[260,360],charsize=1.4,$
title=' Temperatura vs NDVI con parametros del triangulo', xtitle='NDVI',
ytitle='Ts(K)',BACKGROUND = 255, COLOR = 0
oplot,[NDmin,ND_max],[Tmin,Tmin], COLOR = 0,THICK=1.5
oplot,[NDmin,NDmin],[Tmin,Tmax], COLOR = 0,THICK=1.5
oplot,[NDmin,ND_max],[Tmax,Te], COLOR = 0,THICK=1.5
oplot,[ND_max,ND_max],[Te,Tmin], COLOR = 0,THICK=1.5

WSIEw=(lst-tmin)/(tmax-tmin)
WSIEw [where(WSIEw lt 0)]=-5

;Valores del WSIEw en cada estación
lat1=[38.305,37.953,37.383,37.333,37.133,37.068,36.841,36.605,36.431,36.0
61,35.687,35.557,35.564,35.354,35.269]
lon1=[-97.301,-98.329,-96.180,-99.309,-97.266,-95.788,-96.427,-97.485,-
98.284,-99.134,-95.856,-98.017,-96.988,-98.977,-96.740]
es=[2,4,7,8,9,10,12,13,15,16,18,19,20,22,27]
WSIEwp=fltarr(15)
Tsp=fltarr(15)
mdif=fltarr(15)

for y=0,14 do begin
for j=0,444 do begin
for i=0,444 do begin
dif(j,i)=(lat(j,i)-lat1(y))*(lat(j,i)-lat1(y))+(lon(j,i)-
lon1(y))*(lon(j,i)-lon1(y))
endfor
endfor
mdif(y)=min(dif)
print, mdif(y)
endfor

for y=0,14 do begin
for j=0,444 do begin
for i=0,444 do begin
dif(j,i)=(lat(j,i)-lat1(y))*(lat(j,i)-lat1(y))+(lon(j,i)-
lon1(y))*(lon(j,i)-lon1(y))
if (dif(j,i) eq mdif(y)) then begin
Tsp(y)=lst(j,i)
WSIEwp(y)=WSIEw(j,i)
endif
endfor
endfor
endfor

for y=0,14 do begin
print, 'Estacion: E',esp(y)

```

```

print, 'lat_estacion:', lat1(y)
print, 'lon_estacion:', lon1(y)
print, 'Ts:', Tsp(y)
print, 'WSIEw:', WSIEwp(y)
endfor

;Estadistica WSIEw
ll=where((WSIEw ge 0 )and (WSIEw le 1))
Media=MEAN(WSIEw (ll))
Min=MIN(WSIEw (ll))
Max=MAX(WSIEw (ll))
Desvio=STDDEV(WSIEw(ll))
print, 'Estadistica WSIEw'
print, 'Media:', media, 'Minimo:', min, 'Maximo:', max, 'Desvio:', desvio

end

```

II.2 Indice WSI_F

```

;*****
pro IHSup_Tu_IEHvv
;*****
DEVICE, DECOMPOSED = 0
LOADCT, 39

CD, 'C:\Daniela\SGP\.....\1KM'
y=445L
x=445L
y1=89
x1=89

len=long64(x*y)
B7=fltarr(y,x)
lst=fltarr(y,x)
ndvi=fltarr(y,x)
td5km=fltarr(y1,x1)
td1km=fltarr(y,x)
ta5km=fltarr(y1,x1)
talkm=fltarr(y,x)
Ri=fltarr(y,x)
sigma=fltarr(y,x)
WSIF=fltarr(y,x)
lat=fltarr(y,x)
lon=fltarr(y,x)
dif=fltarr(y,x)
b7min=fltarr(y,x)
lat1=fltarr(8)
lon1=fltarr(8)
mdif=fltarr(8)
es=fltarr(8)

print, len

filename=DIALOG_PICKFILE()
openr, 7, filename
readu, 7, b7
close, 7

filename=DIALOG_PICKFILE()

```

```

openr, 7, filename
readu, 7, lat
close, 7

filename=DIALOG_PICKFILE()
openr, 7, filename
readu, 7, lon
close, 7

filename=DIALOG_PICKFILE()
openr, 7, filename
readu, 7, lst
close, 7

filename=DIALOG_PICKFILE()
openr, 7, filename
readu, 7, ndvi
close, 7

filename=DIALOG_PICKFILE()
openr, 6, filename
readu, 6, Ta5km
close, 6

filename=DIALOG_PICKFILE()
openr, 6, filename
readu, 6, Td5km
close, 6

indices_cld=where((lst LT 273), countclo)
if (indices_cld[0] NE -1) then nu=100*countclo/(len)
print, 'Nubes (%)', nu
lst[where(lst lt 273)]=5000

;pixelado imagen de Ta
for j=0,88 do begin
  for i=0,88 do begin
    for r=j*5,j*5+4 do begin
      for p=i*5,i*5+4 do begin
        Talkm(p,r)=Ta5km(i,j)
      endfor
    endfor
  endfor
endfor
Talkm[where(Talkm lt 0)]=7000

;pixelado imagen de Td
for j=0,88 do begin
  for i=0,88 do begin
    for r=j*5,j*5+4 do begin
      for p=i*5,i*5+4 do begin
        Td1km(p,r)=Td5km(i,j)
      endfor
    endfor
  endfor
endfor
Td1km[where(Td1km lt 0)]=8000

;Relacion lst vs Td y Ta en K
window,1
plot, lst, td1km, psym=3,xrange=[260,320],yrange=[260,320],/isotropic,$

```

```

title='Relacion lst vs Td y Ta en K', xtitle='lst', ytitle='Td y
Ta',BACKGROUND = 255, COLOR = 0
oplot, lst, talkm, psym=3, color= 100

