

UNIVERSIDAD DE VALENCIA

**Facultad de Física
Departamento de Física de la Tierra y Termodinámica**



**DESARROLLO DE UN MODELO GENERAL PARA LA
ESTIMACIÓN DE LA RADIACIÓN NETA CON
IMÁGENES DE SATELITE**

**TESIS DOCTORAL
FACUNDO CARMONA
2013**

UNIVERSIDAD DE VALENCIA

Facultad de Física

Departamento de Física de la Tierra y Termodinámica



**DESARROLLO DE UN MODELO GENERAL PARA
LA ESTIMACIÓN DE LA RADIACIÓN NETA CON
IMÁGENES DE SATÉLITE**

TESIS DOCTORAL
FACUNDO CARMONA
2013

UNIVERSIDAD DE VALENCIA

Facultad de Física

Departamento de Física de la Tierra y Termodinámica



POSTGRADO
VNIVERSITAT DE VALÈNCIA

**DESARROLLO DE UN MODELO GENERAL PARA
LA ESTIMACIÓN DE LA RADIACIÓN NETA CON
IMÁGENES DE SATÉLITE**

Memoria presentada por:

FACUNDO CARMONA

para optar al grado de Doctor en Teledetección



VNIVERSITAT
ID VALÈNCIA

POSTGRAU

D. VICENTE CASELLES MIRALLES, Catedrático de Física de la Tierra de la Facultad de Física de la Universidad de Valencia, y **D. RAÚL RIVAS**, Investigador Independiente de la Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires,

DECLARAN: Que la presente Memoria titulada “**DESARROLLO DE UN MODELO GENERAL PARA LA ESTIMACIÓN DE LA RADIACIÓN NETA CON IMÁGENES DE SATÉLITE**”, presentada por D. Facundo Carmona para optar al grado de Doctor en Teledetección, ha sido realizada bajo nuestra dirección. Damos el visto bueno para su presentación ante el Tribunal de doctorado que corresponda.

Y para que así conste, firmamos la presente en

Burjassot, ..27... denoviembre... de 2013

Fdo.: Vicente Caselles Miralles

Fdo.: Raúl Rivas

A mi familia.

Muchas son las personas e instituciones que con su aporte y cooperación han hecho posible la realización de la presente Tesis Doctoral. A todos ellos mi más sincero agradecimiento.

En primer lugar deseo agradecer a mis directores, el Dr. Vicente Caselles Miralles y el Dr. Raúl Rivas, quienes me han brindando todo su apoyo y confianza para realizar el doctorado bajo su dirección. Como tutores, han estado siempre presentes para atender todas mis consultas, aportando invalorable enseñanzas y consejos, dedicando buena parte de tiempo en la corrección de trabajos y, particularmente, en el desarrollo de la presente Tesis Doctoral.

Al Dr. Luís Vives, director del Instituto de Hidrología de Llanuras, quien desde su lugar ha confiado y brindado su apoyo para que pueda realizar mis estudios en el exterior.

Al Dr. César Coll Company y al Dr. Enric Valor i Micó, por su amabilidad y gran calidad humana, de quienes me llevo un grato recuerdo.

A mis profesores, Raquel Niclòs, Guillem Soria, Víctor Estelles, y un largo etcétera, por hacer agradables los cursos de posgrado, además de compartir gratos momentos con algunos de ellos.

A la Dra. Virginia Venturini por responder mis inquietudes y animarme en ésta etapa.

Mención especial para el Dr. Juan Manuel Sánchez Tomás. Gracias Juanma por los consejos, las enseñanzas y sobre todo por tu gran calidad humana, me llevo conmigo muy buenos recuerdos.

A mis compañeros de despacho, Edu, María, Mar, Ma. Ángeles, Celia, Carol y algunos otros no tan asiduos, por su buena predisposición y compañerismo haciéndolo todo más fácil. Claro que no me olvido de Vicente, o Dr. Vicente García Santos para este entonces, muchas gracias por ayudarme en cada detalle y, principalmente, por brindarme tu amistad.

A toda la gente del Departamento de Física de la Tierra y Termodinámica de la Universidad de Valencia, muchas gracias por el gran trato cotidiano.

A mis compañeros del Máster en Teledetección, por hacer sumamente agradables los cursos de posgrado y mi estadía en Valencia. Sarita, Jorge, Carlos, Gonçal, Maura, Fani, José, Amparo y Carlos, sinceramente gracias. Mención especial para mi amigo Jorge Viñas, gracias Jorgito por tu calidad humana, tu complicidad en bromas, discusiones e innumerables aventuras por Valencia.

A todas aquellas personas que tuve el placer de conocer en este tiempo, entre los cuales me vienen a la memoria Ombeline, Fanny, José Luís, David, Filippo, Marcio, Ricardo, Amparo

y un largo etcétera, con quienes en menor o mayor medida compartimos piso, salidas, almuerzos, cenas, entre tantos otros inolvidables momentos en mis estadias por Valencia.

A mis compañeros del Instituto de Hidrología de Llanuras, gracias por todo el apoyo y la confianza. Mención especial para Mauro Holzman y Martín Bayala, excelentes personas y grandes compañeros de trabajo, con quienes espero seguir en colaboración mutua por muchos años más. En esta línea, extendiendo el concepto a Christian y Alberto, con quienes los almuerzos resultan un verdadero momento de distensión y alegría. También, gracias a Dorita, Pablo, José, Marcelo, Seba, Ma. Emilia, Fati, Sofi y tantos otros, con quienes en mayor o menor medida he compartido gratos momentos en estos últimos años.

A mis amigos de Tandil, que siempre estuvieron a mi lado para apoyarme en cada paso que daba. Muchas gracias a Armando, Juan, Víctor, Martín F., Martín S., Chueco, José, Mati, Lucas, Naty, Laura, Romi, Nachito, Facu, Negro, Dani, Leo, y tantos otros que, aunque la memoria me falle, los llevo presente y les agradezco.

Finalmente, en cuanto a personas físicas se refiere, un especial agradecimiento y dedicación de ésta Tesis Doctoral a mis padres, José y Susana, y a mis hermanos, Aldana y Sebastián, por entender mi situación y apoyarme en todo momento. Sería injusto no reconocer que sin ellos no hubiese sido posible, donde un cúmulo de ejemplos y enseñanzas contribuyeron de manera insustituible en este camino. También, quisiera hacer extensivo el agradecimiento y la dedicación a mis abuelos, Ma. Esther y Mario, como así también a mis tíos, primos y al resto de la familia, quienes en alguna u otra oportunidad preguntaron por mí y me animaron a seguir progresando. Claro que tampoco me olvido de Valentina, Brenda y Simón, a quienes llevo presente en cada paso que doy.

La realización de la presente Tesis Doctoral ha sido posible gracias a fondos aportados por la Universidad Nacional del Centro de la provincia de Buenos Aires, el Instituto de Hidrología de Llanuras "Dr. Eduardo J. Usunoff", la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica de Argentina (beca de doctorado, PRH N° 0032), la Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires (beca de perfeccionamiento 2013) y la Universidad de Valencia (exención de tasas académicas, cursos 2010-2011 y 2011-12).

Tandil, 24 de noviembre de 2013

Índice

RESUMEN	1
ÍNDICE DE TABLAS	3
ÍNDICE DE FIGURAS	5
LISTA DE SÍMBOLOS	9
Capítulo 1. INTRODUCCIÓN	13
1.1.- INTRODUCCIÓN.....	15
1.2.- BALANCE ENERGÉTICO.....	16
1.3.- RADIACIÓN NETA.....	17
1.3.1.- RADIACIÓN DE ONDA CORTA.....	19
1.3.2.1.- RADIACIÓN SOLAR GLOBAL.....	19
1.3.2.2.- ALBEDO.....	19
1.3.2.- RADIACIÓN DE ONDA LARGA.....	21
1.3.2.1.- RADIACIÓN DE ONDA LARGA DESCENDENTE.....	21
1.3.2.2.- RADIACIÓN DE ONDA LARGA DE SUPERFICIE.....	23
1.4.- ESTIMACIÓN DE LA RADIACIÓN NETA DESDE SATÉLITE.....	25
1.4.1.- REVISIÓN DE MODELOS.....	27
1.5.- DISCUSIÓN Y PROPUESTA DE TRABAJO.....	31
1.6.- OBJETIVO DE LA TESIS.....	33
1.7.- ESTRUCTURA DE LA TESIS.....	33
Capítulo 2. MODELO	35
2.1.- MODELO PROPUESTO.....	37
2.1.1.- RADIACIÓN NETA DIARIA.....	37
2.1.2.- RADIACIÓN NETA DIURNA.....	40
2.1.3.- CICLO DIURNO DE LA RADIACIÓN NETA.....	42
2.2.- PARÁMETROS DEL MODELO.....	44
2.2.1.- CAMPAÑAS DE MEDIDA UTILIZADAS.....	44
2.2.2.- DETERMINACIÓN DE LOS PARÁMETROS DEL MODELO.....	47

2.3.- RADIACIÓN SOLAR.....	50
2.4.- RADIACIÓN ATMOSFÉRICA DESCENDENTE.....	52
2.5.- DISCUSIÓN DEL MODELO.....	53
Capítulo 3. CAMPAÑAS DE MEDIDA.....	57
3.1.- CAMPAÑAS DE MEDIDA.....	59
3.1.1.- CULTIVO DE MAÍZ - TANDIL.....	59
3.1.2.- CULTIVO DE VIÑA - MALLORCA.....	61
3.1.3.- PRADERA - KANSAS.....	64
3.1.4.- SABANA - MAUN.....	66
Capítulo 4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN.....	71
4.1.- VALIDACIÓN.....	73
4.1.1.- RADIACIÓN NETA DIARIA.....	73
4.1.2.- RADIACIÓN NETA DIURNA.....	81
4.1.3.- CICLO DIURNO DE LA RADIACIÓN NETA.....	84
Capítulo 5. APLICACIÓN REGIONAL.....	89
5.1.- ZONA DE APLICACIÓN Y DATOS UTILIZADOS.....	91
5.2.- METODOLOGÍA.....	93
5.2.1.- REFLECTIVIDAD DE SUPERFICIE.....	95
5.2.2.- ALBEDO Y EMISIVIDAD DE SUPERFICIE.....	97
5.2.3.- TEMPERATURA DE SUPERFICIE.....	99
5.3.- RESULTADOS	99
Capítulo 6. CONCLUSIONES.....	109
BIBLIOGRAFÍA.....	115

Resumen

La radiación neta, Rn , representa la suma de todas las contribuciones de flujos de radiación de onda corta y larga que entran y salen de la superficie. El estudio de la Rn es de gran importancia, dado que es el parámetro de entrada en el cálculo de la evapotranspiración y variable principal de diversos procesos físicos y biológicos a nivel de superficie. Su interés no se limita al registro de datos puntuales, sino que es de gran utilidad poder conocer su variación espacio-temporal a escala regional.

La variabilidad espacial de la Rn se modela adecuadamente con el uso conjunto de medidas de terreno, datos atmosféricos e imágenes de satélite, obteniéndose como producto un mapa regional de su magnitud instantánea, Rn_i . Sin embargo, muchas de sus aplicaciones, como por ejemplo los modelos de evapotranspiración, necesitan como entrada la magnitud promedio diaria, Rn_d , promedio diurna, Rn_D , o la radiación neta en diferentes horarios del día, Rn_{t_2} , constituyendo el ciclo diurno. Por lo tanto, es necesario introducir algún tipo de modelo que relacione la magnitud instantánea con la información que se requiere en cada caso. En este sentido, existe un reducido número de modelos que permitan extender la Rn_i a otras escalas o instantes de tiempo, mostrando en general algún tipo de limitación y siendo que ninguno de ellos posee la capacidad de responder a las tres situaciones planteadas. En esta dirección, en la presente Tesis Doctoral se propone un modelo general para la estimación de la radiación neta con datos de satélite y meteorológicos. La propuesta metodológica se resume en las siguientes tres ecuaciones:

$$Rn_d = C_d Rn_i = \left[\frac{Rn_d}{Rn_i} \right]_{ref} Rn_i \quad (I)$$

$$Rn_D = C_D Rn_i = \left[\frac{Rn_D}{Rn_i} \right]_{ref} Rn_i \quad (II)$$

$$Rn_{t_2} = C_{t_2,i} Rn_i = \left[\frac{Rn_{t_2}}{Rn_i} \right]_{ref} Rn_i \quad (III)$$

donde los cocientes C_d , C_D y $C_{t_2,i}$ son calculados localmente sobre una *superficie de referencia (ref)*, con valores conocidos de albedo y de emisividad de superficie, α_{ref} y

ε_{ref} respectivamente, y una condición óptima de humedad que permite asumir una temperatura de superficie (T_s) similar a la del aire (T_a). En esta Tesis Doctoral se comprueba la invariancia del cociente C_d con la superficie, ya utilizada en modelos previos, y se extiende dicho concepto a los cocientes C_D y $C_{i2,i}$, que representan la razón entre la magnitud diurna (D) e instantánea (i) de la Rn , y entre las magnitudes en los instantes t_2 (incógnita) e i , respectivamente.

A partir de una serie de medidas locales registradas en Tandil (2007 - 2010) sobre pastizal, cultivos extensivos de soja y avena y rastrojo, se determinan los valores $\alpha_{ref} = 0,17$ y $\varepsilon_{ref} = 0,97$ como la mejor combinación para el modelo propuesto. Posteriormente, el modelo se valida con datos de cuatro campañas de medida llevadas a cabo en diferentes sitios del mundo, con condiciones variadas de ambientes y cubiertas. Las campañas de medida utilizadas corresponden a datos registrados sobre cultivos de maíz (Tandil) y viña (Mallorca), en una pradera (Kansas) y una sabana (Maun).

En la validación se consideran distintos grados de disponibilidad de datos de terreno. Cuando se disponen de medidas de radiación solar (Rs_{\downarrow}), radiación de onda larga descendente (Rl_{\downarrow}) y T_a , el modelo presenta errores entre 2 y 5 %, prácticamente sin sesgo y muy buenos acuerdos entre valores medidos y estimados ($r^2 \geq 0,93$), para sus tres variantes (Rn_d , Rn_D y Rn_{i2}). Al modelar la Rl_{\downarrow} con medidas de temperatura/humedad relativa del aire y la Rs_{\downarrow} con ecuaciones empíricas, se observa una degradación lógica de los resultados, aunque en general los errores se ubican por debajo del 10 % y con buenas concordancias entre valores medidos y estimados. Este punto es importante, porque aún con datos de una estación meteorológica convencional el modelo presenta un funcionamiento consistente, valorando su capacidad. A continuación, el modelo se aplica a escala regional con imágenes Landsat, donde se elaboran mapas de Rn_d , Rn_D y Rn_{i2} en el partido de Tandil (Argentina), y se pone de manifiesto la capacidad de reproducir tanto las variaciones espaciales como temporales de la Rn . Una comparación entre medidas de terreno y los datos de los mapas elaborados confirman la capacidad del modelo, con errores entre 2 y 4 %.

Finalmente, resulta importante destacar que el modelo que se presenta aquí es independiente de la latitud del lugar, hora y fecha de paso del satélite, siendo aplicable a misiones de satélite pasadas, actuales y futuras, siempre y cuando incluyan bandas en la región del espectro solar y térmico que permitan, a priori, obtener la Rn_i .

Índice de Tablas

Tabla 1.1. Valores medios de albedo para diferentes tipos de superficie.	20
Tabla 1.2. Valores de emisividad ε (8 – 14 μm) para diferentes superficies.	24
Tabla 2.1. Campañas de medida llevadas a cabo en el partido de Tandil (2007-2010).	45
Tabla 2.2. Resumen estadístico de las medidas registradas en las campañas experimentales llevadas a cabo en Tandil (2007-2010). Número de datos (horarios) $n = 20.160$ (840 días).	47
Tabla 2.3. Cantidad de datos disponibles de las campañas de medida consideradas. ...	47
Tabla 2.4. Estadísticos de la evaluación del modelo considerando diferentes valores de albedo para la superficie hipotética de referencia. $n = 856$, $\overline{Rn_d} = 170 \text{ W m}^{-2}$. Se resalta en color el mejor resultado.	48
Tabla 2.5. Resumen estadístico de la evaluación del modelo para el cálculo de la Rn_d , la Rn_D y la Rn_2	54
Tabla 3.1. Resumen estadístico de las medidas registradas con los equipos CNR-1 y CS215-L16 sobre el cultivo de maíz. Número de datos (horarios) $n = 3.144$	61
Tabla 3.2. Resumen estadístico de las medidas registradas con los equipos CNR-4 y las medidas de temperatura/humedad relativa del aire. Número de datos (horarios) $n = 2.448$	64
Tabla 3.3. Resumen estadístico de las medidas de los términos de radiación y de la temperatura/humedad relativa del aire en la zona FIFE, entre el 27 de mayo y el 16 de octubre de 1987. Número de datos (horarios) $n = 3.408$	66
Tabla 3.4. Resumen estadístico de las medidas de los términos de radiación y de la temperatura/humedad relativa del aire registrados en la torre micrometeorológica durante el proyecto SAFARI 2000. Número de datos (horarios) $n = 3.624$	69
Tabla 4.1. Resumen estadístico de la validación del modelo propuesto para el cálculo de la Rn_d . Los mejores resultados se resaltan en color.	75
Tabla 4.2. Valores promedios diarios y horarios, con sus desviaciones estándar, de la temperatura, humedad relativa y presión de vapor del aire para los datos utilizados en la validación del modelo.	77

Tabla 4.3. Resumen estadístico de la evaluación de los modelos semiempíricos de Brutsaert (1975) (BT) y Swinbank (1963) (SW) para la estimación de la $RI_{\downarrow i}$ y la $RI_{\downarrow d}$. Los peores resultados se resaltan en color.	78
Tabla 4.4. Resumen estadístico de la evaluación del cálculo de la radiación solar, $RS_{\downarrow i}$ y la $RS_{\downarrow d}$, por medio de la Ecuación (2.14). Los mejores resultados se resaltan en color.	80
Tabla 4.5. Resumen estadístico de la validación del modelo propuesto para el cálculo de la Rn_D	82
Tabla 4.5. Continuación.	83
Tabla 4.6. Resumen estadístico de la validación del modelo propuesto para el cálculo de la Rn_{i2}	86
Tabla 5.1. Fecha y sensor de las imágenes de satélite seleccionadas, cubierta de las campañas de medida desarrolladas en simultáneo y ubicación de las mismas.	93
Tabla 5.2. Valores de RS_{\downarrow} ($W m^{-2}$), T_a ($^{\circ}C$), HR (%) y $RI_{\downarrow MRLM-1}$ ($W m^{-2}$) utilizados en la estimación de la Rn_i	101
Tabla 5.3. Medidas en terreno versus valores calculados de albedo, temperatura de superficie, radiación neta instantánea, radiación neta diaria y diurna.	103
Tabla 5.4. Resumen estadístico entre las medidas de terreno y los valores modelados del ciclo diurno de radiación neta.	106

Índice de Figuras

Figura 1.1. Términos de la <i>ecuación de balance de energía</i> en superficie sobre (a) una superficie húmeda de día, (b) una superficie húmeda de noche y (c) una superficie seca de día (modificado de Rouse (1979)).	17
Figura 1.2. Componentes de la radiación neta registrados sobre pastizal en Tandil, para un día despejado.	18
Figura 1.3. Esquema para la generación de un mapa de Rn_d por medio del producto entre la Rn_i calculada con datos de satélite y el cociente C_d en el instante de captura de la imagen.	26
Figura 1.4. Cociente $C_d = [Rn_d/Rn_i]_{local}$ en función de la hora local para días con cielo despejado (145 días despejados, período 2007 - 2010).	26
Figura 2.1. Representación de la invariancia espacial del cociente C_d . La cruz roja indica el lugar de instalación de un radiómetro neto, si es que se cuenta con uno.	38
Figura 2.2. Esquema del cálculo del cociente C_d a partir del modelo propuesto.	39
Figura 2.3. Componentes de la radiación neta (Rs_{\downarrow} , Rs_{\uparrow} , RI_{\downarrow} y RI_{\uparrow}), Rn_i , Rn_{i+} , Rn_d y Rn_D registradas sobre una cubierta de pastizal (12/02/2009, Tandil).	42
Figura 2.4. Radiación neta en función de la hora local para un día despejado. Se representa como estimar la Rn en la hora t_2 a partir del valor calculado a la hora de paso del satélite, t_1 .	43
Figura 2.5. Ubicación de partido de Tandil (representado en falso color compuesto) y sitios de medida: (1) <i>Los Pilucos</i> , (2) <i>UNCPBA</i> y (3) <i>Laura Leofú</i> .	45
Figura 2.6. Imágenes de las campañas de medida llevadas a cabo en Tandil (2007-2010) sobre pastizal, cultivos de avena y soja, y rastrojo.	46
Figura 2.7. $PRMSE$ en función del valor de α_{ref} (izquierda, con $\varepsilon_{ref} = 0,97$) y en función de la ε_{ref} (derecha, con $\alpha_{ref} = 0,17$) en la evaluación del modelo.	49
Figura 2.8. Valores estimados de la radiación neta diaria versus valores medidos, para primavera-verano (cuadrados verdes) y otoño-invierno (rombos rojos).	49
Figura 2.9. Radiación solar medida con el piranómetro $CM3_{up}$ (rombos azules) y radiación solar teórica (línea roja).	51
Figura 2.10. Valores estimados versus observados de la Rn_d (arriba izquierda), la Rn_D (arriba derecha) y la Rn_{i2} (abajo), considerando los datos registrados en Tandil.	55

Figura 3.1. Estaciones de balance de energía en el cultivo de maíz: a) instalación de sensores en la etapa de desarrollo del cultivo (izquierda) y b) el cultivo en su etapa de floración (derecha).	59
Figura 3.2. Personal de apoyo a la investigación (IHLLA-CICPBA) instalando los equipos de medida (izquierda) y radiómetro neto CNR-1 (derecha) sobre el cultivo de maíz.	60
Figura 3.3. Serie de datos de los componentes de la radiación neta registrados por el radiómetro neto CNR-1 sobre el cultivo de maíz a lo largo de la campaña de medida..	61
Figura 3.4. Viña experimental de la UIB (izquierda) y sensores de temperatura radiativa instalados (derecha).	62
Figura 3.5. Estación meteorológica (izquierda arriba), datalogger CR1000 (izquierda abajo) y radiómetro neto CNR-4 instalado sobre la viña experimental de la UIB (derecha).	63
Figura 3.6. Medidas de los términos de la radiación neta registradas en la viña de la UIB.	63
Figura 3.7. Imágenes de la pradera de Kansas en la zona FIFE.	64
Figura 3.8. Medidas de los términos de la radiación neta registrados en la experiencia FIFE, mayo - octubre de 1987.	66
Figura 3.9. Imágenes de la sabana de Maun en la zona aledaña a la torre de medidas.	67
Figura 3.10. Imágenes de la torre micrometeorológica (izquierda abajo y derecha) y los equipos HMP 45a y CNR-1 (izquierda arriba) instalados en ella.	68
Figura 3.11. Medidas de los términos de la radiación neta registrados en la torre micrometeorológica de la experiencia SAFARI 2000.	69
Figura 4.1. Valores estimados de radiación neta diaria versus valores medidos, para las cuatro campañas de medida consideradas.	75
Figura 4.1. Continuación.	76
Figura 4.2. Valores estimados de radiación de onda larga descendente versus valores medidos.....	79
Figura 4.3. Valores calculados de la radiación solar versus valores medidos en terreno.	81
Figura 4.4. Valores estimados de radiación neta diurna versus valores medidos, para las cuatro campañas de medida consideradas.	83
Figura 4.4. Valores estimados de la radiación neta horaria versus valores medidos. ...	87

Figura 5.1. Zona de aplicación del modelo: imagen en color verdadero del partido de Tandil.	91
Figura 5.2. Recorte del mapa de cobertura de suelo <i>GlobCover 2009</i> para el partido de Tandil.	92
Figura 5.3. Esquema metodológico del modelo propuesto para estimar la radiación neta diaria, radiación neta diurna y el ciclo diurno de radiación neta con datos meteorológicos y de satélite.	94
Figura 5.4. Mapas de emisividad de superficie, ϵ , para las fechas (a) 16/11/2008, (b) 14/01/2010, (c) 22/01/2010 y (d) 06/01/2013.	99
Figura 5.5. Mapas de albedo, α , para las fechas (a) 16/11/2008, (b) 14/01/2010, (c) 22/01/2010 y (d) 06/01/2013.	100
Figura 5.6. Mapas de temperatura de superficie, T_s , para las fechas (a) 16/11/2008, (b) 14/01/2010, (c) 22/01/2010 y (d) 06/01/2013.	100
Figura 5.7. Mapas de radiación neta instantánea, Rn_i , para las fechas (a) 16/11/2008, (b) 14/01/2010, (c) 22/01/2010 y (d) 06/01/2013.	101
Figura 5.8. Mapas de radiación neta diaria, Rn_d , para las fechas (a) 16/11/2008, (b) 14/01/2010, (c) 22/01/2010 y (d) 06/01/2013.	102
Figura 5.9. Mapas de radiación neta diurna, Rn_D , para las fechas (a) 16/11/2008, (b) 14/01/2010, (c) 22/01/2010 y (d) 06/01/2013.	102
Figura 5.10. Mapas del ciclo diurno de radiación neta para las fechas (a) 16/11/2008, (b) 14/01/2010, (c) 22/01/2010 y (d) 06/01/2013.	104
Figura 5.10. Continuación.	105
Figura 5.11. Ciclo diurno de radiación neta para las cuatro fechas seleccionadas. Valores registrados en terreno y valores estimados con el modelo propuesto.	106

Lista de Símbolos

LE = flujo de calor latente o evapotranspiración [W m^{-2}]
 H = flujo de calor sensible [W m^{-2}]
 G = flujo de calor en el suelo o geotérmico [W m^{-2}]
 Rn = radiación neta [W m^{-2}]
 Rs_{\downarrow} = radiación solar [W m^{-2}]
 Rs_{\uparrow} = radiación solar reflejada por la superficie [W m^{-2}]
 Rl_{\downarrow} = radiación de onda larga descendente de la atmósfera [W m^{-2}]
 Rl_{\uparrow} = radiación de onda larga que sale de la superficie [W m^{-2}]
 $Rl_{\uparrow S}$ = radiación de onda larga emitida por la superficie [W m^{-2}]
 Rs_N = radiación solar neta [W m^{-2}]
 Rl_N = radiación de onda larga neta [W m^{-2}]
 Rn_i = radiación neta instantánea [W m^{-2}]
 Rn_d = radiación neta promedio diaria [W m^{-2}]
 Rn_D = radiación neta promedio diurna [W m^{-2}]
 R_a = radiación solar recibida al tope de la atmósfera [W m^{-2}]
 I_0 = constante Solar [W m^{-2}]
 σ = constante de Stefan-Boltzman [$\text{W m}^{-2} \text{K}^{-4}$]
 α = albedo de superficie [-]
 ε = emisividad de superficie [-]
 ε_a = emisividad efectiva de la atmósfera [-]
 C_d = cociente entre la radiación neta diaria y la instantánea [-]
 C_D = cociente entre la radiación neta promedio diurna y la instantánea [-]
 C_{i_2, t_1} = cociente entre la radiación neta en los instantes t_2 y t_1 [-]
 p = presión atmosférica [kPa]
 p_s = presión atmosférica en superficie [kPa]
 e_a = presión de vapor del aire [hPa]
 e_s = presión de vapor saturado del aire [hPa]
 HR = humedad relativa del aire [%]

T = temperatura [K]
 T_S = temperatura de superficie [K]
 T_a = temperatura del aire [K]
 N = duración de la insolación [h]
 N' = duración del periodo con radiación neta positiva [h]
 t_s = hora solar [h]
 t = hora local [h]
 L_c = corrección debida a la longitud [h]
 S_c = corrección estacional para hora solar [h]
 δ = declinación solar [rad]
 ω_s = ángulo horario de radiación a la hora de la puesta del sol [rad]
 ω = ángulo horario [rad]
 ϕ = ángulo de elevación solar [rad]
 φ = latitud [rad]
 θ_z = ángulo cenital solar [rad]
 K_t = coeficiente de turbiedad del aire [-]
 d = inversa de la distancia relativa Tierra-Sol [-]
 D = día del año [-]
 ND_{λ_s} = números digitales [-]
 $\rho_{\lambda_{TOA}}$ = reflectividad al tope de la atmósfera [-]
 ρ_{λ_S} = reflectividad de superficie [-]
 τ = transmisividad [-]
 τ_{λ_V} = transmisividad atmosférica entre la superficie y el sensor de satélite [-]
 τ_{λ_z} = transmisividad atmosférica en la dirección de iluminación del Sol [-]
 P_V = proporción de vegetación [-]
 $NDVI$ = índice de vegetación de diferencia normalizada [-]
 λ = longitud de onda [μm]
 $B(T)$ = función de Planck [$\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$]
 $L_{\lambda_{SAT}}$ = radiancia de satélite [$\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$]
 L_{λ_p} = radiancia ascendente de onda corta emitida por la atmósfera [$\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$]
 $L_{\lambda_{atm}}^{\uparrow}$ = radiancia ascendente emitida por la atmosfera hacia el sensor [$\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$]

L_{atm}^{\downarrow} = irradiancia descendente emitida por la atmosfera [$\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$]

$E_{\lambda 0}$ = irradiancia solar espectral exoatmosférica [$\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$]

$E_{\lambda down}$ = irradiancia atmosférica descendente de onda corta [$\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$]

Capítulo 1

INTRODUCCIÓN

1.1.- INTRODUCCIÓN

La radiación neta (R_n) representa la suma de todas las contribuciones de flujos de radiación de onda corta y larga que entran y salen de la superficie. Su estudio es de gran importancia, dado que es el parámetro de entrada en el cálculo de la evapotranspiración y es la variable principal que controla diversos procesos físicos y biológicos a nivel de superficie (Rosenberg *et al.*, 1983). En general, la R_n es positiva durante el día y negativa durante la noche. El valor promedio diario de la R_n es casi siempre positivo a excepción de casos extremos que se dan en latitudes altas (Allen *et al.*, 1998).

Conocer la R_n tiene mayor relevancia que la radiación solar (R_s) dado que es fundamental en aplicaciones físicas, agronómicas y biológicas. Sin embargo, mientras resulta común disponer de datos de R_s , que suelen medirse en estaciones meteorológicas convencionales, rara vez se dispone de datos de R_n , debido a limitaciones económicas y técnicas asociadas con la medida directa (Samani *et al.*, 2007).

Cuando es posible disponer de medidas puntuales de R_n , éstas limitan su aplicación a pequeñas áreas y no tienen la capacidad de representar la variación espacial presente en una región. En este sentido, diferentes grupos de investigación centraron sus esfuerzos en la estimación de la R_n tanto a escala local como regional (por ej. Bisht *et al.*, 2005; Wang y Liang, 2008; Kjaersgaard y Cuenca, 2009, entre otros). En el primer caso, se utilizan datos medidos en estaciones de terreno para obtener la R_n local, mientras que en segundo lugar, se combinan datos de terreno, datos atmosféricos e imágenes de satélite para representar la variación espacial de la R_n (Ma *et al.*, 2002).

A escala regional, la variabilidad espacial se incorpora principalmente por medio de mapas de albedo, temperatura y emisividad de superficie, logrados a partir de datos de satélite. Sin embargo, estos datos son de carácter instantáneo cuando en general muchas de las aplicaciones agrícolas y de los modelos de estimación de la evapotranspiración necesitan como entrada la radiación neta promedio diaria, la radiación neta promedio diurna o el ciclo diurno de radiación (Bisht *et al.*, 2005).

Como se describirá más adelante, existe un reducido número de modelos para extender la R_n instantánea de satélite a una escala de tiempo diaria, diurna o, también, para poder completar el ciclo diurno de radiación. En general, estos modelos suelen estar limitados por el lugar de aplicación, fecha del año y hora de paso de satélite,

presentando errores de estimación significativos cuando no se respetan las condiciones específicas de desarrollo de cada modelo en particular. Además, no existe hoy en día un modelo o metodología que sea de aplicación para obtener la Rn en todas las escalas (diaria, diurna y ciclo diurno) que habitualmente se requieren para modelos de evapotranspiración, principalmente. En este contexto, surge la motivación de la presente Tesis Doctoral, la cual se centra en poder desarrollar un modelo general para la estimación de la Rn con datos captados desde satélite, tanto a escala diaria, como el ciclo diurno y su valor integrado.

A continuación, en este primer capítulo, se presentan los conceptos básicos asociados a la Rn , una revisión y discusión de modelos para su estimación desde satélite, la estructura y los objetivos de la Tesis Doctoral.

1.2.- BALANCE ENERGÉTICO

La Rn se distribuye en diversos procesos biofísicos en superficie, constituyendo el término principal del balance energético. Si se considera un sistema formado por la vegetación, el suelo y la atmósfera que los rodea, el balance energético se expresa convenientemente por medio de la *ecuación de balance de energía* en superficie, que al desprestigiar los flujos de energía asociados a la fotosíntesis, al almacenamiento de calor y a la advección, viene dada por (Carmona *et al.*, 2011):

$$Rn = LE + H + G \quad (1.1)$$

donde LE es el producto entre el calor latente de vaporización (L) y la tasa de evapotranspiración (E), y constituye el flujo de calor latente o evapotranspiración, H es el flujo de calor sensible y G es el flujo de calor en el suelo o geotérmico.

El uso más común de la *ecuación de balance de energía* es para estimar el LE como término residual, por lo que se deben obtener Rn , H y G previamente. En la Figura 1.1 se presentan los términos del *balance de energía* en superficie para tres casos diferentes, la magnitud relativa de cada término es coincidente con el tamaño de cada flecha. Como se puede observar, la presente Tesis Doctoral se centra en el término de mayor peso, la Rn .

