

# **Estimación de evapotranspiración real en trigo con distintas condiciones de estrés hídrico: aplicación de modelos y sensores remotos**

por la **Dra. María del Rosario Iglesias**

Presentado ante la Facultad de Matemática, Astronomía y Física y el Instituto de Altos Estudios Espaciales Mario Gulich como parte de los requerimientos para la obtención del grado de

**MAGISTER EN APLICACIONES ESPACIALES DE ALERTA Y RESPUESTA TEMPRANA A EMERGENCIAS**

**UNIVERSIDAD NACIONAL DE CORDOBA**

**Director:** Mgter Gustavo G. Ovando (Facultad de Ciencias Agropecuarias. Universidad Nacional de Córdoba), **Co Director:** Dr. Marcelo Scavuzzo (Instituto "Mario Gulich", CONAE Córdoba, Argentina) **Asesor:** Dr. Andres Berger (Instituto Nacional de Investigaciones Agropecuaria (INIA). La Estanzuela. República Oriental del Uruguay)



<https://creativecommons.org/licenses/by/2.5/ar/>

# Agradecimientos

---

Mis más sinceros agradecimientos a todos aquellos que formaron parte en la construcción y desarrollo no sólo de esta tesis, sino que en mi crecimiento personal y profesional, por esto muchísimas gracias.

Quiero agradecer especialmente a Gustavo Ovando y Marcelo Scabuzzo, Director y Co-director de esta tesis, por su ayuda constante, su continua predisposición y calidad humana.

Al tribunal, por realizar las sugerencias adecuadas y colaborar en la revisión del documento

A los docentes y autoridades de la Maestría AEARTE y del Instituto Gulich y muy especialmente a mis compañeros: Verónica, Gustavo, Soraya, Pablo, Diana, Andrea, Mariangel, Noelia, Marcos, Claudia, Rene y José, por todo lo compartido en estos dos inolvidables años juntos.

Mis sinceros agradecimientos a las Instituciones que hicieron posible el desarrollo de la maestría AEARTE: CONAE (Comisión Nacional de Actividades Espaciales), IG (Instituto de Altos Estudios Espaciales Mario Gulich), FAMAFA (Facultad de Matemática, Astronomía y Física), ASI (Agenzia Spaziale Italiana).

A mi familia y amigos, por su apoyo incondicional.

# Resumen

---

La evapotranspiración (ET) es uno de los procesos más importante del ciclo hidrológico. Su estimación es fundamental en asesoramientos sobre estrés medioambiental que afecta los ecosistemas agrícolas y naturales. El objetivo principal de esta tesis es estimar la evapotranspiración real de un cultivo de trigo, mediante modelos semiempírico, que incorporan datos de sensores remotos y de sensores meteorológicos a campo. También, se corroboró la relación entre índices de vegetación y la evapotranspiración. Por último, se comprobó el desempeño de un simulador de cultivo en la estimación diaria de ET. Ambos modelos (semiempírico y simulador), se verificaron sus ajustes mediante datos de evapotranspiración de una torre de flujo *in situ* (*eddy covariance*). El modelo semiempírico reveló alta correlación con los datos de campo, considerándolo adecuado para el monitoreo del cultivo. Dentro de los índices analizados el TDVI fue el que mostró un mayor ajuste con los datos de evapotranspiración estimados y de campo. El simulador, evidenció una evolución diaria de la evapotranspiración, similar a los datos de campo, pero con valores menores, subestimados alrededor de un 40 %. Los resultados de esta tesis brindan un modelo semiempírico para ser aplicados en la estimación de evapotranspiración real en cultivos de trigo de la región.

Palabras claves: evapotranspiración real, modelo semiempirico, Landsat 8, torre de flujo, DSSAT.

# Abstract

---

Evapotranspiration is one of the most important processes of the hydrological cycle. Estimation of evapotranspiration is central to advice on environmental stress affecting the productivity of both natural and agricultural ecosystems. The main objective of this thesis was to estimate actual crop evapotranspiration of wheat, by semi-empirical model that incorporate remote sensing data and meteorological field sensors. Also, this thesis paper explores the relationship between difference vegetation index and evapotranspiration and the performance of daily crop simulation of DSSAT software's model. Both models adjustment (semi-empirical and DSSAT simulation), were verified with in situ-based estimates of evapotranspiration by Eddy covariance tower. The semi-empirical model showed a good fitting with field data, considering suitable for monitoring crop. Among the indexes analyzed, the TDVI showed a greater adjustment with evapotranspiration estimates data and field data. The DSSAT simulator, showed a daily evolution of evapotranspiration, similar to the field data, but with lower values, underestimated around 40%. The results of this thesis provide a semi-empirical model with high setting, to be applied in the estimation of actual evapotranspiration in wheat crops in the region.

**Keywords:** real evapotranspiration, semi-empirical model, Landsat 8, eddy-covariance flux tower, DSSAT.

# Índice

---

<b>Capítulo 1</b>	1
Introducción	1
Estructura de la tesis	5
Referencias	6
<b>Capítulo 2</b>	9
Área de estudio	9
Diseño de experimento: elección de sitios	12
Trigo: desarrollo fenológico	15
Materiales y métodos	17
Método de Eddy Covariance	17
Principio de teledetección y su relación con la dinámica del cultivo	19
Misión Landsat 8	20
Conversión a Radiancia en el techo de la atmosfera (TOA)	22
Conversión a reflectancia	23
Conversión a temperatura de brillo	25
Índices de vegetación	26
NDVI	26
NDWI	27
Índice de estrés vegetal o TDVI	28
Software utilizados	30
Referencias	31
<b>Capítulo 3</b>	33

Modelos semiempírico: Aplicación de Sensores Remotos	33
Radiación neta	34
Flujo de calor sensible y de calor latente	35
Radiación neta instantánea	36
Albedo	37
Emisividad de superficie	38
Emisividad del aire	38
Radiación neta diaria	39
Referencias	40
<b>Capítulo 4</b>	43
Resultados	43
1- Registros diarios de la Torre de flujo	43
2-Estimación de la evapotranspiración real a partir de modelo semiempírico	45
a- Determinación del coeficiente C para estimar la Radiación neta diaria	45
b- Estimación de los coeficientes A y B a partir de la relación entre la diferencia entre $L_{ed}$ y $R_{nd}$ y la diferencia entre la temperatura de superficie y aire	47
3-Análisis temporal de los índices de vegetación	50
Relación temperatura y NDVI para la obtención del índice TDVI	52
Imágenes TDVI	55
Análisis de evapotranspiración real calculada e índices de vegetación.	57
Futuras consideraciones	59
Discusión	60
Referencias	63
<b>Capítulo 5</b>	65
Método indirecto: Modelo de simulación de cultivo	65
Materiales y métodos	66

Resultados y discusión	68
Referencias	74
<b>Capítulo 6</b>	76
Conclusiones finales	76
Futuras consideraciones	77
<b>Anexo</b>	78

# Índice de Tablas

---

Tabla 1: Análisis del suelo de ambos sitios.	13
Tabla 2: Caracterización de las bandas espectrales de los sensores OLI y TIRS a bordo de Landsat 8	21
Tabla 3. Ecuaciones de los límites secos para las imágenes consideradas	53
Tabla 4. Ecuaciones de los límites húmedo para las imágenes consideradas	53
Tabla 5: Precipitaciones acumuladas entre fechas de imágenes analizadas	55
Tabla 6: Correlación de Pearson entre los valores de índice de vegetación y los ambientes A y B	57



# Índice de Figuras

---

Figura 1: Ubicación del Área de estudio.	9
Figura 2: Modelo digital de terreno, mapa de pendiente y mapa de suelo del área de estudio.	11
Figura 3: Ubicación de los sitios de muestreos	13
Figura 4: Etapas en el desarrollo del trigo	16
Figura 5. Esquema de la captura de una imagen desde satélite	19
Figura 6: Esquema del espectro electromagnético	20
Figura 7: Esquema de la distribución de los valores de NDVI y Temperatura de superficie para la obtención de la fórmula de TDVI	29
Figura 8: Diagrama síntesis de desarrollo del modelo semiempírico.	40
Figura 9: Comportamiento de la evapotranspiración, radiación neta instantánea y temperatura diaria para las seis fechas	44
Figura 10: Valores de Rnd y Rni 10-11 medidos en la estación de balance de energía	45
Figura 11: Relación entre la radiación neta diaria y la radiación instantánea	46
Figura 12: Modelo de regresión simple de la diferencia entre la evapotranspiración diaria y la radiación diaria, en función de la diferencia de temperatura de la superficie y el aire	47
Figura 13: Diagrama síntesis de la estimación de evapotranspiración diaria a partir del modelo semiempírico	48
Figura 14: Variación temporal de las estimaciones de evapotranspiración para cada ambiente mediante modelo semiempírico y valores de evapotranspiración reales	49
Figura 15: Estimación de la evapotranspiración real mediante modelo	50

semiempírico ajustado para Landsat 8.

Figura 16 : Variación temporal del NDVI	51
Figura 17: Variación temporal del NDWI	52
Figura 18: Gráfico de regresión lineal de los límites secos y húmedos para cada fecha considerada	54
Figura 19: Evolución del TDVI	56
Figura 20: Dinámica del NDVI, NDWI, TDVI y Evapotranspiración real medida a campo en el ambiente A.	58
Figura21: Dinámica del NDVI, NDWI, TDVI y Evapotranspiración real medida a campo en el ambiente B	58
Figura 22: Evolución de la evapotranspiración real a partir de modelo semiempírico utilizando datos simulados del WRF	59
Figura 23: Evolución diaria de la evapotranspiración obtenida por el simulador para los ambientes A y B y los valores de evapotranspiración de campo	69
Figura 24: Proporción de evaporación del suelo y transpiración diarias en el ambiente A	70
Figura 25: Proporción de evaporación del suelo y transpiración diarias en el ambiente B	71
Figura 26: Acumulación de biomasa aérea estimado del cultivo en los ambiente A y B	71
Figura 27: Predicción del rendimiento de grano estimado del cultivo en los ambientes A y B según modelo DSSAT	72

# Capítulo 1

---

## Introducción

La evapotranspiración es uno de los procesos más importante en la estimación del balance energético de una superficie, ya que es un factor clave en el intercambio de energía y agua entre la superficie de la Tierra y la atmósfera (Brutsaert, 2005; Sánchez, et al., 2007; Olivera et al., 2013). Junto con las precipitaciones y la escorrentía, la evapotranspiración controla la disponibilidad de agua en el planeta. Se define por evapotranspiración real a la transferencia total de agua a la atmósfera desde suelos con y sin vegetación, producto de dos fenómenos simultáneos: la evaporación que representa la cantidad de agua que se transfiere a la atmósfera proveniente del suelo y la transpiración de la vegetación (Allen et al., 1998). La capacidad de estimar con precisión la magnitud de este fenómeno está ligada a determinar con mayor certeza el ciclo hidrológico; particularmente vinculados a estudios relacionados con la disponibilidad de las fuentes de agua, modelos hidrológicos utilizados en programas de emergencias ambientales, como también en el asesoramiento sobre el estrés medioambiental que afecta los ecosistemas agrícolas y naturales (Rivas & Caselles, 2004; Sánchez Tomas, 2008).

La adaptación de los sistemas agrícolas al cambio climático es esencial para fomentar la seguridad alimentaria, la mitigación de la pobreza, la gestión sostenible y conservación de los recursos naturales. Muchos países ya están sufriendo las repercusiones del cambio climático en forma de una pluviometría irregular e impredecible, como también en un aumento de la incidencia de las tormentas y sequías prolongadas. El cambio de las condiciones meteorológicas también favorece la aparición de plagas y enfermedades

que afectan a cultivos y animales. Según la Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura (FAO, 2013), en casi todas las regiones del mundo, la evapotranspiración producida en las tierras agrícolas bajo riego, es uno de los mayores usos consuntivos del agua extraída para uso humano. Las prácticas agrícolas inadecuadas, como el exceso de riego en los cultivos, conlleva al aumento del nivel freático, salinización y degradación de suelos (Anderson et al., 2012), disminuyendo fuertemente la productividad. Por otro lado, el aumento de la sequía en áreas de secano, fomentan la fragilidad de los sistemas, generando condiciones económicas y medioambientales vulnerables (FAO, 2013) que afectan directamente al hombre. Por lo tanto, la creciente presión ejercida por la demanda de agua, junto con imperativos ambientales, implica que la agricultura debe obtener más producción de los cultivos con menos agua y con un menor impacto ambiental. Ello constituye un reto notable y supone que a la hora de gestionar el agua para la intensificación sostenible de la producción agrícola, habrá que prever de una agricultura más inteligente y precisa, donde la estimación de la evapotranspiración en un cultivo juega un rol fundamental para la toma de decisiones de una adecuada práctica de manejo que repercute en la sustentabilidad del sistema.

Se conoce que la estimación precisa de la evapotranspiración no es una tarea simple ya que los procedimientos requieren el control continuo de un gran número de parámetros físicos, meteorológicos y de la cubierta vegetal (Fang et al., 2016). El cálculo de estos parámetros puede realizarse a distintas escalas, desde el nivel de hoja, a planta, campo y paisaje, hasta distintos enfoques de estimación, como son los métodos directos e indirectos. Dentro de los métodos directos y precisos, encontramos la covarianza de torbellinos (en inglés *Eddy covariance*), que estima la evapotranspiración mediante torres de flujos a escala local. Estos instrumentos, no son apropiados para las mediciones de rutina a una escala regional, sin embargo proporcionan información que permite validar modelos y estimaciones indirectas (Verstraeten et al., 2008). Dentro de los métodos indirectos encontramos los modelos de simulación de cultivo, el uso de modelos semiempíricos y teledetección. Los modelos de cultivos, simulan los procesos biofísicos en el sistema suelo-planta-atmósfera para proveer una descripción continua del crecimiento y desarrollo del cultivo a partir de condiciones iniciales y datos

climáticos históricos. Uno de los principales objetivos de los modelos de simulación de cultivos es predecir la evapotranspiración real diaria como una función dependiente de las condiciones meteorológicas y edáficas (Hoogenboom, 2000).

Los modelos semi-empíricos de cálculo de la evapotranspiración real, estiman este parámetro a escala de paisaje combinando datos de estaciones meteorológicas (Rivas et al., 2011) con sensores remotos, ajustando la estimación de la evapotranspiración real y extrapolándolo a una escala mayor. Estos modelos, tiene la finalidad de estimar y monitorear el balance hídrico de forma rápida, a bajo costo y abarcando una área más amplia que los métodos directos (Sobrino et al., 2000; Rivas et al., 2002; Sánchez, et al., 2007; Sánchez Tomas, 2008; Rivas et al., 2011). En las últimas décadas, numerosos estudios han recalcado la importancia del uso de sensores remotos para la estimación de las condiciones hídricas y la obtención de parámetros biofísicos de superficie, los cuales son de gran interés en los estudios climáticos e hidrológicos a diferentes escalas, permitiendo entender la distribución espacio-temporal del fenómeno (Sobrino et al., 2000; Houspanossian et al., 2008). Las técnicas de teledetección, suministran la falta frecuente de variables básicas a medir y los parámetros necesarios para aplicar los modelos locales a una escala regional a partir de la combinación de la información multiespectral de las imágenes de sensores remotos (Sánchez et al., 2008). De esta forma, a partir de esta herramienta se permite monitorear la disponibilidad de agua en el suelo y estimar los componentes del balance de energía de la superficie terrestre, como es la evapotranspiración (Bermejillo de Salcedo, 1998, Rivas et al., 2011, Bayala, 2011). Muchos estudios han estimado este parámetro partir de diversos sensores, como Landsat (Bastiaansen et al., 2005; Mc Cabe & Wood, 2006; Rivas et al., 2011), ASTER (Mc Cabe & Wood, 2006, Olivera et al., 2013) y MODIS (Nishida el al., 2003; Mc Cabe & Wood, 2006; Mulleady & Barrera, 2013). Sin embargo en muchas circunstancias, la resolución espacial de los datos de teledetección no puede capturar las características individuales y los pixeles se componen de varios tipos de coberturas de suelo obstaculizando la capacidad de discriminar las condiciones de campo, conduciendo a errores en la estimación (Mc Cabe & Wood, 2006). Frente a esto, es importante la adecuada elección de la resolución espacial de acuerdo a tipo de análisis que se quiera realizar.

Entre las regiones más productivas de Sudamérica se encuentra la cuenca del río de la Plata, que se abre en forma de abanico a partir de la desembocadura desplegándose dentro de la jurisdicción de cinco países. Dentro de los cultivos de invierno más producidos de esta región, se destaca el trigo (FAO, 2014). Este es el cereal panificable de mayor cultivo en el mundo (Pazmiño Bonilla, 2013), y es cultivado en gran cantidad de climas, adaptándose a zonas que tienen una estación de crecimiento fresca y húmeda, seguida de otra cálida y seca en la maduración. La región de Soriano, es considerada una de las regiones agrícolas más fértiles del Uruguay, sin embargo la variabilidad climática y de ambientes edáficos, determinan considerables variaciones en rendimientos, mostrando importantes diferencias en la respuesta vegetal dentro y entre los lotes de un mismo campo (Terra et al., 2010).

Frente a lo mencionado, el objetivo de la tesis es estimar la evapotranspiración real en un cultivo de trigo durante su ciclo fenológico partir de distintas metodologías. Por un lado, se utilizará modelos semi-empíricos que combinan datos meteorológicos medidos en estaciones convencionales y de balance de energía (temperatura y humedad del aire, velocidad del viento y radiación solar) provistos por la empresa de agricultura de precisión Okara y el INIA (Instituto Nacional de Investigación Agropecuaria del Uruguay) y parámetros de superficie obtenida a partir de sensores remotos provisto por CONAE (Comisión Nacional de Actividades Espaciales). También se evaluará la evapotranspiración real a partir de modelos de simulación de cultivos. Los datos se constataran a partir de las torres de flujo ubicadas in situ y se correlacionaran con diversos índices de estrés de la vegetación. Este estudio pretende aportar las herramientas para generar mapas de estimación de evapotranspiración real precisos para la región. La mejora en la precisión se centra en lograr reproducir los cambios observados en el terreno, y extrapolarlos a campos de trigo de la misma región, de forma rápida, para lograr un monitoreo preciso del sistema suelo-agua-planta, como también, aportar conocimiento de base para el uso conjunto de estas herramientas en la región más productiva del Uruguay.

## Estructura de la tesis

La presente tesis se encuentra organizada en seis capítulos, comenzando con los conceptos básicos sobre evapotranspiración e introduciendo a la importancia de su estimación para la toma de decisiones y la problemática de su cálculo, expuestos en este capítulo.

En el capítulo 2, se realiza la descripción del área de estudio y de las herramientas utilizadas para la estimación. Se profundiza en el uso de sensores remotos y el cálculo de índices de vegetación.

El capítulo 3 incluye la descripción sobre el modelo semiempírico de evapotranspiración real y definición de los parámetros asociados.

En el capítulo 4 se presenta los resultados del modelo semiempírico a lo largo de la evolución del cultivo. Se verifica el ajuste del modelo y se correlaciona los resultados obtenidos con una serie de índices de vegetación con el fin de encontrar un indicador indirecto y preciso de la evapotranspiración real.

En el capítulo 5 se presenta el modelo de simulación DSSAT, como una herramienta más para el manejo y monitoreo de la evapotranspiración en los cultivos. Se verifica su ajuste para los sistemas agrícolas de la región de Soriano.

En el capítulo 6 se presenta las conclusiones finales de este trabajo y consideraciones futuras. Por último, al final del documento se incluye una serie de apéndices organizados por temática.

## Referencias

Allen R.G., Pereira, L.S., Raes, D., Smith, M., 1998. Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements-FAO. Irrigation and drainage. In: Water Resources, Development and Management Service, Rome, Italy. Paper 56, pp. 323.

Anderson M., Allen, R., Morse A., and Kustas W. 2012. Use of Landsat thermal imagery in monitoring evapotranspiration and managing water resources Remote Sensing of Environment 122: 50–65.

Bastiaanssen W., Noordman E., Pelgrum H., Davids G., and Allen R. 2005. SEBAL for spatially distributed ET under actual management and growing conditions. Journal of Irrigation and Drainage Engineering 131: 85-93.

Bayala M.I. 2011. Generación de mapas de temperatura radiativa de superficie utilizando datos de baja resolución espacial mediante técnicas de remuestreo. Instituto Gulich CONAE, Nacional de Córdoba. Retrieved from [http://www2.famaf.unc.edu.ar/carreras/posgrado/documents/maestria\\_aearte/Tesis\\_Bayala-Martin.pdf](http://www2.famaf.unc.edu.ar/carreras/posgrado/documents/maestria_aearte/Tesis_Bayala-Martin.pdf)

Bermejillo de Salcedo. A. 1998. Estimación de la evapotranspiración real regional a partir de datos satelitales. Tesis para optar al grado de: Magister Scientiae en riego y drenaje. Universidad Nacional de Cuyo Facultad de Ciencias Agrarias 81pp

Brutsaert W. 2005. Hydrology, An Introduction. Cambridge, United Kingdom: Cambridge University Press.

Fang Y., Sun G., Caldwell P., McNulty S., Noormets A., Domec J.C. , King J., Zhang Z, Zhang X., Lin G., Zhou G., Xiao J. and Chen J. 2016. Monthly land cover-specific evapotranspiration models derived from global eddy flux measurements and remote sensing data. Ecohydrology 9(2) 248-266.

Food and Agriculture Organization (FAO).2013. Informe sobre temas hídricos n°38. Afrontar la escasez de agua: Un marco de acción para la agricultura y la seguridad alimentaria.

Food and Agriculture Organization (FAO). 2014. Crop prospects and food situation. March 2014. <http://www.fao.org/docrep/019/I3618e/I3618e.pdf> (se accedió el 26/03/2016).

Hoogenboom G. 2000. Contribution of agrometeorology to the simulation of crop production and its applications. Agricultural and Forest Meteorology. 103: 135-157.

Houspanossian J., Rivas R., Vazquez, P. y Vives, L. 2008. Evaluación de la respuesta de tres índices de estrés hídricos en vegetación de la región pampeana



argentina. Quito Ecuador. 8 al 12 de julio.: IX Congreso Latino Americano de Hidrología Subterránea y Expo Agua.

Jones J.W., Keating B.A. and Porter C.H. 2001. Approaches to modular model development. *Agricultural Systems* 70:421–443.

McCabe M.F and Wood E.F. 2006. Scale influences on the remote estimation of evapotranspiration using multiple satellite sensors. *Remote Sensing of Environment* 105: 271–285.

Monteith J.L. and Unsworth M. 1990. *Principles of Environmental Physics*. Edgard Arnold, London, second edition. 71-79.

Mulleady C. y Barrera D. 2013. Estimación de la tasa de Evapotranspiración a partir de datos satelitales MODIS. *Meteorological* 38(1): 21-39

Nishida K., Nemani R., Glassy J. and Running S. 2003. Development of an evapotranspiration index from aqua/MODIS for monitoring surface moisture status. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 41: 493-501

Olivera L., Mattar C. y Galleguillos M. 2013. Estimación de la evapotranspiración real en ecosistemas mediterráneos de Chile mediante datos ASTER y MODIS, *Revista de Teledetección* 39: 46-56.

Pazmiño Bonilla, M.J. 2013. Determinación del perfil de la harina de trigo (*genustriticum*) tipo panadera elaborada en Molinos Cordillera -Sucesores de Jacobo Paredes M.S.A. Universidad Tecnológica Equinoccial. Facultad de Ciencias de la Ingeniería. Quito. Ecuador 102 pp.

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* 93: 68–76.

Rivas R., Ocampo D. y Carmona F. 2011. Modelo de predicción de rendimiento de trigo a partir de NDVI: aplicación en el contexto de la agricultura de precisión. Anais XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR, Curitiba, PR, Brasil, 30 de abril a 05 de maio de 2011, INPE p.0584.

Rivas R.E. and Carmona F. 2011. Evapotranspiration in the Pampean Region using field measurements and satellite data. *Physics and Chemistry of the Earth* 55: 27:34.

Sánchez J.M., Caselles V., Valor E. y Coll C. 2007. Análisis de una metodología para la estimación de la evapotranspiración real diaria mediante teledetección a una escala regional. *Revista de Teledetección*. 27: 71-79.

Sanchez J.M., Scavone G., Caselles V, Valor E., Copertino V.A., and Telesca V. 2008. Monitoring daily evapotranspiration at a regional scale from Landsat-TM and ETM+ data: Application to the Basilicata region. *Journal of Hydrology* 351:58–70.

