



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE CIENCIAS

**DETERMINACIÓN DE FLUJOS TURBULENTOS
DE CALOR SENSIBLE Y LATENTE MEDIANTE
EL MÉTODO DE LAS VARIANZAS-BALANCE DE
ENERGÍA**

T E S I S

**QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:
LICENCIADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

P R E S E N T A:

EDSON Yael QUINTERO VALLEJO

**DIRECTOR DE TESIS:
DR. FRISO HOLWERDA**

Ciudad Universitaria, Cd. Mx. 2017





Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

Agradecimientos

A mi familia, amigas y amigos que siempre me han querido de manera incondicional.

A mi tutor, el Dr. Friso Holwerda por todo su apoyo y enseñanzas.

A todos y todas mis sinodales por su atención, comentarios y recomendaciones.

Al Proyecto del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología CONACYT (187646) y al proyecto financiado por la National Science Foundation (NSF), United States (1313804) "Experimental frameworks for evaluating net effects of hidrologic service payments on coupled socio-ecohydrologic systems in Mexico", por el apoyo económico con el cual se pudo realizarse este trabajo.

Al Dr. Raúl Monje y Daniel Tejeda por su autorización para la realización del trabajo de campo en la Orduña.

Índice

Resumen	1
1 Introducción	2
2 Objetivos	4
<i>Objetivo General</i>	4
<i>Objetivos Particulares</i>	4
3 Marco Teórico	5
<i>El Balance de Energía</i>	5
<i>La Turbulencia y la Estabilidad Atmosférica</i>	6
<i>La Capa Superficial y la Capa Rugosa</i>	7
4 Métodos	8
<i>Sitio de Estudio</i>	8
<i>Instrumentos de Medición y Parámetros Medidos</i>	9
<i>Cálculo y Comparación de Flujos Turbulentos (EC y VSZ-BE)</i>	11
5 Resultados	24
<i>Magnitud de las Correcciones</i>	24
<i>Cierre de Balance de Energía (Técnica EC)</i>	24
<i>Validación de las Correcciones (Técnica VSZ)</i>	26
<i>Comparación de Flujos (Técnica EC - Técnica VSZ-BE)</i>	26
6 Discusión	40
<i>La Importancia del Uso de Termopares con Alambres Finos</i>	40
<i>en la Técnica VSZ-BE</i>	
<i>Validación de la Técnica VSZ-BE</i>	40
7 Conclusiones	43
8 Anexo A: (Co)Espectros Modelo	44
9 Referencias	48

Resumen

El conocimiento de los flujos de calor sensible (H) y latente (λE) entre la superficie y la atmósfera son de suma importancia, ya que estos son necesarios para modelar y entender diversos procesos meteorológicos, hidrológicos y agrícolas. Para realizar las mediciones de dichos flujos la técnica de covarianza de remolinos se posiciona como la técnica preferida por la comunidad científica. No obstante, debido al alto costo de adquisición del equipo de medición, mantenimiento e implementación de la técnica, ha sido complicado el uso de ésta dentro del territorio mexicano; resultando así en una escasez de mediciones de dichos flujos para las diferentes cubiertas vegetales presentes en México. Haciendo evidente la necesidad de validar técnicas más económicas y sencillas para la medición de los flujos. El objetivo de este trabajo fue validar una técnica que cumple con estas características (la técnica de las varianzas) con la técnica de covarianza de remolinos. Para esto se calcularon los flujos de H y λE por ambas técnicas para posteriormente compararlos mediante una regresión lineal. Las mediciones que se utilizaron fueron efectuadas cerca del poblado de Coatepec, Veracruz, en dos superficies vegetales diferentes (un cafetal bajo sombra y una plantación de caña de azúcar), y fueron recolectadas durante la temporada húmeda y seca del año 2014. Cabe destacar que debido a que actualmente se desconoce cómo corregir el desbalance de energía asociado con el uso de la técnica de covarianza de remolinos (13% para el cafetal bajo sombra y 22% para la plantación de caña), se supusieron tres posibles casos para forzar el cierre del balance y hacer posible su comparación con los obtenidos por la técnica de las varianzas. Los resultados arrojados muestran que la técnica de las varianzas es capaz de registrar exitosamente la variación temporal de los flujos, ya que para el cafetal bajo sombra se llegaron a encontrar valores de coeficiente de determinación de $R^2 = 0.63$ y $R^2 = 0.85$ para la comparación de los flujos de H y λE , respectivamente; mientras que para la plantación de caña se obtuvieron valores de hasta $R^2 = 0.71$ y $R^2 = 0.94$, respectivamente. Por otro lado, en promedio se encontró una mayor similitud en los flujos medidos sobre el cafetal bajo sombra (pendientes de regresión de hasta $m = 0.96$ y $m = 1.00$ para H y λE , respectivamente) que sobre la plantación de caña ($m = 0.93$ y $m = 1.02$, respectivamente), así como que se logró una mejor concordancia entre las técnicas a mayores valores de flujo, que generalmente coinciden con las condiciones de convección libre. Concluyendo así que debido a la efectividad y al bajo costo que conlleva la técnica de las varianzas esta puede ser útil para la realización de estudios en el campo de la hidrometeorología; además de que sería posible revertir la situación de escasez de mediciones de flujos en las superficies presentes en México.

1 Introducción

La determinación de los flujos turbulentos atmosféricos en la superficie terrestre ha sido reconocida desde hace tiempo como una parte fundamental en el estudio de los intercambios de energía y masa entre la hidrosfera, atmósfera y biosfera (Su, 2002). Dicha importancia se debe en su mayor parte a que el conocimiento de los flujos de calor hace posible el entendimiento y modelado de numerosos procesos meteorológicos, hidrológicos y agrícolas.

Para la medición de los flujos turbulentos de calor, la técnica de covarianza de remolinos (EC, por sus siglas en inglés) es el método preferido en la comunidad científica ya que proporciona una medida directa de los flujos para un parche representativo de la superficie bajo estudio; en donde la extensión del área medida depende principalmente de la altura de medición (z) y de la estabilidad atmosférica (Aubinet *et al.*, 2012). En este método los flujos son calculados como la covarianza de las fluctuaciones turbulentas de la componente vertical del viento con las de la entidad de interés, para después aplicarles una serie de correcciones debido a que los instrumentos de medición no son capaces de cumplir por completo los requerimientos de la teoría (Aubinet *et al.*, 2012).

A pesar de los beneficios mencionados anteriormente, debido a los costos que conlleva la adquisición, mantenimiento y cuidado del equipo EC, resulta atractivo el uso de técnicas más económicas y simples en aplicaciones prácticas (De Bruin y Hartogensis, 2005). Esto particularmente en el caso de México, ya que además de que es difícil obtener el presupuesto necesario para implementar la técnica EC, existe una alta posibilidad de robo o vandalismo del equipo de medición en diferentes zonas del país. Asimismo, debido a la complejidad de aplicar este método en la práctica son pocos los investigadores que lo utilizan. Por estas razones actualmente no se cuenta con información suficiente acerca del intercambio de agua y energía entre la atmósfera y los diferentes tipos de cobertura del suelo que se encuentran en el territorio mexicano. Así, esto reafirma la necesidad de validar la aplicación de técnicas más económicas y sencillas para la medición de los flujos turbulentos.

Una técnica alternativa que cumple con estos requisitos es aquella conocida como la técnica de las varianzas (VZS), la cual ha sido utilizada para medir los intercambios de energía entre la atmósfera y la superficie para diversas coberturas vegetales (Tillman, 1972; Lloyd *et al.*, 1991; De Bruin y Hartogensis, 2005). Este método está basado en la teoría de similitud de Monin-Obukhov, la cual es válida bajo condiciones de una superficie horizontal plana homogénea (Arya, 1998). Además, de que su aplicación está restringida a la capa superficial, aunque Katul *et al.* (1996) mostraron que el método VZS es capaz de estimar adecuadamente los flujos de calor sensible a partir de mediciones realizadas en la capa rugosa inmediatamente por encima del dosel de un bosque de pino. En ésta técnica, si la atmósfera presenta condiciones de convección libre es posible realizar la estimación del flujo de calor sensible (H) a partir de la desviación estándar de la temperatura del aire (Tillman, 1972); y si además se mide la

radiación neta y el flujo de calor del suelo, se puede calcular el flujo de calor latente (λE) como el residuo de la ecuación del balance de energía (técnica VSZ-BE).

En este estudio se realizó la validación de la técnica VSZ-BE con respecto a la técnica EC. Para esto se calcularon y compararon los flujos de calor con ambas técnicas para dos superficies diferentes (un cafetal bajo sombra (OCO) y una plantación de caña de azúcar (OSU)) localizadas cerca del poblado de Coatepec, Veracruz. De modo que al realizar dichas comparaciones, es posible conocer las ventajas y desventajas, así como las limitaciones del uso de una técnica alternativa a la técnica EC para la medición de los flujos calor.

2 Objetivos

Objetivo General

Validar el uso de la técnica de VZS-BE en dos superficies contrastantes (un cafetal bajo sombra y una plantación de caña de azúcar) para la estimación de los flujos turbulentos de calor sensible y latente, realizando una comparación estadística con los flujos obtenidos por la técnica EC.

Objetivos Particulares

- Determinar H y λE con la técnica EC, tomando en cuenta las siguientes correcciones: doble rotación de coordenadas; corregir por carga de radiación en el termopar y la inercia térmica del mismo; corregir el flujo de calor latente por los efectos de flujo de calor sensible y del oxígeno; y el forzamiento del cierre de balance de energía.
- Determinar H con la técnica VZS, corrigiendo los registros del termopar por los errores causados por la carga de radiación y su inercia térmica.
- Calcular λE a partir de la ecuación del balance de energía.
- Realizar una comparación entre los flujos de H y λE obtenidos por los métodos EC y VZS-BE.

3 Marco Teórico

El Balance de Energía

Las interacciones entre la superficie terrestre y la atmósfera ocurren principalmente mediante intercambios de energía y agua, por lo que el conocimiento cuantitativo de éstas es indispensable para entender y modelar muchos procesos meteorológicos, hidrológicos y agrícolas (Guo *et al.*, 2009). El estudio de la distribución de estos intercambios se realiza mediante el balance de energía, que consiste en la determinación de las entradas y salidas de energía existentes en el sistema, en donde para una superficie ideal es posible identificar sus cuatro componentes más importantes: (i) radiación neta (R_n), que es la energía total que ingresa al sistema, por lo que es aquella que está disponible para que se efectúen los otros procesos. La R_n a su vez consiste en un balance entre la radiación entrante y saliente de onda corta y onda larga; (ii) flujo de calor del suelo (G), el cual se genera debido a la diferencia de temperaturas entre la atmósfera y la superficie, así como por el calentamiento del suelo por radiación; (iii) flujo turbulento de calor sensible (H); que es el intercambio de energía por medio del contacto directo entre el suelo y la atmósfera; y (iv) flujo turbulento de calor latente (λE), que comprende el flujo de energía debido a los cambios de fase del agua (evaporación/condensación) (ver Figura 1).

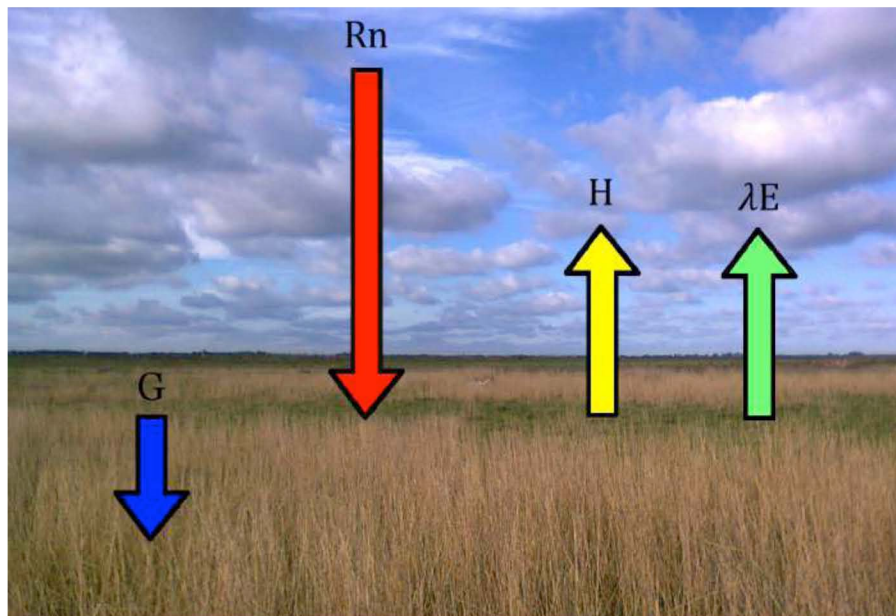


Figura 1. Elementos principales del balance de energía en una superficie ideal.

Y que matemáticamente puede expresarse como:

$$R_n = G + H + \lambda E \quad \text{Ec. (1)}$$

La Turbulencia y la Estabilidad Atmosférica

El transporte neto de calor sensible y latente entre la capa límite de la atmósfera y la superficie se realiza por medio de la difusión molecular y la difusión turbulenta. Sin embargo, los efectos moleculares dejan de tener importancia a los pocos centímetros de altura; es decir, que el transporte por el flujo turbulento domina conforme nos alejamos de la superficie. En la atmósfera el transporte turbulento se lleva a cabo por medio de remolinos irregulares de viento de diferentes tamaños. Los mecanismos principales que originan la turbulencia se deben en su mayoría a forzamientos de la superficie, y son: la fricción entre el suelo y el aire; la desviación del aire creada por los obstáculos que pueda encontrarse en el suelo; y el calentamiento de la superficie que provoca corrientes ascendentes de aire por flotabilidad (i.e. convección) (Stull, 1988).

Por su parte, la cantidad de convección presente en la atmósfera estará determinada por la estabilidad de la misma, la cual a su vez dependerá del gradiente vertical de la temperatura potencial virtual (θ_v), donde θ_v se define como la temperatura de una parcela de aire corregida por los efectos del gradiente hidrostático y el vapor de agua sobre la densidad de ésta. Cuando θ_v aumente con la altura se dirá que la atmósfera se encuentra en un estado estable, y presentará una resistencia a movimientos verticales ascendentes; por otra parte, si la θ_v no cambia con la altura se entenderá que se encuentra en un estado neutro, y no existirán aceleraciones verticales; en cambio, si θ_v decrece con la altura se dirá que la atmósfera se encuentra en un estado inestable, y propiciará la convección. Además, la estabilidad atmosférica puede cuantificarse a través del parámetro de estabilidad térmica (ζ) (ver Tabla 1):

$$\zeta = \frac{z - d}{L} \quad \text{Ec. (2)}$$

Donde z es la altura de vegetación; d la altura de desplazamiento del plano cero; y L la longitud de Obukhov definida por (Obukhov, 1946):

$$L = \frac{-u_*^3}{k \left(\frac{g}{T_a}\right) \left(\frac{H}{\rho c_p}\right)} \quad \text{Ec. (3)}$$

Con u_* como la velocidad de fricción, la cual puede ser calculada con la ecuación 23; k la constante de von Kármán; g la aceleración gravitacional; T_a la temperatura del aire; ρ_a la densidad del aire; y C_p el calor específico del aire a presión constante.

Asimismo, es posible distinguir 2 tipos principales de convección: (i) se dice que la atmósfera se encuentra en condiciones de convección libre ($\zeta < -1$) cuando la turbulencia generada se debe principalmente a las fuerzas de flotabilidad (como ocurre en días soleados con vientos ligeros); y (ii) que la atmósfera está en condiciones de convección forzada ($-1 < \zeta < 0$) cuando la turbulencia es inducida

principalmente por fuerzas mecánicas (como sucede en días nublados con vientos fuertes).

Tabla 1. Estratificación de la atmósfera de acuerdo al parámetro de estabilidad térmica (Foken, 2008).

Estratificación	Parámetro de Estabilidad Térmica (ζ)
Estable	$0 < \zeta < \sim 1$
Neutral	~ 0
Inestable	< 0

La Capa Superficial y la Capa Rugosa

Si bien, R_n y G pueden ser medidos de manera rutinaria con un radiómetro neto y placas de flujo de calor del suelo, respectivamente; la medición precisa de los flujos turbulentos representa un reto mayor en la micrometeorología. La medición de dichos flujos se realiza en la capa superficial (el primer 10% de la capa límite), la cual se caracteriza por presentar fuertes gradientes en la velocidad del viento, temperatura y humedad, y debido a que en ella los flujos de calor no presentan variaciones significantes con la altura, se puede considerar que éstos son aproximadamente constantes dentro de ella.

Ahora bien, en el caso en el que exista la presencia de vegetación alta (e.g. cultivos como el maíz y la caña de azúcar; bosques) se define la capa rugosa, que consiste en la capa donde los elementos de la superficie tienen efectos en las corrientes de viento, y que se extiende hasta tres veces la altura de la vegetación (Arya, 1998).

4 Métodos

4.1. Sitio de Estudio

Los datos que fueron usados en este estudio fueron recolectados cerca del poblado de Coatepec, Veracruz, en diferentes campañas que comprendieron los meses de Marzo, Abril y Julio del año 2014 (Holwerda *et al.*, 2016). Las mediciones se efectuaron en dos superficies vegetales diferentes: un cafetal bajo sombra (OCO) y una plantación de caña de azúcar (OSU), de las cuales ambas se encontraban sobre una meseta a aproximadamente 1210 m de elevación sobre el nivel del mar ($19^{\circ} 28' N$, $96^{\circ} 56' O$) (ver Figura 2).

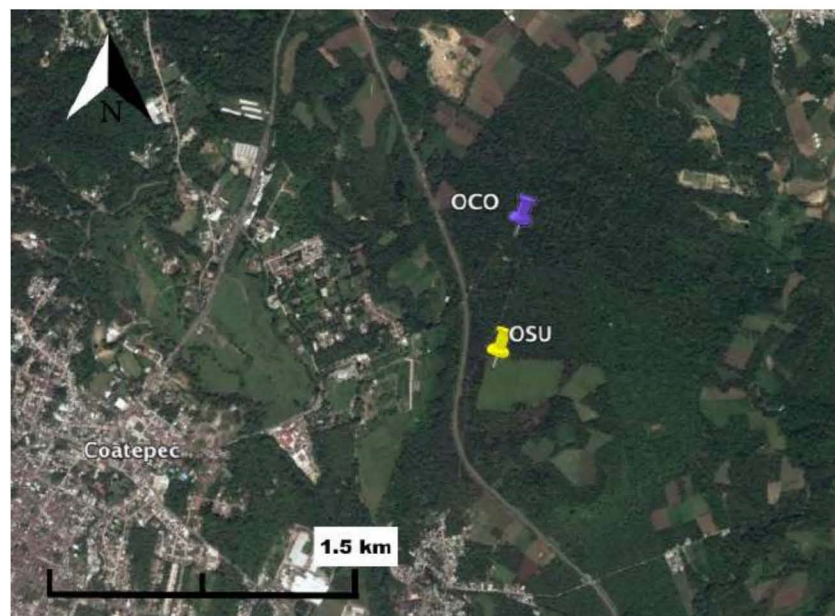


Figura 2. Localización de las torres de medición en el cafetal bajo sombra (OCO) y la plantación de caña de azúcar (OSU). Imagen tomada de Google Earth.