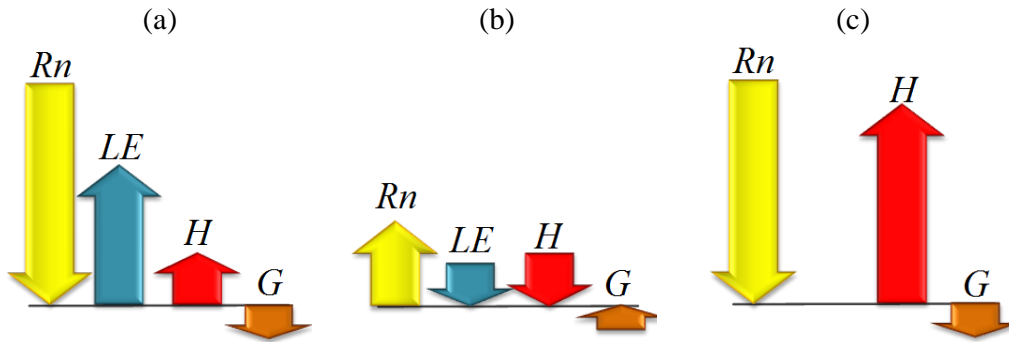


Figura 1.1. Términos de la *ecuación de balance de energía* en superficie sobre (a) una superficie húmeda de día, (b) una superficie húmeda de noche y (c) una superficie seca de día (modificado de Rouse (1979)).

1.3.- RADIACIÓN NETA

La R_n se puede expresar como:

$$\begin{aligned}
 R_n &= [R_{s\downarrow} - R_{s\uparrow}] + [R_{l\downarrow} - R_{l\uparrow}] = \\
 &= [R_{s\downarrow} - R_{s\uparrow}] + [R_{l\downarrow} - (R_{l\uparrow s} + (1 - \varepsilon)R_{l\downarrow})]
 \end{aligned}
 \tag{1.2}$$

donde $R_{s\downarrow}$ es la radiación solar global o de onda corta recibida, $R_{s\uparrow}$ es la radiación solar global reflejada por la superficie, $R_{l\downarrow}$ es la radiación de onda larga descendente de la atmósfera, $R_{l\uparrow}$ es la radiación de onda larga que sale de la superficie, $R_{l\uparrow s}$ es la radiación de onda larga emitida por la propia superficie y ε es la emisividad de superficie (Brutsaert, 1984). El primer término entre corchetes constituye la radiación solar global neta, R_{s_N} , mientras que el segundo término es la radiación de onda larga neta, R_{l_N} . Por lo tanto, la Ecuación (1.2) se puede escribir de la siguiente manera (García *et al.*, 2007):

$$R_n = R_{s_N} + R_{l_N}
 \tag{1.3}$$

Dentro del balance radiativo de onda corta, la R_{sN} representa la porción del flujo de radiación solar global que queda disponible en superficie, pues una parte de ella es ‘devuelta’, en mayor o menor proporción, por reflexión.

Por otro lado, en el balance radiativo de onda larga, la RI_N constituye la diferencia entre el *flujo de radiación recibido o entrante*, por emisión de la atmósfera hacia el suelo (RI_{\downarrow}), y el *flujo de radiación saliente* (RI_{\uparrow}), que representa la suma de la propia emisión de la superficie ($RI_{\uparrow s}$) y la porción de radiación de la atmósfera reflejada en ella ($(1 - \epsilon) RI_{\downarrow}$).

En la Figura 1.2 se muestra, a modo de ejemplo, los componentes de la R_n , radiación de onda corta y larga entrante y saliente, que se registraron por un radiómetro neto CNR-1 (Kipp & Zonen) cada 15 min en una campaña de medida sobre pastizal llevada a cabo en Tandil (Argentina).

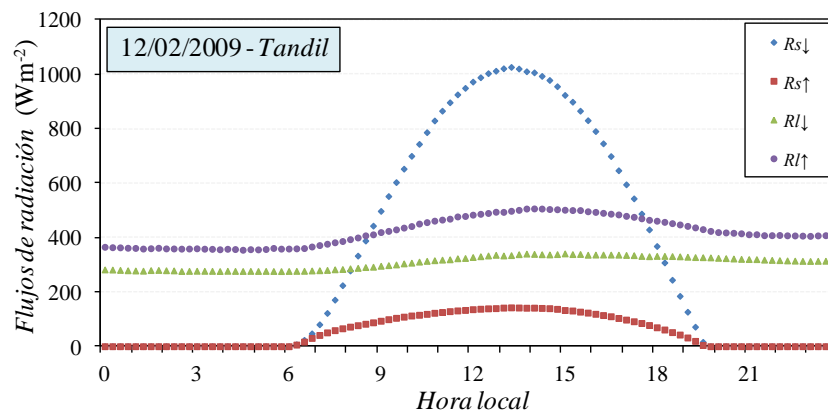


Figura 1.2. Componentes de la radiación neta registrados sobre pastizal en Tandil, para un día despejado.

En la Figura 1.2, se observa que durante el día la $R_{s\downarrow}$ representa el término de mayor peso, donde la $R_{s\uparrow}$ es una proporción de ésta (regulada por el albedo), mientras que durante la noche su valor cae a cero por ausencia del Sol. Por otro lado, los términos de onda larga se mantienen poco variables durante todo el día (en condiciones de cielo despejado), siendo por regla general siempre mayor el término de radiación saliente de la superficie que la radiación entrante por emisión de la atmósfera.

A continuación, se describen en detalle los términos de radiación de onda corta, primero, y de radiación de onda larga después.

1.3.1.- RADIACIÓN DE ONDA CORTA

1.3.1.1.- RADIACIÓN SOLAR GLOBAL

La radiación de onda corta es el flujo radiante que resulta directamente de la radiación solar. La mayor parte se concentra en el rango espectral de 0,1 a 4 μm . Al tope de la atmósfera este flujo, denominado *constante solar*, es aproximadamente 1367 Wm^{-2} (Niemelä *et al.*, 2001a). Al pasar a través de la atmósfera, se modifica el flujo de radiación solar debido a procesos de dispersión, absorción y reflexión que se dan con diferentes tipos de moléculas y partículas coloidales, ocasionando un flujo directo y otro difuso de radiación de onda corta, por lo tanto la radiación solar *global* en superficie resulta:

$$R_{s\downarrow} = R_{s\downarrow\text{directa}} + R_{s\downarrow\text{difusa}} \quad (1.4)$$

donde $R_{s\downarrow\text{directa}}$ es la radiación solar directa y $R_{s\downarrow\text{difusa}}$ es la radiación solar difusa del cielo (más detalles ver Niemelä *et al.*, 2001a).

La $R_{s\downarrow}$ se mide fácilmente en superficie por medio de piranómetros, y sus datos generalmente se encuentran disponibles en los sitios web de servicios meteorológicos nacionales, universidades, redes solarimétricas internacionales y organizaciones agropecuarias, entre otras. Entonces, es posible crear mapas regionales interpolando los datos registrados en una red de estaciones distribuidas a través de una región de estudio.

Además, la $R_{s\downarrow}$ se puede calcular a partir de ecuaciones básicas que tienen en cuenta el día del año, la hora y la posición geográfica (ver Allen *et al.*, 1998). Otra alternativa interesante es obtenerla a partir de modelos que utilizan datos de satélite (Jacobs *et al.*, 2000), por ejemplo a partir del modelo CLIRAD-SW-M del CPTEC-Brasil (Tarasova *et al.*, 2007).

1.3.1.2.- ALBEDO

En términos de salida de energía del sistema, la radiación solar global reflejada por la superficie se expresa como:

$$Rs_{\uparrow} = Rs_{\downarrow} \alpha \quad (1.5)$$

donde α es el albedo de la superficie y representa el valor medio de la reflectividad espectral hemisférica en el espectro solar, que incluye tanto la porción de radiación solar directa como difusa reflejada.

En el caso de una superficie rugosa ideal, el albedo debería ser independiente de la dirección del haz primario de radiación. Sin embargo, para la mayoría de las superficies naturales la fracción de la radiación directa y difusa reflejada depende de la dirección de iluminación, en definitiva depende de la posición del Sol para el caso de la superficie terrestre.

El albedo de los suelos depende de su color, humedad, contenido de materia orgánica y de la rugosidad de la superficie. Los suelos con tonalidades claras, que reflejan más radiación solar, poseen valores de albedo mayores a los suelos oscuros. El albedo de la vegetación depende del tipo de vegetación pero también de la distribución y arquitectura de la cubierta (Ibáñez, 1998). En la Tabla 1.1 se presenta un breve resumen de valores de albedo para diferentes superficies (Brutsaert, 1984).

Tabla 1.1. Valores medios de albedo para diferentes tipos de superficie.

<i>Naturaleza de la superficie</i>	<i>Albedo</i>
Agua profunda	0,04 – 0,08
Suelos húmedos oscuros; campos arados	0,05 – 0,15
Suelos grises; campos desnudos	0,15 – 0,25
Suelos secos; desierto	0,20 – 0,35
Arena blanca; cal	0,30 – 0,40
Hierba verde y otras vegetaciones cortas (por ej. alfalfa, patatas, remolacha)	0,15 – 0,25
Hierba seca; rastrojo	0,15 – 0,20
Pradera seca y sabana	0,20 – 0,30
Bosques de coníferas	0,10 – 0,15
Bosques caducifolios	0,15 – 0,25
Bosques con nieve derretida	0,20 – 0,30
Cubierta de nieve vieja y sucia	0,35 – 0,65
Cubierta de nieve estable y limpia	0,60 – 0,75
Nieve fresca	0,80 – 0,90

Es posible obtener el albedo de las superficies a partir de datos registrados por *Albedómetros*, que básicamente son equipos compuestos por dos piranómetros, uno de ellos registra la radiación solar global entrante y el otro la radiación solar global reflejada en la superficie. También, se pueden obtener mapas de albedo utilizando datos de satélite, para ello se utilizan bandas ubicadas dentro del espectro solar y se aplican ecuaciones validadas con datos de terreno. En este sentido, se puede consultar los trabajos de [Starks *et al.* \(1991\)](#), [Dubayah, \(1992\)](#) y [Liang *et al.* \(2002\)](#) entre otros.

1.3.2.- RADIACIÓN DE ONDA LARGA

La radiación de onda larga es el flujo radiante que resulta de la emisión de los gases atmosféricos y la superficie terrestre. Estos se encuentran a una temperatura mucho menor que la del Sol, por lo tanto emiten radiación en longitudes de onda mayores que la radiación solar. Prácticamente no hay superposición con el espectro solar, siendo que la mayor parte de la radiación que emite la superficie terrestre y la atmósfera está contenida en el intervalo espectral de 4 a 100 μm .

Al estudiar la radiación de onda larga, en el balance radiativo, es necesario modelizar por separado los términos de emisión de la atmósfera y de la superficie terrestre. A continuación, se explica cada una de ellos.

1.3.2.1.- RADIACIÓN DE ONDA LARGA DESCENDENTE

La radiación de onda larga descendente, Rl_{\downarrow} , se emite principalmente desde moléculas de H_2O , CO_2 y O_3 y gotas de agua de nubes ([Idso y Jackson, 1969](#)). Esta componente de la radiación neta se puede medir de forma directa por medio del uso de pirgeómetros, sin embargo estas medidas no son habituales en estaciones meteorológicas. Es por ello que, en general, se estima a través del uso de modelos que requieren información meteorológica ([Duarte *et al.*, 2006](#)).

Cuando la dispersión es despreciable (lo cual se aproxima bastante para la radiación de onda larga en condiciones de cielo despejado), el flujo de Rl_{\downarrow} recibido en la superficie terrestre viene dado por:

$$Rl_{\downarrow} = -\int_0^{\infty} \int_{p_s}^0 \pi B_{\lambda} [T(p)] \frac{\partial \tau_{\lambda}(p_s, p)}{\partial p} dp d\lambda \quad (1.6)$$

donde p es la presión atmosférica, p_s es la presión atmosférica en superficie, T es la temperatura, λ es la longitud de onda, B_λ es la función de Planck monocromática y τ_λ es la transmisividad del flujo monocromático desde el nivel de presión p al nivel p_s (Niemelä *et al.*, 2001b). Si se conocen con detalle las propiedades más relevantes de la columna de aire sobre la superficie (perfiles de temperatura, humedad y presión), es posible resolver la Ecuación (1.6) por medio de *códigos de transferencia radiativa* (CTR), estimando la Rl_\downarrow con suficiente exactitud (en algunos casos se pueden utilizar datos atmosféricos de estaciones de radiosondeo lanzados con globos de Helio o, también, a partir de perfiles atmosféricos logrados con satélite). En este sentido, algunos de los CTR que se pueden utilizar son el LOWTRAN (Kneizys *et al.*, 1988), el MODTRAN (Snell *et al.*, 1995), el SBDART (Ricchiazzi *et al.*, 1998) o el STREAMER (Key y Schweiger, 1998), entre otros.

En contrapartida, si bien los CTR tienen la capacidad de describir los procesos reales de emisión y absorción presentes en la atmósfera, la falta de información detallada tiende a limitar su utilización (Wright, 1999). En este sentido, Viúdez-Mora *et al.* (2009) pusieron de manifiesto la degradación de los resultados cuando no se dispone de radiosondeos atmosféricos y debe recurrirse al uso de una ‘atmósfera estándar’.

Es por ello que la estimación de la Rl_\downarrow se suele hacer a partir de *modelos semiempíricos* que consideran variables meteorológicas comúnmente medidas a nivel de superficie (en la generalidad de los casos se realizan a 2 y 10 m sobre la superficie), siendo estos sumamente operativos y relativamente precisos si sus parámetros se ajustan a las condiciones locales. La simplicidad de estos modelos implica tener en cuenta algunas suposiciones con respecto a la estructura vertical de la atmósfera. Desde el punto de vista de la irradiancia térmica atmosférica, es posible considerar a la atmósfera como un cuerpo gris donde la Rl_\downarrow se expresa como (Carmona *et al.*, 2013a):

$$Rl_\downarrow = \varepsilon_a \sigma T_a^4 \quad (1.7)$$

siendo σ la constante de Stefan-Boltzman igual a $5,67 \cdot 10^{-8} \text{ Wm}^{-2} \text{ K}^{-4}$, T_a (K) la temperatura del aire a un nivel de referencia y ε_a (adimensional) la emisividad efectiva de la atmósfera.

En general, en *condiciones de cielo despejado*, la ε_a (adimensional) se modela como una función de la temperatura del aire y/o la presión de vapor, donde es preferible ajustar los parámetros del modelo a las condiciones locales presentes. Por ejemplo, en [Carmona et al. \(2013a\)](#) se ajustaron varios modelos para la región pampeana sub-húmeda de Argentina, y se propusieron dos nuevos modelos basados en funciones de regresión lineal múltiple, siendo el modelo denominado *MLRM-1* (del inglés *multiple linear regression model - 1*) el que mejor funcionamiento presentó en la región de validación ($MBE = 1 \text{ W m}^{-2}$, $RMSE = 12 \text{ W m}^{-2}$, $PRMSE = 4 \%$ y $r^2 = 0,90$). El modelo *MLRM-1* se expresa como:

$$Rl_{\downarrow} = \varepsilon_a \sigma T_a^4 = (-0,88 + 5,2 \cdot 10^{-3} T_a + 2,02 \cdot 10^{-3} HR) \sigma T_a^4 \quad (1.8)$$

siendo T_a y HR la temperatura absoluta y la humedad relativa del aire (0-100 %), respectivamente. Este tipo de ecuaciones puede utilizarse en combinación con datos de satélite para obtener mapas de Rn , donde es posible considerar un único valor de Rl_{\downarrow} para toda una región gracias a la homogeneidad espacial que presenta a lo largo de áreas relativamente extensas ([Humes et al., 2002](#); [Sánchez et al., 2008](#)).

1.3.2.2.- RADIACIÓN DE ONDA LARGA DE SUPERFICIE

La radiación que emite la superficie es equivalente a considerar un cuerpo gris de temperatura uniforme y emisividad cercana a la unidad. Esto permite escribir la siguiente ecuación:

$$Rl_{\uparrow S} = \varepsilon \sigma T_S^4 \quad (1.9)$$

siendo T_S la temperatura de superficie en kelvin. La T_S se puede medir en terreno por medio de radiómetros con bandas en la región infrarrojo térmico del espectro electromagnético. Para obtener T_S en terreno se debe aplicar la ecuación de corrección ([Campbell and Diak, 2005](#); [Carmona et al., 2012](#)):

$$T_S = \left(\frac{T_{sensor}^4 - (1 - \varepsilon)(Rl_{\downarrow} / \sigma)}{\varepsilon} \right)^{1/4} \quad (1.10)$$

donde T_{sensor} (K) es la temperatura medida por medio de un radiómetro infrarrojo, por ejemplo con una banda espectral entre 8 -14 μm . En la Tabla 1.2 se presenta un breve resumen de valores de emisividad, considerando valores promedio en el rango espectral 8-14 μm , para diferentes superficies naturales (tomado de [Humes et al. \(1994\)](#), quien cita resultados de varios investigadores).

Tabla 1.2. Valores de emisividad ε (8 – 14 μm) para diferentes superficies.

<i>Naturaleza de la superficie</i>	<i>Emisividad</i>
Suelo desnudo (arena)	0,930
Arbustos (A. tridentata)	0,970
Suelo desnudo (arena arcillosa)	0,914
Hierba (cobertura parcial)	0,956
Arbustos (cobertura parcial)	0,976
Arbustos (cobertura completa)	0,986
Área pedregosa	0,959
Áreas con vegetación	
Hierba corta	0,979
Matas de hierba (pocos cm)	0,981
Pradera	0,983
Arbustos	0,994

Desde satélite la T_S se obtiene con datos que se registran en una o más bandas ubicadas en la región del espectro de emisión terrestre, dependiendo de la misión que se considere, mientras que mapas de emisividad de superficie, necesarios para calcular la T_S , se suelen obtener con bandas en la región del espectro solar.

1.4.- ESTIMACIÓN DE LA RADIACIÓN NETA DESDE SATÉLITE

Combinando las Ecuaciones (1.2), (1.5) y (1.9), se puede expresar la Rn como (Bastiaanssen, 1995):

$$Rn = Rs_{\downarrow}(1 - \alpha) + \varepsilon Rl_{\downarrow} - \varepsilon \sigma T_s^4 \quad (1.11)$$

donde los satélites proveen el único camino viable para obtener datos a partir de los cuales los términos de la ecuación anterior se pueden evaluar a nivel regional, aunque la información provista por satélite únicamente no es suficiente (Ibáñez, 1998). El albedo, la emisividad y la temperatura de superficie se pueden determinar con sensores a bordo de misiones de satélite, mientras que en general la radiación de onda larga descendente y la radiación solar global deben medirse en superficie o modelarse.

Una aplicación correcta de la Ecuación (1.11), combinando datos de satélite, de superficie y atmosféricos, permite obtener mapas de Rn con una adecuada precisión. Sin embargo, estos mapas corresponden únicamente al momento de captura de la imagen, siendo que mapas de radiación neta promedio diaria, promedio diurna o aquellos que representen el ciclo diurno de radiación (dentro del cual el valor máximo de radiación es la variable que muchas veces se requiere) son los que, en la práctica, resultan realmente útiles para diversas aplicaciones.

En este sentido, una forma interesante para obtener la radiación neta promedio diaria, Rn_d , a partir de los valores instantáneos, Rn_i , se expresa como:

$$Rn_d = C_d Rn_i = \left[\frac{Rn_d}{Rn_i} \right]_{local} Rn_i \quad (1.12)$$

donde $C_d = [Rn_d/Rn_i]_{local}$ representa el cociente entre la radiación neta diaria y la radiación neta instantánea. El valor del cociente C_d se considera invariante de la superficie (Sobrino *et al.*, 2005; Sobrino *et al.*, 2007; Sánchez *et al.*, 2008), es decir que

aunque las magnitudes diarias e instantáneas de la Rn varían de acuerdo a las diferentes coberturas, al menos vegetadas, su relación se mantiene constante por definición. En la Figura 1.3 se esquematiza la generación de un mapa de radiación neta diaria, a escala regional, por medio de la Ecuación (1.12).

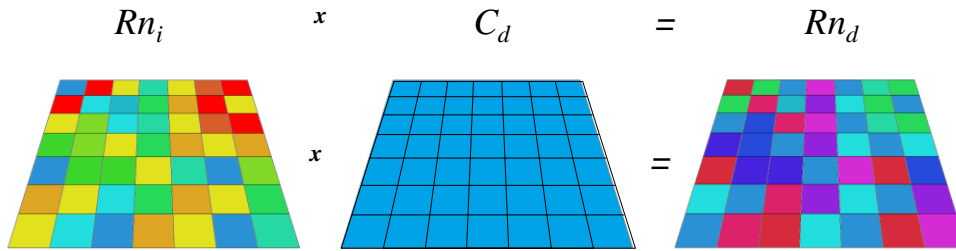


Figura 1.3. Esquema para la generación de un mapa de Rn_d por medio del producto entre la Rn_i calculada con datos de satélite y el cociente C_d en el instante de captura de la imagen.

En el caso ideal, el cociente C_d se estima a partir de medidas puntuales registradas con un radiómetro neto instalado en el área de estudio o lugar cercano. Por ejemplo, en la Figura 1.4 se muestran los valores del cociente C_d calculados para 145 días despejados, con datos registrados cada 15 minutos por medio de un radiómetro neto CNR-1 (Kipp & Zonen) durante campañas de medida realizadas en Tandil – Argentina (ver [Carmona et al. \(2011\)](#); [Carmona et al. \(2013\)](#)).

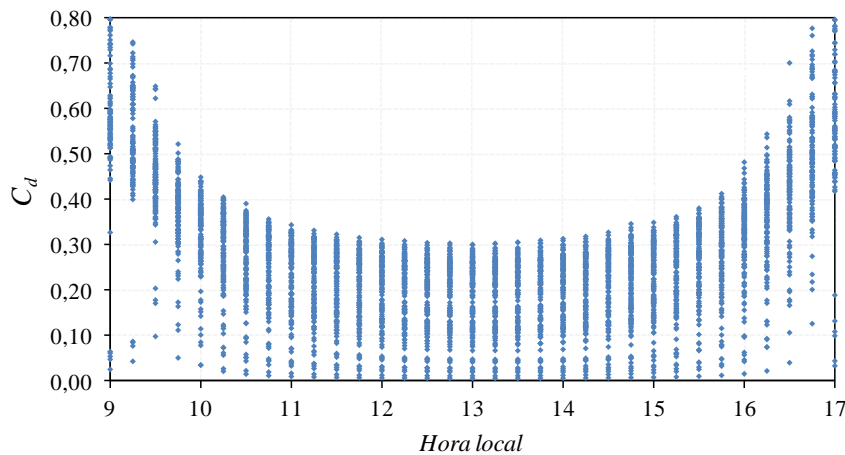


Figura 1.4. Cociente $C_d = [Rn_d/Rn_i]_{local}$ en función de la hora local para días con cielo despejado (145 días despejados, período 2007 - 2010).

De acuerdo a la Figura 1.4 es posible entender que, por un lado, existe una variación del cociente C_d a lo largo del día, mientras que por otro lado se observa una

variación en el eje de las ordenadas, para cada horario en particular. La variación en el eje de ordenadas se debe casi exclusivamente al día del año, los valores de C_d decrecen en dirección verano \rightarrow invierno, donde por ejemplo a las 13 horas local se observan valores cercanos a 0,30 a mediados de verano y valores cercanos a cero en fechas del mes de julio (invierno en latitudes medias del hemisferio sur).

En la práctica, esta metodología se reduce casi exclusivamente a grupos de investigación, debido a la ausencia de radiómetros de este tipo en estaciones meteorológicas convencionales (donde su elevado costo es la principal variable limitante). Por esta razón, se han propuesto diferentes alternativas para poder calcular el cociente C_d , las cuales se citan a continuación entre otros casos asociados.

1.4.1.- REVISIÓN DE MODELOS

[Seguin e Itier \(1983\)](#) analizaron el cociente $[Rn_d/Rn_i]$ con días despejados de verano, asumiendo como hipótesis de partida que un valor constante podía ser utilizado como primera aproximación. A partir del análisis de medidas de tres veranos, en la región de Avignon - Francia, indicaron que un valor constante de $C_d = 0,30 \pm 0,03$ puede usarse para estimar la Rn_d , resultando:

$$Rn_d = C_d Rn_i = 0,30 Rn_i \quad (1.13)$$

siendo esta expresión válida al mediodía en meses de verano. En otros casos, es decir para valores instantáneos que no corresponden al mediodía de verano, [Wassenaar et al. \(2002\)](#) indicaron que es necesario recalcular la relación $[Rn_d/Rn_i]$.

Con la finalidad de extender la Ecuación (1.13) a todo el año, en [Rivas y Carmona \(2013\)](#) se propuso utilizar un modelo lineal, con pendiente y ordenada al origen distinta de cero, para relacionar las magnitudes diarias e instantáneas de la Rn . A partir del análisis de cuatro años de medidas en diferentes campañas experimentales realizadas en Tandil ($37^{\circ}19'S$, $59^{\circ}05'O$, 214 m), se desarrolló la siguiente ecuación:

$$Rn_d = C_d Rn_i = \left(b + \frac{a}{Rn_i} \right) Rn_i = \left(0,43 - \frac{54}{Rn_i} \right) Rn_i \quad (1.14)$$

donde la Rn_i se consideró como el valor promedio entre las 10 y 11 horas local (hora de paso de varias misiones de satélite, por ej. Landsat), siendo $b = 0,43 \pm 0,01$ (adimensional) la pendiente y $a = 54 \pm 3$ (Wm^{-2}) la ordenada al origen del ajuste lineal ($r^2 = 0,97$).

La Ecuación (1.14) significó un paso importante respecto al modelo de [Seguin e Itier \(1983\)](#), dado que con un modelo sumamente sencillo se logró extender la estimación de la Rn_d a todo el año (y no sólo a meses de verano), sin necesidad de introducir una nueva variable.

Por su parte, [Sobrino et al. \(2007\)](#) propusieron obtener la razón C_d por medio de un *polinomio de segundo grado* como función del *día del año*. En su trabajo mostraron que, si bien gran parte de los satélites (con bandas en el sector térmico y solar del espectro) tiene hora de paso cercano al mediodía, se cometen errores significativos al no utilizar valores de C_d ajustados para cada horario en particular. Por lo tanto, calcularon los *coeficientes* del polinomio para diferentes horarios, considerando la estimación de la Rn_d para todo el año.

Los ajustes se lograron con datos de radiación neta registrados en el año 2000 por una estación ubicada en *El Saler*, costa este de la Península Ibérica (Valencia, $39^{\circ}21'$ N, $0^{\circ}19'$ O, a nivel del mar). Entonces, el modelo de [Sobrino et al. \(2007\)](#) se expresa como:

$$Rn_d = C_d Rn_i = [a D^2 + b D + c] Rn_i \quad (1.15)$$

siendo D el día juliano (1 - 365) y a , b y c los coeficientes experimentales que se ajustaron para las 12, 13, 14 y 15 horas del sistema GMT (del término en inglés *Greenwich Mean Time*). Los resultados de los ajustes se muestran a continuación.

- (a) 12 horas GMT: $a = -7 \cdot 10^{-6}$; $b = 2,6 \cdot 10^{-3}$; $c = 7,560 \cdot 10^{-2}$; $r^2 = 0,93$; $\sigma = 0,03$.
 (b) 13 horas GMT: $a = -8 \cdot 10^{-6}$; $b = 2,8 \cdot 10^{-3}$; $c = 8,200 \cdot 10^{-2}$; $r^2 = 0,91$; $\sigma = 0,04$.
 (c) 14 horas GMT: $a = -7 \cdot 10^{-6}$; $b = 2,7 \cdot 10^{-3}$; $c = 1,240 \cdot 10^{-1}$; $r^2 = 0,82$; $\sigma = 0,03$.
 (d) 15 horas GMT: $a = -4 \cdot 10^{-6}$; $b = 1,6 \cdot 10^{-3}$; $c = 2,901 \cdot 10^{-1}$; $r^2 = 0,61$; $\sigma = 0,03$.

donde r^2 es el coeficiente de determinación y σ es el error estándar de estimación.

Por otro lado, otros grupos de investigación plantearon estimar la radiación neta promedio diurna, Rn_D , utilizando variables de fácil acceso como lo son la radiación solar y la temperatura del aire. La Rn_D no toma en cuenta los valores negativos de Rn que se presentan principalmente durante la noche, donde algunos autores alegan que no son necesarios porque no contribuyen al proceso de evapotranspiración (Samani *et al.*, 2009). En este sentido, Samani *et al.* (2005) tomaron en cuenta la conocida proporcionalidad que existe entre la radiación neta durante el día y la radiación solar para calcular la Rn_D . En su trabajo, propusieron la ecuación:

$$Rn_D = C_D Rn_i = \left[\frac{Rs_{\downarrow d}}{Rs_{\downarrow i}} \right] Rn_i \quad (1.16)$$

donde el coeficiente C_D es la relación entre la radiación neta diurna y la radiación neta instantánea registrada localmente. Para probar dicho concepto, utilizaron datos registrados en Nuevo México (32,06° N, 106,68° O, 1145 m) y datos disponibles sobre dos vegetaciones ribereñas localizadas a unos 21 km al sur de Socorro, centro de Nuevo México (elevación promedio de 1370 m), considerando valores instantáneos a las 11 hora local.

Posteriormente, Samani *et al.* (2007) compararon datos medidos y estimados de Rn_D utilizando medidas realizadas en el año 2003, a 13 km de Las Cruces, Nuevo México (32,18° N, 106,74° O, 1144 m). Los resultados mostraron que, en algunos casos, la Ecuación (1.16) tiende a sobreestimar los valores diurnos de radiación neta producto de la disparidad que existe entre la temperatura instantánea del aire (11 hora local) y la temperatura media diaria. Para corregir este efecto Samani *et al.* (2007) modificaron la Ecuación (1.16), resultando:

$$Rn_D = C_D Rn_i = \left[\frac{Rs_{\downarrow d}}{Rs_{\downarrow i}} \right] \left(\frac{T_{ad}}{T_{ai}} \right)^4 Rn_i \quad (1.17)$$

donde T_{ad} y T_{ai} son las temperaturas del aire promedio diaria e instantánea, respectivamente, en kelvin.

En referencia a la estimación del ciclo diurno de radiación neta, [Bisht et al. \(2005\)](#) presentaron un interesante enfoque para aplicarse con datos del sensor MODIS. Tomando como base el trabajo de [Lagouarde y Brunet \(1983\)](#) sobre la T_s , propusieron utilizar un modelo sinusoidal para la estimación de la Rn dado por:

$$Rn(t) = Rn_{\max} \operatorname{sen} \left[\left(\frac{t - t_{rise}}{t_{set} - t_{rise}} \right) \pi \right] \quad (1.18)$$

siendo

$$Rn_{\max} = \frac{Rn_i}{\operatorname{sen} \left[\left(\frac{t_{overpass} - t_{rise}}{t_{set} - t_{rise}} \right) \pi \right]} \quad (1.19)$$

donde Rn_{\max} es el valor máximo de radiación neta observado durante el día, t es la hora local, t_{rise} es la hora en la cual la Rn comienza a ser positiva, t_{set} es la hora cuando la Rn comienza a ser negativa y $t_{overpass}$ es el horario de pasada del satélite.

Integrando la función sinusoidal, [Bisht et al. \(2005\)](#) propusieron también obtener la Rn_D , por medio de la ecuación:

$$Rn_D = C_D Rn_i = \left[\frac{2}{\pi \operatorname{sen} \left[\left(\frac{t_{\text{overpass}} - t_{\text{rise}}}{t_{\text{set}} - t_{\text{rise}}} \right) \pi \right]} \right] Rn_i \quad (1.20)$$

donde la Rn_D se refiere a la integración de la radiación neta positiva, considerando Rn_i igual a cero cuando su valor es negativo. El modelo fue validado con datos de estaciones de terreno en la *Grandes Planícies del Sur*, Estados Unidos (37° N, 97° O). Si bien el trabajo propuesto por [Bisht et al. \(2005\)](#) presenta una metodología interesante, los errores de estimación mostraron ser importantes tanto para la estimación del ciclo diurno de radiación como para la Rn_D , con sobreestimaciones en ambos casos.

1.5.- DISCUSIÓN Y PROPUESTA DE TRABAJO

Como se ha comentado al comienzo de este primer capítulo, la radiación neta es la variable principal que controla diversos procesos físicos y biológicos a nivel de superficie y, por lo tanto, su estudio es de mucha importancia. A escala regional, es necesario contar con datos de satélite para poder representar su variabilidad espacial.

Los datos de satélite permiten conocer la radiación neta al instante de captura de la imagen, Rn_i , sin embargo para diversas aplicaciones en general es necesario contar con su magnitud promedio diaria, promedio diurna o, en ciertos casos, completar el ciclo diurno de radiación neta.

En el primero de los casos, se mostró que para obtener la radiación neta diaria, Rn_d , valía con obtener puntualmente la contribución de la radiación neta relativa en el instante que se integra el intercambio radiante global, cociente C_d , y multiplicarla al mapa de Rn_i calculado con datos de satélite. En el caso ideal C_d se obtiene con datos de un radiómetro neto, sin embargo la ausencia de este tipo de instrumentación nos lleva a utilizar alguna de las diferentes alternativas mencionadas en los apartados anteriores.

