Curso UNCu_Agrarias
Dr. R. Rivas

Balance de energía a escala local y regional

SensorMODIS

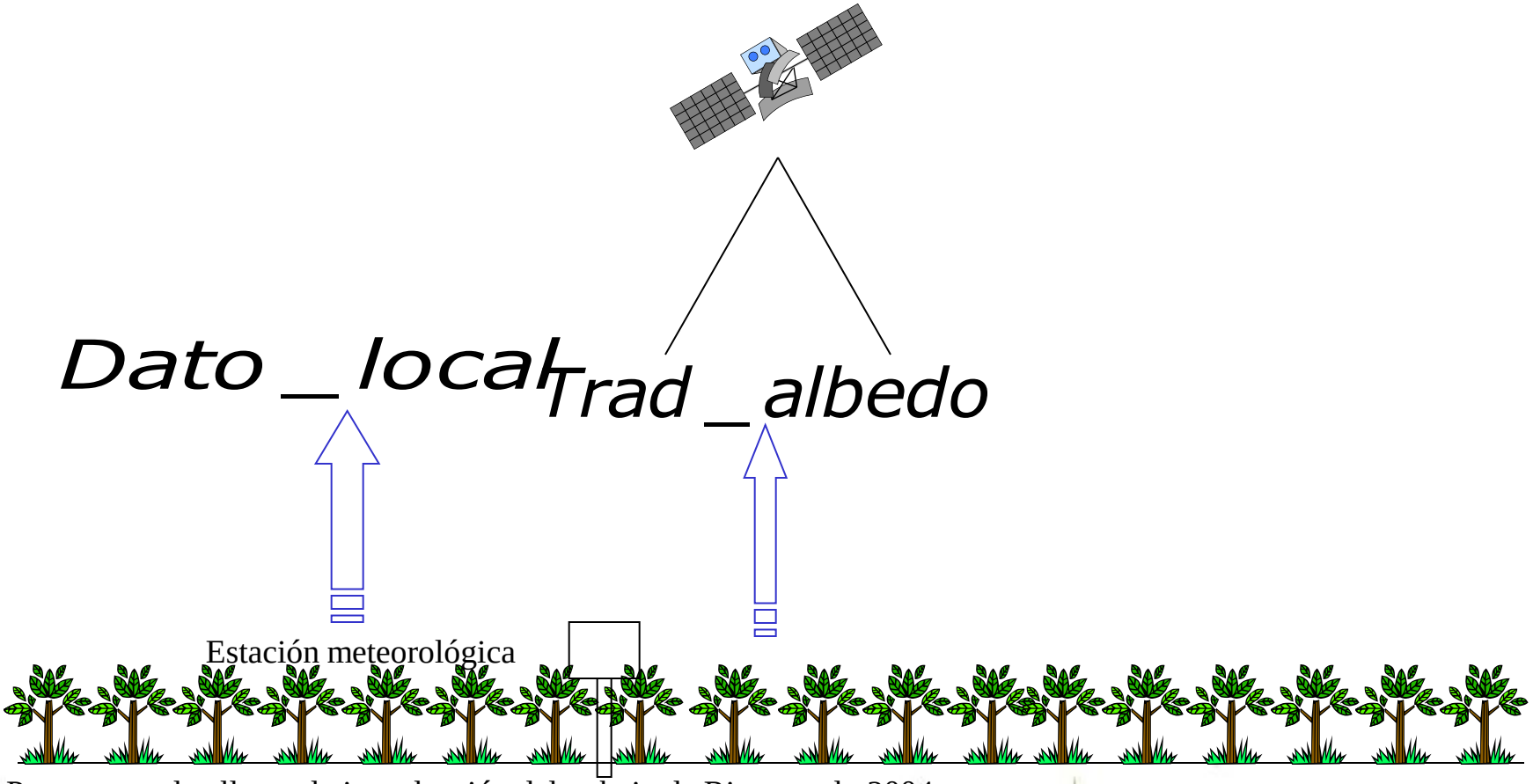
Estimación de los términos de EBE con SR

- Con SR se puede estimar con buena precisión la Rn y G.
- LE y H son difíciles de estimar y normalmente LE se calcula como termino residual de la EBE. H se calcula a partir de diferentes aproximaciones utilizando como dato de entrada la Ts estimada desde satélite.

Modo de estimar LE usando información de satélite

- Los SR son una atractiva herramienta para detectar los cambios o anomalías regionales o aún más a escala de parcela (Boegh et al., 2002). Éstas, permiten extender los modelos de cálculo de LE a zonas amplias donde no se dispone siquiera de datos meteorológicos (Rivas y Caselles 2004, Schirmbeck et al., 2008, Rivas y Carmona 2013).