;Calculo de Tu segun Venturini et al., 2007
lst1=lst-273
td1=tdlkm-273
delta1=(25777.5186/((lst1+240.97)*(lst1+240.97)))*exp((17.502*lst1)/(240.
97+lst1))
delta2=(25777.5186/((td1+240.97)*(td1+240.97)))*exp((17.502*td1)/(240.97+
td1))
eal=6.1121*exp((17.502*td1)/(td1+240.97))
ess1=6.1121*exp((17.502*lst1)/(lst1+240.97))
tu1=((ess1-eal)+delta2*td1-delta1*lst1)/(delta2-delta1)
lst2=(tu1+lst1)/2

delta22=(25777.5186/((lst2+240.97)*(lst2+240.97)))*exp((17.502*lst2)/(240
.97+lst2))
delta11=(25777.5186/((td1+240.97)*(td1+240.97)))*exp((17.502*td1)/(240.97
+td1))
ea2=6.1121*exp((17.502*td1)/(td1+240.97))
ess2=6.1121*exp((17.502*lst1)/(lst1+240.97))
tu2=((ess2-ea2)+delta22*td1-delta11*lst1)/(delta22-delta11)
tu=tu2+273

;Calculo de WSIF donde Tu se obtiene a partir de la reflectancia
jj=where(ndvi gt -1) and (ndvi lt 0)
b7=b7-0.002
b7[where(lst eq 5000)]=-2
B7min=0.06

for j=0,444 do begin
  for i=0,444 do begin
    if (b7(i,j) lt b7min) THEN BEGIN
      sigma(i,j)= 2
    endif else begin
      sigma(i,j)=1/(b7(i,j)/b7min)
    endelse
  endfor
endfor

eusigma=sigma*ess1
tusigma=(240.97*(alog(euihs/6.1121)))/(17.502-(alog(euihs/6.1121)))
tusigma =tuihs+273
tusigma[where(lst eq 5000)]=2000

window,2
plot, tu,tusigma,xrange=[0,400],yrange=[0,400],psym=3,BACKGROUND = 255,
COLOR = 0,/isotropic,$
title='Relacion entre los valores de Tu obtenidos mediante los dos
metodos', xtitle='Tu(K)', ytitle='Tusigma(K)'

WSIF=1-((eusigma-eal)/(ess1-eal))

;Valores de los índices en cada estación
lat1=[38.305,37.953,37.383,37.333,37.133,37.068,36.841,36.605,36.431,36.0
61,35.687,35.557,35.564,35.354,35.269]
lon1=[-97.301,-98.329,-96.180,-99.309,-97.266,-95.788,-96.427,-97.485,-
98.284,-99.134,-95.856,-98.017,-96.988,-98.977,-96.740]
es=[2,4,7,8,9,10,12,13,15,16,18,19,20,22,27]
WSIFp=fltarr(15)
sigmap=fltarr(15)

```

```

b7p=fltarr(15)
esp=fltarr(15)
mdif=fltarr(15)
tup=fltarr(15)
tusigmap=fltarr(15)
td=fltarr(15)
ta=fltarr(15)
euihsp=fltarr(15)

for y=0,14 do begin
for j=0,444 do begin
for i=0,444 do begin
dif(j,i)=(lat(j,i)-latl(y))*(lat(j,i)-latl(y))+(lon(j,i)-lonl(y))*(lon(j,i)-lonl(y))
endfor
endfor
mdif(y)=min(dif)
print, mdif(y)
endfor

for y=0,14 do begin
for j=0,444 do begin
for i=0,444 do begin
dif(j,i)=(lat(j,i)-latl(y))*(lat(j,i)-latl(y))+(lon(j,i)-lonl(y))*(lon(j,i)-lonl(y))
if (dif(j,i) eq mdif(y)) then begin
WSIFp(y)= WSIF(j,i)
sigmap(y)=sigma(j,i)
b7p(y)=b7(j,i)
eusigmap(y)=eusigma(j,i)
esp(y)=es(y)
tup(y)=tu(j,i)
tusigmap(y)=tusigma(j,i)
Td(y)=tdlkm(j,i)
Ta(y)=talkm(j,i)
endif
endfor
endfor
endfor

for y=0,14 do begin
print, 'Estacion: E', esp(y)
print, 'lat_estacion:', latl(y)
print, 'lon_estacion:', lonl(y)
print, 'Tuvv:', tup(y)
print, 'Tusigma:', tusigmap(y)
print, 'Td:', td(y)
print, 'Ta:', ta(y)
print, 'eusigma:', eusigmap(y)
print, 'R7', b7p(y)
print, 'WSIF:', WSIFp(y)
print, 'Sigma:', sigmap(y)
endfor

;Estadistica WSIF
ll=where((WSIF ge 0 )and (WSIF le 1))
Media=MEAN(WSIF (ll))
Min=MIN(WSIF (ll))
Max=MAX(WSIF (ll))
Desvio=STDDEV(WSIF(ll))

```

```
print, 'Estadística WSIF '  
print, 'Media:', media, 'Mínimo:', min, 'Máximo:', max, 'Desvío:', desvío  
  
;Estadística Sigma  
ll=where((Sigma ge 0 )and (Sigma le 1))  
Media=MEAN(Sigma (ll))  
Min=MIN(Sigma (ll))  
Max=MAX(Sigma (ll))  
Desvío=STDDEV(Sigma (ll))  
print, 'Estadística IHS'  
print, 'Media:', media, 'Mínimo:', min, 'Máximo:', max, 'Desvío:', desvío  
  
end
```