[Seguin e Itier \(1983\)](#) fueron los primeros en encontrar una relación, proponiendo el uso de un valor constante de $C_d = 0,30 \pm 0,03$ para datos instantáneos al mediodía de verano. La metodología propuesta fue utilizada desde entonces en diversos trabajos,

muchas veces sin prestar atención su carácter local, temporal y estacional. La metodología de [Seguin e Itier \(1983\)](#) es válida como tal para su lugar de desarrollo (Avignon – Francia), horario y estación del año, mientras que cualquier desviación de estas condiciones indefectiblemente aumentará el error en la estimación de la Rn_d .

Tomando como referencia el modelo de [Seguin e Itier \(1983\)](#), en [Rivas y Carmona \(2013\)](#) se propuso un modelo lineal con el fin de extender la validez de la estimación a todo el año. En este caso $C_d = (0,43 - 54/Rn_i)$ permite obtener la Rn_d en cualquier fecha del año con datos del sensor Landsat u otras misiones de satélite con horario similar de pasada, para latitudes medias.

Por su parte, [Sobrino et al. \(2007\)](#) propusieron obtener el cociente C_d por medio de un polinomio de segundo grado como función del día del año. En este trabajo, los autores calcularon los *coeficientes* del polinomio para diferentes horarios, considerando todo el año para el ajuste. Si bien el modelo que presentaron es sencillo y operativo, conserva un fuerte carácter local no pudiéndose aplicar a otras latitudes. Además, el error estándar de cada ajuste es relativamente alto si se lo compara con los valores calculados de C_d .

Por otro lado, algunos investigadores comenzaron a desarrollar modelos con el uso de variables comúnmente disponibles, como lo son la radiación solar y la temperatura del aire. En este contexto, [Samani et al. \(2005\)](#), tomando como referencia la proporcionalidad que existe entre la radiación solar y la radiación neta durante el día, propusieron utilizar el cociente entre la radiación solar diaria y la radiación solar en el instante de pasada del satélite para la estimación de la radiación neta promedio diaria, Rn_D . Posteriormente, [Samani et al. \(2007\)](#) evidenciaron sobreestimaciones de la Rn_D producto de la disparidad que existe entre la temperatura instantánea del aire y la temperatura media diaria, por lo tanto introdujeron la temperatura del aire (tanto instantánea como promedio diaria) como variable de entrada en el modelo. Ambos modelos fueron evaluados considerando valores instantáneos a las 11 horas local, con datos de terreno y de satélite (sensor ASTER). Estos modelos han mostrado buenos resultados para la estimación de la Rn_D , pero no tienen la capacidad de modelar los valores negativos de la radiación neta, que se registran principalmente durante la noche, para conocer su integración completa diaria, es decir la Rn_d .

Por último, se presentó la propuesta metodológica de [Bisht et al. \(2005\)](#) referida al uso de un modelo sinusoidal para obtener el ciclo diurno de radiación neta y la Rn_D .

por medio de la integral de la función *seno*, con datos del sensor MODIS. Este modelo mostró sobreestimaciones significativas en su validación y no permite obtener la Rn_d integrada en todo el día, dado que tampoco tiene la capacidad de considerar los valores negativos de Rn que se observan durante la noche.

De acuerdo a la revisión de modelos presentada, resulta evidente que no existe hoy en día un modelo que nos permita obtener de manera confiable tanto la Rn_d , la Rn_D como el ciclo diurno de radiación neta en su detalle, siendo que los modelos preexistentes se encuentran limitados por el lugar de aplicación (latitud), la fecha del año, el horario de pasada del satélite o, simplemente, no son lo suficientemente generales para resolver las diferentes necesidades que se plantean en la práctica.

En este contexto, se entiende la necesidad de poder contar con un *modelo general* para la estimación de la radiación neta con satélite, que a la vez resulte de fácil aplicación. En esta dirección, a continuación se presenta el objetivo general de la Tesis Doctoral y sus objetivos específicos.

1.6.- OBJETIVO DE LA TESIS

El propósito de la presente Tesis Doctoral consiste en desarrollar una metodología precisa y de fácil aplicación que permita obtener tanto la radiación neta promedio diaria, como promedio diurna y su ciclo en detalle por medio de imágenes de satélite y datos meteorológicos registrados en estaciones convencionales.

Los objetivos específicos se resumen en los siguientes puntos:

- Obtener un modelo físico de aplicación general, independiente del sitio de aplicación, fecha, horario y misión de satélite.
- Evaluar y ajustar los parámetros del modelo para su óptimo funcionamiento sobre cubiertas de diversas características.
- Validar el modelo con datos de terreno registrados en diferentes sitios experimentales del mundo.
- Mostrar la capacidad del modelo de reproducir variaciones espacio-temporales utilizando imágenes de satélite.
- Evaluar el desempeño del modelo con datos de satélite.

1.7.- ESTRUCTURA DE LA TESIS

La presente Tesis Doctoral se estructura en seis capítulos. En este primer capítulo se presentó el interés del estudio, el marco teórico general, una revisión de modelos preexistentes y, finalmente, los objetivos perseguidos.

En el Capítulo 2 se presenta el modelo propuesto para la estimación de la radiación neta promedio diaria, promedio diurna y su ciclo horario en detalle con datos de satélite, se establecen los parámetros del modelo, se presentan alternativas para reducir variables y se realiza una discusión.

En el Capítulo 3 se describen las campañas de medida que se consideran para validar el modelo, los datos y la instrumentación específica utilizada.

En el Capítulo 4 se muestran los resultados de la validación del modelo en los sitios experimentales descritos en el Capítulo 3.

A continuación, en el Capítulo 5, se muestran los resultados de la aplicación del modelo con imágenes de satélite en el partido de Tandil, Argentina.

Finalmente, en el Capítulo 6, se presentan las conclusiones más relevantes de la presente Tesis Doctoral.

Capítulo 2

MODELO

2.1.- MODELO PROPUESTO

En este capítulo se presenta el modelo propuesto para la estimación de la radiación neta regional por medio de imágenes de satélite y datos meteorológicos básicos. La metodología propuesta se divide básicamente en tres partes. En primer lugar, se presenta un modelo para estimar la radiación neta diaria a escala regional, donde los esfuerzos se centran en la estimación del cociente C_d considerando una *superficie hipotética*, con determinadas condiciones conocidas, que permitan su cálculo de manera sencilla. A continuación, se presenta una modificación del modelo que permite calcular la radiación neta promedio diaria. Finalmente, se deriva del modelo propuesto una metodología para extender el cálculo de la radiación neta regional a otros instantes del día, permitiendo obtener el ciclo diario de radiación neta a partir de una única imagen de satélite. El modelo que se presenta aquí es de uso general, siendo aplicable a misiones de satélite pasadas, actuales y futuras.

2.1.1.- RADIACIÓN NETA DIARIA

Como se ha descrito en el Capítulo 1, a partir de la Ecuación (1.12) es posible obtener la radiación neta diaria regional, Rn_d , como el producto entre la Rn_i obtenida con datos de satélite y el cociente C_d en el instante de captura de la imagen.

Partiendo de la hipótesis inicial que indica un valor constante para el cociente C_d en el espacio (Sobrino *et al.*, 2005; Sobrino *et al.*, 2007; Sánchez *et al.*, 2008), es posible escribir que:

$$C_d = \left[\frac{Rn_d}{Rn_i} \right]_{local} = \left[\frac{Rn_d}{Rn_i} \right]_1 = \left[\frac{Rn_d}{Rn_i} \right]_2 = \dots = \left[\frac{Rn_d}{Rn_i} \right]_n \quad (2.1)$$

donde los subíndices 1, 2, ..., n representan diferentes tipos de cubiertas (avena, soja, pastizal, maíz, bosque, entre otras) presentes en una región de estudio. La expresión (2.1) permite entender que si bien $Rn_{d1} \neq Rn_{d2} \neq \dots \neq Rn_{dn}$ y que $Rn_{i1} \neq Rn_{i2} \neq \dots \neq Rn_{in}$, el cociente de sus respectivas magnitudes se mantiene constante. La Figura 2.1 representa la invariancia del cociente C_d , como la razón entre la radiación neta diaria y su magnitud instantánea.

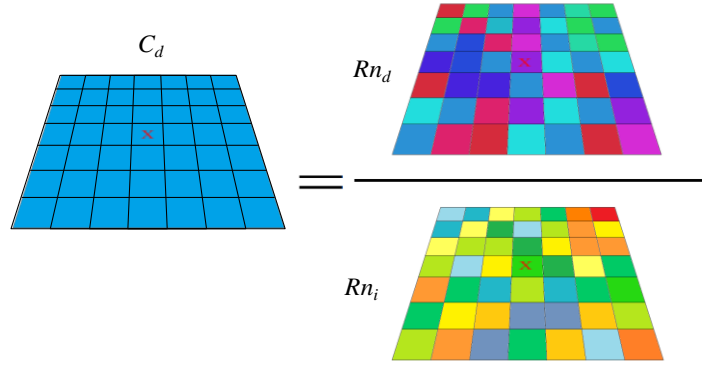


Figura 2.1. Representación de la invariancia espacial del cociente C_d . La cruz roja indica el lugar de instalación de un radiómetro neto, si es que se cuenta con uno.

Si en la expresión (2.1) se introducen los términos individuales de la radiación neta, es posible reescribirla como:

$$C_d = \left[\frac{Rn_d}{Rn_i} \right]_{local} = \left[\frac{(1 - \alpha_1)Rs_{\downarrow d} + \varepsilon_1 Rl_{\downarrow d} - Rl_{\uparrow Sd1}}{(1 - \alpha_1)Rs_{\downarrow i} + \varepsilon_1 Rl_{\downarrow i} - Rl_{\uparrow Si1}} \right] = \quad (2.2)$$

$$= \left[\frac{(1 - \alpha_2)Rs_{\downarrow d} + \varepsilon_2 Rl_{\downarrow d} - Rl_{\uparrow Sd2}}{(1 - \alpha_2)Rs_{\downarrow i} + \varepsilon_2 Rl_{\downarrow i} - Rl_{\uparrow Si2}} \right] = \dots = \left[\frac{(1 - \alpha_n)Rs_{\downarrow d} + \varepsilon_n Rl_{\downarrow d} - Rl_{\uparrow Sdn}}{(1 - \alpha_n)Rs_{\downarrow i} + \varepsilon_n Rl_{\downarrow i} - Rl_{\uparrow Sin}} \right]$$

siendo que para una región no muy extensa es posible asumir que la radiación solar recibida, Rs_{\downarrow} , y la radiación atmosférica descendente, Rl_{\downarrow} , no varían en el espacio. Por su parte, el albedo, α , la emisividad de superficie, ε , y la radiación de onda larga de emisión terrestre, $Rl_{\uparrow s}$, varían en el espacio de acuerdo al tipo y estado de cubierta correspondiente, siendo estas tres variables las que permiten modelar la variabilidad espacial de la Rn por medio de datos de satélite. Para una misma cubierta el albedo varía con la posición del Sol, aunque como primera aproximación se desprecia su variación en las horas centrales del día y se asume un valor integrado diario similar.

Para poder determinar correctamente el valor de C_d , en el momento de captura de una imagen de satélite, es necesario contar con un radiómetro neto u otros sensores que permitan conocer los términos individuales de la Rn de forma puntual. Ante la falta de

instrumentación específica, se propone asumir que existe dentro de una región de estudio en particular una superficie o parcela conocida, denominada en adelante como “superficie de referencia” (*ref*), la cual cumple con las siguientes características:

- (a) se conoce el valor de su albedo, siendo $\alpha = \alpha_{ref}$;
- (b) se conoce el valor de su emisividad de superficie, siendo $\varepsilon = \varepsilon_{ref}$;
- (c) la parcela de referencia se encuentra en condiciones de alta humedad de suelo, permitiendo asumir que la temperatura de superficie (T_S) es cercana a la temperatura del aire (T_a), es decir que $T_S \approx T_a$.

A partir de los supuestos considerados, y dado que la radiación emitida por la superficie es equivalente a $RL_{\uparrow S} = \varepsilon \sigma T_S^4$, es posible escribir que:

$$C_d = \left[\frac{Rn_d}{Rn_i} \right]_{local} \approx \left[\frac{(1 - \alpha_{ref})Rs_{\downarrow d} + \varepsilon_{ref} (Rl_{\downarrow d} - \sigma T_{ad}^4)}{(1 - \alpha_{ref})Rs_{\downarrow i} + \varepsilon_{ref} (Rl_{\downarrow i} - \sigma T_{ai}^4)} \right] = \left[\frac{Rn_d}{Rn_i} \right]_{ref} \quad (2.3)$$

donde α_{ref} y ε_{ref} deben determinarse experimentalmente. En la Figura 2.2 se esquematiza el cálculo de C_d a partir de datos meteorológicos y una *superficie de referencia* hipotética dentro de la región de estudio. La T_a se puede obtener fácilmente por medio de medidas registradas en estaciones meteorológicas, mientras que las magnitudes Rs_{\downarrow} y Rl_{\downarrow} pueden obtenerse a partir de medidas puntuales o por medio de la aplicación de modelos.

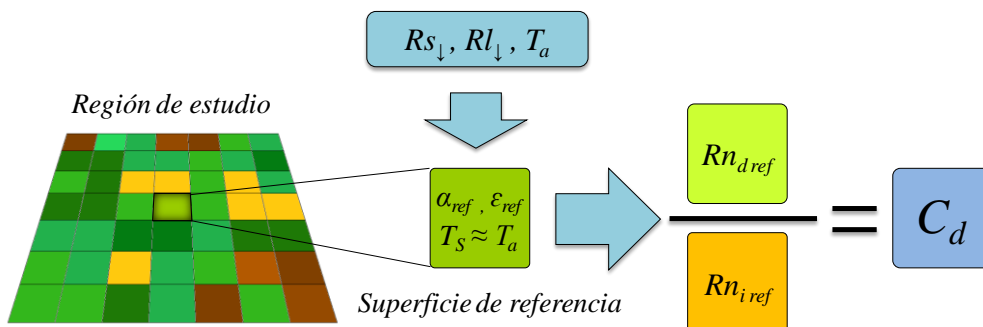


Figura 2.2. Esquema del cálculo del cociente C_d a partir del modelo propuesto.

Finalmente, la Rn_d se calcula como:

$$Rn_d = C_d Rn_i = \left[\frac{Rn_d}{Rn_i} \right]_{ref} Rn_i \quad (2.4)$$

donde la Rn_d se obtiene del producto entre la Rn_i de satélite y la contribución relativa de la radiación neta, C_d , que se obtiene de acuerdo al modelo propuesto.

En algunos casos, principalmente relacionados a modelos de evapotranspiración, es necesario contar con la radiación neta diurna, Rn_D , y no con la Rn_d . Es por ello que a continuación se presenta una modificación del modelo propuesto para poder estimar la Rn_D con satélite.

2.1.2.- RADIACIÓN NETA DIURNA

De forma análoga a la Ecuación (2.4), es posible escribir:

$$Rn_D = C_D Rn_i = \left[\frac{Rn_D}{Rn_i} \right]_{ref} Rn_i \quad (2.5)$$

donde en la expresión del cociente C_D la Rn_{Dref} se propone calcularla a partir de:

$$Rn_{Dref} = (1 - \alpha_{ref}) R_{s\downarrow d} + \varepsilon_{ref} (R_{l\downarrow d} - \sigma T_{ad}^4) [N / 24] \quad (2.6)$$

siendo N (horas) la duración de la insolación y, entonces, el factor ' $[N/24]$ ' se introduce para no considerar los valores negativos de la radiación de onda larga neta, presentes durante la noche. Vale la pena recordar que la Rn_i no es siempre positiva durante el

período diurno (N) sino durante un periodo de N' horas, siendo $N' < N$. Sin embargo, para el cálculo se desprecia esta diferencia y se considera $N \approx N'$.

La duración de la insolación, N , se calcula por medio de:

$$N = \frac{24}{\pi} \omega_s = \frac{24}{\pi} [\arccos(-\operatorname{tg} \varphi \operatorname{tg} \delta)] \quad (2.7)$$

donde el ω_s es el ángulo de radiación a la hora de la puesta del sol, φ es la latitud del lugar y δ la declinación solar, donde ésta última se estima como (Allen *et al.*, 1998):

$$\delta = 0,409 \operatorname{sen} \left(\frac{2\pi D}{365} - 1,39 \right) \quad (2.8)$$

donde D es el día del año (de 1 a 365). Finalmente, combinando las Ecuaciones (2.5) y (2.6), el modelo propone estimar la Rn_D como:

$$\begin{aligned} Rn_D &= Rn_i \left[\frac{Rn_D}{Rn_i} \right]_{ref} = Rn_i C_D = \dots \\ &= Rn_i \left[\frac{(1 - \alpha_{ref})Rs_{\downarrow d} + \varepsilon_{ref} (Rl_{\downarrow d} - \sigma T_{ad}^4)[N / 24]}{(1 - \alpha_{ref})Rs_{\downarrow i} + \varepsilon_{ref} (Rl_{\downarrow i} - \sigma T_{ai}^4)} \right] \end{aligned} \quad (2.9)$$

En la Figura 2.3 se grafican los componentes de la radiación neta (Rs_{\downarrow} , Rs_{\uparrow} , Rl_{\downarrow} y Rl_{\uparrow}), la radiación neta instantánea (Rn_i) y su valor promedio diario (Rn_d), y la radiación neta instantánea positiva (Rn_{i+}), donde se considera $Rn_{i+} = 0$ durante la noche, y valor promedio diario que constituye la radiación neta diurna, Rn_D . También se indica el periodo diurno N y el periodo con valores de Rn_i positivos, N' .

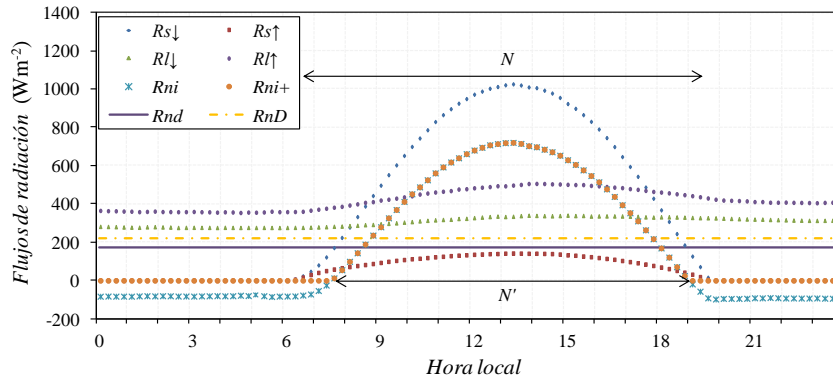


Figura 2.3. Componentes de la radiación neta ($R_{s\downarrow}$, $R_{s\uparrow}$, $R_{l\downarrow}$ y $R_{l\uparrow}$), R_{ni} , R_{ni+} , R_{nd} y R_{nD} registradas sobre una cubierta de pastizal (12/02/2009, Tandil).

2.1.3.- CICLO DIURNO DE LA RADIACIÓN NETA

Partiendo del modelo general para obtener la R_{nd} regional, Ecuación (1.12), y considerando que no se limita a un determinado horario de paso de satélite, es posible escribir que:

$$R_{nd} = C_{d,i} R_{ni} = C_{d,t_1} R_{n_{t_1}} = C_{d,t_2} R_{n_{t_2}} = \dots = C_{d,t_m} R_{n_{t_m}} \quad (2.10)$$

donde $i = t_1, t_2, \dots, t_m$ representan diferentes instantes de tiempo (en horario de luz solar) para un determinado día. En este sentido, es posible relacionar las magnitudes instantáneas de la radiación neta de dos horarios diferentes, t_1 y t_2 , lo cual se expresa como:

$$R_{n_{t_2}} = R_{n_{t_1}} \frac{C_{d,t_1}}{C_{d,t_2}} \quad (2.11)$$

Por lo tanto, si se considera que una determinada misión de satélite (capaz de proveer datos que permitan obtener la Rn a nivel regional) tiene un horario de pasada t_1 , es posible obtener la Rn en el horario t_2 de acuerdo a la Ecuación (2.11). En este

sentido, en la Figura 2.4 se representa la estimación de la Rn instantánea en el horario t_2 , a partir de la Rn_i calculada para el horario de pasada de satélite, t_1 .

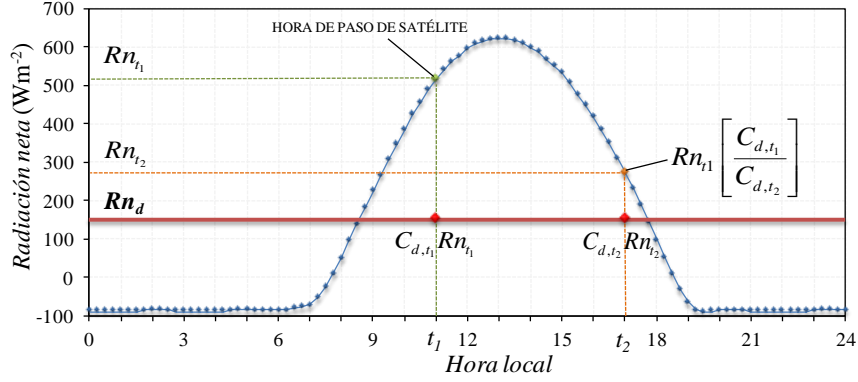


Figura 2.4. Radiación neta en función de la hora local para un día despejado. Se representa como estimar la Rn en la hora t_2 a partir del valor calculado a la hora de paso del satélite, t_1 .

Combinando las Ecuaciones (2.4) y (2.11) resulta que:

$$Rn_{t_2} = Rn_{t_1} \frac{C_{d,t_1}}{C_{d,t_2}} = Rn_{t_1} \left[\frac{Rn_d}{Rn_{t_1}} \right]_{ref} \left[\frac{Rn_d}{Rn_{t_2}} \right]_{ref} \quad (2.12)$$

Finalmente, simplificando Rn_d y considerando el cálculo de la $Rn_{i,ref}$ en los horarios t_1 y t_2 según el modelo propuesto, resulta que:

$$\begin{aligned} Rn_{t_2} &= Rn_{t_1} \left[\frac{Rn_{t_2,ref}}{Rn_{t_1,ref}} \right] = Rn_{t_1} C_{t_2,t_1} = \dots \\ &= Rn_{t_1} \left[\frac{(1 - \alpha_{ref})Rs_{\downarrow t_2} + \varepsilon_{ref} (Rl_{\downarrow t_2} - \sigma T_{at_2}^4)}{(1 - \alpha_{ref})Rs_{\downarrow t_1} + \varepsilon_{ref} (Rl_{\downarrow t_1} - \sigma T_{at_1}^4)} \right] \end{aligned} \quad (2.13)$$

donde C_{t_2, t_1} es el cociente entre la radiación neta en un instante t_2 y la radiación neta en el instante de pasada de satélite, t_1 .

A partir de la Ecuación (2.13) es posible obtener la radiación neta en diferentes instantes de tiempo y así construir el ciclo diurno de radiación neta para días despejados.

2.2.- PARÁMETROS DEL MODELO

El modelo propuesto conlleva asumir una *superficie de referencia* con valores conocidos de α_{ref} y ε_{ref} . Para su aplicación también es necesario contar con medidas de T_a , Rs_{\downarrow} y RI_{\downarrow} , siendo estas dos últimas variables posibles de modelar.

En primer término, dado que la primera parte del modelo plantea que el cociente C_d es independiente de la superficie (de forma análoga puede entenderse para el caso del cociente C_D y C_{t_2, t_1}), es posible asumir un conjunto de valores de α_{ref} y ε_{ref} en un rango bastante amplio, al menos tan extenso como el que se presenta en diferentes tipos de cubiertas para una determinada región de estudio. Sin embargo, resulta conveniente proponer un par de valores, α_{ref} y ε_{ref} , que minimicen el error medio en la estimación de la radiación neta con satélite.

A continuación, se determinan los valores de α_{ref} y ε_{ref} del modelo por medio de un conjunto de datos locales medidos en diferentes campañas sobre pastizal, cultivos extensivos y rastrojo. En el Capítulo 4 se valida el modelo en diferentes ambientes considerando los valores de los parámetros que se determinan aquí.

2.2.1.- CAMPAÑAS DE MEDIDA UTILIZADAS

Para determinar los parámetros del modelo se utilizan datos locales registrados con una estación de balance de energía en el partido de Tandil (Argentina), en la denominada *Región Pampeana* (Carmona *et al.*, 2011). Tandil presenta un clima templado sub-húmedo con veranos cálidos e inviernos fríos. La temperatura promedio anual es de 14 ± 1 °C, con una temperatura mensual máxima de 22 °C en enero, y mínima cercana a los 8 °C en los meses más fríos del año (junio, julio y agosto). La precipitación media anual es 850 mm (1973 - 2012, estación Tandil de la Red del Servicio Meteorológico Nacional de Argentina: 37° 14' S, 59° 15' O, 175 m); donde el máximo mensual se registra en marzo y el mínimo en agosto. Los promedios anuales de

la humedad relativa del aire, radiación solar y velocidad de viento (a 2 m) son de 83 %, 190 W m^{-2} y $2,6 \text{ m s}^{-1}$, respectivamente (Rivas y Caselles, 2004; Carmona *et al.*, 2013).

Las campañas de medida se llevaron a cabo entre los años 2007 y 2010 en un radio de 50 km al campus universitario Tandil, sobre cultivos extensivos de soja y avena, rastrojo y pastizal. La primera campaña se desarrolló en el campo *Los Pilucos* ($37^{\circ} 06' \text{ S}$, $59^{\circ} 07' \text{ O}$, 130 m), las siguientes campañas en parcelas experimentales de la Universidad Nacional del Centro de la Provincia de Buenos Aires (UNCPBA, $37^{\circ} 19' \text{ S}$, $59^{\circ} 05' \text{ O}$, 214 m) y, finalmente, las últimas dos campañas en el campo *Laura Leofú* ($37^{\circ} 14' \text{ S}$, $59^{\circ} 34' \text{ O}$, 235 m). La Figura 2.5 muestra la ubicación de los tres sitios experimentales. A continuación, la Tabla 2.1 especifica la cubierta, el período de medida, la cantidad de días y el sitio de desarrollo de cada campaña.

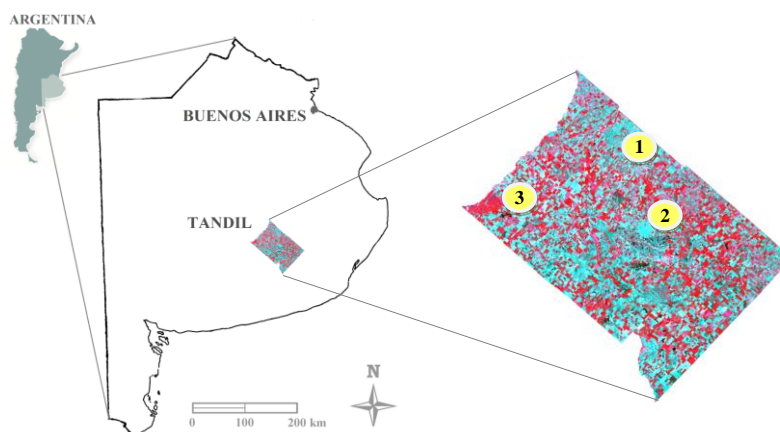


Figura 2.5. Ubicación de partido de Tandil (representado en falso color compuesto) y sitios de medida: (1) *Los Pilucos*, (2) UNCPBA y (3) *Laura Leofú*.

Tabla 2.1. Campañas de medida llevadas a cabo en el partido de Tandil (2007-2010).

<i>Cubierta</i>	<i>Periodo de medida</i>	<i>Cantidad de días</i>	<i>Sitio</i>
<i>Soja</i>	03/2007 – 04/2008	28	<i>Los Pilucos</i>
<i>Pastizal</i>	07/2007 – 03/2008	168	UNCPBA
<i>Avena</i>	04/2008 – 06/2008	83	UNCPBA
<i>Pastizal</i>	08/2008 – 06/2009	276	UNCPBA
<i>Avena</i>	08/2009 – 10/2009	75	UNCPBA
<i>Pastizal</i>	11/2009 – 12/2009	40	UNCPBA
<i>Soja</i>	12/2009 – 04/2010	107	<i>Laura Leofú</i>
<i>Rastrojo</i>	04/2010 – 06/2010	63	<i>Laura Leofú</i>

En general, en cada campaña se registraron medidas de los componentes de la radiación neta en superficie, velocidad de viento, temperatura y humedad relativa del aire, flujo de calor en el suelo, temperatura y humedad del suelo, temperatura radiativa de la superficie, entre otras variables de interés (Carmona *et al.*, 2011; Carmona *et al.*, 2013). En la Figura 2.6 se presentan imágenes de las diferentes campañas de medida, sobre pastizal, avena, soja y rastrojo.



Figura 2.6. Imágenes de las campañas de medida llevadas a cabo en Tandil (2007-2010) sobre pastizal, cultivos de avena y soja, y rastrojo.

Para la presente Tesis Doctoral, sólo son necesarios los términos de la radiación neta y los registros de temperatura y humedad relativa del aire. Para la medida de los componentes de la radiación neta se utilizó un radiómetro neto CNR-1 (Kipp & Zonen). Este tipo de radiómetro mide por separado la radiación incidente y saliente, tanto de onda corta como de onda larga, por medio de dos piranómetros CM3 (0,305 - 2,800 μm) y dos pirgeómetros CG3 (5 - 50 μm) que componen el equipo. La temperatura y humedad relativa del aire se midió con un equipo CS215-L16 (Campbell Scientific,

Inc.). Ambos instrumentos se colocaron, en cada campaña, en un mástil a 2 m de altura sobre la superficie. Los valores promedio cada 15 minutos se almacenaron en un datalogger CR10X (Campbell Scientific, Inc.) (Carmona *et al.*, 2013). En la Tabla 2.2. se presenta un resumen estadístico de las medidas horarias registradas en las campañas.

Tabla 2.2. Resumen estadístico de las medidas registradas en las campañas experimentales llevadas a cabo en Tandil (2007-2010). Número de datos (horarios) $n = 20.160$ (840 días).

<i>Estadístico</i>	Rs_{\downarrow} (W m ⁻²)	Rs_{\uparrow} (W m ⁻²)	RI_{\downarrow} (W m ⁻²)	RI_{\uparrow} (W m ⁻²)	T_a (K)	HR (%)
Promedio	194	39	320	387	288	71
Desviación estándar	283	54	48	48	7	22
Máximo	1135	217	443	586	309	100
Mínimo	0	0	205	276	270	12

2.2.2.- DETERMINACIÓN DE LOS PARÁMETROS DEL MODELO

Con la finalidad de establecer los parámetros del modelo, a partir de los datos registrados en las campañas de medida se calcularon los promedios diarios y horarios de los componentes de la radiación neta en superficie, la temperatura y humedad relativa del aire. Posteriormente, se filtraron los datos de días nublados y sólo se tomaron en cuenta aquellos promedios horarios entre las 10 y 17 horas. La Tabla 2.3 muestra la cantidad de datos disponibles, donde para condiciones de cielo despejado se desglosa la información entre períodos *otoño - invierno* y *primavera - verano*.

Tabla 2.3. Cantidad de datos disponibles de las campañas de medida consideradas.

<i>Registro</i>	<i>Cantidad de días</i>	<i>Datos horarios (10-17 h)</i>
Campañas 2007 - 2010	840	
días despejados (*)	163	1.304
a) otoño - invierno	56	448
b) primavera - verano	107	856

(*) no se consideran días con $Rn_d < 25$ W m⁻².

Si bien el modelo propuesto es aplicable a todo el año, para establecer los valores de α_{ref} y ϵ_{ref} se consideraron los datos de *primavera - verano*, dado que en este período la estimación de la radiación neta es principalmente necesaria, por ejemplo, para el cálculo de la evapotranspiración.

Primero, se propone utilizar un valor de $\epsilon_{ref} = 0,97$, intermedio entre valores de emisividad correspondientes a cubiertas de suelo desnudo y vegetación, y determinar el

mejor valor para el parámetro α_{ref} que minimice el error en la estimación de la radiación neta. En este sentido, se compararon los valores promedio diario observados Rn_d $CNR-I$ (radiómetro neto) versus los valores estimados por medio de $C_d * Rn_i$ $CNR-I$, donde Rn_i $CNR-I$ corresponde a los valores promedio horario de la radiación neta entre las 10 y 17 h (por ejemplo Rn_{10} $CNR-I$ corresponde al valor integrado de la radiación neta entre las 9 y 10 horas, siendo que el subíndice indica el horario final de integración), y se estudia el funcionamiento del modelo considerando diferentes valores de α_{ref} en el cálculo del cociente C_d .

En la Tabla 2.4 se presentan los resultados del funcionamiento del modelo para distintos valores de α_{ref} , donde los estadísticos utilizados son la desviación media o sesgo (*BIAS*), el error cuadrático medio (*RMSE*), el *RMSE* porcentual (*PRMSE* = $100 * [RMSE / \bar{Rn}_d]$, siendo \bar{Rn}_d la media de los valores observados) y el coeficiente de determinación (r^2) con la pendiente (*b*) y ordenada al origen (*a*) de la regresión lineal.

Tabla 2.4. Estadísticos de la evaluación del modelo considerando diferentes valores de albedo para la superficie hipotética de referencia. $n = 856$, $\bar{Rn}_d = 170 \text{ W m}^{-2}$. Se resalta en color el mejor resultado.