Esquema simplificado de estimación de LE con SR



Para mayor detalle ver la introducción del trabajo de Rivas et al., 2004.

Existen diversos modelos de estimación de LE con SR

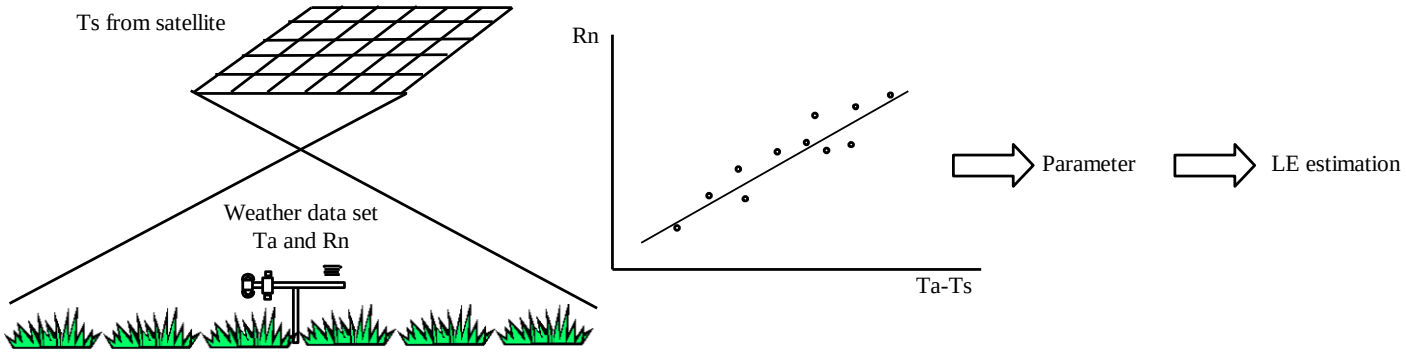
- Modelos semiempíricos
- Modelos de una capa
- Modelos de dos capas (existen diferentes variantes)

Cada modelo presenta sus beneficios y limitaciones. En general la mayor limitación es la información requerida y la complejidad de los calculos a realizar.

Modelos semiempíricos

El de mayor divulgación es el modelo de Jackson (1977). Ha tenido una amplia aplicación y se limita a ser utilizado en áreas con cultivos. El modelo logrado se sustenta en:

$$ET_J = Rn - B.(Ta - Ts)$$



ET es la evapotranspiración de Jackson, B es un parámetro a estimar a partir de la relación ETj-Rn y Ta-Ts para el cultivo en estudio (se ajusta localmente). Ts es el valor medido desde satélite.

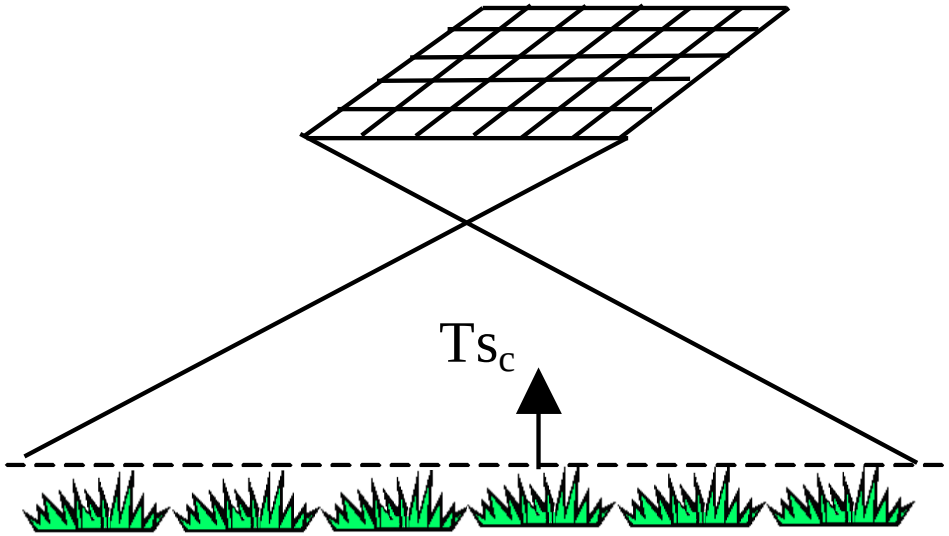
Existen otras aplicaciones similares a las de Jackson como por ejemplo:

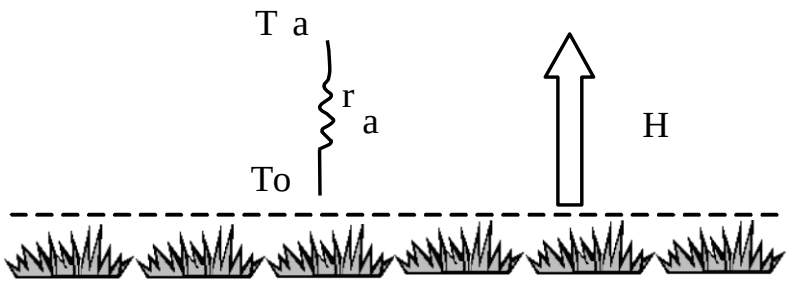
$ET_{oLT}=A*Rg(Ta)max+B*Rg+C(Ts-Ta)$ (1) $ETr-Rn=1.1-A*(Ts-Ta)$ (2)

$ET_{o_Ts}=a*Ts+b$ (3)

Caselles y Delegido (1) (1987), Seguin et Itier (1989), Vidal et Perrier (2) (1992), Rivas y Caselles (2004) (3), entre otros.

Modelo de una capa





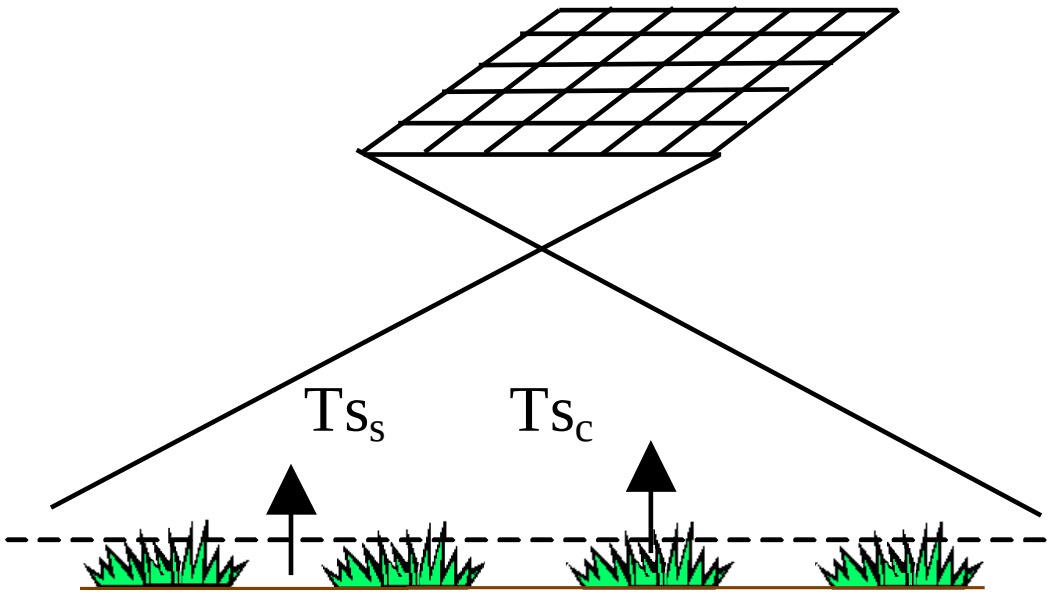
$$Rn = Rs_{\downarrow}\left(1-\alpha\right)+\varepsilon Rl\downarrow-\varepsilon\sigma Ts^{4}$$

Rn se puede obtener a partir del albedo (α), la emisividad (ε) y la temperatura de la superficie (Ts) observada con una adecuada precisión a partir de imágenes de satélite y datos de radiación solar ($Rs_{\downarrow}$)

$$H = \frac{\rho \cdot c_p}{r_a} \cdot \left(T_s - T_a\right)$$

Siendo ρ la densidad del aire, c_p el calor especifico del aire húmedo a una presión constante y ra la resistencia aerodinámica.

Modelo de dos capas



$$H_s = \rho \cdot c_p \cdot \frac{T_{ss} - T_a}{r_{as} + r_{ac}} \qquad H_c = \rho \cdot c_p \cdot \frac{T_{sc} - T_a}{r_{ac}}$$

Siendo ρ la densidad del aire, c_p el calor especifico del aire húmedo a una presión constante y ra la resistencia aerodinámica. Los subíndices s y c corresponden a superficie de suelo y vegetación.

$$H = (1 - Pv)H_s + PvH_c$$

El valor de H se pesa en función de la proporción de suelo (1-Pv) y vegetación (Pv).

