



Universitat
de les Illes Balears

TRABAJO DE FIN DE GRADO

ESTIMACIÓN DEL FLUJO DE CALOR DEL SUELO Y SU IMPACTO EN EL BALANCE DE ENERGÍA EN SUPERFICIE

Marc Molina Flo

Grado de Física

Facultad de Ciencias

Año Académico 2022-23

ESTIMACIÓN DEL FLUJO DE CALOR DEL SUELO Y SU IMPACTO EN EL BALANCE DE ENERGÍA EN SUPERFICIE

Marc Molina Flo

Trabajo de Fin de Grado

Facultad de Ciencias

Universidad de las Illes Balears

Año Académico 2022-23

Palabras clave del trabajo:

Análisis armónico, Balance de energía superficial, Flujo de calor del suelo, Método calorimétrico

Nombre del Tutor del Trabajo: Daniel Martínez Villagrasa

Se autoriza la Universidad a incluir este trabajo en el Repositorio Institucional para su consulta en acceso abierto y difusión en línea, con fines exclusivamente académicos y de investigación.

Autor	Tutor
Si No	Si No
<input checked="" type="checkbox"/> <input type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/> <input type="checkbox"/>

Resumen

El cierre del balance de energía superficial ha sido objeto de estudio desde finales del siglo XX y se realizaron muchos experimentos para explicar tal causa. Al principio se pensaba que era debido al error instrumental asociado a la observación experimental de los términos del balance y al efecto de almacenamiento de calor en las capas superficiales. Sin embargo, se demostró que tales suposiciones no bastaban para cerrar el ciclo y a día de hoy se asocia con un problema de escala. Los estudios actuales consisten en presentar pequeñas modificaciones en la ecuación al incluir otros términos que habitualmente se desprecia o en mejorar las técnicas de observación para reducir errores e impactos de efectos de escala. Históricamente, el término principal de la ecuación menos estudiado es el flujo de calor del suelo ya que en presencia de vegetación su impacto en el cierre se reduce mucho. En este trabajo se realizará un estudio del cálculo de flujo de calor en el suelo mediante el método calorimétrico y el análisis armónico, investigando la estabilidad del segundo método y determinando el residuo que produce cada uno con tal de determinar cuál describe un mejor cierre.

Resum

El tancament del balanç d'energia superficial ha estat objecte d'estudi des de finals del segle XX i es van fer molts experiments per explicar aquesta causa. Al principi es pensava que era degut a l'error instrumental associat a l'observació experimental dels termes del balanç i a l'efecte d'emmagatzematge de calor a les capes superficials. Tot i això, es va demostrar que amb aquestes suposicions no n'hi havia prou per tancar el cicle i avui dia s'associa amb un problema d'escala. Els estudis actuals consisteixen a presentar petites modificacions a l'equació en incloure altres termes que habitualment es menysprea o millorar les tècniques d'observació per reduir errors i impactes d'efectes d'escala. Històricament, el terme principal de l'equació menys estudiat és el flux de calor del sòl ja que en presència de vegetació el seu impacte al tancament es redueix molt. En aquest treball es realitzarà un estudi del càlcul de flux de calor a terra mitjançant el mètode calorimètric i l'anàlisi harmònica, investigant l'estabilitat del segon mètode i determinant el residu que produeix cadascun per tal de determinar quin descriu un tancament millor.

Abstract

The closure of the surface energy balance has been the subject of study since the end of the 20th century and many experiments were carried out to explain such a cause. At first it was thought that it was due to the instrumental error associated with the experimental observation of the balance terms and the heat storage effect in the surface layers. However, it was shown that such assumptions were not enough to close the cycle and today it is associated with a problem of scale. Current studies consist of presenting small modifications to the equation by including other terms that are usually neglected or improving observation techniques to reduce errors and impacts of scale effects. Historically, the least studied main term of the equation is soil heat flux since in the presence of vegetation its impact on closure is greatly reduced. In this work, a study will be carried out on the calculation of heat flow in the soil using the calorimetric method and harmonic analysis, investigating the stability of the second method and determining the residue produced by each one in order to determine which one describes a better closure.

Índice

1. Introducción teórica	2
1.1. Capa límite atmosférica	2
1.2. Balance de energía superficial	2
2. Metodología	5
2.1. Descripción experimental	5
2.1.1. Caracterización del terreno	5
2.1.2. Instrumental	6
2.2. Descripción métodos de cálculo del flujo superficial	7
2.2.1. Método calorimétrico	9
2.2.2. Análisis Armónico	10
3. Resultados y discusiones	12
3.1. Medidas Experimentales	12
3.2. Método Calorimétrico	15
3.3. Método Armónico	17
3.3.1. Determinación DT	17
3.3.2. Determinación κ	20
3.3.3. Error experimental con la profundidad	22
3.4. Comparación de resultados y determinación del método más óptimo	24
3.5. Balance en superficie	25
4. Conclusiones	27
5. Referencias	28

1. Introducción teórica

1.1. Capa límite atmosférica

El clima característico y el tiempo atmosférico en una determinada zona geográfica están regidos por fenómenos atmosféricos de gran escala temporal y espacial. Sin embargo, la mayoría de estos procesos atmosféricos son regulados por una pequeña región de la troposfera situada en la zona más cercana a la superficie terrestre llamada capa límite atmosférica (CLA).

En fluidos, una capa límite se forma cuando la velocidad de un fluido se perturba al interactuar con la superficie de un sólido. Para el caso del aire que forma la atmósfera, al entrar en contacto con la superficie terrestre se experimenta una fricción, la cual genera turbulencia y origina la CLA. La intensidad de la circulación turbulenta está influenciada por varios procesos, siendo uno de ellos la estratificación del aire, que puede tanto aumentar como inhibir la turbulencia según su distribución. Sin embargo, el principal responsable de ello es el ciclo diurno, siendo un factor muy determinante para definir la altura de la CLA. Durante el día la altura a la que puede llegar es de pocos kilómetros, en cambio por la noche se reduce hasta los 100 m (Garrat, 1993).

Debido a esta turbulencia, los procesos de fricción superficial, calentamiento y enfriamiento del suelo y la evaporación ocurren de forma muy rápida en escalas de tiempo menores a un día. En consecuencia, provoca destacados transportes de flujos de momento, calor y materia causantes de fenómenos atmosféricos a pequeña escala de interés para ciertos ámbitos de la micrometeorología, como podría ser el estudio de los microclimas urbanos y el desarrollo de la contaminación del aire, o el control de las turbulencias a la hora del despegue y aterrizaje de los aviones (Garrat, 1993). Sin embargo, su importancia no afecta únicamente a procesos locales, sino que la mayoría de la energía relacionada con procesos meteorológicos a gran escala provienen de la interacción con la capa límite atmosférica. Un ejemplo sería la gran disipación de energía cinética de la atmósfera debido a la turbulencia de esta capa (Castro et al, 1991).

Entonces, el comportamiento de la CLA es bastante complejo y están involucrados muchos factores, como el intercambio de energía entre la superficie y la atmósfera. Habitualmente, este proceso se estudia mediante el balance de energía en superficie (SEB).

1.2. Balance de energía superficial

Los principales flujos de energía que juegan un papel importante en los intercambios de energía entre superficie terrestre y atmósfera son: la radiación neta (R_N), entendida como el conjunto de flujos de radiación de onda corta y larga que entran y salen de la superficie; los flujos de calor turbulentos latente (LE) y sensible (H), que serían aquellos que transportan calor a partir de la evaporación del agua superficial y del calentamiento de masas de aire respectivamente; y finalmente el flujo de calor del suelo (G). Debido a la conservación de la energía, la suma de todos estos flujos

debería de dar un balance energético cerrado (Garrat, 1993):

$$R_n + H + LE + G = 0 \quad (1)$$

Sin embargo, un estudio realizado como consecuencia del taller organizado por la conferencia de la Sociedad Europea de Geografía (EGS) concluyó que el balance de energía superficial no se podía cerrar a partir de medidas experimentales de los flujos mencionados anteriormente (Foken y Oncley, 1995). La mayoría de experimentos realizados hasta ese momento arrojaban cierres de hasta un 80 % respecto de la radiación neta, por lo que se intentaron hallar posibles causas de ello, mirando por ejemplo el efecto que tenía la cobertura vegetal y la influencia del almacenamiento de calor en el suelo (Foken, 2008a).

En el año 2000 tuvo lugar el experimento EBEX-2000 con el objetivo de investigar el proceso de medición para un área con gran vegetación . Los resultados mejoraron el cierre hasta un 90 % y se empezó a especular que la causa del imbalance tuviera que ser debido a los errores en la toma de datos de cada componente del balance (Oncley et al, 2007). Como se puede observar en la figura 1, las mediciones experimentales no se realizan directamente en la superficie sino por encima o por debajo de ella. Los sensores que miden flujos de calor turbulentos (H y LE) están situados en la zona más alta del montaje y, a causa de la naturaleza turbulenta del aire, la información que reciben suele provenir de una región alejada de la zona de estudio. Por otra parte, las observaciones experimentales del flujo de calor del suelo (G) se realizan a una cierta profundidad. Para poder calcular este flujo en la superficie, es necesario estimar el calor acumulado en la capa del suelo entre la superficie y el sensor enterrado, donde para este último se necesita conocer las propiedades térmicas del suelo.

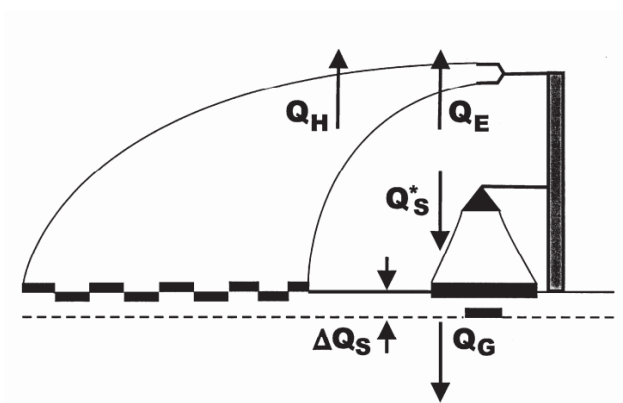


Figura 1: Esquema experimental habitual en la toma de datos de los términos principales del balance (Foken, 2008b). Los términos que representa son: flujo de calor sensible (Q_H) y latente (Q_E), radiación neta (Q_S^*), flujo de calor del suelo (Q_G) y almacenamiento de calor (ΔQ_S).

Una estimación de los errores relativos de cada flujo individual resultó en unos valores capaces de justificar el residuo habitual obtenido durante el día (Foken, 2008a). Sin embargo, se demostró que estas suposiciones sobre los errores eran incorrectas y que la cuestión radicaba en un problema de escalas (Foken, 2008b).

En la actualidad, el problema del cierre es atribuido a 4 causas principales: el error relativo de las medidas, el error al procesar los datos, pasar por alto términos adicionales a la ecuación del balance y por procesos de transporte a escalas mayores. (Mauder, Foken y Cuxart, 2020). Se siguen haciendo experimentos con el objetivo de ir reduciendo el imbalance pero la realidad es que los balances completamente cerrados únicamente se consiguen en casos ideales a pequeña escala de terrenos homogéneos, donde los términos turbulentos se corrigen con técnicas estadísticas de covarianza de vórtices (Fernández, 2004).