α_{ref} ($\epsilon_{ref} = 0,97$)	<i>BIAS</i> (W m^{-2})	<i>RMSE</i> (W m^{-2})	<i>PRMSE</i> (%)	<i>a</i> (W m^{-2})	<i>b</i>	r^2
0,05	6	9	5	2	1,03	0,965
0,09	4	7	4	-1	1,03	0,967
0,13	2	6	3	-4	1,04	0,970
0,17	0	6	3	-7	1,04	0,972
0,21	-3	6	4	-11	1,05	0,973
0,25	-7	9	5	-16	1,06	0,972

Como se muestra en la Tabla 2.4, estableciendo un valor de $\epsilon_{ref} = 0,97$ se encuentra un mejor funcionamiento global del modelo con un valor asociado de α_{ref} igual a 0,17. Es importante remarcar que variando en un amplio rango el valor del α_{ref} para el cálculo de C_d se observa que el error en la estimación de la Rn_d no aumenta de forma significativa, en un rango de α_{ref} entre 0,05 y 0,25 el *RMSE* se ubica entre 6 y 9 W m^{-2} . Este resultado es lógico y va en acuerdo con la hipótesis inicial del modelo, el cual plantea que el cociente C_d es invariante de la superficie y, por lo tanto, si varían las condiciones de la superficie donde se estima C_d su resultado no debe variar, al menos de forma significativa.

En la Figura 2.7 se muestra el *PRMSE* del modelo en función del valor del α_{ref} (izquierda) y en función de la ε_{ref} (derecha) para el cálculo de la Rn_d . Como es posible observar, la variación del error en función del valor de ε_{ref} resulta casi imperceptible, de hecho la variación no existe si, por ejemplo, se hace un análisis del error considerando los errores propios de medición. De todas formas, en la Figura 2.7 de la derecha se exagera el detalle de la escala de las ordenadas para mostrar la variación del *PRMSE*. En lo estrictamente numérico, dado que el flujo neto de radiación de onda larga es regulado por la emisividad de superficie y, durante el día, resulta muy inferior al flujo neto de radiación de onda corta regulado por el albedo, el valor del α_{ref} es más significativo que el valor de la ε_{ref} en el funcionamiento del modelo.

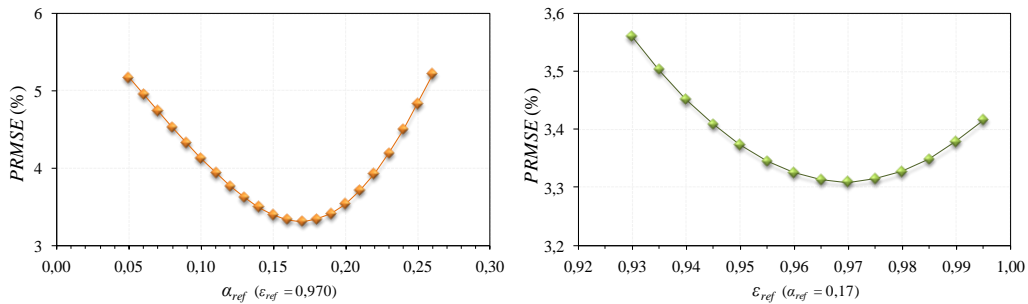


Figura 2.7. *PRMSE* del modelo en función del valor de α_{ref} (izquierda, con $\varepsilon_{ref} = 0,97$) y en función de la ε_{ref} (derecha, con $\alpha_{ref} = 0,17$) en la evaluación del modelo.

En la Figura 2.8 se muestran los valores de radiación neta diaria estimados con el modelo versus los valores promedio diario medidos en terreno, tanto para primavera-verano como para otoño-invierno, para el conjunto de datos considerados en el análisis (Tabla 2.3). La línea negra indica la relación 1:1.

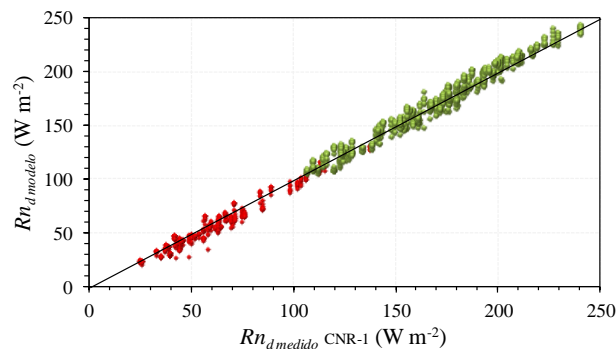


Figura 2.8. Valores estimados de la radiación neta diaria versus valores medidos, para primavera-verano (cuadrados verdes) y otoño-invierno (rombos rojos).

2.3.- RADIACIÓN SOLAR

Como se comentó anteriormente, para aplicar el modelo es necesario contar con medidas meteorológicas de T_a , $R_{s\downarrow}$ y $R_{l\downarrow}$. La temperatura del aire es una variable comúnmente medida a lo largo del mundo, sin embargo la radiación solar y, principalmente, la radiación de onda larga descendente no están disponibles en la mayoría de las estaciones, por lo tanto es importante presentar alternativas para sus estimaciones.

Para conocer la radiación solar, es posible utilizar la radiación solar teórica, $R_{s\downarrow 0}$, que se define como el producto entre la radiación solar recibida al tope de la atmósfera, R_a , y su transmisividad, τ . La $R_{s\downarrow 0}$ se puede calcular como:

$$R_{s\downarrow 0} = R_a \tau = R_a \exp\left(\frac{-0,0018 p_s}{(K_t \text{sen}\phi)}\right) \quad (2.14)$$

donde la transmisividad τ se modela por medio de una ecuación empírica derivada de la ley de Beer (Allen *et al.*, 1998; Lhomme *et al.*, 2007), siendo ϕ el ángulo de elevación solar, K_t es el coeficiente de turbiedad del aire (se considera igual a 1 en condiciones de aire claro) y p_s (kPa) la presión atmosférica que se calcula como función de la altura z (m) sobre el nivel del mar, de acuerdo a $101,3(1 - (0,0065 z / 293))^{5,26}$. Para valores instantáneos, la R_a se calcula como:

$$\begin{aligned} R_a &= I_0 d^2 \text{sen}\phi = \\ &= I_0 d^2 [\text{sen}\phi \text{sen}\delta + \cos\phi \cos\delta \cos\omega] \end{aligned} \quad (2.15)$$

donde I_0 es la constante Solar (igual a 1367 W m^{-2}), d es la inversa de la distancia relativa Tierra-Sol y los ángulos ϕ , δ y ω representan la latitud del lugar, la declinación solar (ángulo que forma la línea que une los centros del Sol y la Tierra con el plano ecuatorial) y el ángulo horario, respectivamente. Las magnitudes d^2 y ω se obtienen por medio de:

$$d^2 = 1 + 0,033 \cos\left(\frac{2\pi D}{365}\right) \quad (2.16)$$

$$\omega = \left(\frac{\pi}{12}\right)(12 - t_s) \quad (2.17a)$$

$$t_s = t + L_c + S_c \quad (2.17b)$$

siendo t_s la hora solar, t la hora local, L_c una corrección debida a la longitud y S_c una corrección estacional para la hora solar (Lhomme *et al.*, 2007; Carmona *et al.*, 2013).

A continuación, en la Figura 2.9 se muestra la radiación solar registrada el 28/02/2010 en Tandil con el piranómetro CM3_{up} (componente del radiómetro CNR-1) y la radiación solar teórica calculada por medio de la Ecuación (2.14). Es posible notar un buen grado de ajuste entre los valores medidos y la aplicación del modelo teórico.

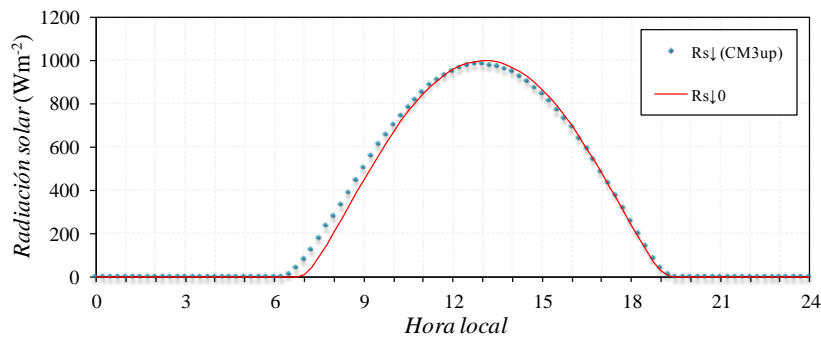


Figura 2.9. Radiación solar medida con el piranómetro CM3_{up} (rombos azules) y radiación solar teórica (línea roja).

2.4.- RADIACIÓN ATMOSFÉRICA DESCENDENTE

Con el propósito de resolver la falta de medidas de la radiación atmosférica descendente, Rl_{\downarrow} , generalmente se recurre a modelos con distinto grado de complejidad y precisión. En el Capítulo 1 se comentaron algunas de las alternativas posibles, donde en el más sencillo de los casos existe un importante número de modelos semiempíricos

para obtener la Rl_{\downarrow} como función de la T_a (K) y/o la presión de vapor e_a (hPa), variables que comúnmente se registran en estaciones meteorológicas alrededor del mundo (Alados *et al.*, 2011).

Un modelo ampliamente utilizado para el cálculo de la Rl_{\downarrow} es el propuesto por Brutsaert (1975). Su alto grado de aceptación se fundamenta en dos motivos; primero en su construcción por medio de una derivación física y, segundo, en su buen desempeño bajo diferentes condiciones climáticas (Carmona *et al.*, 2013). El modelo de Brutsaert (1975) se expresa como:

$$Rl_{\downarrow} = \varepsilon_a \sigma T_a^4 = c_0 \left(\frac{e_a}{T_a} \right)^m \sigma T_a^4 \quad (2.18)$$

donde c_0 es igual a 1,24, m igual a 1/7 y la presión de vapor del aire e_a (hPa) se calcula como $6,108 \exp[17,27 (T_a - 273,15)/(T_a - 35,85)](HR/100)$ siendo T_a la temperatura absoluta y HR la humedad relativa del aire en porcentaje (Allen *et al.*, 1998).

Por otro lado, en caso de no disponer de medidas de humedad relativa del aire, es posible recurrir a modelos que sólo utilicen como variable de entrada la temperatura del aire. En este caso, es posible utilizar el modelo propuesto por Swinbank (1963):

$$Rl_{\downarrow} = \varepsilon_a \sigma T_a^4 = (bT_a^2) \sigma T_a^4 \quad (2.19)$$

donde b es igual a $9,36 \cdot 10^{-6} \text{ K}^{-2}$, de acuerdo al trabajo original.

En Carmona *et al.* (2013) se demostró que ajustando los parámetros de los modelos a las condiciones locales de estudio, en este caso c_0 y m para el modelo de Brutsaert (1975) y b para el de Swinbank (1963), se pueden obtener resultados más precisos. De todas formas, es importante el uso de los parámetros originales al evaluar el modelo de radiación neta, lo cual nos permite comparar resultados en diferentes ambientes e independizarse de las condiciones locales.

2.5.- DISCUSIÓN DEL MODELO

En este capítulo se presentó un nuevo modelo para la estimación de la radiación neta con datos meteorológicos e imágenes de satélite.

En primer lugar, se centraron los esfuerzos en la estimación de la radiación neta diaria, Rn_d . En este sentido, se propuso estimarla como el producto entre la Rn_i , de satélite, y el cociente C_d calculado sobre una *superficie de referencia*, la cual constituye la base del modelo, con valores conocidos de albedo y emisividad de superficie, α_{ref} y ε_{ref} respectivamente, y una temperatura de superficie similar a la del aire.

Se evaluó el funcionamiento del modelo, utilizando diferentes valores de α_{ref} y ε_{ref} , con una serie de medidas locales registradas en Tandil, Argentina. Por un lado, se observó que variando los parámetros del modelo, en un amplio rango, no se presentaban cambios significativos en su funcionamiento, lo cual es deseable porque confirma que el cociente C_d es independiente de la superficie (Sobrino *et al.*, 2005; Sánchez *et al.*, 2008) y puede aplicarse un mismo valor de C_d a toda una región de estudio. Por otro lado, se determinó el mejor par de valores para los parámetros del modelo, resultando $\alpha_{ref} = 0,17$ y $\varepsilon_{ref} = 0,97$. Entonces, considerando los valores de α_{ref} y ε_{ref} propuestos, la Rn_d se calcula como:

$$Rn_d = C_d Rn_i = \left[\frac{0,83Rs_{\downarrow d} + 0,97(Rl_{\downarrow d} - \sigma T_{ad}^4)}{0,83Rs_{\downarrow i} + 0,97(Rl_{\downarrow i} - \sigma T_{ai}^4)} \right] Rn_i \quad (2.20)$$

Además, se presentó una modificación del modelo para poder estimar la radiación neta diaria, Rn_D , como el producto entre la Rn_i y el cociente C_D estimado también sobre la *superficie de referencia*. En este caso, se introduce el factor $[N/24]$, siendo N (horas) la duración de la insolación, para considerar solamente los valores positivos de Rn durante el día. Entonces, el modelo propone calcular la Rn_D como:

$$Rn_D = C_D Rn_i = \left[\frac{0,83Rs_{\downarrow d} + 0,97(Rl_{\downarrow d} - \sigma T_{ad}^4)(N/24)}{0,83Rs_{\downarrow i} + 0,97(Rl_{\downarrow i} - \sigma T_{ai}^4)} \right] Rn_i \quad (2.21)$$

Finalmente, se derivó una novedosa metodología para extender el cálculo de la radiación neta regional a otros instantes del día, permitiendo así obtener el ciclo diurno de radiación neta a partir de una sola imagen de satélite. En este caso, y de forma análoga, el modelo plantea calcular un cociente, C_{t_2, t_1} , entre la radiación neta en un determinado momento, t_2 , y el instante de paso de satélite, t_1 . Es decir, la Rn_{t_2} se calcula como:

$$Rn_{t_2} = C_{t_2, t_1} Rn_{t_1} = \left[\frac{0,83R_{s\downarrow t_2} + 0,97(R_{l\downarrow t_2} - \sigma T_{at_2}^4)}{0,83R_{s\downarrow t_1} + 0,97(R_{l\downarrow t_1} - \sigma T_{at_1}^4)} \right] Rn_{t_1} \quad (2.22)$$

Las Ecuaciones (2.20), (2.21) y (2.22) conforman la propuesta metodológica de la presente Tesis Doctoral. Como una primera valoración del modelo, en la Tabla 2.5 y la Figura 2.10 se presentan los resultados de la evaluación del modelo utilizando la serie de medidas locales registradas en Tandil (2007-2010).

Para el caso de la Rn_d , se comparan los valores medidos $Rn_d \text{ observado}$ versus los valores estimados por medio de $C_d * Rn_i$, donde $i = 10, 11, \dots, 17$ es la hora local final del promedio horario de integración. De forma análoga se realiza para la Rn_D , comparando los valores medidos $Rn_D \text{ observado}$ versus los valores estimados $Rn_D \text{ modelo} = C_D * Rn_i$. Finalmente, para el caso de la Rn_{t_2} , Ecuación (2.22), se comparan los valores medidos $Rn_{t_2} \text{ observado}$ versus los valores estimados $Rn_{t_2} \text{ modelo} = C_{t_2, 11} * Rn_{11}$, donde Rn_{t_2} corresponde a los valores promedio horario $Rn_9, Rn_{10}, Rn_{12}, \dots, Rn_{18}$ registrados en terreno.

Tabla 2.5. Resumen estadístico de la evaluación del modelo para el cálculo de la Rn_d , la Rn_D y la Rn_{t_2} .

Modelo	n	BIAS (W m ⁻²)	RMSE (W m ⁻²)	PRMSE (%)	a (W m ⁻²)	b	r ²
Rn_d	1304	-2	6	5	-7	1,04	0,992
Rn_D	1304	4	7	4	2	1,02	0,991
Rn_{t_2}	1467	1	14	4	12	0,97	0,997

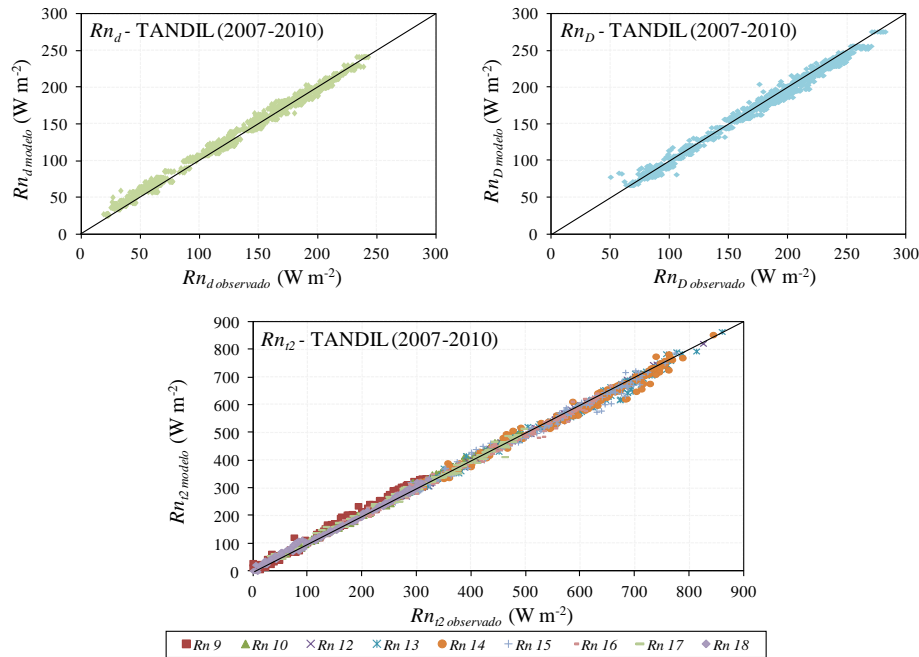


Figura 2.10. Valores estimados versus observados de la Rn_d (arriba izquierda), la Rn_D (arriba derecha) y la Rn_{l2} (abajo), considerando los datos registrados en Tandil.

De acuerdo a los resultados que se presentan en la Tabla 2.5 y la Figura 2.10, el modelo propuesto demuestra un gran funcionamiento, en sus tres aplicaciones, al evaluarlo con los datos registrados en Tandil (2007 - 2010). En las tres aplicaciones, los errores se ubican por debajo del 5 %, reducido sesgo y alta concordancia entre valores medidos y estimados ($r^2 \geq 0,99$).

Estos resultados, por demás satisfactorios, valoran la capacidad del modelo. De todos modos este paso fundamental no es suficiente, dado que es necesario validar el modelo en sitios lo más variados posibles para asegurar su aplicabilidad en diversos ambientes y cubiertas. Además, dado que no siempre se cuenta con un piranómetro para el registro de la Rs_{\downarrow} y, principalmente, con un pirgeómetro para disponer de medidas de Rl_{\downarrow} , es necesario evaluar el modelo reduciendo el número de variables y utilizando las alternativas presentadas en este capítulo, tanto para la modelización de la radiación solar como la radiación de onda larga descendente. En este sentido, resulta lógico entender que se genera una degradación de los resultados cuando se reducen las variables medidas, pero es de suma importancia su reducción y evaluación para aumentar su aplicabilidad.

Por lo tanto, en el siguiente capítulo se presentan cuatro campañas de medida seleccionadas en condiciones variadas de latitud, clima y cubiertas, para validar el modelo en la estimación de la Rn_d , en la Rn_D y en la Rn_{t2} , ésta última para construir el ciclo diurno de radiación. A continuación, en el Capítulo 4 se valida el modelo propuesto considerando situaciones con diferente disponibilidad de datos medidos y, finalmente, en el Capítulo 5 se aplica el modelo con datos de satélite.

Capítulo 3

**CAMPAÑAS
DE MEDIDA**

3.1.- CAMPAÑAS DE MEDIDA

Para validar el modelo se seleccionaron cuatro campañas de medida llevadas a cabo en diferentes sitios del mundo. La primera campaña corresponde a un cultivo de maíz en Tandil (Argentina), la segunda campaña corresponde a un cultivo de viña en Mallorca (España), la tercera campaña corresponde a datos del Proyecto FIFE (*First ISLSCP Field Experiment*) desarrollado en la pradera de Kansas (Estados Unidos) y, la última campaña corresponde a medidas llevadas a cabo en el marco del Proyecto SAFARI 2000 en Maun, Botsuana. A continuación se presenta una descripción de cada una de las zonas de validación, los equipos de medida y los datos utilizados.

3.1.1.- CULTIVO DE MAÍZ - TANDIL

La primera zona de validación se ubica en el partido de Tandil (Argentina), precisamente en el campo *La Campana* ($37^{\circ} 17' S$, $58^{\circ} 57' O$, 154 m), 15 km al este del casco urbano y cercana a las áreas de medida utilizadas para determinar los parámetros del modelo. La campaña experimental se desarrolló sobre un cultivo de maíz en una parcela de 36 ha, en el marco del proyecto "*Efectos de los ciclos húmedos y secos sobre el balance de energía y la productividad neta a escala espacial: aplicación en la región pampeana*" (código 03/A178 UNCPBA, Inv. Ppal.: Raúl Rivas).

A fines del año 2012 se instalaron dos estaciones de medida en el centro de la parcela, con equipos que registran los componentes de la radiación neta, la velocidad de viento, temperatura/humedad relativa del aire, flujo de calor en el suelo, temperatura y humedad del suelo, temperatura de la vegetación, entre otras variables. La Figura 3.1 muestra las estaciones de balance de energía y el predio con cultivo de maíz.



Figura 3.1. Estaciones de balance de energía en el cultivo de maíz: **a)** instalación de sensores en la etapa de desarrollo del cultivo (izquierda) y **b)** el cultivo en su etapa de floración (derecha).

Del conjunto de medidas se utilizaron los registros de los componentes de la radiación neta, la temperatura y humedad relativa del aire. Para la medida de los componentes de la radiación neta se utilizó un radiómetro neto CNR-1 (Kipp & Zonen). El radiómetro neto registra por separado la radiación incidente y saliente, tanto de onda corta como de onda larga, por medio de sus cuatro componentes; dos piranómetros CM3 (0,305 - 2,800 μm) y dos pirgeómetros CG3 (5 - 50 μm). Los sensores CM3 y CG3 presentan un error máximo de 2,5 %. Para el registro de la temperatura y humedad relativa del aire se utilizó un equipo CS215-L16 (Campbell Scientific, Inc.), que presenta un error máximo de 0,4 °C para la temperatura y del 2 % para la humedad relativa, considerando rangos habituales de medida.

Ambos instrumentos se montaron sobre un mástil de hierro a 2,60 m sobre la superficie, los valores medios, máximos y mínimos de cada variable se almacenaron cada 15 minutos en un datalogger CR10X (Campbell Scientific, Inc.). El datalogger se conectó a una batería de 12 V con un panel solar de 20 W para su recarga. En la Figura 3.2 se muestra a un personal de apoyo a la investigación conectando los cables de los equipos al datalogger CR10X (izquierda) y el radiómetro neto CNR-1 utilizado (derecha).

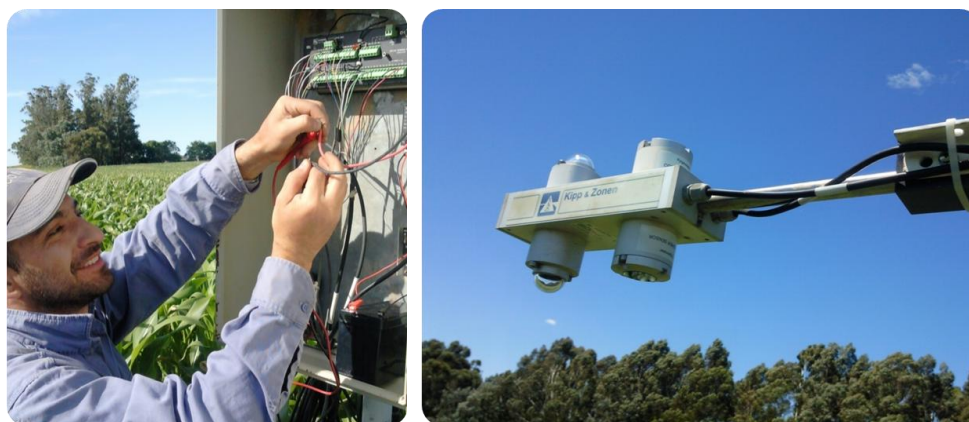


Figura 3.2. Personal de apoyo a la investigación (IHLLA-CICPBA) instalando los equipos de medida (izquierda) y radiómetro neto CNR-1 (derecha) sobre el cultivo de maíz.

Utilizamos en esta Tesis los datos registrados entre el 22 de diciembre de 2012 y el 31 de mayo de 2013 (131 días). En la Figura 3.3 se muestra la serie de datos de los componentes de la radiación neta registrados con el radiómetro CNR-1. A continuación, en la Tabla 3.1 se presenta un resumen estadístico de las medidas horarias

registradas con el radiómetro neto y el equipo de temperatura/humedad relativa del aire en la campaña de medida.

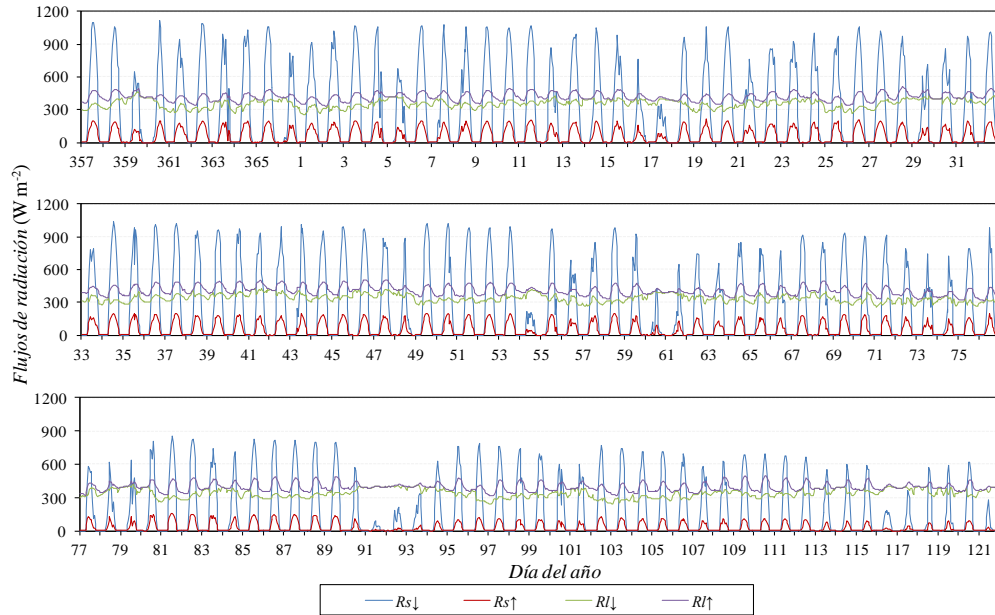


Figura 3.3. Serie de datos de los componentes de la radiación neta registrados por el radiómetro neto CNR-1 sobre el cultivo de maíz a lo largo de la campaña de medida.

Tabla 3.1. Resumen estadístico de las medidas registradas con los equipos CNR-1 y CS215-L16 sobre el cultivo de maíz. Número de datos (horarios) $n = 3.144$.

Estadístico	Rs_{\downarrow} ($W m^{-2}$)	Rs_{\uparrow} ($W m^{-2}$)	Rl_{\downarrow} ($W m^{-2}$)	Rl_{\uparrow} ($W m^{-2}$)	T_a (K)	HR (%)
Promedio	241	48	343	405	291	78
Desviación estándar	322	62	39	41	7	21
Máximo	1114	212	461	509	309	100
Mínimo	0	0	238	314	274	22

3.1.2.- CULTIVO DE VIÑA - MALLORCA

Esta campaña de medida se desarrolló en el marco del proyecto PROMETEO de la Generalitat Valenciana (PROMETEO/2009/086, Inv. Ppal.: Vicente Caselles). El registro de datos comenzó a finales de 2011 en la viña experimental de la Universidad de las Islas Baleares (UIB) ubicada en Palma de Mallorca (39,5° N; 3,0° E), donde se instalaron los primeros equipos adquiridos en relación al proyecto. En una primera etapa, se instalaron sensores infrarrojos Apogee IRR-PN, previamente calibrados,

conectados a un datalogger CR1000 (Campbell Scientific, Inc.) con una batería recargable de 17 Ah y un panel solar de 10 W. Se registraron medidas de la temperatura del suelo y de la vegetación, así como de las zonas soleadas y sombreadas para poder analizar las diferencias que se presentan. También, se estudiaron las diferencias entre las temperaturas radiométricas y la temperatura del aire. En la Figura 3.4 se muestra la viña experimental de la UIB y los equipos de temperatura radiativa instalados.



Figura 3.4. Viña experimental de la UIB (izquierda) y sensores de temperatura radiativa instalados (derecha).

En una segunda etapa, a mediados del año 2012 se instalaron sensores de radiación neta, temperatura radiativa, flujos de calor en el suelo, velocidad de viento, entre otros equipos adquiridos en el marco del proyecto (Sánchez y Doña, 2012). En esta Tesis Doctoral se utilizaron los datos registrados por un radiómetro neto CNR-4 (Kipp & Zonen) instalado sobre la viña y datos de temperatura/humedad relativa del aire obtenidos de una estación meteorológica cercana. El radiómetro neto CNR-4 registra por separado la radiación incidente y saliente, tanto de onda corta como de onda larga, por medio de dos piranómetros (0,305 - 2,800 μm) y dos pirgeómetros (4,5 - 42 μm) que componen el equipo. Este equipo es muy ligero y, a diferencia del CNR-1, posee un diseño mejorado con un escudo solar que permite reducir los efectos térmicos, tanto en las mediciones de radiación de onda corta como de onda larga.

En la Figura 3.5 se muestra el radiómetro neto CNR-4 sobre la viña experimental, el datalogger CR1000 (Campbell Scientific, Inc.) al cual se conectó el radiómetro y la estación meteorológica que registra los datos de temperatura/humedad relativa del aire utilizados.



Figura 3.5. Estación meteorológica (izquierda arriba), datalogger CR1000 (izquierda abajo) y radiómetro neto CNR-4 instalado sobre la viña experimental de la UIB (derecha).

En la Figura 3.6 se muestra la serie de datos utilizados, entre el 23 de junio y el 2 de octubre de 2012 (102 días), de los componentes de la radiación neta. A continuación, en la Tabla 3.2 se presenta un resumen estadístico de las medidas horarias de los componentes de la radiación neta y de temperatura/humedad relativa del aire registradas durante la campaña experimental.

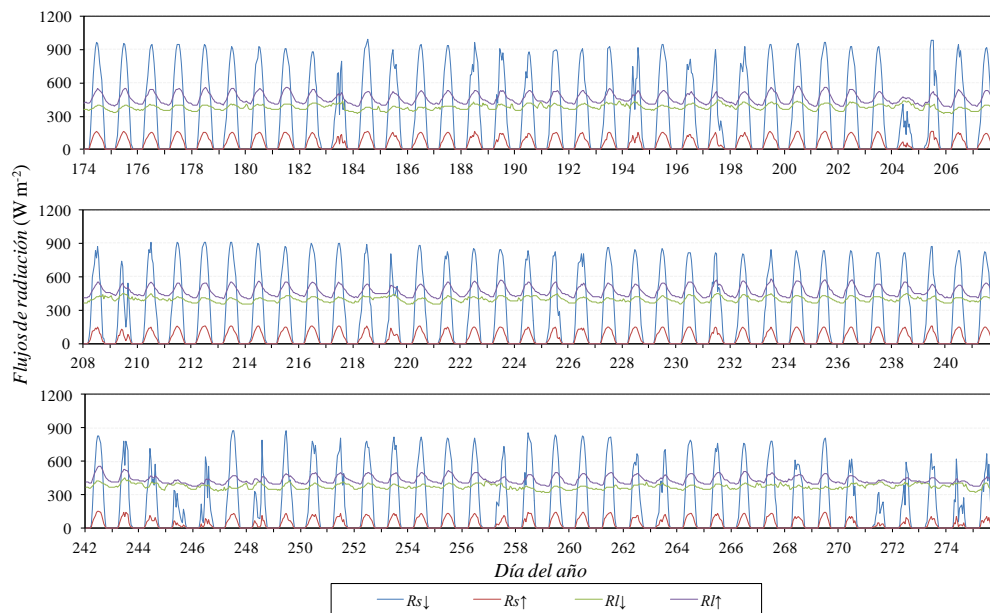


Figura 3.6. Medidas de los términos de la radiación neta registradas en la viña de la UIB.

Tabla 3.2. Resumen estadístico de las medidas registradas con los equipos CNR-4 y las medidas de temperatura/humedad relativa del aire. Número de datos (horarios) $n = 2.448$.

<i>Estadístico</i>	Rs_{\downarrow} ($W m^{-2}$)	Rs_{\uparrow} ($W m^{-2}$)	Rl_{\downarrow} ($W m^{-2}$)	Rl_{\uparrow} ($W m^{-2}$)	T_a (K)	HR (%)
Promedio	264	45	383	453	298	62
Desviación estándar	319	53	25	45	5	20
Máximo	992	168	452	577	314	99
Mínimo	0	0	321	374	286	12

3.1.3.- PRADERA - KANSAS

Los datos utilizados corresponden a medidas realizadas en el marco del Proyecto FIFE (*First International Satellite Land Surface Climatology Project Field Experiment*). La experiencia FIFE fue un proyecto climatológico de gran escala que se llevo a cabo entre los años 1987 y 1989 en un área de $15 \times 15 km^2$ de extensión centrado en $39,05^\circ$ latitud Norte y $96,53^\circ$ longitud Oeste cerca de Manhattan, Kansas. Este proyecto fue diseñado para mejorar la comprensión de los ciclos de carbono y agua, para coordinar los datos recogidos por satélites, aviones e instrumentos en terreno, y para utilizar satélites en la medición de estos ciclos.