Sánchez Tomas J.M. 2008. Estimación mediante teledetección de la evapotranspiración real a partir de un modelo desacoplado de dos fuentes. Tesis

doctoral. Universitat de Valencia. Facultad de Física. Departamento de Física de la Tierra y Termodinámica.

Sobrino, J. 2000. Teledetección. Universidad de Valencia: Guada Impresores S.L - ISBN: 84-370- 4220-8

Terra J., Melo D. y Sawchik J. 2010. Atributos edáficos y topográficos relacionados a los patrones de variación de rendimiento de cultivos agrícolas en Uruguay. In: Reunión Técnica (1ª, 2010, Colonia del Sacramento, Colonia, Uruguay). Dinámica de las propiedades del suelo bajo diferentes usos y manejos. Montevideo, Sociedad Uruguaya de Ciencias del Suelo/International Soil and Tillage Research Organization. pp. 7-17.

Verstraeten W.W., Veroustraete, F., and Feyen, J.: Assessment of evapotranspiration and soil moisture content across different scales of observation, *Sensors*, 8, 70–117, doi:10.3390/s8010070, 2008.

# Capítulo 2

## Área de estudio

El estudio se llevó a cabo sobre un establecimiento ubicado al suroeste de la República Oriental del Uruguay (33° 34' S, 58° 11' W, 32 m de altitud), en el departamento de Soriano (Figura 1).

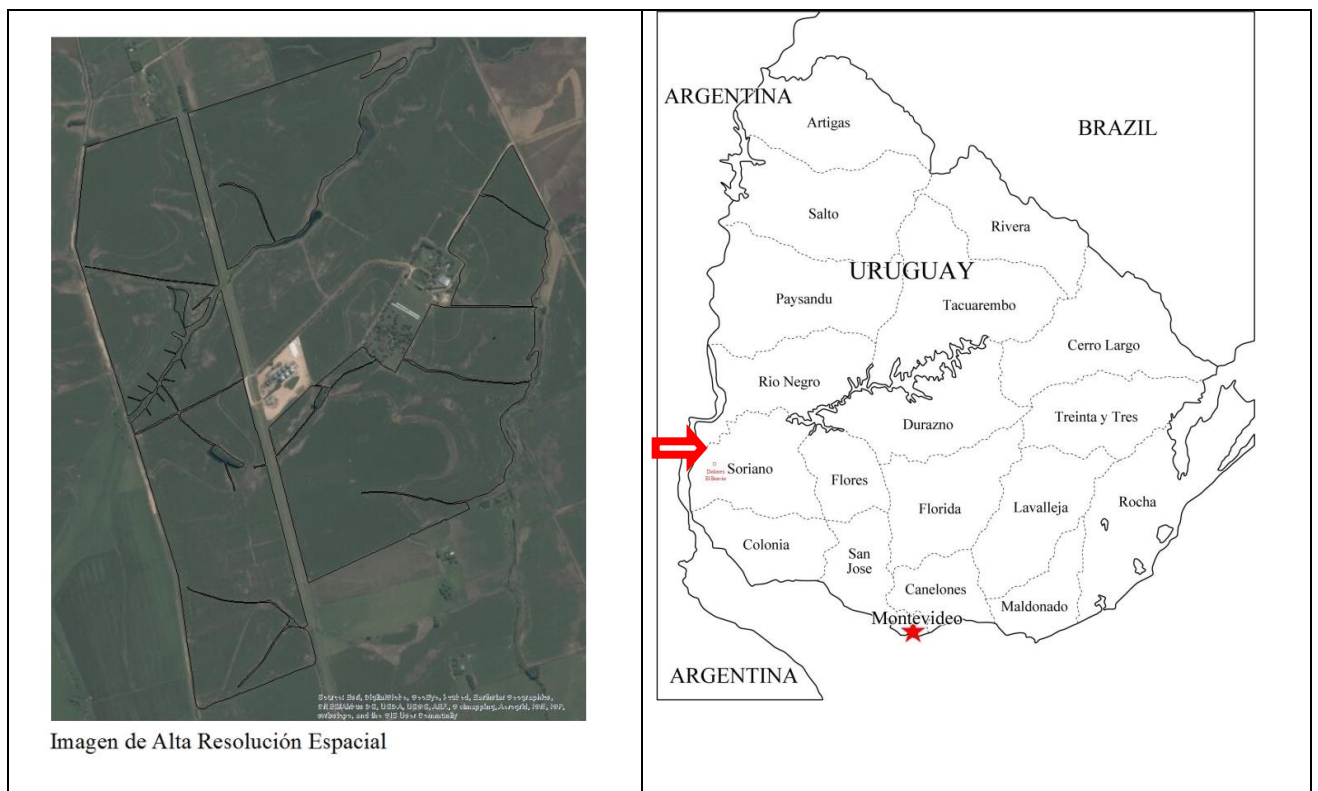


Figura 1: Ubicación del Área de estudio. Izq: mapa de Alta resolución del Área. Der: Mapa de la Republica Oriental del Uruguay. La flecha señala el área de estudio

El área presenta una superficie de 273 ha, con suelo apto para la agricultura, siendo estos muy oscuros de textura media pesada. Según la carta del suelo de la FAO de 1990 y el mapa generado por la Comisión Nacional de Estudio Agro económico de la Tierra (CO.N.E.A.T.), los suelos son Phaezens Luvicos, de color pardo oscuro, textura franco limosa, fertilidad alta y drenaje imperfecto. De acuerdo al modelo digital a terreno y el mapa de pendientes que se muestra a continuación, el área presenta un relieve irregular con bajos, lomas y pendientes marcadas que pueden afectar el desarrollo del cultivo y el ciclo del agua. La altitud varía desde 13 a 40 msnm, y las pendientes pueden llegar a valores máximos de 5% (Figura 2).

El clima de la región es subtropical húmedo, con precipitaciones que se caracterizan por su extrema irregularidad y variabilidad, siendo el promedio anual histórico de 1030 mm (Rivas et al., 2011) y una temperatura media anual de 17.3°C. Sin embargo, las precipitaciones anuales del año 2013, fueron entre 800-900 mm. ([http://www.inia.org.uy/gras/agroclima/ppt\\_mapas/ppt\\_anual201312.png](http://www.inia.org.uy/gras/agroclima/ppt_mapas/ppt_anual201312.png)), 200 mm por debajo de la media histórica.

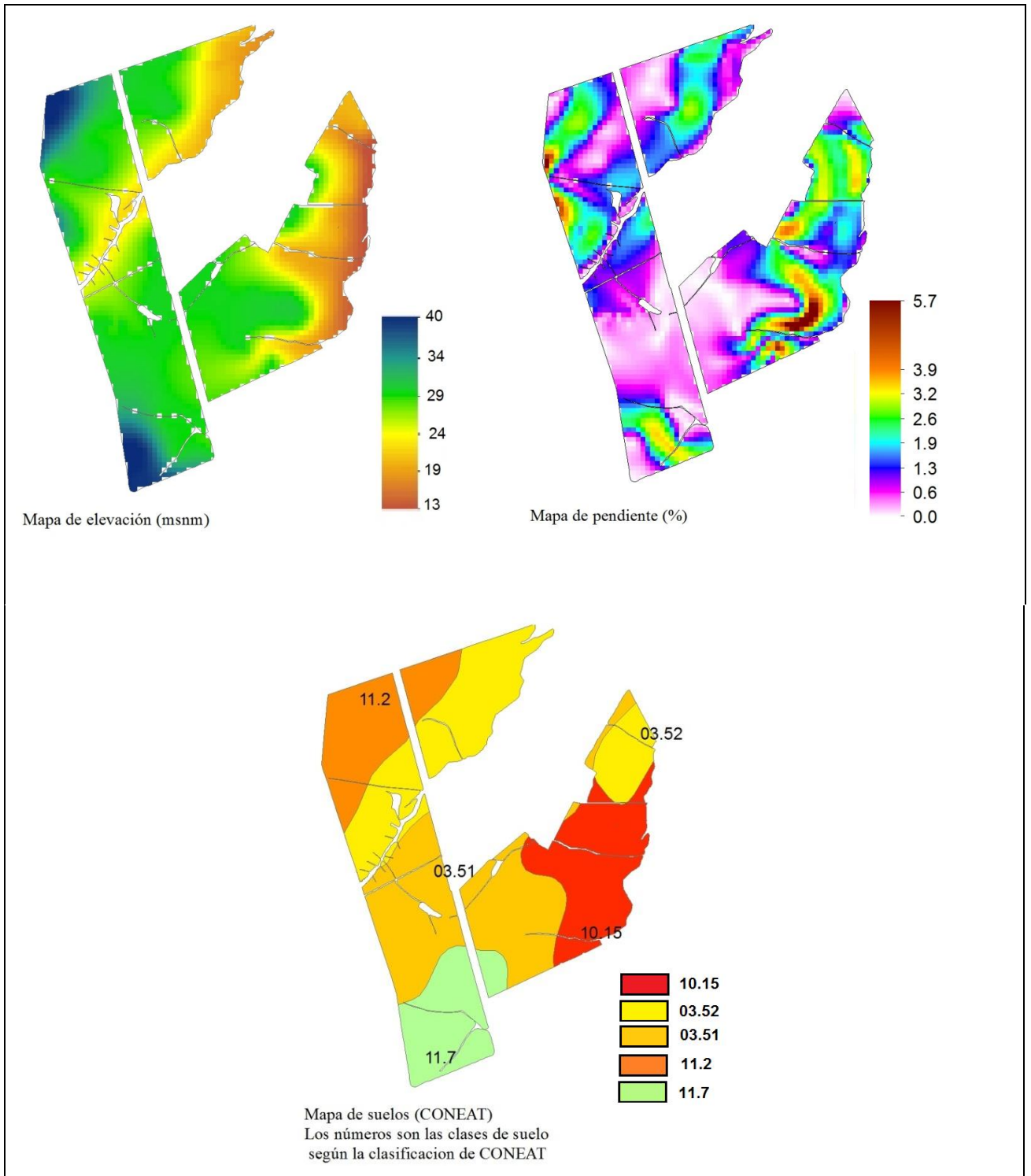


Figura 2: Modelo digital de terreno, mapa de pendiente y mapa de suelo del área de estudio.

## Diseño de experimento: elección de sitios

El estudio se llevó a cabo sobre los lotes sembrados con trigo (*Triticum durum L.* variedad Nogal) el 23 de mayo del 2013 y se realizó su monitoreo hasta su cosecha en diciembre del mismo año. Previo a la siembra, se determinó para su seguimiento, dos áreas con características contrastante en la productividad histórica del cultivo (basada en monitores de rendimiento de 2 años anteriores). Los dos sitios distan entre sí aproximadamente 300 metros (Figura 3). Llamaremos a los sitios ambiente A y ambiente B, siendo el primero (ambiente A) el sitio que presento mayor productividad en los años previos para el cultivo de trigo verificado a partir de monitores de rendimiento.

El área fue sembrada, mediante siembra directa, técnica que reduce la evaporación por parte del suelo (Allen et al., 1998) a una distancia entre hileras de 19 cm. La densidad de siembra fue de 400 plantas sembradas /m<sup>2</sup> y 350 plantas emergidas. No se fumigó, ni aplicó riego ni fertilizantes durante el ciclo del cultivo No existen en el campo barreras de viento cercanas que afecten directamente a la evapotranspiración del cultivo.



Figura 3: Ubicación de los sitios de muestreos. Ambiente A (A) y Ambiente B (B)

Debido a que ciertas condiciones iniciales de ambos sitios, son iguales (mismo día de siembra, mismo genotipo de semilla, exposición a la misma variabilidad climática, ausencia de fumigación y riego), se realizaron muestreos del suelo a 10 cm. para analizar sus propiedades fisicoquímicas que podrían limitar el desarrollo del cultivo. La tabla resultante se muestra a continuación (tabla 1):

Tabla 1: Análisis del suelo de ambos sitios a 10 cm. de profundidad.

	Ambiente A	Ambiente B
PH en agua	6.29	5.86
P (mg/kg)	17	15
Nitrato %	6	9
Azufre %	6.3	1.2
Potasio (cmol)	0.64	0.37
Materia Orgánica	3.4 %	3.1 %
Arcilla (%)	28	23
Arena (%)	31	26
Limo (%)	41	51

Los análisis de los suelo realizados *a priori* en los dos ambientes, evidencian pequeñas variaciones en la textura y las propiedades químicas, que podrían afectar directamente el desarrollo de la vegetación y su balance hídrico. Los suelos son franco-franco limosos, donde predominan los limos. Estos suelos se caracterizan por presentar una buena cantidad de agua disponible para plantas y un balance entre los componentes arena, arcilla y limo, siendo el limo el más abundante. Son suelos ligeros, aireados y permeables, con capacidad media de retención de agua. El ambiente A, presenta un mayor equilibrio de los tres componentes (arena-arcilla y limo), con respecto al suelo del ambiente B donde domina ampliamente el limo, lo que indicaría que el primero, es un suelo más apto para el desarrollo de los cultivos. El ambiente A, también presenta un porcentaje un poco mayor de materia orgánica, que puede ayudar a la retención de agua en el suelo. Se dice que la materia orgánica es un indicador de la “bondad del suelo” o calidad del mismo. Por lo general suelos con mayor nivel de materia orgánica son más productivos como también más ricos en los niveles de nutrientes esenciales para el normal desarrollo de los cultivos (Polak, 2011). Otro factor importante es el pH, que es considerado como una de las principales variables en los suelos, ya que controla muchos procesos químicos que en éste tienen lugar. Afecta específicamente la disponibilidad de



los nutrientes de las plantas, mediante el control de las formas químicas de los nutrientes. El rango de pH encontrado en nuestros sitios se encontraría dentro de los valores aceptables, siendo, el suelo del ambiente B moderadamente ácido (pH entre 5.6-6), mientras el ambiente A es ligeramente ácido (entre 6.1-6.5). Los suelos ácidos, con pH por debajo de 5.5 tienen resultados negativos en los rendimientos de los cultivos (Rawson y Gómez Macpherson, 2001). Por otro lado, la topografía juega un rol importante que repercute en el desarrollo del cultivo de trigo. Por ejemplo, las lomas tienen suelos menos profundos que los bajos y algunas investigaciones indicarían que los niveles mayores de materia orgánica se encuentran en zonas topográficas más bajas (Kravchenko y Bullock, 2000; Castro Franco et al., 2012). Las zonas con pendientes pronunciadas sufren generalmente erosión y lavado de suelo (Castro Franco et al., 2012).

### Trigo: desarrollo fenológico

El trigo, según el Sistema Integrado de Información Taxonómica (ITIS) es una monocotiledónea, de la familia Poáceas, pertenecientes al género *Triticum* con numerosas especies. Sin duda, esta gramínea es el cereal panificable de mayor cultivo en el mundo (Pazmiño Bonilla, 2013), siendo *T. durum*, una de las especies más cultivadas en Uruguay, cuya finalidad es la producción de harinas para pasta. Esta especie es seleccionada de acuerdo a el rendimiento, el comportamiento frente a estrés (sea de exceso de agua como de sequía), sanidad, ciclo, plasticidad, sincronización e índice de cosecha. En el área de estudio, donde se encuentran ambos ambientes, se utilizó la variedad Nogal, que se caracteriza por ser una planta de dimensiones pequeñas con espiga de gran tamaño, muy macolladora, con elevado potencial de rendimiento (Olivieri et al., 2012).

El trigo presenta un complejo ciclo de vida con distintos estadios. Básicamente, estas etapas se sintetizan en: germinación, emergencia, formación de la plántula, iniciación de la flor, formación en la terminación de la espiga, formación del primer nudo y/o elongación de la caña, levantamiento de la espiga, antesis y madurez. A nivel fisiológico, nos referimos a madurez al período en que la hoja bandera y la espiga se vuelven amarillas (Hanft & Wych, 1982). En el siguiente gráfico se representa los distintos estadios o etapas de desarrollo (Figura 4).

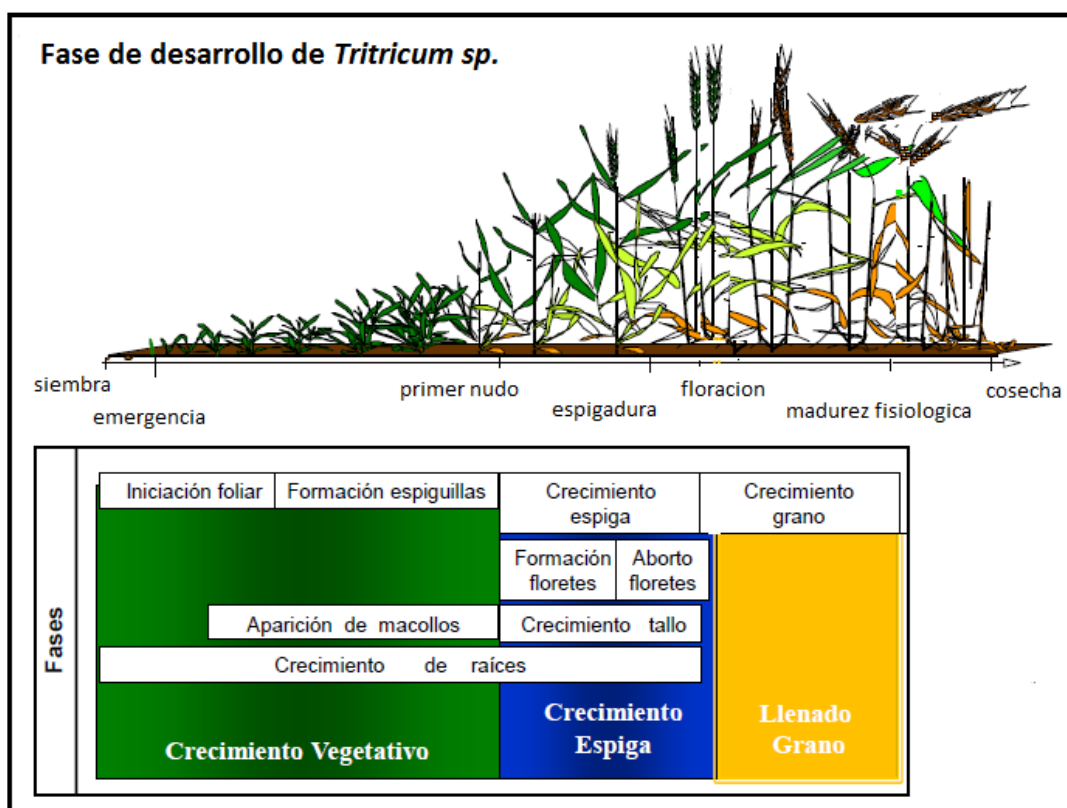


Figura 4: Etapas en el desarrollo del trigo (modificado de Silva et al., 2011)

El clima es el regulador principal de cada etapa del desarrollo del trigo. Para la germinación se necesita que las semillas tengan entre el 35-45% de humedad (Evans et al. 1975, Silva et al., 2011). El período de la etapa vegetativa varía entre 60-150 días, dependiendo principalmente de la formación desde la primera hoja hasta la formación de la flor, que en el caso de trigo de invierno, las espigas florecen con las bajas

temperaturas (0-12°C) (Chujo, 1966; Leopold & Kriederman, 1975). Para que el pasaje de la etapa vegetativa a la reproductiva sea exitoso, la temperatura no debe superar los 30°C, ya que podría provocar esterilidad. La formación de la espiga es una etapa vulnerable. Cuando la espiga se ha formado, la caña empieza su elongación y se identifica en esta etapa, la hoja bandera. A partir de este momento hasta antes de la madurez, las flores se autopolinizan en menos de una semana y empieza la formación de semillas (Silva et al., 2011).

## **Materiales y métodos**

### **Método de Eddy Covariance**

El sistema de Eddy Covariance, también llamado covarianza de los torbellino, consiste básicamente de un anemómetro y de un analizador CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O, que mide las concentraciones de los dos gases. El anemómetro y el analizador están montados en una torre en una altura de dos metros sobre un área homogénea, ya que numerosos estudios indican que las condiciones de estabilidad atmosférica (Brotzge y Crawford, 2003; Wolf *et al.*, 2008), advección de energía (Dugas et al., 1991) y ubicación del instrumental meteorológico (Cellier y Brunet, 1992; Mahrt, 2000) pueden influir en la sensibilidad y desempeño de los sistemas al evaluar los flujos conducidos por la turbulencia. El anemómetro y el analizador miden con una frecuencia alta (usualmente de 20 Hz). El flujo es calculado a través de la covarianza entre el viento vertical y la concentración del CO<sub>2</sub> y vapor de agua, respectivamente. Los datos medidos son las velocidades del viento y las concentraciones de CO<sub>2</sub> y vapor de agua, los cuales son las densidades parciales de CO<sub>2</sub> y vapor de agua en el aire. El anemómetro mide además una temperatura sónica, de la cual se deja calcular la temperatura del aire

Básicamente, el sistema de Eddy covariance, permite evaluar directamente el flujo de calor latente ( $\lambda E$ ) y sensible (H) a partir de la variación de la velocidad vertical del

viento y de la densidad de vapor de agua y de la temperatura (Monteith y Unsworth, 2007). Suponiendo que la velocidad media del viento vertical es cero para una superficie del suelo, uno puede expresar los flujos turbulentos por:

$$\lambda E = \lambda \times \overline{w' \rho_v'}; \quad H = C_p \times \rho_a \times \overline{w' T'}$$

donde,  $\lambda E$  ( $W m^{-2}$ ) es el flujo de calor latente;  $\lambda$  ( $J kg^{-1}$ ) el calor latente de vaporización;  $w'$  ( $m s^{-1}$ ) la variación instantánea de la velocidad vertical del viento;  $\rho_v'$  ( $kg m^{-3}$ ) la variación instantánea de la densidad de vapor de agua;  $H$  ( $W m^{-2}$ ) el flujo de calor sensible;  $C_p$  ( $1013 kJ kg^{-1} ^\circ C^{-1}$ ) el calor específico del aire húmedo;  $\rho_a$  ( $kg m^{-3}$ ) la densidad del aire; y  $T'$  ( $^\circ C$ ) es la desviación instantánea de la temperatura del aire del valor medio temporal. Las barras sobre las letras indican medias temporales y las primas indican desviaciones de los valores desde las medias temporales. A partir de la ecuación de balance de energía (explicada más adelante) se puede obtener de forma directa la evapotranspiración real.

El sistema se instaló en la parte central del ambiente A inmediatamente después de la siembra. Consistió en un anemómetro sónico, un analizador de gases en el infrarrojo con sistema abierto LI-7500 (LI-COR Inc., USA) y registros a 10 Hz (0.1s), un sensor de humedad y temperatura HMP45C y un “datalogger” CR5000 (Campbell Sci. Inst., Inglaterra) en el que se computaron las estadísticas y la corrección de densidad del aire (Webb et al., 1980). Los datos se integraron en tablas de alta frecuencia y flujos cada 30 min. También se colocó un sensor de flujo de calor en el suelo (G) Huckseflux, un sensor de velocidad de viento. El sensor de radiación neta de cuatro componentes (CNR1), discrimina la radiación de onda corta (0,305 - 2,800  $\mu m$ ) entrante ( $R_{s\downarrow}$ ) y saliente ( $R_{s\uparrow}$ ) y de onda larga (5-50  $\mu m$ ) entrante ( $R_{l\downarrow}$ ) y saliente ( $R_{l\uparrow}$ ) a la cubierta vegetal, lo que permite estimar de forma directa la Radiación neta ( $R_n$ ). Los valores de estas variables en situación de vientos altos o presencia de precipitación, no fueron considerados en el estudio.