Aplicación del modelo de una capa con datos captados por el sensor MODIS

Primary Use	Band	Bandwidth (nm)
Land/Cloud/Aerosols Boundaries	1	620 - 670
	2	841 - 876
Land/Cloud/Aerosols Properties	3	459 - 479
	4	545 - 565
	5	1230 - 1250
	6	1628 - 1652
	7	2105 - 2155
Ocean Color/ Phytoplankton/ Biogeochemistry	8	405 - 420
	9	438 - 448
	10	483 - 493
	11	526 - 536
	12	546 - 556
	13	662 - 672
	14	673 - 683
	15	743 - 753
	16	862 - 877
Atmospheric Water Vapor	17	890 - 920
	18	931 - 941
	19	915 - 965

Primary Use	Band	Bandwidth (μm)
Surface/Cloud Temperature	20	3.660 - 3.840
	21	3.929 - 3.989
	22	3.929 - 3.989
	23	4.020 - 4.080
Atmospheric Temperature	24	4.433 - 4.498
	25	4.482 - 4.549
Cirrus Clouds Water Vapor	26	1.360 - 1.390
	27	6.535 - 6.895
	28	7.175 - 7.475
Cloud Properties	29	8.400 - 8.700
Ozone	30	9.580 - 9.880
Surface/Cloud Temperature	31	10.780 - 11.280
	32	11.770 - 12.270
Cloud Top Altitude	33	13.185 - 13.485
	34	13.485 - 13.785
	35	13.785 - 14.085
	36	14.085 - 14.385

Video 1

Video 2

Video 3

Resolution spatial de las bandas:

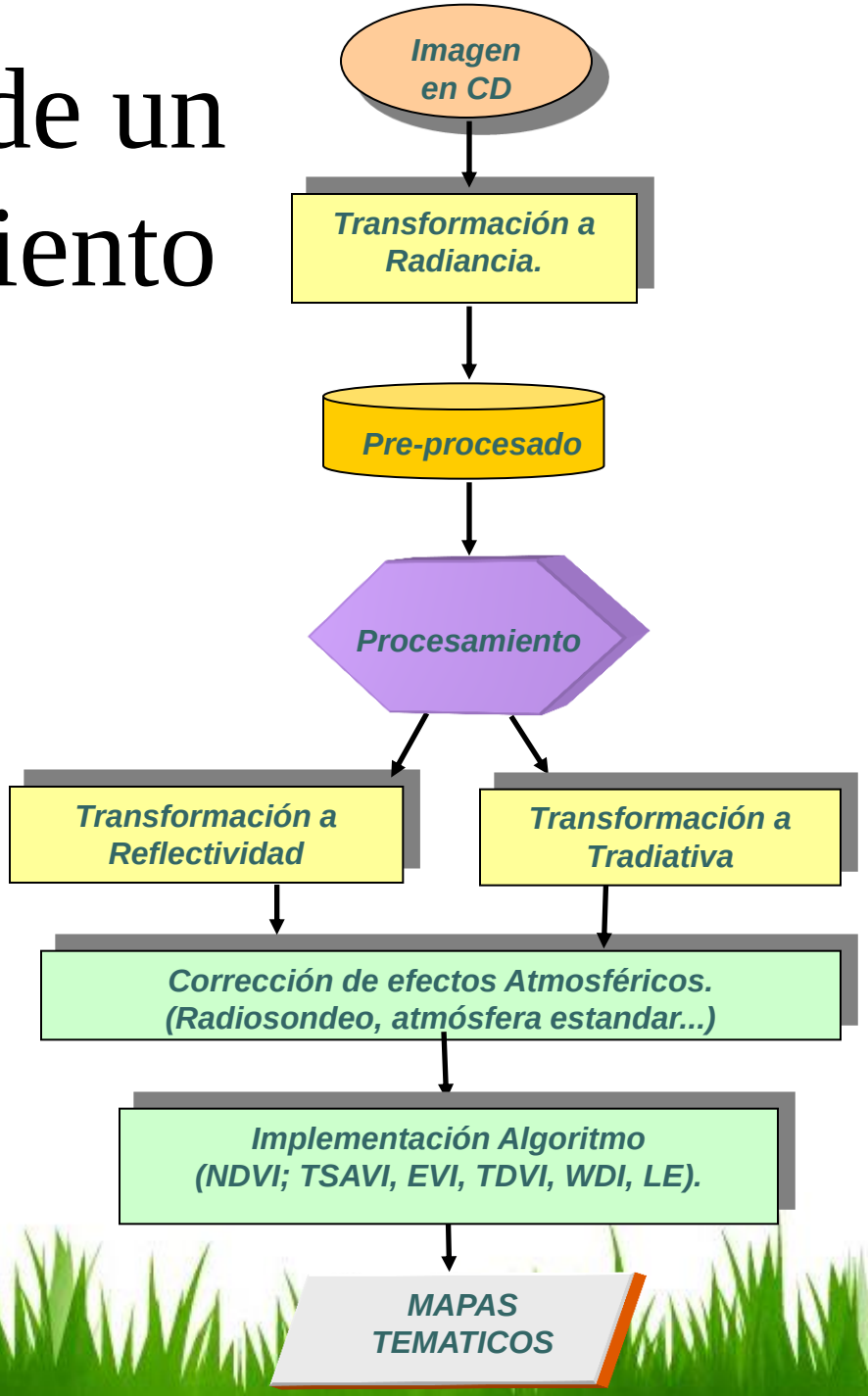
1 y 2 250 m

3 a 7 500 m

8 a 36 1000 m

http://modis.gsfc.nasa.gov/about/specifications.php

Pasos de un tratamiento



Estimación de Rn, α y ε con MODIS

$$Rn = Rs_{\downarrow}(1-\alpha) + \varepsilon s \varepsilon a \sigma Ta^4 - \varepsilon s \sigma Ts^4$$