En la zona FIFE predominan los pastizal con una topografía moderada, donde la mayoría del área corresponde a zonas privadas de pastoreo (Sellers *et al.*, 1992). Un tercio del área total se encuentra dentro de una reserva ecológica creada para el estudio de la dinámica de este tipo de ecosistemas. La Figura 3.7 muestra la pradera de Kansas en el área de la campaña experimental FIFE.



Figura 3.7. Imágenes de la pradera de Kansas en la zona FIFE.

En la campaña se registraron datos de superficie por medio de varias estaciones meteorológicas automáticas (AMS) desde el 1 de mayo de 1987 hasta el 10 de noviembre de 1989. Durante los tres veranos (1987, 1988, y 1989) se realizaron mediciones de flujos de superficie en varios sitios dentro del área de la experiencia (22 sitios en 1987, 10 en 1988 y 14 en 1989) (Betts y Ball, 1998).

En las fases críticas del desarrollo fenológico de la vegetación se llevaron a cabo períodos de campañas intensivas de campo, donde cerca de 100 personas (entre investigadores y personales de apoyo) estuvieron trabajando en la zona realizando medidas de campo. Se realizaron varios vuelos de avión tomando medidas radiométricas en el intervalo Visible, Infrarrojo Próximo, Térmico y Microondas del espectro electromagnético. También, se coordinaron actividades de medidas entre sí y con pasadas de satélite (Sánchez, 2005). Una descripción completa de la zona y de las campañas experimentales se presenta en Sellers *et al.* (1992) y Hall y Sellers (1995).

En esta Tesis Doctoral se tomaron en cuenta los datos promedio del sitio FIFE de los registros de los componentes de la radiación neta, temperatura y humedad relativa del aire. Los datos meteorológicos promedio del sitio FIFE (datos AMS) se obtuvieron de Betts (1994a) y los datos de flujos promedio del sitio (datos FLUX) de Betts (1994b) que se procesaron en el proyecto FIFE Follow-On (1990-1993).

En el proyecto FIFE Follow-On los investigadores realizaron un amplio análisis de los datos FIFE originales (1987-1989), donde se limpiaron exhaustivamente los datos brutos y se editaron antes de generar los promedios del sitio. Otras actividades se centraron en el uso de datos de teledetección para determinar los balances de energía superficial, la humedad del suelo, los parámetros de la vegetación, los flujos de la superficie y la atmósfera, y las propiedades de la atmósfera. También se estudiaron los modelos de intercambio de energía entre la superficie y la atmósfera para entender de forma integral la dinámica de la pradera.

De las series de datos AMS y FLUX (1987-1989) se consideraron los datos procesados entre el 27 de mayo y el 16 de octubre de 1987. Un detalle de los datos utilizados y las series de medidas se presenta en Betts y Ball (1998). En la Figura 3.8 se muestra la serie de datos de la radiación de onda corta y larga que entra y sale de la superficie, correspondientes a los datos FLUX procesados por Betts (1994b). A continuación, en la Tabla 3.3 se presenta un resumen estadístico de las medidas horarias

de los componentes de la radiación neta (datos FLUX) y de la temperatura/humedad relativa del aire obtenida por medio de la serie de datos AMS.

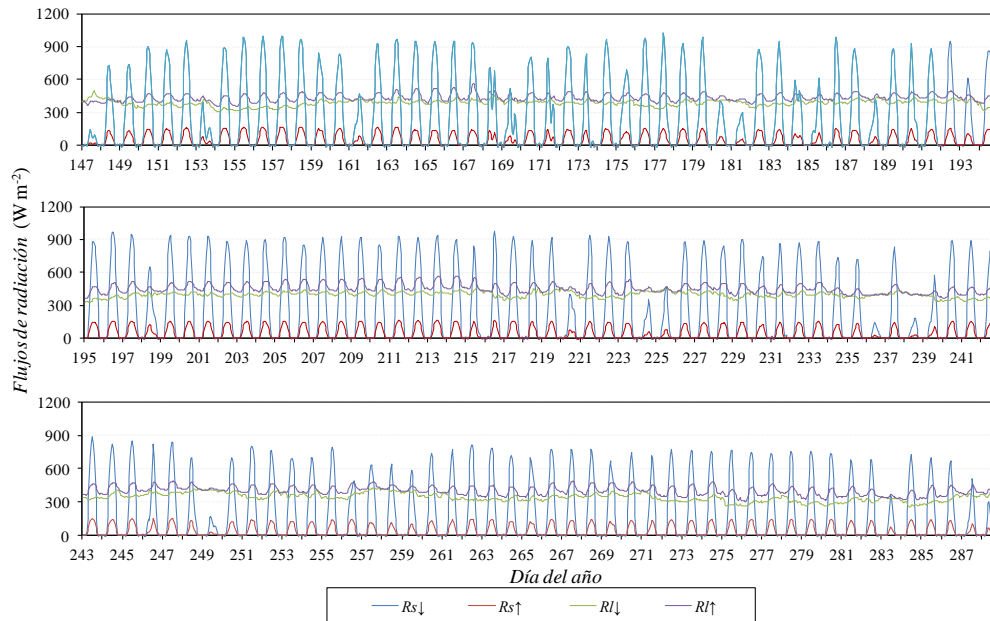


Figura 3.8. Medidas de los términos de la radiación neta registrados en la experiencia FIFE, mayo - octubre de 1987.

Tabla 3.3. Resumen estadístico de las medidas de los términos de radiación y de la temperatura/humedad relativa del aire en la zona FIFE, entre el 27 de mayo y el 16 de octubre de 1987. Número de datos (horarios) $n = 3.408$.

Estadístico	Rs_{\downarrow} ($W m^{-2}$)	Rs_{\uparrow} ($W m^{-2}$)	Rl_{\downarrow} ($W m^{-2}$)	Rl_{\uparrow} ($W m^{-2}$)	T_a (K)	HR (%)
Promedio	247	46	376	428	295	77
Desviación estándar	310	55	39	44	7	14
Máximo	1024	168	502	569	312	100
Mínimo	0	0	255	305	273	37

3.1.4.- SABANA - MAUN

El último conjunto de datos utilizados corresponden a medidas realizadas en el Proyecto SAFARI 2000 (*Southern African Regional Science Initiative 2000*). El Proyecto SAFARI 2000 fue una iniciativa científica internacional para estudiar las relaciones entre los procesos atmosféricos y de superficie en la región del sur de África. Además, en el proyecto se estudiaron las relaciones entre las emisiones biogénicas,

pirogénicas y antropogénicas, y las consecuencias de su deposición en el funcionamiento de los sistemas biogeofísicos y biogeoquímicos del sur de África.

El sitio de medida se encuentra en una sabana arbolada de mopane de hoja ancha (*Colophospermum mopane*) a unos 20 km al este de Maun, en el noreste de Botsuana (19°54' S; 23°33' E). El clima del lugar es semi-árido, con una precipitación media anual de 464 mm. Una marcada estación seca ocurre entre los meses de invierno, de mayo a septiembre, y normalmente las precipitaciones apreciables se limitan al período húmedo comprendido entre diciembre y marzo.

En el marco del proyecto se instaló una torre micrometeorológica de 12,6 m de altura ubicada en el centro de una zona homogénea de árboles mopane con una altura máxima de 8 m. También arbustos mopane (2 m de altura máxima) se encontraban a unos 300 m al noreste y oeste de la torre. Este patrón de vegetación se extendía en al menos 2,5 km en todas las direcciones. La fracción de cobertura de la copa de los árboles mopane se estima en unos 30-40 % (Bird *et al.*, 2004), mientras que en el sotobosque marginal se encuentran hierbas con baja cobertura. La pendiente del suelo es inferior al 0,5%. La zona de estudio se utilizó por muchas décadas principalmente para el pastoreo de ganado y la recolección de leña. Durante el período de estudio poco ganado estaba presente, debido a medidas de control de enfermedades llevadas a cabo dos años y medio antes. En la Figura 3.9 se muestra la zona aledaña a la torre micrometeorológica instalada en el marco del proyecto SAFARI 2000.



Figura 3.9. Imágenes de la sabana de Maun en la zona aledaña a la torre de medidas.

Las medidas de la torre micrometeorológica se desarrollaron en los períodos húmedos y secos, coincidentes con las actividades de campo del Proyecto SAFARI 2000, entre febrero-abril y agosto-septiembre del año 2000. En la torre se midió la

velocidad del viento, temperatura del aire, presión de vapor y la concentración de CO₂ con un sistema de covarianza turbulenta cerrado, que consiste en un anemómetro sónico y un analizador de gases infrarrojo. También se midieron los términos de radiación de onda larga y onda corta, temperatura/humedad relativa del aire, flujo de calor en el suelo, temperatura y humedad del suelo a varias profundidades, entre otras medidas. Mas detalles pueden encontrarse en los trabajos de [Lloyd et al. \(2004\)](#) y [Greenberg et al. \(2003\)](#).

En lo que respecta a los datos utilizados en esta Tesis Doctoral, la temperatura/humedad relativa del aire se midió con un equipo HMP 45a (Vaisala), que presenta una precisión de 0,3 °C para la temperatura y del 2 % para la humedad relativa en los rangos habituales de medida, y los términos de la radiación de onda corta y onda larga se midieron con un radiómetro neto CNR-1 (Kipp & Zonen), similar al de la primera campaña considerada. Los equipos se colocaron a 12,6 m de altura y los registros de medida se almacenaron cada 30 minutos en un datalogger CR23X (Campbell Scientific, Inc.). En la Figura 3.10 se muestra la torre micrometeorológica y los equipos de temperatura/humedad relativa del aire y de radiación neta instalados en su parte más alta.

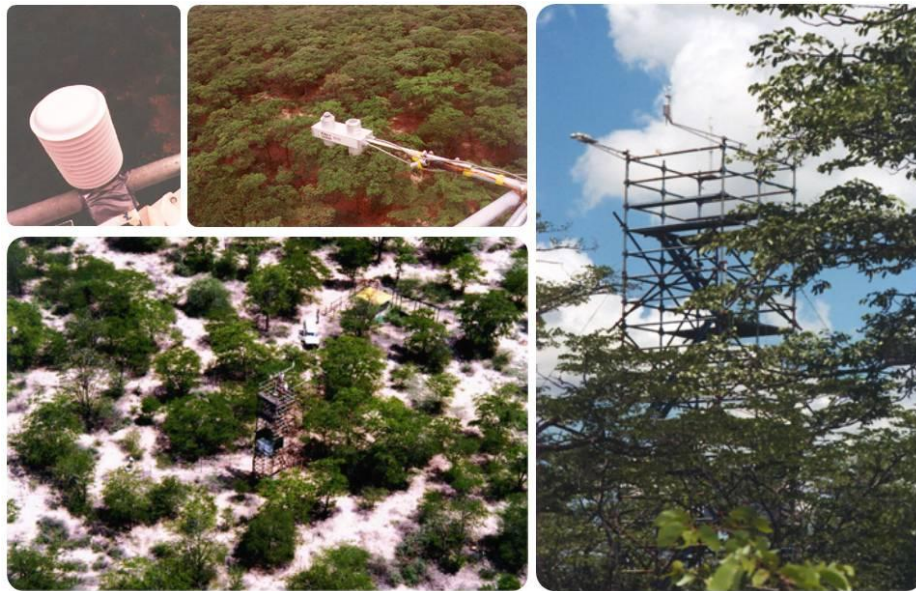


Figura 3.10. Imágenes de la torre micrometeorológica (izquierda abajo y derecha) y los equipos HMP 45a y CNR-1 (izquierda arriba) instalados en ella.

En la Figura 3.11 se muestra la serie de datos de la radiación de onda corta y larga que entra y sale de la superficie, correspondientes a los datos registrados durante la campaña SAFARI 2000. A continuación, en la Tabla 3.4 se presenta un resumen estadístico de las medidas horarias de los componentes de la radiación neta y de la temperatura/humedad relativa del aire registradas en la torre micrometeorológica.

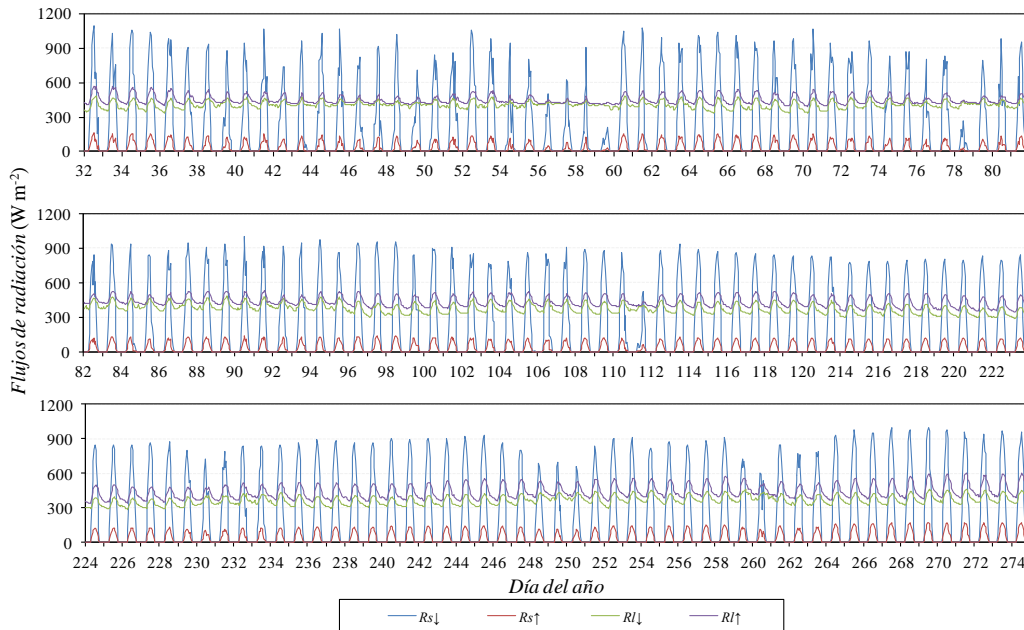


Figura 3.11. Medidas de los términos de la radiación neta registrados en la torre micrometeorológica de la experiencia SAFARI 2000.

Tabla 3.4. Resumen estadístico de las medidas de los términos de radiación y de la temperatura/humedad relativa del aire registrados en la torre micrometeorológica durante el proyecto SAFARI 2000. Número de datos (horarios) $n = 3.624$.

Estadístico	Rs_{\downarrow} ($W m^{-2}$)	Rs_{\uparrow} ($W m^{-2}$)	RL_{\downarrow} ($W m^{-2}$)	RL_{\uparrow} ($W m^{-2}$)	T_a (K)	HR (%)
Promedio	239	35	382	440	296	55
Desviación estándar	322	47	43	48	5	27
Máximo	1091	170	482	599	309	97
Mínimo	0	0	286	340	280	7

A partir de las cuatro campañas descritas, en el siguiente capítulo se valida el modelo propuesto. Vale la pena destacar la variedad de ambientes y cubiertas consideradas. Por un lado se consideran dos campañas en ambientes húmedos, la

pradera de Kansas y la región pampeana húmeda de Argentina, y por otro lado dos ambientes más secos, Mallorca y, principalmente, Maun. En cuanto a las cubiertas también se consideraron muy variadas condiciones; una pradera, una sabana, una viña y un cultivo extensivo de maíz.

Finalmente, y no menos importante, tres de las cuatro campañas corresponden a latitudes medias y un sitio de validación, la sabana de Maun, en una latitud muy diferente. Esta última consideración es muy importante, dado que la mayoría de los modelos preexistentes se desarrollaron y se aplican a latitudes medias, sin embargo su carácter local los hace inútiles, o poco confiables, en otras latitudes. Contar con un sitio de validación en una latitud diferente servirá para ponderar la capacidad del modelo propuesto.

Capítulo 4

**RESULTADOS
Y DISCUSIÓN**

4.1.- VALIDACIÓN

Tomando las bases de datos de las campañas de medida, se filtraron los días con nubosidad y se utilizaron solamente aquellos datos en condiciones de cielo despejado. Para la campaña sobre el cultivo de maíz (Tandil) quedaron a disposición 43 de 131 días, mientras que 39 de 102 días para la viña (Mallorca), 68 de 142 días para la pradera (Kansas) y 45 de 151 días para la campaña de medida llevada a cabo en la sabana de Maun.

Se calcularon los promedios diarios y horarios de los componentes de la radiación neta en superficie, la temperatura y humedad relativa del aire. Posteriormente, se calculó la radiación neta, la radiación solar teórica y la radiación de onda larga descendente, por medio de las ecuaciones mostradas en el Capítulo 2.

A continuación se presenta la validación del modelo para el cálculo de la radiación neta diaria, primero, la radiación neta diurna y, finalmente, la validación de la construcción del ciclo diurno de radiación.

4.1.1.- RADIACIÓN NETA DIARIA

En primer lugar se comparan los valores promedio diario de la radiación neta medida en terreno, Rn_d observado, versus los valores calculados Rn_d modelo = $C_d * Rn_i$, siendo que Rn_i corresponde a los valores promedio horario $Rn_{10}, Rn_{11}, \dots, Rn_{17}$ registrados en terreno, donde C_d se calcula por medio del modelo propuesto.

Para calcular el cociente C_d se han considerado diferentes alternativas, denominadas como *Casos (1), (2a), (2b), (3a) y (3b)*. En la primera situación, *Caso (1)*, se utilizan las medidas directas de los términos de radiación de onda corta y onda larga entrante registrados en terreno (piranómetro y pirgeómetro), entonces el cálculo del cociente C_d se realiza como:

$$C_d = \left[\frac{0,83R_{s\downarrow d} + 0,97(R_{l\downarrow d} - \sigma T_{ad}^4)}{0,83R_{s\downarrow i} + 0,97(R_{l\downarrow i} - \sigma T_{ai}^4)} \right] \quad (4.1)$$

En el *Caso (2)*, *a* y *b*, se utilizan medidas de la radiación solar y registros meteorológicos básicos (T_a y HR , o solo T_a) para el cálculo de la Rl_{\downarrow} por medio de modelos semiempíricos; para el *Caso (2a)* se utiliza el modelo de Brutsaert (1975), Ecuación (2.18), y para el *Caso (2b)* se utiliza el modelo de Swinbank (1963), Ecuación (2.19). Por lo tanto, el cociente C_d se calcula como:

$$C_d = \left[\frac{0,83R_{s_{\downarrow d}} + 0,97 \sigma T_{ad}^4 \left(1,24 \left(\frac{e_{ad}}{T_{ad}}\right)^{1/7} - 1\right)}{0,83R_{s_{\downarrow i}} + 0,97 \sigma T_{ai}^4 \left(1,24 \left(\frac{e_{ai}}{T_{ai}}\right)^{1/7} - 1\right)} \right] \quad (4.2)$$

$$C_d = \left[\frac{0,83R_{s_{\downarrow d}} + 0,97 \sigma T_{ad}^4 (9,36 \cdot 10^{-6} T_{ad}^2 - 1)}{0,83R_{s_{\downarrow i}} + 0,97 \sigma T_{ai}^4 (9,36 \cdot 10^{-6} T_{ai}^2 - 1)} \right] \quad (4.3)$$

para los *Casos (2a)* y *(2b)*, respectivamente. Finalmente, en el *Caso (3)*, *a* y *b*, no se utilizan medidas de radiación; *(3a)* y *(3b)* son similares a los *Casos (2a)* y *(2b)*, respectivamente, pero la radiación solar se calcula por medio de la Ecuación (2.14) (donde el coeficiente de turbiedad del aire, K_r , se asume igual a 1).

En la Tabla 4.1 se presentan los resultados de la validación del modelo para el cálculo de la radiación neta diaria, donde los estadísticos utilizados son la desviación media o sesgo (*BIAS*), el error cuadrático medio (*RMSE*), el *RMSE* porcentual ($PRMSE = 100 * [RMSE / \overline{Rn_d}]$, siendo $\overline{Rn_d}$ la media de los valores observados) y el coeficiente de determinación (r^2) con la pendiente (*b*) y ordenada al origen (*a*) de la regresión lineal.

A continuación, en la Figura 4.1 se muestran las gráficas de los valores de radiación neta diaria estimados con el modelo ($Rn_{d \text{ modelo}}$) versus los valores medidos ($Rn_{d \text{ observado}}$). Para los *Casos (2)* y *(3)* se grafican los mejores resultados que se presentan en cada campaña, de acuerdo a los estadísticos mostrados en la Tabla 4.1.

Tabla 4.1. Resumen estadístico de la validación del modelo propuesto para el cálculo de la Rn_d . Los mejores resultados se resaltan en color.

Caso	Medidas	BIAS ($W m^{-2}$)	RMSE ($W m^{-2}$)	PRMSE (%)	a ($W m^{-2}$)	b	r^2
MAÍZ (n = 344 ; $\overline{Rn_d} = 146 \pm 60 W m^{-2}$)							
(1)	$Rs_{\downarrow}, Rl_{\downarrow}$	-2	5	4	-5	1,02	0,993
(2a)	Rs_{\downarrow}, T_a, HR	-5	12	8	-11	1,04	0,969
(3a)	T_a, HR	2	13	9	-7	1,06	0,961
(2b)	Rs_{\downarrow}, T_a	-11	15	10	-15	1,03	0,965
(3b)	T_a	-12	16	11	-17	1,03	0,964
VIÑA (n = 312 ; $\overline{Rn_d} = 166 \pm 30 W m^{-2}$)							
(1)	$Rs_{\downarrow}, Rl_{\downarrow}$	1	3	2	-4	1,03	0,988
(2a)	Rs_{\downarrow}, T_a, HR	-9	13	8	-31	1,13	0,927
(3a)	T_a, HR	-9	14	8	-32	1,14	0,905
(2b)	Rs_{\downarrow}, T_a	-9	10	6	-20	1,07	0,974
(3b)	T_a	-9	12	7	-22	1,08	0,940
PRADERA (n = 544 ; $\overline{Rn_d} = 171 \pm 40 W m^{-2}$)							
(1)	$Rs_{\downarrow}, Rl_{\downarrow}$	-4	6	3	-6	1,01	0,989
(2a)	Rs_{\downarrow}, T_a, HR	-8	11	6	-19	1,06	0,984
(3a)	T_a, HR	-9	13	8	-27	1,10	0,968
(2b)	Rs_{\downarrow}, T_a	-16	18	10	-17	1,00	0,976
(3b)	T_a	-16	19	11	-26	1,05	0,959
SABANA (n = 360 ; $\overline{Rn_d} = 140 \pm 14 W m^{-2}$)							
(1)	$Rs_{\downarrow}, Rl_{\downarrow}$	-6	7	5	-10	1,03	0,927
(2a)	Rs_{\downarrow}, T_a, HR	-30	30	21	-85	1,42	0,784
(3a)	T_a, HR	-23	30	18	-65	1,30	0,745
(2b)	Rs_{\downarrow}, T_a	-11	13	9	-17	1,04	0,855
(3b)	T_a	-1	9	7	-2	1,01	0,692

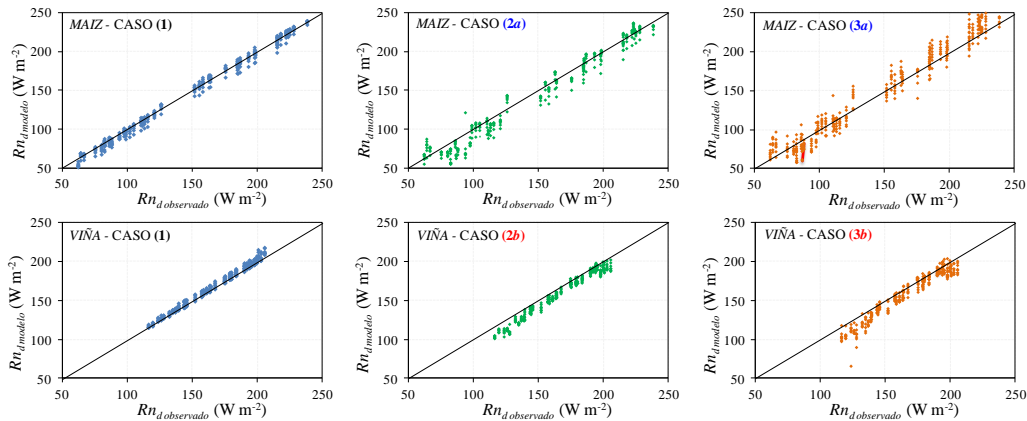


Figura 4.1. Valores estimados de radiación neta diaria versus valores medidos, para las cuatro campañas de medida consideradas.

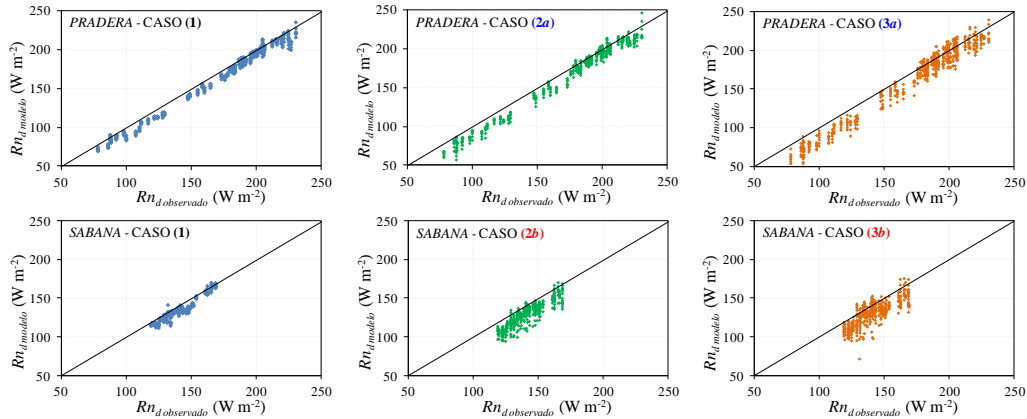


Figura 4.1. Continuación.

De acuerdo a la información brindada en la Tabla 4.1, el modelo tiene un muy buen funcionamiento en las diferentes alternativas evaluadas, salvo en los *Casos (2a)* y *(3a)* para la sabana de Maun, lo cual se explica más adelante.

En primer lugar, para el *Caso (1)* se observan valores de *RMSE* entre 3 y 7 $W m^{-2}$ y *BIAS* entre 1 y -6 $W m^{-2}$, mientras que los valores de r^2 son en general cercanos a la unidad. Si bien este primer caso resulta operativamente el menos viable, dado que es difícil contar con medidas directas de $R_{n\downarrow}$ de un pirgeómetro o datos precisos que permitan utilizar un código de transferencia radiativa para su correcta modelización, los bajos errores observados nos permiten visualizar el efecto que se produce al fijar los valores de albedo, emisividad y temperatura de superficie (igual a T_a) en el cálculo del cociente C_d . Los resultados confirman la capacidad del modelo propuesto, el cual consiste en considerar una *superficie de referencia*.

Mejores resultados se observan en el cultivo de viña ($RMSE = 3 W m^{-2}$; $BIAS = 1 W m^{-2}$), respecto al cultivo de maíz, la pradera y la sabana. Esta diferencia significativa en parte puede deberse a la precisión de los instrumentos de medida utilizados, donde un radiómetro neto CNR-4 (Kipp & Zonen) se utilizó en la viña, para medir los componentes de la radiación neta, y equipos menos precisos se utilizaron en las otras tres campañas consideradas (radiómetros CNR-1 en las campañas de maíz y sabana, y sin información de la instrumentación para la pradera; aunque la fecha de esta última campaña hace pensar en el uso de equipos menos precisos).

Como se comentó anteriormente, en los *Casos (2a)* y *(2b)* se utilizan los modelos de [Brutsaert \(1975\)](#) y de [Swinbank \(1963\)](#), respectivamente, para el cálculo de la radiación de onda larga descendente en el cociente C_d . Estas alternativas evaluadas son bastante más realistas desde su operatividad, dado que una estación meteorológica (o una red de estaciones) seguramente cuente con sensores de temperatura/humedad relativa del aire y, quizás, con algún piranómetro, pero difícilmente cuente con un pirgeómetro para medir la radiación de onda larga. Los resultados muestran valores de *RMSE* entre 11 y 13 $W m^{-2}$ y *BIAS* entre 5 y -9 $W m^{-2}$ en tres de las cuatro campañas para el *Caso (2a)*, mientras que para el *Caso (2b)*, donde el modelo de [Swinbank \(1963\)](#) se utiliza para la RI_{\downarrow} , los valores de *RMSE* y *BIAS* se ubican entre 10 y 18 $W m^{-2}$ y entre -11 y -16 $W m^{-2}$, respectivamente, considerando las cuatro campañas de validación.

En los *Casos (3a)* y *(3b)*, donde además la radiación solar se modela en el cálculo del cociente C_d , los resultados estadísticos son similares a los *Casos (2a)* y *(2b)*, mostrando en general una degradación relativamente baja en los errores observados (*BIAS* y *RMSE*). Estos resultados estadísticos similares constituyen un resultado por demás significativo, dado que no siempre se cuenta con un piranómetro (o un conjunto de ellos para una zona relativamente extensa) y, por lo tanto, resulta útil entender que aún estimando la radiación solar se pueden lograr buenos resultados.

Para poder analizar los errores que incorporan el modelado de los términos de radiación en el cociente C_d , se discuten sus resultados por separado. En principio, en la Tabla 4.2 se presentan los valores promedio diarios y horarios (considerando la hora local con horario final de integración $i = 10, 11, \dots, 17$) de la temperatura, la humedad relativa y la presión de vapor del aire para los datos utilizados de las cuatro campañas de medida. Posteriormente, en la Tabla 4.3 se presentan los resultados estadísticos de las comparaciones entre los valores medidos y modelados de la RI_{\downarrow} .

Tabla 4.2. Valores promedios diarios y horarios, con sus desviaciones estándar, de la temperatura, humedad relativa y presión de vapor del aire para los datos utilizados en la validación del modelo.

<i>Campaña</i>	T_{ai} (K)	T_{ad} (K)	HR_i (%)	HR_d (%)	e_{ai} (hPa)	e_{ad} (hPa)
<i>MAÍZ</i>	297 ± 5	291 ± 4	49 ± 15	71 ± 6	15 ± 4	14 ± 4
<i>VIÑA</i>	304 ± 3	299 ± 2	39 ± 13	59 ± 11	17 ± 4	16 ± 2
<i>PRADERA</i>	300 ± 6	296 ± 6	61 ± 9	73 ± 6	22 ± 6	21 ± 6
<i>SABANA</i>	299 ± 4	294 ± 3	26 ± 14	37 ± 14	8 ± 4	9 ± 4

Capítulo 4

Como se muestra en la Tabla 4.2, algunos valores de temperatura y, principalmente, de humedad relativa del aire son bastante diferentes a los presentados en las Tablas de resumen del Capítulo 3 (Tablas 3.1, 3.2, 3.3 y 3.4). Esto se debe a que aquí solo se consideran los datos utilizados para la validación del modelo. Por ejemplo, la HR_d en la sabana de Maun es del 37 %, casi un 20 % inferior al valor presentado en la Tabla 3.4, donde el hecho de que gran parte de los días despejados se localicen en el periodo seco de medidas (33 de 45 días) reduce significativamente su magnitud promedio para el conjunto de datos utilizados en la validación.

Tabla 4.3. Resumen estadístico de la evaluación de los modelos semiempíricos de Brutsaert (1975) (BT) y Swinbank (1963) (SW) para la estimación de la $RI_{\downarrow i}$ y la $RI_{\downarrow d}$. Los peores resultados se resaltan en color.

Campaña	Modelo	BIAS ($W m^{-2}$)	RMSE ($W m^{-2}$)	PRMSE (%)	a ($W m^{-2}$)	b	r^2
$RI_{\downarrow i}$							
MAÍZ	BT	30	30	9	27	1,00	0,841
VIÑA	BT	-1	12	3	136	0,66	0,561
PRADERA	BT	24	30	7	1	1,06	0,939
SABANA	BT	-70	70	17	28	0,77	0,661
MAÍZ	SW	40	40	13	55	0,95	0,673
VIÑA	SW	23	30	7	-59	1,20	0,656
PRADERA	SW	21	30	7	5	1,04	0,879
SABANA	SW	-17	30	7	45	0,84	0,535
$RI_{\downarrow d}$							
MAÍZ	BT	5	12	4	14	0,97	0,840
VIÑA	BT	-11	14	4	-14	1,01	0,677
PRADERA	BT	3	9	2	-38	1,11	0,974
SABANA	BT	-40	40	11	-116	1,22	0,804
MAÍZ	SW	1	13	4	58	0,83	0,747
VIÑA	SW	-3	8	2	-1	0,99	0,724
PRADERA	SW	-7	12	3	-21	1,04	0,949
SABANA	SW	-10	14	4	11	0,94	0,753

De acuerdo a la Tabla 4.3, se observa que el modelo de Brutsaert (1975) modela muy bien la RI_{\downarrow} , tanto a escala horaria como diaria, salvo en la campaña de la sabana de Maun. Por su parte, el modelo de Swinbank (1963) presenta buenos resultados en las diferentes campañas, mostrando un peor desempeño en la estimación de la $RI_{\downarrow i}$ para la campaña de maíz.

En la Figura 4.2 se muestran las gráficas de los valores estimados de la radiación de onda larga descendente ($RI_{\downarrow}estimado$) versus los valores medidos en terreno ($RI_{\downarrow}observado$), considerando las ecuaciones de Brutsaert (1975) (BT) y Swinbank (1963) (SW), tanto para datos horarios (rombos violetas) como diarios (círculos naranjas).

