



**Universitat de les
Illes Balears**

Facultad de Ciencias

Memoria del Trabajo de Fin de Grado

Procesos de transporte de agua en la interfaz superficie-atmósfera: estudio experimental y numérico

Antonio Parri González

Grado de Física

Año académico 2018-2019

Trabajo tutelado por Joan Cuxart Rodamilans
Departamento de Física

Se autoriza a la Universidad a incluir este trabajo en el Repositorio Institucional para su consulta en acceso abierto y difusión en línea, con finalidades exclusivamente académicas y de investigación	Autor		Tutor	
	Sí	No	Sí	No
	X		X	

Palabras clave del trabajo:
Evapotranspiración, balances, energía

Índice

1	Introducción	1
2	Material y métodos	3
2.1	Variables relevantes e instrumental utilizado	5
2.1.1	Justificación de la relevancia de las variables. Evapotranspiración.	7
2.2	Modelo CLASS	10
2.2.1	Esquema <i>Jarvis-Stewart</i>	11
2.2.2	Esquema $A - g_s$	12
2.2.3	Parámetros críticos del modelo CLASS y de la evapotranspiración.	14
3	Resultados e interpretación	19
3.1	Esquema <i>Jarvis-Stewart</i>	19
3.2	Esquema $A - g_s$	23
4	Conclusiones	27
	Referencias	28

1. Introducción

Los balances de agua y energía en la interfaz que separa la superficie y la atmósfera juegan un papel fundamental en el estudio del clima. Estos balances tienen una dependencia tanto temporal como espacial, dependiendo así de las condiciones ambientales (y de su variabilidad en el tiempo), y del tipo de superficie donde se realice el estudio. La vegetación tiene una gran influencia en estos balances; los resultados son diferentes si consideramos, por ejemplo, una superficie cubierta por la vegetación o una que no lo esté. Esta influencia de la vegetación puede estudiarse intentando entender cómo la cobertura vegetal modifica los balances de agua y energía.

Una de las claves en el estudio de la influencia de la vegetación en el clima es la evapotranspiración. La evapotranspiración, ET , es el nombre que recibe la combinación de dos procesos diferentes: la evaporación y la transpiración. La evaporación nos da información sobre el movimiento de agua hacia el aire desde el suelo o desde una superficie húmeda debido a la lluvia o al rocío de la vegetación. La transpiración, por otra parte, nos da una idea de la pérdida de agua en las plantas (en forma de vapor de agua) a través de los estomas. El estudio de la evapotranspiración es uno de los retos actuales de la física de la atmósfera, debido a la dificultad que supone tener en cuenta todos los parámetros que la condicionan. Según *Cuxart et al. (2019)*: “la determinación experimental precisa de la ET es una necesidad, pero es un desafío tanto *in situ* como a distancia.” [1]

Sin embargo, la evapotranspiración es una parte fundamental de los balances de agua y energía, y, por lo tanto, puede intentar estudiarse a través del análisis de estos balances. La manera de estudiarlos es mediante la llamada ecuación de balance. Esta es una ecuación de equilibrio que se aplica típicamente a la interfaz entre la atmósfera y la superficie. Una expresión simplificada de esta ecuación viene dada por¹ :

$$R_n = H + LE + G \quad (1)$$

La radiación neta, R_n , es la principal entrada (salida) de energía durante el día (noche) y es la precursora del flujo de calor sensible, H , el flujo de calor latente, LE , y el flujo de calor del suelo, G . Todos los flujos se miden en W/m^2 .

El flujo de calor latente, LE , está relacionado con el flujo turbulento de humedad, $(\overline{w'q'})_s$, de la siguiente manera:

¹Esta ecuación, en realidad, no es una ecuación cerrada. Es decir, no se cumple que $R_n - H - LE - G = 0$, sino que aparece un término residual, Res , del orden del 20% de la suma de todos los términos que aparecen en la ecuación (*Wilson et al. (2002)*). Este hecho se conoce como *imbalance*. No obstante, la forma simplificada aquí presentada es utilizada ampliamente.

$$LE = \rho L_v (\overline{w'q'})_s \quad (2)$$

donde ρ es la densidad del aire y L_v el calor latente de vaporización. El flujo turbulento de humedad expresa el transporte de humedad debido a fluctuaciones aleatorias en la velocidad (en este caso, la componente vertical). La barra denota el promedio temporal y las primas ($'$) desviaciones respecto a la media. Se mide en $kg_w kg_a^{-1}$.

El flujo de humedad nos da información sobre la evapotranspiración (por ejemplo, un flujo de humedad dirigido hacia la atmósfera implicaría que la superficie está evapotranspirando). Por lo tanto, flujo de calor latente y evapotranspiración son equivalentes, guardando entre ellos la relación mostrada en la ecuación (2).

A grandes rasgos, este flujo de calor latente puede descomponerse en las diferentes componentes que contribuyen a su valor: transpiración de la vegetación, evaporación del suelo (suelo desnudo, sin vegetación) y evaporación de agua sobre hojas (lluvia o rocío). La característica común que tienen estas tres componentes es que las tres dependen directamente de la diferencia de humedad entre el aire y la superficie que se considera en cada caso. Por lo tanto, la evapotranspiración va a depender de manera directa de las condiciones ambientales del lugar del estudio.

Los datos obtenidos para la realización de este trabajo son datos provenientes de una estación meteorológica situada en el Campus de la Universitat de les Illes Balears (UIB), en Palma de Mallorca, y por lo tanto, la situación climática de Mallorca será clave en los resultados obtenidos. El clima de Mallorca es típicamente mediterráneo. Lo caracterizan los veranos secos y calurosos, inviernos lluviosos y fríos, y otoños y primaveras variables tanto en niveles de lluvia como de temperatura. A grandes rasgos, lo podríamos caracterizar como un clima donde las temperaturas medias son templadas y el régimen de precipitaciones estacional, coincidiendo en verano la estación seca con la cálida. El 40% del total anual de las precipitaciones cae durante el otoño, de septiembre a noviembre, el 25% en primavera, de marzo a mayo, igual que en invierno, de diciembre a febrero y en verano solamente un 10%, de junio a agosto. El régimen de precipitaciones se caracteriza por su irregularidad, variando considerablemente de un año a otro, hasta el extremo de llegar a provocar sequías. [2] [3]

Debido a la variabilidad estacional del clima de Mallorca, los datos seleccionados para el estudio de la evapotranspiración no deberían corresponderse únicamente a una época del año en particular, sino a diferentes épocas donde las condiciones variasen. Sin embargo, el estudio de la evapotranspiración para condiciones en las que las plantas se encuentran bajo un régimen de estrés hídrico (situación típica del verano de Mallorca) es una de las fronteras de conocimiento en el estudio de la evapotranspiración. Por lo tanto, debido a estas limitaciones, los datos seleccionados para la realización de este trabajo corresponden con un día del mes de octubre (13 de octubre de 2018), época donde

la vegetación no se encuentra en una situación de estrés hídrico ya que hay suficiente agua disponible.

El objetivo de este trabajo, por lo tanto, podría definirse como intentar estimar el rol de la vegetación en los balances superficiales de agua y energía para el caso seleccionado. Para ello, se analizarán los datos disponibles de la estación de investigación del Grup de Meteorologia situada en el Campus de la UIB, intentando relacionar cobertura vegetal, humedad del suelo, flujo de calor latente (evapotranspiración) y otras condiciones ambientales (irradiación, viento, temperatura o humedad). Para el análisis de los datos se utilizarán dos tipos de modelo, uno simplificado, el cual se utiliza en modelos meteorológicos, y uno específico de investigación en física de plantas desarrollado en la Universidad holandesa de Wageningen.

2. Material y métodos

El material utilizado para la realización de este trabajo consiste en una serie de datos obtenidos a partir de una estación meteorológica ubicada en el Campus de la UIB (ECUIB). Esta estación pertenece al Grup de Meteorologia de la UIB y está situada en el centro del Campus, quedando rodeada por las instalaciones deportivas al norte, el edificio Jovellanos al oeste y el edificio de posgrado al sur. El terreno sobre el cual está localizada la estación es un prado homogéneo con vegetación baja que se siega periódicamente y que se encuentra a suficiente distancia de la carretera y los árboles para que la influencia de estos factores no sea significativa [4]. En las Figuras 1 y 2 puede verse en detalle la estación y su ubicación.

Los datos obtenidos a partir de dicha estación son medidas de diferentes variables meteorológicas y de suelo. La estación está en continuo funcionamiento durante todo el año. Los datos tienen una frecuencia de muestreo de 1 segundo, y son almacenados en la estación con un promedio temporal de 1 minuto. Por lo tanto, la cantidad de datos disponibles para su análisis es muy elevada. Atendiendo a la finalidad de este trabajo, nuestro interés se centra en estudiar el comportamiento de estas variables en un día donde hubiese suficiente agua en el suelo para no limitar la evapotranspiración (por retención capilar en el suelo o estomática en las plantas). Complementando a este requisito, se necesitaba además un día que tuviera un ciclo diurno con cielo despejado y vientos flojos. Para determinar qué día cumplía con estos requisitos, se consultó en la propia base de datos de la ECUIB los valores necesarios, como contenido volumétrico de agua o velocidad del viento, entre otros. En base a estas premisas, el día elegido finalmente fue el 13 de octubre de 2018.