Albedo (α), emisividad de superficie y aire (εs,a) y temperatura de la superficie (Ts) observada con una adecuada precisión a partir de imágenes de satélite, constante de Stefan Boltzmann (σ), y datos atmosféricos a escala local (temperatura del aire (Ta) y radiación solar entrante (Rs↓) (Friedl 2002, Schirmbeck y Rivas, 2007, Timnermans et al., 2007).

α se puede calcular Rn, por ejemplo, del siguiente modo (Liang et al. 2002):

$$\alpha = 0.16\rho_1 + 0.291\rho_2 + 0.243\rho_3 + 0.116\rho_4 + 0.112\rho_5 + 0.081\rho_7 - 0.0015$$

donde ρ_{B1}, ρ_{B3}, ρ_{B4}, ρ_{B5} y ρ_{B7} indican la reflectividad de la superficie para cada banda (Liang et al. 2002).

$$\varepsilon_s = \varepsilon_V \cdot P_v + \varepsilon_S \cdot (1 - P_v)$$

Apunte las consideraciones del docente respecto a esta ecuación “termino de cavidad”

Donde la Pv se puede estimar con la ecuación expresada en la presentación de la Dra. Niclós u otra ecuación de la bibliografía. La ecuación de emisividad queda simplificada de este modo para zonas de cultivos de baja altura (mayor detalle ver Kerdiles et al., 1996 y Rivas et al. 2001).

Estimación de la Ts, G y H con Modis

Ts se puede calcular, por ejemplo para zona con cobertura vegetal, con la ecuación de Sobrino et al., 2003.

$$T_s = T_{31} + 1.52 + 1.79 \cdot (T_{31} - T_{32}) + 1.2 \cdot (T_{31} - T_{32})^2$$

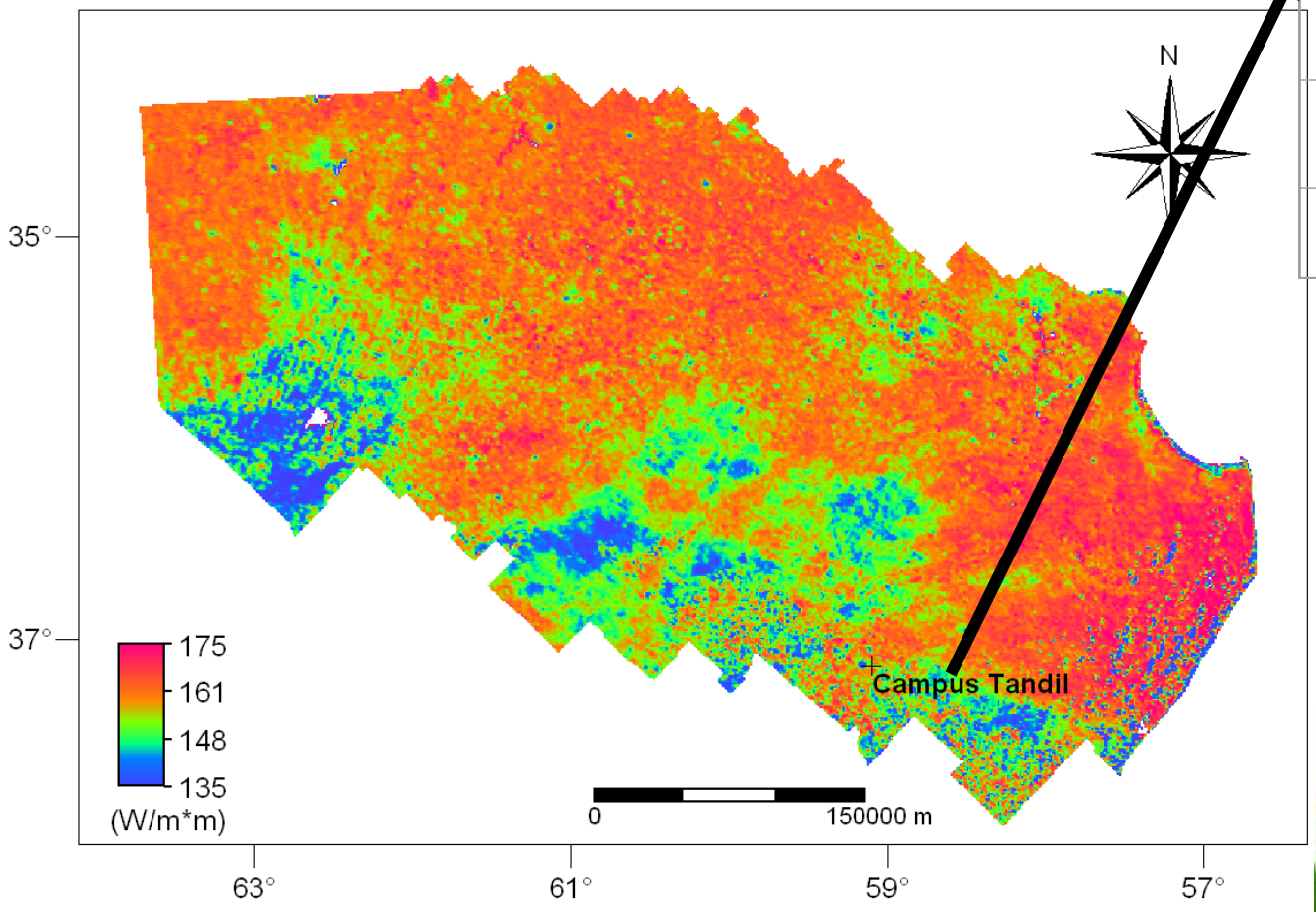
Para calcular G se puede optar por ejemplo por una expresión sencilla (Moran et al. 1989):