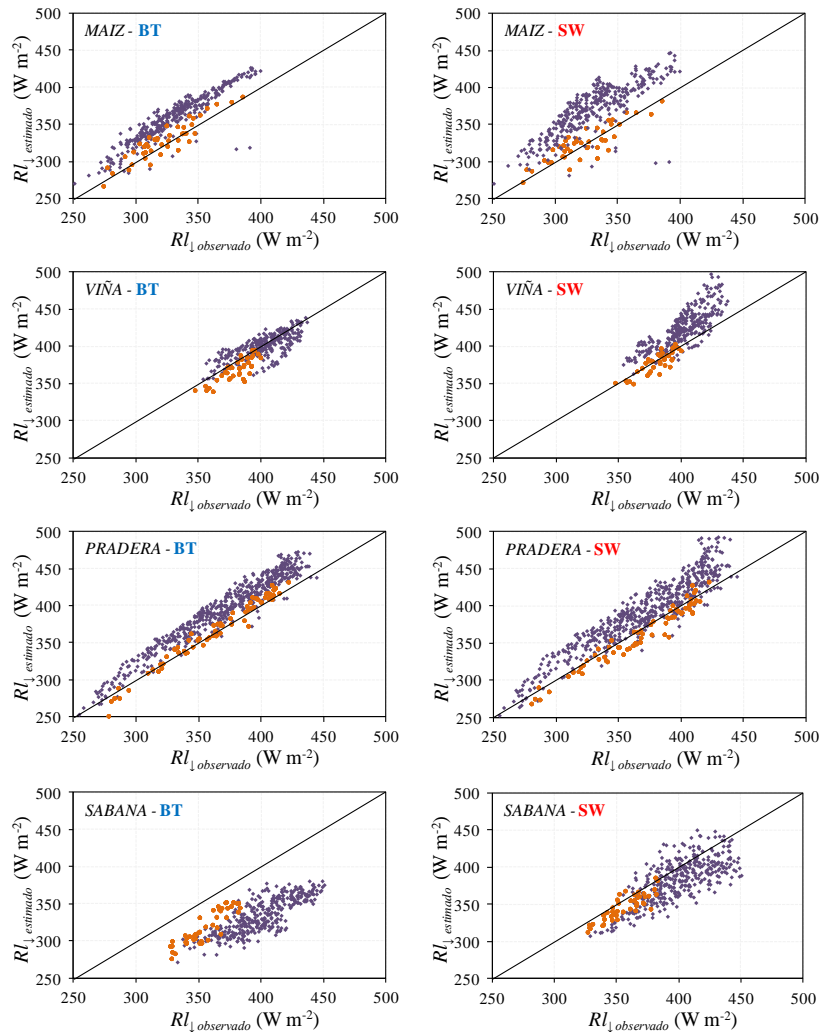


Figura 4.2. Valores estimados de radiación de onda larga descendente versus valores medidos.

Retomando el análisis de la validación del modelo, se observa que en los ambientes con mayor humedad relativa del aire (Tabla 4.2), campañas sobre maíz (Tandil) y pradera (Kansas), el modelo funciona mejor si la RI_{\downarrow} se estima con la ecuación de Brutsaert (1975) dentro del cálculo del cociente C_d , mientras que utilizando la ecuación de Swinbank (1963) se observan mejores resultados en la estimación de la

Rn_d para las campañas sobre ambientes más secos, en el cultivo de viña y en la sabana. Esta afirmación es válida, en parte, porque se consideran los coeficientes originales en el cálculo de la Rl_{\downarrow} . Si se utilizan ajustes locales para el cálculo la Rl_{\downarrow} , seguramente se encuentren mejores resultados con aquellos modelos que incorporan tanto la T_a como la HR como variables de entrada, según se deduce a partir de la menor dispersión que presentan en la Figura 4.2 (gráficas de la izquierda). En este sentido, [Carmona et al. \(2013\)](#) ajustaron una serie de modelos semiempíricos para el cálculo de la Rl_{\downarrow} en la región pampeana argentina, donde al utilizar coeficientes locales aquellos modelos que consideraban tanto la T_a como la HR mostraron mejores resultados.

De forma análoga a la evaluación de las ecuaciones de [Brutsaert \(1975\)](#) y [Swinbank \(1963\)](#) para el cálculo de la Rl_{\downarrow} , a continuación se evalúa el cálculo de la radiación solar teórica, Ecuación (2.14), comparando los valores estimados versus los valores medidos en terreno (Tabla 4.4).

Tabla 4.4. Resumen estadístico de la evaluación del cálculo de la radiación solar, $Rs_{\downarrow i}$ y la $Rs_{\downarrow d}$, por medio de la Ecuación (2.14). Los mejores resultados se resaltan en color.

<i>Campaña</i>	<i>BIAS</i> (W m ⁻²)	<i>RMSE</i> (W m ⁻²)	<i>PRMSE</i> (%)	<i>a</i> (W m ⁻²)	<i>b</i>	<i>r</i> ²
$Rs_{\downarrow i}$						
MAÍZ	13	40	5	-64	1,11	0,983
VIÑA	70	80	11	-42	1,15	0,951
PRADERA	60	80	11	-66	1,18	0,955
SABANA	60	70	10	1	1,09	0,970
$Rs_{\downarrow d}$						
MAÍZ	3	10	3	-22	1,09	0,994
VIÑA	21	25	8	-28	1,17	0,925
PRADERA	20	25	9	-59	1,27	0,972
SABANA	18	20	9	1	1,07	0,706

De acuerdo a los resultados que se muestran en la Tabla 4.4, la Ecuación (2.14) sobreestima la Rs_{\downarrow} medida en terreno en todos los casos. Esto se debe a que se consideró un valor igual a 1 para el coeficiente de turbiedad del aire, K_t . Para reducir la sobreestimación observada es posible utilizar un valor de K_t ajustado para cada zona. De todas formas, dado que la sobreestimación en los cálculos de la $Rs_{\downarrow i}$ y la $Rs_{\downarrow d}$ son directamente proporcionales, se produce una degradación poco significativa en el cálculo del cociente C_d , de acuerdo a los resultados que se presentan en la Tabla 4.1, *Casos (2) y (3)*. En la Figura 4.3 se muestran las gráficas de los valores estimados de la

radiación solar ($Rs_{\downarrow estimada}$) versus los valores medidos en terreno ($Rs_{\downarrow observado}$), tanto para datos horarios (rombos violetas) como diarios (círculos naranjas).

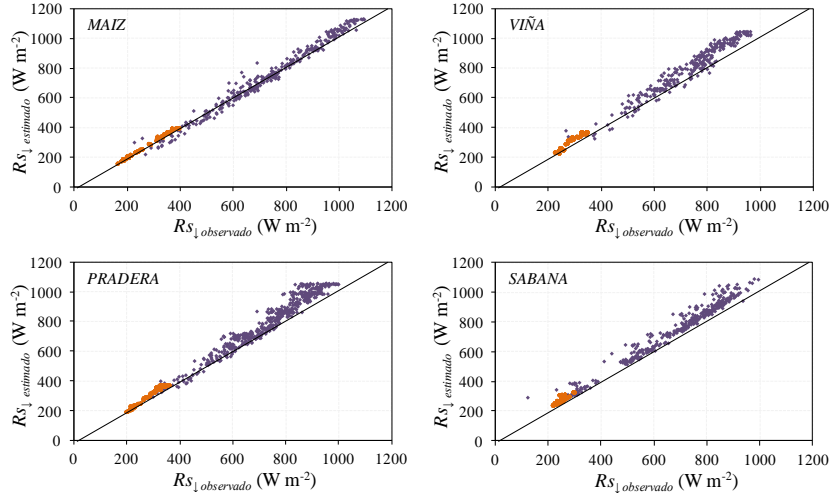


Figura 4.3. Valores calculados de la radiación solar versus valores medidos en terreno.

4.1.2.- RADIACIÓN NETA DIURNA

De forma análoga a la validación del modelo para el cálculo de la Rn_d , en este caso se comparan los valores promedio diurno de la radiación neta medida en terreno, $Rn_D observado$, versus los valores calculados $Rn_D modelo = C_D * Rn_i$, siendo que Rn_i corresponde a los valores promedio horario $Rn_{10}, Rn_{11}, \dots, Rn_{17}$ registrados en terreno, y C_D se calcula por medio del modelo propuesto, de forma similar al análisis anterior. Es decir, para el *Caso (1)* se calcula con la ecuación:

$$C_D = \left[\frac{0,83Rs_{\downarrow d} + 0,97(Rl_{\downarrow d} - \sigma T_{ad}^4)[N / 24]}{0,83Rs_{\downarrow i} + 0,97(Rl_{\downarrow i} - \sigma T_{ai}^4)} \right] \quad (4.4)$$

siendo $[N/24]$ la aproximación de la fracción de horas del día con valores positivos de radiación neta. Por su parte, para los *Casos (2a)* y *(2b)* el cociente C_D se calcula como:

$$C_D = \left[\frac{0,83R_{s\downarrow d} + 0,97 \sigma T_{ad}^4 \left(1,24 \left(\frac{e_{ad}}{T_{ad}}\right)^{1/7} - 1\right)[N / 24]}{0,83R_{s\downarrow i} + 0,97 \sigma T_{ai}^4 \left(1,24 \left(\frac{e_{ai}}{T_{ai}}\right)^{1/7} - 1\right)} \right] \quad (4.5)$$

$$C_D = \left[\frac{0,83R_{s\downarrow d} + 0,97 \sigma T_{ad}^4 (9,36 \cdot 10^{-6} T_{ad}^2 - 1)[N / 24]}{0,83R_{s\downarrow i} + 0,97 \sigma T_{ai}^4 (9,36 \cdot 10^{-6} T_{ai}^2 - 1)} \right] \quad (4.6)$$

respectivamente. En los Casos (3a) y (3b) se utilizan también las Ecuaciones (4.5) y (4.6) pero la radiación solar se modela con la Ecuación (2.14).

A continuación, en la Tabla 4.5 se presentan los resultados de la validación del modelo para el cálculo de la radiación neta diurna. En la Figura 4.4 se muestran las gráficas de los valores de radiación neta diurna estimados con el modelo (Rn_D_{modelo}) versus los valores medidos ($Rn_D_{observado}$).

Tabla 4.5. Resumen estadístico de la validación del modelo propuesto para el cálculo de la Rn_D .

Caso	Medidas	BIAS ($W m^{-2}$)	RMSE ($W m^{-2}$)	PRMSE (%)	a ($W m^{-2}$)	b	r^2
MAÍZ (n = 344 ; $\overline{Rn_D} = 175 \pm 50 W m^{-2}$)							
(1)	$R_{s\downarrow}, R_{l\downarrow}$	6	9	5	7	1,00	0,987
(2a)	$R_{s\downarrow}, T_a, HR$	-6	10	6	-8	1,01	0,976
(3a)	T_a, HR	-1	11	6	0	0,99	0,958
(2b)	$R_{s\downarrow}, T_a$	-6	10	6	-7	1,01	0,976
(3b)	T_a	-7	11	6	-6	0,99	0,974
VIÑA (n = 312 ; $\overline{Rn_D} = 199 \pm 30 W m^{-2}$)							
(1)	$R_{s\downarrow}, R_{l\downarrow}$	-4	6	3	7	0,94	0,976
(2a)	$R_{s\downarrow}, T_a, HR$	-9	12	6	-13	1,02	0,934
(3a)	T_a, HR	-13	16	8	-15	1,01	0,894
(2b)	$R_{s\downarrow}, T_a$	-14	14	7	-3	0,95	0,979
(3b)	T_a	-16	18	9	-6	0,95	0,931

Tabla 4.5. Continuación.

Caso	Medidas	BIAS ($W m^{-2}$)	RMSE ($W m^{-2}$)	PRMSE (%)	a ($W m^{-2}$)	b	r^2
PRADERA (n = 544 ; $\overline{Rn_D} = 190 \pm 40 W m^{-2}$)							
(1)	$Rs_{\downarrow}, Rl_{\downarrow}$	6	7	4	6	1,00	0,991
(2a)	Rs_{\downarrow}, T_a, HR	-1	5	3	-6	1,03	0,987
(3a)	T_a, HR	-3	9	5	-13	1,05	0,961
(2b)	Rs_{\downarrow}, T_a	-5	7	4	-4	1,00	0,984
(3b)	T_a	-7	11	6	-12	1,03	0,952
SABANA (n = 360 ; $\overline{Rn_D} = 173 \pm 14 W m^{-2}$)							
(1)	$Rs_{\downarrow}, Rl_{\downarrow}$	-6	6	4	5	0,94	0,972
(2a)	Rs_{\downarrow}, T_a, HR	-1	4	3	-15	1,08	0,930
(3a)	T_a, HR	-6	13	7	-38	1,18	0,685
(2b)	Rs_{\downarrow}, T_a	-4	6	4	-5	1,01	0,894
(3b)	T_a	5	11	6	7	0,99	0,694

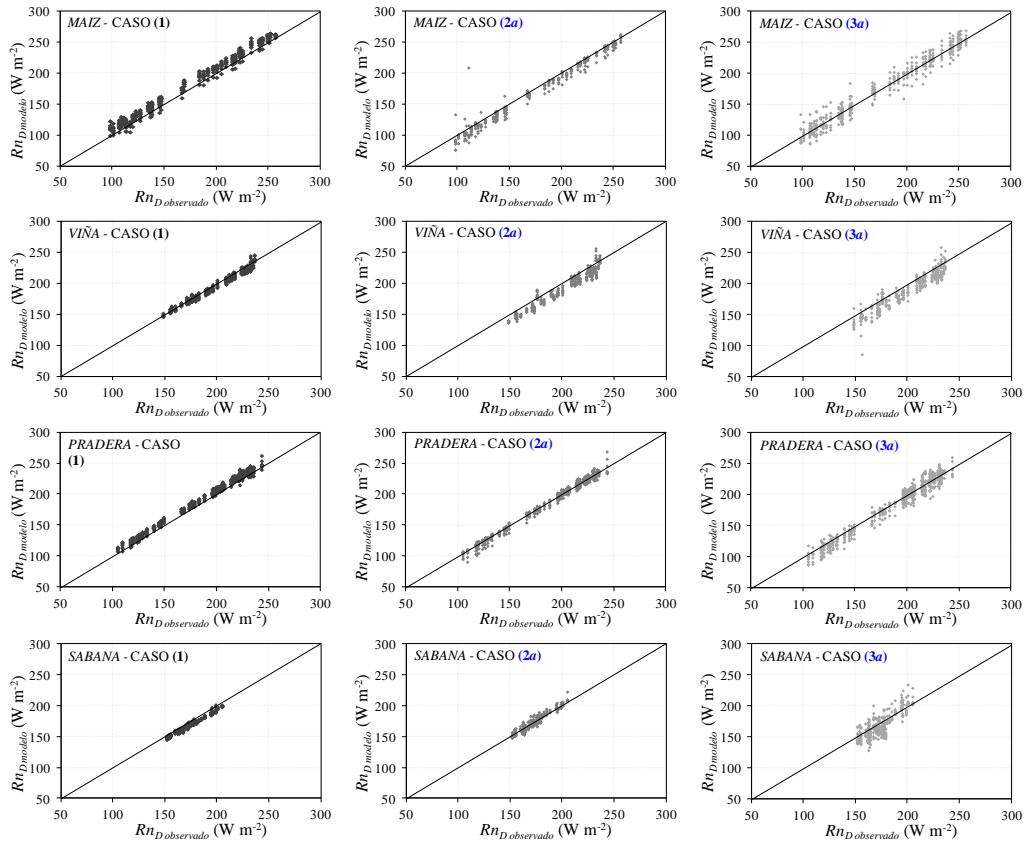


Figura 4.4. Valores estimados de radiación neta diaria versus valores medidos, para las cuatro campañas de medida consideradas.

De acuerdo a los resultados que se presentan la Tabla 4.5, el modelo propuesto demuestra un destacado funcionamiento en la estimación de la Rn_D , para todos los *Casos* evaluados. En primer término, para el *Caso (1)* se observan valores de $RMSE$ entre 6 y 9 $W m^{-2}$ y $BIAS$ en $\pm 6 W m^{-2}$, con alta concordancia entre valores medidos y estimados.

Al utilizar las ecuaciones de Brutsaert (1975) y Swinbank (1963) para el cálculo de la RI_{\downarrow} en el cociente C_D , los resultados muestran valores de $RMSE$ entre 4 y 14 $W m^{-2}$ y $BIAS$ entre -1 y -14 $W m^{-2}$, con buenas concordancias entre valores medidos y estimados ($r^2 \geq 0,89$). A diferencia del análisis para la estimación de la Rn_d , no se observan diferencias significativas entre utilizar el modelo de Brutsaert (1975) o Swinbank (1963) para el cálculo del cociente C_D . La respuesta se centra básicamente en el factor $N/24$ que regula el término de RI_N calculado en la superficie de referencia. El factor $N/24$ oscila entre 0,42 y 0,60 en las cuatro campañas de validación consideradas, por lo tanto los errores que se introducen al estimar la RI_{\downarrow} con ecuaciones semiempíricas se atenúan con dicho factor.

Al modelar también la radiación solar por medio de la Ecuación (2.14), *Casos (3a)* y *(3b)*, se observa una lógica degradación de los resultados. Sin embargo, los errores se mantienen por debajo del 10 % en todas las campañas, lo cual refuerza el modelo propuesto aún en su aplicación más básica.

A continuación se presentan los resultados de la estimación de la radiación neta en diferentes instantes del día, lo cual constituye el ciclo diurno de radiación neta, de acuerdo a la tercera parte del modelo, presentada en el Capítulo 2.

4.1.3.- CICLO DIURNO DE LA RADIACIÓN NETA

De forma análoga a los dos análisis anteriores, en este caso se comparan los valores promedio horario de la radiación neta medida en terreno, $Rn_{t2 \text{ observado}}$, versus los valores calculados como $Rn_{t2 \text{ modelo}} = C_{t2,t1} * Rn_{t1}$, siendo que Rn_{t2} corresponde a los valores promedio horario $Rn_9, Rn_{10}, Rn_{12}, \dots, Rn_{18}$ registrados en terreno, donde el subíndice indica la hora local final de integración horaria, y el cociente $C_{t2,t1}$ se calcula por medio del modelo propuesto. Se elige la Rn_{t1} , para estimar el resto del ciclo diurno de radiación neta, debido a que varias misiones de satélite tiene horario de pasada entre las 10 y 11 horas local (por ejemplo la misión Landsat). Además, se extiende el rango horario entre las 9 y 18 hora local, donde generalmente la Rn_{t2} es positiva.

Para calcular el cociente $C_{t_2,11}$ se consideran similares alternativas al cálculo de los cocientes C_d y C_D ; *Casos (1), (2a), (2b), (3a) y (3b)*. Para el *Caso (1)*, donde se utilizan las medidas directas de los términos de radiación entrante registradas en terreno (piranómetro y pirgeómetro), el cálculo del cociente $C_{t_2,11}$ se realiza como:

$$C_{t_2,11} = \left[\frac{0,83R_{s\downarrow t_2} + 0,97(R_{l\downarrow t_2} - \sigma T_{at_2}^4)}{0,83R_{s\downarrow 11} + 0,97(R_{l\downarrow 11} - \sigma T_{a11}^4)} \right] \quad (4.7)$$

Análogamente, para los *Casos (2a) y (2b)*, el cociente $C_{t_2,11}$ se calcula como:

$$C_{t_2,11} = \left[\frac{0,83R_{s\downarrow t_2} + 0,97 \sigma T_{at_2}^4 \left(1,24 \left(\frac{e_{at_2}}{T_{at_2}}\right)^{1/7} - 1\right)}{0,83R_{s\downarrow 11} + 0,97 \sigma T_{a11}^4 \left(1,24 \left(\frac{e_{a11}}{T_{a11}}\right)^{1/7} - 1\right)} \right] \quad (4.8)$$

$$C_{t_2,11} = \left[\frac{0,83R_{s\downarrow t_2} + 0,97 \sigma T_{at_2}^4 (9,36 \cdot 10^{-6} T_{at_2}^2 - 1)}{0,83R_{s\downarrow 11} + 0,97 \sigma T_{a11}^4 (9,36 \cdot 10^{-6} T_{a11}^2 - 1)} \right] \quad (4.9)$$

respectivamente. Finalmente, los *Casos (3a) y (3b)* son similares a los *Casos (2a) y (2b)*, respectivamente, pero se modela también la radiación solar.

A continuación, en la Tabla 4.6 se presentan los resultados de la validación del modelo para el cálculo de la radiación neta horaria, donde se utilizan idénticos estadísticos que en análisis previos, es decir *BIAS*, *RMSE*, *PRMSE*, y el r^2 con la pendiente (*b*) y la ordenada al origen (*a*) de la regresión lineal.

Tabla 4.6. Resumen estadístico de la validación del modelo propuesto para el cálculo de la Rn_{t2} .

Caso	Medidas	BIAS ($W m^{-2}$)	RMSE ($W m^{-2}$)	PRMSE (%)	a ($W m^{-2}$)	b	r^2
MAÍZ (n = 387 ; $\overline{Rn_{t2,observado}} = 409 \pm 210 W m^{-2}$)							
(1)	$Rs_{\downarrow}, Rl_{\downarrow}$	-10	18	4	2	0,97	0,996
(2a)	Rs_{\downarrow}, T_a, HR	-12	25	6	9	0,95	0,989
(3a)	T_a, HR	-24	40	10	-2	0,95	0,976
(2b)	Rs_{\downarrow}, T_a	-4	23	6	11	0,96	0,989
(3b)	T_a	-16	30	8	0	0,96	0,980
VIÑA (n = 351 ; $\overline{Rn_{t2,observado}} = 436 \pm 160 W m^{-2}$)							
(1)	$Rs_{\downarrow}, Rl_{\downarrow}$	6	11	3	-10	1,04	0,998
(2a)	Rs_{\downarrow}, T_a, HR	10	15	3	-5	1,03	0,996
(3a)	T_a, HR	1	23	5	-29	1,07	0,985
(2b)	Rs_{\downarrow}, T_a	9	14	3	-2	1,03	0,997
(3b)	T_a	1	20	5	-26	1,06	0,988
PRADERA (n = 612 ; $\overline{Rn_{t2,observado}} = 433 \pm 180 W m^{-2}$)							
(1)	$Rs_{\downarrow}, Rl_{\downarrow}$	-5	11	3	6	0,97	0,998
(2a)	Rs_{\downarrow}, T_a, HR	1	13	3	16	0,96	0,996
(3a)	T_a, HR	19	30	7	4	1,03	0,980
(2b)	Rs_{\downarrow}, T_a	3	13	3	11	0,98	0,995
(3b)	T_a	22	40	9	0	1,05	0,978
SABANA (n = 405 ; $\overline{Rn_{t2,observado}} = 394 \pm 220 W m^{-2}$)							
(1)	$Rs_{\downarrow}, Rl_{\downarrow}$	6	8	2	1	1,01	1,000
(2a)	Rs_{\downarrow}, T_a, HR	-11	20	5	-35	1,06	0,998
(3a)	T_a, HR	-6	30	7	-39	1,08	0,994
(2b)	Rs_{\downarrow}, T_a	14	20	5	16	1,00	0,995
(3b)	T_a	17	30	8	8	1,02	0,986

De acuerdo a la información brindada en la Tabla 4.6, el modelo también presenta un muy buen funcionamiento en la estimación de la radiación neta en diferentes horarios, a partir de la Rn_{11} tomada como referencia. Para el *Caso (1)* se observan valores de $RMSE$ entre 8 y 18 $W m^{-2}$ (lo cual representa valores de $PRMSE$ entre 2 y 4 %) y $BIAS$ entre 6 y -10 $W m^{-2}$, mientras que las regresiones lineales entre valores medidos y calculados muestran un acuerdo casi perfecto ($r^2 \approx 1$). Resulta importante resaltar estos bajos errores encontrados, porque si los términos de radiación entrante (Rs_{\downarrow} y Rl_{\downarrow}) se modelan correctamente, por ejemplo con el uso de códigos de transferencia radiativa, el funcionamiento del modelo propuesto tenderá a estos óptimos resultados.

Como era de esperarse, en los *Casos (2)* y *(3)* se observa una degradación de los resultados al modelar los términos de radiación entrante en el cálculo del cociente $C_{12,11}$.

Los valores de *PRMSE* oscilan entre 3 y 6 % en el *Caso (2)* y entre 5 y 10 % para el *Caso (3)*. Como sucede en la estimación de la Rn_D , el modelo responde de manera similar cuando se utiliza la ecuación de Brutsaert (1975) o la de Swinbank (1963) para la estimación de la Rl_{\downarrow} . Por otro lado, sí se observan diferencias significativas en el funcionamiento del modelo cuando se utilizan medidas de radiación solar o cuando se modelan por medio de la Ecuación (2.14), donde la sobreestimación de la Rs_{\downarrow} (Tabla 4.4), producto de considerar una atmósfera perfectamente clara ($K_t = 1$), aumenta significativamente el error en la estimación de la Rn_{t2} e indica la necesidad de contar con medidas de un piranómetro o modelar correctamente este término de radiación para alcanzar un mejor funcionamiento.

A continuación, en la Figura 4.5 se muestran las gráficas de los valores de radiación neta horaria estimados con el modelo ($Rn_{t2\text{ modelo}}$) versus los valores medidos ($Rn_{t2\text{ observado}}$), para los *Casos (1), (2a) y (3a)*.

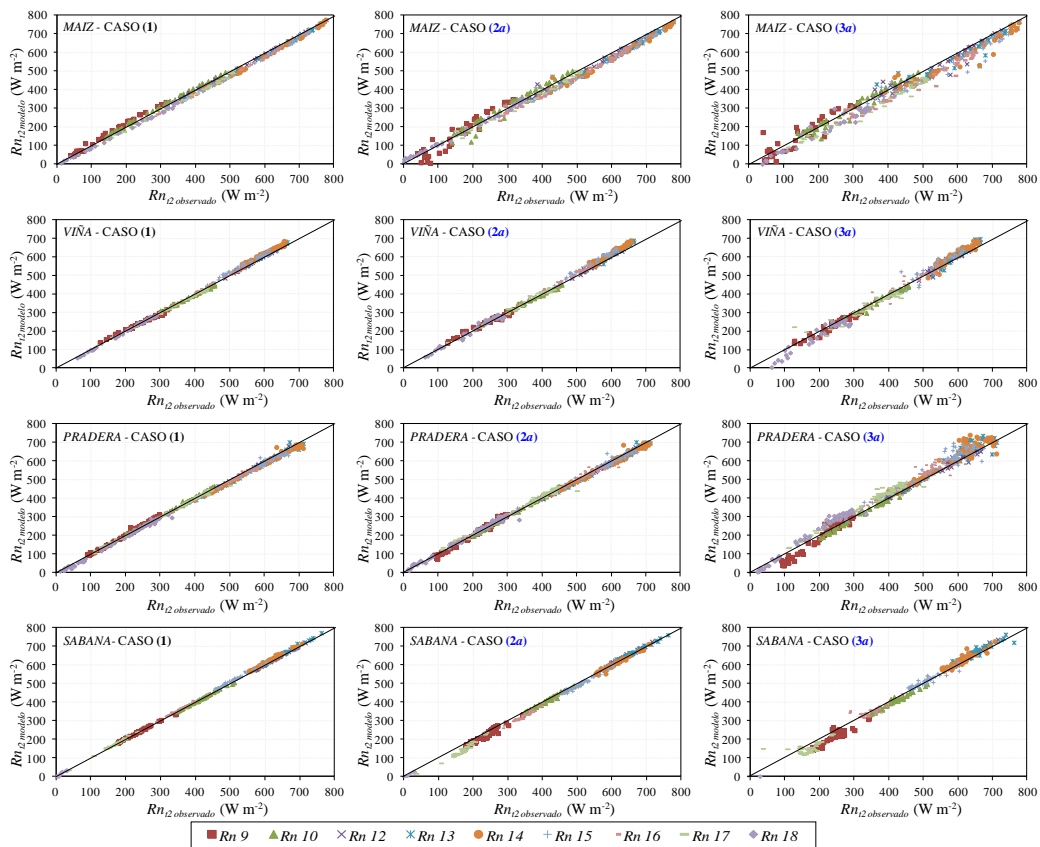


Figura 4.5. Valores estimados de la radiación neta horaria versus valores medidos.

Capítulo 5

**APLICACIÓN
REGIONAL**

5.1.- ZONA DE APLICACIÓN Y DATOS UTILIZADOS

En este capítulo, se aplica a escala regional el modelo propuesto en el partido de Tandil, Argentina (Figura 5.1). El partido de Tandil se sitúa en el área centro-sureste de la provincia de Buenos Aires, a 360 km de la ciudad de Buenos Aires. Posee una superficie total de 4.935 km², donde las actividades primarias como la agricultura y la ganadería ocupan gran parte de su superficie, siendo un 31% ocupado por la ganadería, un 39% ocupado por la agricultura y el resto por otro tipo de actividades (entre ellas se destaca la minería). Se localiza dentro de la región geográfica de la pampa húmeda, cuya vegetación es la estepa o pseudoestepa de gramíneas propias del pastizal pampeano. El sistema serrano de Tandilia, caracterizado por un conjunto de serranías bajas, lo atraviesa a manera de columna vertebral en sentido NO-SE. Su ciudad cabecera, que lleva su mismo nombre, se ubica en la parte central del partido como una mancha urbana de forma irregular, cuya superficie aproximada es de unos 50 km².

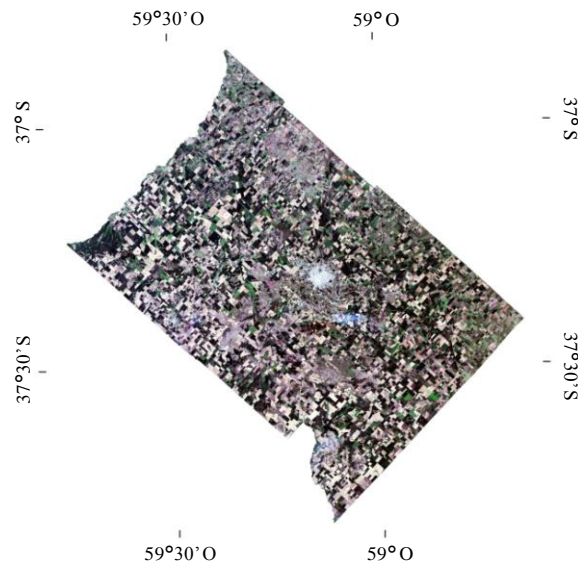


Figura 5.1. Zona de aplicación del modelo: imagen en color verdadero del partido de Tandil.

En la Figura 5.2 se presenta un recorte del mapa de cobertura del suelo *GlobCover 2009* (tomado de <http://due.esrin.esa.int/globcover/>; Bontemps *et al.*, 2011) para la zona de aplicación regional del modelo. En este caso, solo se mencionan las clases presentes, donde cerca del 90 % de la superficie es ocupada por parcelas con cultivos y pastizal.

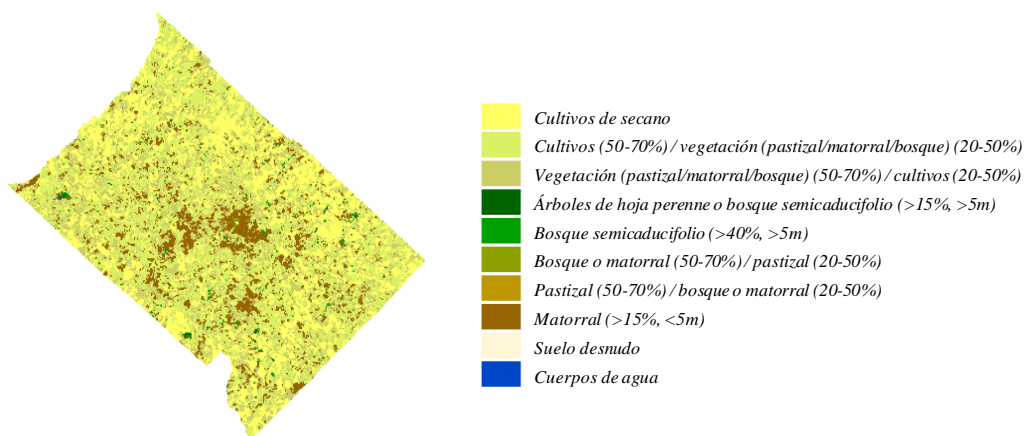


Figura 5.2. Recorte del mapa de cobertura de suelo *GlobCover 2009* para el partido de Tandil.

En cuanto a los datos utilizados, se seleccionaron cuatro imágenes de la misión Landsat (escena 225/86 del *Worldwide Reference System*), sin embargo es posible extender la metodología a cualquier otra misión de satélite que posea bandas en regiones del espectro capaces de estimar el albedo, la emisividad y la temperatura de superficie.

De las imágenes seleccionadas, dos corresponden al sensor Thematic Mapper (TM), a bordo del Landsat 5, del 16/11/2008 y 22/01/2010, y las otras dos corresponden al sensor Enhanced Thematic Mapper (ETM+), a bordo del Landsat 7, del 14/01/2010 y 06/01/2013.

El sensor TM cuenta con siete bandas; tres bandas en la región Visible (V) del espectro (azul, verde y rojo), una banda en el Infrarrojo Cercano (IRC), dos bandas en el Infrarrojo Medio (IRM), todas ellas de 30 m de resolución espacial, y además una banda en la región del Infrarrojo Térmico (IRT) de 120 m de resolución espacial. Por su parte, el sensor ETM+ cuenta con bandas similares al sensor TM, pero la banda del IRT tiene 60 m de resolución espacial, además de poseer una banda pancromática de 15 m de resolución espacial.

Las fechas seleccionadas coinciden con campañas de medida desarrolladas dentro del partido, sobre pastizal, soja y maíz (Tabla 5.1). Los datos de terreno de radiación solar, temperatura y humedad relativa del aire, medidos en las campañas, se utilizan para aplicar el modelo a escala del partido. También, se comparan los valores de radiación neta modelados con aquellos registrados en terreno.