El análisis de estas variables se ha realizado de dos maneras diferentes. La primera es por cuenta propia, representando todas las variables relevantes (más adelante se detallarán

cuáles son) en función del tiempo. Para ello, se han descargado todos los archivos donde están almacenados los datos de la estación (facilitados por *Joan Cuxart* y *Dani Martínez (UIB)*) y se ha procedido a su análisis mediante el lenguaje de programación *Python*. La segunda manera es a través de un *software* de modelado desarrollado en la Universidad holandesa de Wageningen.



Figura 1: La flecha roja indica la ubicación de la estación del Grup de Meteorologia de la UIB. Fuente: <https://www.google.es/maps/@39.6378779,2.6467237,1161a,35y,349.19h,0.24t/data=!3m1!1e3>



Figura 2: Estación del Grup de Meteorologia de la UIB.

2.1. Variables relevantes e instrumental utilizado

Las variables relevantes para la realización de este trabajo son el flujo de radiación neta (R_n), los flujos de calor (H , LE y G), temperatura de la superficie (T_s), temperatura del aire (T_a), humedad específica a 2 metros (q_{2m}), humedad saturante (q_{sat}), temperatura del suelo (T_{suelo}), humedad del suelo (q_{suelo}) y velocidad del viento (v_{viento}). La obtención de los valores de estas variables se ha realizado mediante el instrumental específico con el que cuenta la ECUIB. A continuación se definen las variables introducidas y el instrumental utilizado en cada caso.

- **Flujo de radiación neta (R_n):** La cantidad de energía emitida, transmitida o recibida por una superficie por unidad de tiempo es lo que conoce con el nombre de flujo radiante. Al ser energía dividido por tiempo, tiene unidades de J/s o W. El flujo de radiación, R_n , se define como el flujo radiante por unidad de área, y por lo tanto, tiene unidades de W/m^2 .

En la estación ECUIB, el flujo de radiación neta se obtiene de manera directa a través del sensor NR01 (radiómetro de 4 componentes) instalado en la estación a una altura de 103 cm del suelo. El sensor NR01 se emplea en estudios de carácter científico para la determinación del balance energético.

- **Flujo de calor sensible (H) y del suelo (G):** El flujo de calor sensible es la suma de todas las pérdidas de calor debido a procesos convectivos o de conducción. Este flujo de calor que representa las pérdidas puede dividirse a su vez en dos flujos, uno que representa las pérdidas de calor hacia el aire (por conducción o convección), para el cual se utiliza la letra H , y otro que representa las pérdidas hacia el suelo, para el cual se utiliza la letra G . Ambos se miden en W/m^2 .

En la estación ECUIB, el flujo de calor sensible se mide a través de un anemómetro sónico 3D (CSAT3A) instalado a una altura de 280 cm por encima del suelo. El flujo de calor del suelo se extrapola a la superficie mediante el cálculo del almacenamiento con la humedad del suelo y la evolución temporal de los perfiles de temperatura del suelo.

- **Flujo de calor latente (LE):** El flujo de calor latente, LE , es una medida de la tasa de la pérdida de calor por la evaporación del agua. Se mide en W/m^2 .

Para calcular el valor del flujo de calor latente se utiliza la ecuación (2). Es decir, este flujo se calcula como el promedio temporal del producto de desviaciones respecto a la media de la humedad y la componente vertical de la velocidad. El instrumental utilizado en este caso es un anemómetro sónico 3D (CSAT3A), y un analizador de gases (LI-COR OpenPath a 20Hz), instalados a una altura de 280 cm por encima del suelo.

- **Temperatura del aire (T_a) y temperatura de la superficie (T_s):** La temperatura del aire o de la superficie es un índice indicativo del calentamiento o enfriamiento del aire o de la superficie respectivamente, que resulta del intercambio de calor entre la atmósfera y la tierra. Puede medirse indistintamente en las unidades típicas de temperatura, como °C o K.

En la estación ECUIB, la temperatura del aire es obtenida a partir de la sonda de temperatura y humedad relativa (HCS23) ubicada a 201 cm dentro de un escudo de radiación. Por otra parte, la temperatura de la superficie es obtenida mediante la ley de *Stefan-Boltzmann*, a partir de los datos de radiación del sensor NR01.

- **Humedad específica a 2 metros (q_{2m}) y humedad saturante (q_{sat}):** La evolución del vapor de agua en la atmósfera es cuantificada mediante la humedad específica. La humedad específica se define como el cociente entre la masa de vapor de agua (m_w) y la masa de aire húmedo (m_a). Es una cantidad adimensional (kg_w/kg_a). Por otra parte, la humedad saturante se define como la máxima cantidad de vapor de agua que admite un metro cúbico de aire a una determinada temperatura. El cociente entre humedad específica y humedad saturante define el concepto de humedad relativa, RH (%).

La estación ECUIB almacena los datos de la humedad relativa. La medida de la humedad relativa se convierte a humedad específica a través de la humedad saturante. Esta última viene dada por:

$$q_{sat} = \frac{\varepsilon e_s}{P} \quad (3)$$

donde P es la presión, ε es el cociente de los pesos moleculares de agua y aire seco, y e_s es la presión de saturación del vapor de agua. e_s puede calcularse mediante la ecuación de *Clausius – Clapeyron*:

$$e_s = 0,611 \cdot 10^3 \exp \left[17,2694 \left(\frac{T - 273,16}{T - 35,86} \right) \right] \quad (4)$$

siendo T la temperatura (K).

Los datos de temperatura (T) y presión (P) son obtenidos mediante la estación ECUIB, pudiendo determinar de esta manera el valor de la humedad saturante. Una vez obtenido este valor, la humedad específica se calcula a través de la definición de la humedad relativa:

$$q = \frac{RH \cdot q_{sat}}{100} \quad (5)$$

La diferencia entre humedad saturante y humedad específica, $q_{sat} - q$, se conoce con el nombre de déficit de presión de vapor (VPD).

La humedad relativa se obtiene en la estación ECUIB a través de la sonda de temperatura y humedad relativa (HCS23) ubicada dentro de un escudo de radiación a 201 cm de altura.

- **Temperatura del suelo (T_{suelo}):** Esta temperatura es necesaria para calcular la mayoría de los procesos de los ecosistemas subterráneos, incluido el crecimiento de las raíces y la respiración.

Una serie de termistores (T107) enterrados a diferentes profundidades son los encargados de obtener el valor de la temperatura del suelo. Estas profundidades son: 1,5 cm; 3cm; 4,5cm; 8cm; 16cm; 22cm.

- **Velocidad del viento (v_{viento}):** Para superficies que están expuestas a la atmósfera, el movimiento del aire sobre la superficie puede acelerar la transferencia de masa y de calor considerablemente. Por lo tanto, la velocidad del viento es relevante en el estudio de la evapotranspiración. Se mide en m/s .

La estación ECUIB cuenta con un anemómetro sónico tridimensional (CSAT3A) instalado a una altura de 280 cm por encima del suelo para calcular las tres componentes (u, v, w) del viento y su dirección.

- **Contenido volumétrico de agua:** El contenido volumétrico de agua o humedad (VWC) es una medida numérica de la humedad del suelo. El contenido volumétrico de agua se define matemáticamente como:

$$VWC = \frac{V_w}{V_T} \quad (6)$$

donde V_w es el volumen de agua y V_T es el volumen total, formado por $V_{suelo} + V_{agua} + V_{espaciovacio}$. Como vemos, es una variable adimensional (m^3/m^3).

La estación ECUIB permite obtener valores del contenido de agua a dos profundidades. Esta cuenta con un reflectómetro (CS616) enterrado a 4 cm de profundidad y otro (CS650) enterrado a 21 cm.

2.1.1. Justificación de la relevancia de las variables. Evapotranspiración.

No debemos olvidar que el objetivo de este trabajo es dar una estimación de la evapotranspiración y de la influencia que tiene la vegetación en la interacción suelo-vegetación-atmósfera. El flujo de calor latente, el cual es una representación de la evapotranspiración, puede descomponerse en tres contribuciones prin-

cipales: transpiración por vegetación, evaporación del suelo y evaporación de las hojas (si están cubiertas de agua).

La expresión del flujo de calor latente total puede ser escrita como:

$$LE_{tot} = C_{veg} (1 - C_{liq}) LE_{veg} + C_{veg} C_{liq} LE_{liq} + (1 - C_{veg}) LE_{suelo} \quad (7)$$

donde el subíndice en LE indica la capacidad del suelo y de la vegetación de suministrar humedad a la atmósfera. La ecuación (7) incluye también la evaporación de la humedad en la superficie de las hojas (LE_{liq}). El coeficiente C_{veg} puede tomar valores entre 0 y 1 y representa la fracción de la superficie que está cubierta por vegetación, mientras que el coeficiente C_{liq} representa la fracción de vegetación húmeda, y, por lo tanto, la cantidad de agua que potencialmente puede evaporarse.

La transpiración controlada por la vegetación puede expresarse como:

$$LE_{veg} = \frac{\rho L_v}{r_a + r_s} (q_{sat}(T_{veg}) - \langle q \rangle) \quad (8)$$

donde $q_{sat}(T_{veg})$ es la humedad específica saturante en la vegetación, $\langle q \rangle$ la humedad específica, ρ la densidad del aire y L_v el calor latente de vaporización.