Para la región se reporta una temperatura media anual de $19.3^{\circ}C$ y una precipitación anual de 1800 mm (1981–2010; SMN, 2017). El clima se divide en una temporada de secas (Noviembre – Abril) en la cual se aportan ~ 350 mm de la precipitación anual, y una temporada húmeda (Junio - Septiembre) que contribuye con ~ 1100 mm (1981–2010; SMN, 2017). Y el resto de la lluvia ocurre durante los meses transitorios de Mayo y Octubre. El clima de la región está fuertemente influenciado por el cinturón de altas presiones subtropicales y la zona intertropical de convergencia (Metcalf, 1987). Durante la época de secas, la cercanía de las altas presiones subtropicales ocasiona un tiempo seco estable, aunque debido al paso de frentes fríos en esas fechas es posible que se presenten lluvias ligeras. Así mismo, la época de lluvias es producto del desplazamiento hacia el norte de la zona intertropical de convergencia, la cual es la causante de la aparición de vientos húmedos, que a su vez, debido a la orografía de la zona, son propicios a generar precipitación y condiciones de humedad (Báez *et al.*, 1997).

OCO cuenta con una extensión de aproximadamente 100 ha, y está comprendido por arbustos de café (*Coffea arabica*), así como diferentes especies de árboles de sombra que han sido plantadas para reemplazar la vegetación autóctona del bosque mesófilo de montaña, en particular: *Inga spp.*, *Citrus spp.*, *Lonchocarpus guatemalensis*, *Trema micrantha* y *Enterolobium cyclocarpum* (Holwerda *et al.*, 2016). Por otro lado, el tamaño de OSU es bastante menor, ya que comprende un parche que va 350 m en dirección este-oeste y 250 m norte-sur; y la especie de este cultivo se trata de *Saccharum officinarum* (Holwerda *et al.*, 2016). La Tabla 2 muestra algunas otras características de las superficies de estudio durante los meses de medición.

Tabla 2. Altura promedio del dosel (h) e índice de área foliar (IAF) para ambas cubiertas vegetales. En Abril OSU no posee información, debido a que en ese mes se realizó la cosecha del cultivo (Holwerda *et al.*, 2016).

Mes	OCO		OSU	
	h (m)	IAF (m ² /m ²)	h (m)	IAF (m ² /m ²)
Marzo	12.1	1.6	2.8	1.8
Abril	12.1	1.6	-	-
Julio	12.1	2.1	1.0	1.0

Así mismo, cabe resaltar que para los métodos micrometeorológicos se contó con un “fetch” adecuado tanto en OCO como en OSU. El fetch es definido como la distancia del recorrido del viento sobre la superficie de interés en la dirección del viento predominante durante el día (Sureste). Para asegurarse de que los flujos medidos sean representativos para la superficie de estudio, es recomendado que el fetch sea alrededor de 100 veces mayor que la altura a la que se hizo la medición (z). Para vegetación alta tal como la plantación de café y azúcar, la altura de desplazamiento sobre el plano cero (d) es considerada. Donde el parámetro d puede ser interpretado como el nivel medio dentro del dosel donde ocurre la transferencia del momento entre la atmósfera y la vegetación; d fue calculado usando la ecuación 44 (ver más abajo). Y tanto para OCO como para OSU la extensión de la vegetación hacia el Sureste (~1000 m y ~430 m, respectivamente) fue inclusive mayor que el fetch requerido (~757 m y ~176 m, resp.).

4.2 Instrumentos de Medición y Parámetros Medidos

Como se mencionó anteriormente, las mediciones ocupadas para los cálculos fueron tomadas en los meses de Marzo (8, 9, 12, 14, 15, 27, 28), Abril (1, 2, 12, 13, 14, 24, 25, 26) y Julio (10, 11, 14, 19, 21, 22, 25, 26) del año 2014 en OCO; y los mismos con excepción de los días de Abril en OSU, ya que en ese mes se realizó la cosecha del cultivo. En ambos sitios los flujos fueron calculados por el método de covarianza de remolinos (EC) y el método de las varianzas - balance de energía (VZS - BE) para periodos de 30 minutos en un lapso de tiempo que va de las 8:30 a.m. hasta las 4:00 p.m. hora local estándar, puesto que la energía disponible para que se generen los

flujos de calor en ese período es mayor que en cualquier otro momento del día; así mismo, es necesario indicar que no hubo eventos de precipitación durante los días analizados en este estudio. La altura a la que se hicieron las mediciones (z) fue de 16.5 m para OCO, y 3.9 m en Marzo y 2.7 m en Julio para OSU. La Tabla 3 resume los parámetros medidos.

Tabla 3. Instrumentos de medición y parámetros medidos, en las técnicas de EC y VZS-BE.

Instrumento	Modelo	Parámetros Medidos	Frecuencia de Medición	Técnica	
				EC	VZS - BE
Anemómetro sónico	CSAT3 Campbell Scientific	* Componentes ortogonales del viento (u_0, v_0, w_0) * Temperatura sónica (T_s)	10 Hz (OCO) / 20 Hz (OSU)	X	
Termopar de bulbo seco de respuesta rápida	-	* Temperatura del aire (T_d)	10 Hz (OCO) / 20 Hz (OSU)	X	X
Higrómetro de kriptón	KH20 Campbell Scientific	* Densidad de vapor de agua en la atmósfera (ρ_v)	10 Hz (OCO) / 20 Hz (OSU)	X	
Radiómetro neto	NR01 Hukseflux	* Radiación de onda corta entrante (S_{in}) y saliente (S_{out}) * Radiación de onda larga entrante (L_{in}) y saliente (L_{out})	0.03 Hz	X	X
Placas de Flujo de Calor	HFP01 Hukseflux	* Flujo de calor hacia el suelo (S)	0.03 Hz	X	X
Sensor combinado de temperatura y humedad relativa	HC2S3 Campbell Scientific	* Temperatura del aire (T_a) * Humedad relativa (RH)	0.03 Hz	X	X

Aclarando que debido a que las técnicas de EC y VSZ-BE requieren que sólo las mediciones de las componentes del viento, la densidad del vapor de agua y la temperatura sean tomadas a altas frecuencias, para las otras variables se trabajó con promedios de cada media hora, generados a partir de los promedios de 5 minutos guardados por el datalogger (CR1000, Campbell Scientific). Así como que las

mediciones hechas por el sensor T_a/RH fueron utilizadas para el cálculo de variables necesarias para aplicar las correcciones que son descritas en las siguientes secciones.

4.3 Cálculo y Comparación de Flujos Turbulentos (EC y VSZ-BE)

A modo de facilitar el entendimiento del contenido presente en esta sección, se muestra el esquema (Figura 3) que resume la metodología seguida para la determinación de los flujos turbulentos de calor sensible (H) y calor latente (λE) por el método EC y el método VSZ-BE, así como la comparación final de estos. Cabe mencionar que todos los cálculos de los flujos se realizaron con la ayuda del *software* Matlab, mediante la modificación de un *script* hecho por el Dr. Friso Holwerda para calcular inicialmente sólo los flujos por el método EC.

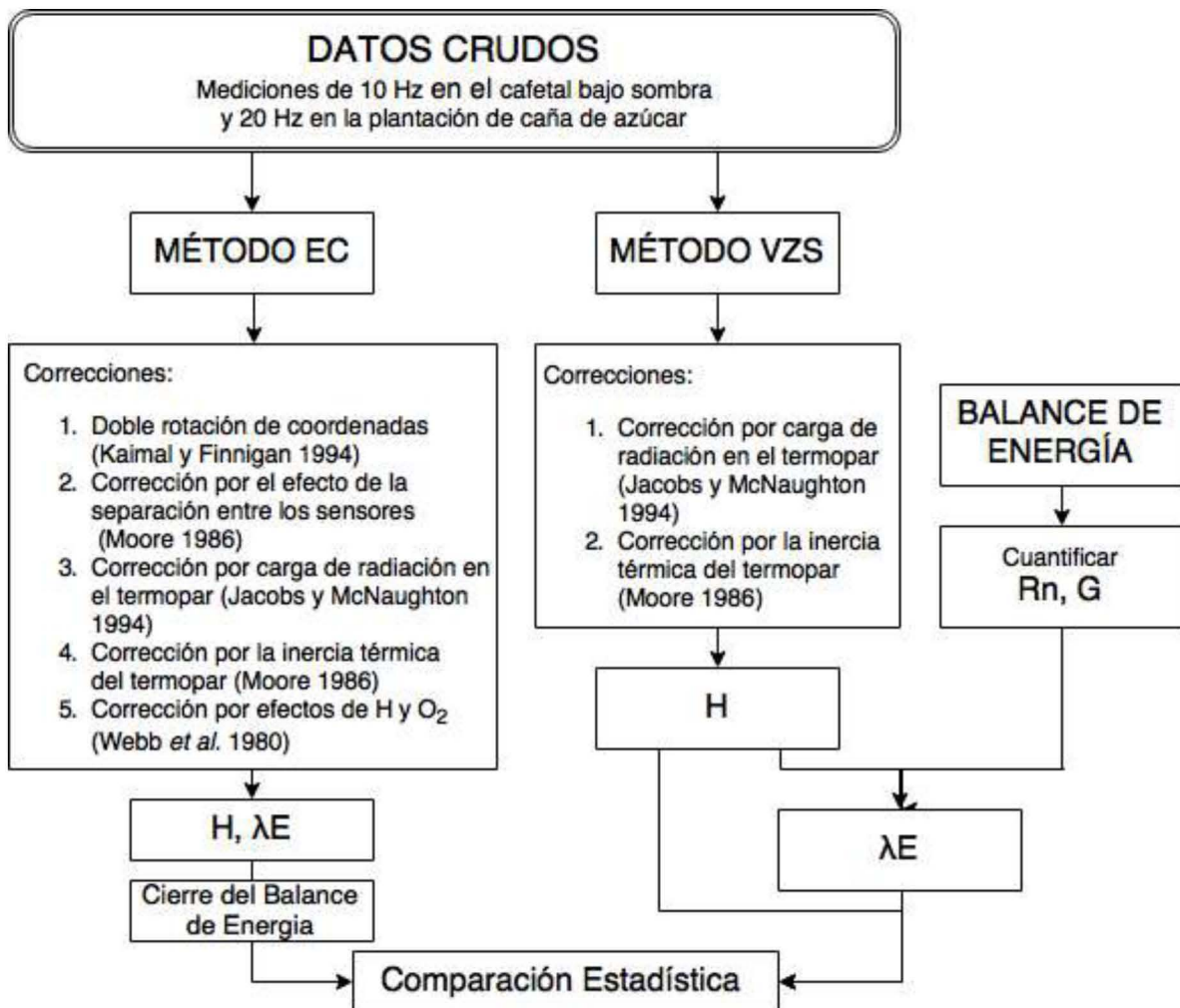


Figura 3. Determinación de los flujos de H y λE por el método EC y el método VSZ-BE. Balance de energía.

4.3.1 Método de Covarianza de Remolinos

Corrección Doble Rotación de Coordenadas

En condiciones ideales las mediciones de viento que realice el anemómetro sónico (u_0, v_0 y w_0) deben ser efectuadas tal que éste se mantenga perfectamente alineado con la superficie sobre la que se encuentra; además de que también se requiere que el vector del viento promedio siempre se encuentre perpendicular al eje z del anemómetro y paralelo en la dirección del eje x , en sentido creciente del eje. Y dado a que en la práctica esto no puede ser llevado a cabo, para poder calcular los flujos turbulentos preliminares primero se aplicó la corrección por doble rotación sugerida por Kaimal y Finnigan (1994). Con esta corrección, los datos de velocidad del viento observados son rotados a coordenadas de flujo, i.e. como si el anemómetro fuera orientado paralelo y apuntando al viento promedio.

La primera rotación de los ejes coordenados se hizo de tal manera que la componente zonal del viento promedio (\bar{u}_0) quedara alineada por completo en el eje x , en sentido creciente, dentro del plano xy ; de modo que la componente meridional del viento promedio (\bar{v}_0) se viera anulada. Es decir, que para obtener las mediciones de las componentes del viento con esta primera transformación (u_1, v_1 y w_1), se aplicó la siguiente matriz de rotación sobre el eje z :

$$\begin{pmatrix} u_1 \\ v_1 \\ w_1 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos \alpha_1 & -\sin \alpha_1 & 0 \\ -\sin \alpha_1 & \cos \alpha_1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} u_0 \\ v_0 \\ w_0 \end{pmatrix} \quad \text{Ec. (4)}$$

Donde el ángulo α_1 fue calculado a partir de las componentes del viento horizontales promedio:

$$\alpha_1 = \tan^{-1} \left(\frac{\bar{v}_0}{\bar{u}_0} \right) \quad \text{Ec. (5)}$$

Posteriormente se empleó la segunda rotación, esta vez sobre el eje y ; tal que ahora también la componente vertical del viento promedio (\bar{w}_1) fuera igual a cero; y así obtener las mediciones de las componentes del viento ya corregidas (u, v y w):

$$\begin{pmatrix} u \\ v \\ w \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos \alpha_2 & 0 & \sin \alpha_2 \\ 0 & 1 & 0 \\ -\sin \alpha_2 & 0 & \cos \alpha_2 \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} u_1 \\ v_1 \\ w_1 \end{pmatrix} \quad \text{Ec. (6)}$$

Donde el ángulo α_2 fue calculado como:

$$\alpha_2 = \tan^{-1} \left(\frac{\bar{w}_1}{\bar{u}_1} \right) \quad \text{Ec. (7)}$$

Cálculo de Flujos Preliminares (I)

Una vez que fue realizada la corrección por doble rotación, se pudo proseguir al cálculo preliminar de los flujos cinemáticos de calor sensible (H_c) y vapor de agua (E_c). Para ello, se necesitó obtener la covarianza entre las fluctuaciones turbulentas de la componente vertical del viento (w') y las de la temperatura (T') y de la densidad del vapor de agua (ρ_v') para obtener H_c y E_c , respectivamente:

$$H_c = \overline{w'T'_d} \quad [m \cdot s^{-1} \cdot ^\circ C] \quad \text{Ec. (8)}$$

$$E_c = \overline{w'\rho_v'} \quad [m^{-2} \cdot s^{-1} \cdot g] \quad \text{Ec. (9)}$$

Donde la fluctuación turbulenta de un escalar (χ') se refiere a la diferencia entre el valor que toma la medición de la variable y la media del período de 30 minutos, ósea:

$$\chi' = \chi - \bar{\chi} \quad \text{Ec. (10)}$$

Debido a que por la doble rotación el promedio de la componente vertical del viento siempre fue cero, nos encontramos con que:

$$w' = w \quad \text{Ec. (11)}$$

Correcciones del Método de Covarianza de Remolinos

Dado que los instrumentos de medición no son capaces de satisfacer por completo los requerimientos de la teoría, los flujos preliminares que se presentaron en la sección anterior presentan discrepancias con los valores reales. En las siguientes subsecciones se presentan con más detalle las posibles fuentes de error en la medición, así como su correspondiente corrección.

Es importante destacar que el orden en el que se enlistan las correcciones debe ser respetado, puesto que los valores de flujos obtenidos por algunas correcciones son considerados para correcciones posteriores. Así mismo, cabe mencionar que con el fin de conocer la magnitud de las correcciones descritas en la sección, se calculó el incremento/decremento porcentual posterior a cada una de las correcciones.

Corrección por Inercia Térmica del Termopar

Por razones prácticas, el termopar utilizado poseía un diámetro relativamente grueso (0.12 mm), causando una pérdida de señal en las altas frecuencias, y por tanto, una subestimación de las covarianzas del flujo de calor sensible anteriormente ya calculadas. Para corregir este efecto el método de Moore (1986) fue usado.

En él se calcula el factor de corrección mediante la comparación de la covarianza que se esperaría si ésta fuera medida por un instrumento ideal ($\overline{w'T'_i}$) contra la misma

covarianza, pero atenuada por el error de medición del sensor ($\overline{w'T'_m}$). Y recordando que el área bajo el coespectro en el dominio de la frecuencia (n) es igual a la covarianza, es claro que el problema se reduce a encontrar los coespectros con y sin el mermado de los efectos de la inercia térmica en la medición.

Para esto, en la literatura se propone utilizar el coespectro normalizado obtenido a partir de los datos recopilados durante experimentos desarrollados en Kansas y Minnesota (Kaimal *et al.*, 1972, 1976) como el coespectro modelo (nCo_{wT}), el cual no posee un filtrado en la señal. Mientras que el coespectro atenuado se obtendría a partir de la multiplicación de una función de transferencia ($G(n)$) con dicho coespectro modelo. Es decir, que el coeficiente de corrección es (Moore, 1986):

$$CF_{Co} \equiv \frac{\overline{w'T'_I}}{\overline{w'T'_m}} = \frac{\int_0^{\infty} nCo_{wT}(n) dn}{\int_0^{\infty} G(n) nCo_{wT}(n) dn} \quad \text{Ec. (12)}$$

Y donde el coespectro normalizado obtenido en los experimentos realizados por Kaimal *et al.* (1972) es el siguiente:

$$nCo_{wT}(n) = \frac{12.92f}{(1 + 26.7f)^{1.375}} \quad f < 0.54 \quad \text{Ec. (13)}$$

$$nCo_{wT}(n) = \frac{4.378f}{(1 + 3.8f)^{2.4}} \quad f \geq 0.54$$

En donde $f = n(z - d)/U$ es la frecuencia normalizada; con U como la velocidad del viento.

Sin embargo, el coespectro modelo de Kaimal es válido para mediciones hechas muy por encima de la vegetación (i.e. de 2 a 3 veces la altura de la vegetación); y nuestras mediciones fueron realizadas cerca de la vegetación (i.e. dentro de la subcapa de rugosidad), y entonces es probable que el coespectro modelo de Kaimal no se ajuste a nuestras observaciones. Por lo que se prosiguió a encontrar la curva dentro de la familia de curvas encontradas por Kaimal *et al.* (1972) que mejor se ajustara para el caso de OCO y OSU, respectivamente. Es decir, encontrar los coeficientes adecuados de la siguiente ecuación para ambas superficies:

$$nCo_{wT}(n) = \frac{a_1 f}{(1 + b_1 f)^{c_1}} \quad f < 0.54 \quad \text{Ec. (14)}$$

$$nCo_{wT}(n) = \frac{a_2 f}{(1 + b_2 f)^{c_2}} \quad f \geq 0.54$$

Ya que no existen pérdidas en las altas frecuencias en el coespectro de la temperatura sónica y la componente vertical de la velocidad del viento, y si se asume que el

coespectro de $(\overline{w'T_d'})$ tiene una forma similar a la de $(\overline{w'T_s'})$, los coeficientes ($a_1, a_2, b_1, b_2, c_1, c_2$) pueden ser hallados a partir de la medición de $(nC_{O_{wT_s}})$ en cada sitio. Para ello, se realizó un ajuste no lineal por mínimos cuadrados de manera que las mediciones de dicho coespectro (normalizado y suavizado) se ajustaran a la ecuación 14. Adicionalmente a lo anterior, cabe resaltar que se encontró un coespectro modelo para cada mes de medición, debido a los cambios en las condiciones de la superficies. Esto fue particularmente importante para OSU, ya que h y IAF cambiaron fuertemente entre los meses de Marzo y Julio. En el caso de OCO, h permaneció constante y solo hubo variaciones menores en IAF.