Tabla 5.1. Fecha y sensor de las imágenes de satélite seleccionadas, cubierta de las campañas de medida desarrolladas en simultáneo y ubicación de las mismas.

<i>Fecha</i>	<i>Sensor de satélite</i>	<i>Cubierta de la campaña de medida</i>	<i>Ubicación</i>
16/11/2008	TM	<i>Pastizal</i>	37° 19' S, 59° 05' O
14/01/2010	ETM+	<i>Soja</i>	37° 14' S, 59° 34' O
22/01/2010	TM	<i>Soja</i>	37° 14' S, 59° 34' O
06/01/2013	ETM+	<i>Maíz</i>	37° 17' S, 58° 57' O

A continuación, se presenta la metodología utilizada para aplicar el modelo a escala regional y, posteriormente, los resultados obtenidos y discusión de los mismos.

5.2.- METODOLOGÍA

Combinando la Ecuación (1.11) con la Ecuación (1.7), para el cálculo de la radiación atmosférica descendente, la radiación neta instantánea de satélite (Rn_i) se calcula como:

$$Rn_i = Rs_{\downarrow i} (1 - \alpha) + \varepsilon \varepsilon_{ai} \sigma T_{ai}^4 - \varepsilon \sigma T_S^4 \quad (5.1)$$

donde el albedo, la emisividad y la temperatura de superficie se estiman por medio de información de satélite; la radiación solar y la temperatura del aire se obtienen por medio de medidas de terreno; y la emisividad efectiva de la atmósfera se calcula por medio de un modelo semiempírico utilizando datos de temperatura y humedad relativa del aire. Combinando la Ecuación (5.1) con aquellas que corresponden al modelo propuesto, se obtiene la radiación neta promedio diaria y promedio diurna, y se construye el ciclo diurno de radiación por medio de:

$$Rn_d = \left[\frac{0,83Rs_{\downarrow d} + 0,97 \sigma T_{ad}^4 (\varepsilon_{ad} - 1)}{0,83Rs_{\downarrow i} + 0,97 \sigma T_{ai}^4 (\varepsilon_{ai} - 1)} \right] (Rs_{\downarrow i} (1 - \alpha) + \varepsilon \sigma (\varepsilon_{ai} T_{ai}^4 - T_S^4)) \quad (5.2)$$

$$Rn_D = \left[\frac{0,83Rs_{\downarrow d} + 0,97\sigma T_{ad}^4 (\varepsilon_{ad} - 1)(N/24)}{0,83Rs_{\downarrow i} + 0,97\sigma T_{ai}^4 (\varepsilon_{ai} - 1)} \right] (Rs_{\downarrow i}(1 - \alpha) + \varepsilon\sigma(\varepsilon_{ai}T_{ai}^4 - T_S^4)) \quad (5.3)$$

$$Rn_{t_2} = \left[\frac{0,83Rs_{\downarrow t_2} + 0,97\sigma T_{at_2}^4 (\varepsilon_{at_2} - 1)}{0,83Rs_{\downarrow i} + 0,97\sigma T_{ai}^4 (\varepsilon_{ai} - 1)} \right] (Rs_{\downarrow i}(1 - \alpha) + \varepsilon\sigma(\varepsilon_{ai}T_{ai}^4 - T_S^4)) \quad (5.4)$$

respectivamente, donde ε_a se calcula por medio del modelo *MLRM-1* (Carmona, 2012; Carmona et al., 2013), validado en la zona de aplicación (apartado 1.3.2.1, Ecuación (1.8)). En la Figura 5.3 se presenta el esquema metodológico del modelo propuesto para su aplicación regional con datos meteorológicos básicos e imágenes de satélite.

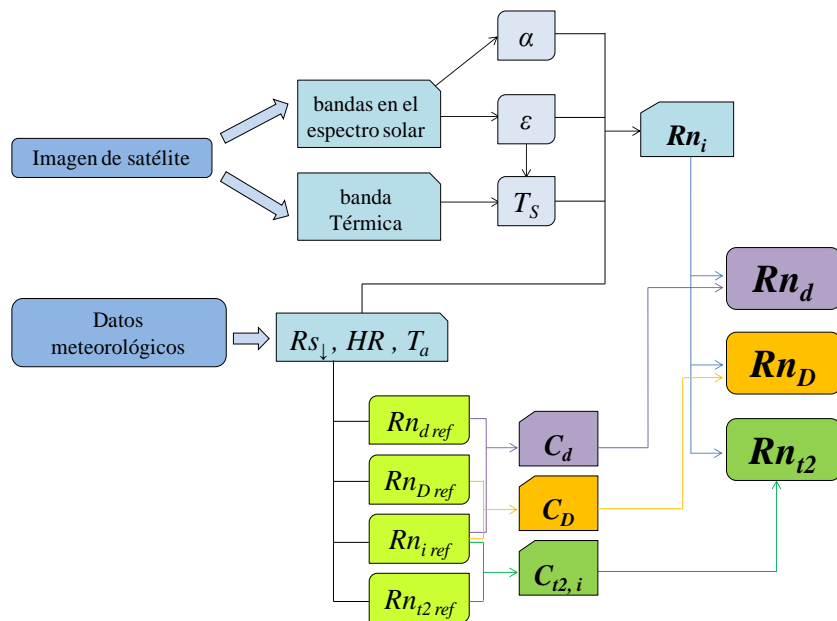


Figura 5.3. Esquema metodológico del modelo propuesto para estimar la radiación neta diaria, radiación neta diurna y el ciclo diurno de radiación con datos meteorológicos y de satélite.

Para calcular el albedo, la emisividad y la temperatura de superficie, es necesario previamente procesar las imágenes de satélite. Partiendo de los números digitales registrados en cada banda se obtienen las magnitudes físicas de superficie mencionadas. En este sentido, a continuación se describe el procesado de las imágenes de satélite.

5.2.1.- REFLECTIVIDAD DE SUPERFICIE

En primer lugar se realiza la calibración radiométrica, la cual consiste en convertir los números digitales, ND_{λ} , en valores de radiancia, $L_{\lambda SAT}$ ($W m^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}$), por medio de la siguiente ecuación:

$$L_{\lambda SAT} = G_{\lambda rescale} ND_{\lambda} + B_{\lambda rescale} \quad (5.5)$$

donde el subíndice λ indica el número de la banda y, $G_{\lambda rescale}$ y $B_{\lambda rescale}$ son los coeficientes de calibrado tomados de [Chander et al. \(2009\)](#).

En un segundo paso, se calcula la reflectividad de superficie ($\rho_{\lambda S}$) para las bandas del sector V, IRC e IRM del espectro. Para las bandas del sector IRM (bandas 5 y 7 de los sensores TM y ETM+), donde los efectos atmosféricos de dispersión son despreciables, la reflectividad de superficie se calcula con la siguiente ecuación:

$$\rho_{\lambda TOA} = \frac{\pi L_{\lambda SAT}}{E_{\lambda 0} d^{-2} \cos \theta_z} \quad (5.6)$$

donde $\rho_{\lambda TOA}$ es la reflectividad al tope de la atmósfera, similar a la $\rho_{\lambda S}$ en éste caso, π (sr) representa la hipótesis de superficie Lambertiana, d es la distancia Tierra-Sol en unidades astronómicas (UA), $E_{\lambda 0}$ es la irradiancia solar espectral exoatmosférica ($W m^{-2} \mu m^{-1}$) y θ_z es el ángulo cenital solar.

En las bandas del sector V y IRC del espectro (bandas 1-4) los efectos atmosféricos no pueden despreciarse, y es por ello que la $\rho_{\lambda S}$ se calcula con la ecuación ([Schroeder et al., 2006](#); [Soudani et al., 2006](#)):

$$\rho_{\lambda S} = \frac{\pi(L_{\lambda SAT} - L_{\lambda p})}{\tau_{\lambda v} (E_{\lambda 0} d^{-2} \cos \theta_z \tau_{\lambda z} + E_{\lambda down})} \quad (5.7)$$

donde $L_{\lambda p}$ ($\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$) es la radiancia ascendente de onda corta de la atmósfera, $\tau_{\lambda v}$ es la transmisividad atmosférica entre la superficie y el sensor, $\tau_{\lambda z}$ es la transmisividad atmosférica en la dirección de iluminación del Sol y $E_{\lambda down}$ ($\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$) es la irradiancia atmosférica descendente.

Para estimar los parámetros de la corrección atmosférica $\tau_{\lambda z}$, $\tau_{\lambda v}$, $E_{\lambda down}$, y $L_{\lambda p}$ se utilizó el método DOS (*Dark Object Subtraction*) (Schoroeder *et al.*, 2006; Song *et al.*, 2001). El método DOS asume que dentro de la imagen de satélite existen superficies con valores de reflectividad cercanos a cero (por ejemplo agua, forestación densa y sombra), y por lo tanto la señal registrada por el sensor en aquellos píxeles es solamente resultado de la dispersión atmosférica (Chavez Jr., 1996), la cual debería ser eliminada. En este sentido, la $L_{\lambda p}$ se estima como:

$$L_{\lambda p} = L_{\lambda \text{ dark}} - 0,01 \left(\frac{E_{\lambda 0} \cos \theta_z T_{\lambda z} T_{\lambda v}}{d^2 \pi} \right) \quad (5.8)$$

donde $L_{\lambda \text{ dark}}$ ($\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$) es la radiancia mínima para cada banda. Este método asume una atmósfera *Rayleigh* sin aerosoles y una reflectividad de superficie del 1% para el objeto oscuro.

Las transmisividades $\tau_{\lambda v}$ y $\tau_{\lambda z}$ se calculan por medio de:

$$\tau_{\lambda v} = e^{(-\kappa_{\lambda r} / \cos \theta_v)} \quad (5.9a)$$

$$\tau_{\lambda z} = e^{(-\kappa_{\lambda r} / \cos \theta_z)} \quad (5.9b)$$

siendo $\kappa_{\lambda r}$ es el espesor óptico para la dispersión *Rayleigh* y θ_v representa el ángulo cenital del sensor ($\theta_v = 0$, en este caso). El espesor óptico se calcula por medio de la ecuación propuesta por Kaufman (1989):

$$\kappa_{\lambda_r} = 0,008569 * \lambda_{ef}^{-4} (1 + 0,0113\lambda_{ef}^{-2} + 0,00013\lambda_{ef}^{-4}) \quad (5.10)$$

donde λ_{ef} (μm) es la longitud de onda efectiva de cada banda. Finalmente, la irradiancia $E_{\lambda_{down}}$ se considera igual a cero, siendo posible despreciarse porque su contribución es relativamente pequeña con respecto los valores de E_{λ_0} .

5.2.2.- ALBEDO Y EMISIVIDAD DE SUPERFICIE

El albedo de la superficie se determinó por medio de la ecuación propuesta por [Liang \(2000\)](#), que se expresa como:

$$\alpha = 0,356\rho_{1S} + 0,130\rho_{3S} + 0,373\rho_{4S} + 0,085\rho_{5S} + 0,072\rho_{7S} - 0,0018 \quad (5.11)$$

Por su parte, para calcular la emisividad de superficie se utilizó la ecuación simplificada ([Valor y Caselles, 1996](#)):

$$\varepsilon = \varepsilon_v P_v + \varepsilon_{su} (1 - P_v) \quad (5.12)$$

donde ε_v y ε_{su} son los valores de emisividad de vegetación y suelo, considerados igual a 0,985 y 0,960 respectivamente ([Rubio et al., 1997](#)), y P_v es la proporción de vegetación que se obtiene como función del *NDVI* según la ecuación de [Carlson y Ripley \(1997\)](#):

$$P_v = \left(\frac{NDVI - NDVI_{\min}}{NDVI_{\max} - NDVI_{\min}} \right)^2 \quad (5.13)$$

siendo $NDVI_{min}$ y $NDVI_{max}$ los valores de $NDVI$ correspondientes a parcelas desprovistas de vegetación (Pv igual a cero) y parcelas completamente vegetadas (Pv igual a uno), respectivamente.

5.2.3.- TEMPERATURA DE SUPERFICIE

La temperatura de superficie, T_s , se calcula utilizando la ecuación de transferencia radiativa:

$$B(T) = \frac{\left[\left(\frac{(L_{6SAT} - L_{atm}^{\uparrow})}{\tau} \right) - (1 - \varepsilon)L_{atm}^{\downarrow} \right]}{\varepsilon} \quad (5.14)$$

donde $B(T)$ ($W m^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}$) es la función de Planck para la temperatura T_s , L_{atm}^{\uparrow} ($W m^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}$) es la radiancia ascendente emitida por la atmósfera hacia el sensor, L_{atm}^{\downarrow} ($W m^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}$) es la irradiancia descendente emitida por la atmósfera hacia la superficie y τ es la transmisividad de la atmósfera.

Para estimar los parámetros de la atmósfera (L_{atm}^{\uparrow} , L_{atm}^{\downarrow} y τ) se utilizó en línea el código de transferencia radiativa MODTRAN (Berk *et al.*, 1999) por medio de la página Web <http://atmcorr.gsfc.nasa.gov/> (Barsi *et al.*, 2003; Barsi *et al.*, 2005).

En un segundo paso, se aplica la inversa de la ley de Planck para obtener la temperatura de superficie por medio de la siguiente ecuación:

$$T_s = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{K_1}{B(T)} + 1\right)} \quad (5.15)$$

siendo $K_1 = 607,76$ ($W m^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}$) y $K_2 = 1260,56$ (kelvin) los coeficientes para la banda térmica del sensor TM y, $K_1 = 666,09$ ($W m^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}$) y $K_2 = 1282,71$ (kelvin) los coeficientes para la banda térmica del sensor ETM+.

5.3.- RESULTADOS

En primer lugar, se procesaron las imágenes de satélite de acuerdo a la metodología descrita. A partir de las magnitudes físicas primarias de superficie se calcularon los mapas de emisividad, albedo y temperatura de superficie.

En la Figura 5.4 se presentan los mapas de emisividad de superficie para las cuatro fechas seleccionadas. En general, se observan valores menores para la fecha 16/11/2008, mientras que valores similares se presentan en las otras tres fechas. Esto se debe a una mayor proporción de parcelas con valores bajos de P_v (un valor promedio espacial de 0,32 para el 16/11/2008 frente a 0,37, 0,41 y 0,42 para las fechas 14/01/2010, 22/01/2010 y 06/01/2013, respectivamente), que corresponden a parcelas desprovistas de vegetación y cultivos en su etapa inicial de desarrollo, lo cual se traduce directamente en un valor promedio inferior de ϵ para la zona de estudio.

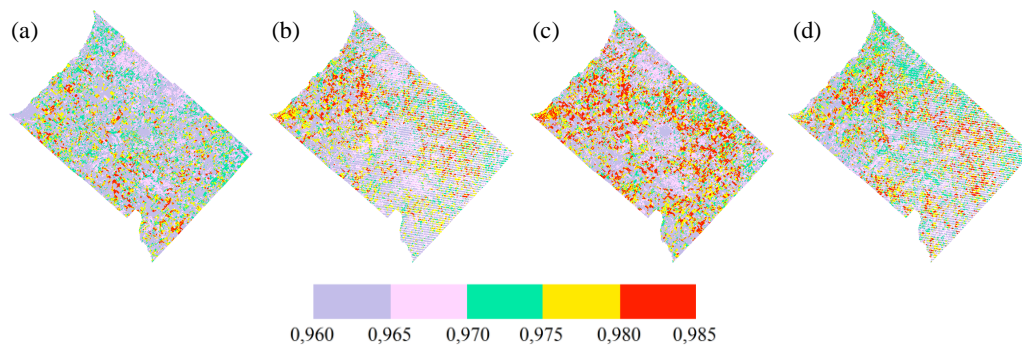


Figura 5.4. Mapas de emisividad de superficie, ϵ , para las fechas (a) 16/11/2008, (b) 14/01/2010, (c) 22/01/2010 y (d) 06/01/2013.

A continuación, en la Figura 5.5 se presentan los mapas de albedo, donde también se observan valores menores para el 16/11/2008 ((un valor promedio espacial de 0,15, frente a 0,16, 0,17 y 0,16 para las fechas 14/01/2010, 22/01/2010 y 06/01/2013, respectivamente). La relación entre el albedo y la P_v no es trivial, pero si el suelo está húmedo los valores de albedo son relativamente más bajos en parcelas con menor P_v (ver Tabla 1.1), lo cual ocurre en este caso. Esto se deduce gracias a registros de humedad de suelo (en la parcela experimental de la UNCPBA) y registros de precipitación (estación Tandil de la Red Meteorológica Nacional Argentina: 37° 14' S, 59° 15' O, 175 m), días previos a las pasadas de satélite.

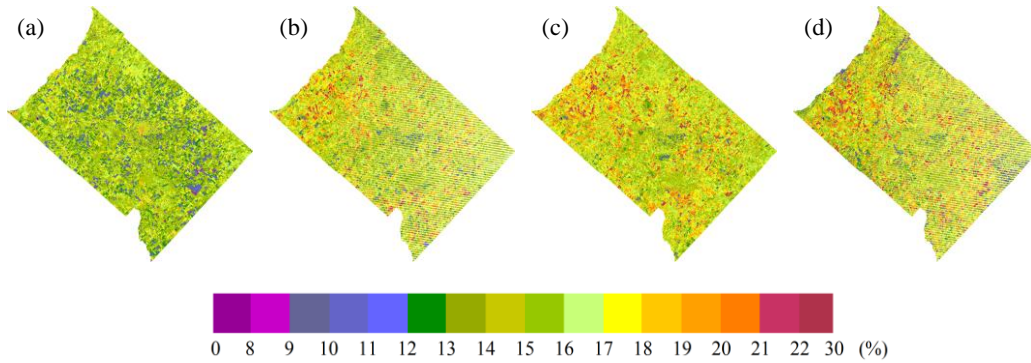


Figura 5.5. Mapas de albedo, α , para las fechas (a) 16/11/2008, (b) 14/01/2010, (c) 22/01/2010 y (d) 06/01/2013.

En la Figura 5.6 se presentan los mapas de temperatura de superficie. En este caso, un comportamiento promedio espacial similar se presenta en las fechas 14/01/2010 (34 ± 4 °C) y 06/01/2013 (33 ± 4 °C), mientras que menores temperaturas se registran el 16/11/2008 (29 ± 4 °C) y temperaturas superiores el 22/01/2010 (36 ± 5 °C). Los menores valores que se presentan en la imagen del 16/11/2008 se explican principalmente por dos motivos; 1) un mayor enfriamiento de la superficie durante la noche producto de un menor ingreso de radiación atmosférica descendente y, 2) condiciones óptimas de humedad de suelo que reducen la amplitud térmica. Por otro lado, las imágenes de las fechas 14/01/2010 y 22/01/2010 corresponden a un período seco, donde la disminución de la humedad del suelo entre las fechas consideradas se traduce en un aumento de la T_s , evidenciándose parcelas con condiciones de estrés para el 22/01/2010.

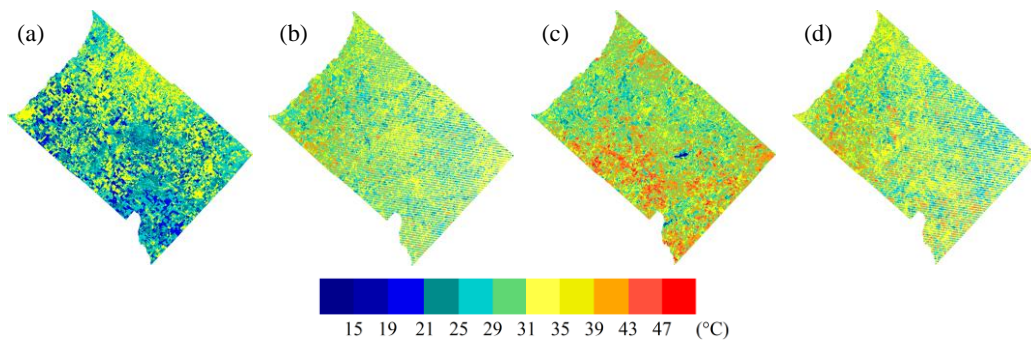


Figura 5.6. Mapas de temperatura de superficie, T_s , para las fechas (a) 16/11/2008, (b) 14/01/2010, (c) 22/01/2010 y (d) 06/01/2013.

En la Tabla 5.2 se muestran las medidas de terreno de radiación solar, temperatura y humedad relativa del aire, y la radiación de onda larga descendente calculada con el modelo *MLRM-1* ($R_{l\downarrow MRLM-1}$), que se utilizan para obtener los mapas de Rn_i . A continuación, en la Figura 5.7 se presentan los mapas de la Rn_i elaborados para las cuatro fechas consideradas (Ecuación (5.1)).

Tabla 5.2. Valores de $R_{s\downarrow}$ (W m^{-2}), T_a ($^{\circ}\text{C}$), HR (%) y $R_{l\downarrow MRLM-1}$ (W m^{-2}) utilizados en la estimación de la Rn_i .

Fecha	$R_{s\downarrow}$ (W m^{-2})	T_a ($^{\circ}\text{C}$)	HR (%)	$R_{l\downarrow MRLM-1}$ (W m^{-2})
16/11/2008	933	17,5	33	282
14/01/2010	905	24,9	40	336
22/01/2010	900	22,7	59	338
06/01/2013	873	24,9	65	358

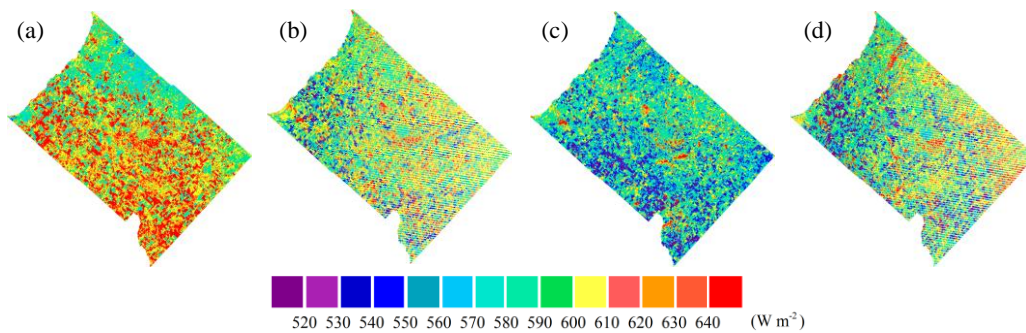


Figura 5.7. Mapas de radiación neta instantánea, Rn_i , para las fechas (a) 16/11/2008, (b) 14/01/2010, (c) 22/01/2010 y (d) 06/01/2013.

En los mapas de Rn_i se observan mayores valores para el 16/11/2008 ($613 \pm 30 \text{ W m}^{-2}$), similares valores para las fechas 14/01/2010 ($597 \pm 30 \text{ W m}^{-2}$) y 06/01/2013 ($591 \pm 40 \text{ W m}^{-2}$) e inferiores valores para el 22/01/2010 ($577 \pm 30 \text{ W m}^{-2}$). Si bien la radiación entrante es similar en las cuatro fechas ($R_{s\downarrow} + \epsilon.R_{l\downarrow}$), el mapa del 16/11/2008 presenta mayores valores de Rn_i debido a valores relativamente menores de T_s . También se observan diferencias significativas entre las Figuras 5.7-b y 5.7-c, donde en el segundo caso los mayores valores de T_s aumenta la salida de radiación de onda larga y, por ende, reducen la Rn_i .

Utilizando las medidas registradas en terreno se calculó el cociente C_d en cada caso, resultando iguales a 0,32, 0,33, 0,34 y 0,37 para las fechas 16/11/2008, 14/01/2010, 22/01/2010 y 06/01/2013, respectivamente. En la Figura 5.8 se presentan los mapas de Rn_d elaborados para cada fecha.

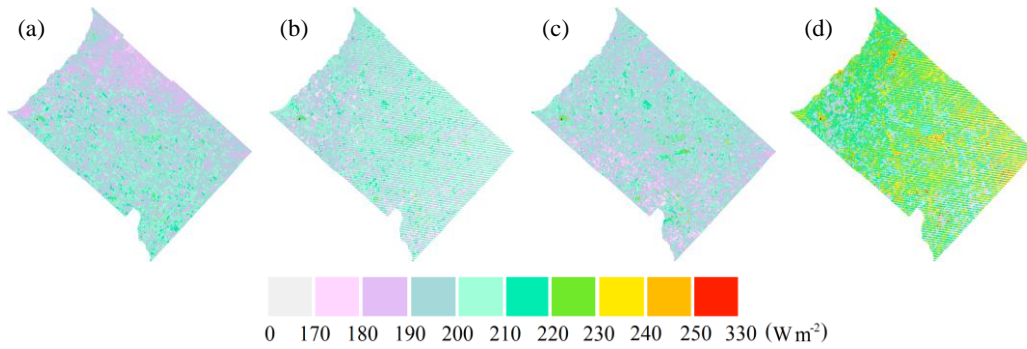


Figura 5.8. Mapas de radiación neta diaria, Rn_d , para las fechas (a) 16/11/2008, (b) 14/01/2010, (c) 22/01/2010 y (d) 06/01/2013.

En los mapas de Rn_d se observan mayores valores para el 06/01/2013 ($218 \pm 13 W m^{-2}$), mientras que resultados similares se observan en el resto de las fechas consideradas ((a) $195 \pm 9 W m^{-2}$, (b) $198 \pm 10 W m^{-2}$ y (c) $195 \pm 10 W m^{-2}$).

Del mismo modo, se calculó el cociente C_D para cada fecha, resultando los valores 0,39, 0,40, 0,39 y 0,42 para los días 16/11/2008, 14/01/2010, 22/01/2010 y 06/01/2013, respectivamente. En la Figura 5.9 se presentan los mapas de Rn_D elaborados para cada fecha, donde se distinguen valores entre un 10 y 20 % superiores a los observados en los mapas de Rn_d de la Figura 5.8.

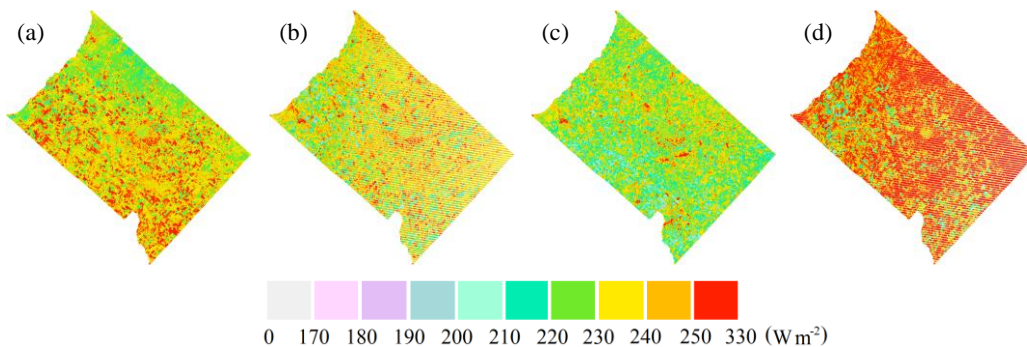


Figura 5.9. Mapas de radiación neta diaria, Rn_D , para las fechas (a) 16/11/2008, (b) 14/01/2010, (c) 22/01/2010 y (d) 06/01/2013.

En los mapas de Rn_D se observan valores promedio de $236 \pm 11 \text{ W m}^{-2}$, $236 \pm 12 \text{ W m}^{-2}$, $227 \pm 11 \text{ W m}^{-2}$ y $249 \pm 15 \text{ W m}^{-2}$ para las fechas 16/11/2008, 14/01/2010, 22/01/2010 y 06/01/2013, respectivamente. Estos resultados muestran claramente la discrepancia entre utilizar la Rn_d o la Rn_D en los modelos de evapotranspiración, donde debe prestarse atención en cada caso según la variable de entrada que se necesita y su fundamento.

Para corroborar la validez de los resultados, se comparan las medidas observadas en las campañas de terreno (O) con los valores estimados (E) en la ubicación exacta de cada parcela de medida correspondiente (Tabla 5.1). En este sentido, en la Tabla 5.3 se presentan los valores O y E de la radiación neta diaria y diurna, como así también de la radiación neta instantánea y de las variables para su estimación, albedo y temperatura de superficie, calculadas con datos de satélite.

Tabla 5.3. Medidas en terreno versus valores calculados de albedo, temperatura de superficie, radiación neta instantánea, radiación neta diaria y diurna.

Fecha	α			T_s (°C)			Rn_i (W m ⁻²)			Rn_d (W m ⁻²)			Rn_D (W m ⁻²)		
	O	E	Dif.	O	E	Dif.	O	E	Dif.	O	E	Dif.	O	E	Dif.
16/11/2008	0,19	0,17	-0,02	23,8	24,9	1,1	606	616	10	193	196	3	229	238	9
14/01/2010	0,15	0,16	0,01	28,1	27,5	-0,6	632	635	3	211	211	0	247	251	4
22/01/2010	0,18	0,19	0,01	27,0	27,9	0,9	604	600	-4	209	203	-6	240	236	-4
06/01/2013	0,19	0,19	0,00	26,5	27,5	0,9	595	602	7	230	223	-7	251	254	3
BIAS			0,00			0,5			4			-2			3
RMSE			0,01			0,9			7			5			6
PRMSE			6			3			1			2			2

Los resultados muestran un buen acuerdo entre las medidas observadas y los valores estimados de α , T_s , Rn_i , Rn_d y Rn_D . Particularmente, los valores de albedo, calculados con la ecuación propuesta por Liang (2000), muestran un $RMSE$ de 0,01 al compararlos con aquellos medidos en terreno (radiómetro CNR-1). Los errores en el cálculo de la temperatura de superficie son del orden del grado Celsius, lo cual está en acuerdo con los resultados obtenidos por algunos investigadores empleando la ecuación de transferencia radiativa (Sobrino *et al.*, 2004; Li *et al.*, 2005; entre otros). En cuanto a la Rn_i la mayor diferencia es de 10 W m^{-2} , mientras que al aplicar el modelo se observan diferencias máximas de 7 y 9 W m^{-2} para la Rn_d y la Rn_D , respectivamente, con valores de $PRMSE$ del 2 % y prácticamente sin sesgo.

A continuación, se presentan los mapas de radiación neta promedio horaria, representando el ciclo diurno para cada uno de los casos considerados.

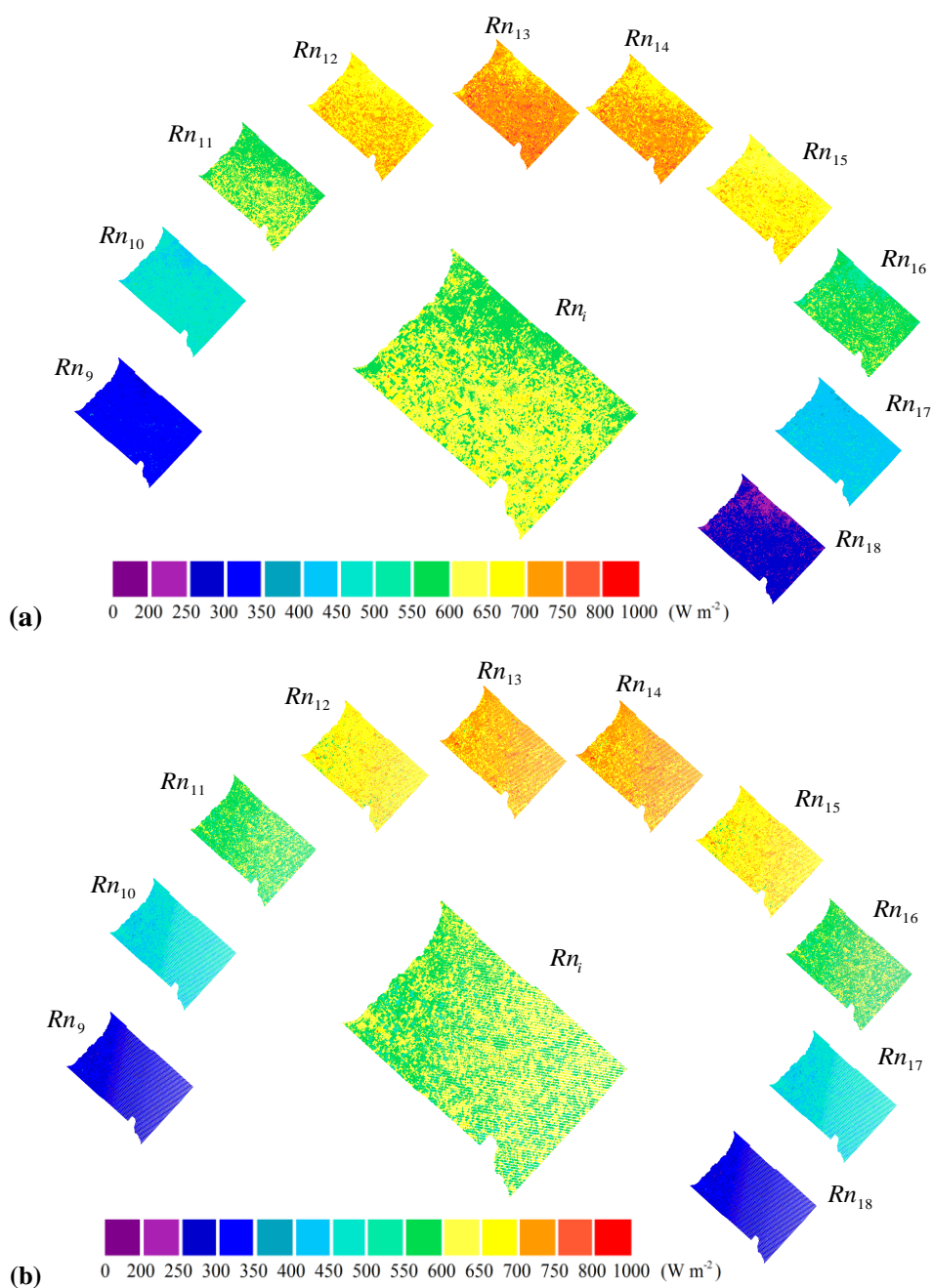


Figura 5.10. Mapas del ciclo diurno de radiación neta para las fechas (a) 16/11/2008, (b) 14/01/2010, (c) 22/01/2010 y (d) 06/01/2013.