$$G = 0.583 \exp(-2.13 NDVI) Rn$$

Para calcular H se puede aplicar la expresión siguiente en la cual To es sustituida por Ts obtenida de satélite:

$$H = \rho c_p \frac{To - Ta}{ra}$$

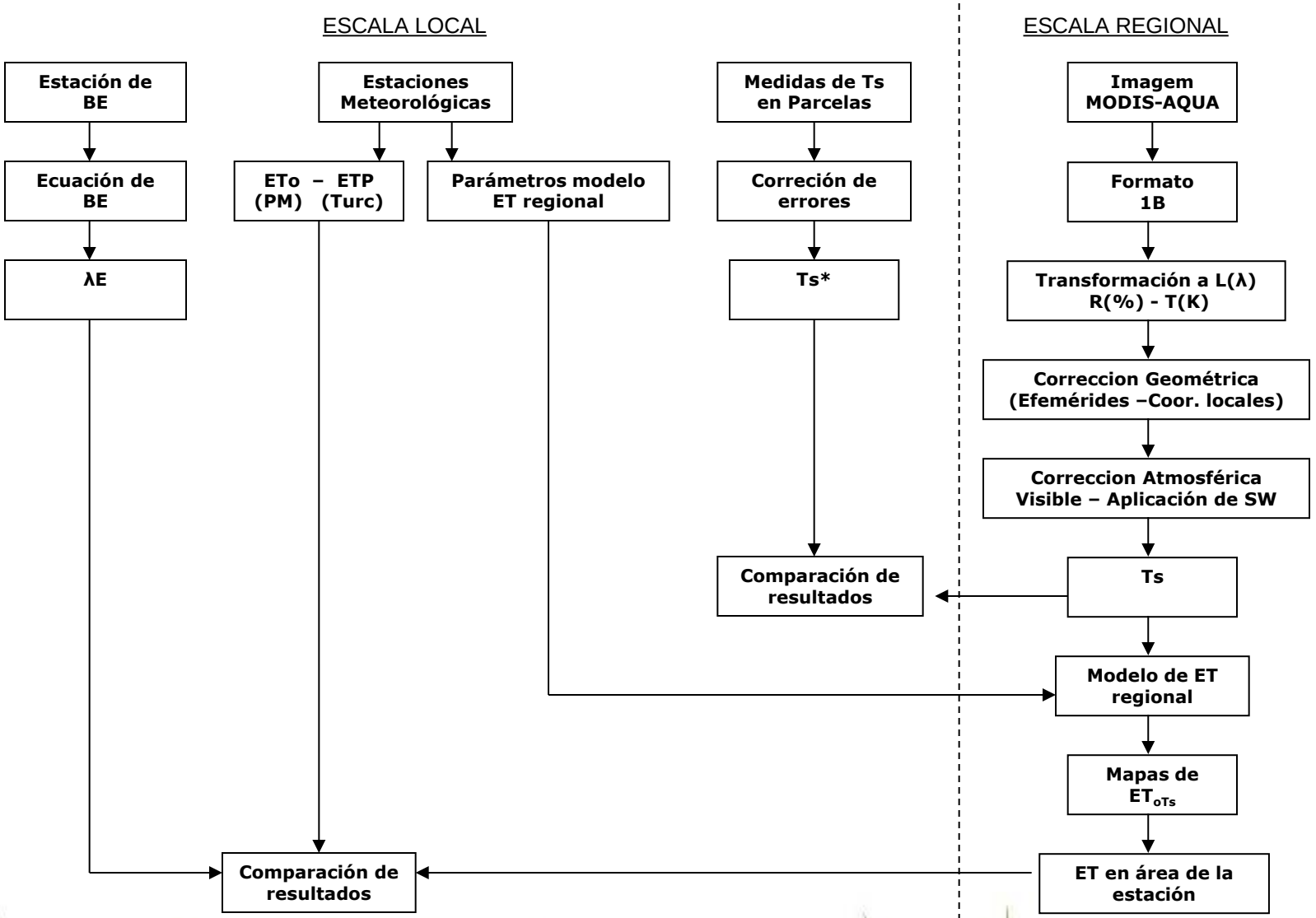
Resultados de aplicar el modelo de una capa a la cuenca del Río Salado, Buenos Aires, Argentina