## Principio de teledetección y su relación con la dinámica del cultivo

La teledetección consiste en la observación y la obtención de información de objetos de la superficie terrestre desde sensores instalados en plataformas espaciales, asumiendo que entre la Tierra y el sensor existe una interacción energética, ya sea por reflexión de la energía solar o de un haz energético artificial que puede ser de emisión propia (Chuvieco, 2010). En los sensores pasivos (Figura 5), la radiación electromagnética proveniente del sol, que entra en contacto con la superficie terrestre o las nubes puede ser reflejada por la superficie, absorbida y emitida o transmitida a otros objetos. A su vez, la radiación reflejada captada por el sensor depende no sólo de la reflectividad del objeto, sino de otros factores variables como el ángulo de iluminación, el relieve y la dispersión por los gases y partículas de la atmósfera (vapor de agua, ozono, polvo, humo, etc.). Cuando se estudian objetos de la superficie terrestre, es necesario tener en cuenta estos efectos y corregirlos previamente a la obtención de la información para lograr magnitudes físicas comparables entre las imágenes, tales como reflectividad o temperaturas

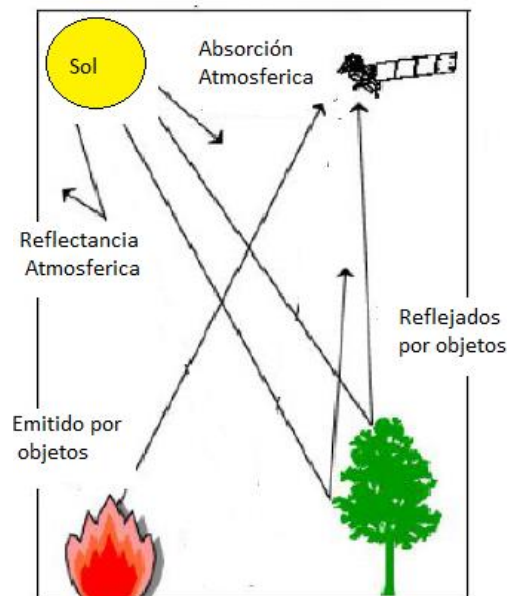


Figura 5. Esquema de la captura de una imagen desde satélite (percepción remota pasiva)

En cuanto a la energía electromagnética, la misma puede ser caracterizada por su longitud de onda o por su frecuencia. A su vez existen rangos de longitud de onda o bandas donde la radiación electromagnética presenta un comportamiento similar. La distribución de estas bandas se conoce como espectro electromagnético, el cual comprende desde longitudes de onda corta, como los rayos X o gamma, hasta longitudes de kilómetros, como las ondas de radio (Figura 6). El estudio de los recursos territoriales y la medición de los campos energéticos de los cuerpos, se focaliza en el empleo de longitudes de ondas electromagnéticas, que son codificadas en datos digitales y dispuestos en arreglos matriciales, basadas en una celda de tamaño conocido, como unidad de registro.



Figura 6: Esquema del espectro electromagnético

## Misión Landsat 8

Landsat 8 es un satélite de observación de la Tierra norteamericano que fue lanzado el 11 de febrero de 2013, gestionado conjuntamente por la NASA y el Servicio Geológico

de Estados Unidos (USGS). El satélite Landsat 8 incorpora dos instrumentos de barrido: Operational Land Imager (OLI), y un sensor térmico infrarrojo llamado Thermal Infrared Sensor (TIRS). Las bandas espectrales del sensor OLI, aunque similares a el sensor Landsat 7 ETM+, proporcionan una mejora de los instrumentos de las misiones Landsat anteriores, debido a la incorporación de dos nuevas bandas espectrales: un canal profundo en el azul visible (banda 1), diseñado específicamente para los recursos hídricos e investigación en zonas costeras, y un nuevo canal infrarrojo (banda 9) para la detección de nubes cirrus. Adicionalmente una nueva banda de control de calidad se incluye con cada producto de datos generado. Esto proporciona información más detallada sobre la presencia de características tales como las nubes, agua y nieve. Por otra parte el sensor TIRS recoge dos bandas espectrales en longitudes de onda incluidas por la misma banda en los anteriores sensores TM y ETM+. A continuación se presenta un detalle de cada banda (Tabla 2)

Tabla 2: Caracterización de las bandas espectrales de los sensores OLI y TIRS a bordo de Landsat 8 (Ariza, 2013)

<b>Bandas Espectrales de OLI</b>	<b>Longitud de onda</b>	<b>Resolución Espacial</b>
<b>Banda 1 - Costero / Aerosol</b>	0.433 - 0.453 $\mu\text{m}$	30 m
<b>Banda 2 - Azul</b>	0.450 - 0.515 $\mu\text{m}$	30 m
<b>Banda 3 - Verde</b>	0.525 - 0.600 $\mu\text{m}$	30 m
<b>Banda 4 - Roja</b>	0.630 - 0.680 $\mu\text{m}$	30 m
<b>Banda 5 - Infrarrojo cercano</b>	0.845 - 0.885 $\mu\text{m}$	30 m
<b>Banda 6 - Infrarrojo de onda corta</b>	1.560 - 1.660 $\mu\text{m}$	30 m
<b>Banda 7 - Infrarrojo de onda corta</b>	2.100 - 2.300 $\mu\text{m}$	30 m
<b>Banda 8 - Pancromática</b>	0.500 - 0.680 $\mu\text{m}$	15 m
<b>Banda 9 - Cirrus</b>	1.360 - 1.390 $\mu\text{m}$	30 m
<b>Bandas Espectrales de TIRS</b>	<b>Longitud de onda</b>	<b>Resolución</b>
<b>Band 10 - Infrarrojo termal o de onda larga</b>	10.30 - 11.30 $\mu\text{m}$	100 m
<b>Band 11 - Infrarrojo termal o de onda larga</b>	11.50 - 12.50 $\mu\text{m}$	100 m

Las dos bandas térmicas 10 y 11 son útiles para proporcionar temperaturas más precisas de la superficie y se toman con 100 metros de resolución espacial (Tabla. 2). El tamaño aproximado de la escena es de 170 km de norte-sur por 183 kilómetros de este a oeste (Ariza, 2013). El satélite sigue una órbita cuasipolar heliosincrónica a 705 kilómetros de altura (esto significa que viajará del polo Norte al Sur observando la cara día del globo, para regresar por la cara noche al primero y continuar el ciclo), dando 14 vueltas planetarias diariamente y capturando más de 400 imágenes y generando una revisita de 16 días. Su ángulo de inclinación de 98,2 ° (U.S Geological Survey, 2015).

En esta tesis se utilizaron productos estándar L1T, obtenida de forma gratuita a través de la página web del Servicio Geológico de Estados Unidos, U.S Geological Survey (<http://earthexplorer.usgs.gov>), correspondiente al path 225 row 083. Las bandas de cada escena se encuentran en formato de niveles digitales enteros (DN) con una resolución radiométrica de 16 bits. Estos se pueden convertir a valores de reflectancia en el techo de la Atmósfera (TOA) - (bandas 1-9) o radiación (Bandas 1-11) con factores de escala previstas en el metadatos del producto, como se menciona a continuación. Se seleccionaron para el estudio 6 escenas libres de nubes correspondientes a las siguientes fechas: 7 de junio, 25 de julio, 10 de agosto, 11 de septiembre, 27 de octubre y 14 de noviembre del 2013.

### **Conversión a Radiancia en el techo de la atmosfera (TOA)**

Los productos estándar Landsat 8 LDCM, consisten en una serie cuantificada, calibrada y escalada de niveles digitales DN, los cuales representan los datos de una imagen multiespectral adquirida por ambos sensores: OLI Operational Land Imagen y el TIRS Thermal Infrared Sensor.



Los datos de las bandas del sensor TIRS y OLI están derivados en 16 bits en formato no cifrado y pueden ser reescalados a los valores de reflectancia y/ o radiancia en el techo de la atmosfera TOA, usando para ello los coeficientes radiométricos provistos en el archivo de metadato MTL.txt. La siguiente formula ha sido extraída del manual de usuario de Landsat 8 (U.S Geological Survey, 2015):

$$L\lambda = ML * Q_{cal} + Al$$

Donde,  $L\lambda$  es el valor de radiancia espectral en el techo de la atmosfera (TOA) medida en valores de (Watts /m<sup>2</sup> \* srad \* μm). ML es el factor multiplicativo de escalado específico obtenido del metadato (RADIANCE\_MULT\_BAND\_x, donde x es el número de la banda). AL, es el factor aditivo de escalado específico obtenido del metadato (RADIANCE\_ADD\_BAND\_x, donde x es el número de la banda). Y Q cal es el producto estándar cuantificado y calibrado por valores de pixel (DN).

## Conversión a reflectancia

Los datos del sensor OLI pueden ser convertidos a valores de reflectancia (TOA) en el techo de la atmósfera, usando para ello los coeficientes de reflectancia reescalados, suministrados en el archivo de metadatos MTL. La siguiente ecuación es usada para convertir los ND a valores de reflectancia (U.S Geological Survey, 2015):

Donde:

$$\rho\lambda' = M\rho * Q_{cal} + A\rho$$

Donde,  $\rho_{\lambda'}$  = Es el valor de reflectancia planetaria, sin corrección por ángulo solar.  $M_p$  es el factor multiplicativo de escalado específico por banda. Este dato se obtiene del archivo de metadato (REFLECTANCE\_MULT\_BAND\_x, donde x es el número de la banda).  $A_p$ , es el factor aditivo de escalado específico por banda obtenido del metadato (REFLECTANCE\_ADD\_BAND\_x, donde x es el número de la banda). Finalmente,  $Q_{cal}$ , es el producto estándar cuantificado y calibrado para valores de pixel (DN). Este valor se refiere a cada una de las bandas de la imagen

El cálculo de la reflectancia real de una cubierta captada por un sensor espacial está condicionado por el comportamiento de la atmósfera, así como del ángulo de observación. De esta manera, la reflectancia en el techo de la atmosfera TOA con una corrección para el ángulo solar es entonces:

$$\rho_{\lambda} = \frac{\rho_{\lambda'}}{\cos(\Theta_{sz})} = \frac{\rho_{\lambda'}}{\sin(\Theta_{se})}$$

Dónde:  $\rho_{\lambda}$ , es el valor reflectancia planetaria o en el techo de la atmosfera TOA, con corrección por ángulo solar.  $\Theta_{se}$ , es el ángulo de elevación solar. El ángulo de elevación solar del centro de la escena es provisto en el metadato de la imagen (SUN\_ELEVATION).  $\Theta_{sz}$ , es el ángulo cenital solar. Es el ángulo cenital solar, corresponde al ángulo complementario de observación y puede obtenerse de la siguiente manera:

$$\Theta_{sz} = 90^{\circ} - \Theta_{se}$$

## Conversión a temperatura de brillo

Las bandas obtenidas por el sensor TIRS pueden ser convertidas de radiancia espectral a temperatura de brillo en grados Kelvin (°K) o temperatura de superficie (Ts) usando para ello la constante térmica suministrada en el archivo de metadatos:

Donde:

$$Ts = \frac{K_2}{Ln\left(\frac{K_1}{L\lambda} + 1\right)}$$

Donde: Ts = Temperatura de brillo aparente en grados Kelvin (K).  $L\lambda$ , Corresponde a la reflectancia en el techo de la atmosfera TOA (Watts/( m<sup>2</sup> \* srad\*  $\mu$ m)). K<sub>1</sub>, es la constante de conversión K<sub>1</sub> específica para cada banda, dicha constante térmica se suministra en el metadato (K1\_CONSTANT\_BAND\_x, donde x es el número de la banda, 10 o 11). Finalmente K<sub>2</sub>, es la constante de conversión K<sub>2</sub> específica para cada banda, dicha constante térmica se suministra también en el metadato (K2\_CONSTANT\_BAND\_x, donde x es el número de la banda, 10 o 11). Los datos de las constantes térmicas K<sub>1</sub> y K<sub>2</sub>, aparecerán incluidos dentro de los atributos de imagen en el archivo de metadato.

Las imágenes descargadas tienen un nivel de procesamiento denominado “Standard Terrain Correction (Level 1T)”, que proporciona una precisión sistemática radiométrica y geométrica mediante la incorporación de puntos de control en tierra (Base de Datos “Global Land Surface 2005”), además del empleo de un modelo de elevación digital (DEM) para la exactitud topográfica, así la precisión de la corrección geométrica del producto, depende de la exactitud de los puntos de control y la resolución de la DEM

utilizado (SRTM en este caso). Por tanto, como ya tienen corrección geométrica estos productos, no ha sido necesario hacer una georreferenciación.

## Índices de vegetación

En el caso particular de la vegetación, su respuesta espectral diferencial en distintas bandas reflectivas ha fundamentado el desarrollo de índices que permiten el monitoreo del vigor y la salud de la vegetación (estado de estrés). Así los cambios en el comportamiento reflectivos de este tipo de cubiertas son indicadores de su condición y de esta manera, dichos índices brindan la posibilidad de estudiar los factores ambientales que influyen en el estado de la vegetación de forma remota, como por ejemplo la disponibilidad de agua y de nutrientes. A continuación se detallan los índices utilizados.

### NDVI

El índice de vegetación de diferencia normalizada o NDVI (Rouse et al. 1974) es uno de los más empleados. Los valores del NDVI están en función de la energía absorbida o reflejada por las plantas en diversas partes del espectro electromagnético. La respuesta espectral que tiene la vegetación sana, muestra un claro contraste entre el espectro del visible, especialmente la banda roja (Red), y el Infrarojo Cercano (NIR). Mientras que en el visible, los pigmentos de la hoja absorben la mayor parte de la energía que reciben, en el NIR, las paredes de las células de las hojas, que se encuentran llenas de agua, reflejan la mayor cantidad de energía. En contraste, cuando la vegetación sufre algún tipo de estrés, ya sea por presencia de plagas o por sequía, la cantidad de agua disminuye en las paredes celulares por lo que la reflectividad disminuye el valor de NIR y aumenta paralelamente en el rojo al tener menor absorción clorofílica. Esta diferencia

en la respuesta espectral permite separar con relativa facilidad la vegetación sana de otras cubiertas, lo que se ve reflejado aplicando la siguiente fórmula:

$$NDVI = \frac{\rho_{0.860} - \rho_{0.660}}{\rho_{0.860} + \rho_{0.660}}$$

La sencillez de cálculo, y disponer de un rango de variación fijo (entre -1 y +1), son sin duda la razón de que este índice sea el más utilizado en teledetección. Diversos estudios y publicaciones señalan que valores mayores que 0.1 indican presencia de vegetación, y entre más alto sea el valor, las condiciones de vigor son mejores. Este índice presenta como inconveniente que posee poca capacidad de minimizar la influencia del suelo y de la atmósfera.

## NDWI

El índice de diferencia normalizada de agua (normalized difference water index, NDWI) permite evaluar el contenido de agua en la vegetación (Chen et al., 2006) y ha sido usado en varios estudios (Stimson et al. 2005, Ito et al. 2007; Wu et al., 2009). Este índice es más sensible a los cambios en el contenido de agua presente en la vegetación además de ser menos sensible a los efectos de dispersión atmosférica. Para su estimación se utiliza las bandas del infrarrojo cercano (NIR, 0.860) y el infrarrojo medio (SWIR 1.6). Al igual que el NDVI este índice se expresa en la misma escala; en que el valor 1, representa a un píxel saturado de agua. Su cálculo es simple y similar a NDVI, en donde se reemplaza a la banda roja por la infrarroja cercana (banda 6 en el satélite Landsat 8).

$$NDWI = \frac{\rho 0.860 - \rho 1.600}{\rho 0.860 + \rho 1.600}$$

## Índice de estrés vegetal o TDVI

Índice de estrés vegetal o TDVI (Temperature Vegetation Dryness Index) fue propuesto por Sandholt et al. (2002). Según el autor, este modelo está íntimamente relacionado a la humedad superficial del suelo debido a los cambios en la inercia térmica y al control de la evaporación y transpiración sobre la distribución de la radiación neta (balance de energía).

Para una región determinada la relación entre la temperatura de superficie y el NDVI, se caracteriza por una nube de puntos dispersos en donde los mayores valores de temperatura se corresponden con los menores de NDVI. Esta nube puede tener forma triangular o trapezoidal. Esta relación es frecuentemente caracterizada por dos rectas que definen los extremos seco y húmedo del espacio. Para determinar los vértices del trapecio generado en el espacio temperatura de superficie/NDVI se consideraron los valores correspondientes a los percentiles del 0,05 y 0,95 de  $T_s$  correspondientes a NDVI nulo y 0,8, rango que asegura cubrir todos los valores de vegetación (Ovando et al., 2014). Estos puntos permitieron determinar las rectas de límite húmedo y seco. El borde seco representa la tasa de evapotranspiración mínima (zonas secas), mientras que el borde húmedo da su máximo valor (zonas sin restricción de agua). Ver Figura 7.

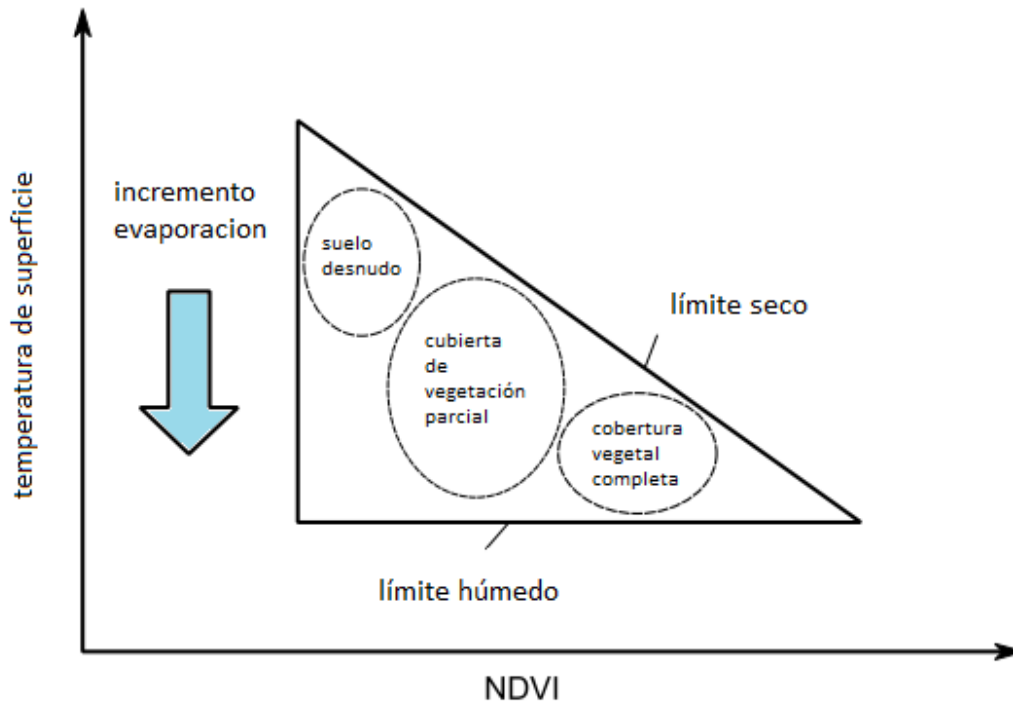


Figura 7: Esquema de la distribución de los valores de NDVI y Temperatura de superficie para la obtención de la fórmula de TDVI basado en Moran et al., 1994.

La estimación de las pendientes de las rectas correspondiente a los límites secos y húmedos, no siempre es sencilla, debido a la heterogeneidad de la superficie. Los diferentes tipos de coberturas vegetales dan lugar a distintas pendientes y ordenadas al origen para similares condiciones atmosféricas y de humedad edáfica superficial. Establecidos los bordes o límites del triángulo o trapecio, es posible calcular el TVDI o índice de sequedad para cada píxel, conociendo su posición en el espacio a través de sus valores de Temperatura de superficie y NDVI. La fórmula es la siguiente:

$$TDVI = \frac{T_s - T_{min}}{T_{max} - T_{min}}$$

donde  $T_s$  es la temperatura radiativa de brillo de la superficie observada en el píxel (K),  $T_{max} = .a \text{ NDVI} + b$  y  $T_{min} = a' \text{ NDVI} + b'$  siendo  $a$ ,  $a'$ ,  $b$  y  $b'$  las pendientes y

ordenadas al origen de las rectas que definen el borde seco y húmedo, respectivamente . NDVI es el índice de diferencia normalizada de vegetación del pixel. A partir de esa fórmula, se generan los mapas de TDVI para cada fecha. Dicho índice asume un valor de 1 en el límite seco (limitada disponibilidad de agua) y 0 en el límite húmedo (sin limitaciones de humedad). A partir de lo observado en la Figura 7 es posible decir que para un valor mínimo de Ts corresponde la máxima disponibilidad de agua en el suelo (máxima evaporación (Ev) y transpiración (T), y que para un valor máximo de Ts no existirá disponibilidad de agua en el suelo (nula Ev y T).

## Software utilizado

El procesamiento de las imágenes fue realizado en ENVI e IDL 4.8, desde la corrección hasta la obtención de mapas de evapotranspiración e índices, incluyendo los pasos intermedios.

Se analizó la evolución de cada índice a lo largo del periodo de estudio y se correlacionaron sus valores con los estimados de evapotranspiración real producto de los modelos semiempírico explicados en el próximo capítulo y con datos estimados *in situ*.

## Referencias

Allen R.G., Pereira L.S., Raes D., Smith M. 1998. Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements-FAO. Irrigation and drainage. In: Water Resources, Development and Management Service, Rome, Italy. Paper 56, pp. 323.



Brotzge J.A. and Crawford K.C. 2003. Examination of the surface energy budget: a comparison of eddy correlation and Bowen ratio measurement systems. *J. Hydrometeorol.* 4: 160–178.

Carmona F., Rivas R., Ocampo D. and Schirmbeck J. 2011. Sensors form the measurement and validation of Hydrological variables at local and regional scales from energy balance. *Agua-Lac*, 26– 36.

Castro Franco, M.; Peralta, N.R.; Domenech, M.; Costa, J.L. 2012. Relación cuantitativa entre atributos topográficos y rendimiento. En: Libro de memorias 11º Curso Internacional de Agricultura de Precisión y Expo de Máquinas Precisas. Manfredi-Cordoba.

Cellier P. and Brunet Y. 1992: Flux-gradient relationships above tall plant canopies, *Agr. For. Meteorol.*, 58: 93-117.

Chujo H. 1966. The effect of diurnal variation of temperature on vernalization in wheat. *Proc. Crop Sci. Soc. Jap.*, 35: 187-194.

Chuvioco E . 2010. Teledetección Ambiental, 3ª edición revisada, Barcelona, Editorial Ariel 2010 (3ª edición renovada Dugas et al., 1991).

Evans L.T., Wardlaw I.F. and Fischer R.A. 1975. Wheat. In L.T. Evans, ed. *Crop physiology*, p. 101-149. Cambridge, UK, Cambridge University Press.

Hanft J.M. and Wych R.D. 1982. Visual indicators of physiological maturity of hard red spring wheat. *Crop Sci.*, 22: 584-587.

Huete A.R. 1988. A Soil-Adjusted Vegetation Index (SAVI). *Remote Sensing of Environment*, 25: 295-309.

Kravchenko A. and Bullock D. 2000. Spatial variability; correlation of corn and soybean grain yield with topography and soil properties. *Agronomy Journal*. 92 (1): 75-83.

Leopold A.C. and Kriederman P. 1975. Flowering. In *Plant growth and development*, p. 271-301. Washington, DC, Von Hoffmann Press.

Liang S. 2000. Narrowband to broadband conversions of land surface albedo I algorithms. *Remote Sensing of Environment* 76: 213-238.

Mahrt L. 2000. Surface heterogeneity and vertical structure of the boundary layer. *Boundary- Layer . Layer Meteorol.* 96: 33-62.

Monteith, J., and M. Unsworth. 2007. *Principles of Environmental Physics*. Academic Press. Burlington, USA. 435 p.

Moran S., Clarke T., Inoue Y. and Vidal A. 1994. Estimating crop water deficit using the relation between surface-air temperature and spectral vegetation index. *Remote Sensing of Environment*. 46:246-263.

Olivieri V., Camps G., Boschi F., Ibarra M., Cassou S., Moure S y Sotelo E. 2012. Descripción de Variedades de trigo. Instituto Nacional de Semillas . Serie de Divulgación Técnica N° 10. ISSN:1688-8758 .

Ovando G., Bocco M., Sayago S., y Willington E. 2014. Evaluación del contenido hídrico del suelo en la región central de Córdoba a partir de imágenes Landsat. 6º Congreso Argentino de AgroInformática, CAI 2014

Peñuelas J., Fillela I., Gamon J. 1995. Assessment of photosynthetic radiation-use efficiency with spectral reflectance. *New Phytologist* 131: 291-296.

Polak G. 2011. Agricultura de precisión para la corrección de ambientes con elevado valor de sodio intercambiable Trabajo final presentada para optar al título de Especialista de la Universidad de Buenos Aires en Fertilidad de suelos y fertilización. 47 pp.

Rawson H.M. and Gomez Macpherson H. 2001. Trigo regado. Manejo del cultivo. Organización de las naciones unidas y la alimentación (FAO). Roma

Rivas R.E. and Carmona F. 2011. Evapotranspiration in the Pampean Region using field measurements and satellite data. *Physics and Chemistry of the Earth* 55: 27-34.

Rouse J.W., Haas R.W., Schell J. A., Deering D.H. y Harían J.C. 1974. Monitoring the vernal advancement andretrogadation (Greenwave effect) of natural vegetation. Greenbelt, MD. USA, NASA/GSFCT

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*, 79(2-3): 213-224.