La resistencia de la superficie, r_s , es una representación de la tasa de transferencia de calor y humedad (vapor de agua) entre vegetación y atmósfera, y depende de las características de la vegetación que se esté estudiando. r_a es la llamada resistencia aerodinámica, y se introduce para tener en cuenta el efecto de las condiciones atmosféricas en la superficie.

Es importante analizar la dependencia de LE_{veg} con las propiedades atmosféricas y de la superficie. Para ello, se utiliza la llamada ecuación de *Penman-Monteith*, la cual expresa LE_{veg} en función de la radiación y las contribuciones termodinámicas. A continuación se deriva esta ecuación.

Ecuación de *Penman-Monteith*

La derivación de la ecuación de *Penman-Monteith* pasa por eliminar la dependencia con la temperatura de la superficie en las expresiones de los flujos de calor latente y sensible. Estos flujos pueden ser descritos como:

$$LE_{veg} = \frac{\rho L_v}{r_a + r_s} (q_{sat}(T_s) - \langle q \rangle) \quad (9)$$

$$H = \frac{\rho c_p}{r_a} (T_s - T) \quad (10)$$

donde T_s es la temperatura de la superficie evapotranspirante (que puede ser suelo o planta), y T es la temperatura del aire que rodea a la superficie.

Desarrollando en serie de Taylor (a primer orden) la $q_{sat}(T_s)$ que aparece en la ecuación (9) alrededor de la temperatura del aire:

$$LE_{veg} = \frac{\rho L_v}{r_a + r_s} \left(q_{sat}(T) + \frac{dq_{sat}}{dT} (T_s - T) - \langle q \rangle \right) \quad (11)$$

Despejando $(T_s - T)$ de la ecuación (10), sustituyendo en la ecuación (11) y reorganizando los términos, obtenemos:

$$H \frac{dq_{sat}}{dT} \frac{r_a}{\rho c_p} = LE_{veg} \frac{r_a + r_s}{\rho L_v} - q_{sat} + q \quad (12)$$

Utilizando ahora la ecuación de balance, se sustituye H por $R_n - LE - G$. Introduciendo este cambio y dividiendo todo por $\rho c_p / r_a$, se obtiene finalmente la ecuación de *Penman-Monteith*:

$$LE_{veg} = \frac{(R_n - G) \frac{dq_{sat}}{dT} + \frac{\rho c_p}{r_a} (q_{sat} - \langle q \rangle)}{\frac{dq_{sat}}{dT} + \frac{c_p}{L_v} \left(1 + \frac{r_s}{r_a} \right)} \quad (13)$$

De esta manera, mediante la ecuación de *Penman-Monteith*, se consigue tener una expresión que relaciona la evapotranspiración con las contribuciones de la radiación (primer sumando) y las variables atmosféricas (segundo sumando), y la relación entre la resistencia de la superficie y la resistencia aerodinámica (r_s/r_a). Esta relación entre las resistencias es crucial ya que provee una visión de la interacción entre la vegetación y suelo (r_s) con la atmósfera (r_a).

2.2. Modelo CLASS

El modelo utilizado para el análisis de los datos recibe el nombre de CLASS (por sus siglas en inglés: *Chemistry Land-surface Atmosphere Soil Slab*). Se trata de un modelo numérico que nace de la necesidad de poder representar la interacción entre la atmósfera, la vegetación y el suelo. Es un modelo de predicción: se introducen las condiciones iniciales y este devuelve como resultado el pronóstico de las diferentes variables.

El modelo CLASS es *Open Source* y puede descargarse a través de la página web www.cambridge.org/vila. Se pueden descargar dos versiones: la versión interactiva, la cual cuenta con una interfaz gráfica para interactuar con el modelo, o directamente el código desarrollado en *Python* o *Fortran*. La versión que cuenta con la interfaz gráfica se trata de una caja negra: se meten los datos iniciales y se obtiene como resultado las gráficas de las variables, pero no se sabe que está ocurriendo ni que ecuaciones gobiernan el comportamiento de las variables. Sin embargo, al utilizar las versiones que están desarrolladas en *Python* o *Fortran*, sí se tiene acceso a las ecuaciones que rigen el comportamiento de las variables y se puede ver en cada momento qué es lo que está sucediendo. Además, estas versiones permiten exportar las gráficas (cosa que la interfaz interactiva no), lo cual es de gran utilidad para poder comparar los resultados del modelo con los resultados experimentales. Por lo tanto, para el propósito de este trabajo, se ha utilizado la versión del modelo desarrollada en *Python*.

El modelo funciona de la siguiente manera: se introducen las condiciones iniciales necesarias para que el modelo empiece a correr, y este genera como resultado la gráfica de las diferentes variables que ofrece como salida. Las condiciones iniciales que el modelo necesita no son nada más que el valor de variables meteorológicas típicas tales como temperatura, humedad, velocidad del viento, etc, así como la hora a la que se quiere empezar la simulación y el tiempo total de simulación (estas condiciones o valores iniciales se han suministrado en este caso a partir de los datos obtenidos de la ECUIB para el 13 de octubre de 2018). Como posibles valores de salida, el modelo también ofrece una gran cantidad de variables meteorológicas, pudiendo así comparar el comportamiento de cada variable según el modelo y la obtención experimental.

La programación del modelo podría separarse en dos partes diferentes. Por una parte, están las ecuaciones generales que describen el comportamiento de las diferentes variables. Por otra parte, el modelo cuenta con una serie de *switches* que pueden ser activados (*True*) o desactivados (*False*) a conveniencia. Al activar estos *switches*, se puede acceder a una modelización más avanzada, incluyendo de esta manera parámetros y ecuaciones extras a la programación básica del modelo. La característica principal por la que la utilización de este modelo encaja tan bien en el marco de este trabajo es porque activando uno de estos *switches* (en la parte de modelización de la superficie terrestre) se nos ofrece la posibilidad de modelar la fisiología de las plantas, y por lo tanto, tener una

primera aproximación de la interacción de la vegetación con el resto de las partes del sistema (atmósfera y suelo).

El modelo, a su vez, permite utilizar dos tipos de esquemas o representaciones. En las propiedades de la superficie, CLASS permite utilizar un esquema para modelar el terreno sin incluir el acoplamiento con las plantas, llamado *Jarvis-Stewart*, o un esquema que cuenta con un modelo fisiológico de plantas, llamado $A - g_s$. Por lo tanto, atendiendo al interés del presente trabajo, la comparación de los resultados obtenidos con el esquema *Jarvis-Stewart* o con el esquema $A - g_s$ será una pieza importante para poder determinar el impacto de las plantas en la interacción atmósfera-vegetación-suelo.

A continuación se describen, a grandes rasgos, los esquemas de *Jarvis-Stewart* y $A - g_s$ para ilustrar las diferencias entre ellos².

2.2.1. Esquema *Jarvis-Stewart*

La transferencia de calor y humedad entre el suelo o la vegetación y la atmósfera dependen de la turbulencia atmosférica, la fisiología de la planta y las condiciones del suelo. Estos intercambios son parametrizados mediante el concepto de resistencias, las cuales representan el ritmo al que la atmósfera y la superficie son capaces de intercambiar calor y humedad.

La resistencia de la superficie (r_s) combina la resistencia de la vegetación (r_{veg}) y la resistencia del suelo (r_{suelo}). Ambas resistencias se calculan por separado. El esquema de *Jarvis-Stewart* modela la resistencia de la superficie de la siguiente manera:

$$r_{veg} = \frac{r_{s,min}}{LAI} f_1(S_{in}) f_2(w_{soil2}) f_3(VPD) f_4(T) \quad (14)$$

LAI es el índice de área foliar, un parámetro que describe la densidad de la vegetación (área de la hoja) sobre un área de superficie determinada (área del suelo). Es un número adimensional que varía de 0 (ausencia de vegetación) a 6 (bosque denso). $r_{s,min}$ es la resistencia mínima de la superficie (específica para cada tipo de planta), f_1 una función correctora dependiente de la radiación incidente de onda corta, S_{in} , f_2 una función dependiente de la humedad del suelo, f_3 una función dependiente del déficit de presión de vapor, VPD , y f_4 una función dependiente de la temperatura, T .

²El esquema $A - g_s$ ha sido desarrollado en la Universidad holandesa de Wageningen, basándose en Goudriaan (1986); Jacobs et al. (1996), y Ronda et al. (2001). La información que a continuación se detalla puede consultarse en el libro *Atmospheric Boundary Layer: Integrating Air Chemistry and Land Interactions*, escrito por Jordi Vilà-Guerau De Arellano, Kees Van Den Dries (Universidad de Wageningen), Chiel C. Van Heerwaarden y Bart J. H. Van Stratum (Instituto Max Planck de Meteorología).

La determinación de la resistencia de los procesos del suelo tiene una expresión similar, pero depende únicamente del contenido volumétrico de agua en el suelo:

$$r_{suelo} = r_{s,min} f_2(w_{soil1}) \quad (15)$$

donde f_2 es la misma que en r_{veg} , pero calculada ahora a un nivel menos profundo (de ahí el subíndice 1 en w_{soil1}).