De los 4 términos importantes del balance, el flujo de calor es el menos estudiado a causa de que su efecto en una superficie vegetada varía entre un 5-15 % durante el día (poca contribución a la SEB) y un 50 % durante la noche (importante peso pero durante la noche se obtiene muy buen cierre) (Heusinkveld et al, 2004). Debido a intereses agrícolas, se suele estudiar el balance en condiciones con suelo muy vegetado donde el peso del flujo de calor del suelo es lo suficientemente pequeño como para no ser determinante en el cierre. Sin embargo, estudios de la SEB en suelos homogéneos desérticos, donde el flujo del calor del suelo junto al calor sensible neutralizaba la radiación neta, propusieron nuevos métodos para la estimación de G y resultaron en cierres muy buenos (Heusinkveld et al, 2004).

Entonces, a causa de la ausencia de estudios sobre esta componente y de la eficacia de los métodos convencionales utilizados, se propone en este trabajo la investigación de la estimación del flujo de calor del suelo para un terreno homogéneo a pequeña escala pero desconociendo sus propiedades térmicas. Para ello, se utilizará el método calorimétrico, donde sus resultados se analizarán en la sección 3.2, y el análisis armónico, con el cual se determinará el valor de la difusividad térmica (D_T) en la sección 3.3.1 y de la conductividad térmica (κ) en la sección 3.3.2. Se estudiará también un problema experimental asociado con la profundidad en la sección 3.3.3, se compararán los resultados de ambos métodos en la sección 3.4 y se procederá en la sección 3.5 a calcular el imbalance para cada flujo superficial obtenido durante el trabajo. Finalmente se presentaran las conclusiones en la sección 4.

2. Metodología

2.1. Descripción experimental

2.1.1. Caracterización del terreno

La estación del campus universitario de las Islas Baleares (ECUIB) está situado en un entorno rural ubicado entre la ciudad de Palma y la sierra de Tramuntana, alejado de ella unos 3 km, resulta así en un terreno plano (Martí, 2022). Se localiza a unos 8 km de la costa, a una altitud de unos 80 m sobre el nivel del mar (García-Santos et al, 2019) y ocupa una superficie de más de 90 ha (Lladó et al, 2015). En la figura 2 se muestra el área de estudio localizada justo detrás del edificio Son Lledó y cerca del polideportivo CampusEsport y se trata de un terreno con vegetación natural de baja altura, como se aprecia en la figura 3. Esta vegetación tiene raíces inferiores a los 10 cm de profundidad durante la mayor parte del año, a excepción del verano, cuando se forma un suelo parcialmente desnudo con vegetación seca (Simó et al, 2018). El suelo en la estación consiste en terreno de composición calcárea con presencia de cantos rodados de diversos tamaños, así como arena y grava. En la figura 4 se muestra que, a diferencia de los suelos calcáreos típicos, se trata de un suelo relativamente homogéneo en la vertical, sin horizontes ni estratos, sobretodo a partir de los 10 cm de profundidad. Esto es causado por ser un suelo artificial creado a partir del relleno de escombros de alrededor.



Figura 2: Imagen de la parte del Campus UIB visto en altura, ubicando la estación utilizada.



Figura 3: Imagen del área donde se localiza la ECUIB.



Figura 4: Imagen del perfil edáfico del suelo a estudiar. La longitud de cada banda de color es de 10 cm

2.1.2. Instrumental

El instrumental que incorpora la estación ECUIB está dotada completamente para funcionar como una estación de balance de energía superficial, ya que es capaz de proporcionar mediciones de los principales términos del balance (R_n , H , LE , G), entre otras cosas. Dado que en este trabajo nos centramos en la estimación del flujo de calor del suelo, se procede a profundizar en la descripción del instrumental enterrada bajo el suelo.

Bajo la superficie podemos encontrar seis termistores T107 enterrados a diferentes profundidades desde los 1.5 hasta los 22 cm que miden temperaturas, también dos reflectómetros (CS616 y CS650) ubicados en los 4 y los 21 cm para determinar el contenido volumétrico de agua y, finalmente, tenemos dos placas de flujo de calor HFP01SC localizados a los 8 y 20 cm.

La medida del contenido de agua en el suelo que produce los reflectómetros da información de la cantidad de agua que hay en un volumen efectivo del suelo de los alrededores. Para el reflectómetro CS650 se tiene un volumen de detección de aproximadamente 7.5 cm (Campbell, 2018). De forma que, asumiendo que el volumen de detección sea el mismo para ambos reflectómetros, las observaciones realizadas por CS616 (ubicado en los 4 cm) tienen una validez para profundidades desde la superficie hasta los 11.5 cm y, de manera análoga, para las observaciones por CS650 (21 cm) servirían desde los 13.5 cm hasta los 28.5 cm.

Por otra parte, la medida que produce el sensor de flujo de calor del suelo consiste en una diferencia de potencial entre dos superficies paralelas separadas por un material con las mismas propiedades térmicas a las del medio que lo envuelve. Esta diferencia de potencial (V) es proporcional al gradiente de temperatura que hay entre las superficies del sensor y utilizando la constante de calibración (E) se convierte en una medida de flujo de calor: $\phi = \frac{V}{E}$ (Hukseflux, 2006).

Para el flujo medido en 8 cm tenemos una sonda donde la constante de fabricación viene dada por el fabricante, en cambio para el flujo medido en 21 cm el sensor lleva incorporado un proceso de auto-calibración. La auto-calibración funciona tal que cada 3 horas el sensor proporciona un nuevo factor de calibración con el objetivo de evitar una estimación errónea de flujo debido cambios en la conductividad térmica del suelo, dando lugar al error de desviación (Hukseflux, 2006). Si la placa de flujo de calor no describe exactamente las mismas propiedades térmicas del suelo, es posible que la propia placa absorba o emita flujo de calor de su alrededor y resulte en una medida errónea del flujo de calor que pasaría entre las dos superficies del sensor. Este proceso de auto-calibración tiene una duración aproximada de 6 minutos durante el cual no proporciona medidas y consiste en calentar la parte de arriba un par de minutos y luego dejar que se enfríe con tal de reproducir lo más preciso posible las propiedades del suelo que lo envuelve. En caso de que la auto-calibración no funcionase, se debería de utilizar la constante de calibración dada por el fabricante.

2.2. Descripción métodos de cálculo del flujo superficial

Una vez detallado el instrumental y las medidas que tomaremos, procedemos a explicar los dos métodos clásicos de estimación del flujo de calor superficial: el método calorimétrico y el análisis armónico. El método calorimétrico es el más usado y el recomendado por los proveedores de los sensores especializados. Por el contrario, se requiere el conocimiento de las propiedades del suelo. En cambio, el método armónico es un método alternativo que no contempla estos requisitos.

Ambos parten de la premisa de que el transporte de calor en el suelo se debe principalmente por conducción. Aunque este sea el proceso dominante, es posible que haya transporte de calor debido a transporte de agua líquida o de vapor de agua. Si en presencia de gradientes de temperatura hay cambios de humedad del suelo, el agua líquida es capaz de transportar calor, al igual que el vapor de agua contenido en el aire retenido en los poros del suelo (Moene y van-Dam, 2014). Aun así, como detallaremos al final de esta sección, la ausencia de precipitaciones cuando se realizaron las medidas es suficiente justificación como para despreciar estos posibles procesos.

Dado que la causa del transporte es por conducción, mediante la Ley de Fourier podemos expresar matemáticamente este flujo de calor como:

$$G = -\kappa \nabla T \quad (2)$$

Donde κ es la conductividad térmica y T la temperatura. Para suelos homogéneos, las propiedades físicas del suelo no varían con el espacio. En nuestro caso asumimos que es un suelo homogéneo en la horizontal y podemos suponer que el único cambio que habrá en la temperatura es en profundidad. Por lo que:

$$G = -\kappa \frac{\partial T}{\partial z} \quad (3)$$

A su vez, el flujo de calor también puede cambiar con la profundidad. Utilizando el principio de conservación de la energía en su forma de ecuación de continuidad podemos expresar la tasa de cambio temporal de calor de un elemento de volumen de suelo como el cambio espacial de flujo (Hillel, 1998):

$$\rho c \frac{\partial T}{\partial t} = -\nabla G \approx -\frac{\partial G}{\partial z} \quad (4)$$

Donde ρ y c son la densidad y la capacidad calorífica del suelo ,respectivamente. En lo que sigue de trabajo, definiremos el producto de ρ y c como capacidad calorífica volumétrica y es una importante propiedad del suelo a la que nos referiremos a menudo.

En lo que respecta al cálculo del flujo, cada método tratará las ecuaciones (3) y (4) desde diferentes puntos de vista.

2.2.1. Método calorimétrico

Este método se basa en corregir la diferencia de flujo entre dos puntos a partir de un almacenamiento de calor entre ambos. Partiendo de la ecuación (4), integrando desde una profundidad de referencia z_r hasta la superficie ($z = 0$) tenemos que:

$$G_0 = G_r + \int_0^{z_r} \rho \cdot c \frac{\partial T}{\partial t} dz \quad (5)$$

Donde G_0 es el flujo de calor en la superficie, G_r es el flujo de calor en la profundidad de referencia y la integral describe el calor almacenado en la capa de suelo entre z_r y la superficie. El único término que depende de las propiedades del suelo es $\rho \cdot c$ y habitualmente es difícil de medir. Por tanto, si no conocemos exactamente las características del medio, es posible que el flujo de calor en el suelo se subestime, sobretodo en suelos muy secos con grandes gradientes de temperatura (Heusinkveld et al, 2004). Una manera de calcular la capacidad calorífica volumétrica es mediante (Jackson y Taylor, 1986):

$$\rho \cdot c = \rho(c_s + c_w \cdot \theta_{sm}) = \rho \cdot c_s + c_w \cdot \rho \cdot \theta_{sm} \quad (6)$$

Donde c_s y c_w son la capacidad calorífica específica del suelo y del agua respectivamente y θ_{sm} es el contenido de agua del suelo en masa. Sin embargo, si conocemos exactamente la densidad del suelo, es posible relacionar el contenido de agua en masa con el contenido de agua en volumen (Gardner, 1986):

$$\theta_{sm} = \frac{\rho_w}{\rho} \cdot \theta_{sv} \quad (7)$$

Donde ρ_w es la densidad del agua y θ_{sv} es el contenido volumétrico de agua. Por tanto, juntando (6) y (7) se tiene:

$$\rho \cdot c = \rho \cdot c_s + c_w \cdot \rho_w \cdot \theta_{sv} \quad (8)$$

Dado que la estación es capaz de medir θ_{sv} , necesitamos conocer los parámetros ρ , c_s , ρ_w y c_w para definir correctamente las características térmicas de nuestro suelo. Los valores que se han utilizado para este caso son:

- $\rho = 1300 \text{ Kg m}^{-3}$ para suelos francos lisos (USDA, 2019). Como nuestro suelo es calcáreo y éste se caracteriza por un alto contenido en limo, podemos argumentar el uso de este valor de densidad.

- $c_s = 840 \text{ J Kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$, valor propuesto para la mayoría de suelos minerales (Campbell, 2020a).

- $\rho_w = 1000 \text{ Kg m}^{-3}$ y $c_w = 4180 \text{ J Kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ (Martínez, 2014)

Por otra parte, para el cálculo del almacenamiento se puede utilizar el procedimiento propuesto en la literatura, donde en la ecuación (5) la integral se puede simplificar considerando la capa desde $z=0$ hasta z_r como una capa homogénea (Campbell, 2018). Por tanto, el flujo superficial vendría dado por:

$$G_0 = G_r + \rho c \frac{\Delta T}{\Delta t} z_r \quad (9)$$

Donde z_r es la profundidad de referencia, ΔT es la diferencia de la temperatura promedio del suelo en esa profundidad para dos instantes de tiempo diferentes y, finalmente, Δt es el intervalo de tiempo utilizado para calcular ΔT . El estudio de balance de energía en superficie diario típicamente se analiza con flujos de calor medidos cada 30 minutos. Por esta razón hemos utilizado un $\Delta t = 1800s$.