Silva P., Madariaga R., Acevedo E., y Matus I. 2011. criterios técnicos para el manejo de Trigo Candeal. Registro de Propiedad Intelectual N° 206.764 ISBN: 978-956-19-0749-2

U.S Geological Survey. Landsat 8 (L8) Data Users Handbook. Retrieved from <http://landsat.usgs.gov/l8handbook.php> . Visitado 2015, Octubre 6.

Webb E.K., Pearman, G.I. and Leuning, R., 1980. Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapor transfer. *Quart. J.R. Meteorol. Soc.* 106, 67–90.

Wolf A., Saliendra N., Akshalov K., Johnson D. A., and Laca E. 2008. Effects of different eddy covariance correction schemes on energy balance closure and comparisons with the modified Bowen ratio system. *Agric. For. Meteorol.* 148: 942-952.

Wu C., Niu Z., Tang Q. & Huang W. 2009. Predicting vegetation water content in wheat using normalized difference water indices derived from ground measurements. *Journal of Plant Research* 122:317-326.

# Capítulo 3

---

## Modelos semiempírico: Aplicación de Sensores Remotos

Los modelos semiempírico conjugan conceptos como el del balance de energía utilizando estimaciones de sensores remotos y datos meteorológicos. Las imágenes de sensores remotos que se utilizaron, pertenecen a la serie de imágenes Landsat 8 TM, correspondiente al período de crecimiento del cultivo. A partir de las imágenes libres de nubes, se estimaron parámetros como albedo, temperatura de la superficie, emisividad del aire y de la superficie terrestre, NDVI, fracción de la cobertura vegetal, necesarios como input de los distintos modelos de estimación de evapotranspiración. Las ecuaciones mencionadas en adelante se desarrollaron en IDL (ver anexo).

Para estimar la evapotranspiración, partimos de la ecuación de balance de energía (BE). Dicha ecuación refiere a la forma en que se distribuye la radiación neta (Rn), es decir, la energía neta disponible, para el desarrollo de los procesos en la superficie. La forma simplificada de conceptualizar el BE (Seguin y Itier, 1983; Monteith y Unsworth, 1990), fue aplicada por diversos autores (Brutsaert, 1984; Rivas y Caselles, 2004; Rivas y Ocampo, 2009, Carmona et al., 2011; Rivas y Carmona, 2013) de la siguiente forma:

$$Rn = \lambda E + H + G$$

donde Rn corresponde a la radiación neta,  $\lambda E$  al flujo de calor latente o la energía usada en el proceso evapotranspiratorio, expresada en  $W m^{-2}$ . H es la energía usada en el calentamiento del aire en  $W m^{-2}$ , denominado flujo de calor convectivo o sensible. Finalmente, G es la energía usada en el calentamiento del suelo en  $W m^{-2}$ , denominado

flujo de calor por conducción en el suelo. Este último parámetro es prácticamente despreciable cuando se trabaja con superficies totalmente cubiertas de vegetación. Esta ecuación se sustenta bajo la hipótesis de no existir advección y despreciando la energía de fotosíntesis y otros procesos menores, por lo tanto, solo es aplicable a zonas extensas de vegetación homogénea, como es el caso de un cultivo. En ella se asume el modelo de una capa, donde se considera que la estructura de la vegetación a estudiar es única, sus características permanecen constantes en toda su extensión y todos los intercambios se dan entre ésta y la atmósfera (Sánchez Tomás, 2005). A continuación se analizarán cada uno de los componentes de la ecuación.

## Radiación neta

Se define como radiación neta ( $R_n$ ), al intercambio neto entre el total de radiación de onda corta y de onda larga que se recibe y que se emite o refleja en una superficie. Este, es el balance entre la energía absorbida, reflejada y emitida por la superficie terrestre, o bien, el balance entre la radiación neta entrante de onda corta y la radiación neta emitida de onda larga. Normalmente,  $R_n$  es positiva durante el día y negativa durante la noche. Su precisa estimación es de gran importancia, dado que es el parámetro de entrada en el cálculo de la evapotranspiración y es la variable principal que controla variados procesos físicos y biológicos a nivel de superficie (Rosenberg et al., 1983). En síntesis, se define al  $R_n$  como:

$$R_n = R_{S\downarrow} - R_{S\uparrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow}$$

donde  $R_{S\downarrow} - R_{S\uparrow}$  es la radiación neta de onda corta,  $R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow}$  es la radiación neta, o absorbida, de onda larga,  $R_{S\downarrow}$  es la radiación descendente de onda corta,  $R_{S\uparrow}$  es la radiación ascendente de onda corta,  $R_{L\downarrow}$  es la radiación descendente de onda larga y  $R_{L\uparrow}$  es la radiación ascendente de onda larga (Cristóbal et al. 2009) medidos en  $W m^{-2}$ . Estas

componentes radiactivas se obtienen a campo, por medio del sensor de radiación neta de cuatro componentes (CNR1).

## Flujo de calor sensible y de calor latente

El flujo de calor sensible,  $H$ , es la transferencia hidrodinámica del calor del aire, sobre todo por convección, entre la superficie del suelo y las capas de aire cercano a ella. Esta transferencia ocurre fundamentalmente por la diferencia de temperatura entre la superficie y la atmósfera. Por otro lado, el calor absorbido por unidad de masa de agua, para el cambio de estado, se llama calor latente de evaporación, o  $LE$  ( $\lambda E$ ), que se asume equivalente a  $ET$  (Rivas & Carmona, 2011). El flujo de calor sensible y latente son modelados generalmente por medio de un modelo de flujo unidimensional sustentado en una ecuación análoga a la ley de Ohm (Monteith, 1973) a partir de:

$$H = \frac{\rho C_p}{r_a} (T_0 - T_a) \qquad \lambda E = \frac{\rho C_p}{\gamma} \frac{(e_0 - e_a)}{(r_v + r_a)}$$

donde  $\rho$  es la densidad del aire correspondiente a 1,185 g/l a 25°C,  $C_p$  es el calor específico del aire a presión constante, equivalente a 0,24 cal/g.°C.  $T_0$ , es la temperatura aerodinámica y  $T_a$  temperatura del aire. Ambos parámetros se miden a campo mediante sensores. El parámetro  $e_0$  es la presión de vapor saturado de la superficie a la altura de medida (hPa) y  $e_a$  es la presión de vapor en la capa inferior de la atmósfera (hPa). La altura del cultivo tiene su influencia en el término resistencia aerodinámica,  $r_a$ , que se puede calcular a partir de la ecuación de Penman-Monteith, la cual caracteriza la transferencia turbulenta del vapor de agua hacia la atmósfera.  $r_v$  corresponde a la resistencia de la vegetación y  $\gamma$  es la constante psicrométrica  $\gamma = 0.067$  kPa K<sup>-1</sup> a nivel del mar.

## Radiación neta instantánea

Para calcular la radiación neta instantánea (Rni) de un área se incorporan datos de satélite que permiten modelar las variaciones espaciales a través del albedo, la proporción de vegetación y la temperatura de superficie a nivel de píxel. A escala regional, es importante considerar que las imágenes de satélite proveen datos instantáneos que se deben estimar a escala diaria. Por lo tanto, es necesario convertir los valores instantáneos de Rn, a valores diarios. La estimación de Rni (en  $W m^{-2}$ ), se calcula a partir de (Rivas & Caselles, 2004):

$$Rn_i = Rs \downarrow i (1 - \alpha) + \varepsilon_s \varepsilon_a \sigma T_a^4 - \varepsilon_s \sigma T_s^4$$

donde  $Rs \downarrow i$  es la radiación solar al momento de captura de la imagen (en  $W m^{-2}$ ),  $\alpha$  es el albedo de la superficie,  $\varepsilon_s$  la emisividad de superficie,  $\varepsilon_a$  es la emisividad del aire,  $T_a$  es la temperatura del aire medida in situ ( $^{\circ}K$ ) a 2 m de altura en el momento de la toma de la imagen Landsat 8,  $T_s$  es la temperatura de superficie ( $^{\circ}K$ ) y finalmente,  $\sigma$  es la constante de Stefan-Boltzmann descrita a continuación:

$$\sigma \approx 5,670400 \times 10^{-8} \frac{W}{m^2 \cdot K^4}$$

Las variables  $\alpha$ ,  $\varepsilon_s$  y  $T_s$  se obtienen desde información de satélite,  $Rs \downarrow i$  y  $T_a$  son registradas al momento de captura de la imagen Landsat 8, en este caso se usa los

valores promediados de los registrados entre las 10:00 y las 11:00 hs am del día del paso del satélite, registrados por sensores en la estación meteorológica in situ.

## Albedo

El albedo es una propiedad importante del balance de calor de superficie de la Tierra. Una definición simple de albedo es el promedio de reflectancia del espectro del sol (Teixeira et al., 2009) o dicho de otra forma, es el porcentaje de radiación que cualquier superficie refleja respecto a la radiación que incide sobre la misma. El albedo está controlado por el tipo de suelo, humedad de la superficie y cobertura de vegetación. La radiación incidente también afecta la resistencia de los estomas a la transpiración, lo cual afecta la manera en que se particiona la radiación neta en calor sensible y latente. Por lo tanto, regula la apertura y cierre de los estomas. Los valores se encuentran en el rango de 0 a 1 y puede variar dependiendo de la cobertura de la Tierra. Por ejemplo la nieve tendría valores altos mientras que los bosques de coníferas presentarían valores bajos. Liang (2000) desarrolló una serie de algoritmos para el cálculo de albedo para diversos sensores/satélites. La fórmula para la estimación de este parámetro con Landsat fue normalizada por Smith (2010) y se presenta a continuación.

$$\alpha = \sum_{i=2-7} \frac{Re f_i * S_i * \Delta\lambda_i}{S_i * \Delta\lambda_i}$$

Donde  $Re f_i$ , son cada banda  $i$  de la imagen Landsat 8 en valores de reflectancia.  $S_i$ , es la constante de irradiancia solar y  $\Delta\lambda_i$ , es el rango que abarca cada banda

## Emisividad de superficie

Por otro lado, la emisividad de superficie ( $\varepsilon_s$ ) se calcula de la siguiente manera según Valor y Caselles (1996):

$$\varepsilon_s = \varepsilon_v + Fr + \varepsilon_{so}(1 - Fr)$$

Donde,  $\varepsilon_v$  corresponde a la emisividad de la vegetación,  $\varepsilon_{so}$  es la emisividad del suelo y la  $Fr$  es igual a la fracción de la cobertura de la vegetación. Esta última variable se calcula a partir de los valores de NDVI, según la fórmula propuesta por Carlson y Ripley (1997):

$$Fr = \left( \frac{NDVI - NDVI_{min}}{NDVI_{max} - NDVI_{min}} \right)^2$$

A partir de las estadísticas básicas de cada imagen, se obtuvieron los valores máximos y mínimos de la misma, utilizados en el cálculo de  $Fr$ . Correspondiendo los valores de  $NDVI_{min}$ , a suelo desnudo o de baja cobertura y los valores de  $NDVI_{max}$  a suelos de alta cobertura de vegetación y alto vigor.



## Emisividad del aire

La emisividad del aire ( $\varepsilon_a$ ) ha sido calculada a partir de la temperatura del aire ( $T_a$ ) medida a campo (Brutsaert, 1984, citado por Rivas et al., 2013):

$$\varepsilon_a = \frac{0,92}{10^5} T_a^2$$

## Radiación neta diaria

Para conocer el promedio de la radiación neta diaria (Rnd) a partir de la radiación neta instantánea (Rni) medida por teledetección, existen varias metodologías. Seguin & Itier (1983) calcularon el cociente  $C_i = Rnd/Rni$  con datos medidos durante tres periodos estivales en un área experimental en Avignon, Francia. Asumiendo que dicha razón se mantenía constante a lo largo de todo el año, para obtener Rnd aplicaron dicho factor a los datos de Rni obtenidos diariamente en un rango horario cercano al mediodía.

De esta forma, se obtendrá un mapa de radiación neta diaria que utilizaremos para el cálculo de evapotranspiración diaria (Led) propuesto por Seguin y Itier (1983), donde se combina los datos de los sensores a campo con los obtenidos mediante sensores remotos. La fórmula es la siguiente:

$$Led = Rnd + A - B (T_{s_i} - T_{a_i})$$

Donde  $R_{nd}$  es la radiación neta diaria,  $A$  y  $B$  son coeficientes empíricos obtenidos para el área de estudio. Estos se obtienen a partir de la regresión lineal entre  $(L_{ed} - R_{nd})$  y  $(T_s - T_a)$  medidos localmente para ambas parcelas de estudio y asumiendo una superficie homogénea (Wassenaar et al., 2002).  $L_{ed}$  fue estimado a campo por la torre de flujo. Y finalmente,  $T_{s_i}$  y  $T_{a_i}$  son, respectivamente, la temperatura de la superficie y del aire instantáneas. A continuación un diagrama que sintetiza la metodología utilizada en la tesis (Figura 8):

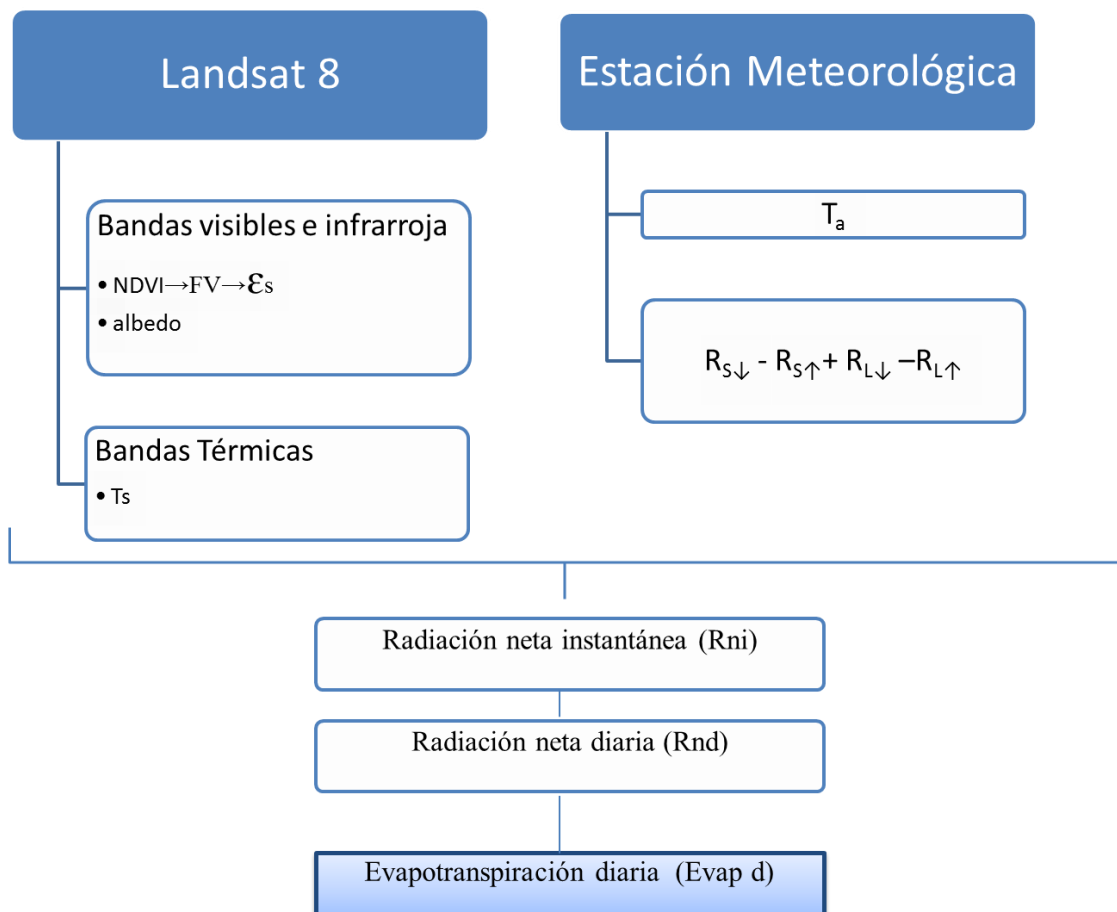


Figura 8: Diagrama síntesis de desarrollo del modelo semiempírico.

## Referencias

Allen R.G., Pereira L.S., Raes D. and Smith M. 1998. Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements-FAO. Irrigation and drainage. In: Water Resources, Development and Management Service, Rome, Italy. Paper 56, pp. 323.

Álvarez C. y Cayssials R. 1979. Aptitud de uso pastoril de los suelos de Uruguay. Bol. Téc. N° 2 Ministerio de Agricultura y Pesca , Direccion de Suelos y Fertilizantes. Montevideo

Baker C.K. and Gallagher J.N. 1983. The development of winter wheat in the field. The control of primordium initiation rate by temperature and photoperiod. J. Agric. Sci., 101: 337-344.

Brutsaert W. 1984. Evaporation into the atmosphere. Theory, history, and applications. Reidel Publishing Company, Dordrecht, Holland, 1984, 299 p.

Carlson T. N. and Ripley D. A. 1997 On the relation between NDVI, fractional vegetation cover, and leaf area index, Remote Sens. Environ. 62: 241-252.

Carmona F, R. Rivas D. Ocampo J. and Schirmbeck, M. H. 2011. Sensors form the measurement and validation of Hydrological variables at local and regional scales from energy balance. Agua-Lac, 3: 26– 36

Chujo H. 1966. The effect of diurnal variation of temperature on vernalisation in wheat. Proc. Crop Sci. Soc. Jap., 35: 187-194.

Clarke F.R., Clarke J.M., and Knox R.E. 2002. Inheritance of stem solidness in eight durum wheat crosses. Can. J. Plant Sci., 82: 661-664.

Cristóbal J., Jiménez-Muñoz J. C.; Sobrino J. A.; Ninyerola M. and Pons X. 2009. Improvements in land surface temperature retrieval from the landsat series thermal band using water vapour and air temperature. J. Geophys. Res. (en prensa).

Evans L.T., Wardlaw I.F. and Fischer R.A. 1975. Wheat. In L.T. Evans, ed. Crop physiology, p. 101-149. Cambridge, UK, Cambridge University Press.

Hanft J.M. and Wych R.D. 1982. Visual indicators of physiological maturity of hard red spring wheat. Crop Sci., 22: 584-587.

Jones J.W., Keating B.A., and Porter C.H. 2001. Approaches to modular model development. Agricultural Systems 70:421–443.

Jones JW, Hoogenboom G., Porter C.H., Boote K.J., Batchelor W.D., Hunt L.A., Wilkens P.W., Singh U., Gijsman A.J. and Ritchie J.T. 2003. The DSSAT cropping system model .Europ. J. Agronomy 18 : 235- 265

Leopold A.C. and Kriederman, P. 1975. Flowering. In Plant growth and development, p. 271-301. Washington, DC, Von Hoffmann Press.

Liang S. 2000. Narrowband to broadband conversions of land surface albedo I algorithms. Remote Sensing of Environment 76: 213-238.

Longnecker N., Kirby E.J.M. and Robson A. 1993. Leaf emergence, tiller growth, and apical development of nitrogen-deficient spring wheat. *Crop Sci.*, 33: 154-160.

Monteith, J. L. 1973. *Principles of Environmental Physics*, London, Edward Arnold.

Pazmiño Bonilla G. 2013. Determinación del perfil de la harina de trigo tipo panadera elaborada en molinos cordillera. Tesis de Ingeniería de Alimentos. Universidad Tecnológica Equinoccial . Quito, Ecuador.

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* 93: 68–76.

Rivas R., Ocampo D. y Carmona F. 2011. Modelo de predicción de rendimiento de trigo a partir de NDVI: aplicación en el contexto de la agricultura de precisión. Anais XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR, Curitiba, PR, Brasil, 30 de abril a 05 de maio de 2011, INPE p.0584

Rivas R.E and Carmona F. 2011. Evapotranspiration in the Pampean Region using field measurements and satellite data. *Physics and Chemistry of the Earth* 55: 27:34

Rivas R.E. y Ocampo D. 2009. Comportamiento del balance de energía en un cultivo de Avena sativa L Estudios en la Zona no Saturada del Suelo. Vol IX, O. Silva et al. Barcelona.

Rosenberg N. J., Blad B. L. and Verma S. B., 1983. *Microclimate - The biological environment*, Wiley, New York.

Sánchez Tomás J. M. 2005. Estimación de la Evapotranspiración en Áreas de cobertura parcial: Aplicación a zonas FIFE y SIFLEX. Universitat de Valencia, Facultat de Física- Departamento de Termodinámica. 3-15.

Seguin B. and Itier B. 1983. Using midday surface temperature to estimate daily evaporation from satellite thermal IR data. *Int. J. Remote Sens.*, , 4: 371- 383.

Smith, R.B. 2010. The heat budget of the earth's surface deduced from space available on [http://www.yale.edu/ceo/Documentation/ceo\\_faq.html](http://www.yale.edu/ceo/Documentation/ceo_faq.html)

Teixeira A. H. de C., Bastiaanssen W. G. M, Ahmad MudD, Bos, M. G. .2009. Reviewing SEBAL input parameters for assessing evapotranspiration and water productivity for the Low-Middle São Francisco River basin, Brazil Part A: Calibration and validation," *Agric. For. Meteorol.* 149, 462-476.

Valor E., and Caselles, V. 1996. Mapping land surface emissivity from NDVI. Application to European, African and South-American areas. *Remote Sensing of Environment*, 57, 167-184.

Wassenaar T.; Olioso, A. Hasager, C. and Jacob F. 2002. Estimation of evapotranspiration on heterogeneous pixels. *Recent Advances in Quantitative Remote Sensing*. Universitat de València, España, 2002: 458-465

# Capítulo 4

---

## Resultados

### 1- Registros diarios de la Torre de flujo

La torre de flujo *LI-7500* situada sobre el ambiente A, registra cada 30 minutos, distintos parámetros ambientales sobre el cultivo. En el siguiente gráfico (Figura 9) observamos la dinámica de la radiación neta instantánea, evapotranspiración real y temperatura de superficie a partir de los datos tomados por los sensores de la torre de flujo durante las horas de luz solar (de 8 a 18 hs) en los días donde se obtuvieron imágenes satelitales libre de nubes. Estos gráficos reflejan indirectamente la dinámica diaria del cultivo, su estado fenológico, la etapa de desarrollo y fisiología de las plantas y su relación con el ambiente. En el período más temprano del estudio, 15 días posteriores a la siembra (07-06-2013), donde la cobertura vegetal es escasa y domina el suelo desnudo, y la radiación, la temperatura y la evapotranspiración presentan valores bajos. Posiblemente en este período, la pérdida de agua correspondiente a la evapotranspiración, este más afectada por la vaporización de agua del suelo que la transpiración de la planta. Entre agosto y octubre (10-08-2013 al 27-10-2013) vemos una estrecha relación entre los patrones de radiación y evapotranspiración. Ambos parámetros son máximos entre las 12 y 14 hs. Esta etapa de desarrollo del cultivo correspondería entre espigazón y post floración, donde la cobertura vegetal esta fotosintéticamente activa y es máxima. El último período (14-11-2013), representa la madurez fisiológica del cultivo, donde la radiación y la temperatura son elevadas, característica del mes de noviembre y la evapotranspiración es mínima, correspondiente a un cultivo senescente en estado de madurez, previo a la cosecha.

Los valores elevados de evapotranspiración correspondiente al 10 de agosto y 27 de octubre coinciden con una caída de aproximadamente 30 mm de lluvia en los días previos (hasta 4 días previos). Al ser suelos poco profundos, el agua está disponible para ser aprovechada por las plantas o evaporada rápidamente.