2.2.2. Esquema $A - g_s$

El nombre del esquema, $A - g_s$, surge del hecho de que al modelar los componentes esenciales del sistema vegetación-atmósfera, se deben tener en cuenta el proceso de fotosíntesis (representado mediante A , la asimilación neta del carbono) y una variable que representa la conductancia del dióxido de carbono/agua en los estomas (g_s), es decir, una tasa de transferencia de dióxido de carbono y vapor de agua. Además, para completar la modelización del sistema, se incluye una representación de la respiración de CO_2 del suelo.³

El esquema anterior (*Jarvis-Stewart*), modela la resistencia de la vegetación de manera general, sin tener en cuenta los detalles de los procesos en el suelo ni de la vegetación. Sin embargo, introduciendo la resistencia estomática, puede modelarse la reacción que las plantas presentan a las diferentes condiciones atmosféricas y de la superficie. Al igual que con el esquema de *Jarvis-Stewart*, nuestro interés se centra ahora en intentar obtener una expresión para la resistencia de la superficie (r_s , ecuación (8), la cual representa la resistencia al flujo de vapor de agua), pero esta vez de una manera más detallada, a partir de la introducción de la resistencia estomática al flujo de CO_2 , $r_{l,c}$, (o su inversa, la conductancia del CO_2 a nivel de la hoja $g_{l,c}$) y relacionándola con la resistencia al flujo de vapor de agua.⁴

El flujo neto de dióxido de carbono entre la planta y el ambiente (A_n) es un equilibrio entre dos procesos: la tasa de asimilación bruta, A_g , y la tasa de respiración oscura, R_d . Las reacciones involucradas en el proceso de A_g son responsables de la cantidad de CO_2 que absorbe la planta para convertirla en un nutriente. Al incluir R_d , se tiene en cuenta la respiración de la planta que no es dependiente de la luz. R_d representa el funcionamiento de la planta cuando esta usa la energía atrapada durante condiciones de luz para convertir el dióxido de carbono en carbohidratos.

³La respiración del suelo se refiere a la producción de dióxido de carbono cuando los organismos del suelo respiran. Esto incluye la respiración de las raíces de las plantas, los microbios y la fauna.

⁴Los procesos de respiración del suelo son relevantes para el cálculo del intercambio neto del CO_2 , pero no para la determinación de la resistencia de la superficie. Por lo tanto, se omitirá su formulación.

En esta descripción matemática, este flujo neto es proporcional a la diferencia en el dióxido de carbono entre el interior de la planta (C_i) y su concentración en la superficie de la hoja (C_s). Esta diferencia de concentración de CO_2 requiere la introducción de una tasa de transferencia, $g_{l,c}$, que representa la conductancia del dióxido de carbono al nivel de la hoja. La inversa de esta conductancia es la resistencia estomática, que se define como: $r_{l,c} = (g_{l,c})^{-1}$. El flujo neto, por lo tanto, se expresa de la siguiente manera:

$$A_n = A_g - R_d = g_{l,c}(C_s - C_i) \quad (16)$$

Esta relación se obtiene de manera experimental, a través de experimentos que correlacionan la fotosíntesis con la conductancia, en una amplia gama de condiciones de la planta y de la atmósfera. Para determinar $g_{l,c}$ debemos entonces obtener A_g y R_d (o A_n).

El contenido de humedad del suelo influye en el intercambio de humedad y dióxido de carbono en la hoja. Más específicamente, en situaciones caracterizadas por condiciones de suelo seco (estrés hídrico), hay una reducción de la tasa de asimilación bruta A_g debido al cierre del estoma en respuesta al déficit de humedad del suelo. Para representar estas condiciones, se define la tasa de asimilación bruta real como:

$$A_g = A_g^{max} f(w) \quad (17)$$

donde A_g^{max} es la tasa de asimilación bruta máxima o sin estrés. La función $f(w)$ depende del contenido de humedad del suelo y está comprendida entre 0 y 1.

El esquema aquí planteado utiliza la llamada aproximación de *big leaf*. Esta representación asume que la vegetación actúa como una hoja única caracterizada por un solo estoma que reacciona a las diferentes condiciones de la planta y de la atmósfera. El flujo de dióxido de carbono total se obtiene integrando la tasa bruta de producción primaria y la función estomática representada por la conductancia de la hoja ($g_{l,c}$) desde un nivel de ausencia de vegetación ($LAI = 0$) hasta la cantidad de vegetación correspondiente en cada caso (LAI). Matemáticamente, esto se expresa como:

$$g_{c,c} = \int_0^{LAI} g_{l,c} dL \quad (18)$$

$$A_{n,c} = \int_0^{LAI} A_n dL = \int_0^{LAI} (A_g - R_d) dL, \quad (19)$$

donde $A_{n,c}$ y $g_{c,c}$ se definen como la producción primaria bruta y la conductancia estomática al nivel del dosel, respectivamente.

Al obtener la conductancia del dióxido de carbono al nivel del dosel arbóreo ⁵ ($g_{c,c}$), también obtenemos un valor de conductancia (o resistencia, si hacemos la inversa) para el flujo de calor latente. La conductancia de dióxido de carbono se relaciona con la conductancia del vapor de agua como $g_{l,w} = 1,6 \cdot g_{l,c}$, donde 1,6 es el cociente entre la difusión molecular de dióxido de carbono y vapor de agua, respectivamente. Por lo tanto, la expresión de la ecuación (8) es ahora:

$$LE_{veg} = \frac{\rho L_v}{r_a + (r_{c,c}/1,6)} (q_{sat}(T_s) - \langle q \rangle) \quad (20)$$

donde $r_{c,c}$ es la resistencia del dosel al paso del CO_2 , y 1,6 es el cociente entre la difusión molecular del vapor de agua y el dióxido de carbono en el aire. La importancia de esta expresión reside en que permite el acoplamiento directo entre el dióxido de carbono y el vapor de agua.

2.2.3. Parámetros críticos del modelo CLASS y de la evapotranspiración.

Al analizar las ecuaciones que gobiernan el modelo CLASS, así como los tipos de esquema que este utiliza para la representación de la superficie y de la interacción de las plantas con la atmósfera, lo primero que se observa es que hay una cantidad muy grande de parámetros que pueden ser ajustados. Sin embargo, se puede inferir que hay algunos que son críticos en el funcionamiento del modelo (centrándonos en el análisis de la evapotranspiración), y, por lo tanto, que también lo son para la interpretación de los resultados obtenidos. La mayor parte de estos parámetros relevantes son aquellos que están relacionados directamente con las plantas y son, por lo tanto, clave en el estudio de la evapotranspiración.

La determinación de estos parámetros clave, así como su influencia en los resultados obtenidos, se ha realizado de una manera un tanto mecánica, pero efectiva. Como el esquema de *Jarvis-Stewart* es más sencillo que el $A - g_s$ y tiene menos parámetros, pero aun así permite modelar el comportamiento de las diferentes variables con una precisión razonable, se han ido ajustando los parámetros que se han creído convenientes (más adelante se detallarán estos parámetros) para intentar obtener una buena aproximación a los valores experimentales del flujo de calor latente (ya que nuestro objetivo es estudiar la evapotranspiración). Una vez obtenida la mejor combinación de estos parámetros para reproducir la evapotranspiración, se ha aplicado la misma aproximación al esquema $A - g_s$ (manteniendo los mismos parámetros que se han determinado con *Jarvis-Stewart*), modificando ahora otros parámetros diferentes, para intentar cuadrar aun más el resultado del modelo con los datos experimentales. Es decir, el esquema

⁵Nombre que recibe la región de las copas y regiones superiores de los árboles de un bosque.

de *Jarvis-Stewart* ha servido para tener una primera idea de qué parámetros son relevantes, así como para realizar una primera aproximación *grosso modo* de los valores de estos parámetros, mientras que el esquema $A - g_s$ se ha utilizado para hacer un ajuste fino del resto de parámetros relevantes. A continuación se detallan los valores de dichos parámetros obtenidos en cada caso, y una argumentación de porqué estos parámetros han sido seleccionados como los relevantes.

***Wilting point* y contenido volumétrico de agua**

El modelo CLASS permite elegir entre 3 tipos diferentes de suelo para modelar la interacción de estos con la atmósfera. Los diferentes suelos que permite elegir son: *sandy loam*, *sand*, y *clay*. La diferencia entre ellos está en el valor de los diferentes parámetros que los caracterizan. Entre estos parámetros, los más relevantes (para el objetivo de este trabajo) son el contenido volumétrico de agua a la capacidad de campo (contenido de agua o humedad que es capaz de retener el suelo despues de haber sido mojado abundantemente y dejado drenar libremente) y el llamado *wilting point* (punto de marchitamiento, cantidad mínima de agua en el suelo que la planta necesita para no marchitarse). Tanto en el esquema de *Jarvis-Stewart* como en el $A - g_s$ hay una dependencia directa tanto con el contenido volumétrico de agua como con el *wilting point* (para *Jarvis-Stewart* la función f_2 depende de la humedad del suelo, mientras que para el esquema $A - g_s$ lo hace la función $f(w)$ que se introduce en la parte de la influencia del estrés hídrico en las plantas).

El valor de los parámetros para los diferentes tipos de suelo son los mostrados en la tabla siguiente⁶:

Tipo de suelo	Capacidad de campo [m^3/m^3]	Punto de marchitamiento [m^3/m^3]
Sandy loam	0,323	0,171
Sand	0,244	0,059
Clay	0,541	0,335

Tabla 1: Parámetros relevantes en los diferentes tipos de suelo.