2.2.2. Análisis Armónico

Este método se basa en la naturaleza cuasi-periódica de las series temporales para estimar el flujo superficial como una señal que se propaga con la profundidad. Juntando las ecuaciones (3) y (4) se tiene:

$$\frac{\partial T}{\partial t} - D_T \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = 0 \quad (10)$$

$$D_T = \frac{\kappa}{\rho \cdot c} \quad (11)$$

Donde D_T se define como la difusividad térmica. La solución de esta ecuación en derivadas parciales (EDP) ha sido explorada en profundidad para distintas condiciones iniciales y de contorno (Carslaw y Jaeger, 1959), siendo de gran interés aquella para un sólido semi-infinito con una temperatura en la superficie de carácter armónico. En la literatura es habitual iniciar el tratamiento matemático en la superficie del suelo ($z=0$) y se desarrolla de forma general para cualquier altura por debajo de la superficie. Sin embargo, haremos el tratamiento en una profundidad determinada debido a nuestra configuración experimental.

Partiendo de que en la superficie tenemos una temperatura cuasi-periódica, asumiremos que en todas las profundidades del suelo la temperatura oscilará también como una función armónica pura (Hillel, 1998). Por esta misma razón, se extrapolará la situación en superficie $z=0$ a una

profundidad de referencia z_r de tal forma que, por la homogeneidad del suelo, consideramos que en esa profundidad tenemos un plano horizontal análogo. Entonces, la expresión propuesta para una temperatura cuasi-periódica a una profundidad de referencia z_r es:

$$T_{z_r}(t) = \bar{T} + A_{z_r} \sin(\omega t + \phi_{z_r}) \quad (12)$$

Donde A_{z_r} es la amplitud de la señal térmica, \bar{T} es la temperatura promedio, ϕ_{z_r} es el desfase y ω es la frecuencia de la señal, que vendría dada por $\omega = \frac{2\pi}{P}$ donde $P = 24h$ que presenta el periodo. Si utilizamos esta ecuación como condición de contorno en $z = z_r$ y asumiendo que para $z \rightarrow \infty$ $T(\infty, t) = \bar{T}$, la solución a la ecuación es:

$$T_z(t) = \bar{T} + A_{z_r} \cdot e^{-(z-z_r)\left[\frac{\omega}{2D_T}\right]^{1/2}} \sin\left(\omega t + \phi_{z_r} - (z - z_r) \left[\frac{\omega}{2D_T}\right]^{1/2}\right) \quad (13)$$

Es habitual definir la profundidad de amortiguamiento d como aquella donde la amplitud de la temperatura se reduce a un valor del orden $\frac{1}{e}$ (Hillel, 1998):

$$d = \left[\frac{2D_T}{\omega}\right]^{1/2} \quad (14)$$

Una vez encontrada la temperatura, utilizamos (3) para obtener el flujo de calor en esa profundidad:

$$G_z(t) = \kappa \cdot \left[\frac{\omega}{D_T}\right]^{1/2} \cdot A_{z_r} \cdot e^{-(z-z_r)\left[\frac{\omega}{2D_T}\right]^{1/2}} \sin\left(\omega t + \phi_{z_r} - (z - z_r) \left[\frac{\omega}{2D_T}\right]^{1/2} + \frac{\pi}{4}\right) \quad (15)$$

No obstante, estas ecuaciones no son del todo funcionales a la hora de calcularlas ya que en principio no sabemos que valor tienen A_{z_r} ni ϕ_{z_r} . Dado que la temperatura en la superficie de referencia es una función periódica del tiempo, podemos escribirla como una suma de infinitas funciones periódicas a partir de la expansión de Fourier:

$$T_{z_r}(t) = \bar{T} + A_{z_{r1}} \sin(\omega t + \phi_{z_{r1}}) + A_{z_{r2}} \sin(2\omega t + \phi_{z_{r2}}) + \dots = \bar{T} + \sum_{n=1}^M A_{z_{rn}} \sin(n\omega t + \phi_{z_{rn}}) \quad (16)$$

Donde n es el número armónico y M su valor más alto. De esta forma, reescribiendo las ecuaciones (13) y (15) obtenemos (Heusinkveld et al, 2004):

$$T_z(t) = \bar{T} + \sum_{n=1}^M A_{z_{rn}} \cdot e^{-(z-z_r)\left[\frac{n\omega}{2D_T}\right]^{1/2}} \sin\left(n\omega t + \phi_{z_{rn}} - (z - z_r) \left[\frac{n\omega}{2D_T}\right]^{1/2}\right) \quad (17)$$

$$G_z(t) = \sum_{n=1}^M \kappa \cdot \left[\frac{n\omega}{D_T}\right]^{1/2} \cdot A_{z_{rn}} \cdot e^{-(z-z_r)\left[\frac{n\omega}{2D_T}\right]^{1/2}} \sin\left(n\omega t + \phi_{z_{rn}} - (z - z_r) \left[\frac{n\omega}{2D_T}\right]^{1/2} + \frac{\pi}{4}\right) \quad (18)$$

Finalmente, podemos obtener estos coeficientes $A_{z_{rn}}$ y los desfases $\phi_{z_{rn}}$ a partir de los coeficientes de Fourier $C_{z_{rn}}$ y la fase $\theta_{z_{rn}}$ calculados mediante una transformada rápida de Fourier (Martínez, 2014):

$$A_{z_{rn}} = \frac{2|C_{z_{rn}}|}{\sqrt{N}} \quad (19)$$

$$\phi_{z_{rn}} = \theta_{z_{rn}} + \frac{\pi}{2} \quad (20)$$

3. Resultados y discusiones

En esta sección se presentará los resultados obtenidos de las estimaciones de flujo y balance superficial utilizando los 2 métodos propuestos anteriormente, comprobando y razonando cada uno de los resultados que se vayan mostrando.

3.1. Medidas Experimentales

Los datos experimentales que se presentaran en esta sección fueron tomados la semana del 7 al 14 de octubre de 2019. Durante esa semana no hubo ninguna precipitación que elevara puntualmente el contenido de agua del suelo, sin embargo a finales de agosto y principios de septiembre hubieron lluvias las cuales permitieron humidificar el medio. Esto permite situar nuestro suelo con un contenido de agua habitual del ambiente típico de esta época de transición entre el verano seco y caluroso y el otoño-invierno frío y húmedo. Al no haber movimientos bruscos de humedad del suelo más allá de su cambio periódico diario (Fig.6), podemos descartar los procesos de transporte de calor por el agua mencionados en la sección 2.2.

En la figura 5 se observa una subida de la temperatura durante el día y una bajada durante la noche, teniendo claramente un comportamiento oscilatorio pero sin llegar a ser simétrica como una función sinusoidal. En la sección 2.2.2 comentamos que la temperatura se podía describir como una señal cuasi-periódica que se propagaba con la profundidad y comprobamos para esta figura que la amplitud se va atenuando a medida que bajamos en z . Cabe destacar que la fase también varía en profundidad, lo que resulta en un desplazamiento de valores máximos y mínimos de la temperatura, provocando un retraso de la señal.

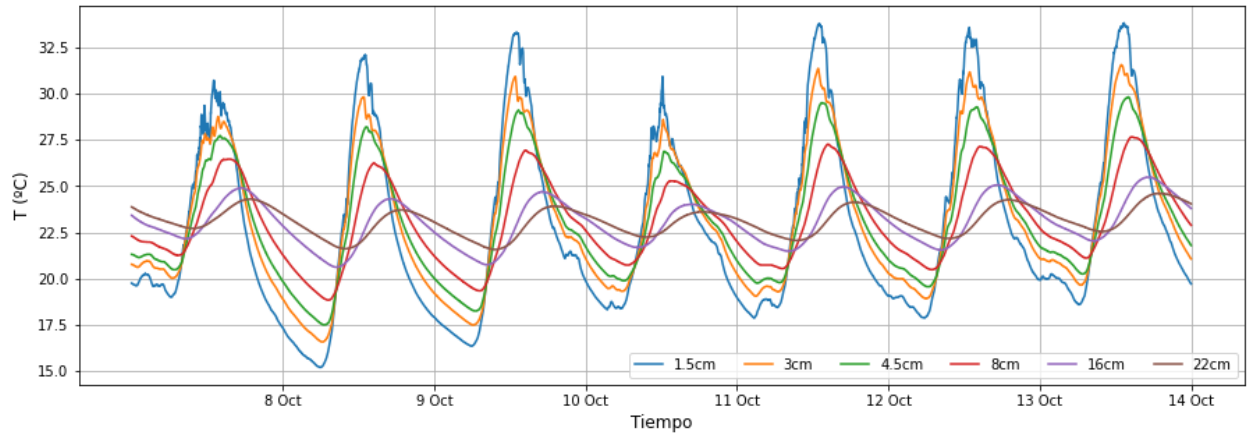


Figura 5: Evolución temporal de los promedios de las temperaturas observadas a diferentes profundidades durante el periodo de estudio. Las medidas consisten en promedios de 5 minutos

En la figura 6 vemos cómo evoluciona temporalmente el contenido volumétrico de agua del suelo, notando que su valor va oscilando y disminuyendo a lo largo de la semana. Este carácter oscilante de las medidas se debe a su dependencia con la temperatura y a causa de la falta de precipitaciones el agua contenido en el suelo tiende a ir secándose. Cabe recordar que las medidas realizadas por los sensores sirven para un cierto volumen de su alrededor, por lo que también se ha representado el valor estimado para la zona intermedia (desde los 10 hasta los 15 cm). Es importante destacar que el contenido de agua en los 21 cm es más alto que en los 4 cm, esto también se puede atribuir a la falta de lluvias y a la filtración de agua con la profundidad.

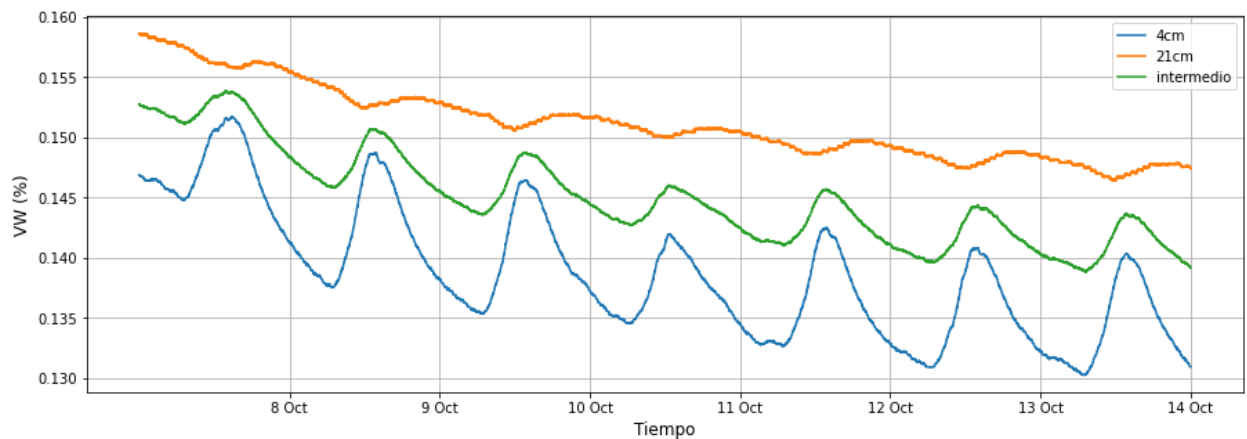


Figura 6: Evolución temporal de los contenidos volumétricos de agua observados a 4cm y 21cm de profundidad, además del estimado en la zona intermedia

Por otra parte, conociendo las propiedades del suelo (Sec. 2.2.1) y con estos datos experimentales de contenido volumétrico de agua, podemos utilizar la expresión (8) para calcular la capacidad calorífica volumétrica (Fig.7). Cabe destacar que esta magnitud tiene la misma forma que el contenido volumétrico de agua (VW), por lo que únicamente se MUESTRA el $\rho \cdot c$ de las capas superficiales ya que lo utilizaremos para la comparación de metodologías más adelante.