La función de transferencia usada para describir la respuesta de frecuencia de los termopares fue (Moore, 1986):

$$G(n) = [1 + (2\pi n\tau)^2]^{-1/2} \quad \text{Ec. (15)}$$

Donde τ es la constante de tiempo, que para un termopar puede ser calculada a partir de (Van Asselt *et al.* 1991):

$$\tau = \frac{C_v D}{4h} \quad \text{Ec. (16)}$$

Donde C_v es la capacidad calorífica volumétrica del termopar ($C_v = 3.78E06 J m^3 K^{-1}$); D el diámetro del alambre en metros ($D = 1.2E-04 m$); y h el coeficiente de transferencia de calor convectivo, el cual puede ser calculado de la siguiente expresión:

$$h = \frac{Nu \cdot l}{D} \quad \text{Ec. (17)}$$

Con l siendo la conductividad térmica molecular del aire en reposo ($l = 0.025 W m^{-1} K^{-1}$); y Nu el número de Nusselt para un flujo alrededor de un alambre circular, que es:

$$Nu = 0.24 + 0.56 \Re^{0.45} \quad \text{Ec. (18)}$$

Donde \Re es el número de Reynolds, que se calculó como:

$$\Re = \frac{UD}{\nu} \quad \text{Ec. (19)}$$

Siendo U la velocidad del viento; y ν la viscosidad cinemática del aire ($\nu = 1.5E-05 m^2 s^{-1}$).

Finalmente, una vez que se conoció la función correspondiente al coespectro modelo normalizado para cada superficie y la función de transferencia, se prosigió a

discretizar y resolver la ecuación 12 para encontrar los respectivos coeficientes de corrección. Y así obtener los nuevos valores del flujo de calor sensible:

$$\overline{w'T'_{d_c}} = CF_{Co} \cdot \overline{w'T'_d} \quad \text{Ec. (20)}$$

Corrección por Carga de Radiación

Por otra parte, la temperatura de los alambres metálicos que conforman el termopar puede verse afectada debido a las condiciones de campo en las que están sujetos, pudiendo incrementarla debido a su constante exposición a la radiación solar, o disminuirla por el enfriamiento que puede ocasionar el viento. Como consecuencia de esto, las mediciones de temperatura realizadas por el termopar se ven perturbadas, y por lo tanto, también se introduce un error (de sobreestimación) en las mediciones del flujo turbulento de calor sensible.

En el trabajo realizado por Jacobs y McNaughton (1994), ellos presentan la siguiente expresión para la corrección de dicho error:

$$\overline{w'T'_{d_{cc}}} = \overline{w'T'_{d_c}} - \overline{w'\epsilon'} \quad \text{Ec. (21)}$$

Es decir, si conocemos el valor del flujo ficticio ($\overline{w'\epsilon'}$) generado por la fluctuación del exceso de temperatura en los alambres ($\epsilon' = T'_{medida} - T'_{ambiente}$), lograremos encontrar el flujo de calor sensible que desprece el efecto por carga de radiación en el termopar ($\overline{w'T'_{d_{cc}}}$). En este mismo trabajo, los autores logran encontrar una expresión para los flujos ficticios generados por la carga de radiación:

$$\overline{w'\epsilon'} = \frac{CaQ}{2hU} \cdot u_*^2 \quad \text{Ec. (22)}$$

Donde C es la razón que existe entre el diámetro y el perímetro del alambre, que para nuestro caso, al tratarse de un alambre circular, es $C = 1/\pi$; a el coeficiente de absorción del alambre ($a = 0.728$); h el coeficiente de transferencia de calor convectivo, ya descrito anteriormente; u_* la velocidad de fricción, que se define como:

$$u_* = [(\overline{u'w'})^2 + (\overline{v'w'})^2]^{1/4} \quad \text{Ec. (23)}$$

y Q la carga de radiación que recibe el termopar. Para el cálculo de Q se debe considerar la orientación de los alambres del termopar. Y como las mediciones tanto en OCO como en OSU se hicieron con los alambres en una posición vertical, el valor de Q es:

$$Q = S_{in_dir}^p + S_{in_dif} + S_{out} \quad \text{Ec. (24)}$$

En donde se toma en cuenta la radiación de onda corta entrante (S_{in}) y saliente (S_{out}). Sin embargo, recalquemos que fue necesario separar la radiación de onda corta

entrante en sus dos componentes, directa (S_{in_dir}) y difusa (S_{in_dif}), para que a partir de la ecuación del tiempo nos permitiera encontrar el ángulo de elevación solar (θ_{Elev}), y así estimar sólo la cantidad de radiación directa que se proyecta en los alambres ($S_{in_dir}^P$), de modo que:

$$S_{in_dir}^P = S_{in_dir} \cdot \cos(\theta_{Elev}) \quad \text{Ec. (25)}$$

Corrección por Efectos de Convección

Al derivar el flujo de calor latente a partir de las mediciones de la densidad de vapor agua, el efecto del flujo de calor sensible en ρ_v debe ser tomado en cuenta (Webb *et al.*, 1980):

$$\overline{w'\rho'_{v_c}} = (1 + \mu\sigma) \left[\overline{w'\rho'_v} + \frac{\overline{\rho_v}}{\overline{T}} \overline{w'T'_{d_cc}} \right] \quad \text{Ec. (26)}$$

Donde μ es el cociente entre la masa molecular del aire (29 gmol^{-1}) y la del vapor de agua (18 gmol^{-1}); T_a la temperatura media del aire; y σ el cociente entre la densidad del vapor de agua y la del aire seco.

Corrección por Flujos de Oxígeno

El higrómetro con el que se realizaron las mediciones utiliza una fuente de kriptón que emite dos líneas de absorción (123.58 nm y 116.49 nm) a través de la muestra de aire, y mediante un detector éste determina la cantidad de absorción de luz ocurrida posteriormente a su paso por la muestra. Y debido a que la luz absorbida por unidad de longitud es proporcional a la concentración de vapor de agua en el aire, es así como el dispositivo es capaz de determinar esta cantidad. Sin embargo, ya que la menor de estas líneas emitidas también es absorbida en parte por el oxígeno, se introduce un error en las mediciones de las fluctuaciones del vapor de agua en el aire.

Para corregir por el efecto del oxígeno se ocupó la expresión que de manera experimental encontraron Van Dijk *et al.* (2003):

$$\overline{w'\rho'_{v_cc}} = c \cdot \overline{w'\rho'_{v_c}} \quad \text{Ec. (27)}$$

Donde el factor de corrección c es:

$$c = 1 + 0.23 \frac{k_o \lambda \beta}{k_w T_a} \quad \text{Ec. (28)}$$

Con k_o y k_w como los coeficientes de absorción del higrómetro para el oxígeno ($k_o = 3.42E - 03$), y el vapor de agua ($k_w = 0.145$ en OCO y $k_w = 0.154$ en OSU), respectivamente; T_a la temperatura media del aire; λ el calor latente de vaporización

del agua; y β la razón de Bowen, que es el cociente entre el flujo de calor sensible con respecto al flujo de calor latente, ósea:

$$\beta = \frac{H}{\lambda E} \quad \text{Ec. (29)}$$

Donde la manera de calcular H y λE se muestra en las ecuaciones 30 y 31. Y recordando que los flujos de calor deben ser calculados considerando los flujos cinemáticos obtenidos a partir de las correcciones descritas en las secciones anteriores.

Cálculo de Flujos Preliminares (II)

Una vez que se han hecho las correcciones de los flujos cinemáticos mostradas hasta ahora, es posible calcular los flujos turbulentos de calor sensible (H) y calor latente (λE) en unidades de densidad de flujo, de manera que:

$$H = C_p \rho_a \overline{w'T'_{d_{cc}}} [W \cdot m^{-2}] \quad \text{Ec. (30)}$$

$$\lambda E = \lambda \overline{w'\rho'_{v_{cc}}} [W \cdot m^{-2}] \quad \text{Ec. (31)}$$

Con C_p como el calor específico del aire a presión constante; y ρ_a la densidad del aire.

No obstante, a pesar de que las correcciones a las covarianzas calculadas en las ecuaciones 8 y 9 han finalizado, aún queda una corrección restante para los flujos obtenidos en 30 y 31, la cual se explica en la siguiente subsección.

El Problema del Cierre de Balance de Energía

En vista de que la ecuación del balance de energía debe de cumplirse:

$$R_n - G = E_a = H + \lambda E \quad \text{Ec. (32)}$$

Esperaríamos que la energía disponible (E_a) que posee el sistema fuera la misma que la suma de los flujos turbulentos encontrados en la subsección anterior (H y λE); no obstante, en la práctica esto generalmente no se cumple del todo (Wilson *et al.*, 2002). Y aunque actualmente se desconoce la causa de esta inconsistencia, existe la necesidad de evaluar el cierre de balance de energía y corregir los flujos turbulentos de manera que se fuerce el cumplimiento de dicho balance.

Ahora bien, la exigencia de evaluar la condición del cierre de balance de energía se debe a que éste se relaciona directamente con la calidad de las mediciones de los flujos turbulentos, de modo que al poseer un mejor cierre en el balance, la confianza en los resultados es mayor. En el presente trabajo esta evaluación se realizó de dos maneras: (i) la primera consistió en realizar una gráfica de dispersión entre la energía

disponible y la suma de los flujos turbulentos de cada media hora, para posteriormente realizar una regresión lineal, de donde la pendiente de la ecuación de la recta obtenida sería como indicador del grado de cierre de balance de energía; (ii) en la segunda manera se utilizó la razón del balance de energía (EBR), la cual consiste en calcular el cociente de la suma acumulativa de la suma de los flujos turbulentos con la suma de la energía disponible, es decir:

$$EBR = \frac{\sum(H + \lambda E)}{\sum E_a} \quad \text{Ec. (33)}$$

De modo que para ambos parámetros el ser más cercanos a la unidad indica un mejor parecido entre $(H + \lambda E)$ y E_a , y por tanto un mejor cierre en el balance.

Sentado esto, se prosiguió a modificar los flujos calculados para cumplir el cierre de balance de energía. Para realizar esta corrección existen varias maneras de hacerlo, y cabe mencionar que actualmente no se tiene un consentimiento unánime por parte de la comunidad científica para determinar cual es la mejor manera de hacerlo, ya que se desconoce la causa y el destino de la energía faltante para poseer un cierre de balance adecuado. En este trabajo se consideraron 3 posibles casos para la corrección de los flujos: (Caso I) El cual se trata del método más aceptado por la comunidad para realizar la corrección, en él la E_a sobrante se reparte entre H y λE de manera que se conserve la razón de Bowen, es decir, se supone que el método EC subestima H y λE por igual; (Caso II) la E_a sobrante se le asigna por completo a λE , o sea que se supone que el método EC únicamente subestima λE ; y finalmente el (Caso III), que por el contrario, la E_a sobrante se le asigna por completo a H , de modo que se supone una subestimación única de H .

4.3.2 Método de las Varianzas / Balance de Energía

Calculo de la Varianza de Temperatura

Para obtener los flujos de H por medio de la técnica VSZ-BE primero es necesario calcular la varianza de temperatura (σ_T^2) a partir de las mediciones de temperatura (T_d) obtenidas por el termopar de respuesta rápida, esto es:

$$\sigma_T^2 = \overline{(T_d - \overline{T_d})^2} = \overline{(T_d')^2} \quad \text{Ec. (34)}$$

Correcciones del Método de las Varianzas

De la misma manera que con el método EC, aunque en menor número, se sigue requiriendo el uso de correcciones para que las mediciones sean adecuadas con lo que dicta la teoría. En las siguientes subsecciones se presentan las correcciones de Moore (1986) y Jacobs y McNaughton (1994), las cuales son necesarias para compensar los errores introducidos en la varianza de temperatura y para el posterior cálculo del flujo de calor sensible por medio de la técnica de las varianzas.

También, de igual forma que con las correcciones del método EC, se calculó el incremento/decremento porcentual generado por las correcciones.

Corrección por Inercia Térmica del Termopar

Debido a que la inercia térmica del termopar también produce pérdidas dentro de las altas frecuencias en las mediciones de la varianza de la temperatura, es necesario considerar dicha subestimación para el cálculo de H . Para esto se utilizó el método propuesto por Moore (1986), que de manera similar a la corrección utilizada en el método EC, el factor de corrección utilizado para escalar el valor de la varianza de la temperatura corresponde a calcular el cociente de la varianza ideal (σ_{Tl}^2) y la varianza medida (σ_{Tm}^2), o lo que es equivalente a comparar el área bajo el espectro normalizado de la temperatura ($nSp_T(n)$) con el área bajo el mismo espectro pero subestimado en las altas frecuencias, esto es:

$$CF_{Sp} \equiv \frac{\sigma_{Tl}^2}{\sigma_{Tm}^2} = \frac{\int_0^{\infty} nSp_T(n)dn}{\int_0^{\infty} G(n)nSp_T(n)dn} \quad \text{Ec. (35)}$$

En donde $G(n)$ es la función de transferencia del termopar presentada anteriormente.

Así, del mismo modo que en el caso del método EC, para encontrar el factor de corrección es necesario conocer la función que describa al espectro modelo normalizado de la temperatura. A lo mencionado, la literatura también recomienda utilizar el espectro obtenido de manera experimental por parte de Kaimal *et al.* (1972):

$$nSp_T(n) = \frac{14.94f}{(1 + 24f)^{5/3}} \quad f < 0.15 \quad \text{Ec. (36)}$$

$$nSp_T(n) = \frac{6.827f}{(1 + 12.5f)^{5/3}} \quad f \geq 0.15$$

Sin embargo, como en el caso del coespectro modelo presentado por Kaimal *et al.* (1972), la función anterior probablemente no es la más adecuada para caracterizar el espectro de la temperatura que se presenta en OCO ni en OSU. Y es por esto que fue necesario encontrar la curva dentro de la familia de curvas propuesta por Kaimal *et al.* (1972) que se ajustara mejor a los espectros de temperatura presentes en ambas superficies, es decir, encontrar los coeficientes ($a_3, a_4, b_3, b_4, c_3, c_4$) de la siguiente función:

$$nSp_T(n) = \frac{a_3f}{(1 + b_3f)^{c_3}} \quad f < 0.15 \quad \text{Ec. (37)}$$

$$nSp_T(n) = \frac{a_4 f}{(1 + b_4 f)^{c_4}} \quad f \geq 0.15$$

Para lo cual, equivalente a la corrección de Moore (1986) para el coespectro, se utilizaron las mediciones del espectro de la temperatura sónica (T_s) para hacer el ajuste, ya que éste no presenta pérdida en las altas frecuencias, y se asemeja al espectro de la temperatura (T_d).

Al final, partiendo del conocimiento del espectro modelo de la temperatura y la función de transferencia del termopar, se calculó el coeficiente CF_{Sp} a partir de la discretización y solución de la ecuación 35; para así escalar la varianza de la temperatura (σ_T^2) y obtener la varianza de la temperatura ya corregida para las pérdidas dentro de las altas frecuencias (σ_{Tc}^2), ósea que:

$$\sigma_{Tc}^2 = CF_{Sp} \cdot \sigma_T^2 \quad \text{Ec. (38)}$$

Corrección por Carga de Radiación

Del mismo modo, como es de esperarse, los efectos por incidencia de radiación y el enfriamiento del viento en los alambres del termopar mencionados anteriormente también se ven reflejados en la varianza de temperatura, por lo que es necesario utilizar una corrección que compense estos errores. Con referencia a lo mencionado, en el trabajo de Jacobs y McNaughton (1994), a través de algunas suposiciones ellos logran estimar el valor del error introducido por estos efectos (E^2), haciendo posible la corrección de la varianza de temperatura (σ_{Tcc}^2), de modo que:

$$\sigma_{Tcc}^2 = \sigma_{Tc}^2 - E^2 \quad \text{Ec. (39)}$$

Con E^2 igual a:

$$E^2 = \left(\frac{CaQ}{2hU}\right)^2 \sigma_u^2 + 2\left(-\frac{CaQ}{2hU}\right) \overline{u'T'_a} \quad \text{Ec. (40)}$$

En donde las únicas variables no presentadas con anterioridad son σ_u^2 que se trata de la varianza de la componente zonal del viento; y $\overline{u'T'_a}$ que es la covarianza de la fluctuación de la componente zonal del viento y la fluctuación de la temperatura del aire, y que fue calculada como:

$$\overline{u'T'_a} = r_{u,T_a} \cdot \sigma_u \cdot \sigma_{T_a} \quad \text{Ec. (41)}$$

Donde σ_u es la desviación estándar de la componente zonal del viento; σ_{T_a} la desviación estándar de la temperatura del aire; y r_{u,T_a} el coeficiente de correlación de Pearson para dichas variables.

Validación de las Correcciones del Método de las Varianzas

Como se mencionó en secciones anteriores, las alteraciones presentes en las mediciones de la fluctuación de temperatura originadas por la inercia térmica y la sobrecarga de radiación en el termopar se ven relacionadas con el grosor de los alambres del termopar, de manera que a menor grosor, menores son las afectaciones en las mediciones. Por lo tanto, es válido asumir que las perturbaciones por dichos fenómenos en mediciones registradas con un termopar que posea alambres finos puedan ser despreciables.

Basándose en este hecho, se decidió realizar una validación de las correcciones realizadas sobre la varianza de temperatura. Para ello, se hizo uso de mediciones realizadas en OSU para días en los que se midió la temperatura con dos termopares diferentes (26 de Julio, 24 y 25 de Octubre del 2014), uno con alambres gruesos ($D = 0.12mm$) y uno con alambres finos ($D = 0.01mm$). Y a partir de estas medidas se calculó la varianza de temperatura, en donde sólo a las obtenidas a partir del termopar grueso se les aplicaron las correcciones de Moore (1986) y Jacobs y McNaughton (1994). Una vez con estas, se prosiguió a realizar una gráfica de dispersión entre ambas varianzas y se le aplicó un ajuste lineal al conjunto de datos. Adicionalmente a eso, se realizó el cálculo de la diferencia promedio (DP) entre las varianzas para poder cuantificar la similitud entre ellas, esto es:

$$DP = 100 * \frac{\overline{\sigma_{TG}^2} - \overline{\sigma_{TF}^2}}{\overline{\sigma_{TF}^2}} \quad \text{Ec. (42)}$$

Donde (σ_{TG}^2) y (σ_{TF}^2) son las varianzas de temperatura obtenidas a partir del termopar con alambres gruesos y alambres finos, respectivamente.