Determinar que tipo de suelo se tiene en nuestro caso, y encasillarlo dentro de uno de estos tres tipos de suelo, es complicado. Sin embargo, a la hora de correr el modelo, se nos permite cambiar estos parámetros (al igual que todos los otros parámetros que aquí no están listados) de tal manera que podemos correr el modelo con los tres diferentes tipos de suelo predeterminados, o, en caso de que los resultados se nos ajustaran mejor con otros valores de los parámetros, correrlos con unos parámetros modificados.

⁶Los valores por defecto mostrados a lo largo de todo el trabajo están basados en el estudio llevado a cabo por *van Heerwaarden et al. (2009)* en Cabauw, Holanda.

LAI

Otro parámetro importante es el índice de área foliar o *LAI*. Este índice tiene gran relevancia ya que tiene en cuenta todos los niveles de vegetación y no únicamente la superficie. El índice de área foliar es un parámetro crucial que representa la estructura del dosel y controla muchas funciones y procesos del ecosistema, como la fijación de carbono, la intercepción del agua del dosel y la atenuación de la radiación. El esquema de *Jarvis-Stewart* y el esquema $A - g_s$ muestran esta dependencia con el parámetro *LAI*. En el esquema de *Jarvis-Stewart*, aparece en el denominador de la expresión para r_{veg} , y, por lo tanto, esta resistencia está fuertemente influenciada por el índice de área foliar. En el esquema $A - g_s$, por otra parte, la dependencia con *LAI* se encuentra en la propia definición de la producción primaria bruta y de la conductancia estomática (límites de integración). Por lo tanto, *LAI* será otro de los parámetros relevantes ya que modificaciones en este parámetro cambiarán de manera significativa los resultados obtenidos.

Resistencia mínima para la transpiración

Existen diferentes resistencias al movimiento del agua hacia afuera de una hoja. Estas resistencias ralentizan el movimiento del agua. Cuanto mayor sea la resistencia individual al movimiento del agua, más lenta será la velocidad de transpiración. Por lo tanto, el valor de la resistencia es un factor clave en el estudio de la evapotranspiración. El modelo CLASS permite incorporar el efecto de la resistencia de la superficie a través del parámetro $r_{s,min}$, el cual es específico para cada tipo de planta.

Estos primeros parámetros (contenido volumétrico de agua, *wilting point*, *LAI* y $r_{s,min}$) son los que nos han permitido hacer el primer ajuste, utilizando el esquema de *Jarvis-Stewart*. Los valores de los parámetros que mejor se ajustan han resultado ser los siguientes:

Parámetro	Valor por defecto	Valor modificado
Capacidad de campo [m^3/m^3]	0,323	0,323
<i>Wilting point</i> [m^3/m^3]	0,171	0,171
<i>LAI</i> [-]	2	1
$r_{s,min}$ [s/m]	110	100

Tabla 2: Combinación de los diferentes parámetros relevantes determinados mediante *Jarvis-Stewart*.

Podemos ver que la variación de los parámetros no es muy grande. El cambio en el *LAI* se justifica debido al tipo de vegetación que tenemos en este caso. Podemos ver en la Figura 2 que, pese a que el terreno está considerablemente vegetado, la vegetación consiste en hierba corta y plantas formadas por tallos, pero sin mucha superficie

foliar. Esto implica que pese a que la fracción de cobertura vegetal pueda considerarse 1 ($C_{veg} = 1$), un $LAI = 2$ quizás sería excesivo, y un valor de $LAI = 1$ es probablemente más realista.

El valor de la resistencia mínima depende de cada tipo de planta. En este caso, debido a la falta de conocimiento del valor de la resistencia mínima para nuestro tipo de planta en concreto, el valor se ha ido ajustando hasta obtener un valor óptimo que cuadrara con los datos experimentales. Una de las tareas que quedan pendientes en este trabajo es comprobar si el valor introducido para la resistencia mínima es un valor realista.

Ajuste fino de los parámetros

Cuando se selecciona el esquema $A - g_s$, aparecen una nueva serie de parámetros que cobran importancia: los parámetros relacionados con el tipo de planta. Estos parámetros van a influir fuertemente en la interacción de la vegetación con el resto de partes del sistema ya que son los responsables de determinar cómo interactúan los diferentes tipos de planta. La cantidad de parámetros en este esquema es bastante superior a la del esquema de *Jarvis-Stewart*. Por lo tanto, las posibles combinaciones de parámetros es también muy elevada. Además, la interpretación de estos parámetros es mucho más difícil debido a que la mayoría están relacionados con las plantas, y se debería tener un cierto conocimiento en fisiología vegetal, el cual resulta un tanto avanzado para un estudiante de física. Sin embargo, se ha intentado establecer un plan de trabajo lógico, realizando pruebas con el modelo y consultando la bibliografía adecuada en cada caso, para poder interpretar los resultados que se obtenían y determinar qué parámetros podían ser los más relevantes.

En base a lo dicho anteriormente, los parámetros más relevantes (en relación al objetivo de este trabajo) han resultado ser la conductancia del mesófilo y la cutícula, y el coeficiente de extinción.

Conductancia del mesófilo y de la cutícula

La fotosíntesis es uno de los procesos biológicos más importantes de nuestro planeta. La tasa fotosintética viene determinada por la “máquina” bioquímica y las resistencias difusivas al paso del CO_2 desde la atmósfera hasta su fijación en el interior de los cloroplastos. Históricamente, la mayor resistencia difusiva se ha atribuido al cierre estomático. Sin embargo, ahora sabemos (debido a las mejoras en las técnicas experimentales) que existe también una resistencia grande que se opone a la difusión del CO_2 desde los espacios intercelulares a los lugares de carboxilación⁷ [5]. Esta resistencia, definida normalmente a través de su inversa, la conductancia del mesófilo (g_m), puede ser igual o incluso superior a la resistencia debida por el cierre estomático. El cálculo de esta con-

⁷Carboxilación: En fisiología vegetal, la primera fase del ciclo de Calvin de la fotosíntesis de las plantas C3.

ductancia depende de g_{m298} (valor de referencia calculado a una temperatura de 298 K) y del parámetro Q_{10} , el cual es un factor de corrección para el valor de referencia.

La conductancia cuticular (g_{min}) es generalmente baja, uno o dos órdenes de magnitud más baja que la conductancia estomática mínima. Sin embargo, podría desempeñar un papel importante en la determinación del estado hídrico de la hoja. Por lo tanto, la conductancia cuticular es también uno de los parámetros relevantes.

Coefficiente de extinción

La luz es la fuente de energía de la fotosíntesis. La luz visible es la porción del espectro electromagnético entre comprendida entre longitudes de onda de 400 y 740 nm. Estas longitudes de onda se conocen con el nombre de radiación fotosintéticamente activa o PAR. La cantidad de PAR que consigue llegar a la planta está muy influenciada por el reflejo y la absorción de radiación de otras hojas. El perfil vertical de la luz varía dentro del bosque e incluso dentro de una sola planta. Esta pérdida de la luz se parametriza a través del coeficiente de extinción (K_x). El coeficiente de extinción ofrece una visión sobre la capacidad de una sustancia para absorber luz o radiación electromagnética. Las sustancias con un bajo coeficiente de extinción permiten que la luz pase fácilmente, mientras que las sustancias opacas tienen un alto coeficiente de extinción. Por lo tanto, el coeficiente de extinción es un parámetro importante ya que nos va a determinar la cantidad de radiación (en forma de luz solar) que llega a la planta.

La mejor combinación de estos cuatro parámetros para nuestro caso ha sido la siguiente:

Parámetro	Valor por defecto	Valor modificado
Conductancia del mesófilo [mm/s]	7,0	10
Coefficiente de extinción [-]	0,7	1
Conductancia de la cutícula [mm/s]	$0,25 \cdot 10^{-3}$	$0,75 \cdot 10^{-3}$
$Q_{10}[-]$	2,0	3,5

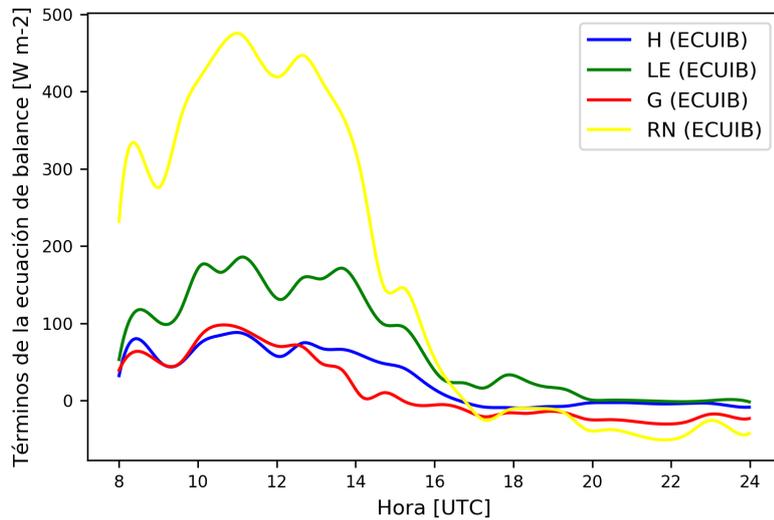
Tabla 3: Combinación de los diferentes parámetros relevantes determinados mediante $A - g_s$.