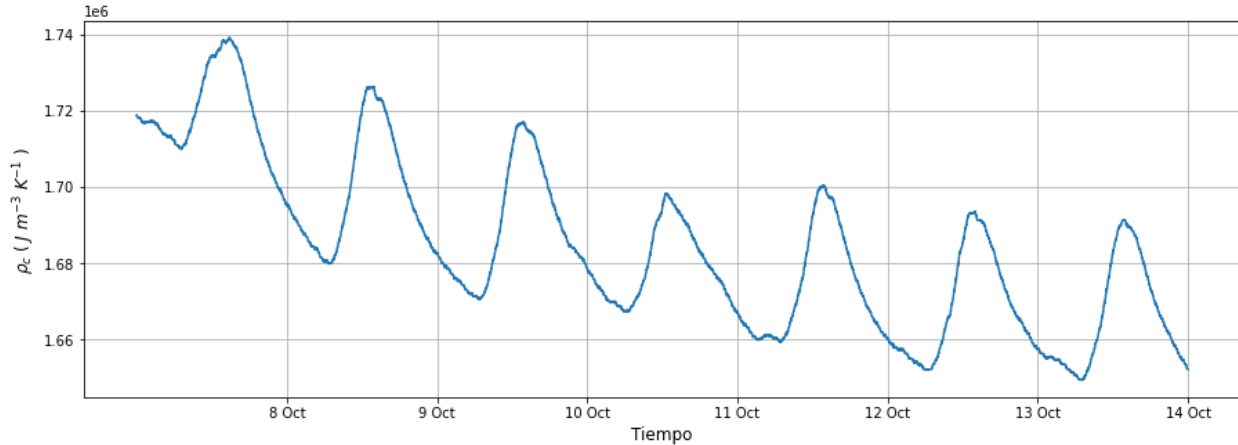


Figura 7: Evolución temporal de la capacidad calorimétrica estimada mediante la ecuación (8), a partir del contenido volumétrico de agua medido en los 4cm

Respecto a los flujos de calor representados en la figura 8, también vemos como se atenúa la señal con la profundidad. Dado que el flujo y la temperatura se relacionan mediante la expresión (3) y que la temperatura a cualquier profundidad podría expresarse como una función sinusoidal (13), entonces es razonable el carácter oscilatorio obtenido para los flujos. Cabe destacar que el resultado obtenido para el flujo medido en 21 cm contiene unos picos y esto se debe a la función de auto-calibración que incorpora el sensor HFP01SC-2. Es posible que esta auto-calibración se aplique en momentos donde el flujo de calor no es estacionario, provocando errores muy grandes durante el proceso. Por esta razón, se considera más fiable la medida obtenida con la constante del fabricante.

Finalmente, en la figura 9 tenemos la evolución temporal de los flujos de calor sensible (H), latente (LE) y de radiación neta (R_N) en la superficie, que son habitualmente los términos más relevantes del balance de energía en superficie de la expresión (1). El criterio de signos habitual para obtener el balance es el siguiente: dirección flujo hacia el suelo se considera positivo y dirección hacia fuera del suelo se considera negativo (Fig 1). Podemos observar que durante el día la radiación neta es mucho más grande que los otros dos flujos y durante la noche, a causa de la falta de turbulencia, tanto el flujo de calor sensible como el latente son prácticamente nulos y el valor de la radiación neta cambia de signo y se vuelve mucho más pequeño. Este cambio de signo en R_N implica que durante el día

la radiación solar aporta calor a la superficie y durante la noche se enfría radiativamente, donde la atmósfera y las capas de los se encargan de compensar este enfriamiento. Esto se verá más adelante cuando incorporemos las estimaciones de flujo de calor del suelo.

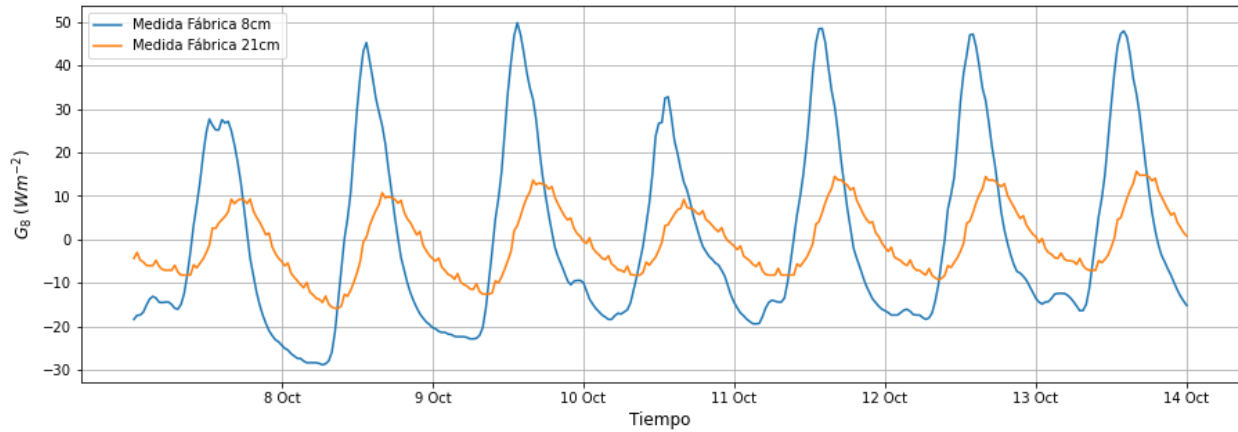


Figura 8: Evolución temporal del flujo de calor experimental medidos a 8 cm y 21 cm de profundidad

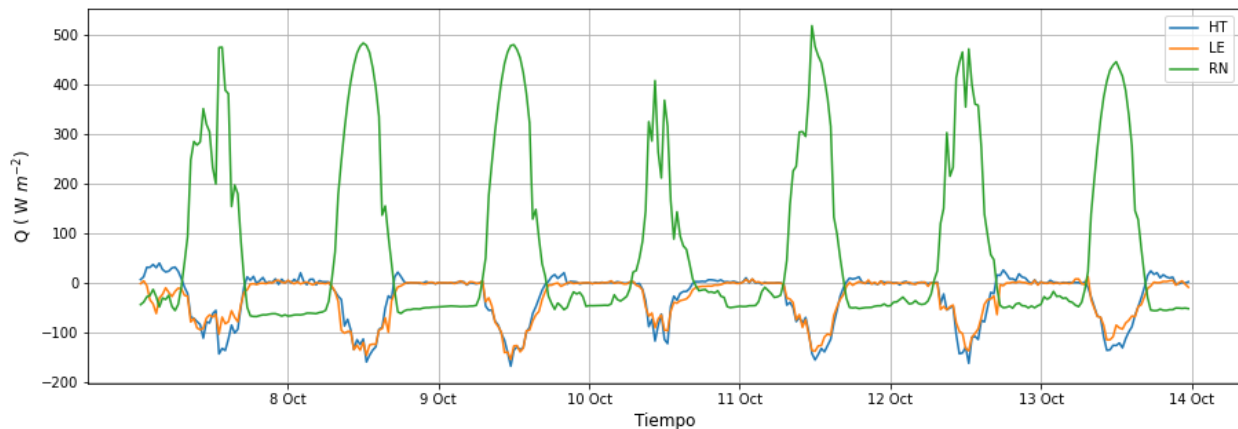


Figura 9: Evolución temporal de los flujos de calor latente (LE) y sensible (H), junto con la radiación neta (RN) obtenidos en la estación ECUIB

3.2. Método Calorimétrico

En el método calorimétrico obtenemos el flujo superficial a partir de un flujo experimental medido en una profundidad, junto a una corrección del almacenamiento de calor entre el sensor utilizado y la superficie. En este caso tenemos los flujos experimentales en 8 cm y en 21 cm, por tanto tendremos dos estimaciones de flujo superficial según desde que profundidad se suba a superficie. Sin embargo,

también podemos utilizar el método calorimétrico desde los datos en 21 cm subido hasta 8 cm para comparar con el flujo experimental y comprobar así la eficacia del método.

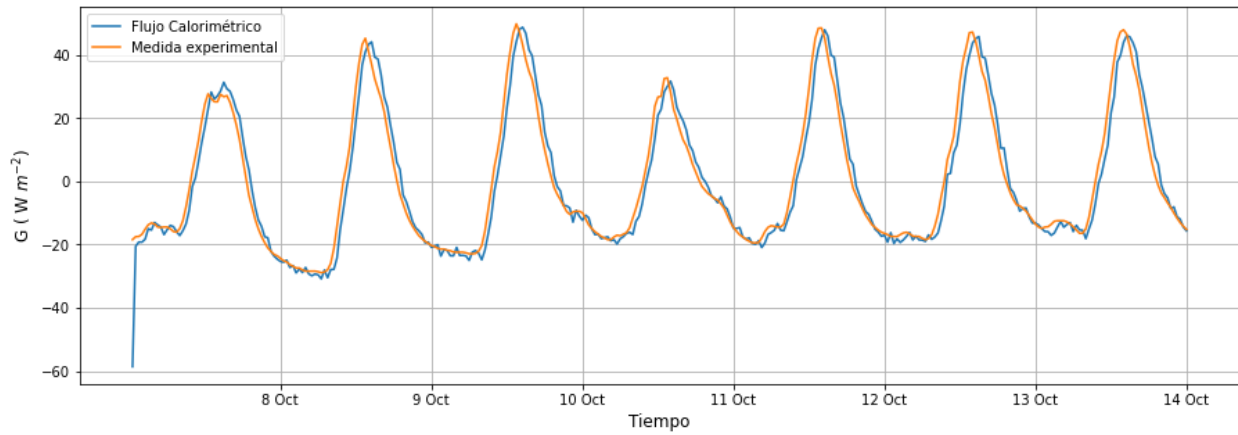


Figura 10: Comparación del flujo de calor estimado desde los 21 cm por el método calorimétrico con el experimental en 8 cm de profundidad.

En la figura 10 se ilustra la eficacia del método calorimétrico, donde se obtiene una estimación del flujo calculado desde 21 cm muy similar a la experimental en 8 cm. Por tanto, podemos concluir que el cálculo del almacenamiento de calor entre los 8 cm y 21 cm es muy bueno.