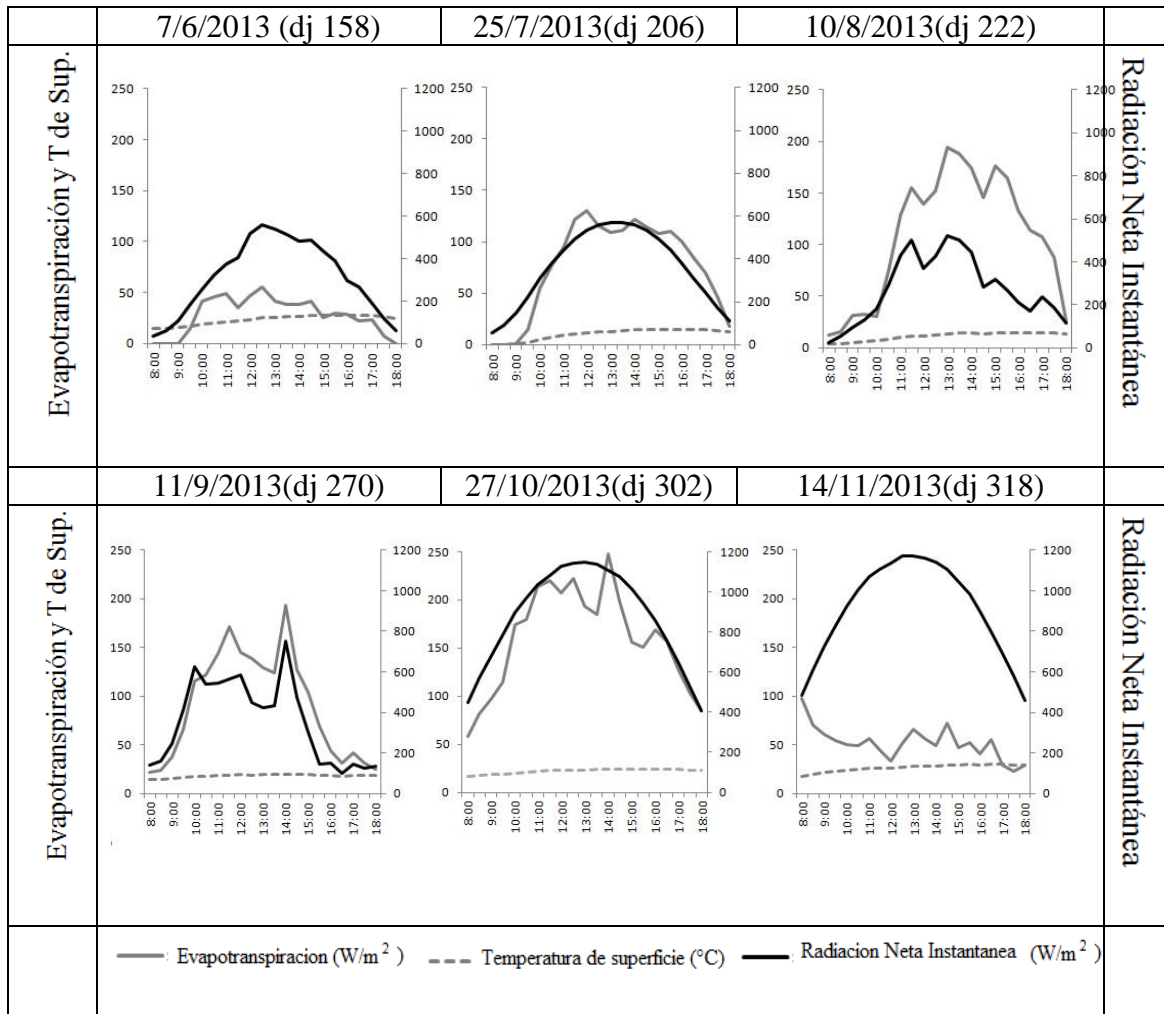


Figura 9: Comportamiento de la evapotranspiración, radiación neta instantánea y temperatura diaria para las seis fechas correspondientes a las imágenes obtenidas en el estudio. dj (día Juliano)

## 2-Estimación de la evapotranspiración real a partir de modelo semiempírico

### a-Determinación del coeficiente C para estimar la Radiación neta diaria

A partir de los datos arrojados por el sensor *LI-7500*, se obtuvo información representativa de los valores de Rnd (radiación neta diaria) y Rni de 10-11 (radiación neta instantánea entre las 10 y 11 hs) del período de estudio. Estos datos corresponden a días despejados y sin valores extremos de velocidad del viento, un total de 70 días. Para los valores diarios se consideró el período diurno entre las 10 hasta las 17 hs. Se observa a lo largo del ciclo del cultivo, que los valores diarios son menores que el instantáneo, como también el comportamiento creciente característico de los datos en el lapso observado (Figura 10), mostrando valores mayores al final del período (mes de noviembre, a partir del día juliano 305).

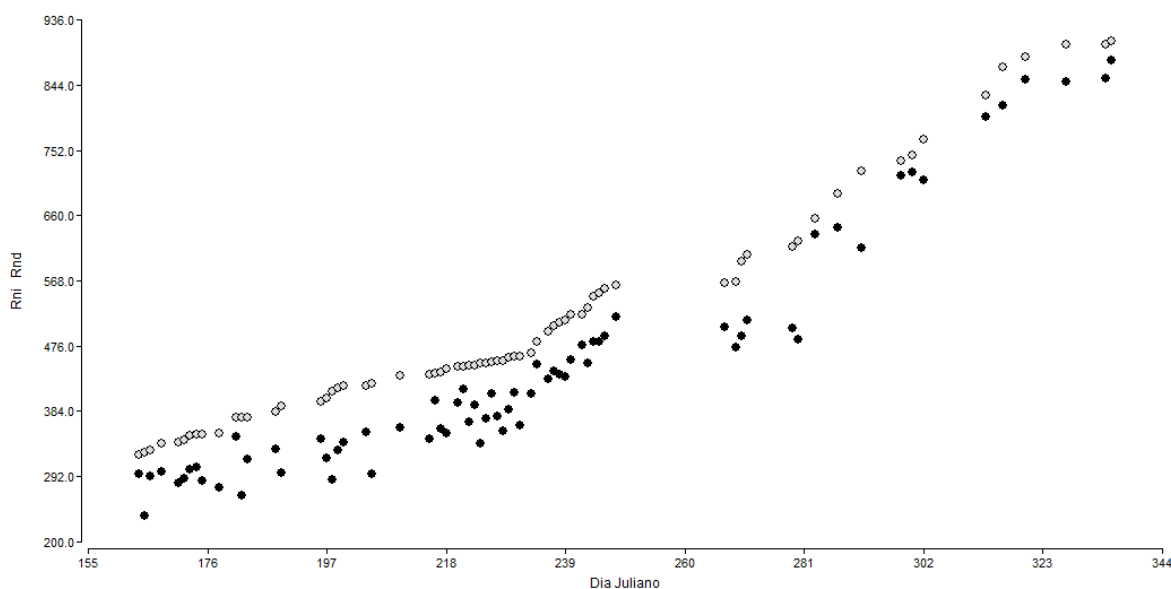


Figura 10: Valores de Rnd (negro) y Rni 10-11 (grises) medidos en la estación de balance de energía en función del día juliano para el periodo considerado. Los valores están en  $W/m^2$

El siguiente gráfico (Figura 11), representa la relación entre la radiación neta diaria (R<sub>nd</sub>) y la radiación instantánea de la hora de pasada del satélite Landsat 8 por el área de estudio (R<sub>ni</sub> 10-11). La relación entre las dos variables es lineal, mostrando un ajuste alto ( $r^2=0.98$ ).

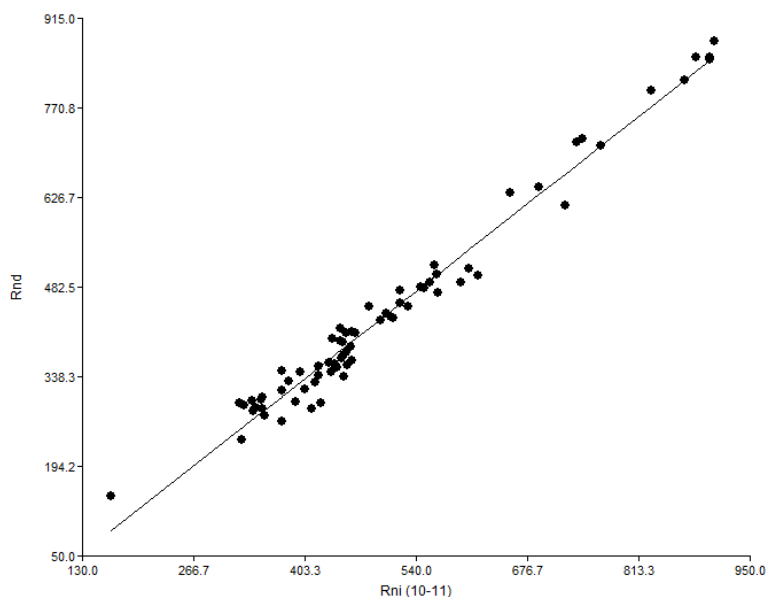


Figura 11: Relación entre la radiación neta diaria y la radiación instantánea ( en  $W/m^2$  )

Para estimar los valores de Radiación neta diaria a partir de la instantánea, se aplicó la ecuación propuesta por Sobrino y col. (2007), utilizando las medidas del radiómetro medidos a campo. El valor de C es de 0.85.

Como se estableció en el capítulo 3, la estimación de la radiación neta diaria a partir del modelo semiempírico consiste en una serie de pasos que conlleva la conjugación de elementos obtenidos mediante imágenes satelitales y variables tomadas a campo por los sensores. La estimación de la fracción de la vegetación, nos permite obtener la Emisividad de la superficial. Esta última variable junto con la Temperatura de Brillo, y el albedo, son estimaciones necesarias para estimar la radiación neta instantánea.



Finalmente, para obtener la imagen de Rnd, multiplicamos la imagen de Rni y el coeficiente C obtenido recientemente.

### **b- Estimación de los coeficientes A y B a partir de la relación entre la diferencia entre Led y Rnd y la diferencia entre la temperatura de superficie y aire**

A partir de los valores de la LEd (evapotranspiración diaria) estimados de forma directa por covariancia de torbellinos, las medidas de Rnd (radiación neta diaria), Temperatura de superficie ( $T_{sup}$ , medida in situ por el sensor CG3down) y Temperatura del aire ( $T_a$ ), se generó una recta de regresión simple entre las diferencias entre los dos primeros y los dos últimos. La recta de regresión muestra valores de A de  $-82 \text{ (W m}^{-2}\text{)}$  y B de  $-40 \text{ (W m}^{-2} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}\text{)}$ , correspondiente a la pendiente y la ordenada al origen. El ajuste de la regresión lineal mostro valores de  $r^2$  es igual a 0,80, considerando 27 días de muestras (Figura 12).

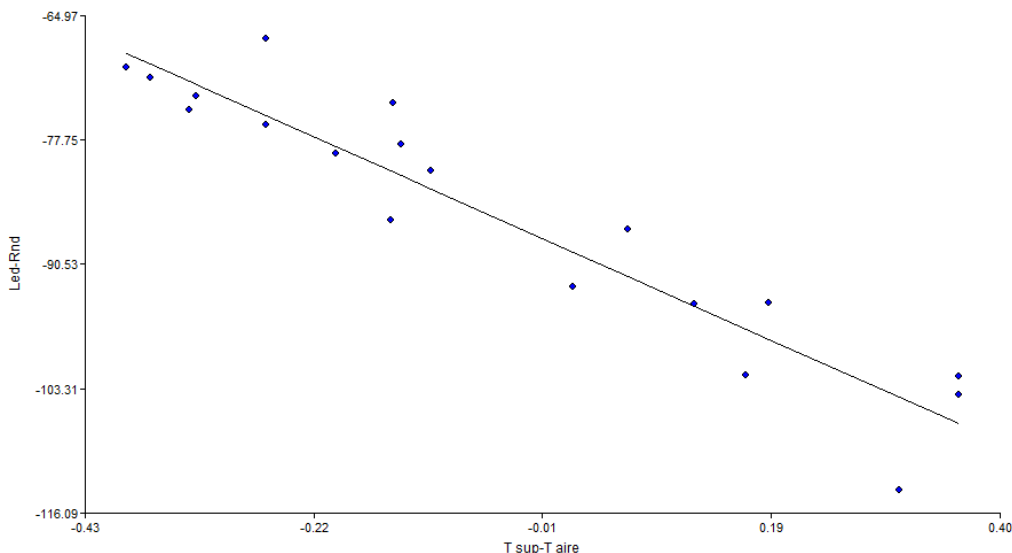


Figura 12: Modelo de regresión simple de la diferencia entre la evapotranspiración diaria y la radiación diaria, en función de la diferencia de temperatura de la superficie y el aire

Resumiendo, a partir de estos coeficientes, el mapa de temperatura y de Rnd, se calcula la evapotranspiración diaria con imágenes Landsat 8. El siguiente gráfico (Figura 13), ilustra el transcurso realizado a partir de las bandas corregidas de Landsat 8 hasta la obtención de la evapotranspiración real diaria, aplicando las formulas explicadas en el capítulo 3. A modo ilustrativo, se tomó como ejemplo la fecha 29 de octubre del 2013.

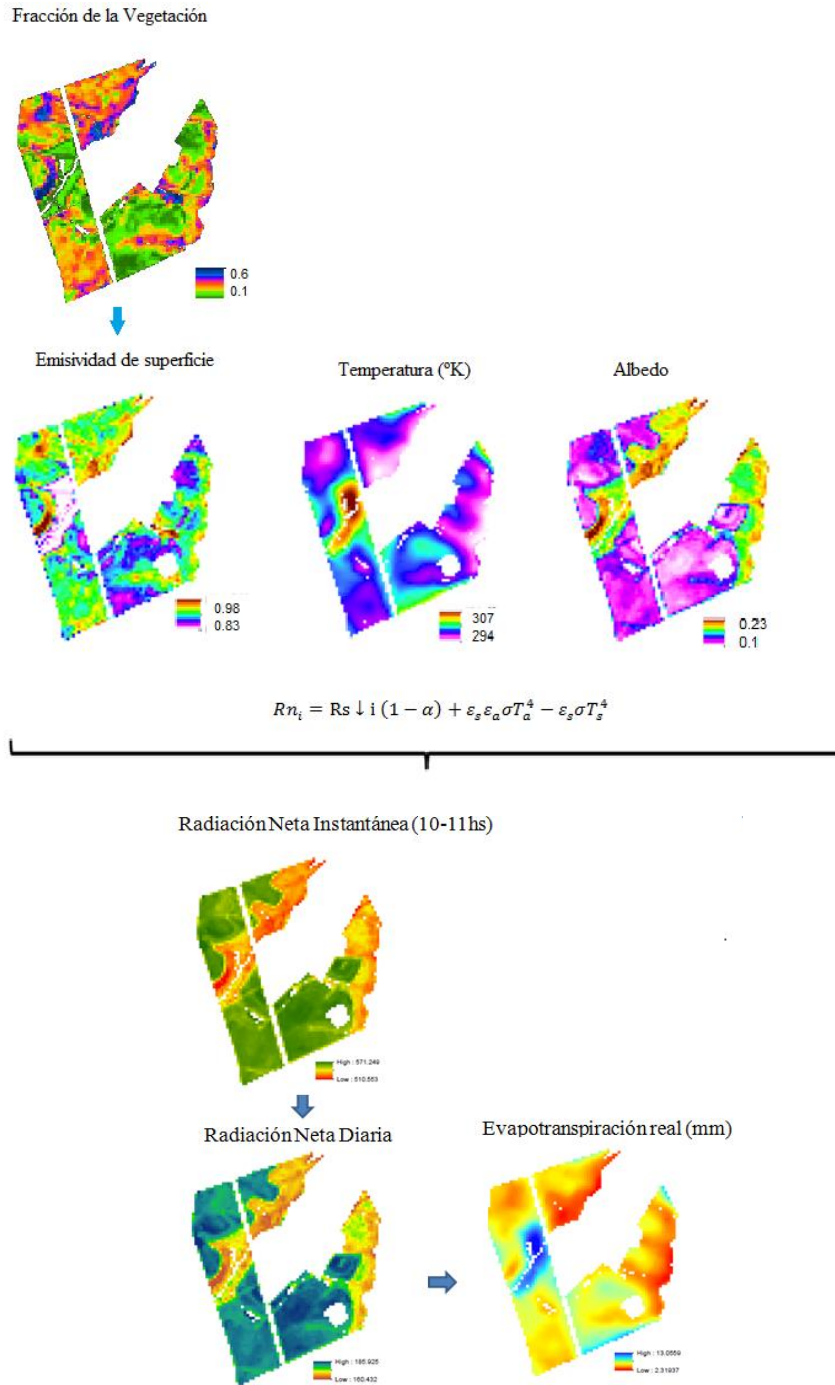


Figura 13: Diagrama síntesis de la estimación de evapotranspiración diaria a partir del modelo semiempírico

Para un mejor ajuste de la estimación de la evapotranspiración, se corrigió la temperatura de brillo de cada fecha, con datos tomados a campo en el mismo horario. La correlación entre los datos de evapotranspiración real medidos por la torre y los datos estimados a partir del modelo semiempírico es de 0.76 en el ambiente A y de 0.64 para el ambiente B. Se observa que las tres líneas siguen el mismo patrón (Figura 14) en la dinámica de la evapotranspiración. En la figura 15, se observa la evolución de la evapotranspiración estimada en el área durante el período de estudio.

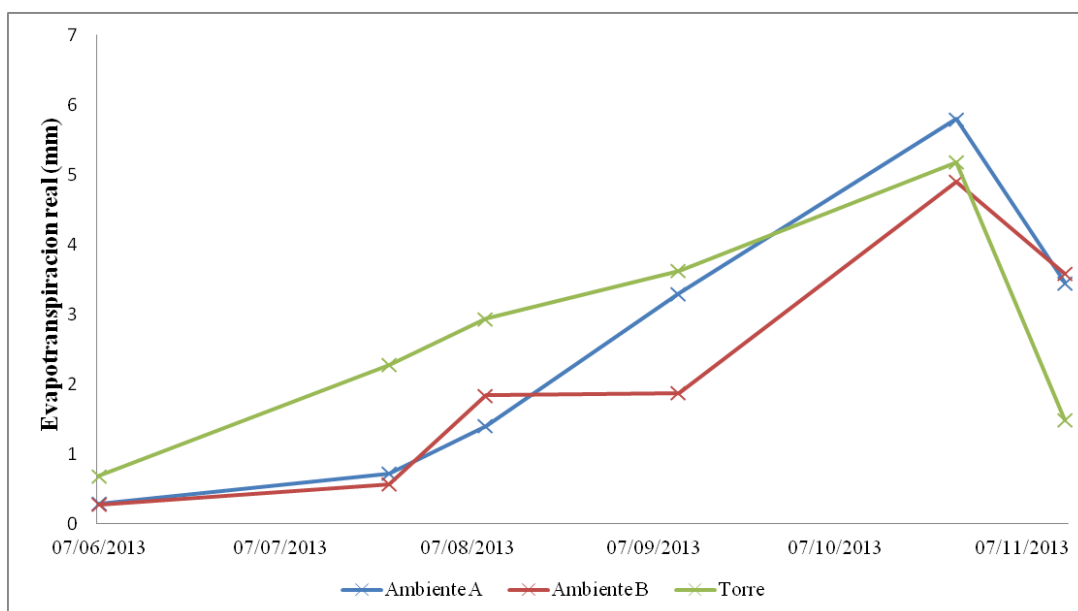


Figura 14: Variación temporal de las estimaciones de evapotranspiración para cada ambiente mediante modelo semiempírico y valores de evapotranspiración reales (Torre-*eddy covariance*)

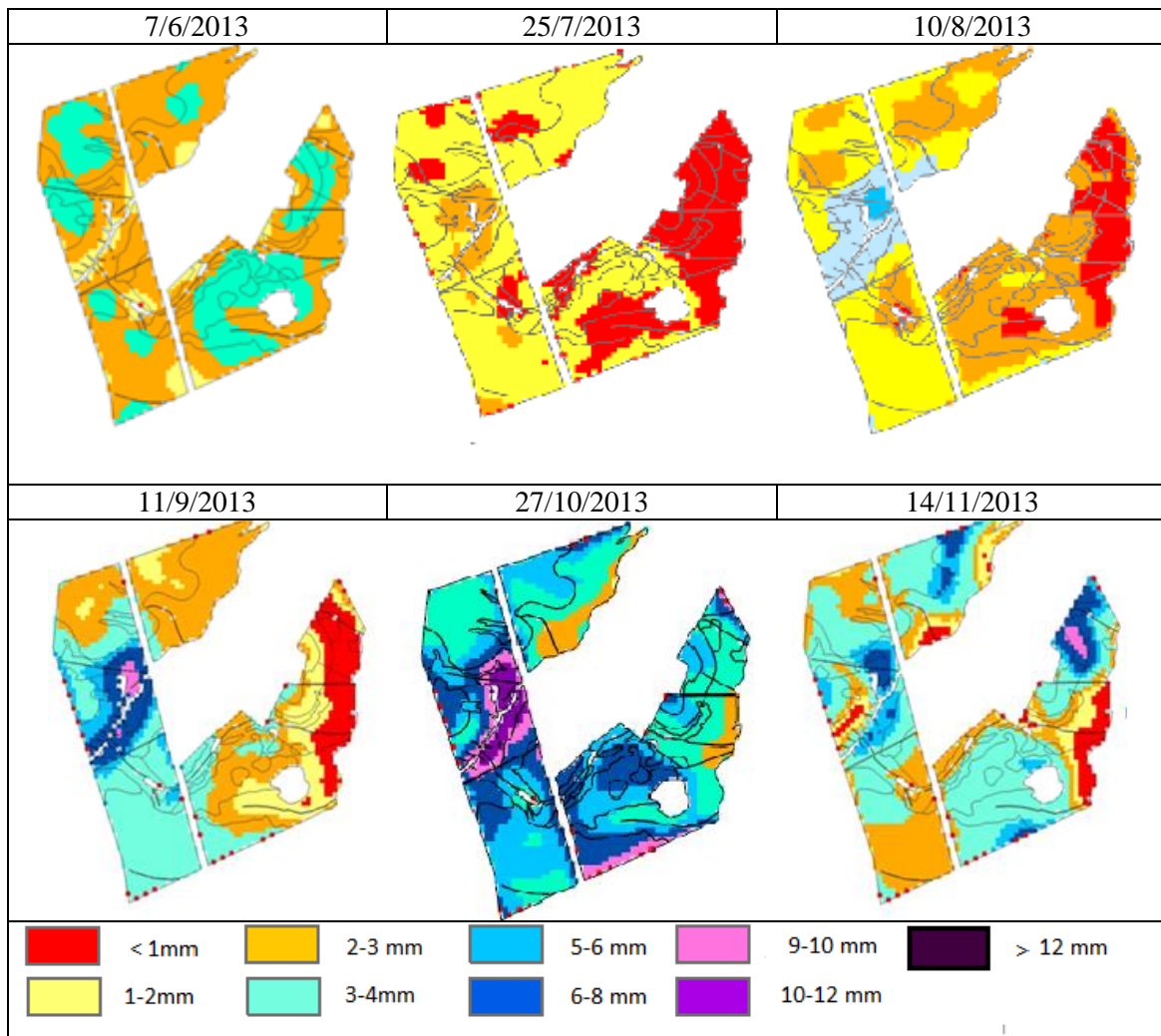


Figura 15: Estimación de la evapotranspiración real mediante modelo semiempírico ajustado para Landsat 8.