Los cambios realizados en estos parámetros tiene la misma justificación que en el caso de la resistencia mínima del mesófilo ($r_{s,min}$). Estos cuatro parámetros dependen del tipo de planta. Al no tener los datos correspondientes, se han ajustado los parámetros a mano, intentando reproducir los valores experimentales. Como *future work* está la comprobación de la validez de estos parámetros.

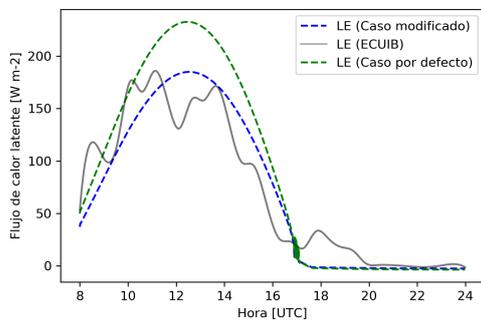
A continuación se representan los resultados obtenidos comparando los datos experimentales con el caso por defecto y el modificado.

3. Resultados e interpretación

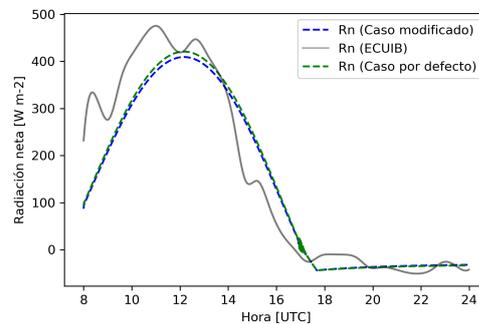
3.1. Esquema *Jarvis-Stewart*



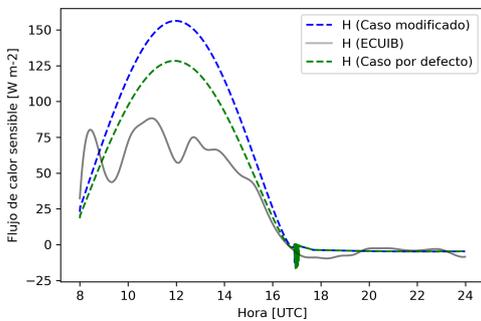
(a) Ecuación de balance.



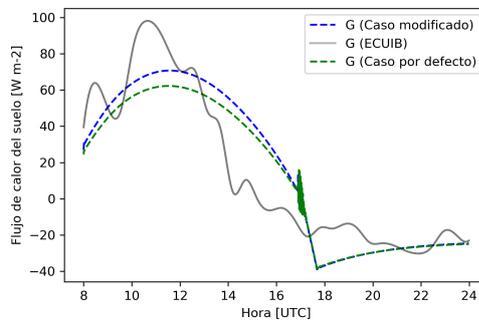
(b) Flujo de calor latente.



(c) Radiación neta.



(d) Flujo de calor sensible.



(e) Flujo de calor del suelo.

Figura 3: Datos experimentales (ECUIB) y resultados obtenidos a través del modelo CLASS. En las gráficas se observan los resultados obtenidos con el esquema de *Jarvis-Stewart* tanto para los valores por defecto como para los valores modificados. Los valores por defecto de los parámetros eran $LAI = 2$ y $r_{s,min} = 110$. Los valores modificados son $LAI = 1$ y $r_{s,min} = 100$.

En la Figura 3 (a) tenemos representados los datos de la ECUIB correspondientes a los diferentes términos de la ecuación de balance. Dejando de lado la radiación neta, el flujo de calor latente es el término dominante en esta gráfica. Al ser un flujo positivo (la mayor parte del tiempo) ⁸, indica que el sistema vegetación-suelo está evaporando agua continuamente.

Como podemos ver en la Figura 3 (b) el flujo de calor latente se ajusta de una manera mucho más precisa en el caso modificado que en el caso por defecto. El caso por defecto hace una sobreestimación de la transpiración. Esto se debe a que este caso tiene un valor de *LAI* más alto. Al tener un *LAI* más alto, se considera que hay más vegetación, y por lo tanto, más contribución a la transpiración. En el caso modificado, al haber disminuido el valor de *LAI*, estamos disminuyendo la cantidad de vegetación y, por lo tanto, la transpiración también disminuye. La modificación del parámetro $r_{s,min}$ introdujo pequeños cambios, pero no demasiado determinantes (debido, en parte, a que el cambio realizado no es muy significativo); sin duda, el parámetro que controló el ajuste del modelo a los datos experimentales fue *LAI*.

Esta dependencia con *LAI* (y también con $r_{s,min}$) se puede ver en la formulación del esquema de *Jarvis-Stewart* (ecuaciones (14) y (15)). Como podemos ver, *LAI* está en el denominador de la expresión de la resistencia de la vegetación. Al cambiar *LAI* de 2 a 1, estamos aumentando la resistencia de la vegetación al doble (si mantenemos los otros parámetros constantes). Al aumentar la resistencia estamos provocando que la transpiración sea menor, y, de esta manera, se compensa la sobreestimación que muestra el caso por defecto.

Sin embargo, pese a haber modificado únicamente estos dos parámetros, el esquema de *Jarvis-Stewart* cuenta con más parámetros que pueden ser cambiados. En las ecuaciones (14) y (15) aparecen diferentes funciones correctoras:

$$\frac{1}{f_1(S_{in})} = \min \left(1, \frac{0,004S_{in} + 0,05}{0,81(0,004S_{in} + 1)} \right) \quad (21)$$

$$\frac{1}{f_2(w)} = \frac{w_{soil2} - w_{wilt}}{w_{fc} - w_{wilt}} \quad (22)$$

$$\frac{1}{f_3(VPD)} = \exp(-g_D VPD) \quad (23)$$

$$\frac{1}{f_4(T)} = 1 - 0,0016(298,0 - T)^2 \quad (24)$$

⁸El criterio de signos para los flujos es el que sigue: flujos positivos indican que se introduce energía en la atmósfera, mientras que flujos negativos indican que se extrae energía de la atmósfera.

La función $f_1(S_{in})$ depende de la radiación incidente de onda corta, nombre con el que se conoce a la radiación solar que llega al sistema tierra-atmósfera. Este factor (S_{in}) no es ajustable ya que viene determinado por los valores observados. Lo mismo sucede con la temperatura (T) en la expresión de $f_4(T)$. Por lo tanto, f_1 y f_4 vienen determinadas por los valores observados.

La función $f_2(w)$ depende del contenido volumétrico de agua del suelo (w_{soil2}), del *wilting point* y del contenido volumétrico de agua a la capacidad de campo (w_{fc}). El contenido volumétrico de agua del suelo es un dato que obtenemos a través de la ECUIB, y por lo tanto, no es un parámetro variable. En cambio, el *wilting point* sí que es variable. Cabe recordar que el *wilting point* nos marca el mínimo de agua que debe tener una planta para no marchitarse, o para funcionar correctamente. Como el caso aquí analizado corresponde al mes de octubre (cuando las plantas tenían agua suficiente), el contenido volumétrico de agua de la planta estaba por encima del *wilting point*, garantizando así un funcionamiento correcto y una posible transpiración por parte de la planta sin llegar a marchitarse. El efecto que tiene modificar el *wilting point*, es el de establecer un límite inferior para el correcto funcionamiento de la planta. Mientras más se aleje (por encima) el contenido volumétrico de agua del *wilting point*, mayor transpiración podrá tener lugar, sin llegar a marchitarse (al disminuir w_{wilt} aumenta la diferencia $w_{soil2} - w_{wilt}$ y por lo tanto $f_2(w)$ disminuye, provocando así que r_{veg} y r_{soil} disminuyan y haya más facilidad para la transpiración). En este caso, se consideró que el parámetro por defecto del *wilting point* se ajustaba de manera correcta a los datos experimentales.

La capacidad de campo (w_{fc}) depende del tipo de suelo, especialmente de su textura o porosidad. Al igual que con el *wilting point*, el parámetro por defecto de w_{fc} se ajustaba de manera correcta a los datos experimentales.

La función $f_3(w)$ no juega ningún papel relevante en este caso, ya que el g_D , definido como un factor de corrección para la transpiración, está tomado como 0. Este valor es el valor por defecto que incluía el modelo, y se consideró mantenerlo a 0 debido al buen ajuste del modelo a los datos experimentales.

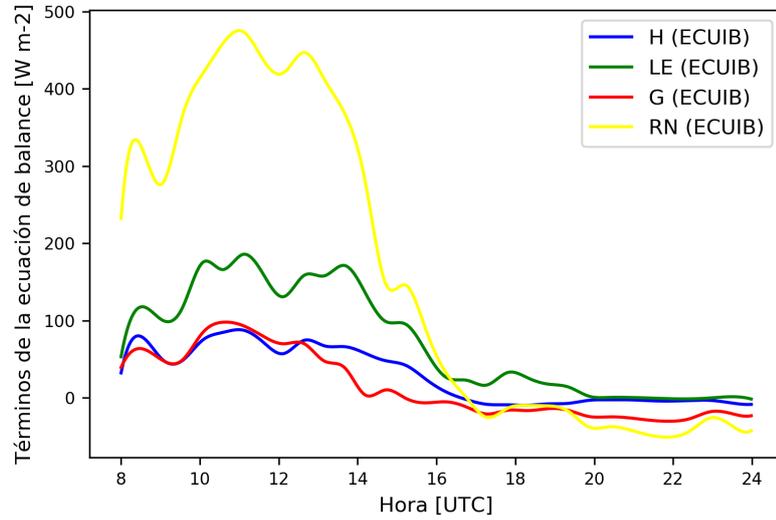
Cabe destacar que, pese a la simplicidad del esquema de *Jarvis-Stewart* (entendiendo por simplicidad que no contempla en su representación la fisiología de la planta), el resultado obtenido para el flujo de calor latente es muy bueno.