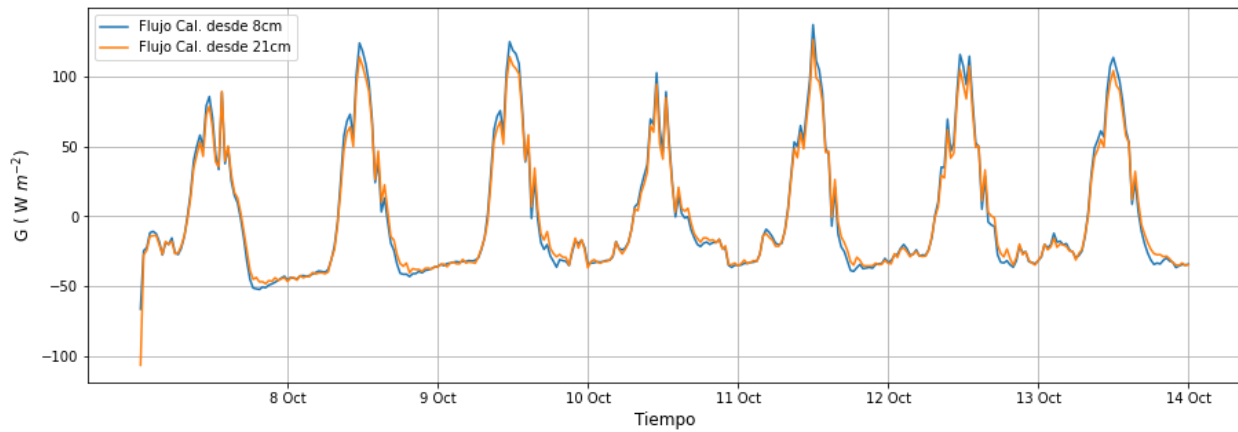


Figura 11: Comparación de los resultados del flujo superficial estimados desde los 8 cm y 21 cm por el método calorimétrico

De la figura 11 vemos que el cálculo realizado desde los 8 cm y el realizado desde los 21 cm se asemejan mucho, esperable ya que en la figura 10 comprobamos la eficacia del método. Recordemos que en la expresión (9) se necesitaban los datos de temperatura y de contenido volumétrico de agua.

Por tanto, para el cálculo del almacenamiento de calor desde la superficie hasta 21 cm se requiere de más datos que para el almacenamiento desde la superficie hasta 8 cm, donde ambos aportan los mismos resultados. Además, en la figura 10 se observa que durante la noche el flujo calorimétrico desde 21cm presenta pequeñas perturbaciones en su valor. Por esta razón y para cuando se realice comparaciones más adelante, se tomará como representativo el flujo calorimétrico desde los 8 cm.

3.3. Método Armónico

En el método armónico la temperatura y el flujo vienen determinados por dos parámetros que describe las propiedades del suelo, la difusividad térmica D_T y la conductividad térmica κ . En nuestro caso no sabemos que valor tienen y por tanto no podemos a priori estimar ningún flujo superficial. Por lo tanto, nos enfocaremos a la estimación de estos parámetros a partir de los datos experimentales.

3.3.1. Determinación D_T

Mediante la expresión (17) vemos que la temperatura solo viene determinada por la difusividad térmica. Entonces, se procederá a calcular las temperaturas proponiendo un rango de valores de D_T entre $9 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ y $1 \cdot 10^{-8} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ y analizaremos cual de ellos consigue la aproximación más óptima a los datos experimentales.

En primer lugar, la amplitud de la temperatura viene dada por el producto entre los coeficientes armónicos A_{zrn} y una exponencial decreciente dependiente del origen z_r utilizado, de la profundidad z a la que se estima la temperatura y de la profundidad de amortiguamiento d (14). A partir de los 6 datos experimentales de temperatura, podemos utilizar la transformada rápida de Fourier para obtener los coeficientes de la expresión (19) y así obtener estimaciones de la temperatura a la profundidad z que queramos. Sin embargo, estas estimaciones dependen del valor de D_T , el cual es desconocido. Por esta razón, utilizando las curvas experimentales conocidas, se decide calcular las temperaturas a esas profundidades a partir de un origen arbitrario y, hacemos variar el valor de la difusividad hasta encontrar el valor con el que se obtenga mejor ajuste.

Sin embargo, este método tiene un principal inconveniente. Debido a esa exponencial, según el valor de la diferencia entre z y z_r (profundidad que queremos obtener los datos y la profundidad con la que calculamos los coeficientes, respectivamente) es posible que la amplitud se amplifique o se reduzca. Los coeficientes armónicos A_{zrn} representan la contribución de cada término que compone la expansión de Fourier. Para cada armónico tenemos una frecuencia asociada y según el valor de esta puede influir en poco o en gran medida a las variaciones de la señal. Es decir, los modos n de alta frecuencia contribuirán a cambios bruscos y rápidos y los de baja frecuencia de manera contraria. Entonces, para el caso donde tengamos una exponencial positiva, si el origen se sitúa por debajo de la profundidad que queremos estimar, los modos de alta frecuencia se verán amplificados

drásticamente, produciendo de esta forma mucho ruido en la señal.

Al realizar la transformada de Fourier de la serie temporal de temperaturas, obtenemos una cantidad de armónicos acorde con el número de datos que formaban esa serie. Al ser esta una serie 5 minusal, obtenemos un valor de 2016 armónicos. Sin embargo, debido al comportamiento de esta transformada rápida, la serie de armónicos es simétrica a partir de la posición intermedia de la serie, por lo que de estos 2016 armónicos el primero se descarta y se cogen los 1007 siguientes. El descarte del primer armónico se debe a que este corresponde a la media y, como ya sale reflejada en las ecuaciones (17) y (18), no es necesario volver a utilizarla. Como los términos de la expansión se ordenan de menor a mayor contribución, se puede limitar el uso de modos, escogiendo solo los de baja frecuencia (n pequeñas), para reducir así el impacto producido por la exponencial creciente.

En la figura 12 podemos ver la comparación de resultados al escoger 1007 modos con aquel escogiendo únicamente 200 modos. Utilizando todos los modos no es posible identificar si las curvas se ajustan o no, en cambio limitando los modos hasta los 200 primeros nos facilita el estudio de la D_T óptima. Para el caso mostrado, se ha elegido estimar la temperatura en 1.5 cm utilizando un origen de 4.5 cm resultando en un valor óptimo de $D_T = 2 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$.

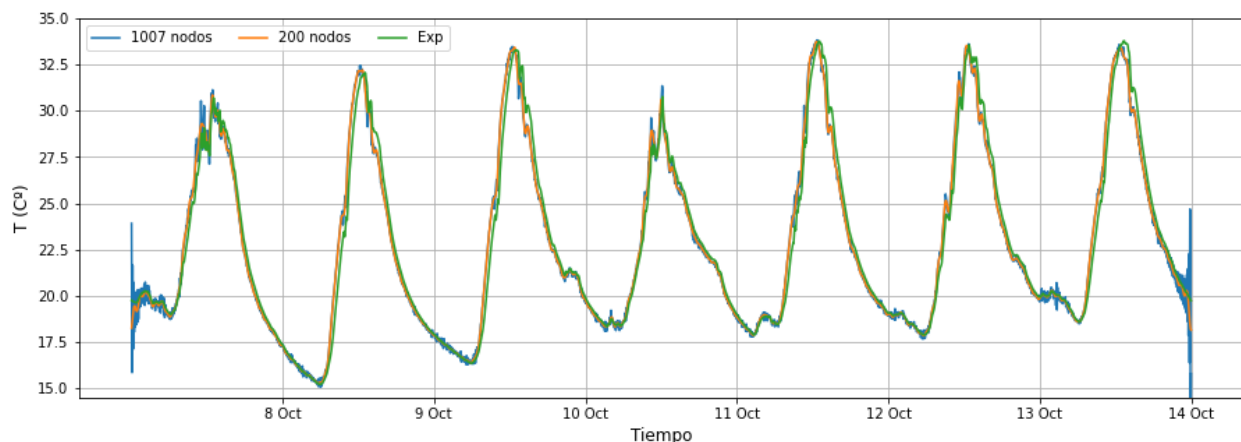


Figura 12: Comparación de los resultados de la estimación de la temperatura en 1.5 cm para un origen de 4.5 cm por el método armónico, utilizando diferentes modos y para el caso donde $D_T = 2 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$

Para visualizar el caso contrario con los exponentes negativos, en la figura 13 podemos ver el ajuste óptimo de la temperatura en 4.5 cm para un valor de $D_T = 2 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ junto con valores cercanos, utilizando un origen de 1.5 cm. En este caso la exponencial es decreciente y el uso de más de 200 modos no repercutiría para nada en la estimación. Sin embargo, de aquí en adelante se utilizarán 200 modos para todos los casos ya que con ese número de ahí la temperatura está

bien representada. Cabe destacar que la señal se amortigua más para valores de D_T más cercanos por debajo del óptimo, en comparación a la amplificación debido al uso de valores por encima del óptimo.

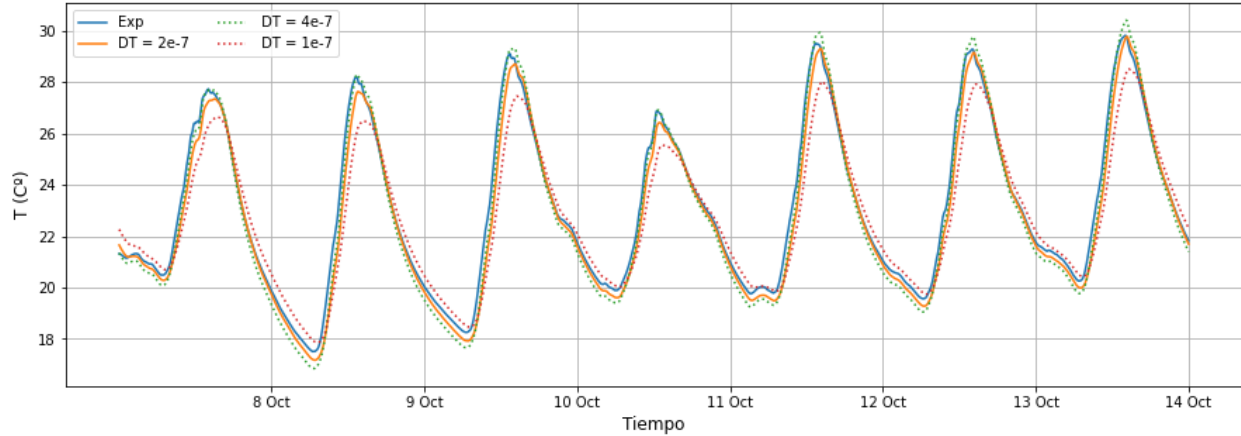


Figura 13: Comparación entre la estimación de la temperatura en 1.5 cm por el método armónico y la experimental para un valor de $D_T = 2 \cdot 10^{-7} m^2 s^{-1}$, junto con otros valores cercanos de D_T

Una vez hemos corregido el efecto que tiene la exponencial creciente, se procede a calcular las difusividades térmicas más óptimas para cada profundidad y para cada origen, siendo los resultados más óptimos los que se muestran en la tabla 1. Cabe destacar que solo se han calculado los casos donde la diferencia entre $z - z_r$ para las exponenciales crecientes sea menores de 8 cm, ya que aún utilizando menos modos se obtiene un ruido lo suficientemente considerable como para no tomar en cuenta esos resultados.

Origen(cm)	Profundidad (cm)					
	1.5	3	4.5	8	16	22
1.5	X	2	2	3	4	5
3	2	X	3	3	5	5
4.5	2	3	X	5	6	6
8	3	3	4	X	6	6

Tabla 1: Valores de $D_T(10^{-7} m^2 s^{-1})$ obtenidos por los ajustes más óptimos de las temperaturas estimadas por el método armónico según el origen (z_r) y la profundidad (z) seleccionada.