### 3-Análisis temporal de los índices de vegetación

Los índices de vegetación nos muestran indirectamente el estado de la vegetación en cada etapa del desarrollo fenológico del trigo. En líneas generales los índices NDVI y NDWI, muestran patrones similares. El NDVI (Figura 16) resultante de la combinación de reflectancia de bandas espectrales de infrarrojo cercano y rojo, muestra el vigor del cultivo a lo largo de su ciclo. Los valores iniciales de estos índices son bajos en la etapa temprana de poca cobertura, se vuelve máximo entre los meses de agosto y septiembre y

vuelve a caer en octubre, periodo posterior a la floración. El NDWI (Figura 17), resultante de la combinación de reflectancia de bandas espectrales de infrarrojo medio y el infrarrojo cercano, realza la contribución de la humedad de la planta en función de la respuesta espectral de una superficie, también mostrando valores máximos entre los meses agosto y septiembre .A continuación se observa la evolución de cada índice en el área a lo largo del periodo de estudio:

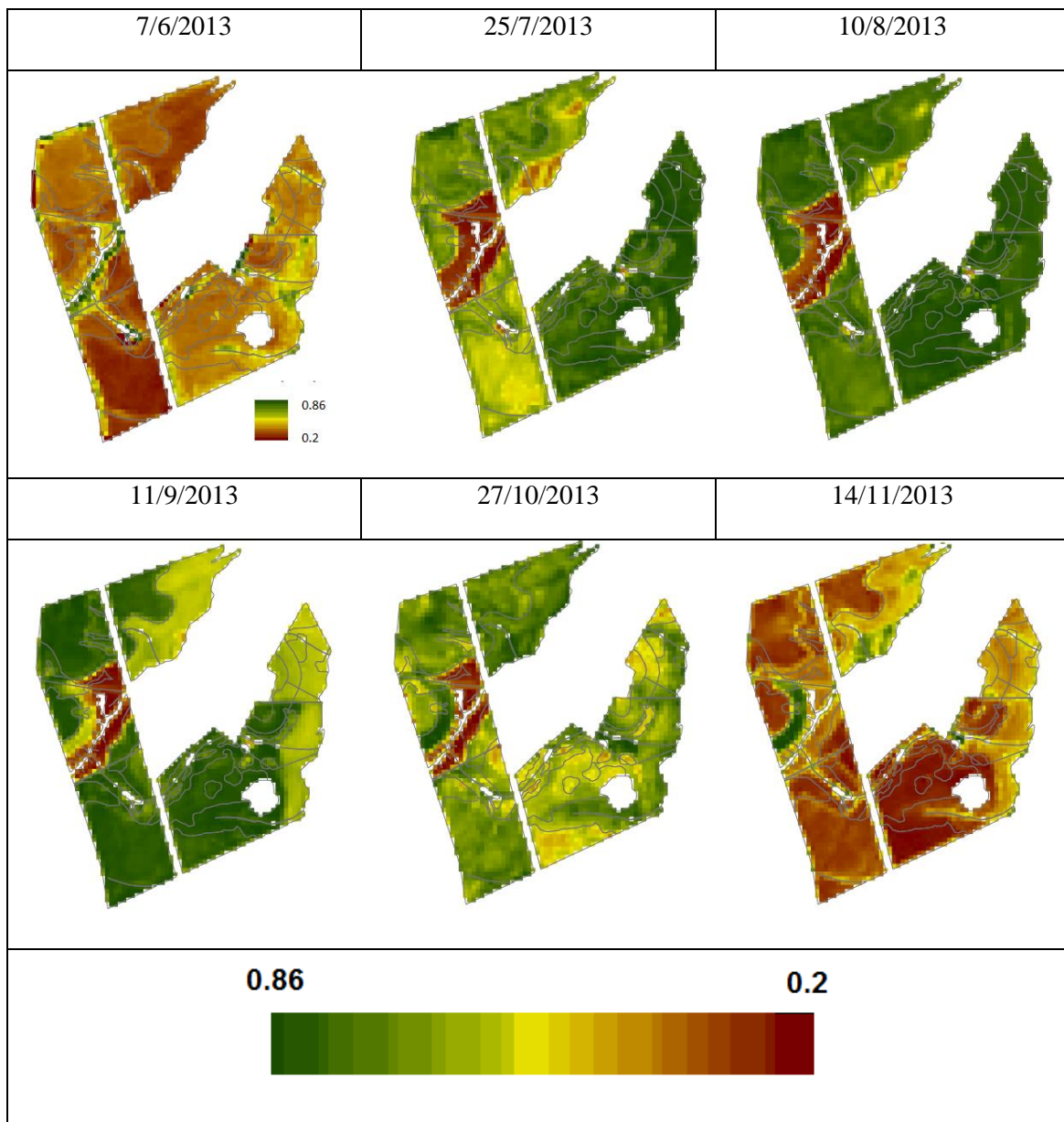


Figura 16: Variación temporal del NDVI

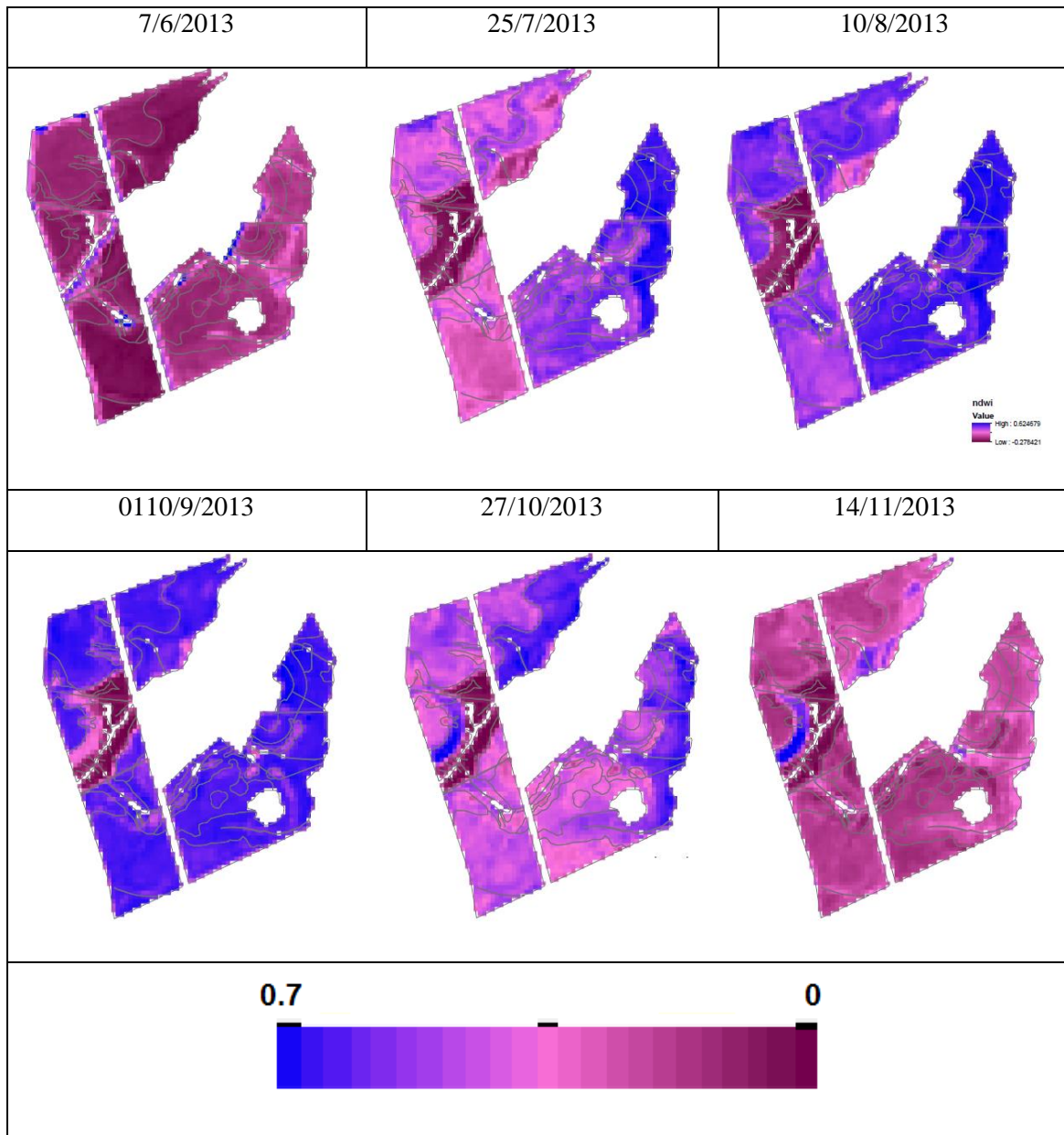


Figura 17: Variación temporal del NDWI

### Relación temperatura y NDVI para la obtención del índice TDVI

La Tabla siguiente (Tabla 3), muestra las constantes de los modelos de regresión generados a partir del límite seco, donde se extraen los parámetros a (ordenada al origen) y b (pendiente) para las ecuaciones de TDVI. Los meses analizados muestran

fuertes relaciones lineales negativas entre Temperatura de superficie (Ts) y el NDVI, con coeficientes de determinación que varían en el rango de 0.88 a 0.91.

Tabla 3. Ecuaciones de los límites secos para las imágenes consideradas

fecha	modelo	r <sup>2</sup>
07/06/2013	Tsup=286.8-3.64*NDVI	0.91
25/07/2013	Tsup=283.9-2.4*NDVI	0.82
10/08/2013	Tsup=289.6-8.7*NDVI	0.85
11/09/2013	Tsup=304.21-10.48*NDVI	0.90
27/10/2013	Tsup=310.50-14.37*NDVI	0.89
14/11/2013	Tsup=315.82-12.51*NDVI	0.88

En el límite húmedo, donde se relaciona la variación de los pixeles de NDVI con la temperatura más bajas (Tabla 4), mostró valores de pendiente bajos en relación al límite seco. Los coeficientes de determinación varían en el rango de 0.02 a 0.84. En la Figura 20, se puede observar los gráfico de regresión lineal para ambos límites, secos y húmedos.

Tabla 4. Ecuaciones de los límites húmedos para las imágenes consideradas

fecha	modelo	r <sup>2</sup>
07/06/2013	Tsup=282.69-1.254*NDVI	0.62
25/07/2013	Tsup=280.70-0.31*NDVI	0.51
10/08/2013	Tsup=282.11+1.25*NDVI	0.66
11/09/2013	Tsup=295.35-7.53*NDVI	0.84
27/10/2013	Tsup=299.711-5.58*NDVI	0.74
14/11/2013	Tsup=305.27-6.60*NDVI	0.8

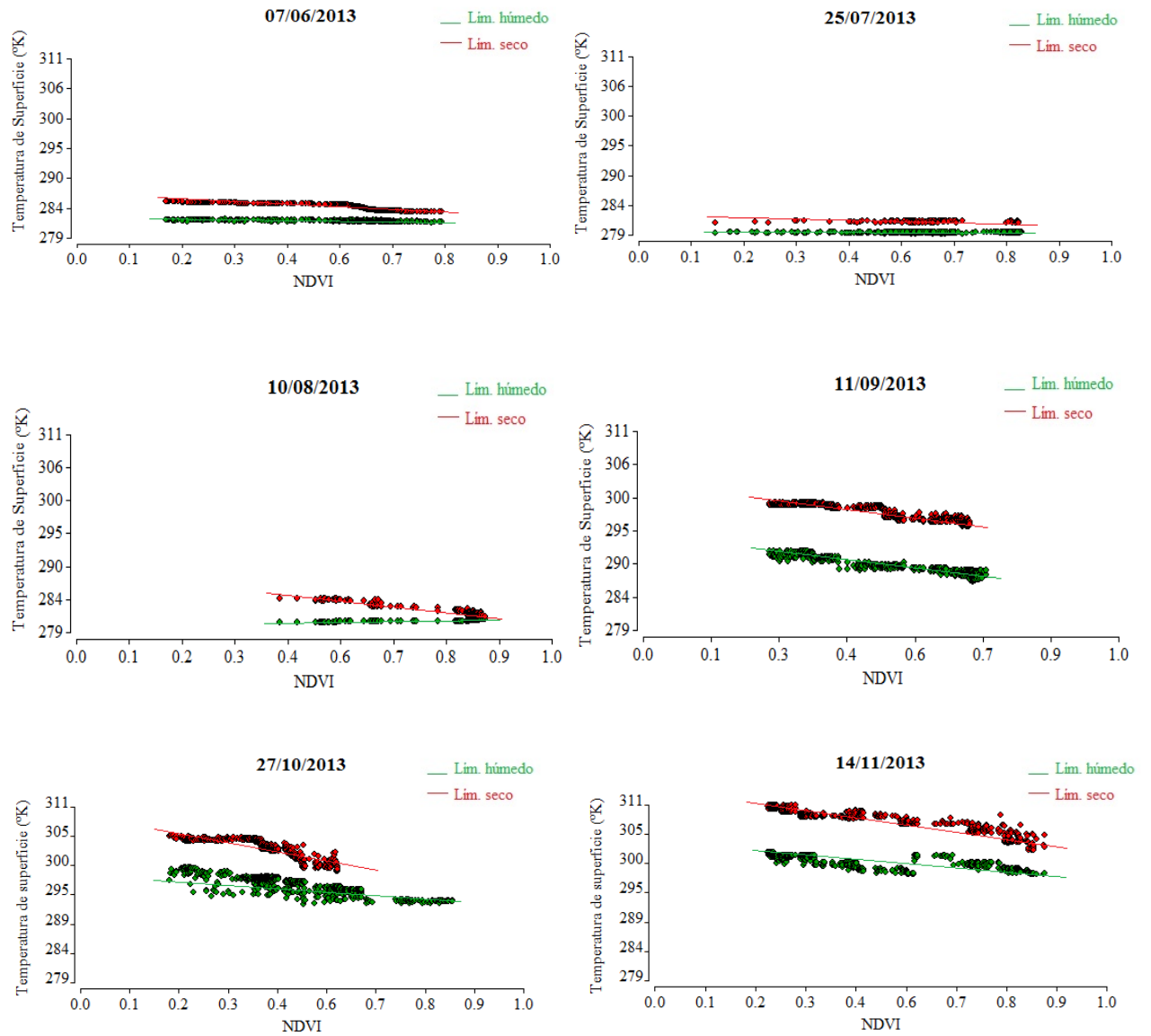


Figura 18: Gráfico de regresión lineal de los límites secos y húmedos para cada fecha considerada



## Imágenes TDVI

A partir de los modelos estimados (modelos de regresión de límite húmedo y seco), se generó la ecuación de TDVI para cada fecha. Los valores continuos de dicho índice fueron clasificados en intervalos de 0,2 con el fin de describir los niveles de humedad disponible en el suelo y el estrés de la vegetación. Como mencionamos, los valores más cercanos a 0, indican un píxel muy húmedo y vegetación sin estrés y un valor cercano a 1 evidencian un píxel muy seco con vegetación estresada. La evolución espacio-temporal de la humedad del suelo-planta de junio a noviembre del 2013 en el cultivo de trigo se observa en la Figura 19. Durante este periodo, las precipitaciones fueron variables.

Tabla 5: Precipitaciones acumuladas entre fechas de imágenes analizadas

desde	hasta	Días en el periodo	Lluvia caída en el periodo (mm)
07/06/2013	25/07/2013	47	34
25/07/2013	10/08/2013	16	14
10/08/2013	11/09/2013	32	12
11/09/2013	27/10/2013	46	119
27/10/2013	14/11/2013	16	109
Sumatoria de lluvias caídas en el periodo			288
Sumatoria de valores medios mensuales de lluvias en el periodo (servicio meteorológico de Uruguay datos históricos de 30 años)			473

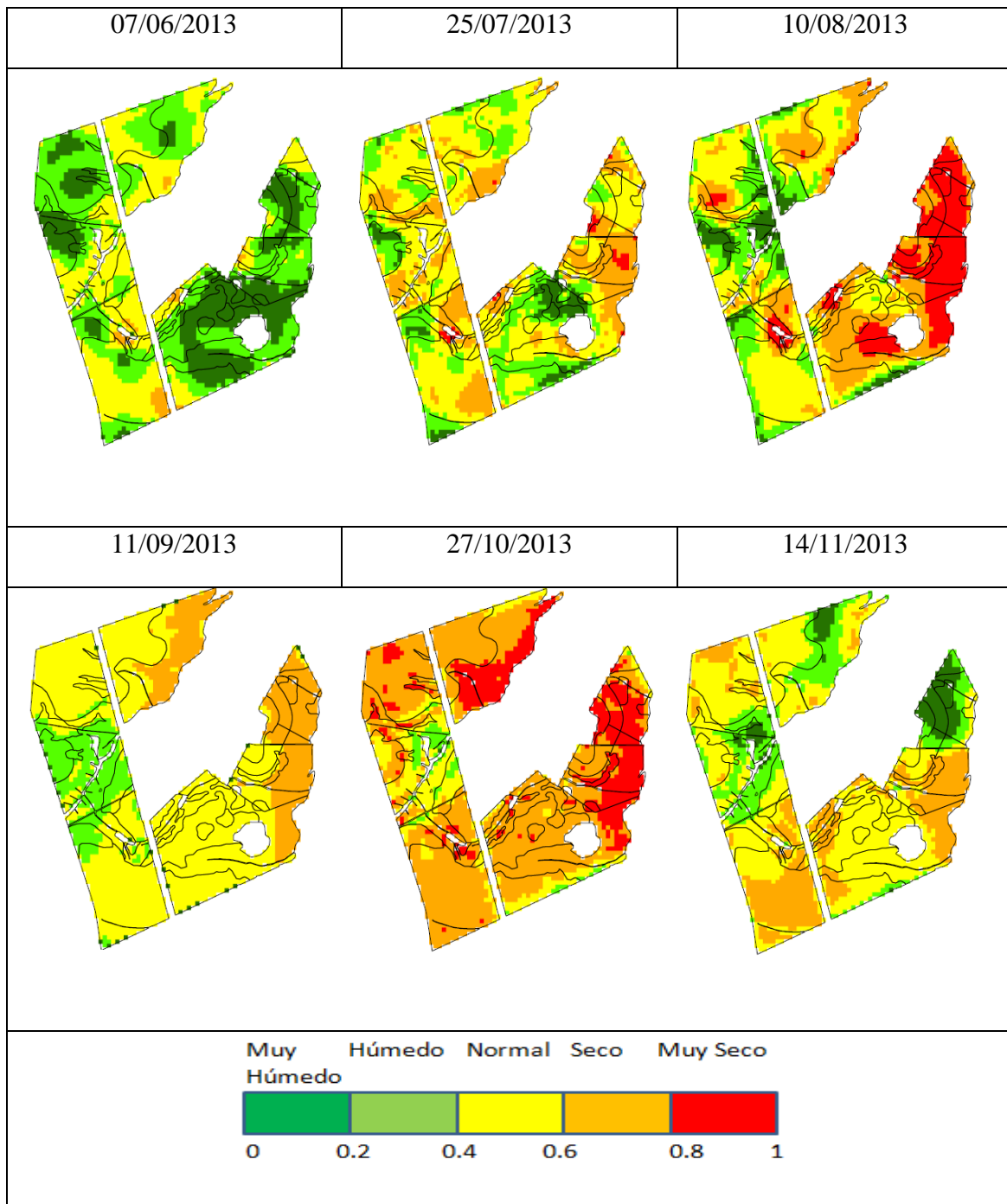


Figura 19: Evolución del TDVI

El lapso de tiempo entre el 11 de septiembre al 27 de octubre, es de especial importancia ya que corresponde con la etapa de llenado de granos, por lo cual las condiciones ambientales, ya sea de exceso o déficit de humedad durante esta etapa, es clave para el

rendimiento del trigo. Se observa en el mapa que en esos meses los valores van de normal a seco. El periodo de análisis coincide con que los valores de precipitaciones fueron de 185 mm por debajo de la media histórica para el periodo.

### Análisis de evapotranspiración real calculada e índices de vegetación.

La tabla 6, muestra los coeficientes de correlación entre los índices de vegetación y los valores de evapotranspiración estimada y medida a campo. El TDVI, fue el índice que mejor evidenció la relación con la evapotranspiración real estimada mediante método semiempírico con sensores en ambos ambientes, con valores de correlación superiores a 0.85. Si bien los otros índices no mostraron una relación estrecha con los valores de evapotranspiración real estimados, si se halló correlación alta entre el NDWI y los valores reales medidos a campo con la torre de flujo. También el TDVI mostró alta correlación con dicha variable. La evolución temporal de cada índice se observa en las figuras 20 y 21.

Tabla 6: Correlación de Pearson entre los valores de índice de vegetación y los ambientes A y B

	E. real estimada ambiente A	E.real estimada ambiente B	E. real medida ambiente A
NDVI	0.12	0.07	0.64
NDWI	0.30	0.25	0.75
TDVI	0.85	0.92	0.73

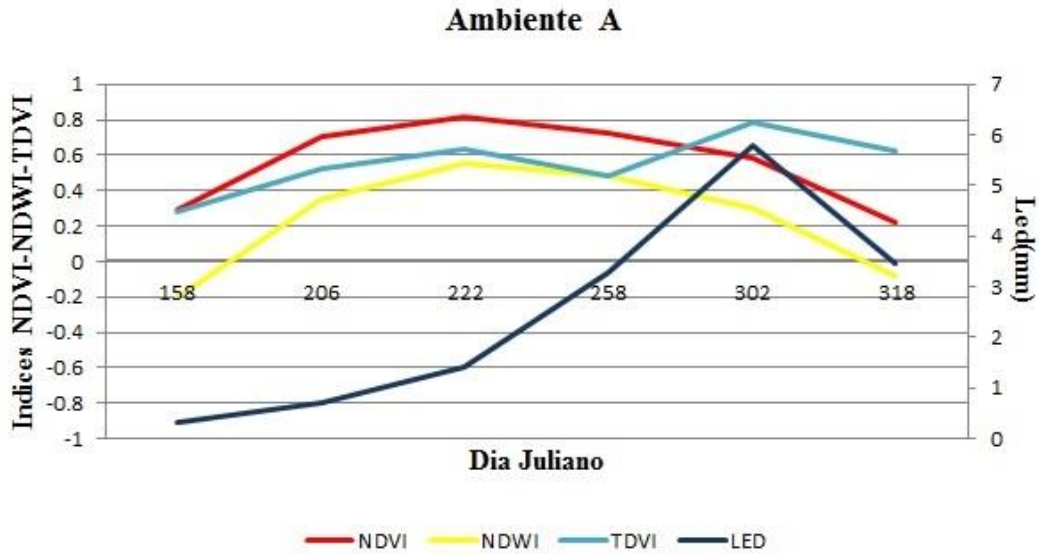


Figura 20: Dinámica del NDVI, NDWI, TDVI y Evapotranspiración real medida a campo (Led) en el ambiente A.

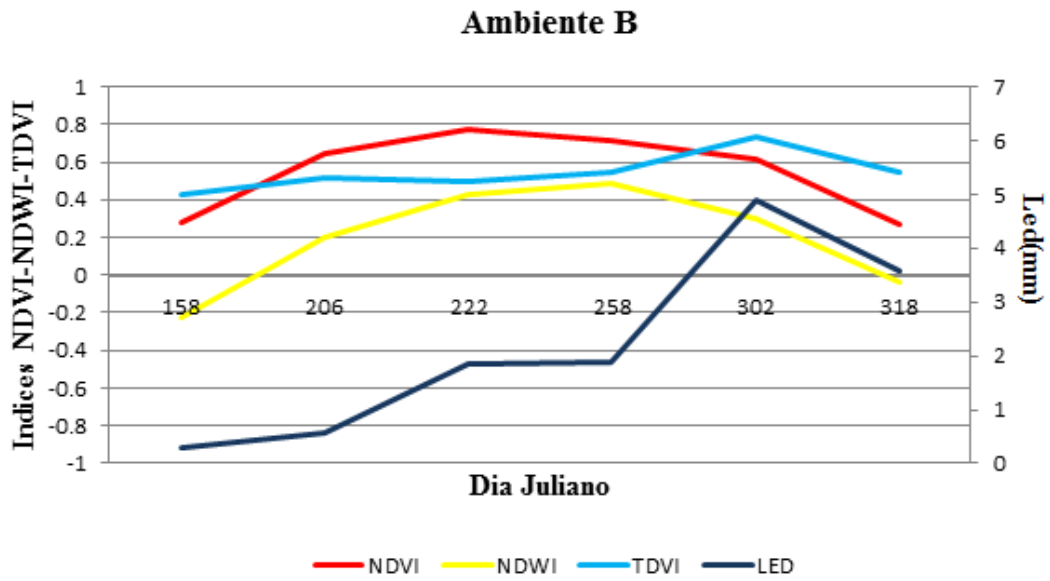


Figura 21: Dinámica del NDVI, NDWI, TDVI y Evapotranspiración real medida a campo (Led) en el ambiente B

## Futuras consideraciones

La carencia de equipos de medición de variables meteorológicas y radiómetros a campo es un problema a la hora de aplicar estos modelos semiempírico que dependen de parámetros de entrada como son la temperatura del aire y la radiación incidente de onda corta. Por este motivo, a modo experimental, desde CONAE, se proveyó de datos de Radiación incidente de onda corta y la temperatura del aire provenientes de simulaciones de los modelos del WRF (Weather Research and Forecasting Model). Los datos tienen una resolución espacial aproximada de 5 Km. Se reemplazó los valores de Radiación incidente de onda corta y temperatura del aire en la fórmula antes descrita para la obtención de la evapotranspiración real. El resultado se observa a continuación (Figura 22).