Cálculo de Flujos

Cálculo del Flujo del Calor Sensible

Una vez que la varianza de la temperatura fuera corregida por los efectos mencionados en la sección anterior, se prosiguió a calcular los flujos turbulentos de calor sensible por el método de las varianzas; que de acuerdo a Vugts *et al.* (1993), para condiciones de convección libre pueden obtenerse a partir de la siguiente expresión:

$$H = 1.075 \rho_a C_p \sigma_T^{3/2} \left(\frac{kg(z-d)}{\overline{T_a}} \right)^{1/2} \quad \text{Ec. (43)}$$

Con k como la constante de von Kármán ($k = 0.41$); g la aceleración gravitacional ($g = 9.81ms^{-2}$); z la altura a la que se hizo la medición; T_a la temperatura del aire; y d la altura de desplazamiento del plano cero, que acorde con el trabajo de Choudhury y Monteith (1988) puede ser calculada como:

$$d = 1.1 h \cdot \ln(1 + (c_d A)^{1/4}) \quad \text{Ec. (44)}$$

Donde h es la altura de la vegetación; c_d el coeficiente de arrastre promedio para hojas individuales ($c_d = 0.2$); y A el índice de área foliar.

Cálculo del Flujo del Calor Latente

A diferencia del método EC, el método VZS no fue utilizado para encontrar los flujos turbulentos de calor latente, que aunque es posible, estudios anteriores han encontrado que los flujos resultantes no han sido satisfactorios (de Bruin *et al.*, 1993), por lo que se decidió obtener dichos flujos a partir de la ecuación del balance de energía:

$$\lambda E = E_a - H \quad \text{Ec. (45)}$$

Recordando que E_a es calculado como la diferencia entre R_n y G (ecuación 32). Y es aquí donde reside la importancia de cuantificar R_n y G para complementar la técnica VSZ.

Cabe destacar que, a partir de la manera en que se obtuvieron los flujos de λE , se fuerza inmediatamente el cierre de balance de energía.

4.3.3 Comparación de los Métodos

Posteriormente a la obtención de los flujos H y λE para OCO y OSU por medio de los métodos EC y VSZ-BE, se continuó a realizar una comparación estadística entre ellos. En ella se realizó una comparación por cada sitio, así como una comparación individual de los flujos de H , como los de λE . Ahora bien, debido a que se forzó el cierre de balance de energía considerando tres casos diferentes para obtener los flujos definitivos por la técnica EC, nos damos cuenta que existe una comparación de H y una λE por cada caso, resultando en 6 posibles comparaciones por cada cubierta vegetal.

Además de empalmar las diferentes mediciones de los flujos por ambas técnicas en una misma gráfica para observar las similitudes entre ellos, se decidió obtener un indicador más cuantitativo para determinar la semejanza de estos. Por lo que se realizaron gráficas de dispersión, de modo que se generaran parejas ordenadas conformadas por los flujos de calor obtenidos en cada caso, y se les aplicó una regresión lineal forzando que la recta intersectara en cero. Así, mientras más cerca de la unidad se encuentre la pendiente de la recta, indicará un mayor parecido entre los flujos.

5 Resultados

Magnitud de las Correcciones

De acuerdo con la Tabla 4, las correcciones en OCO correspondientes a la técnica EC que modificaron mayormente el valor de los flujos cinemáticos fueron la corrección por carga de radiación (Jacobs y McNaughton, 1994), la cual redujo un 11.2% H_c ; y la corrección por efectos de convección (Webb *et al.*, 1980), que incrementó en un 11.1% λE_c . Las cuales contrastan con las correcciones restantes, que no superan un incremento mayor al 2.5% en el valor de los flujos. Por otro lado, en el caso de las correcciones pertenecientes a la técnica VSZ, la corrección por carga de radiación se sigue sobreponiendo como la corrección más influyente con un decremento de H_c en un 18.1%; además, en esta ocasión la corrección por inercia térmica del termopar (Moore, 1986) posee un incremento en H_c de un 5.1%.

Mientras tanto, las correcciones utilizadas en OSU para el método EC que presentan una mayor modificación de los flujos son 3: la corrección de Moore, con un incremento de H_c de un 11.7%; la de Jacobs y McNaughton, con un decremento posterior de un 9.2% en H_c ; y la de Webb *et al.*, con un aumento de un 10.2% de λE_c . Por el contrario de la corrección de Van Dijk (2003), que permanece con un incremento menor al 3% en λE_c . Por otra parte, en la técnica de VSZ, la corrección por la carga de radiación se encuentra con una reducción de H_c en un 15.7%; mientras que la corrección de Moore presenta un incremento de 12.9%.

En general, podemos observar que en cuanto a superficie, OSU es la cubierta en la que se presenta un valor porcentual de corrección mayor. Así como que en cuanto a técnicas se refiere, las correcciones utilizadas en la técnica VSZ son mayores en magnitud con respecto a la técnica EC.

Tabla 4. Corrección porcentual promedio de los flujos para cada corrección en ambas superficies.

Sitio	Técnica	Corrección Porcentual Promedio de los Flujos (%)			
		Moore (1986)	Jacobs y McNaughton (1994)	Webb <i>et al.</i> (1980)	Van Dijk <i>et al.</i> (2003)
OCO	EC	2.4	-11.2	11.1	2.1
	VSZ-BE	5.1	-18.1	-	-
OSU	EC	11.7	-9.2	10.2	2.9
	VSZ	12.9	-15.7	-	-

Cierre de Balance de Energía (Técnica EC)

Como se mencionó anteriormente, la calidad y confianza de las mediciones de los flujos se ve relacionada directamente con que tan bueno fue el cierre de balance de

energía. La superficie con un mejor cierre fue OCO (ver Figura 4), de la cual resultó una pendiente de 0.91 al realizar la regresión lineal entre las mediciones de $H + \lambda E$ y E_a de cada media hora; así como un valor de EBR igual a 0.87, el cual indica una ausencia del 13% de la energía disponible.

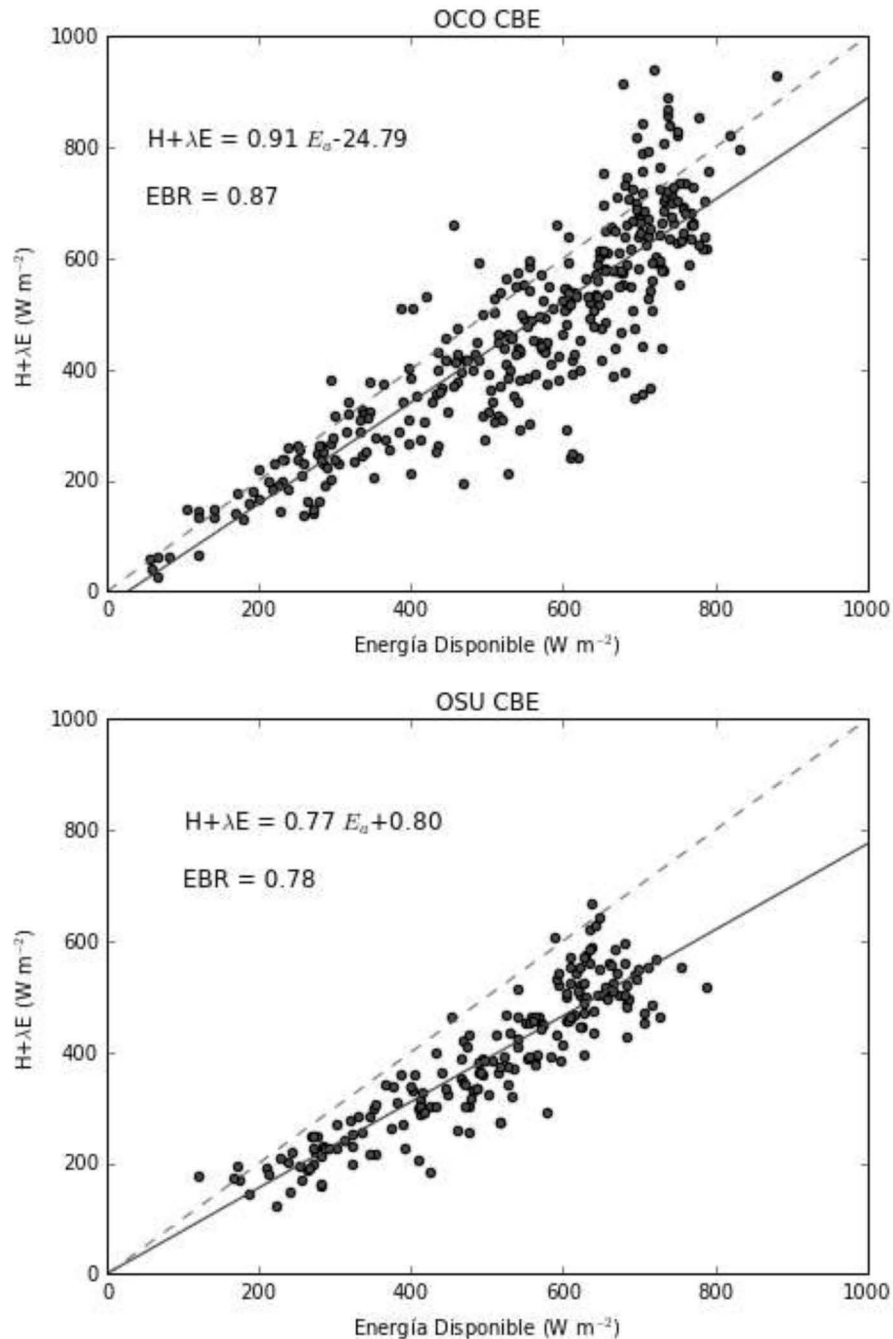


Figura 4. Cierre de Balance de Energía para OCO (arriba) y OSU (abajo); se muestran las mediciones de cada 30 min. de los meses de Marzo, Abril (sólo en OCO) y Julio del 2014. La línea punteada indica la relación 1:1, mientras que la línea sólida representa el ajuste lineal de los datos.

Por otro lado, para OSU (ver Figura 4) el valor de la pendiente obtenida en la regresión lineal fue de 0.77; con un EBR igual a 0.78, el cual representa un 22% de energía faltante para realizar el cierre de balance de energía.

Finalmente, recordemos que para compensar la energía faltante en cada superficie, se decidió repartirla entre H y λE de tres maneras diferentes tal y como se indica en la sección de métodos.

Validación de las Correcciones (Técnica VSZ)

La pendiente obtenida en la regresión lineal que se le aplicó a las varianzas de temperatura medidas con el termopar de alambres gruesos y que posteriormente fueron corregidas y a las obtenidas con el termopar de alambres finos es muy cercana a la unidad (1.04) (ver Figura 5); además, debido a que se consiguió un coeficiente de determinación con un valor de uno ($R^2 = 1$), se garantiza que la calidad del ajuste es muy buena. Por otro lado, encontramos que σ_{TG}^2 sobreestima ligeramente los valores de σ_{TF}^2 , debido a que la diferencia promedio calculada entre dichas varianzas resultó ser de tan sólo un 1.5%.

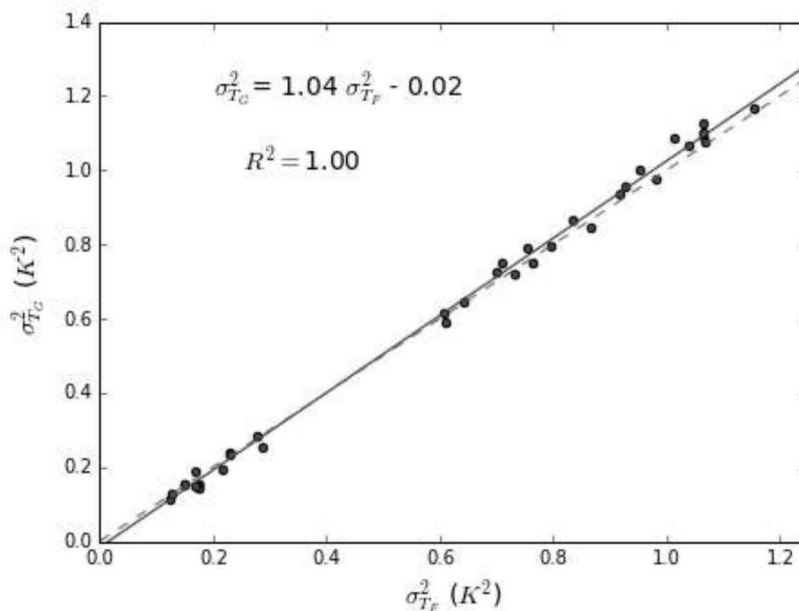


Figura 5. Regresión lineal de las varianzas de temperatura obtenidas a partir del termopar con alambres gruesos (σ_{TG}^2) y alambres finos (σ_{TF}^2) de los días 26 de Julio, 24 y 25 de Octubre del 2014. La línea punteada indica la relación 1:1, mientras que la línea sólida representa el ajuste lineal de los datos.

Comparación de Flujos (Técnica EC - Técnica VSZ-BE)

Al calcular el porcentaje de mediciones que cumplen con la condición de convección libre, se encontró que OCO y OSU cuentan con un $\sim 86\%$ y $\sim 91\%$, respectivamente. Ahora bien, como se puede apreciar en la Tabla 5 y en las Figuras 6, 8, 10, 12, 14 y 16,

para OCO y OSU el caso II (la energía faltante para forzar el cierre de balance de energía en la técnica EC se le adjudicó por completo a H) es el caso en el que las pendientes de las rectas ($m = \text{Flujos}_{\text{VSZ-BE}} \cdot \text{Flujos}_{\text{EC}}^{-1}$) obtenidas por las regresiones lineales son más próximas a la unidad, además de ser el caso en el que en general también se posee un coeficiente de determinación más alto. Es decir, que para ambos sitios la técnica VSZ-BE subestima (sobrestima) por muy poco los valores de H (λE) calculados por la técnica EC, con un 7% como la diferencia más grande; sin embargo, a diferencia de los altos valores del coeficiente de determinación obtenidos para los flujos λE , para los flujos de H este mismo no parece sobrepasar de 0.63.

Por otro lado, el caso que presenta mayor discrepancias entre los flujos es el caso III (la energía faltante para forzar el cierre de balance de energía en la técnica EC se le adjudicó por completo a λE), ya que además de poseer las pendientes más distantes a la unidad, los valores del coeficiente de determinación son muy bajos, indicando una muy baja fidelidad del ajuste. En este caso los flujos H (λE) calculados por la técnica VSZ-BE se subestiman (sobrestiman) con los de la técnica EC de manera significativa, llegando a alcanzar diferencias de hasta un 50%.

Por último, nos encontramos con el caso I (se respeta la razón de Bowen para forzar el cierre de balance de energía), el cual parece ser la situación intermedia de los otros dos casos, ya que la diferencia máxima entre los flujos es de 25%, y la mínima de 9%; así como con valores de R^2 que van de 0.59 hasta 0.93.

Tabla 5. Se muestran las pendientes de las rectas (m) obtenidas de la comparación de los flujos calculados por ambas técnicas y para todos los casos, y su respectivo coeficiente de determinación (R^2). Para calcular las pendientes se consideraron todos los datos.

OCO						
Flujo	Caso I		Caso II		Caso III	
	m	R ²	m	R ²	m	R ²
H	0.86	0.59	0.96	0.63	0.70	0.15
λE	1.09	0.81	1.00	0.85	1.20	0.36

OSU						
Flujo	Caso I		Caso II		Caso III	
	m	R ²	m	R ²	m	R ²
H	0.75	0.70	0.93	0.71	0.55	0.31
λE	1.16	0.93	1.02	0.94	1.50	0.75

Así mismo, si observamos las gráficas en las que se comparan los flujos H y λE de cada técnica para todos los casos (Figuras 7, 9, 11, 13, 15 y 17), podemos notar que independientemente a que se subestimen o sobrestimen entre si, el patrón que siguen se asemejan tanto en OCO como en OSU. Es decir, que la técnica VSZ-BE parece replicar bien los cambios en el valor de los flujos calculados por la técnica EC.

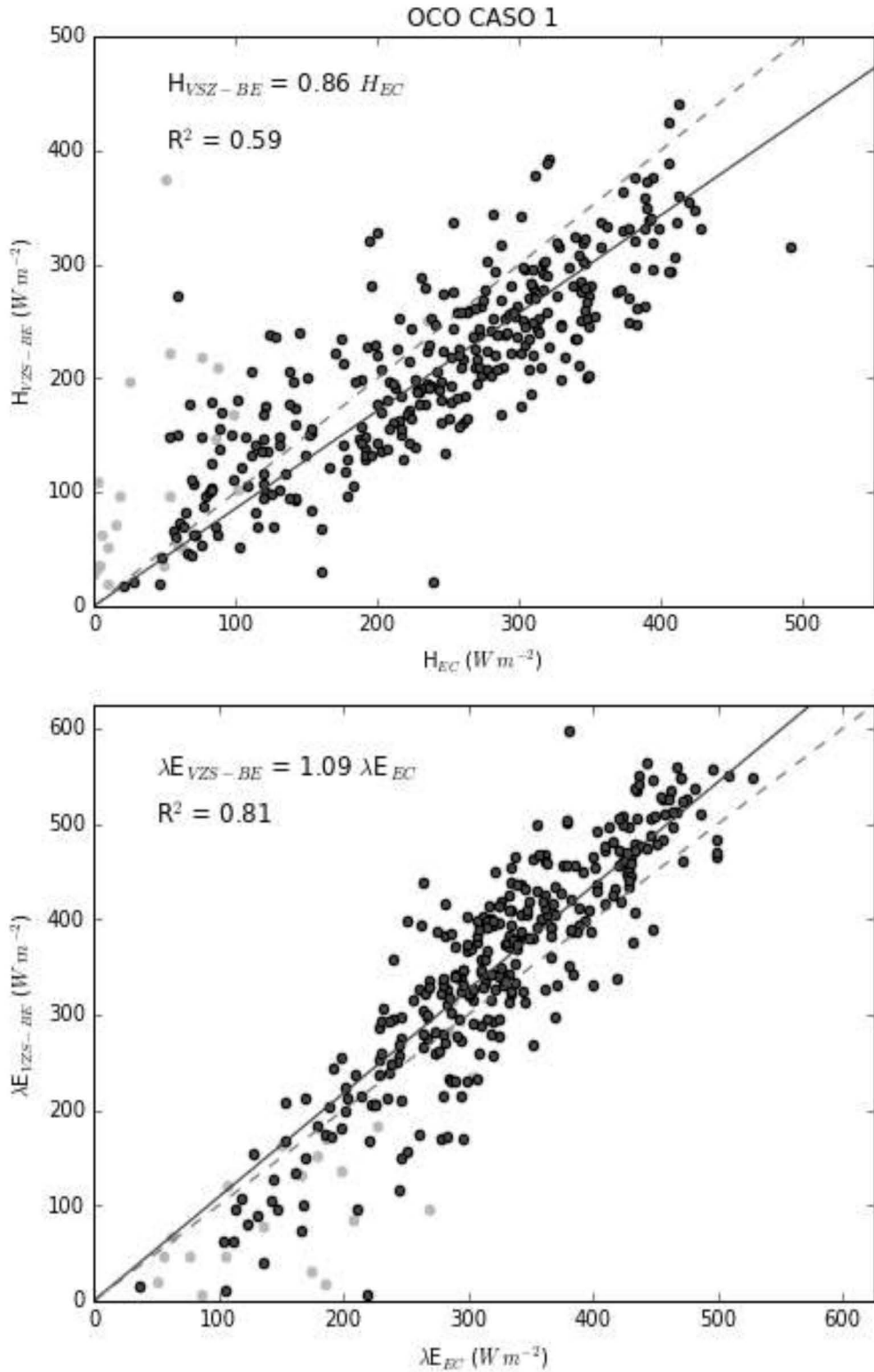


Figura 6. Regresión lineal de los flujos de calor obtenidos para OCO en los meses de Marzo, Abril y Julio del 2014 por las técnicas EC y VSZ-BE para el Caso I. Los puntos oscuros son las mediciones que cumplen la condición de convección libre; la línea punteada indica la relación 1:1, y la línea sólida representa el ajuste lineal de los datos.