Por una parte, de la tabla (1) observamos que el valor de D_T para una misma profundidad cambia en general con una diferencia de $1 \cdot 10^{-7} m^2 s^{-1}$ según el origen que vayamos escogiendo, a excepción de casos determinados. Por ejemplo, para una profundidad de 4.5 cm dónde al utilizar

origen en 1.5 cm obtenemos $2 \cdot 10^{-7} \text{m}^2 \text{s}^{-1}$, pero en cambio para la misma profundidad utilizando un origen en 3 y 8 cm obtenemos un valor de $3 \cdot 10^{-7} \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ y $4 \cdot 10^{-7} \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ respectivamente. Además, los casos que involucran exponenciales con el mismo exponente pero de diferente signo son generalmente simétricos para estimar D_T , a excepción también de determinados casos, como por ejemplo al utilizar 4.5 y 8 cm para el origen y la profundidad que se obtienen valores de $4 \cdot 10^{-7} \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ y de $5 \cdot 10^{-7} \text{m}^2 \text{s}^{-1}$. La similitud que tienen las excepciones en ambos aspectos es en el uso de una profundidad de 4.5 cm o 8 cm para z o z_r . Esto nos hace pensar en la posibilidad de un error experimental en algunas de estas dos profundidades.

Por otra parte, observamos también que el valor de D_T va cambiando según la profundidad para un mismo origen. Comparando los resultados entre las profundidades cercanas a superficie respecto a las más lejanas, vemos que la diferencia observada puede llegar hasta los $3 \cdot 10^{-7} \text{m}^2 \text{s}^{-1}$. Estas diferencias tan grandes nos hacen pensar que el suelo esté formado por 2 capas con propiedades bien diferenciadas. Sin embargo, como describimos en la sección 2.1.1 el medio que conforma nuestra área de estudio está formado por una mezcla homogénea y por tanto, el suelo debería tener el mismo valor de D_T para cada profundidad. Para tratar de dar una explicación a estos resultados, podemos utilizar la figura 6 donde se mostraban los datos experimentales de contenido volumétrico de agua. Estudios realizados comprobaron la dependencia que había entre la difusividad térmica y el contenido volumen fraccionario de agua del suelo (Ochsner et al, 2001), por lo que podemos pensar que, aunque el medio sea homogéneo, es posible que el agua se acumule en diferentes zonas, tal y como muestra la figura 6. Se explicara así la diferencia tan grande de valores entre niveles lejanos que muestra la tabla 1.

3.3.2. Determinación κ

Para la estimación del flujo mediante (18) necesitamos tanto D_T como κ . En el anterior apartado obteníamos una serie de valores de D_T para cada profundidad y origen, entonces utilizando esos valores procedemos a determinar κ de forma similar. A diferencia de la determinación de D_T , solo poseemos dos datos de flujo y por tanto los casos a tratar se reducen significativamente. Sin embargo, de la tabla 1 hemos visto que a partir de los 8 cm los valores de D_T cambian bastante y hemos supuesto que sea debido a una variación en el contenido de agua según la profundidad del suelo. Además, utilizando esos valores para obtener la κ más óptima, los resultados numéricos no se ajustan perfectamente con el experimental. Entonces, miramos de proponer combinaciones de D_T y κ para comprobar si hay más combinaciones que den ajustes igual o más óptimos respecto a los experimentales. De esta forma, tenemos dos métodos para determinar κ óptima: el primero consistiría en fijar D_T para buscar la κ y el otro método en ir combinando D_T y κ . Los resultados de los valores de estas constantes obtenidas mediante estos dos procedimientos se recogen en la tabla 2.

	Constantes suelo ajuste flujo			
	Flujo en 8 cm y origen en 3 cm		Flujo en 21 cm y origen en 8 cm	
	Procedimiento 1	Procedimiento 2	Procedimiento 1	Procedimiento 2
DT ($10^{-7}m^2s^{-1}$)	3	2	6	4.5
κ ($Wm^{-1}K^{-1}$)	0.6	0.6	0.85	0.9

Tabla 2: Valores de D_T y κ según el procedimiento seguido y el flujo experimental con el que se han ajustado las estimaciones por el método armónico. Con el procedimiento 1 suponíamos un valor de D_T conocido con el que se buscaba el valor de κ y, con el procedimiento 2 proponíamos diferentes combinaciones de los dos parámetros hasta dar con el óptimo.

De la tabla 1 sabemos que utilizar origen en 1.5 cm o en 3 cm resulta en el mismo valor de D_T para la temperatura en 8 cm y, comparando estos resultados con el que se obtiene al utilizar origen en 4.5 cm, resulta en una peor estimación por parte de esta última elección de origen. Por esta razón, para el calculo de flujo en 8 cm para cada procedimiento se elige un origen de 3 cm. En cambio la elección de origen de 8 cm para el flujo en 21 cm se argumenta a partir de la suposición de dos zonas con diferente propiedad de suelo, donde el límite serían los 8 cm y carecería de sentido utilizar orígenes cerca de la superficie. Además, utilizar 8 cm o 16 cm no afecta en el valor de D_T obtenido de la tabla 2.

Los resultados tras el ajuste con el flujo experimental en 8 cm muestran que la principal diferencia entre los dos procedimientos es en el valor de la D_T , ya que incluso con una diferencia de $1 \cdot 10^{-7} m^2 s^{-1}$ se obtiene la misma κ . Respecto a los resultados del ajuste del flujo en 21 cm, se obtienen diferencias de D_T de $1,5 \cdot 10^{-7} m^2 s^{-1}$ para que las κ muy similares. Cabe destacar para el procedimiento 2, el uso de un origen diferente a los propuestos arrojan la misma combinación de parámetros. Es decir, utilizando como origen 1.5, 3, 4 y 8 cm se obtienen los mismos resultados para el flujo estimado en 8 cm y de manera análoga pasa con el flujo en 21 cm para los orígenes 8 y 16 cm.

Por tanto, para una profundidad de 8 o de 21 cm, el valor de D_T que se obtiene al tratar de ajustar las temperaturas y flujos experimentales por separado es diferente, lo que nos dificulta tratar de determinar las propiedades del suelo. En cambio para el caso de la κ , vemos una cierta coherencia con la suposición de tener dos zonas con diferentes propiedades térmicas y húmedas aunque, por supuesto, esa diferencia de valores en el contenido volumétrico de agua es suficiente como para arrojar diferencias de D_T . Los resultados asociados a los valores de la tabla 2 están visualizados en la figura 14.

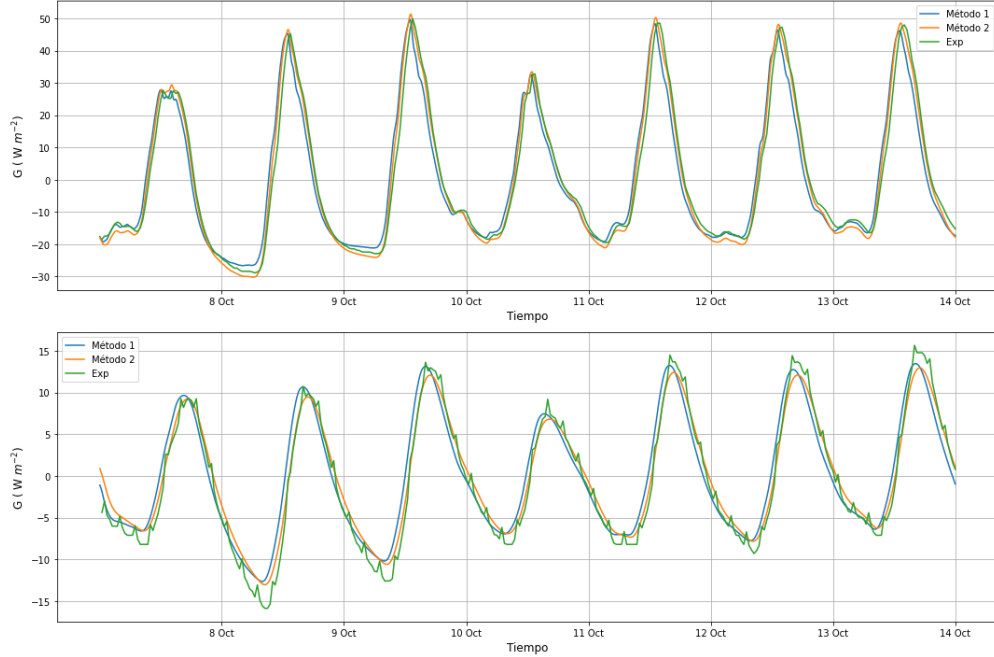


Figura 14: Comparación de las estimaciones de flujo para los 2 procedimientos mencionados en la tabla 2 con el experimental. La gráfica superior corresponde a los datos de flujo estimado en 8 cm utilizando un origen de 3 cm. La gráfica inferior corresponde al flujo en 21 cm utilizando un origen en 8 cm.

3.3.3. Error experimental con la profundidad

Las diferencias de D_T óptima encontradas por la temperatura (Sec. 3.3.1) y por el flujo (Sec. 3.3.2) reflejadas en tablas 1 y 2 podrían ser motivadas por errores experimentales en la profundidad de los sensores de temperatura y flujo. En otras palabras, que los termistores o los sensores no estén exactamente al mismo nivel (8 cm). Por esta razón, se realiza una prueba evaluando a que profundidad se obtiene mejor estimación de temperatura en 8 cm considerando un $D_T = 2 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$.

En la figura 15 observamos que si el sensor de temperatura estuviera colocado en una profundidad de 7 cm, la estimación por el método armónico se ajustaría mejor en comparación a los 8 cm de profundidad teóricos. Además, también coincidiría con el resultado estimado a partir de mantener fija una $DT = 3 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ para una profundidad de 8 cm y tomando origen en 3 cm. Esto implica que un error experimental de 1 cm en profundidad describiría el mismo resultado que si hubiera una diferencia de $1 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ en el valor de D_T . Para poder comprobar esta relación, se ha propuesto comparar diferentes cálculos de la temperatura en 8 cm utilizando valores de D_T

y z con la diferencia mencionada anteriormente. La figura 16 muestra la equivalencia de resultados para la temperatura en 8 cm tomando un origen de 3 cm pero cambiando los valores de D_T y z con la relación propuesta antes. Partiendo de la curva con $D_T = 3 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ y $z = 8 \text{ cm}$, al aumentar o reducir los valores en 1 cm para z y $1 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ para D_T observamos que tenemos la misma curva. Por tanto, hemos demostrado que es posible asociar nuestros resultados de la tabla 1 y 2 con un posible error en el valor de D_T que explique esos valores.