En la Figura 3 (c) se puede observar que el flujo de radiación neta no varía significativamente entre un caso y otro. Los dos se ajustan a los datos experimentales con una precisión bastante buena, consiguiendo representar la tendencia de la radiación neta de manera correcta. El hecho de que la modelización de la radiación neta no sea muy diferente entre el caso por defecto y el caso modificado tiene una consecuencia directa en el flujo de calor sensible y en el flujo de calor del suelo. En la Figura 3 (d) y 3 (e) se observa que el flujo de calor sensible y el flujo de calor del suelo en el caso modificado

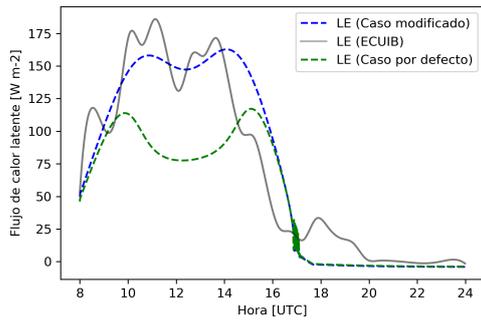
se ajustan peor que en el caso por defecto (aunque el caso por defecto en ninguno de los dos flujos consigue ajustarse de una manera precisa). Esto se explica a través de la ecuación (1). En el caso modificado, hay una disminución del flujo de calor latente y poca variación de la radiación neta. Si R_n es constante y LE disminuye, tiene que haber un aumento en H y/o G (o en los diferentes términos que componen el *imbalance* no contemplado en la ecuación (1)).

**El pequeño resultado extraño que muestran los resultados del modelo a las 17 UTC aproximadamente, se debe a que a esta hora es cuando se hace de noche en el caso que estamos estudiando, y el modelo CLASS está pensado para el estudio del régimen diurno y no contempla en sus ecuaciones el régimen nocturno.*

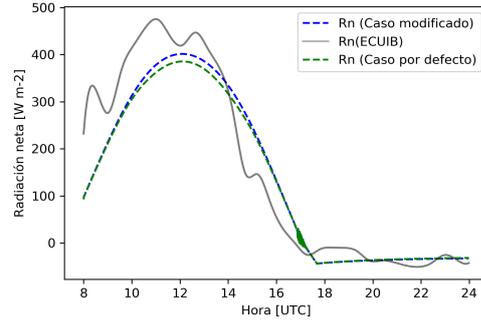
3.2. Esquema $A - g_s$



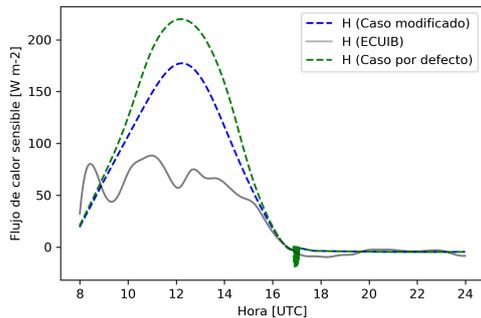
(a) Ecuación de balance.



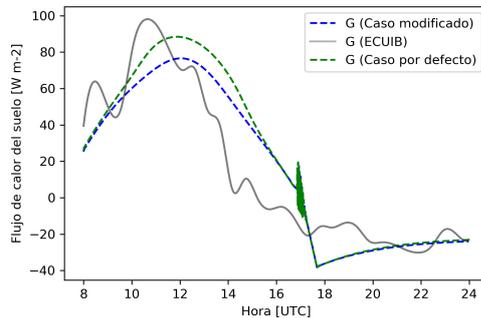
(b) Flujo de calor latente.



(c) Radiación neta.



(d) Flujo de calor sensible.



(e) Flujo de calor del suelo.

Figura 4: Datos experimentales (ECUIB) y resultados obtenidos a través del modelo CLASS. En las gráficas se observan los resultados obtenidos con el esquema $A - g_s$ tanto para los valores por defecto como para los valores modificados. Los valores por defecto de los parámetros eran $LAI = 2$, $r_{s,min} = 110$, $g_{m298} = 7$, $K_x = 0,7$, $g_{min} = 0,25$ y $Q_{10} = 2$. Los valores modificados son $LAI = 1$, $r_{s,min} = 100$, $g_{m298} = 10$, $K_x = 1$, $g_{min} = 0,75$ y $Q_{10} = 3,5$.

Utilizando el esquema $A - g_s$ conseguimos realizar un ajuste más preciso del flujo de calor latente, como se observa en la Figura 3 (b). El caso modificado se ajusta mucho mejor que el caso por defecto, consiguiendo representar la tendencia del flujo de calor latente de una manera muy acertada. El caso por defecto infravalora el valor de LE . En el caso modificado, al haber aumentado la conductancia (tanto g_{m298} como Q_{10} y g_{min}) respecto al caso por defecto, se ha aumentado la transpiración, consiguiendo de esta manera que los datos experimentales y los resultados obtenidos con el modelo se asemejen bastante.

Este aumento de la transpiración debido a la modificación de estos tres parámetros puede verse reflejado en la formulación del esquema $A - g_s$. La conductancia del mesófilo viene dada por:⁹

$$g_m(T_s) = \frac{g_{m298} Q_{10}^{0,1(T_s-298)}}{(1 + \exp[0,3(T_{1gm} - T_s)])(1 + \exp[0,3(T_s - T_{2gm}]])} \quad (25)$$

donde T_s es la temperatura de la superficie, y lo demás son parámetros dependientes del tipo de planta.

Como vemos en la ecuación (25), al aumentar la conductancia de referencia y el factor Q_{10} , aumentamos la conductancia del mesófilo, provocando así que la transpiración sea mayor. El valor de los parámetros T_{1gm} y T_{2gm} también se modificó, pero no se obtuvieron cambios relevantes. Esta necesidad del aumento de la conductividad para ajustar los resultados podría explicarse debido a que las temperaturas en Mallorca son más altas que las temperaturas en el norte de Europa (recordemos que los datos por defecto del modelo corresponden a datos tomados en Cabauw, Holanda). Temperaturas altas provocan un calentamiento de la superficie de las hojas de las plantas. A su vez, una alta conductividad mejora la transpiración de la superficie de la hoja y, por lo tanto, el enfriamiento de la hoja. Mediante este mecanismo, se consigue una mayor resistencia al calor por parte de la planta.

Además, recordemos que el coeficiente de extinción también se ha aumentado en este ajuste. Esto podría ser un indicador de que la vegetación en el lugar de realización del estudio es más densa que la vegetación que viene configurada por defecto en el modelo. Llama la atención que hemos realizado una disminución de LAI pero un aumento del coeficiente de extinción, lo cual parece contraintuitivo. Sin embargo, según *Nouvellon et al. (2000)*, se encontró que el valor de K_x para la radiación difusa y total disminuye a medida que aumenta el LAI . En consecuencia, llegaron a la conclusión de que PAR_a (radiación fotosintéticamente activa absorbida por la planta) se puede sub-

⁹Derivada en el apéndice E del libro *Atmospheric Boundary Layer: Integrating Air Chemistry and Land Interactions*. [11]

estimar significativamente. Además, *Irmak y Mutiibwa (2008)* mostraron que K_x de un dosel de maíz disminuyó exponencialmente para LAI mayor que 1. Los valores promedio diarios de K_x se correlacionaron linealmente con el logaritmo natural de LAI , donde $k = -0,439 \cdot \ln(LAI) + 1,01605$. *Wayne et al. (2011)*, encontraron un patrón similar de desintegración logarítmica en el coeficiente de extinción de las copas de los pastizales¹⁰ a medida que aumentaba LAI [6]. Por lo tanto, el hecho de la disminución de LAI y el aumento de K_x ha sido observado anteriormente en la literatura.