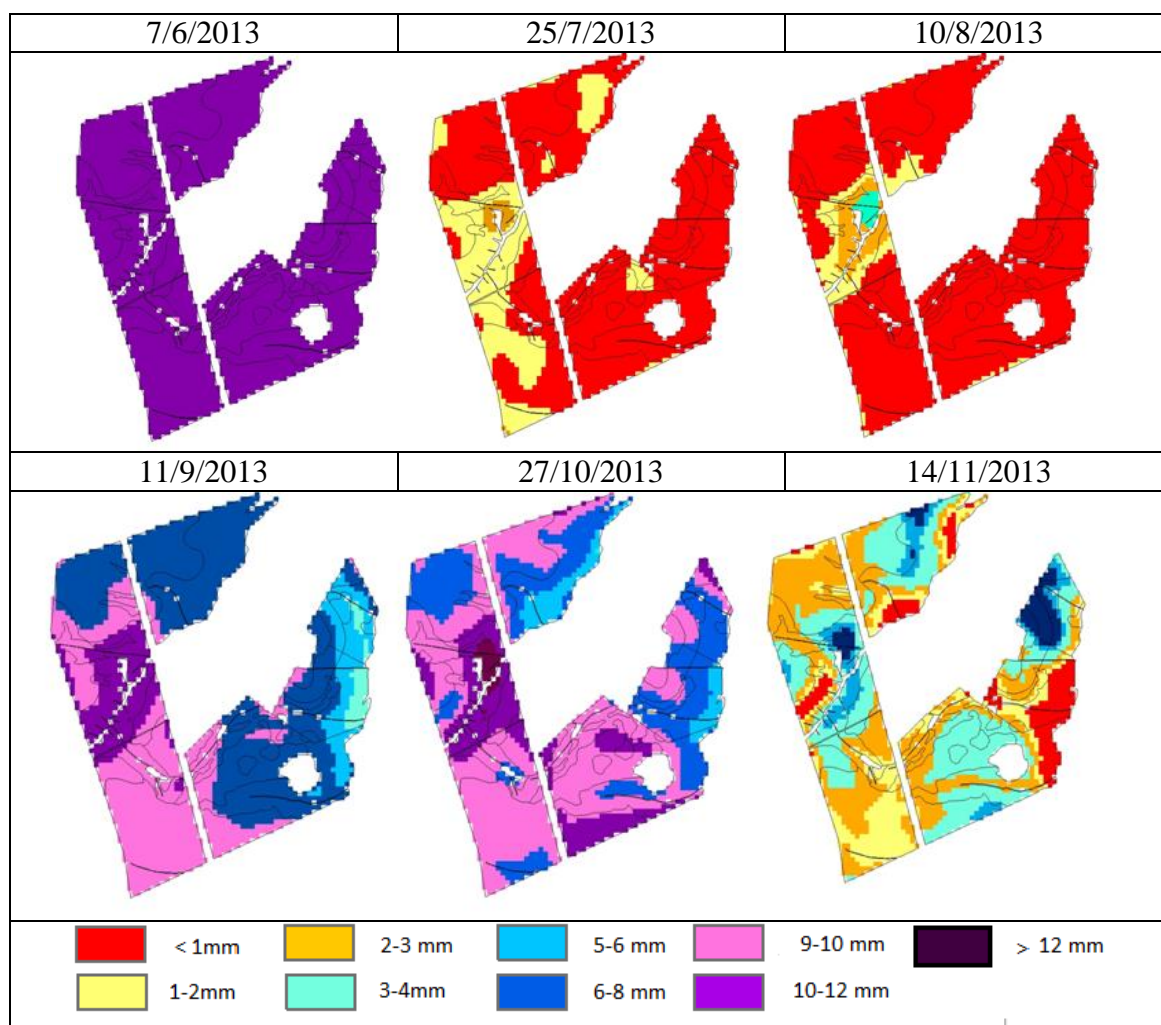


Figura 22: Evolución de la evapotranspiración real a partir de modelo semiempírico utilizando datos simulados del WRF

Considerando el modelo propuesto, el reemplazo de las variables tomadas por los equipos a campo (Radiación incidente de onda corta y Temperatura) por los datos de simulaciones de los modelos del WRF, mostraron algunas diferencias significativas con las imágenes resultantes en la Figura 15. Se obtuvieron mapas donde se evidenciaron subestimación (10/8) y sobrestimación (7/6- 11/9 -27/10) de la evapotranspiración real. Sin embargo, las fechas del 25/7 y la del 14/11 correspondiente al fin del ciclo cultivo, presentaron una alta similitud con los mapas generados con datos de campo.

## Discusión

La adecuada formulación y parametrización de la evapotranspiración real es necesarias para conocer el balance hídrico del cultivo en la región más productiva del Uruguay. La aplicación del modelo semiempírico de Seguin e Itier (1983) durante el ciclo de cultivo del trigo, nos permite monitorear el balance hídrico y evaluar posibles escenarios de estrés de la vegetación que repercuten directamente en el rendimiento. Al presente, no existen antecedentes de la utilización del satélite Landsat 8 para dicha estimación, ni la aplicación de este modelo en la región mencionada, ni en este cultivo en particular.

Los datos de la torre de flujo permiten observar la variación instantánea de la evapotranspiración real en un cultivo, como de las variables que la influyen. Principalmente los datos que genera la torre son útiles para validación de modelos de estimación a un nivel regional. Debido a la importancia de la temática, son muy numerosos los estudios, donde proponen modelos, herramientas y recursos para llegar a este fin (Sobrino et al., 2007; Rivas & Carmona 2011). En este estudio, se encontró alta correlación del 0.76 para el área donde se encontraba situada la torre de flujo, y el análisis a la resolución espacial de 30 metros, resulta adecuada para analizar la

heterogeneidad del ambiente en el cultivo de trigo. El mismo modelo fue ajustado en cultivos de soja y pastizales en el centro de Argentina, también con alto ajuste (Rivas & Carmona 2011).

A partir de la aplicación de la metodología empleada en Imágenes Landsat 8, se analizó la variación espacio-temporal de la evapotranspiración real en el cultivo de trigo para el periodo de estudio, desde el 7 de junio al 11 de noviembre del 2013, considerando cuatro fechas intermedias. Los valores estimados se encontraron en el rango entre 0.2 a 5.8 mm diarios. Los valores mínimos se encontraron al inicio del periodo de estudio, cuando la cobertura vegetal era escasa y las temperatura y radiación era bajas. Al contrario, los valores máximos de evapotranspiración fueron los correspondientes al 27 de octubre, cuando la cobertura vegetal era máxima y se encontraba en estado de antesis, junto con un incremento de la radiación y de la temperatura. La reducción de la evapotranspiración en la siguiente fecha, corresponde a la madurez fisiológica del cultivo, donde las plantas muestran mayor senescencia y posiblemente las altas temperaturas generen una disminución de la humedad del suelo.

Complementariamente, se han correlacionado, tanto los valores de evapotranspiración medidos a campo y estimados por satélite, con índices de vegetación que permiten entrever el estrés hídrico de una forma más rápida. Los resultados de la comparación muestran una alta ventaja del TDVI, frente al resto de los índices calculados en lo que respecta con la correlación con la variable de evapotranspiración estimada. Este índice ha sido muy utilizado en distintas regiones del mundo, mostrando buenas consistencia para la estimación de estrés hídrico (Schirmbeck y Rivas, 2007; Vásquez et al., 2008; Houspanossian et al., 2008; Venturini y Rivas, 2010). La diferencia en la respuesta de este índice frente a los otros analizados, podría deberse a que, índices como el NDVI, por si solos, son indicadores conservativos del estrés hídrico ya que la vegetación puede permanece verde aún después de comenzado un período de sequía (García Galiano, 2012). El TDVI, aparte del NDVI, incorpora la banda térmica, que da cuenta de la parte física, química y los procesos biológicos del suelo (Becker y Li, 1990) e

incrementa rápidamente su valor con la presencia de estrés hídrico (Sandholt et al., 2002).

Cabe destacar la alta correlación que se encontró entre el NDWI y los datos relevados a campo de evapotranspiración real. Esta relación también fue encontrada por otros autores (Gao, 1996, Nertan et al, 2013). Jackson, et al. (2004) demostró que NDWI es superior al NDVI al analizar mapas de contenido de agua en cultivos de maíz y soja. Yi, et al. (2007) también corroboró el uso de NDWI para el trigo de invierno, y concluyó que el NDWI se puede utilizar como un indicador de la deficiencia de agua en los agroecosistemas. También, Chen et al. (2005) encontraron que NDWI fue el mejor índice para estimar el contenido de agua de maíz, sin embargo su equipo de trabajo no encontró alta correlación con otros cultivos como la soja.

Por otro lado, Jovanovic et al. 2014, evaluaron a partir de correlaciones cruzadas, la relación entre el NDWI con las precipitaciones caídas y con el contenido de agua en suelo en 3 profundidades distintas en una Reserva Forestal de Sudáfrica. Su estudio indicó correlaciones mayores entre el agua del suelo y el NDWI que la relación entre el índice y las precipitaciones caídas. De las tres profundidades analizadas, la más superficial fue la que mejor correlaciona con el Índice, y se entiende porque es allí donde se encuentra la mayor cantidad de raíces de las plantas. Si bien los sistemas naturales responden distintos que los agroecosistemas, ya que en los primeros las distintas especies presentan estrategia diferentes para la toma de agua a distintas profundidades, es interesante corroborar que este índice está asociado a la disponibilidad efectiva del agua que se encuentra en la capa más superficial del suelo, porque es allí, donde las raíces de la población de trigo explota este recurso.

Para concluir, los resultados obtenidos en este capítulo brindan un modelo de estimación de evapotranspiración real específico para el cultivo de trigo, y escasamente explorada para la región, lo que nos permite obtener un monitoreo integrado de la condición hídrica del sistema suelo-planta-agua en forma espacialmente distribuida. A



partir de este modelo de estimación y su alta correlación con índices, se procura brindar una herramienta potencialmente aplicable en agricultura de precisión, para un óptimo manejo del agua. Además, se recomienda la incorporación del TVDI y del NDWI como parte integrante de sistemas de soporte de decisión, por su alta correlación a campo y porque su estimación solo requiere de datos captados desde satélites.

## Referencias

Becker F., and Li Z. L. 1990. Towards a local split window method over land surfaces. *International Journal of Remote Sensing*, 11(3): 369-393.

Chen D., Huang J. and 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 Sens. Environ.* 98 (2–3): 225–236.

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.

García Galiano S.G. 2012. Assessment of vegetation indexes from remote sensing: theoretical basis. En: Erena M. (coord.), López-Francos A. (coord.), Montesinos S. (coord.), Berthoumieu J.-P. (coord.). *The use of remote sensing and geographic information systems for irrigation management in Southwest Europe*. Zaragoza: CIHEAM / IMIDA / SUDOE Interreg IVB (EU-ERD F), pp. 65-75

Houspanossian J. Rivas R. y Vazquez, P. 2008. La Humedad del Suelo Cultivado con Maíz y la Relación con la Temperatura Radiativa de su Cubierta Vegetal. *Revista Ciencia*. 3(6): 65-74. [exactas.unca.edu.ar/revista/v70/pdf/RevCiencia7-5.pdf](http://exactas.unca.edu.ar/revista/v70/pdf/RevCiencia7-5.pdf)

Jackson T., Chenb D., Cosha M., Lia F., Anderson M., Walthall C., Doriaswamy P. and Hunt E.R. 2004. Vegetation water content mapping using Landsat data derived normalized difference water index for corn and soybeans. *Remote Sensing of Environment* 92: 475 – 482.

Jovanovic N., Garcia C.L.; Bagan R.D. H. Teich, I. and Garcia Rodríguez C.M. 2014. Validation of remotely-sensed evapotranspiration and NDWI using ground measurements at Riverlands, South Africa. *Water SA*, 40(2) : 211-220

Nertan A.T., M. Panaitescu M., Stancalie G.H., Irimescu A., Flueraru C. and Panaitescu V. 2013. Analysis of drought phenomenon using remote sensing data in Romania. *Recent Advances in Energy, Environment, Economics and Technological Innovation Analysis* 204-213.

Rivas R.E. and Carmona F. 2011. Evapotranspiration in the Pampean Region using field measurements and satellite data. *Physics and Chemistry of the Earth* 55:27-34.

Sandholt I., Rasmussen K. and Andersen J. 2002. A simple interpretation of the surface temperature/vegetation index space for assessment of surface moisture status. *Remote Sens. Environ.* 79 (2-3): 213–224.

Schirmbeck J. y Rivas R. 2007. Comportamiento de los términos del balance de energía en una pastura”. En: Rivas Raúl, Grisotto Alfredo., Sacido Mónica (eds). *Teledetección: hacia un mejor entendimiento de la dinámica global y regional.*, pp. 317-322. Mar del Plata, Argentina. Editorial Martín. 489 pp.

Seguin B. and Itier B. 1983. Using midday surface temperature to estimate daily evaporation from satellite thermal IR data. *Int. J. Remote Sens.* 4: 371- 383.

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

Vazquez P.; Rivas R. y Usunoff E. 2008. Análisis Multitemporal de la Disponibilidad de Agua en el Suelo a Partir de Datos de Satélite. *Revista Ciencia* 3 (3): 47-58.

Venturini V. and Rivas R. 2010. Preliminary results for the future Application to the knowledge of vegetation water stress. En: 6th Aquarius/SAC-D Science Meeting. NASA-CONAE (eds). EEUU: Seattle-WA.

Yi Y.H., Yang D.W., Chen D.Y. and Huang J.F. 2007. Retrieving crop physiological parameters and assessing water deficiency using MODIS data during the winter wheat growing period. *Canadian Journal of Remote Sensing* 33(3): 189-202.

# Capítulo 5

---

## Método indirecto: Modelo de simulación de cultivo

Un modelo se define como una representación simplificada de la realidad. Estos asumen diferente grado de complejidad en la simulación de un sistema, dependiendo de los objetivos. Su gran utilidad no solo es reproducir la realidad, sino permiten que los procesos más importantes sean identificados, estudiados y pronosticados (Steduto et al., 2006). Los sistemas de cultivos son complejas interacciones de varios procesos y un modelo debe incluir tanto los procesos internos como las interacciones genético-fisiológico-ambientales, con una integración interdisciplinaria, a fin de lograr los objetivos propuestos y simular crecimiento, desarrollo y rendimiento de distintos cultivos (Dourado-Neto et al., 1998, Jones et al., 2003).

Por lo tanto, los modelos de cultivo, simulan sistemas complejos donde existen múltiples relaciones entre el ambiente y las características del genotipo. En una planta, el crecimiento es caracterizado por los procesos de captura y uso de radiación solar, dióxido de carbono, agua y nutrientes. Muchos modelos de crecimiento, poseen un módulo que calcula la producción de biomasa estructural según la radiación solar incidente, el dióxido de carbono capturado y/o el agua transpirada. El desarrollo fenológico del cultivo está dirigido, principalmente por la temperatura del aire, normalmente representada como acumulación térmica ( $^{\circ}\text{Cd}$ ) y en algunos casos el fotoperíodo, proceso que va ligado al desarrollo del área foliar, encargada de capturar la radiación solar y el  $\text{CO}_2$  y la partición transpiración-evaporación. El crecimiento del cultivo está, entonces, dirigido por la acumulación neta de carbono asimilado por las hojas y transformado en biomasa. La biomasa es distribuida diferencialmente entre los distintos órganos de la planta (hojas, raíces, tallo, órganos de almacenamiento), teniendo en cuenta las pérdidas por respiración, acopladas con el desarrollo fenológico y con la

disponibilidad de agua y nutrientes capturadas desde el suelo por las raíces (Jones et al., 2003). Mientras las hojas asimilan carbono, ellas también pierden agua por transpiración (De Wit, 1986; Steduto, 2006). Conocer como varía la evapotranspiración a lo largo del ciclo del cultivo, facilita entender el desarrollo de los mismos.

Frente a esto, el objetivo de este capítulo, es analizar la variación de la evapotranspiración diaria en cada etapa del cultivo a partir del modelo CERES-Wheat del sistema DSSAT y comparar dichos valores con los obtenidos de evapotranspiración real de datos de campo. Además, se propone analizar cuál es el aporte de la evaporación del suelo y la transpiración del cultivo en cada ambiente y cómo afecta esto a la producción de granos.

## **Materiales y métodos**

El modelo de simulación de cultivos DSSAT (Decision Support System for Agrotechnology Transfer) es una herramienta importante de investigación y apoyo para la toma de decisiones en la transferencia de agrotecnología desde el año 1982 (Tsuiji et al. 1994). Este sistema, es el principal producto de un proyecto multi-institucional y multi-disciplinario financiado por la Agencia para el Desarrollo Internacional de los Estados Unidos (USAID). Este paquete de software incluye a un conjunto de modelos (aproximadamente 16 modelos de cultivos) con un formato común de datos de entrada y de salida. DSSAT son unas series de modelos que predice la evolución diaria de un cultivo específico, desde la siembra hasta la cosecha. En este caso se utilizó el modelo CERES-*Wheat*. Para lograr el óptimo funcionamiento del modelo, se requiere una serie de datos de entrada para su calibración.

En primer lugar es necesario una serie de datos meteorológicos diarios que se introduce como un archivo *weather data*. Las variables que incluimos en este caso fueron la temperatura máxima y mínima, la radiación solar y la precipitación diaria de 3 años

completos. Los datos meteorológicos fueron obtenidos a partir de la torre de flujos situada in situ (véase capítulo 2). Los datos de radiación fueron extraídos de la página de la NASA (<http://power.larc.nasa.gov/>, fecha 11-12-2014)

También, como input del software DSSAT, fue necesario crear archivos con la información referente a los perfiles de suelo característicos de la zona de estudio introduciendo esta información en un archivo *soil data*. Estos perfiles de suelo deben contener información respecto a propiedades físicas y químicas del suelo, entre ellas la clasificación del tipo de suelo, pendiente de inclinación del terreno, textura, color de la superficie del suelo, drenaje, número y profundidad de capas del perfil, contenido de nitrógeno, carbón orgánico, nivel de pH en agua, cantidad de raíces. También el programa permite incluir el límite inferior del cual la planta extrae agua del suelo o punto de marchitez permanente y el límite superior del punto drenado o la capacidad de campo. El agua contenida en el suelo entre la capacidad de campo y el punto de marchitez permanente es el agua que el sistema radical del cultivo es capaz de absorber.

Las características genéticas de los cultivares varía entre los distintos modelos. El trigo requiere información referente a la sensibilidad del fotoperíodo, necesidad de frío, número potencial de granos por planta, etc. Además, el modelo requiere datos específicos sobre el manejo del cultivo. En este caso, la fecha de siembra fue el 23 de mayo del 2013, distancia entre hileras fue de 19 cm. La densidad de siembra fue de 400 plantas sembradas/m<sup>2</sup> y 350 plantas emergidas. No se pulverizó, ni aplicó riego ni fertilizantes durante el ciclo del cultivo en ninguno de los dos ambientes.

Para cada una de las etapas de desarrollo consideradas, el modelo estimó el crecimiento potencial diario expresado en kilogramos de materia seca por unidad de superficie, tomando en cuenta los datos meteorológicos de temperatura, radiación y precipitaciones. También calculó a partir de la misma información meteorológica y las características del suelo, el balance de agua (evapotranspiración) y nutrientes. El resultado del balance de agua y nutrientes es utilizado para convertir el crecimiento

potencial diario en crecimiento realizable. De no existir limitaciones de agua, el crecimiento real y potencial serían iguales (al igual que la evapotranspiración potencial y real). En caso contrario, el crecimiento potencial se reduce considerando el factor limitante, en este caso la disponibilidad de agua. Esta resumida descripción del modelo, refleja la complejidad del sistema suelo-planta-agua y la gran cantidad de factores que determinan el resultado final.

Se seleccionó dos tipos de suelos representativos de los ambientes A (franco) y B (franco limoso), dentro de los suelos de Fray Bentos con pendientes entre 1 y 3 %. A cada uno se le agregó las características químicas propias analizadas en la tabla 1 del capítulo 2 correspondiente a cada ambiente. Se analizó la evapotranspiración real y se separaron sus componentes: evaporación del suelo y transpiración, a partir del archivo de salida del modelo. Se analizaron las diferencias entre los dos ambientes y se contrastó con los datos de la torre de flujo in situ. Además, se comparó la productividad estimada de cada uno de los ambientes.

## Resultados y discusión

Se probaron todos los ciclos fenológicos que presenta el simulador, y se eligió el de default, que corresponde a un ciclo medio de aproximadamente 140 días que es el tiempo similar de desarrollo de la variedad utilizada a campo. Se seleccionaron los parámetros relacionados a la evapotranspiración para ambos sitios. Se observa en la Figura 23, la dinámica diaria de la evapotranspiración del modelo DSSAT para ambos sitios, acompañada de los valores de evapotranspiración reales de la torre de *Eddy Covariance*. En el gráfico se evidencia que los periodos del 13-06-2013 al 25-07-2013 y del 10-10-2013 al 07-11-2013, presentaron altas correlaciones entre los valores de evapotranspiración simulados para los ambientes A y B y los valores de evapotranspiración real tomado in situ (coeficiente de correlación de Pearson de 0.90 y

0.91 para los ambientes A y B). Sin embargo, el periodo entre el 25-07-2013 al 10-10-2013, presentó bajos valores de correlación entre los datos de evapotranspiración brindados por el modelo y los valores de evapotranspiración real tomados in situ (coeficiente de correlación de Pearson de -0.09 y -0.1 para los ambientes A y B). Es en este periodo, que los valores simulados se encuentran subestimados alrededor de un 40 % con respecto a los valores de evapotranspiración real que registra la torre de *Eddy covariance*.

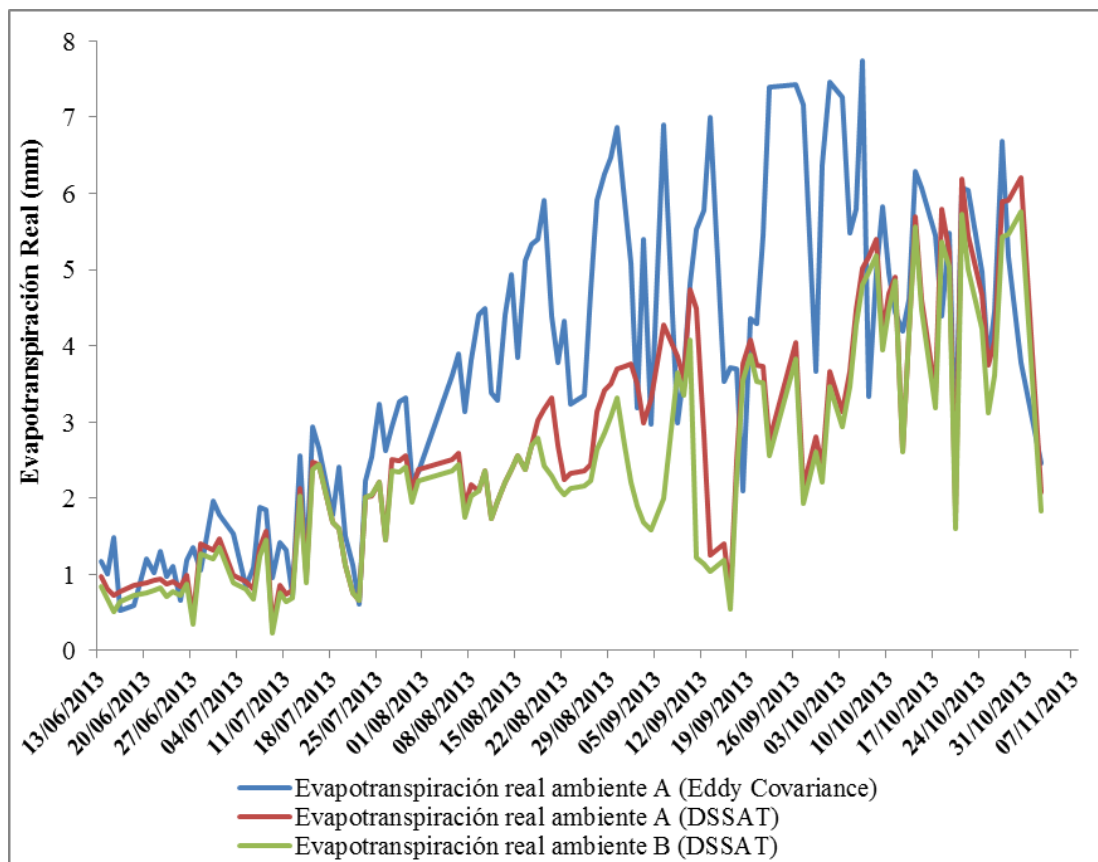


Figura 23: Evolución diaria de la evapotranspiración obtenida por el simulador para los ambientes A y B y los valores de evapotranspiración de campo

Para analizar la diferencia de evapotranspiración real entre los datos simulados y la torre de flujo, se realizaron gráficos en donde se observan la dinámica diaria de la evapotranspiración potencial y real para ambos ambientes (Figura 24). Podemos observar que en ambos sitios, en el periodo de máxima cobertura, correspondiente desde

mediados de agosto hasta mediados de septiembre (periodo de máximo índice de área foliar (LAI)), la evapotranspiración real y potencial son prácticamente iguales. Esto nos podría indicar que aunque aumente la cobertura (aumente el LAI), existe una limitación ambiental, y el cultivo no va a evapotranspirar más que lo que demanda la atmosfera. Esto también podría dar el indicio de que la torre estaría sobrestimando ciertos valores diarios muy elevados, por variables atmosféricas o climáticas, como alta velocidad del viento o alta humedad relativa.