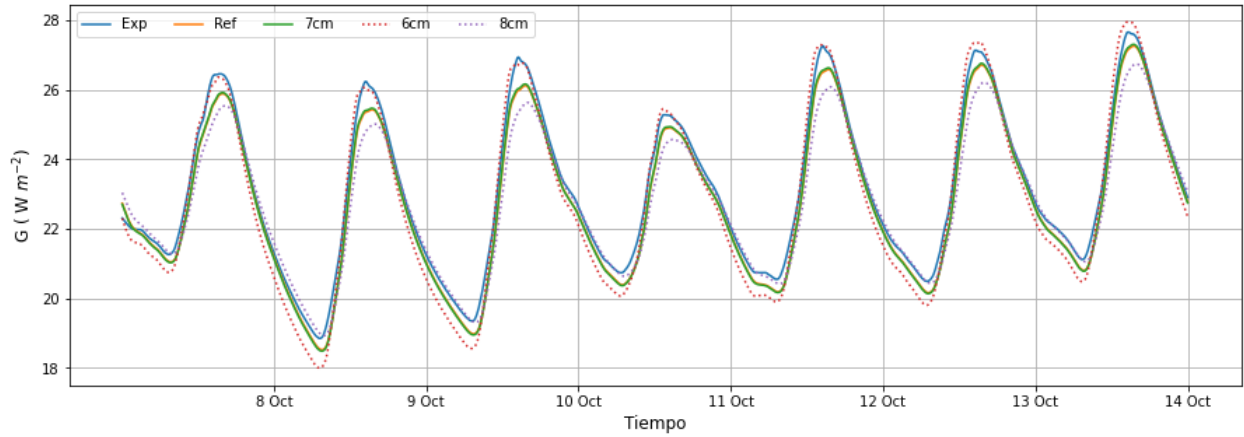


Figura 15: Comparación entre la temperatura experimental en 8 cm, la estimada para esa profundidad y la estimada utilizando una profundidad de 7 cm, junto con otros valores cercanos de z para el caso con $D_T = 2 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$

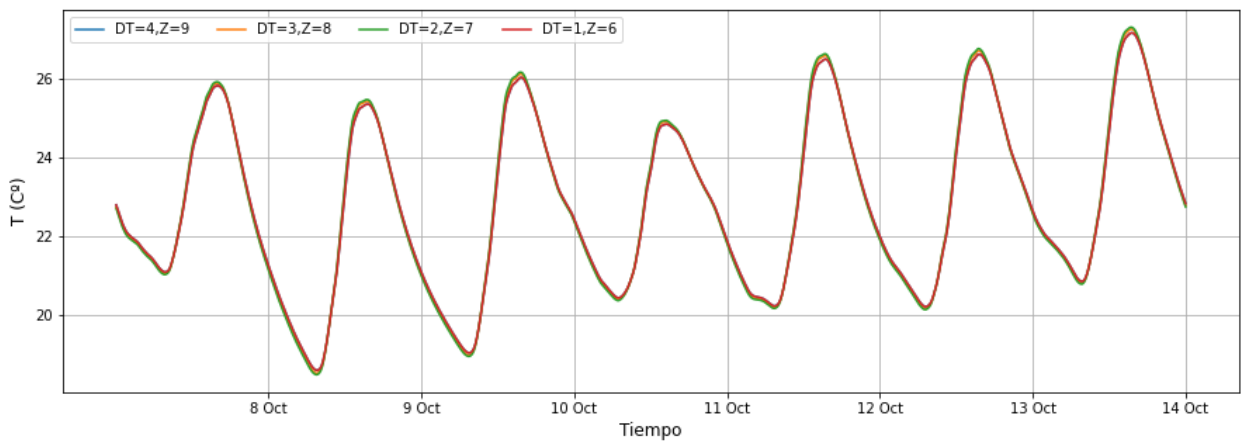


Figura 16: Comparación de la temperatura en 8 cm y origen en 3 cm para distintas combinaciones de D_T y z

3.4. Comparación de resultados y determinación del método más óptimo

Una vez tenemos las constantes D_T y κ definidas, procedemos a comparar los resultados de las estimaciones de flujo con las medidas experimentales con el objetivo de determinar el método que mejor ajuste produzca. En la figura 17 podemos observar como el método calorimétrico y el análisis armónico describen bien la curva experimental del flujo en 8 cm. Sin embargo, el resultado proporcionado por el método calorimétrico, donde partimos del flujo desde 21 cm y que incorporamos el almacenamiento de calor hasta los 8 cm, presenta un ligero desfase respecto a las otras dos. Para la estimación por el análisis armónico se ha utilizado un origen de 3 cm con la combinación de parámetros $D_T = 2 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ y $\kappa = 0.6 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ obtenida por el segundo procedimiento. Cabe mencionar que se podría haber utilizado sin ningún problema la combinación asociada al primer procedimiento ya que la diferencia de valor de D_T está dentro del margen de error obtenido.

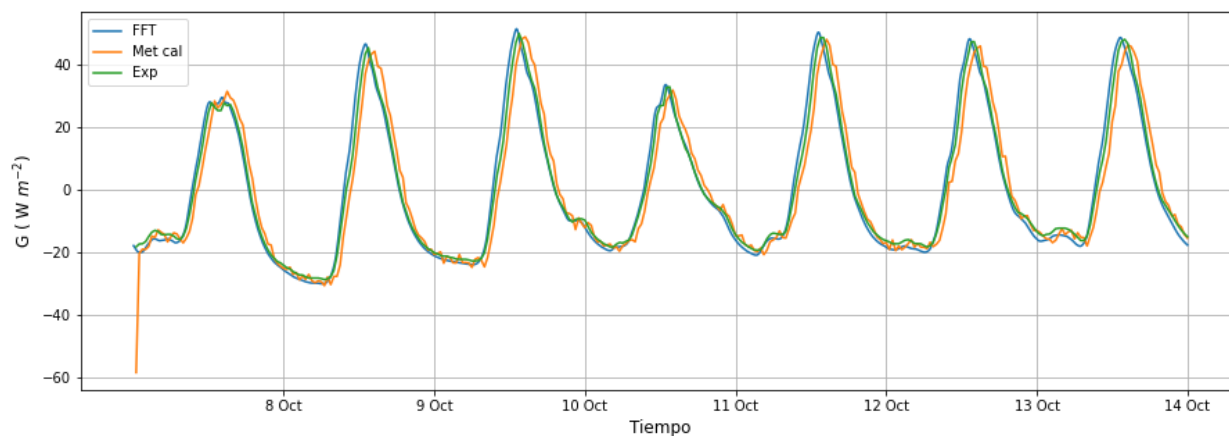


Figura 17: Comparación de las estimaciones de flujo en 8 cm obtenidos del método calorimétrico y del análisis armónico con el experimental

A partir de los resultados de las combinaciones resultantes para el flujo en 8 cm de la tabla 2 y el error experimental asociado a la D_T , podemos asumir su uso para el cálculo de flujo superficial. En la figura 18 se pueden observar que las curvas estimadas por el análisis armónico, donde las etiquetas 'FFT1' y 'FFT2' hacen referencia al procedimiento 1 y 2 respectivamente, difieren significativamente de la curva obtenida por el método calorimétrico. Esto principalmente se debe al uso de diferentes parámetros del suelo para cada método, ya que en el método calorimétrico se trabaja con $\rho \cdot c$ y en el análisis armónico en cambio con D_T y κ . Por lo que, haciendo uso de la expresión (11), podemos tratar de relacionar numéricamente estas cantidades:

· Procedimiento 1:

$$D_T = 3 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ y } \kappa = 0.6 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1} \longrightarrow \rho c = 2 \cdot 10^6 \text{ J m}^{-3} \text{ K}^{-1}$$

· Procedimiento 2:

$$D_T = 2 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ y } \kappa = 0.6 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1} \longrightarrow \rho c = 3 \cdot 10^6 \text{ J m}^{-3} \text{ K}^{-1}$$

Observando el rango de valores de $\rho \cdot c$ de la figura 7, comprobamos que efectivamente estamos tratando cada método un suelo con distintas propiedades térmicas. Por tanto, podemos ahora tratar de hallar la combinación óptima de parámetros de D_T y κ que produzca el flujo de calor en superficie más parecido al obtenido por el método calorimétrico. La combinación que se obtiene es de $D_T = 3 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ y $\kappa = 0.5 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ y se visualiza en la figura 18 con la etiqueta 'FFT3'. El valor de la capacidad calorífica resultante es $1,667 \cdot 10^6 \text{ J m}^{-3} \text{ K}^{-1}$ y está dentro el rango de la medida estimada a partir del contenido volumétrico de agua de la figura 7.

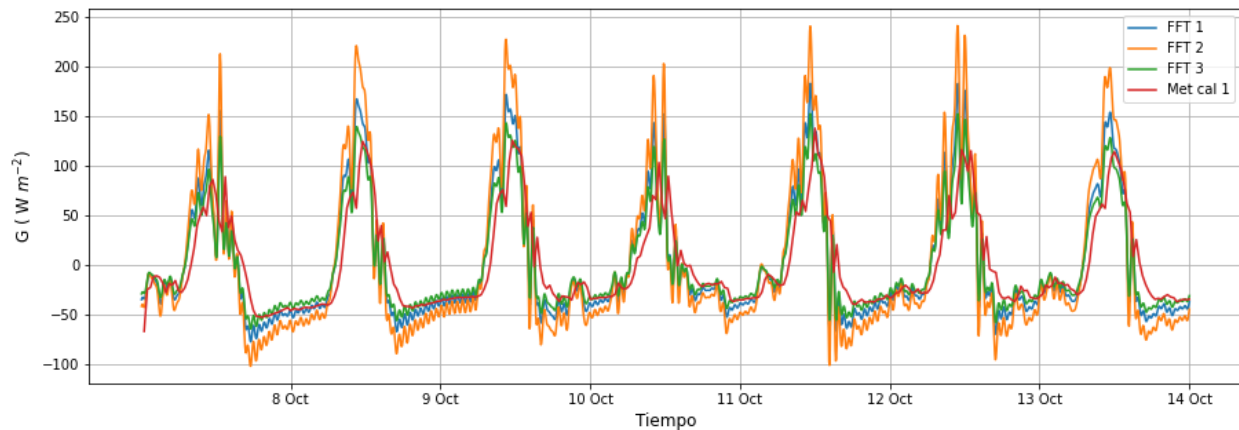


Figura 18: Comparación de los flujos de calor en superficie estimados por ambos métodos, donde 'FFT1' y 'FFT2' son las etiquetas que hacen referencia a los procedimientos 1 y 2 respectivamente, y 'FFT3' es la etiqueta para la combinación de parámetros óptimos que reproduce las mismas propiedades del suelo que el método calorimétrico.

3.5. Balance en superficie

Una vez obtenida las diferentes estimaciones del flujo superficial del suelo, iremos sumando cada uno de ellos con los datos experimentales de los otros términos (Fig. 9) para calcular el balance de energía superficial tal como indica la expresión (1). Sabemos que esta suma no da el esperado y obtendremos un residuo con el que el balance no se cerrará. Sin embargo, esto nos permitirá estudiar qué caso proporciona menor residuo o cual de ellos proporciona mejor cierre.

En la figura 19 se presenta el balance con el mejor cierre al utilizar el flujo superficial del suelo obtenido por el método calorimétrico. Podemos ver que durante el día el flujo de calor del suelo

es negativo con un valor similar al latente y al sensible, generando residuo de magnitud similar a aquellos. En cambio durante la noche el flujo de calor del suelo es positivo y es incluso capaz de neutralizar a la radiación neta para dar un residuo muy bajo. Para calcular el porcentaje de imbalance se mide el peso del residuo en relación con la radiación neta, dando para este caso un imbalance del 26 %. Con respecto a la contribución de cada término al imbalance, su valor cambia drásticamente según el ciclo diurno. Durante el día, G contribuye un 15 % y H y LE contribuyen cada uno aproximadamente un 30 %, en cambio durante la noche G corresponde a un 80 % y el resto de flujos aportan menos del 1 % entre los dos. Esta diferencia de valores de H y L se debe a la drástica disminución de la turbulencia durante la noche.