Al igual que con el esquema de *Jarvis-Stewart*, estos dos parámetros no son los únicos que pueden modificarse. Tanto LAI como K_x son parámetros de los cuales depende LE_{veg} , pero debemos recordar que el flujo de calor latente tiene más contribuciones y no únicamente la de la vegetación (ecuación (7)). Sin embargo, al hacer una representación de estas tres contribuciones obtenemos lo siguiente:

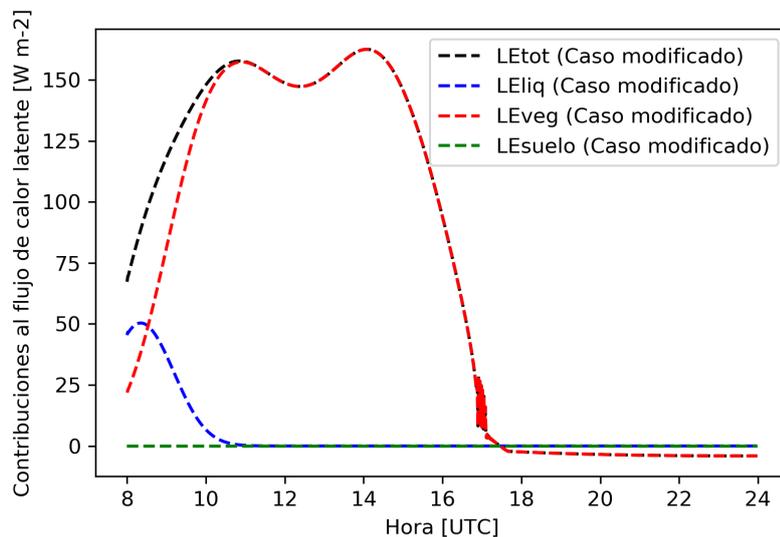


Figura 5: Contribución de los diferentes términos al flujo de calor latente.

La contribución del suelo, LE_{suelo} , es nula debido a que se ha considerado que toda la superficie estaba cubierta por vegetación, implicando que $C_{veg} = 1$. Como vemos en la ecuación (7), este valor de $C_{veg} = 1$ elimina la contribución del suelo. Por otra parte, la contribución de la parte de la superficie de las hojas, LE_{liq} , representa una pequeña parte del flujo de calor latente al inicio de la simulación. Esto es debido a que se observa frecuentemente que durante la transición de la noche al día la vegetación acumula agua o humedad en las hojas (por ejemplo, el rocío). Por lo tanto, al inicio del día, cuando hay

¹⁰Los herbazales o pastizales son aquellos ecosistemas donde predomina la vegetación herbácea.

una acumulación de agua en la superficie de las hojas, hay una pequeña aportación de estas a la evaporación. Sin embargo, prácticamente la totalidad del flujo de calor latente queda determinada en este caso por la transpiración de las plantas. Esto implica que, en este caso, la transpiración que estas realizan es muy superior a la evaporación.

Esta transpiración está determinada por términos dependientes de la radiación y términos dependientes de las variables atmosféricas, como se explicó anteriormente en la derivación de la ecuación de *Penman-Monteith* (ecuación (13)). Para saber cuál de las dos contribuciones aporta más a la transpiración, pueden representarse por separado los términos de la ecuación (13). Esto es lo que se obtiene:

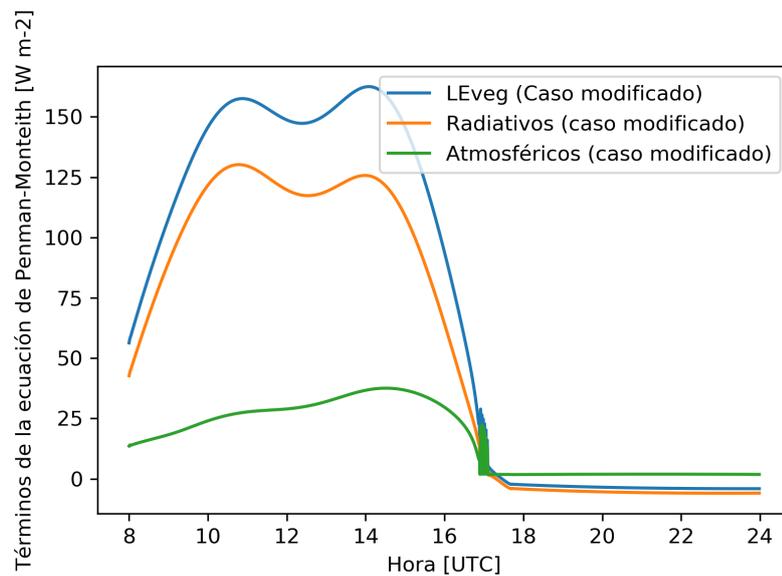


Figura 6: Contribución de los términos dependientes de radiación y de las variables atmosféricas a la ecuación de *Penman-Monteith*.

Se puede observar claramente que los términos radiativos son los dominantes. Esto puede deberse a que el caso que estamos estudiando es un caso en el que había suficiente agua disponible, y por lo tanto, la diferencia entre humedad saturante y humedad específica es pequeña. Esto provocaría que los términos dependientes de las variables atmosféricas de la ecuación (13) tuviesen una aportación pequeña a la transpiración de la planta.

La radiación neta tiene un comportamiento similar que en el caso anterior, no mostrando apenas diferencia entre el caso modificado y el caso por defecto. Sin embargo, aunque sea mínimamente, con el esquema $A - g_s$ el caso modificado se ajustó mejor que el caso por defecto (con *Jarvis-Stewart* era al revés.)

El flujo de calor sensible es ahora mejor ajustado por el caso modificado que por el caso por defecto, como podemos ver en la Figura 3 (d). La explicación tiene la misma lógica que la comentada anteriormente: con el caso modificado estamos aumentando el flujo de calor latente, y como la radiación neta prácticamente no varía, este aumento tiene que verse compensado con una disminución de H y/o G (o los términos de *imbalance* de la ecuación ya comentados).

4. Conclusiones

La realización de este trabajo ha servido para obtener una primera visión de la contribución de las plantas al proceso de la evapotranspiración. En el caso estudiado, se ha visto que el papel que juegan las plantas, a través de la transpiración, es un papel dominante, contribuyendo prácticamente a la totalidad del flujo de calor latente. De esta contribución, además, se ha podido observar que los términos dominantes son los términos dependientes de radiación, hecho que puede quedar explicado debido a que las condiciones ambientales en el caso estudiado no provocan una gran diferencia entre humedad específica y humedad saturante, y por lo tanto la contribución de los términos atmosféricos es pequeña.

Los cambios realizados en los parámetros dependientes del tipo de planta indican que la vegetación holandesa presenta algunas diferencias respecto a la vegetación de Mallorca. Según los resultados obtenidos, parece ser que la vegetación de Mallorca es más densa y tiene una conductancia mayor, mecanismo que surgiría a modo de defensa, debido a la necesidad de tener que soportar unas temperaturas más altas (en promedio) en Mallorca que en Holanda.

Para el estudio realizado en este trabajo se han utilizado datos de una época del año donde la situación ambiental es favorable para la planta. Un punto interesante sería realizar el mismo estudio en condiciones de estrés hídrico. Estas condiciones extremas seguramente mostrarían resultados totalmente diferentes. Cabe resaltar que inicialmente se intentó el estudio de dos casos más (junio y julio) y no solo el llevado a cabo en este trabajo (octubre). Sin embargo, CLASS, el modelo utilizado para el análisis de los datos, no consigue reproducir ningún resultado que tenga un cierto sentido físico, al menos para los datos correspondientes al mes de junio y julio almacenados en la ECUIB. Al intentar correr el modelo, aparecen divergencias y *overflows*, y por lo tanto, los resultados obtenidos no cuentan con la fiabilidad que se requiere.

Como conclusión última, reincidir en el hecho de que los resultados aquí obtenidos son una primera aproximación y queda como trabajo futuro la validación y comprobación de los parámetros utilizados, así como de los resultados obtenidos.

Referencias

- [1] J. Cuxart, A. Verhoef, T.R. Marthews and J. Evans (2019). Current challenges on Evapotranspiration determination.
- [2] Clima Islas Baleares
<http://ibalears.com/es/blog/mallorca-es/clima-y-temperaturas-de-mallorca/>
- [3] Características del clima
<https://www.caracteristicas.co/clima-mediterraneo/>
- [4] Martín López, Belén (2015). Estudi del perfil de temperatures a través de la interfície sòl-atmosfera.
- [5] Cano Martín, Francisco Javier (2015). Conductancia del mesófilo en especies forestales: implicaciones en la respuesta fotosintética a la disponibilidad de agua y luz.
- [6] H. Wayne Polley, Rebecca L. Phillips, Albert B. Frank, James A. Bradford, Phillip L. Sims, Jack A. Morgan and James R. Kiniry (2011). Variability in Light-Use Efficiency for Gross Primary Productivity on Great Plains Grasslands.
- [7] Taku M. Saitoh, Shin Nagai, Hibiki M. Noda, Hiroyuki Muraoka & Kenlo Nishida Nasahara (2012). Examination of the extinction coefficient in the Beer–Lambert law for an accurate estimation of the forest canopy leaf area index.
- [8] T. Anfodillo, D. Pasqua Di Bisceglie and T. Urso. Minimum cuticular conductance and cuticle features of *Picea abies* and *Pinus cembra* needles along an altitudinal gradient in the Dolomites (NE Italian Alps).
- [9] Estrés térmico. Mecanismos de defensa.
https://rodas5.us.es/file/f9697d2a-5944-6efe-66aa-29db833bedfb/1/estres_termico_apuntes_SCORM.zip/page_15.htm/
- [10] Hamlyn G. Jones. Plants and Microclimate: A Quantitative Approach to Environmental Plant Physiology.
- [11] Jordi Vilà-Guerau De Arellano, Kees Van Den Dries, Chiel C. Van Heerwaarden and Bart J. H. Van Stratum. Atmospheric Boundary Layer: Integrating Air Chemistry and Land Interactions.
- [12] Richard H. Waring and Steven W. Running. Forest Ecosystems. Analysis at Multiple Scales.