	LE (W m^{-2})
Ventana 3x3	160.7
Estación CNR1	156.7
Diferencia	4.0

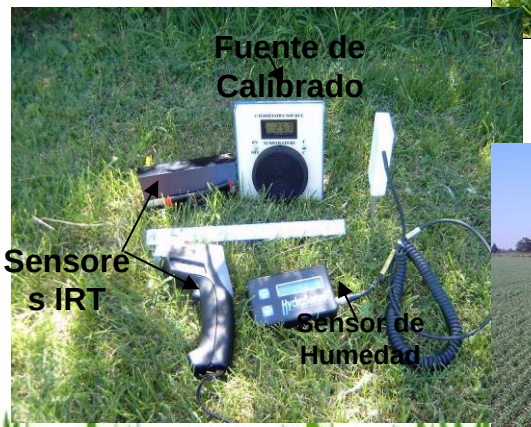
LE desde imagen y estimada en terreno.

Validación de datos de satélite



Validación de datos de Ts, Rn y albedo

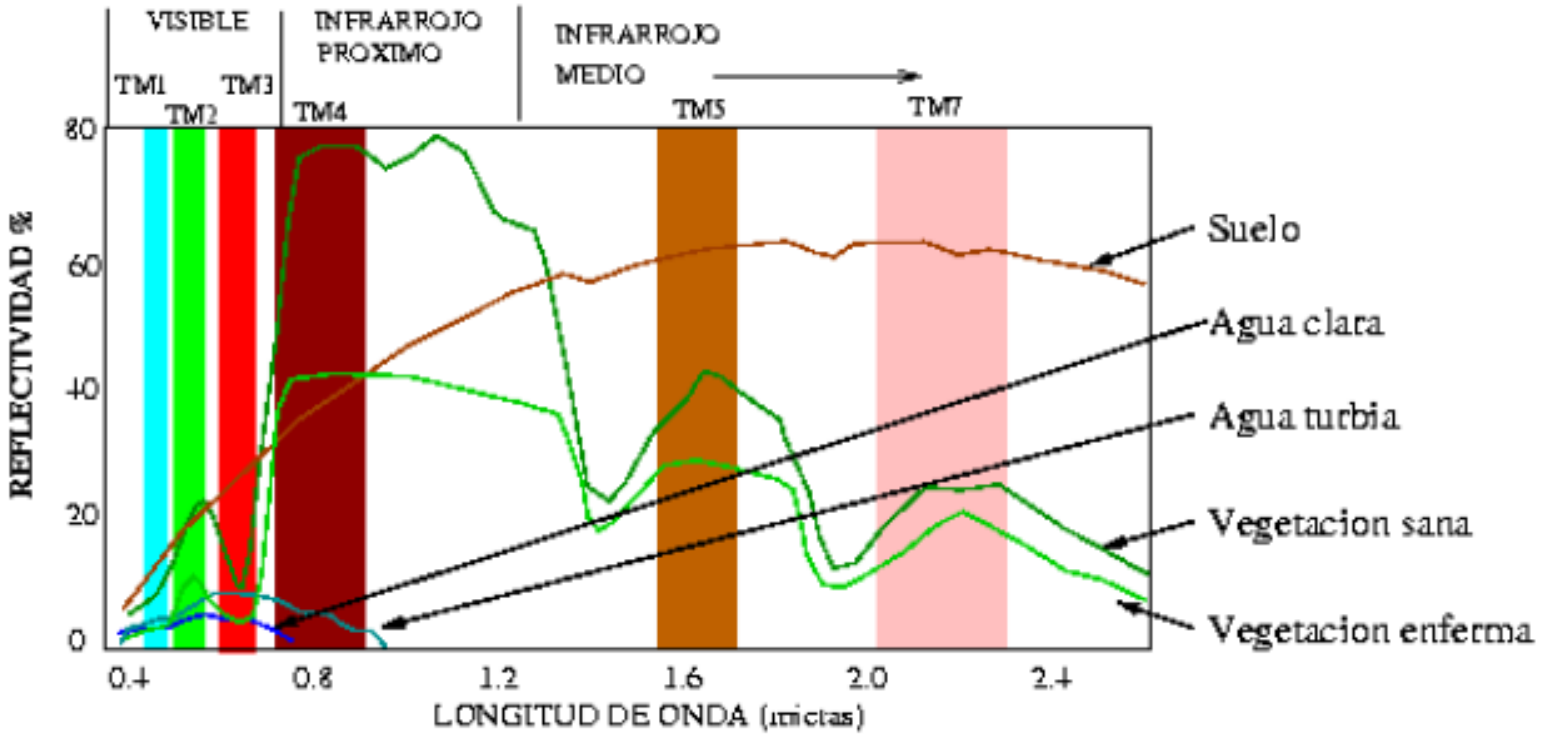
Instrumental de terreno usado para validar el algortimo de Ts de aplicado con datos de satélite.