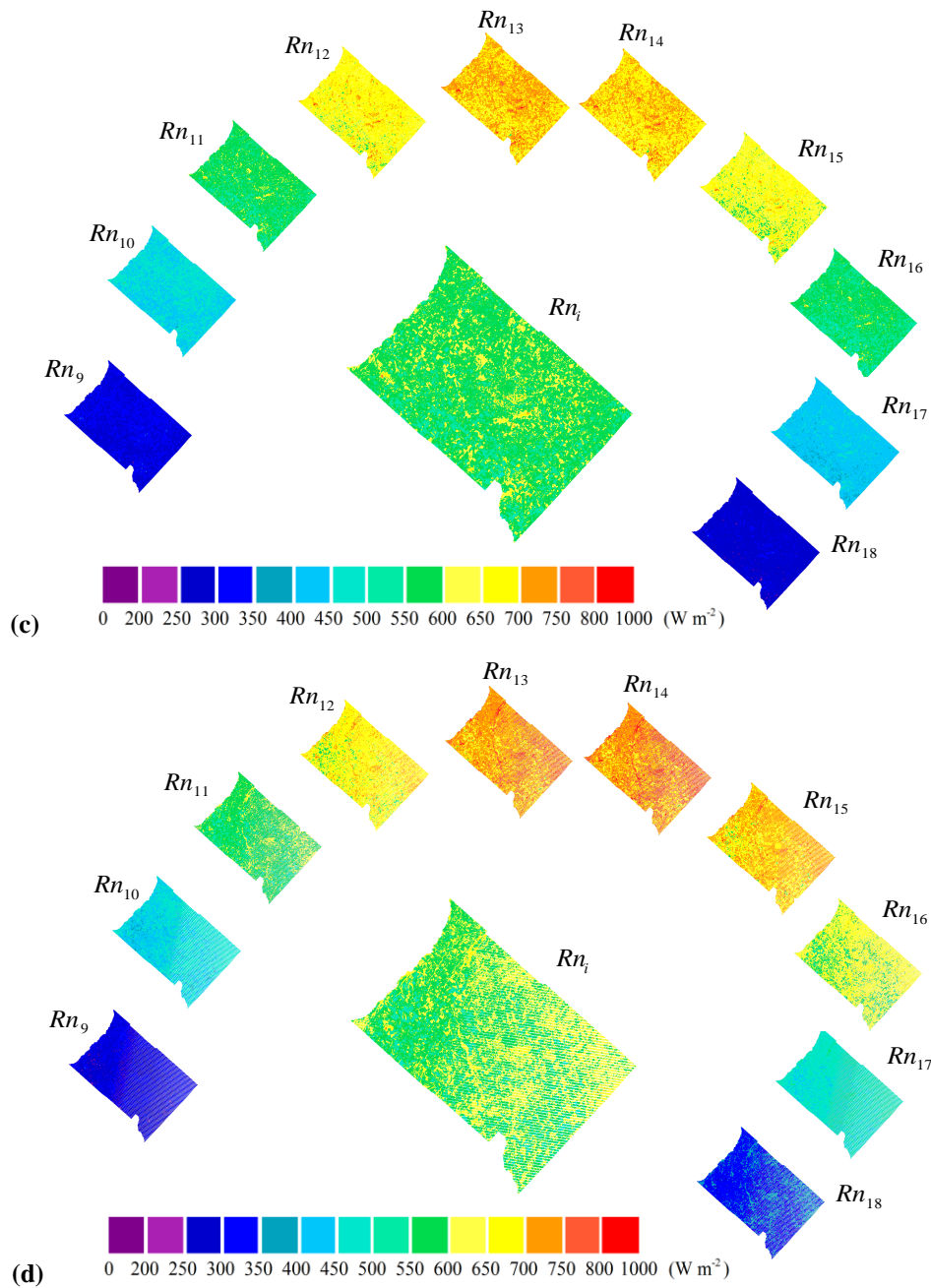


Figura 5.10. Continuación.

En los mapas de la Figura 5.10 se distingue tanto la variación temporal como la variación espacial de la radiación neta. Los valores máximos de radiación neta se localizan cerca de las 13 hora local (Rn_{13} y Rn_{14} , siendo el subíndice la hora local final

del promedio horario), llegando a casi 1000 W m^{-2} en algunas parcelas, mientras que lógicamente los mínimos se localizan al comienzo y al final del ciclo diurno.

En esta segunda parte del modelo, para corroborar la validez de los resultados obtenidos se comparan los valores extraídos de los mapas de la Figura 5.10 versus los valores horarios registrados en terreno (radiómetro CNR-1), en la ubicación exacta de la parcela de medida correspondiente (Tabla 5.1).

Considerando los valores horarios entre Rn_9 y Rn_{18} para las cuatro fechas seleccionadas ($n = 40$), en la Tabla 5.4 se muestran el resumen estadístico del funcionamiento del modelo. A continuación, en la Figura 5.11 se presentan el ciclo diurno de radiación neta modelado y registrado en terreno para cada fecha.

Tabla 5.4. Resumen estadístico entre las medidas de terreno y los valores modelados del ciclo diurno de radiación neta.

Datos	BIAS (W m^{-2})	RMSE (W m^{-2})	PRMSE (%)	a (W m^{-2})	b	r^2
16/11/2008	12	19	4	52	0,92	0,997
14/01/2010	4	12	2	41	0,94	1,000
22/01/2010	-15	40	6	73	0,84	0,989
06/01/2013	3	18	3	54	0,91	0,996
Todo	1	23	4	56	0,90	0,991

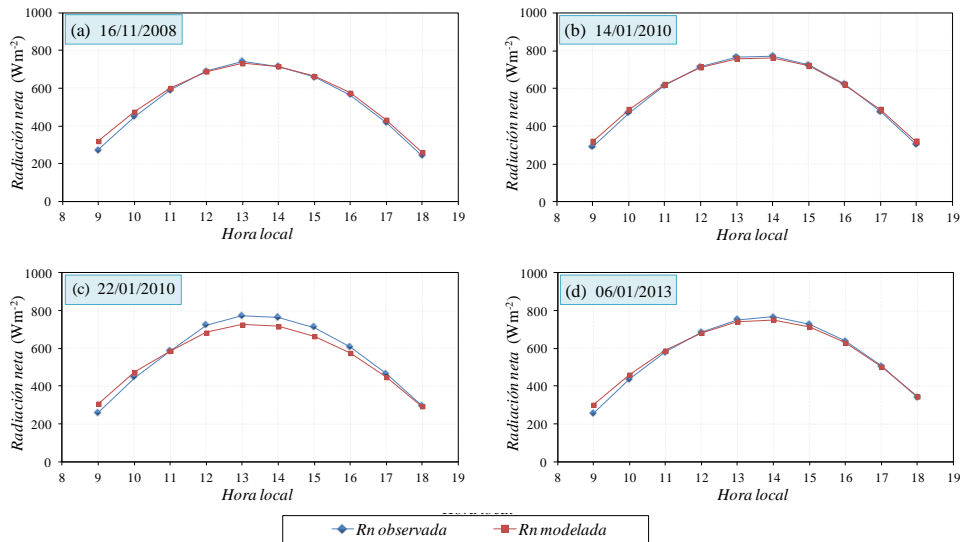


Figura 5.11. Ciclo diurno de radiación neta para las cuatro fechas seleccionadas. Valores registrados en terreno y valores estimados con el modelo propuesto.

Los resultados de la comparación del modelo, para el ciclo diurno de la radiación neta con datos de satélite, muestran una buena concordancia entre los valores medidos y modelados, con un *RMSE* de 23 W m^{-2} y desviación despreciable (*BIAS* = 1 W m^{-2}). Los mayores errores se presentan para el 22/10/2010, donde el modelo subestima los valores medidos en terreno (*BIAS* = -15 W m^{-2}), y el *PRMSE* alcanza un 6 %. De todos modos, en el peor de los casos, el modelo se comporta adecuadamente y se reafirma su validez y su buen funcionamiento sobre diferentes cubiertas.

Capítulo 6

CONCLUSIONES

En la presente Tesis Doctoral se propuso un modelo general para la estimación de la radiación neta con datos meteorológicos e imágenes de satélite. A continuación se presentan, a modo de resumen, las conclusiones más relevantes.

1. En primer lugar, se ha resaltado la importancia de la estimación de la radiación neta por su interacción en diversos procesos físicos y biológicos a nivel de superficie. Su estudio y utilidad no se limita a datos puntuales, más aún se ha destacado la necesidad que existe de poder conocer su variación espacio-temporal. En este contexto, las imágenes de satélite, en combinación con medidas de terreno y datos atmosféricos, se presentan como una herramienta excepcional para obtener como producto un mapa regional de la radiación neta instantánea, Rn_i . Sin embargo, dado que muchas de sus aplicaciones, como por ejemplo la estimación de la evapotranspiración, necesitan como entrada la magnitud promedio diaria, Rn_d , promedio diurna, Rn_D , o la radiación neta en diferentes horarios del día, Rn_{t2} , es necesario introducir algún tipo de modelo que relacione la magnitud instantánea con la información que se requiere en cada caso. En esta dirección, se ha comenzado con una revisión de modelos donde se pone de manifiesto que un reducido número permite extender la Rn_i a otras escalas o instantes de tiempo, mostrando en general algún tipo de limitación (por ejemplo, con la latitud de aplicación, hora de paso de satélite o fecha del año). Por lo tanto, se planteó como objetivo principal el desarrollo de un modelo general para la estimación de la radiación neta con datos de satélite y meteorológicos, que permita obtener tanto la Rn_d como la Rn_D y también, la Rn_{t2} .
2. En primer término, partiendo de la ecuación $Rn_d = C_d * Rn_i$, donde el cociente C_d es invariante con la superficie, el modelo propuesto asume que dentro de la región de estudio existe una *superficie de referencia*, con valores conocidos de albedo y de emisividad de superficie, α_{ref} y ε_{ref} respectivamente, y una temperatura de superficie similar a la del aire. Con dichos supuestos, el cociente C_d se calcula sobre la *superficie de referencia* y se aplica a toda la imagen.
3. Utilizando una serie de medidas locales registradas en Tandil (2007 - 2010) sobre pastizal, rastrojo y cultivos extensivos de soja y avena, se evaluó el funcionamiento del modelo con diferentes valores de α_{ref} y ε_{ref} . Por un lado, se observó que variando los parámetros del modelo, en un amplio rango, no se

presentaban cambios significativos en su funcionamiento, lo cual es deseable porque confirma que el cociente C_d es independiente de la superficie y puede aplicarse un mismo valor a toda una región de estudio. Por otro lado, se determinó la mejor combinación de valores para los parámetros del modelo, resultando $\alpha_{ref} = 0,17$ y $\varepsilon_{ref} = 0,97$.

4. Análogamente, se propuso estimar la radiación neta diurna como $Rn_D = C_D * Rn_i$, donde el cociente C_D se calcula sobre la *superficie de referencia* sin considerar los valores negativos de radiación neta (mayoritariamente durante la noche) en el promedio diario. Para ello, se introduce el factor de corrección $[N/24]$, siendo N (horas) la duración de la insolación, en el término de radiación de onda larga neta diaria de la *superficie de referencia*.
5. En adición, se derivó una novedosa metodología para extender el cálculo de la radiación neta a otros instantes del día, permitiendo así obtener su ciclo diurno a partir de una única imagen de satélite. En este caso, y de forma análoga, el modelo plantea calcular $Rn_{t_2} = C_{t_2,i} * Rn_i$, donde el cociente $C_{t_2,i}$ se calcula como la razón de la radiación neta en dos instantes de tiempo, uno incógnita (t_2) y otro al momento de paso de satélite (i), sobre la *superficie de referencia*.
6. Para corroborar la validez global del modelo, y asegurar su aplicabilidad en diversos ambientes y cubiertas, se seleccionaron cuatro campañas de medida llevadas a cabo en diferentes sitios del mundo, siendo que dos de ellas corresponden a datos registrados sobre cultivos de maíz (Tandil) y viña (Mallorca), otra campaña corresponde a datos medidos sobre una pradera (Kansas) y la última a datos sobre una sabana (Maun).
7. Un detalle interesante se observa al comparar los valores de Rn_d con los de Rn_D en las diferentes campañas de medida, donde éstos últimos son generalmente entre un 10 y un 25 % más altos. Es importante entender esto, dado que por ejemplo algunos modelos de evapotranspiración consideran la Rn_d y otros la Rn_D , y no siempre resulta claro cual se necesita, lo cual indefectiblemente introduce errores significativos en el cálculo de pérdida de agua si se considera la magnitud incorrecta.

8. En la validación se consideraron distintos niveles de disponibilidad de datos de terreno para el cálculo de los cocientes C_d , C_D y $C_{12,i}$. En el mejor de los casos, cuando se disponen de medidas de terreno de radiación solar (Rs_1), radiación de onda larga descendente (RI_1) y temperatura del aire, el modelo presenta errores entre 2 y 5 %, prácticamente sin sesgo y muy buenas concordancias entre valores medidos y estimados ($r^2 \geq 0,93$). Si bien operativamente resulta el caso menos viable, dado que es difícil contar con medidas directas de RI_1 de un pirgeómetro o datos precisos que permitan utilizar un código de transferencia radiativa para su correcta modelación, los bajos errores observados nos permiten visualizar el reducido efecto que se produce al fijar los valores de albedo, emisividad y temperatura de superficie (igual a la temperatura del aire) en el cálculo de los cocientes C_d , C_D y $C_{12,i}$ considerando una *superficie de referencia*, lo cual pondera la capacidad del modelo propuesto.
9. Al modelar la RI_1 con medidas de temperatura/humedad relativa del aire (utilizando las ecuaciones de Brutsaert (1975) y Swinbank (1963)) y la Rs_1 con ecuaciones empíricas (Allen *et al.*, 1998), se observa una degradación lógica de los resultados, aunque en general los errores se ubican por debajo del 10 % y con buenos acuerdos entre valores medidos y estimados. Este punto es importante, porque aún con datos de una estación meteorológica convencional el modelo presenta un funcionamiento consistente, valorando su capacidad. En este caso, es importante tener en cuenta que se utilizaron las ecuaciones de Brutsaert (1975) y Swinbank (1963) con los coeficientes propuestos en sus trabajos originales, siendo que si se ajustan a las condiciones locales los errores se reducirían significativamente. De igual forma, se analizó el efecto de modelar la radiación solar, donde se observó que es recomendable ajustar el coeficiente de turbiedad del aire, K_t , a la zona de aplicación para mejorar el modelado.
10. Por último, el modelo se aplicó a escala regional con imágenes Landsat, donde se elaboraron mapas de Rn_d , Rn_D y Rn_{12} en el partido de Tandil (Argentina), y se puso de manifiesto la capacidad de reproducir tanto la variación espacial como temporal de la radiación neta. Una comparación entre medidas de terreno y los valores extraídos de los mapas elaborados confirmaron la capacidad del modelo, con errores entre 2 y 4 %.

11. Resulta importante destacar que el modelo que se presentó aquí es independiente de la latitud del lugar, hora y fecha de paso del satélite, siendo aplicable a misiones de satélite pasadas, actuales y futuras, siempre y cuando incluyan bandas en la región del espectro solar y térmico que permitan, en principio, obtener los valores instantáneos de la radiación neta.

BIBLIOGRAFÍA

1. Alados, I.; Foyo-Moreno, I.; Alados-Arboledas, L. **2011**. Estimation of downwelling longwave irradiance under all-sky conditions. *International Journal of Climatology* DOI: 10.1002/joc.2307.
2. Allen, R.G.; Pereira, L.S.; Raes, D.; Smith, M. **1998**. *Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements-FAO Irrigation and drainage*, 298 pp.
3. Barsi, J.A.; Barker, J.L.; Schott, J.R. **2003**. An Atmospheric Correction Parameter Calculator for a Single Thermal Band Earth-Sensing Instrument. IGARSS03, 21-25 July 2003, Centre de Congres Pierre Baudis, Toulouse, France.
4. Barsi, J.A.; Schott, J.R.; Palluconi, F.D.; Hook, S.J. **2005**. Validation of a Web-Based Atmospheric Correction Tool for Single Thermal Band Instruments. *Earth Observing Systems X, Proc. SPIE Vol. 5882*, August 2005, San Diego, CA.
5. Bastiaanssen, W.G.M. **1995**. Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain: a remote sensing approach under clear skies in Mediterranean climates. Ph.D. dissertation, Landbouwniversiteit te Wageningen. Published as Report 109 of DLO Win and Staring Centre, Wageningen, The Netherlands.
6. Berk, A.; Anderson, G.P.; Acharya, P.K.; Chetwynd, J.H.; Bernstein, L.S.; Shettle, E.P.; Matthew, M.W.; Adler-Golden, S.M. **1999**. *MODTRAN 4 User's Manual* (Hascom AFB, MA: Air Force Research Laboratory, Space Vehicles Directorate, Air Force Materiel Command).
7. Betts, A.K. **1994a**. Site Averaged AMS Data: 1987-1989 (Betts). Data set. Available on-line [<http://www.daac.ornl.gov>] from Oak Ridge National Laboratory Distributed Active Archive Center, Oak Ridge, Tennessee, U.S.A. DOI:10.3334/ORNLDAAC/89.
8. Betts, A.K. **1994b**. Site Averaged Flux Data: 1987-1989 (Betts). Data set. Available on-line [<http://www.daac.ornl.gov>] from Oak Ridge National Laboratory Distributed Active Archive Center, Oak Ridge, Tennessee, U.S.A. DOI:10.3334/ORNLDAAC/93.
9. Betts, A.K.; Ball, J.H. **1998**. FIFE surface climate and site-average dataset: 1987-1989. *J. Atmos. Sci.*, 55, 1091-1108.
10. Bird, M.I.; Veenendaal, E.M.; Lloyd, J. **2004**. Soil carbon inventories and delta C-13 along a moisture gradient in Botswana. *Global Change Biology*, 10(3): 342-349.

11. Bisht, G.; Venturini, V.; Islam, S.; Jiang, L. **2005**. Estimation of the net radiation using MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) data for clear sky days. *Remote Sensing of Environment*, 97, 52-67.
12. Bontemps, S.; Defourny, P.; Van Bogaert, E.; Arino, O.; Kalogirou, V.; Ramos Perez, J. **2011**. GLOBCOVER 2009 Products description and validation report. *Université catholique de Louvain (UCL) y European Space Agency (ESA)*, Vers. 2.2, 53 pp.
13. Brivio, P.A.; Giardino, C.; Zilioli, E. **2001**. Determination of chlorophyll concentration changes in Lake Garda using an image-based radiative transfer code for Landsat TM images. *International Journal of Remote Sensing*, 22, 487-502.
14. Brutsaert, W. **1975**. On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies. *Water Resources Research* 11, 742-744.
15. Brutsaert, W. **1984**. *Evaporation into the atmosphere, Theory, History, and Applications*. Cornell University. Reidel Publishing Company, Dordrecht, Holland, 299 pp.
16. Campbell, G.S.; Diak, G.R. **2005**. Net and thermal radiation estimation and measurement. En: *Micrometeorology in Agricultural Systems*, Editores: Hatfield, J.L. y Baker, J.M.. American Society of Agronomy, Madison, WI, USA, pp. 59-92.
17. **Carmona, F.**; Rivas, R.; Ocampo, D.; Schirmbeck, J.; Holzman, M. **2011**. Sensores para la medición y validación de variables hidrológicas a escalas local y regional a partir del balance de energía. *Aqua – LAC, Journal of the International Hydrological Programme for Latin America and Caribbean*, vol. 3, nro. 1.
18. **Carmona, F.** **2012**. Estimación de la radiación atmosférica descendente a partir de datos meteorológicos. Tesis de Máster en Teledetección, Universitat de València, Facultat de Física, España, 54 pp.
19. **Carmona, F.**; Rivas, R.; Caselles, V. **2012**. Estimate of the alpha parameter in an oat crop under rain-fed conditions. *Hydrological Processes*, DOI: 10.1002/hyp.9415.
20. **Carmona, F.**; Rivas, R.; Caselles, V. **2013**. Estimation of daytime downward longwave radiation under clear and cloudy skies conditions over a sub-humid region. *Theoretical and Applied Climatology*, DOI: 10.1007/s00704-013-0891-3.
21. Carlson, T.N.; Ripley, D.A. **1997**. On the relation between NDVI, fractional vegetation cover, and leaf area index, *Remote sensing of Environment*, 62, 241-252.

22. Chander, G.; Markham, B.L.; Helder, D.L. **2009**. Summary of current radiometric calibration coefficients for Landsat MSS, TM, ETM+, and EO-1 ALI sensors. *Remote Sensing of Environment*, 113 , 893–903.
23. Chavez Jr., P.S. **1996**. Image-based atmospheric correction - Revisited and improved. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 62(9), 1025–1036.
24. Duarte, H.F.; Dias, N.L.; Maggiotto, S.R. **2006**. Assessing daytime downward long-wave radiation estimates for clear and cloudy skies in Southern Brazil. *Agricultural and Forest Meteorology* 139, 171-181.
25. Dubayah, R. **1992**. Estimating net solar radiation using Landsat Thematic Mapper and digital elevation data, *Water Resour Res*, 28, 2469–2484.
26. García, M.; Villagarcía, L.; Contreras, S.; Domingo, F.; Puigdefábregas, J. **2007**. Comparison of three operative models for estimating the surface water deficit using ASTER reflective and thermal data. *Sensors*, 7, 860-883.
27. Greenberg, J.P.; Guenther, A; Harley, P.; Otter, L.; Veenendaal, E.M.; Hewitt, C.N.; James, A.E.; Owen, S.M. **2003**. Eddy flux and leaf-level measurements of biogenic VOC emissions from mopane woodland of Botswana. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 108, No. D13, 8466.
28. Hall, F.G.; Sellers, P.J. **1995**. First International Satellite Land Surface Climatology Project (ISLSCP) Field Experiment (FIFE) in 1995. *Journal of Geophysical Research*, 100: 25383-25395.
29. Humes, K.S.; Kustas, W.P.; Moran, M.S.; Nichols, W.D.; Wertz, M.A. **1994**. Variability of emissivity and surface temperature over a sparsely vegetated surface. *Water Resources Research* 30 (5), 1299-1310.
30. Humes, K.; Ardí, R.; Kustas, W.P.; Prueger, J.; Starks, P. **2002**. “High spatial resolution mapping of surface energy balance components with remotely sensed data”: *Thermal Remote Sensing in Land Surface Processes*. New York, CRC Press. pp. 110-132.
31. Ibáñez, M. **1998**. Estimación de la evapotranspiración regional a partir de la Razón de Bowen radiativa. Universitat de València, Facultat de Física, Tesis Doctoral, 166 pp.
32. Idso, S.B.; Jackson, R.D. **1969**. Thermal radiation from the atmosphere. *Journal of Geophysical Research* 74, 5397–5403.
33. Jacobs, J.M.; Myers, D.A.; Anderson, M.C.; Diak, G.R. **2000**. GOES surface insolation to estimate wetlands evapotranspiration. *Journal of Hydrology*, 266, 53–65.

34. Kaufman, Y.J. **1989**. The atmospheric effect on remote sensing and its correction. In G. Asrar (Ed.), *Theory and Application of Optical Remote Sensing*. New York, USA.
35. Key, J.R.; Schweiger, A.J. **1998**. Tools for atmospheric radiative transfer: STREAMER and FLUXNET. *Comput. Geosci.* 24 (5), 443–451.
36. Kjaersgaard, J.H.; Cuenca, R.H. **2009**. Comparison of the performance of net radiation calculation models. *Theor. Appl. Climatol.*, 98(1-2), 57-66.
37. Kneizys, F.X.; Shettle, E.P.; Abreu, L.W.; Chetwynd, J.H.; Anderson, G.P.; Gallery, W.O.; Selby, J.E.A.; Clough, S.A. **1988**. Users guide to LOWTRAN7. Environmental Research Papers 1010AFGL-TR-88-0177. Air Force Geophysics Laboratory: Hanscom AFB, Massachusetts.
38. Lagouarde, J.P.; Brunet, Y. **1983**. A simple model for estimating the daily upward longwave surface radiation flux from NOAA-AVHRR data. *International Journal of Remote Sensing*, 14(5), 907–925.
39. Lhomme, J.P.; Vacher, J.J.; Rocheteau, A. **2007**. Estimating downward long-wave radiation on the Andean Altiplano. *Agric. For. Meteorol.* 145, 139 –148.
40. Li, F.; Kustas, W.P.; Prueger, J.H.; Neale, C.M.U.; Jackson, J.J. **2005**. Utility of Remote Sensing Based Two-Source Energy Balance Model Under Low and High Vegetation Cover Conditions. *Journal of Hydrometeorology*, 6 (6), 878 - 891.
41. Liang, S. **2000**. Narrowband to broadband conversions of land surface albedo. I Algorithms. *Remote Sensing of Environment*, 76:213-238.
42. Liang, S.L.; Fang, H.L.; Chen, M.Z.; Shuey, C.J.; Walthall, C., Daughtry, C.; Morisette, J.; Schaaf, C.; Strahler, A. **2002**. Validating MODIS land surface reflectance and albedo products: methods and preliminary results. *Remote Sensing of Environment* 83(1-2): 149-162.
43. Liou, K.N. **2002**. *An Introduction to Atmospheric Radiation*. 2nd edition, Academic Press, San Diego, 583 pp. (International Geophysics Series, Volume 84).
44. Lloyd, J.; Kolle, O.; Veenendaal, E.; Arneth, A.; Wolski, P. **2004**. SAFARI 2000 Meteorological and Flux Tower Measurements in Maun, Botswana, 2000. Data set. Available on-line [<http://daac.ornl.gov/>] from Oak Ridge National Laboratory Distributed Active Archive Center, Oak Ridge, Tennessee, U.S.A.
45. Ma, Y.; Su, Z.; Li, Z.; Koike, T.; Menenti, M. **2002**. Determination of regional net radiation and soil heat flux over a heterogeneous landscape of the Tibetan Plateau. *Hydrological Processes*, 16, 2963-2971.

46. Niemelä, S.; Räisänen, P.; Savijärvi, H. **2001a**. Comparison of surface radiative flux parameterizations. Part II: Shortwave radiation. *Atmos. Res.* 58, 141-154.
47. Niemelä, S.; Räisänen, P.; Savijärvi, H. **2001b**. Comparison of surface radiative flux parameterizations. Part I: Longwave radiation. *Atmos. Res.* 58, 1-18.
48. Ricchiazzi, P.; Yang, S.; Gautier, C.; Sowle, D. **1998**. SBDART: A research and teaching software tool for plane-parallel radiative transfer in the Earth's atmosphere. *Bulletin of the American Meteorological Society* 79, 2101–2114.
49. Rivas, R.; **Carmona, F.** **2013**. Evapotranspiration in the Pampean Region using field measurements and satellite data. *Physics and Chemistry of the Earth, Elsevier, Special Issue: Remote Sensing in Hydrology: Vol. 55–57, p. 27–34. ISSN 1474-7065.*
50. Rosenberg, N.J.; Blad, B.L.; Verma, S.B. **1983**. *Microclimate - The biological environment*, Wiley, New York.
51. Rubio, E.; Caselles, V.; Badenas, C. **1997**. Emissivity measurements of several soils and vegetation types in the 8-14 μm wave band: Analysis of two fields methods. *Remote Sensing of Environment*, 59, 490-521.
52. Samani, Z.; Nolin, S.; Bleiweiss, M.; Skaggs, R. **2005**. "Discussion of Predicting Daily Net Radiation Using Minimum Climatological Data". *J. Irrig. Drain. Eng.*, 131(4), 388-389.
53. Samani, Z.; Bawazir, A.S.; Bleiweiss, M.; Skaaggs, R.; Tran, V.D. **2007**. Estimating Daily Net Radiation over Vegetation Canopy through Remote Sensing and Climatic Data. *J. Irrig. Drain. Eng.*, 133(4), 291-297.
54. Samani, Z.; Bawazir, A.S.; Bleiweiss, M.; Skaggs, R.; Longworth, J.; Tran, V.D.; Pinon, A. **2009**. Using remote sensing to evaluate the spatial variability of evapotranspiration and crop coefficient in the lower Rio Grande Valley, New Mexico. *Irrigation Science*, Vol. 28 Issue 1, p93. DOI 10.1007/s00271-009-0178-8
55. Sánchez, J.M. **2005**. Estimación de la evapotranspiración en áreas de cobertura parcial: Aplicación a los zonas FIFE y SIFLEX. Trabajo de Investigación, Universitat de València, Facultat de Física, España, 188 pp.
56. Sánchez, J.M.; Scavone, G.; Caselles, V.; Valor, E.; Copertino, V.A.; 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.
57. Sánchez, J.M.; Doña, C. **2012**. Presentación "Estación de medida de balances de energía, agua y CO₂ en la viña experimental de la UIB" en la III Jornada Científica sobre Aplicaciones Medioambientales de la Teledetección Térmica.

- Grupo de Teledetección Térmica, Facultat de Física, Universitat de Valencia. Burjassot, 30 de noviembre de 2012.
58. Schroeder, T.A.; Cohen, W.B.; Song, C.; Canty, M.J.; Yang, Z. **2006**. Radiometric correction of multi-temporal Landsat data for characterization of early successional forest patterns in western Oregon. *Remote Sensing of Environment*, 103, 16-26.
 59. Seguin, B.; Itier, B. **1983**. Using midday surface temperature to estimate daily evaporation from satellite thermal IR data. *Int. J. Remote Sens.*, 4, 371-383.
 60. Sellers, P.J.; Hall, F.G.; Asrar, G.; Strebel, D.E.; Murphy, R.E. **1992**. An overview of the First International Satellite Land Surface Climatology Project (ISLSCP) Field Experiment (FIFE). *J. Geophys. Res.*, 97, 18 345–18 371.
 61. Snell, H.E.; Anderson, G.P.; Wang, J.; Moncet, J.L.; Chetwynd, J.H.; English, S.J. **1995**. Validation of FASE (FASCODE for the Environment) and MODTRAN3: Updates and comparisons with clear sky measurements. In: *Proceedings SPIE Conference 2578, Paris*; pp. 194–204.
 62. Sobrino, J.A.; Jiménez-Muñoz J.C.; Paolini, L. **2004**. Land surface temperature retrieval from LANDSAT TM 5. *Remote Sensing of Environment*, 90, 434-440.
 63. Song, C.; Woodcock, C.E.; Seto, K.C.; Pax-Lenney, M.; Macomber S.A. **2001**. Classification and change detection using Landsat TM data: When and how to correct atmospheric effects?. *Remote Sensing of Environment*, 75, 230-244.
 64. Soudani, K.; Francois, C.; Le Maire, G.; Le Dantec, V.; Dufrêne, E. **2006**. Comparative analysis of IKONOS, SPOT, and ETM+ data for leaf area index estimation in temperate coniferous, and deciduous forest stands. *Remote Sensing of Environment*, 102, 161-175.
 65. Sobrino, J.A.; Gómez, M.; Jiménez-Muñoz, J.C.; Oliso, A.; Chehbouni, G. **2005**. A simple algorithm to estimate evapotranspiration from DAIS data: Application to the DAISEX Campaigns. *Journal of Hydrology*, 315, 117–125.
 66. Sobrino, J.A.; Gómez, M.; Jiménez-Muñoz, J.C.; Oliso, A. **2007**. A simple algorithm to estimate the daily evapotranspiration from NOAA-AVHRR images. Application to the Iberian Peninsula. *Remote sensing of Environment*, 110 (2), 139-148.
 67. Starks, P.J.; Norman, J.M.; Blad, B.L.; Walter-Shea, E.A.; Walthall, C.L., **1991**. Estimation of shortwave hemispherical reflectance (albedo) from bidirectionally reflected radiance data. *Remote sensing of Environment*, 38, 123-134.
 68. Swinbank, W.C., **1963**. Long-wave radiation from clear skies. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 89, 339–348.

69. Tarasova, T.; Barbosa, H.M.J.; Figueroa, S.N. **2006**. Incorporation of new solar radiation scheme into CPTEC GCM, INPE-14052-NTE/371, São José dos Campos, 44 pp.
70. Valor, E.; Caselles, V. **1996**. Mapping land surface emissivity from NDVI: Application to European, African and South American areas. *Remote sensing of Environment*, 57, 167-184.
71. Viúdez-Mora, A.; Calbó, J.; González, J.A.; Jiménez, M.A. **2009**. Modeling atmospheric longwave radiation at surface under cloudless skies. *Journal of Geophysical Research*, 114 (D18107), 1–12.
72. Wang, K.; Liang, S. **2008**. Estimation of Daytime Net Radiation from Shortwave Radiation Measurements and Meteorological Observations. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 48, 634-643.
73. Wassenaar, T.; Olioso, A.; Hasager, C.; Jacob, F.; Chehbouni, A. **2002**. Estimation of evapotranspiration on heterogeneous pixels. In J. A. Sobrino (Ed.), *First International Symposium on Recent Advances in Quantitative Remote Sensing*, 16-20 September 2002, Valencia, Spain, 458–465.
74. Wright, J. **1999**. Emisividad infrarroja de la atmosfera medida en Heredia, Costa Rica. *Top. Meteor. Oceanog.*, 6 (1), 44–51.

Bibliografya