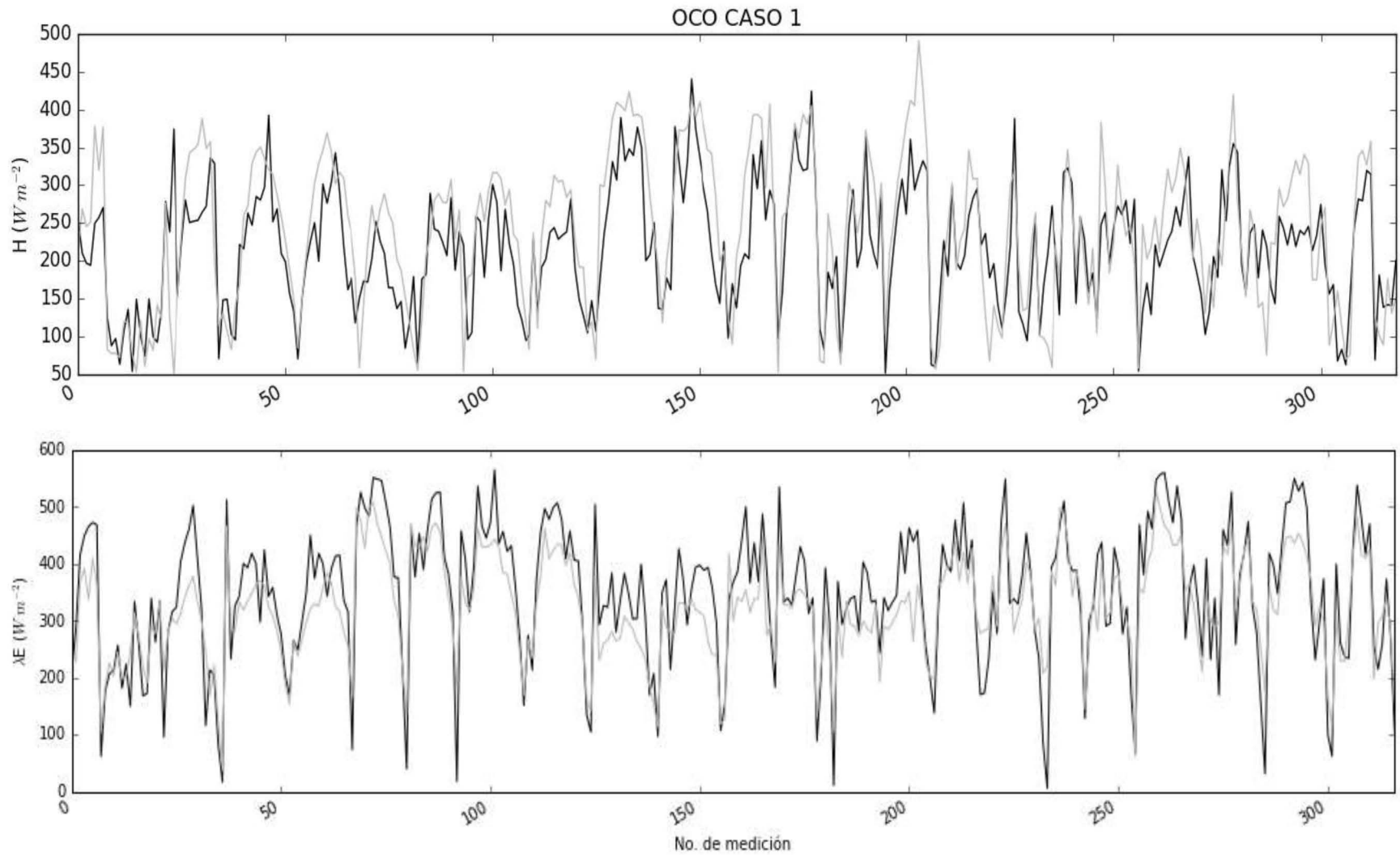


Figura 7. Comparación de flujos de calor obtenidos para OCO en los meses de Marzo, Abril y Julio del 2014 por las técnicas EC y VSZ-BE para el Caso I. La línea clara pertenece a los flujos obtenidos por la técnica EC, y la oscura a los de la técnica VSZ-BE.

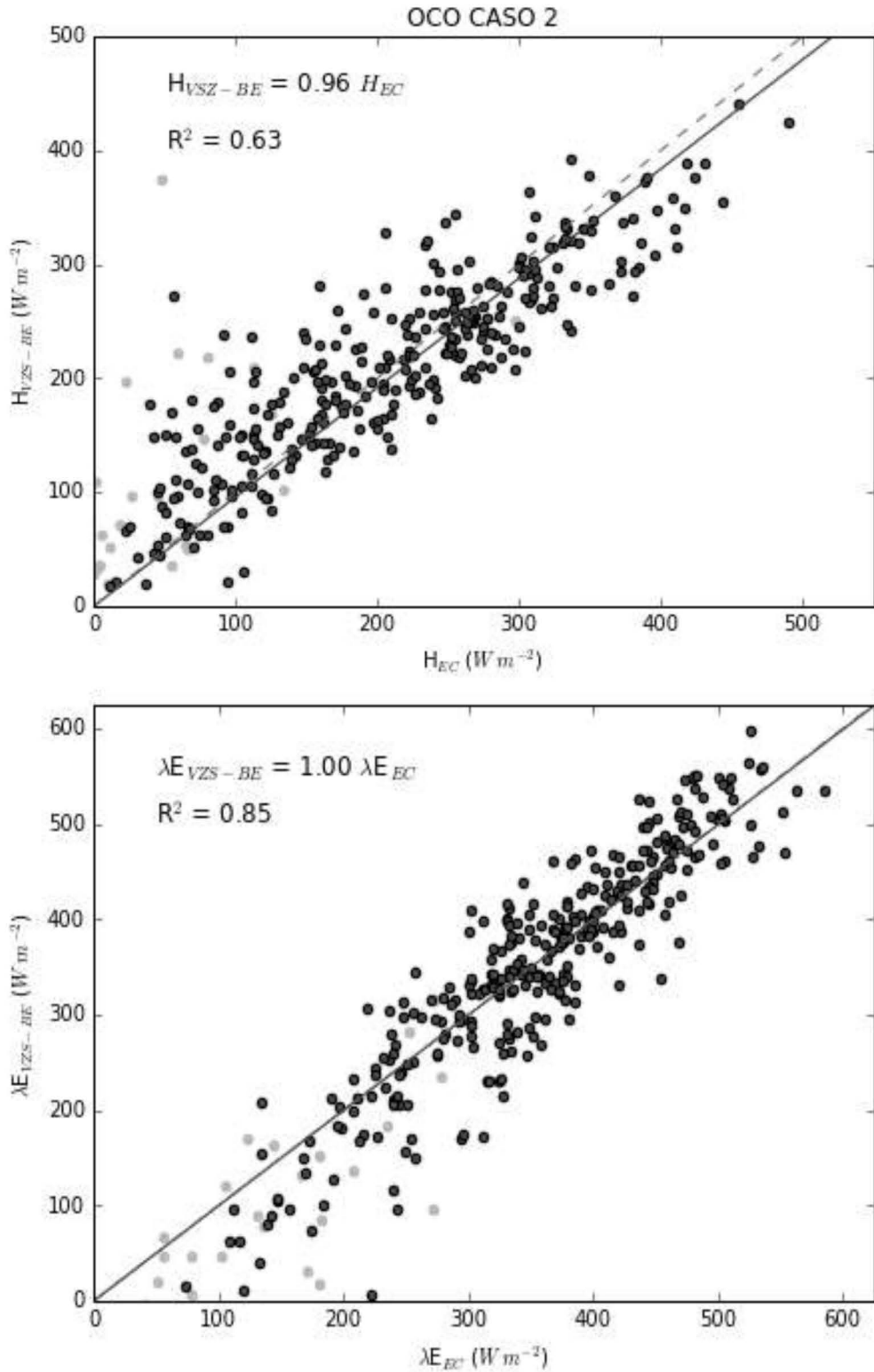


Figura 8. Regresión lineal de los flujos de calor obtenidos para OCO en los meses de Marzo, Abril y Julio del 2014 por las técnicas EC y VSZ-BE para el Caso II. Los puntos oscuros son las mediciones que cumplen la condición de convección libre; la línea punteada indica la relación 1:1, y la línea sólida representa el ajuste lineal de los datos.

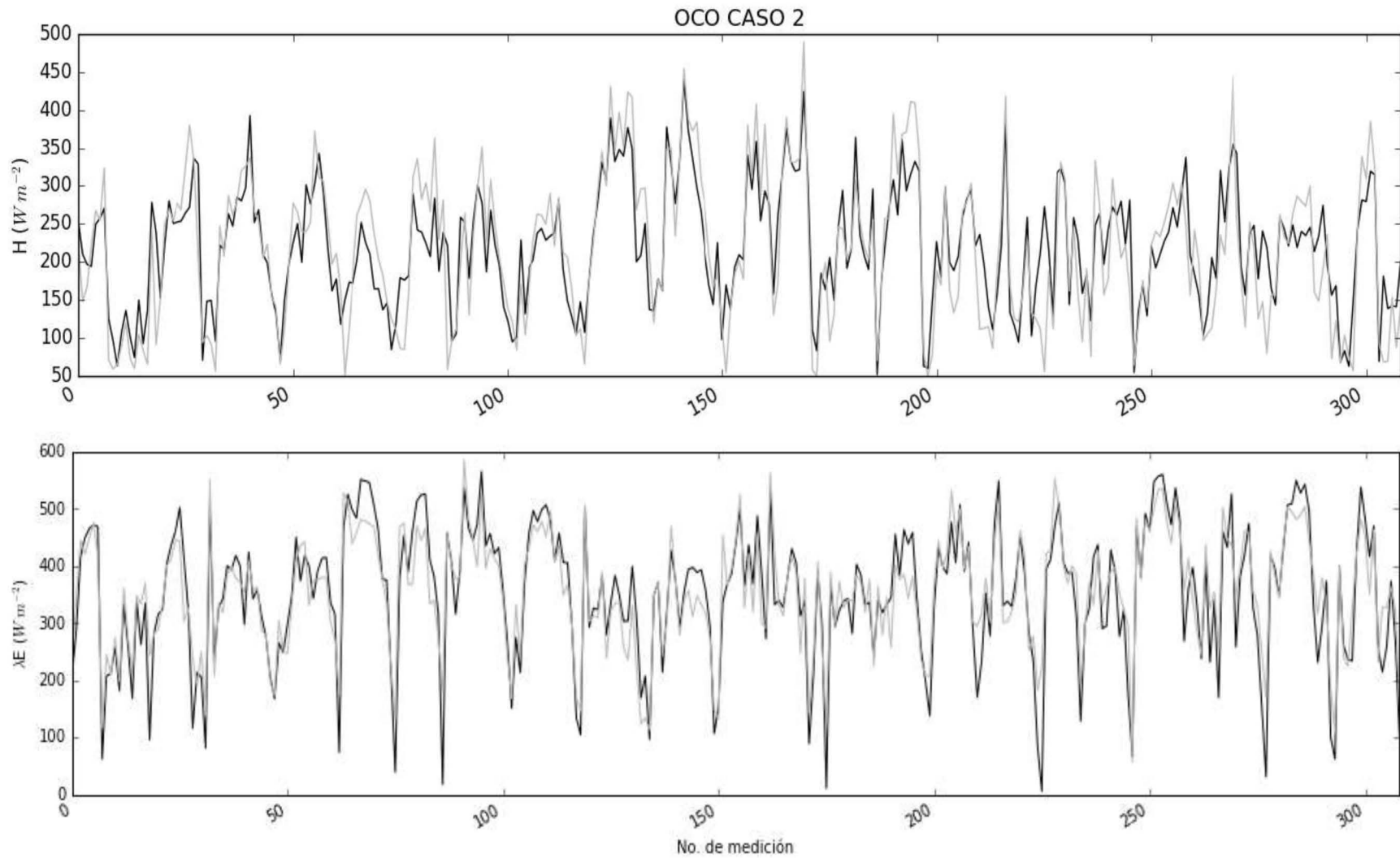


Figura 9. Comparación de flujos de calor obtenidos para OCO en los meses de Marzo, Abril y Julio del 2014 por las técnicas EC y VSZ-BE para el Caso II. La línea clara pertenece a los flujos obtenidos por la técnica EC, y la oscura a los de la técnica VZS-BE.

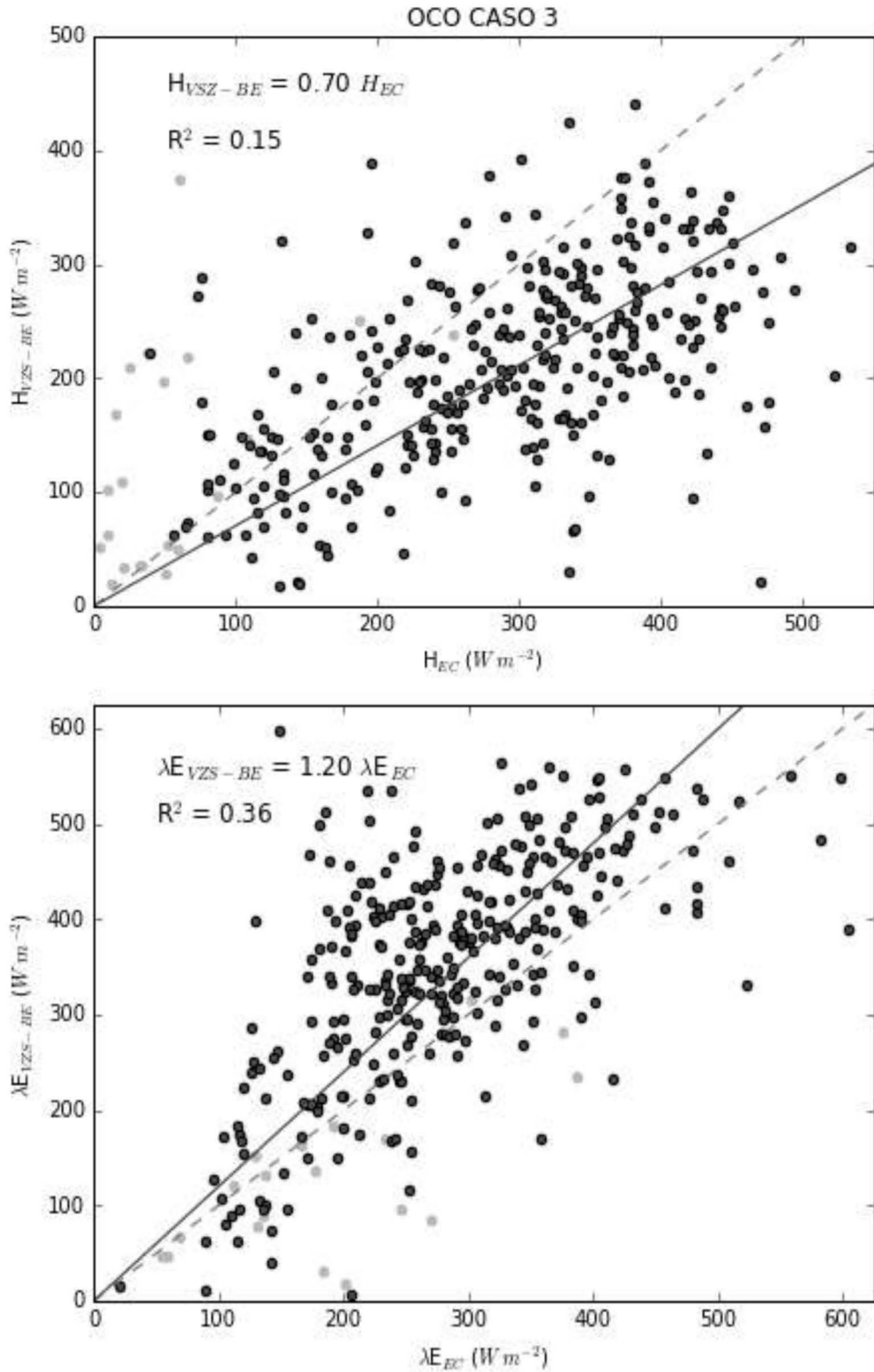


Figura 10. Regresión lineal de los flujos de calor obtenidos para OCO en los meses de Marzo, Abril y Julio del 2014 por las técnicas EC y VSZ-BE para el Caso III. Los puntos oscuros son las mediciones que cumplen la condición de convección libre; la línea punteada indica la relación 1:1, y la línea sólida representa el ajuste lineal de los datos.