Validación del algortimo de Rn con datos de satélite sobre una parcela con soja.

APLICACIÓN DE TÉCNICAS MONOCANAL: LANDSAT

Espectro de reflectividades + bandas TM (Landsat)



APLICACIÓN DE TÉCNICAS MONOCANAL: LANDSAT

Espectro de reflectividades + bandas ETM+ / OLI TIRS (Landsat)

ETM+ and OLI/TIRS Spectral Bands

L7 ETM+ Bands		LDCM OLI/TIRS Band Requirements	
		30 m, Coastal/Aerosol, 0.433–0.453 µm (*A)	Band 1
Band 1	30 m, Blue, 0.450–0.515 µm	30 m, Blue, 0.450–0.515 µm	Band 2
Band 2	30 m, Green, 0.525–0.605 µm	30 m, Green, 0.525–0.600 µm	Band 3
Band 3	30 m, Red, 0.630–0.690 µm	30 m, Red, 0.630–0.680 µm (*B)	Band 4
Band 4	30 m, Near-IR, 0.775–0.900 µm	30 m, Near-IR, 0.845–0.885 µm (*B)	Band 5
Band 5	30 m, SWIR-1, 1.550–1.750 µm	30 m, SWIR-1, 1.560–1.660 µm (*B)	Band 6
Band 7	30 m, SWIR-2, 2.090–2.350 µm	30 m, SWIR-2, 2.100–2.300 µm (*B)	Band 7
Band 8	15 m, Pan, 0.520–0.900 µm	15 m, Pan 0.500–0.680 µm (*B)	Band 8
		30 m, Cirrus, 1.360–1.390 µm (*C)	Band 9
Band 6	60 m, LWIR, 10.00–12.50 µm	100 m, LWIR-1, 10.30–11.30 µm (*D)	Band 10
		100 m, LWIR-2, 11.50–12.50 µm (*D)	Band 11

Ecuación monocanal para el sensor TM a utilizar

$$T_6 = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{K_1}{L_6}+1\right)}$$

$$L_6 = G_6\ ND + B_6$$

$$\rho_\lambda = \frac{\pi\, L_\lambda}{E_{\lambda 0}\, d^{-2} \cos\theta_z}$$

$$L_\lambda = G_\lambda\ (ND - ND_{\min}) + B_\lambda$$

Chander & Markham, 2003; Chander et al., 2007

Valores de T y R a tope de la atmósfera (TOA)

Ver hoja excel para calcular los valores de T y R

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

Carlson and Ripley, 1997

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

Valor and Caselles, 1996

Emisividad de superficie

$$\gamma = \left\{\frac{c_2 L_6}{T_6^2}\left[\frac{\lambda_{ef}^4}{c_1} L_6 + \lambda_{ef}^{-1}\right]\right\}^{-1}$$

$$\psi_1 = 0.14714\, w^2 - 0.15583\, w + 1.12340$$

$$\psi_2 = -1.1836\, w^2 - 0.37607\, w - 0.52894$$

$$\psi_3 = -0.04554\, w^2 + 1.8719\, w - 0.39071$$

$$T_s = \gamma\left[\varepsilon^{-1}(\psi_1 L_6 + \psi_2) + \psi_3\right] + \delta$$

Jiménez-Muñoz and Sobrino, 2003

Temperatura de superficie

Las funciones atmosféricas ψ_1, ψ_2 y ψ_3 se obtienen como función del contenido de vapor en la atmósfera total (w)

Gracias por la atención

La extensión del presente curso no permite profundizar en la temática. Creo que como una primera aproximación a la utilidad de datos de satélites es suficiente.