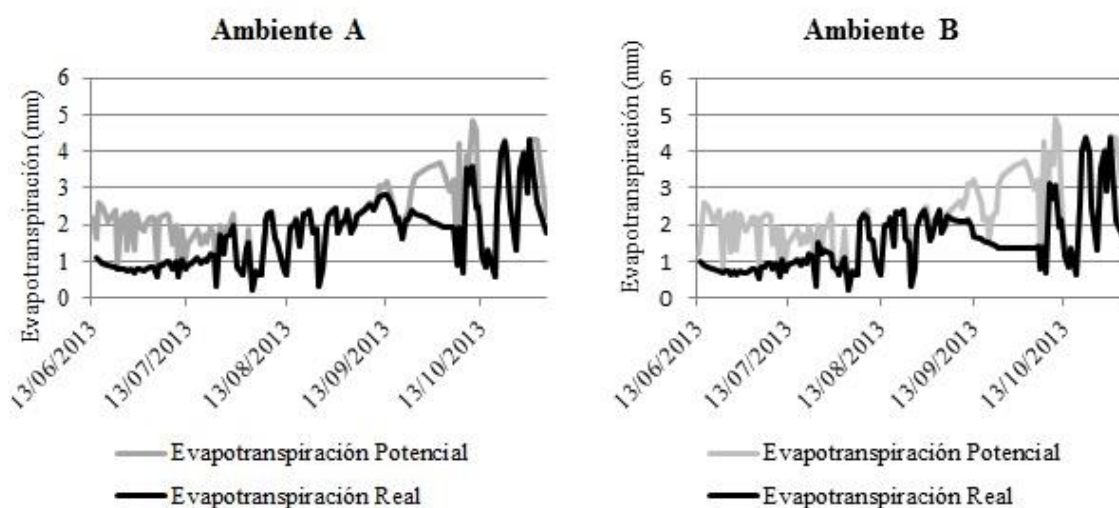


Figura 24: Evapotranspiración Real y Potencial estimada en DSSAT para los ambientes A y B

En líneas generales, observamos a partir de los resultados del modelos de DSSAT, que la evapotranspiración fue un poco mayor en el ambiente A en la mayoría de los días del periodo de estudio. Teniendo en cuenta el aporte de la evaporación del suelo y transpiración de la planta en cada ambiente, se observa en las figuras 25 y 26, alguna diferencias en la dinámica de estos dos parámetros. El ambiente A (Figura 25), evapotranspiró 259 mm acumulados en el periodo, de los cuales 162 mm corresponden a transpiración (65 %), y 97 mm (35%) son evaporados del suelo. El Ambiente B



(Figura 26), presenta un total evapotranspirado de 230 mm, 130 mm transpirado por la vegetación (56%) y 100 mm evaporado por el suelo (44%).

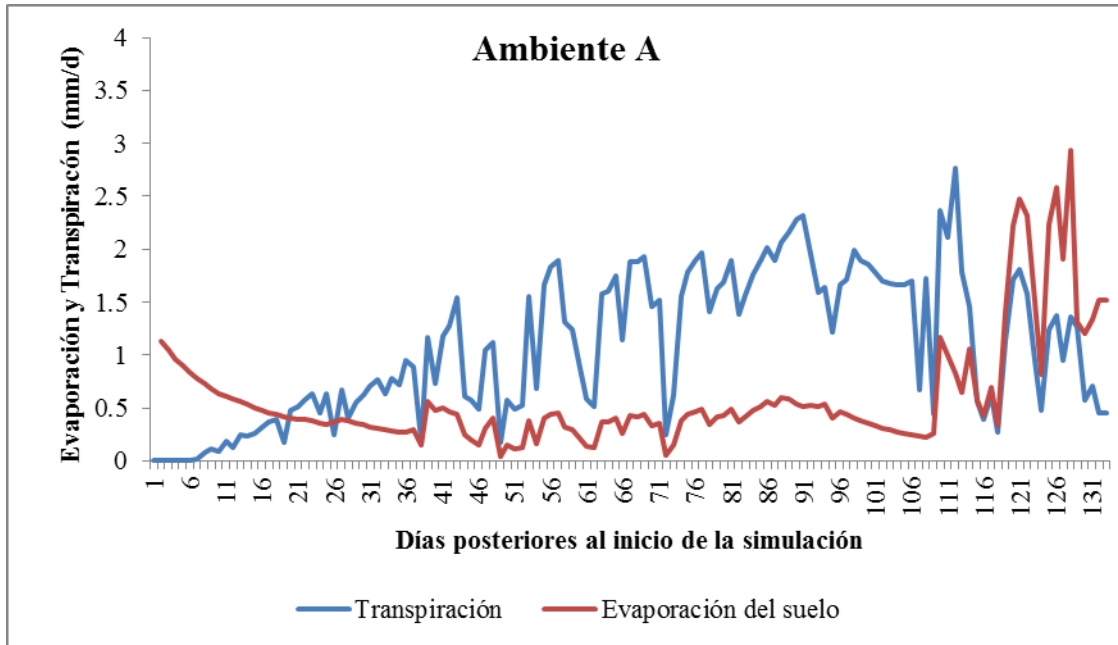


Figura 25: Proporción de evaporación del suelo y transpiración diarias en el ambiente A

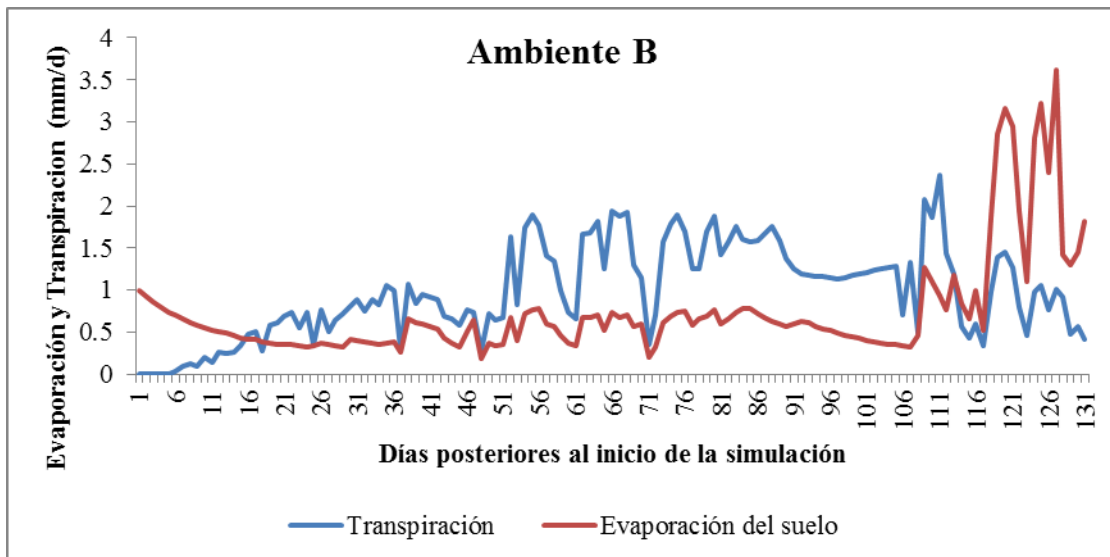


Figura 26: Proporción de evaporación del suelo y transpiración diarias en el ambiente B

Debido a que las características del cultivo y meteorológicas son las mismas en ambos sitios, podemos suponer que las diferencias en el uso del agua se deben a la estructura y componentes químicos del suelo. Los suelos franco limosos, como son los del ambiente B, presentan mayor punto de marchitez permanente que los suelos del ambiente A, retienen más agua, encontrándose ésta más disponible para ser evaporada. El suelo del ambiente A, caracterizado como franco, presenta mayor permeabilidad que los anteriores (Allen et al., 2006). Por otro lado, este suelo contiene mayor proporción de materia orgánica, que ayuda a retener el agua y a disminuir la temperatura de la superficie, reduciendo la evaporación de agua en el suelo. Esta diferencia en el ciclo del agua de ambos sistemas, se traduce en una mayor acumulación de biomasa para el ambiente A, por ende y mayor producción de granos como se observa en la Figura 27

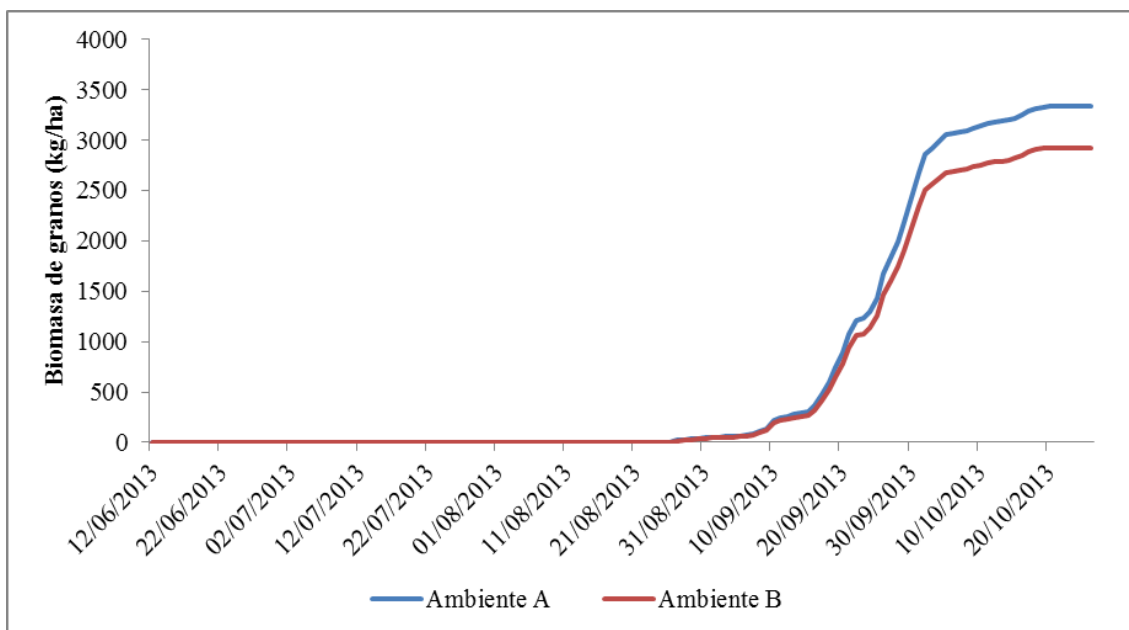


Figura 27: Predicción del rendimiento de grano estimado del cultivo en los ambientes A y B según modelo DSSAT

Los valores de productividad de grano, fueron de 3334 kg/ha para el ambiente A y de 2922 kg/ha para el ambiente B. Si bien no existen registros de lo cosechado en el año 2013 en cada lote, en el 2012, los monitores de rendimientos disponibles para el área, registraron que la misma rindió 3500 -4000 kg. Sin embargo, cabe destacar que ese año las precipitaciones registradas superaron la media histórica en un 50%. Martino (1997) identifica cuatro grandes factores negativos del punto de vista de las condiciones físicas del suelo en los cultivo de trigo en Uruguay: a- baja disponibilidad de energía térmica para la implantación que determina largos periodos de siembra-emergencia, problema particularmente importante en siembra directa, donde las temperaturas del suelo pueden ser muy bajas; b- deficiencia de oxígeno para la germinación y profundización temprana de las raíces, que puede ser causado por saturación de agua en el suelo; c- alta resistencia mecánica en capas superiores del suelo que no permite el buen desarrollo de las raíces; d- deficiencia de agua en la fase de macollaje y fases reproductivas. Este último punto puede ser uno de los que más haya afectado el rendimiento de esta campaña, ya que las precipitaciones fueron escasas en esos períodos. Otros autores también indican que la disponibilidad de agua es un factor clave en el rendimiento de trigo. En un experimento de campo de Behera y Panda (2009) con trigo cultivados bajo diferentes niveles de fertilizante nitrogenado y regímenes de riego, se constató que el rendimiento de grano disminuyó con un aumento del estrés hídrico.

Por otro lado, puede ser que el modelo utilizado necesite ajustes. Al suponer que el modelo considera valores de evapotranspiración real estimada, un 40 % por debajo de los valores registrados a campo, es posible que también los valores de rendimientos estén subestimados. Povilaitis y Lazanskas (2010), analizaron el ajuste en la productividad del modelo CERES-Wheat, en tres campañas con distintos tratamientos en el centro de Lituania. Ellos observan altos ajustes del modelo en tratamientos donde se aplicó fertilizante nitrogenado y no sufrían estrés hídrico severo. Sin embargo, el ajuste fue menor en aquellas campañas sin aplicación de fertilizante y que habían sido afectadas por estrés hídrico. También, Wu y colaboradores (2013) comparan los valores de rendimiento simulados con datos de campo en tres campanas sin deficiencias hídricas considerables del este de China, encontrando una eficiencia del modelo superior a 85 %.

Las experiencias en validación y calibración de variedades de trigo para efectos de simulación con DSSAT en Sudamérica no son muy numerosas (Albarenque et al., 2010). Esta falta de calibración del modelo, puede deberse a varios factores. Por un lado, es factible que el modelo no esté calibrado para las características climáticas y ambientales de estas latitudes y a las características genéticas de la variedad de trigo empleada. Por otro lado, al considerar en la condición inicial del suelo, las características edáficas a los 10 cm, y no analizar por falta de muestreo, lo que sucede por debajo de esta profundidad, es sin duda un factor a tener en cuenta, ya que la mayor parte de las raíces del cultivo de trigo, se desarrollan hasta los 60 cm de profundidad donde carecemos de información (Silva et al., 2011). También, puede ser que los valores de radiación extraídos de satélites, subestimen la radiación solar que llega a la superficie, siendo este uno de los factores más importante para el crecimiento y desarrollo de la planta. Errores similares fueron encontrados en cultivos de frijoles (Osorio Morillo, 2014).

Pese a sus altas exigencias de información de entrada, el modelo DSSAT puede ser usado satisfactoriamente para simular el desarrollo del cultivo de trigo y para el análisis de la evapotranspiración diaria. Si bien comprobamos que se necesita ajustarlo, el modelo marco tendencias correctas y una mayor evapotranspiración del ambiente A como era esperado. Con este modelo se pueden detectar los periodos requerimiento de agua en el cultivo, y tomar medidas como la aplicación de riego, para que no se vea afectado el rendimiento.

## Referencias

Albarenque S.M., Caviglia O.P. y Melchiori R.J.M. 2010. Simulación de la evapotranspiración y eficiencia en el uso del agua en cultivares de trigo de ciclo contrastante sobre dos suelos. Actualización Técnica N° 1 INTA. Cultivo de invierno 53-59.

Allen R.G., Pereira L.S., Raes, D. y Smith M., 2006, Evapotranspiración del cultivo: Guía para la determinación de los requerimientos de agua de los cultivos, Estudio FAO Riego y Drenaje, Vol. 56, FAO, Roma, 2006. PP. 323.

Behera S. K., Panda R. K. 2009. Integrated management of irrigation water and fertilizers for wheat crop using field experiments and simulation modelling. *Agricultural Water Management* 96: 1532–1540.

De Wit C.T. 1982. Coordination of models. In: Penning de Vries, F.W.T.; Van Laar, H.H. (Ed.) *Simulation of plant growth and crop production*. Wageningen: PUDOC.

Dourado-Neto D., Teruel D.A.; Reichardt K.; Nielsen D.R.; Frizzone J. A.; Bacchi O.O. 1998 Principle of Crop Modelling and Simulation: II. The implication of the Objective in Model Development. *Sci. agric., Piracicaba*, 55: 51-57.

Jones J. W., Hoogenboom G., Porter C. H. et al. 2003. The DSSAT cropping system model // *European Journal of Agronomy* 18: 235–265.

Martino D. restricciones físicas de suelo para la expresión de altos rendimientos de trigo en Uruguay. En *Explorando grandes rendimientos de trigo* editores Man Mohan Kohli y Daniel Martino. 1997. 351 pp.

Osorio Morillo R.J. 2014. Aplicación del modelo DSSAT en cultivos de frijol en El Guayabo y Campus de la EAP Zamorano, Honduras. Escuela Agrícola Panamericana, Zamorano Honduras. Trabajo final de la Carrera de Ingeniería en Ambiente y desarrollo. 39p.

Povilaitis, V. and Lazauskas S. .2010. Winter wheat productivity in relation to water availability and growing intensity. *Žemdirbyst Agriculture* Vol. 97, p. 59–68.

Rojas Barbosa E.O. 2011. Evaluación del desarrollo del cultivo de papa bajo escenarios de variabilidad climática interanual y cambio climático, en el sur oeste de la Sabana de Bogotá. Tesis de Magíster en Ciencias - Meteorología. Universidad Nacional de Colombia. Facultad de Ciencias, Departamento de Geociencias Bogotá D.C., Colombia 2011.

Steduto P. (1996) Water use efficiency. In: Pereira LS, Feddes RA, Gilley JR, Lesaffre B (eds) *Sustainability of irrigated agriculture*. NATO ASI series E: applied sciences. Kluwer, Dordrecht, pp 193–209

Tsuji G.Y., Uehara G., Balas S. (Eds.), 1994. DSSAT version 3. University of Hawaii, Honolulu, Hawaii.

Wu C, Anlauf R. and Ma Y. 2013. Application of the DSSAT Model to Simulate Wheat Growth in Eastern China. *Journal of Agricultural Science*; 5(5), 198-208.

# Capítulo 6

---

## Conclusiones finales

Esta tesis presenta el primer trabajo de aplicación de modelos semiempírico para la estimación de la evapotranspiración real en cultivo de trigo de la región de Soriano y que podría ser aplicable a regiones similares. El modelo reveló una alta correlación con los datos de campo, considerándolo adecuado para el monitoreo del cultivo. La resolución espacial es correcta para este estudio ya que permite identificar parches que responden de forma similar dentro del mismo cultivo. La dificultad que presentan estos modelos es la necesidad de poseer datos de campo. Otra desventaja, es que solo se puede obtener una imagen como mínimo cada 16 días (periodo de revisita de Landsat), siempre que la escena no presente nubes. Esta limitante podría superarse mediante el empleo de drones equipados con sensores que registren la reflectancia en la banda roja, NIR e infrarrojo térmico.

El uso de índice de vegetación que evidencien el estado de estrés de la cobertura vegetal de forma rápida, sin necesidad de datos de campo y que presente alta correlación con los valores estimados de la variable de estudio, también es un dato relevante. El TDVI muestra una alta ventaja, frente al resto de los índices calculados en lo que respecta la correlación con la variable de evapotranspiración estimada y medida a campo. Cabe destacar que el NDWI, también mostro alta correlación a con los datos de campo.

El programa DSSAT, nos permiten simular la dinámica diaria del cultivo. Si bien la evapotranspiración real siguió una tendencia similar a los valores de la torre de flujo, el programa subestimó los valores de la variable en un 40 %. Se considera que el *software* es de utilidad para detectar los periodos críticos de máximo consumo de agua de

acuerdo a las condiciones iniciales de siembra, y de presentar en el periodo a analizar, déficit hídrico, nos permitirá tomar medidas para que no se vea comprometido el rendimiento del cultivo.

El modelo semiempírico y el DSSAT se complementan, y nos permitirán a futuro monitorear la evapotranspiración real del cultivo y generar planes de riego localizado en aquellas zonas críticas con síntomas de estrés, y así mejorar el rendimiento en años secos.

### **Futuras consideraciones**

La mayor desventaja del modelo semiempírico propuesto, es la dependencia con datos de campo para su estimación. La sustitución de las variables radiación incidente de onda corta y temperatura de aire, generadas por los modelos WRF, en el modelo semiempírico, no ajustó adecuadamente. Debido a que la resolución espacial era muy alta, los pixeles son mixtos, y promedian valores de temperatura de distintas coberturas (cultivos, ciudad, suelo desnudo, etc.), que lo aleja del valor de temperatura real local del área del cultivo de trigo. Conocer la temperatura es crucial a la hora de estimar evapotranspiración. Sería interesante, en futuros estudios, generar un mejor ajuste de estos modelo para la estimación de la evapotranspiración real sin necesidad de datos de campo.

También se propone como futuros trabajos, ajustar el modelo DSSAT con mayor cantidad de observaciones de fenología, humedad del suelo, producción de materia seca, LAI y verificar resultados con monitores de rendimiento.

# Anexo

---

```
;Código para estimar evapotranspiración real en trigo a partir de
Landsat 8. Se trabaja con un recorte del área de estudio
; Se exporta desde Envi a IDL los recorte de las bandas 2,3,4,5,6,7,y
10 con los nombres b2, b3, b4, b5, b6, b7 y b10 respectivamente
; Input de la estación meteorológica: temperatura a 2 mt (ta) y
Radiación neta incidente de onda corta entre las 10-11 hs (radin)
```

```
ta=281.11
radin=450
```

```
;Input extraídos del archivo de metada : RADIANCE_MULT_BAND,
RADIANCE_ADD_BAND, ;REFLECTANCE_MULT_BAND, REFLECTANCE_ADD_BAND
;K1_CONSTANT_BAND_10;K2_CONSTANT_BAND_10
; sun elevation
```

```
RADIANCE_MULT_BAND_10 = 3.3420E-04
RADIANCE_ADD_BAND_10 = 0.10000
K1_CONSTANT_BAND_10 = 774.89
K1_CONSTANT_BAND_11 = 480.89
K2_CONSTANT_BAND_10 = 1321.08
K2_CONSTANT_BAND_11 = 1201.14
SUN_ELEVATION=32.17759857
```

```
;calculo de radianza en banda 10
```

```
radb10=(RADIANCE_MULT_BAND_10*b10)-RADIANCE_ADD_BAND_10
```

```
;ecuación de transferencia radiactiva de Barsi para cálculo de la
temperatura
```

```
tempb10=K2_CONSTANT_BAND_10/alog((K1_CONSTANT_BAND_10/radb10)+1); en
kelvin
```

```
; se calcula la reflectancia de cada banda. La banda en reflectancia
se llama refbn, siendo n el número de la banda ej:b2 en reflectancia
es refb2
```

```
refb2=((2.0000E-05*b2)-0.100000)/cos((90-
SUN_ELEVATION)*2*3.1416)/360)
refb3=((2.0000E-05*b3)-0.100000)/cos((90-
SUN_ELEVATION)*2*3.1416)/360)
refb4=((2.0000E-05*b4)-0.100000)/cos((90-
SUN_ELEVATION)*2*3.1416)/360)
refb5=((2.0000E-05*b5)-0.100000)/cos((90-
SUN_ELEVATION)*2*3.1416)/360)
refb6=((2.0000E-05*b6)-0.100000)/cos((90-
SUN_ELEVATION)*2*3.1416)/360)
```



```

    refb7=((2.0000E-05*b7)-0.100000)/cos(((90-
SUN_ELEVATION)*2*3.1416)/360)

;calculo de albedo (alb)para Landsat8

alb=((0.356*refb2)+(0.130* refb4)+(0.373* refb5)+(0.085*
refb6)+(0.072* refb7)-0.0018)/1.016

;Calculo de NDVI y de PV (proporción de la vegetación)

ndvi=float((refb5-refb4)/(refb5+refb4))
ndvi_max=max(ndvi)
ndvi_min=min(ndvi)

pv= ((ndvi-ndvi_min)/(ndvi_max-ndvi_min))^2

; emisividad de la superficie (emi_sup). Parámetros necesarios:
Emisividad de la vegetación (ev) y Emisividad del suelo desnudo(es),
extraídos de Pertovt et al 2009.

ev=0.985
es=0.96

;Emisividad de superficie

emi_sup=(pv*ev)+(1-pv)*es

; Calculo de radiación neta instantánea (rni). Además de los
parámetros ya calculados, se necesita : constante de Stephan
Boltzmann's (sigma) en (W m-2 K-4) y Emisividad del aire (ea)

ea= (0.92/10^5)*ta^2
sigma=5.670400*10^(-8)

rni= radin *(1-alb)+emi_sup*ea*sigma*ta^4-emi_sup*sigma*tempb10^4

;Cálculo de la radiación neta diaria (rnd) según resultados del
capítulo 4

    rnd=rni*0.401-25.65

; Calculo de evapotranspiración real (led). Se necesitan los
coeficientes A y B conseguidos en el capítulo 4

B=-40
A=-82

led= rnd+A-B*(tempb10-ta); evapotranspiración en W

led_mm=(led/(2500000))*86400; evapotranspiración en milímetros
end

```