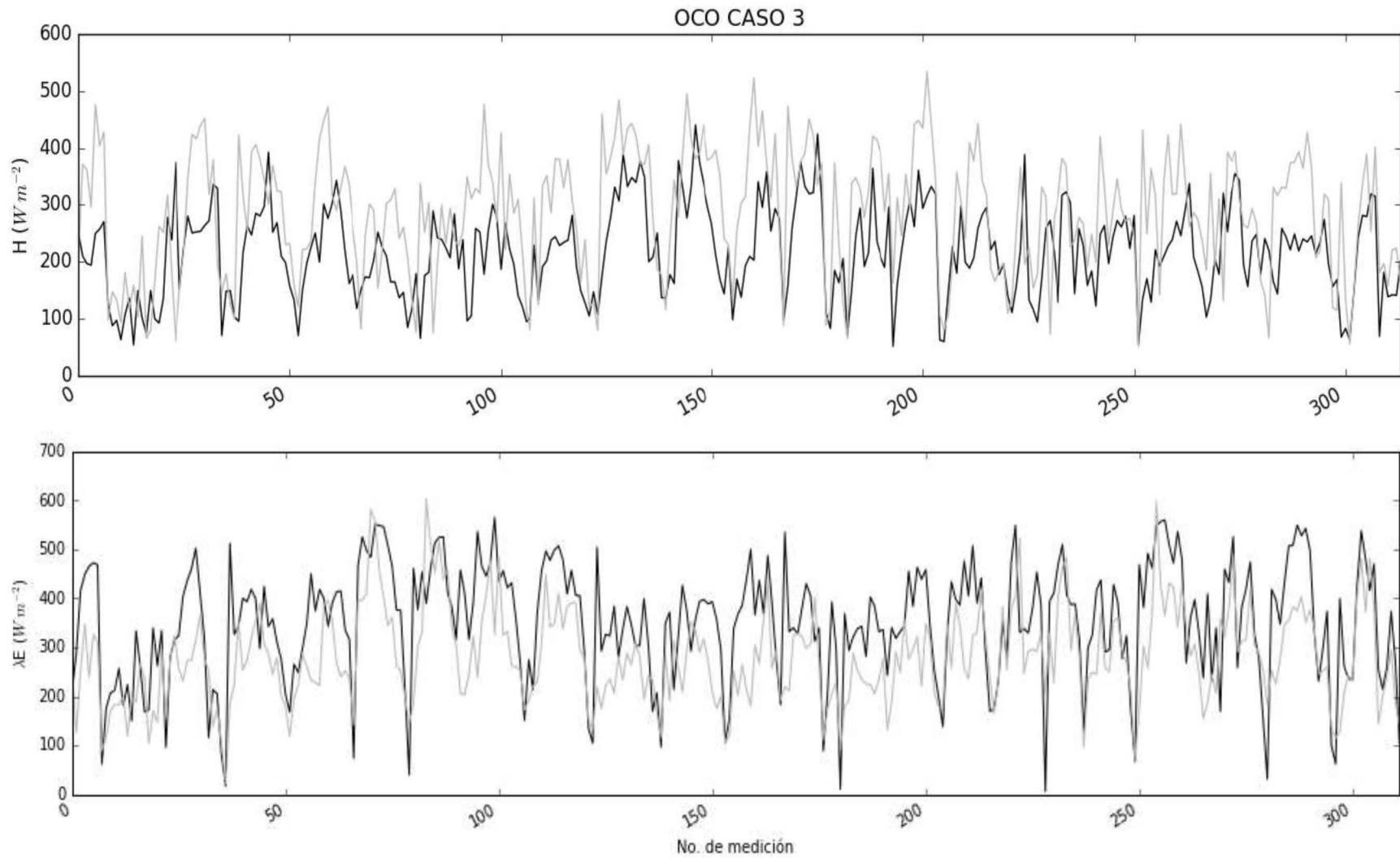


Figura 11. Comparación flujos de calor obtenidos para OCO en los meses de Marzo, Abril y Julio del 2014 por las técnicas EC y VSZ-BE para el Caso III. La línea clara pertenece a los flujos obtenidos por la técnica EC, y la oscura a los de la técnica VZS-BE.

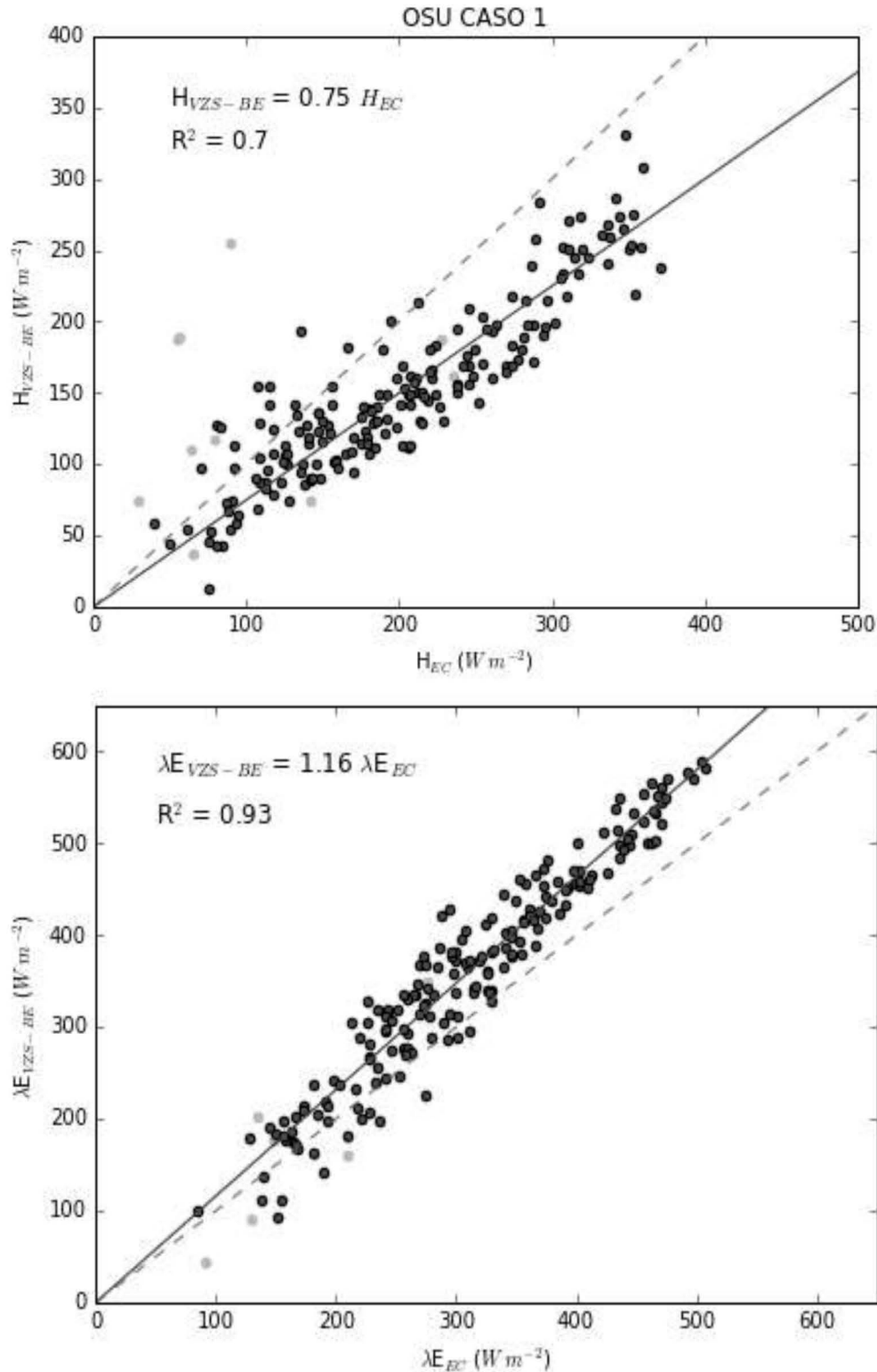


Figura 12. Regresión lineal de los flujos de calor obtenidos para OSU en los meses de Marzo y Julio del 2014 por las técnicas EC y VSZ-BE para el Caso I. Los puntos oscuros son las mediciones que cumplen la condición de convección libre; la línea punteada indica la relación 1:1, y la línea sólida representa el ajuste lineal de los datos.

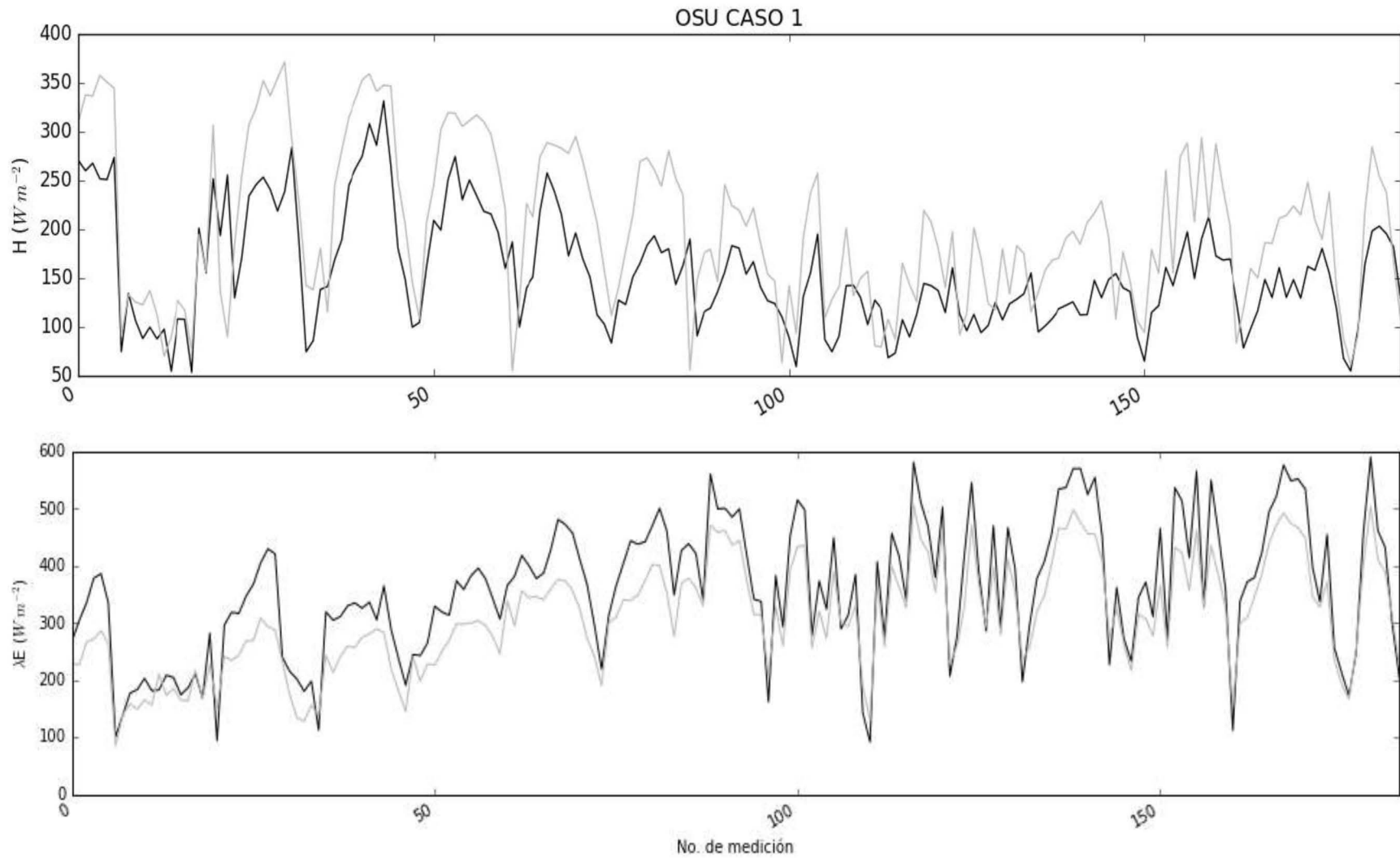


Figura 13. Comparación de flujos de calor obtenidos para OSU en los meses de Marzo y Julio del 2014 por las técnicas EC y VSZ-BE para el Caso I. La línea clara pertenece a los flujos obtenidos por la técnica EC, y la obscura a los de la técnica VZS-BE

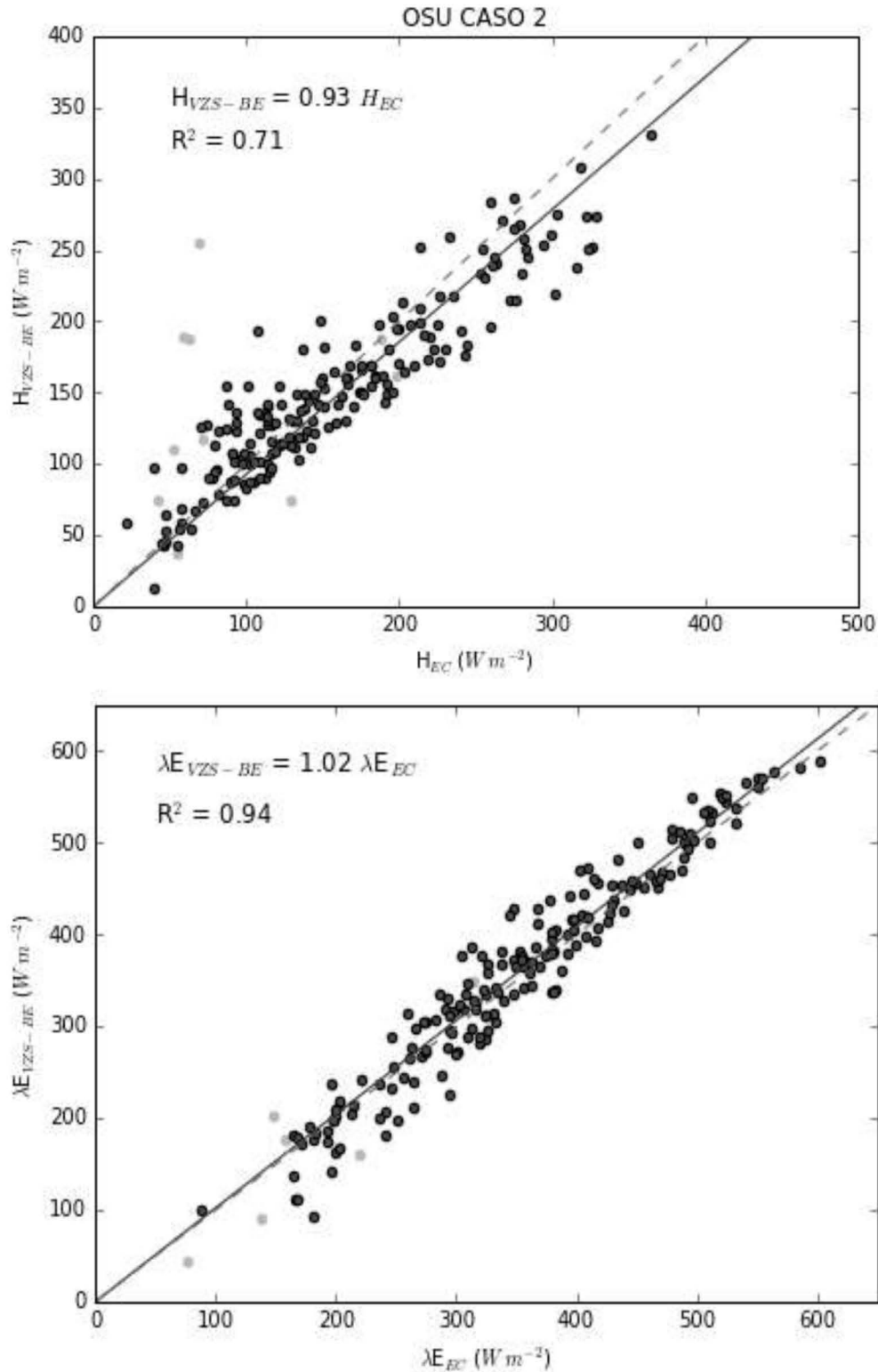


Figura 14. Regresión lineal de los flujos de calor obtenidos para OSU en los meses de Marzo y Julio del 2014 por las técnicas EC y VSZ-BE para el Caso II. Los puntos oscuros son las mediciones que cumplen la condición de convección libre; la línea punteada indica la relación 1:1, y la línea sólida representa el ajuste lineal de los datos.

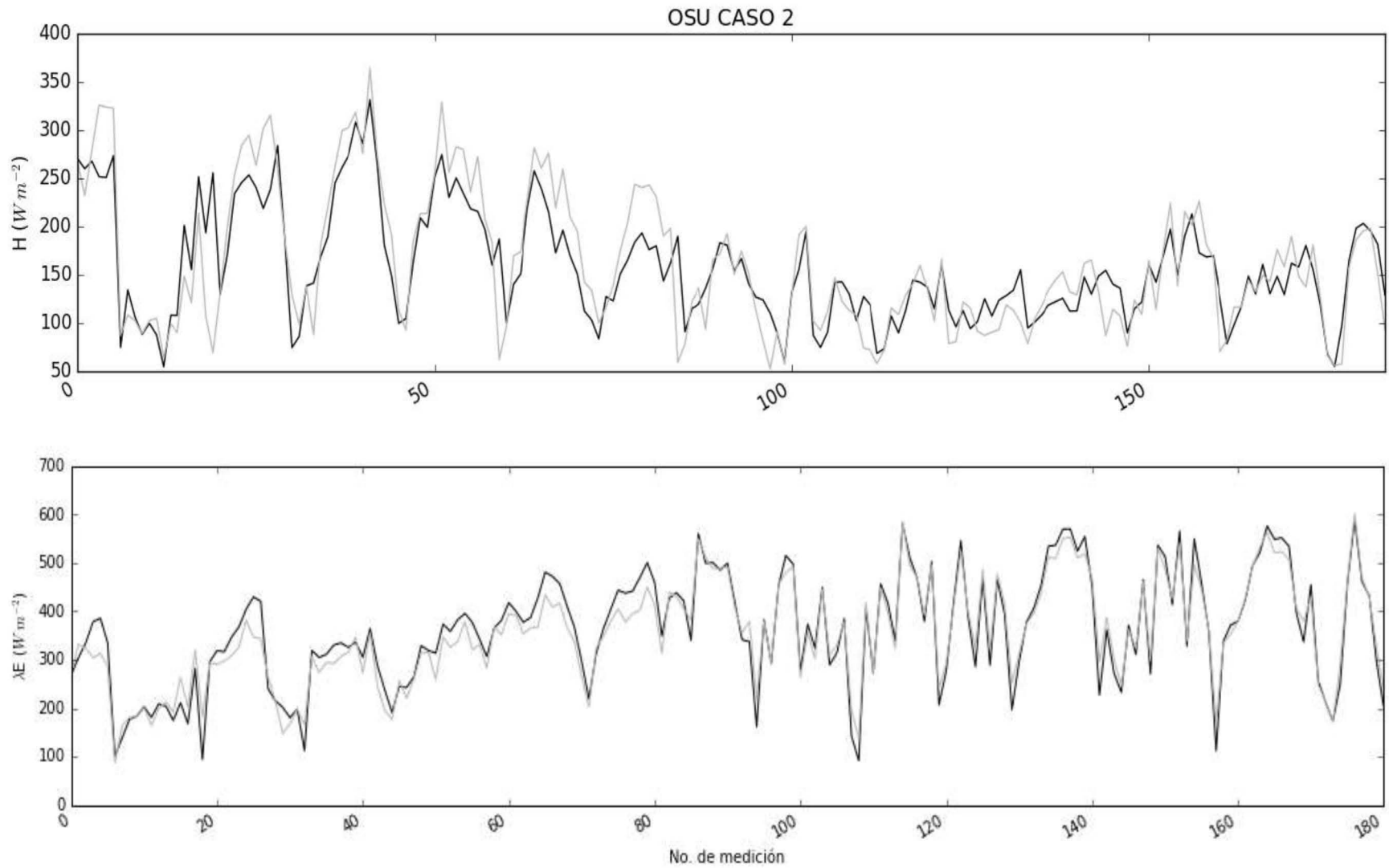


Figura 15. Comparación de flujos de calor obtenidos para OSU en los meses de Marzo y Julio del 2014 por las técnicas EC y VSZ-BE para el Caso II. La línea clara pertenece a los flujos obtenidos por la técnica EC, y la obscura a los de la técnica VZS-BE.