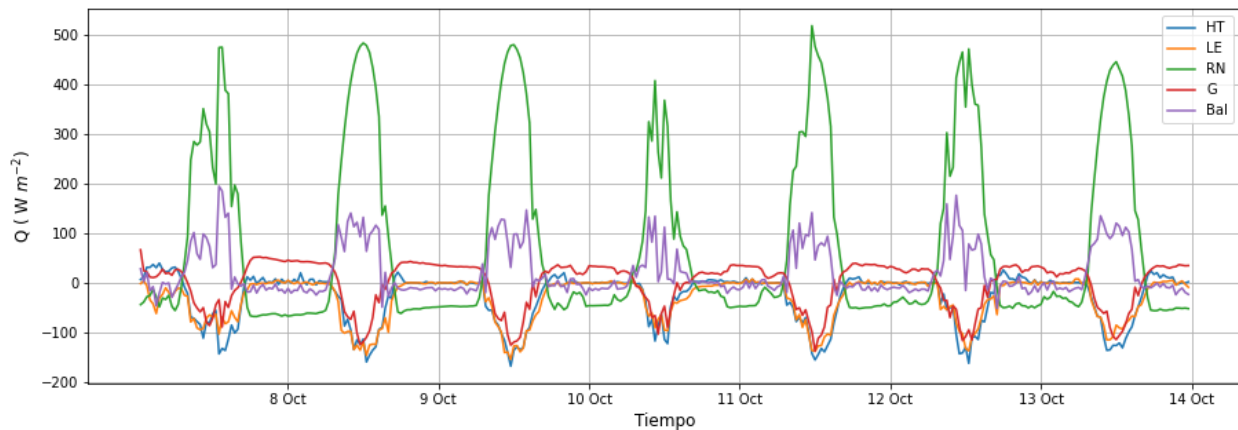


Figura 19: Comparación entre los términos principales del balance de energía junto con el residuo resultante utilizando la estimación de flujo superficial debido al método calorimétrico desde los 8 cm, el cual ha resultado ser el caso con menor residuo.

Por otro lado, en la figura 20 se muestran los residuos del balance de energía en superficie calculados para cada flujo de calor superficial estimado con ambos métodos. Los resultados de los otros flujos presentan una diferencia de imbalance entre el 0.1 y 0.16 % respecto al caso óptimo, por lo que no habría diferencias apreciables al cierre del balance si usáramos un caso u otro.

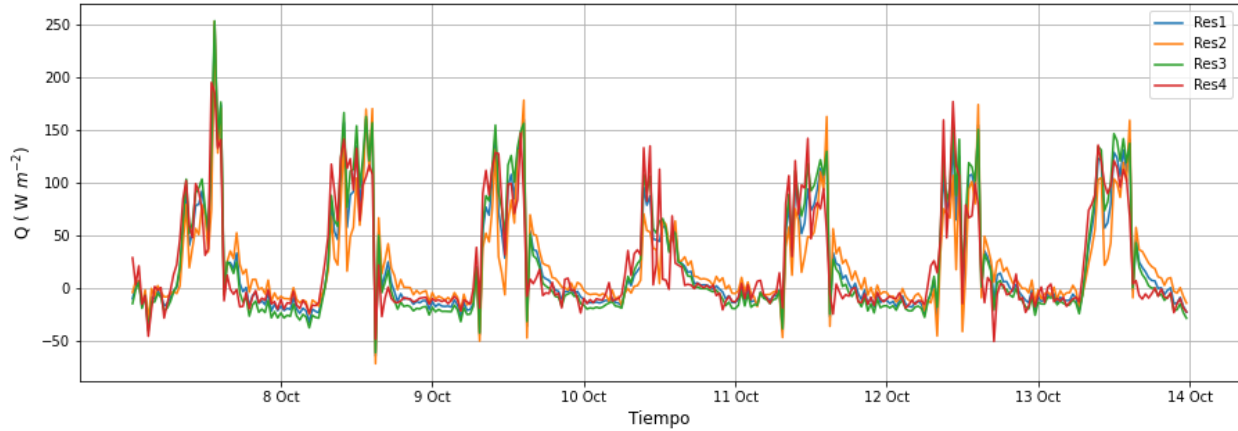


Figura 20: Resultado de los residuos obtenidos para cada uno de los casos propuestos a comparar, donde 'Res1' y 'Res2' son las etiquetas que hacen referencia a los procedimientos 1 y 2 respectivamente, 'Res3' es la etiqueta para la combinación de parámetros óptimos que reproduce las mismas propiedades del suelo que el método calorimétrico, y 'Res4' hace referencia al método calorimétrico.

4. Conclusiones

Durante la realización de este trabajo, se ha hecho un estudio del cálculo del flujo de calor del suelo en superficie a partir de la implementación del método calorimétrico y del análisis armónico. El primero de ellos es el más utilizado habitualmente ya que si conocemos las propiedades del suelo obtenemos buenas estimaciones, en cambio el segundo no necesariamente tenemos porque conocer las constantes del suelo ya que con series temporales de flujo y temperatura se pueden llegar a estimar. Sin embargo, al tratar de comprobar la consistencia de los métodos, el análisis armónico ha presentado inconvenientes que en la literatura no se han contemplado. Por tanto, los objetivos de este estudio son investigar la estabilidad del método armónico al determinar la difusividad y conductividad térmica características del suelo tratado, comprobar su eficacia comparándolo con el método calorimétrico y finalmente el de estimar el balance de energía superficial para determinar cuál de los dos métodos proporciona un mejor cierre.

Por un lado, consultando las constantes típicas para nuestro suelo y calculando el flujo experimental por parte del método calorimétrico obtenemos resultados muy buenos, concluyendo en un método muy robusto si conocemos el medio que utilizamos.

Por otra parte, a partir de las medidas experimentales de temperatura y flujo buscamos el valor de D_T y κ que caracterizan nuestro suelo. Para ello se siguió el siguiente estudio:

- Primero utilizamos los datos de temperatura para hallar la difusividad térmica (D_T) pero obteníamos un amplio rango de resultados que variaban según el origen y la profundidad seleccionadas. La posible causa de variación en profundidad para un origen determinado se le atribuyó a la diferencia de contenido volumétrico de agua entre la capa superficial y la capa más profunda. En cambio para la variación según el origen para una profundidad fija se propuso el error experimental como una posible causa. Además el método presenta inconvenientes en la estimación de temperaturas que involucran exponenciales crecientes. Como solución se propuso el uso de los modos de baja frecuencia a la hora de calcular los coeficientes armónicos.

- Respecto a la determinación de la conductividad térmica (κ), a partir de los flujos experimentales se siguieron dos procedimientos: el primero consistía en utilizar los valores de difusividad térmica obtenidos al ajustar las temperaturas y obtener la conductividad térmica, en cambio el segundo consistía en buscar la combinación más óptima de estos dos parámetros. Se obtuvieron combinaciones con misma κ pero distinta D_T . Por tanto, para poder caracterizar el suelo mediante el análisis armónico era necesario solucionar esta variación.

- Tras suponer un error experimental en la profundidad donde se colocó el instrumental, se obtuvo mejores resultados para una profundidad diferente y se concluyó que el error en 1 cm para la profundidad estaba asociado a un error de $1 \cdot 10^{-7} m^2 s^{-1}$ para D_T

Como conclusión se llegó a que el método armónico es muy sensible a pequeños cambios en los parámetros del suelo. Sin embargo, nos permite estimar propiedades del suelo, algo que el método calorimétrico no es capaz de lograr

Además, al realizar la comparación de resultados se observó que los flujos superficiales diferían mucho entre los métodos. Se demostró que la razón de ello era en el uso de diferentes propiedades del suelo, donde cada uno daba un valor de capacidad calorimétrica diferente. A causa de esto, se determinó la combinación de D_T y κ para comprobar la consistencia de las propiedades del suelo.

Finalmente, para el cálculo del balance superficial obtenemos un cierre del 74 %, donde el flujo de calor puede llegar a tener una contribución al cierre del 15 % al 80 % para el día y la noche respectivamente. En cambio, la diferencia entre de resultados entre diferentes flujos superficiales no es lo suficientemente destacable como para poder concluir que un caso es mejor que otro.

5. Referencias

- Campbell. (2018). *CS650 and CS655 Water Content Reflectometers*. Campbell Sci. Inc
- Campbell. (2020). *Model HFP01 Soil Heat Flux Plate*. Campbell Sci. Inc
- Castro, M. González, R. & Portela, A. (1991). Parametrización de la capa límite atmosférica

en los modelos numéricos de pronóstico meteorológico. *Física cielo Tierra*. 3. 103-138.

- Fernández, I. (2014). Análisis de la ecuación de balance de energía en superficie y estimación del flujo de calor latente con datos de Mallorca. TFG

- Foken, T. Oncley, S. (1995). A report on the workshop: instrumental and methodical problems of land-surface flux measurements. *Bull Amer Meteorol Soc*. 76:1191–1193

- Foken, T. (2008a). The energy balance closure problem: An overview. *Ecological Applications*. 18(6), 1351-1367.

- Foken, T. (2008b). *Micrometeorology*. Springer, Berlin, Germany.

- García-Santos, V. Cuxart, J. Jiménez, MA. Martínez, D. Simó, G. Picos, R. Caselles, V. (2019). Study of Temperature Heterogeneities at Sub-Kilometric Scales and Influence on Surface–Atmosphere Energy Interactions. *IEEE Trans Geosci Remote*. 57(2):640–654

- Garratt, J. (1994). Review: the atmospheric boundary layer. *Earth Sci Rev*.

- Gardner, W.H. (1986). *Water content*. In A. Klute (Ed.). American Society of Agronomy, Soil Science Society of America Press. (pp. 493–544).

- Heusinkveld, B.G. Jacobs, A.F.G. Hostslag, A.A.M. Berkowicz, S.M. (2004). Surface energy balance closure in an arid region: role of soil heat flux *Agricultural and Forest Meteorology* 122:21–37.

- Hillel, D. (1998). *Environmental Soil Physics*. Academic Press

- Hukseflux Thermal Sensors. (2006). *HFP01SC Self Calibrating Heat Flux Sensor*

- Jackson, R.D. Taylor, S.A. (1986). Thermal Conductivity and Diffusivity, Methods of Soil Analysis: Part 1 Physical and Mineralogical Methods 5 (Ed: A. Klute), *American Society of Agronomy*. Madison, WI, USA 1986,

- Jaeger, J. C. & Carslaw, H. S. (1959). *Conduction of heat in solids*. Clarendon Press, Oxford, 510 pp

- López, B. (2022). Revisiting Flux-Gradient relationships of evapotranspiration, sensible heat and momentum near the ground in complex terrain. Tesis doctoral.

- Lladó, F. (2015). Anàlisi del sols del campus de la universitat de les Illes Balears (UIB). TFG

- Mauder, M. Foken, T. Cuxart, J. (2020). Surface-energy-balance closure over land: a review. *Boundary Layer Meteorol*. 177, 395–426

- Martínez, D. (2014). Estimation of the ground heat flux at the surface during the BLLAST campaign. Technical report
- Moene, A.F. Van-Dam, J.C. (2014). *Transport in the Atmosphere-vegetation-soil Continuum*. Cambridge University Press, New York, NY, USA.
- Oncley, S.P. Foken, T. Vogt, R. Kohsiek, W. De Bruin, H. Bernhofer, C. Christen, A. Grantz, D. Lehner, E. Liebenthal, C. Liu, H. Mauder, M. Pitacco, A. Ribeiro, L. Weidinger, T. (2007). The energy balance experiment EBEX-2000, Part I: overview and energy balance. *Boundary-Layer Meteorology*. 123:1–28.
- Ochsner, T.E. Horton, R. Ren, T. (2001). A new perspective on soil thermal properties. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 6. 1641–1647.
- Simó, G. Martínez, D. Jiménez, M.A. Caselles, V. Cuxart, J. (2018). Impact of the Surface–Atmosphere Variables on the Relation Between Air and Land. *Pure Appl. Geophys.* 1–15
- USDA. (2019). *Soil Bulk Density Moisture Aeration*. United State Department of Agriculture