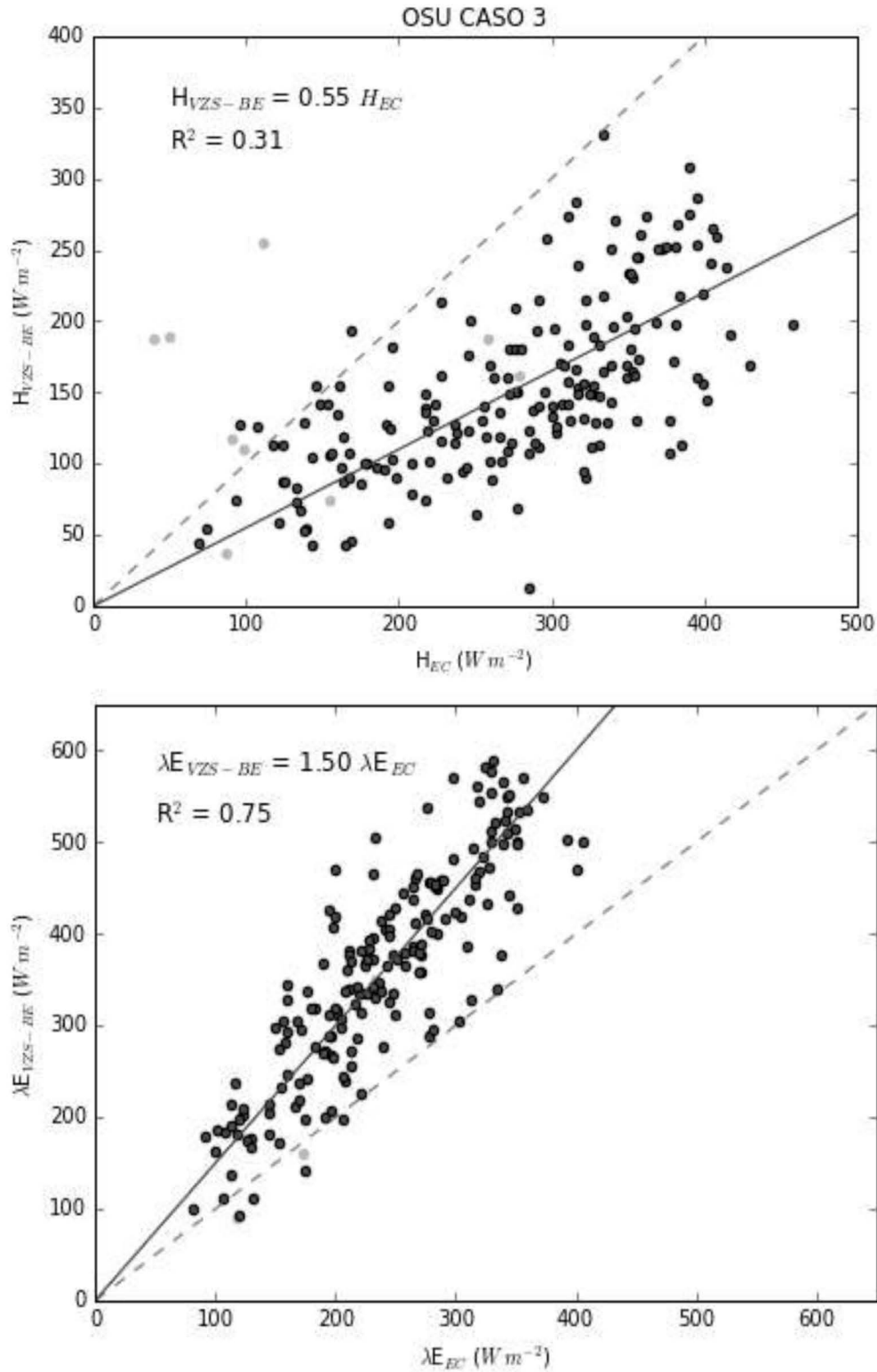


Figura 16. Regresión lineal de los flujos de calor obtenidos para OSU en los meses de Marzo y Julio del 2014 por las técnicas EC y VSZ-BE para el Caso III. Los puntos oscuros son las mediciones que cumplen la condición de convección libre; la línea punteada indica la relación 1:1, y la línea sólida representa el ajuste lineal de los datos.

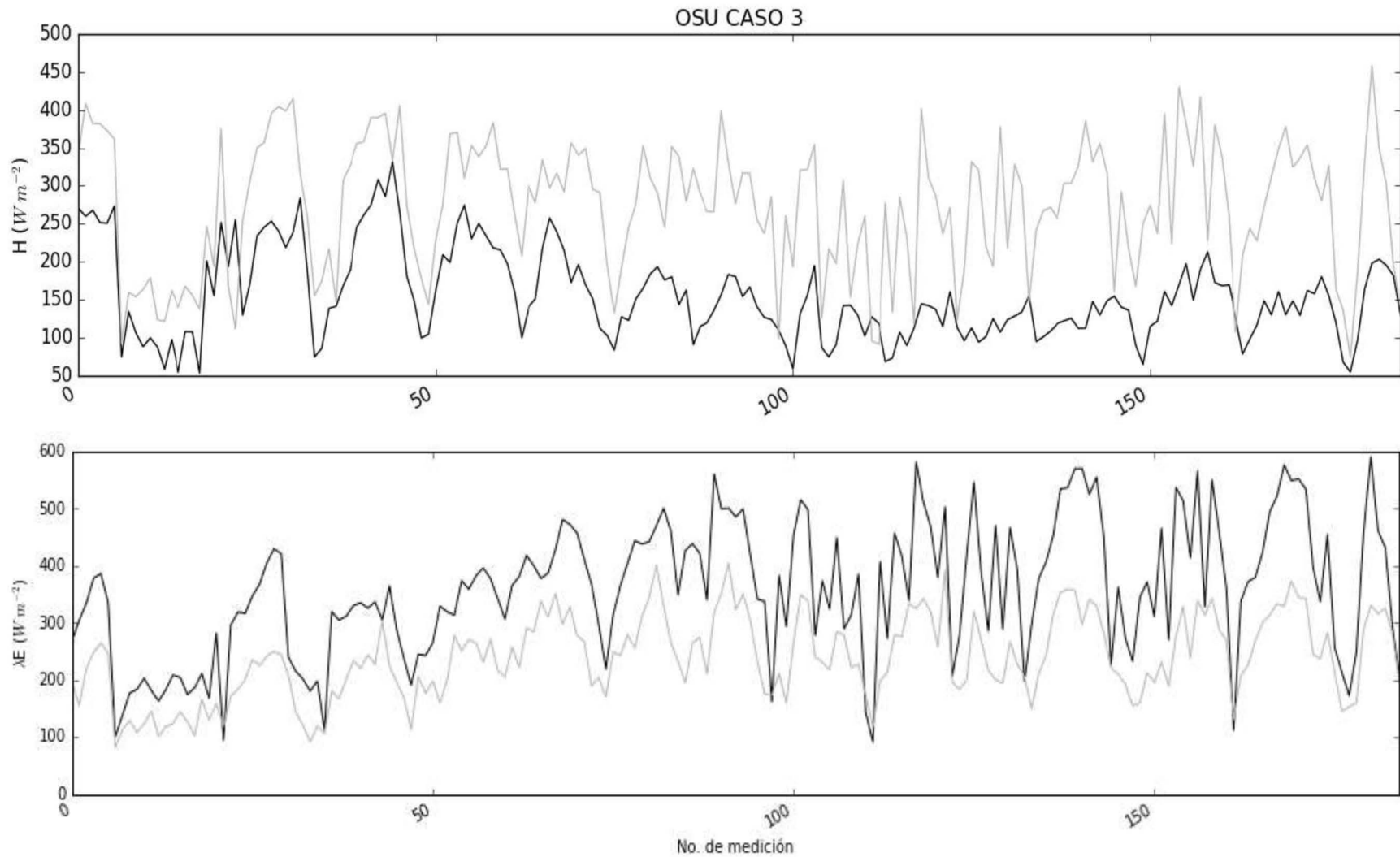


Figura 17. Comparación de flujos de calor obtenidos para OSU en los meses de Marzo y Julio del 2014 por las técnicas EC y VSZ-BE para el Caso III. La línea clara pertenece a los flujos obtenidos por la técnica EC, y la oscura a los de la técnica VZS-BE.

6 Discusión

La Importancia del Uso de Termopares con Alambres Finos en la Técnica VSZ-BE

En este estudio se utilizó un termopar con alambres relativamente gruesos (0.12mm) para obtener las mediciones requeridas por la técnica VSZ-BE, y aunque esto lo hace más resistente a las condiciones a las que está expuesto en campo, también ralentiza las mediciones y las vuelve más propensas al error de exceso de temperatura causado por la radiación. En nuestro caso fue posible corregir dichos errores al poseer mediciones rápidas de la temperatura sónica registradas por un anemómetro sónico. Sin embargo, en aplicaciones típicas del método VSZ-BE no se cuenta con este instrumento, y por ende estos datos no están disponibles, por lo que el uso de un termopar con alambres finos (0.01mm) será necesario.

Validación de la Técnica VSZ-BE

Como se muestra en los resultados, las mediciones de los flujos por la técnica EC para OCO tanto como para OSU presentan un desbalance de energía del 13% y 22%, respectivamente. Este resultado concuerda con los obtenidos por otros autores, ya que el problema de la falta de energía para un cierre adecuado se ha presentado comúnmente con el uso de la técnica EC (Foken, 2008). Acorde con el trabajo de Wilson *et al.* (2002), el cual evalúa el cierre del balance de energía en sitios con ecosistemas y climas contrastantes, se ha encontrado que existe un desbalance promedio del 20%.

Cabe mencionar que resulta improbable atribuir la falta de cierre en el balance de energía a errores en la técnica, debido a que se han presentado muchas mejoras en los sensores de medición y en sus métodos de corrección (Foken *et al.*, 2012). En lugar de eso, la energía faltante en el balance se ha adjudicado a circulaciones atmosféricas generadas por la heterogeneidad de la superficie, las cuales son difíciles o incapaces de ser medidas por dicha técnica (Foken 2008; Foken *et al.* 2012). Haciendo así que el problema del cierre del balance de energía continúe siendo un tema activo de investigación (Foken *et al.*, 2012).

Si bien en la actualidad no se conoce si H y λE son subestimados por igual, o si la subestimación ocurre principalmente en H o en λE , esto no ha impedido que se estimen los flujos de calor con la técnica EC, ya que el forzamiento del cierre del balance de energía mediante la conservación de la razón de Bowen (i.e. se asume que H y λE se subestiman en un mismo porcentaje) ha sido utilizado como una solución práctica para abordar el problema (Twine *et al.* 2000; Foken *et al.* 2012).

No obstante, al no poseer ninguna referencia definitiva acerca de cómo debe forzarse el cierre del balance de energía para la técnica EC, se dificulta la comparación de sus flujos con aquellos obtenidos por la técnica VSZ-BE, en donde se forzó automáticamente el cierre obteniendo λE a partir del residuo de dicho balance. Sin

embargo, al forzar el cierre del balance de energía para la técnica EC de tres maneras diferentes, nos es posible identificar características importantes de la técnica VSZ-BE. Como por ejemplo, dado que los flujos obtenidos por la técnica VSZ-BE son capaces de reproducir muy bien el patrón de los flujos medidos por la técnica EC para todos los casos, podemos concluir que independientemente de cuál sea la manera correcta de realizar el cierre del balance de energía para la técnica EC, la técnica VSZ-BE es competente para registrar la variación temporal en H y λE . Lo cual puede resultar ser muy útil para la realización de estudios en el campo de la hidrometeorología, algunos ejemplos de esto son el estudio de la respuesta de cultivos/ecosistemas a condiciones hidrometeorológicas (i.e., sequías) (Malhi *et al.*, 2002); y el estudio de las retroalimentaciones que existen entre la superficie y la atmósfera (van Heerwaarden *et al.*, 2010).

Por otro lado, algo notable en los resultados es que para H y λE en ambas superficies, los valores de la pendiente y el coeficiente de determinación para el caso 2 (i.e. en donde se asumió que la energía faltante para cerrar el balance se debía enteramente a una subestimación de H) son los que se acercan más que cualquier otro caso a la unidad; es decir, este es el caso en el que la diferencia entre las magnitudes de los flujos obtenidos por ambas técnicas es menor. Seguido por el caso 1 (i.e. en el que se asumió una subestimación por igual de H y λE), el cual presenta una correspondencia intermedia entre las técnicas EC y VSZ-BE; y el caso 3 (i.e. donde el cierre del balance de energía se hizo con la asunción de que sólo se subestimó λE), que es el que mostró la mayor discrepancia entre ellas.

Lo dicho anteriormente hace posible obtener implicaciones relevantes del presente estudio, ya que el hecho de que el caso 2 arroje la mejor concordancia entre las técnicas para las dos superficies podría sugerir que en estos sitios H es el flujo que es subestimado por la técnica EC; lo cual a su vez concuerda con los trabajos de Mauder y Foken (2006) y Ingwersen *et al.* (2011), en donde se ha encontrado que la mayor parte de la energía faltante en el balance está relacionada con el flujo de calor sensible. A pesar de esto, cabe aclarar que es necesario realizar más estudios para confirmar esta hipótesis preliminar; estudios en donde se efectúen mediciones de los flujos de calor latente por medio de otros métodos, como por ejemplo el método de flujo de savia, en el que λE puede ser estimado en función de la cantidad de agua que fluye dentro del tallo de las plantas.

Ahora bien, cabe recalcar que inclusive a que desde los inicios de la década de los noventa se comenzaron a publicar de manera considerable estudios en los que se comparan los flujos obtenidos por la técnica EC y la técnica VSZ (ver Tabla 6), ninguno de estos trabajos proporcionaron información acerca de si el cierre del balance de energía fue logrado o no. No obstante, es razonable asumir que también en estos estudios H y/o λE , medidos con el método EC, fueron subestimados; por lo que los resultados obtenidos por éstos deben ser examinados con precaución. Si se comparan los resultados adquiridos en este trabajo con aquellos que se muestran en la Tabla 6, se puede apreciar que estos autores también reportan una subestimación de los flujos de H estimados por la técnica VSZ con respecto a los medidos por la técnica EC; así

como que se presenta una alta correlación entre los flujos obtenidos por ambos métodos, es decir, que también se encontró una buena concordancia entre los valores de H .

Tabla 6. Ecuaciones de regresiones lineales ($H_{VSZ} = m * H_{EC}$) obtenidas por diferentes autores al comparar flujos de calor sensible medidos por la técnica EC y la técnica VSZ.

Autor	Tipo de Vegetación	m	R^2
Lloyd <i>et al.</i> 1991	Suelo desnudo	0.97	0.95
	Cultivo de mijo	0.89	0.89
	Sabana (barbecho)	0.96	0.96
	Arbusto del tigre	0.94	0.94
De Bruin <i>et al.</i> 1993	Escasas hierbas y pastos	0.95	-
Katul <i>et al.</i> 1996	Bosque de pino	0.96	0.83
Aubinet 1997	Hierba (barbecho)	0.93	0.88
Choi <i>et al.</i> 2004	Pradera	0.95	0.88
Zhao <i>et al.</i> 2010	Cultivo de trigo	0.92	0.82
	Cultivo de arroz	1.04	0.86

Finalmente, si examinamos los resultados obtenidos en OCO y en OSU podemos notar que a pesar de que los valores de R^2 son mejores para OSU, las pendientes encontradas en OCO son las que siempre se encuentran más cercanas a la unidad, por lo que se entiende que existe, en promedio, una mayor similitud en la magnitud de los flujos obtenidos por la técnica VSZ-BE y la técnica EC en esta superficie vegetal; lo cual podría atribuirse al hecho que el desbalance de energía fue menor en OCO que en OSU.

Asimismo, al observar las gráficas de dispersión podemos notar que los valores de los flujos tienden a diferir de manera considerable cuando éstos son bajos (cosa que es más notable en el caso de OCO, y que podría explicar los bajos valores del coeficiente de determinación), por lo que podemos afirmar que el uso de la técnica VSZ-BE puede lograr una mejor concordancia con la técnica EC a mayores valores de flujo, que generalmente coincide con las condiciones de convección libre.

7 Conclusiones

En conclusión, podemos afirmar que tanto para el cafetal bajo sombra como para la plantación de caña de azúcar la técnica VSZ-BE es apta para registrar la variación temporal de H y λE . Por otro lado, debido a que en ninguna de las cubiertas vegetales se logró un cierre adecuado en el balance de energía y a que no existe una referencia completamente confiable de cómo debe corregirse dicho desbalance, no es posible valorar de manera precisa la concordancia en magnitud de los flujos medidos con la técnica EC y la técnica VSZ-BE.

Por lo dicho anteriormente, debido a la efectividad, sencillez y al bajo costo que conlleva la aplicación de la técnica VSZ-BE, esta técnica resulta apropiada para realizar las mediciones de los flujos de calor en el territorio mexicano; así como para rellenar huecos dentro de series de mediciones cuando el equipo de medición de la técnica EC no se encuentre disponible. Es decir, que esta técnica puede resultar útil para la realización de estudios en el campo de la hidrometeorología; además de que a la larga sería posible revertir la situación de escasez de mediciones de flujos de calor en las superficies presentes en México, y así profundizar en el conocimiento de la interacción de éstas con la atmósfera.

8 Anexo A: (Co)Espectros Modelo

En este anexo se muestran los coeficientes correspondientes a los coespectros ($nCo_{wT}(n)$) y espectros modelo ($nSp_T(n)$) (Ecuación 14 y 37) utilizados para OCO y OSU en la corrección de Moore (1986) (ver Tablas 7 y 8). Así mismo, se presenta la comparación entre los coespectros y espectros medidos, los obtenidos por el ajuste, y los propuestos por Kaimal *et al.* (1972) (Figura 18, 19 y 20).

Tabla 7. Coeficientes de los coespectros modelo obtenidos por el ajuste a los diferentes coespectros medidos en OCO y OSU.

Coeficientes	OCO	OSU	
	Marzo / Abril / Julio	Marzo	Julio
a₁	13.294	8.837	12.388
b₁	9.211	5.354	16.127
c₁	2.446	2.705	1.723
a₂	1.156	2.852	1.724
b₂	2.778	4.155	2.430
c₂	2.376	2.240	2.379

Tabla 8. Coeficientes de los espectros modelo obtenidos por el ajuste a los diferentes espectros medidos en OCO y OSU.

Coeficientes	OCO	OSU	
	Marzo / Abril / Julio	Marzo	Julio
a₃	23.907	15.833	35.987
b₃	43.848	28.499	107.950
c₃	1.516	1.531	1.277
a₄	49.666	10.300	4.301
b₄	59.251	15.630	9.465
c₄	1.621	1.734	1.748

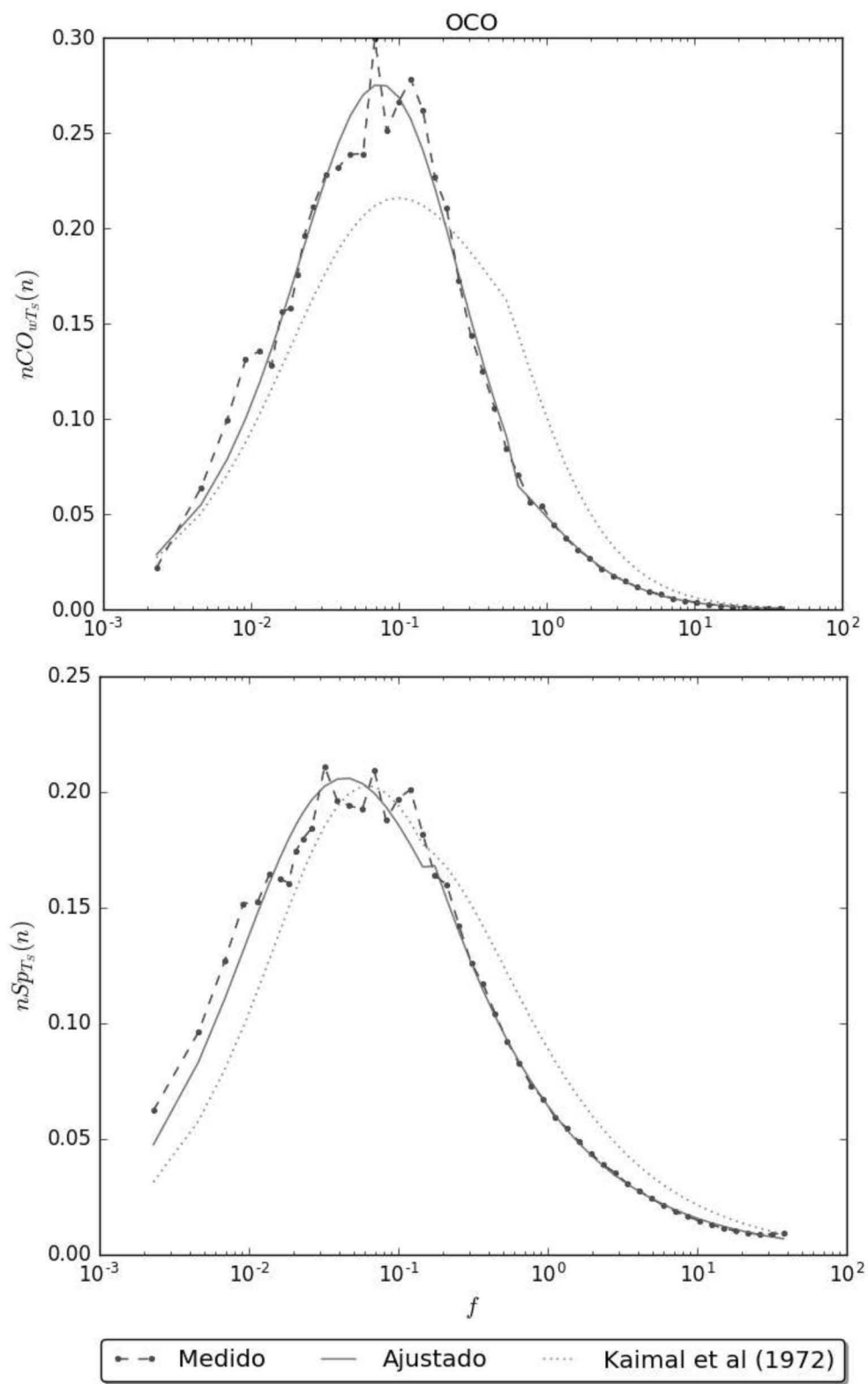


Figura 18. Coespectros wT (arriba) y espectros T (abajo) medidos por Kaimal *et al.* (1972), medidos en OCO, y ajustados.

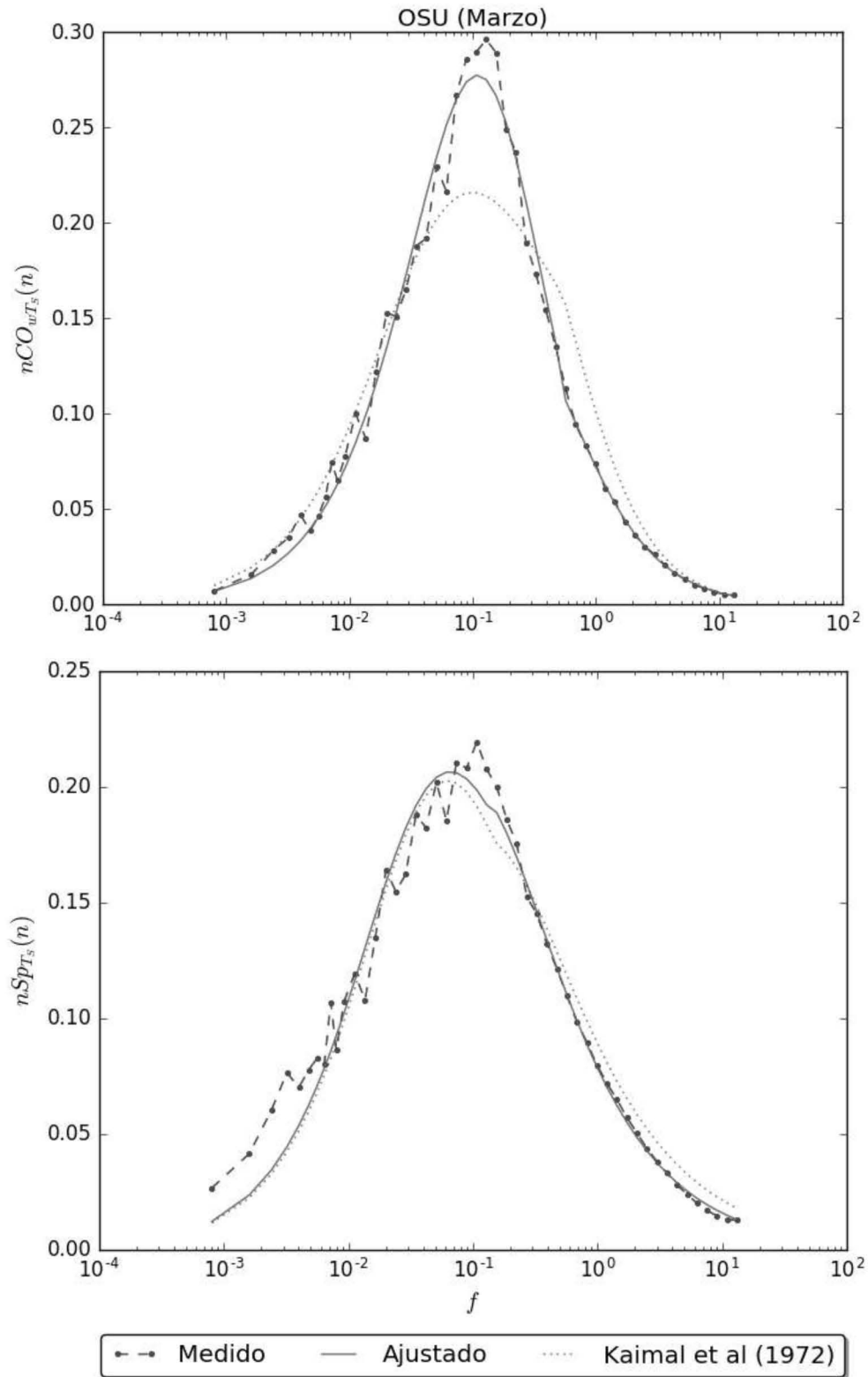


Figura 19. Coespectros wT (arriba) y espectros T (abajo) medidos por Kaimal *et al.* (1972), medidos en OSU (Marzo), y ajustados.

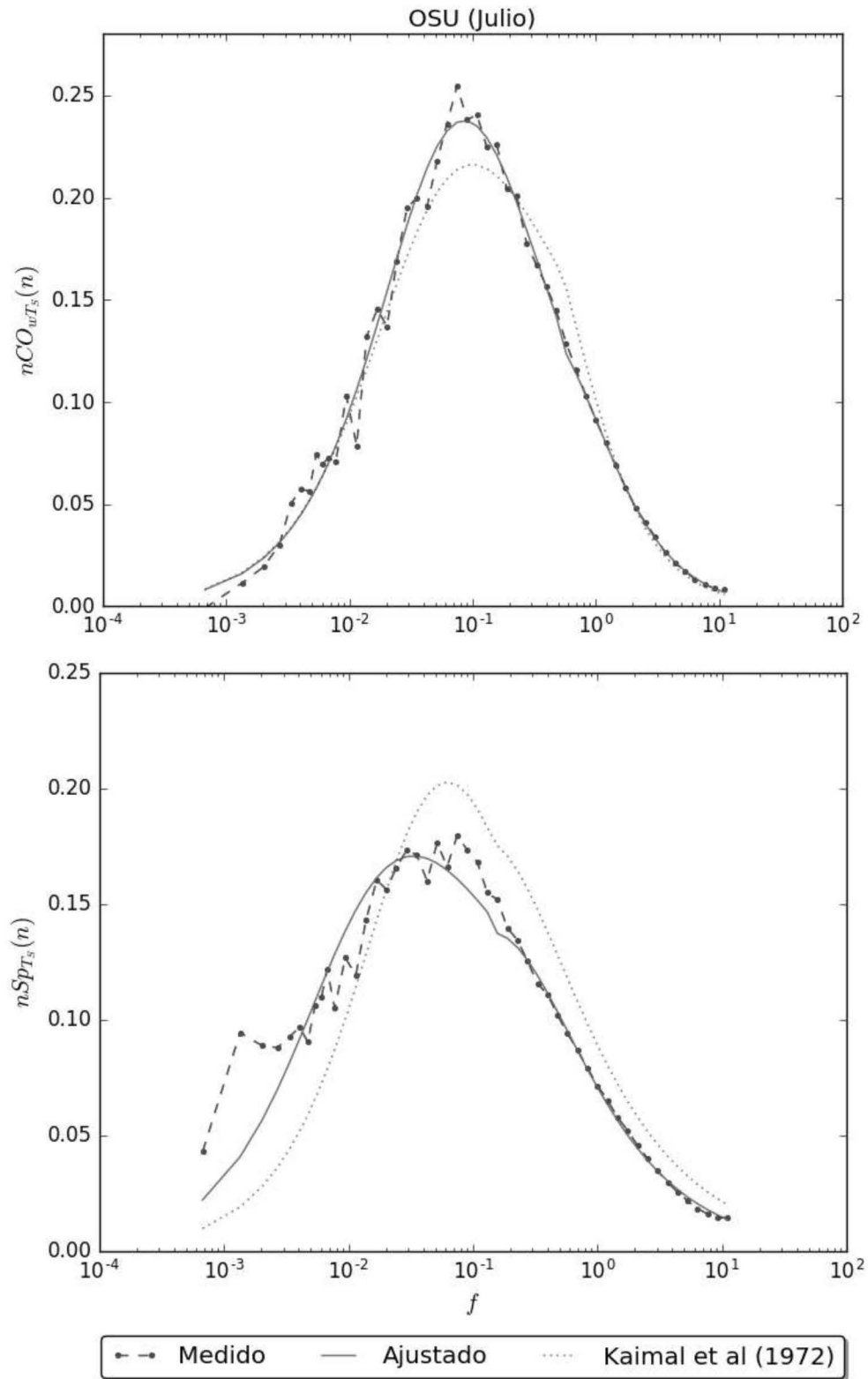


Figura 20. Coespectros wT (arriba) y espectros T (abajo) medidos por Kaimal *et al.* (1972), medidos en OSU (Julio), y ajustados.

9 Referencias

- Arya S, 1998. Introduction to Micrometeorology. Great Britain: Academic Press, 420 pp.
- Aubinet M, 1997. Comparison between Different Methods of Measurement of Momentum and Sensible Heat Fluxes over Canopies. *Biotechnology, agronomy, society and environment* 1: 17-25.
- Aubinet M, Vesala T, Papale D (Eds.), 2012. Eddy Covariance: A Practical Guide to Measurement and Data Analysis. Springer Atmospheric Sciences.
- Báez AP, Padilla H, Cervantes J, Pereyra D, Belmont R, 1997. Rainwater chemistry at the eastern flanks of the Sierra Madre Oriental, Veracruz, Mexico. *Journal of Geophysical Research* 102: 23329-23336.
- Choi T, Hong J, Kim J, Lee H, Asanuma J, Ishikawa H, Gao Z, Ma Y, Ueno K, Wang J, Koike T, Yasunari T, 2004. Turbulent exchange of heat, water vapor and momentum over a Tibetan prairie by eddy covariance and flux-variance measurements. *Journal of Geophysical Research* 109.
- Choudhury BJ, Monteith JL, 1988. A four-layer model for the heat budget of homogeneous land surfaces. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 114: 373-398.
- De Bruin, HAR, Kohsiek, W, Van Den Hurk BJJM, 1993. A Verification Of Some Methods To Determine The Fluxes Of Momentum, Sensible Heat, And Water Vapour Using Standard Deviation And Structure Parameter Of Scalar Meteorological Quantities. *Boundary-Layer Meteorology* 63: 231-257.
- De Bruin, HAR, Hartogensis OK, 2005. Variance Method To Determine Turbulent Fluxes Of Momentum And Sensible Heat In The Stable Atmospheric Surface Layer. *Boundary-Layer Meteorology* 116: 385-392.
- Foken T, 2008. The Energy Balance Closure Problem: An Overview. *Ecological Applications*, 18: 1351-1367.
- Foken T, Leuning R, Oncley SR, Mauder M, Aubinet M, 2012. Corrections and data quality. In: Aubinet M, Vesala T, Papale D (Eds.), *Eddy Covariance: A Practical Guide to Measurement and Data Analysis*. Springer Atmospheric Sciences, Springer, pp. 85–131.
- Guo X, Zhang H, Cai X, Kang L, Zhu T, Leclerc M, 2009. Flux-variance method for latent heat and carbon dioxide fluxes in unstable conditions. *Boundary-Layer Meteorology* 131: 363-384.
- Holwerda F, Alvarado-Barrientos MS, González-Martínez TM, 2016. Surface energy exchange in a tropical montane cloud forest environment: Flux partitioning, and seasonal and land cover-related variations. *Agricultural and Forest Meteorology* 228: 13-28.
- Ingwersen J, Steffens K, Högy P, Warrach-Sagi K, Zhunusbayeva D, Poltoradnev M, Gäbler R, Wizemann HD, Fangmeier A, Wulfmeyer V, Strec T, 2011. Comparison of Noah simulations with eddy covariance and soil water measurements at a winter wheat stand. *Agricultural and Forest Meteorology* 151: 345-355.
- Jacobs AFG, McNaughton KG, 1994. The excess temperature of a rigid fast-response thermometer and its effects on measured heat flux. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 11: 680-686.
- Kaimal JC, Wyngaard JC, Izumi Y, Cote OR, 1972. Spectral characteristics of surface layer turbulence. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 98: 563-589.
- Kaimal JC, Wyngaard JC, Haugen DA, Cote OR, Izumi Y, Caughey SJ, Readings CJ, 1976. Turbulence structure in the convective boundary layer. *Journal of the Atmospheric Sciences* 33: 2152–2169.
- Kaimal JC, Finnigan JJ, 1994. *Atmospheric Boundary Layer Flows: Their Structure and Measurement*, Oxford University Press, New York.

- Katul G, Hsieh CI, Oren R, Ellsworth D, Phillips N, 1996. Latent And Sensible Heat Flux Predictions From A Uniform Pine Forest Using Surface Renewal And Flux Variance Methods. *Boundary-Layer Meteorology* 80: 249-282.
- Lloyd CR, Culf AD, Dolman AJ, Gash JHC, 1991. Estimates of sensible heat flux from observations of temperature fluctuations. *Boundary-Layer Meteorology* 57: 311-322.
- Mauder M, Foken T, 2006. Impact of post-field data processing on eddy covariance flux estimates and energy balance closure. *Meteorologische Zeitschrift* 15: 597-609.
- Malhi Y, Pegoraro E, Nobre AD, Pereira MGP, Grace J, Culf AD, Clement R, 2002. Energy and water dynamics of a central Amazonian rain forest. *Journal of Geophysical Research* 107.
- Metcalfe SE, 1987. Historical data and climatic change in Mexico: a review. *The Geographical Journal* 153: 211-222.
- Moore CJ, 1986. Frequency response corrections for eddy correlation systems. *Boundary Layer Meteorology* 37:17-35.
- Obukhov AM, 1946. Turbulence in the thermally inhomogeneous atmosphere. *Trudy Instituta Teoreticheskoyi Geofiziki, Akademiya Nauk SSSR* 1: 95-115.
- SMN, 2017. Normales climáticos publicados en el sitio web de Servicio Meteorológico Nacional de México (SMN), <http://smn.cna.gob.mx/es/> (accedido en 17.02.17).
- Stull RB, 1988. An introduction to boundary layer meteorology. London: Kluwer Academic Publishers, 666 pp.
- Su Z, 2002: The Surface Energy Balance System (SEBS) for estimation of turbulent heat fluxes. *Hydrology and Earth System Sciences* 6: 85-99.
- Tillman JE, 1972. The Indirect Determination Of Stability, Heat And Momentum Fluxes In The Atmospheric Boundary Layer From Simple Scalar Variables During Dry Unstable Conditions. *Journal of Applied Meteorology* 11: 783-792.
- Twine TE, Kustas WP, Norman JM, Cook DR, Houser PR, Meyers TP, Prueger JH, Starks PJ, Wesely ML, 2000. Correcting eddy-covariance flux underestimates over a grassland. *Agricultural and Forest Meteorology* 103: 279-300.
- Van Asselt CJ, Jacobs AFG, van Boxel JH, Jansen AE, 1991. A rigid fast- response thermometer for atmospheric research. *Measurement Science & Technology* 2: 26-31.
- Van Dijk A, Kohsiek W, De Bruin HAR, 2003. Oxygen sensitivity of krypton and lyman- α hygrometers. *Journal of Oceanic and Atmospheric Technology* 20: 143-151.
- Van Heerwaarden CC, de Arellano JVG, Teuling AJ, 2010. Land-atmosphere coupling explains the link between pan evaporation and actual evapotranspiration trends in a changing climate. *Geophysical Research Letters* 37.
- Vugts HF, Waterloo MJ, Beekman Fj, Frumau KFA, Bruijnzeel LA, 1993. The temperature variance method a powerful tool in the estimation of actual evaporation rates. *Hydrology of Warm Humid Regions (Proceedings of the Yokohama Symposium, July 1993)* 216: 251-260.
- Webb EK, Pearman GI, Leuning R, 1980. Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 106: 85-100.
- Wilson KB, Goldstein A, Falge E, Aubinet M, Baldocchi D, Berbigier P, Bernhofer C, Ceulemans R, Dolman H, Field C, Grelle A, Ibrom A, Law BE, Kowalski A, Meyers T, Moncrieff J, Monson R, Oechel W, Tenhunen J, Valentini R, Verma S, 2002. Energy balance closure at FLUXNET sites. *Agricultural and Forest Meteorology*. 113: 223-243.

- Zhao X, Liu Y, Tanaka H, Hiyama T, 2010. A Comparison of Flux Variance and Surface Renewal Methods With Eddy Covariance. *Journal of selected topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing* 3: 345-350.