



COLEGIO DE POSTGRADUADOS
INSTITUCION DE ENSEÑANZA E INVESTIGACION EN CIENCIAS AGRÍCOLAS

CAMPUS MONTECILLO

POSTGRADO DE HIDROCIENCIAS

Medición de la evapotranspiración en frijol (*Phaseolus vulgaris L.*) a través de la técnica Eddy covariance

EMMANUEL ROBLERO MÉNDEZ

T E S I S
PRESENTADA COMO REQUISITO PARCIAL
PARA OBTENER EL GRADO DE:

DOCTOR EN CIENCIAS

MONTECILLO, TEXCOCO, EDO. DE MEXICO

2017

La presente tesis, titulada: **Medición de la evapotranspiración en frijol (*Phaseolus vulgaris* L.) a través de la técnica Eddy covariance**, realizada por el alumno: **Emmanuel Roblero Méndez** bajo la dirección del Consejo Particular indicado, ha sido aprobada por el mismo y aceptada como requisito parcial para obtener el grado de:

DOCTOR EN CIENCIAS
HIDROCIENCIAS

CONSEJO PARTICULAR

CONSEJERO

DR. HÉCTOR FLORES MAGDALENO

ASESOR

DR. LEONARDO TIJERINA CHAVEZ

ASESOR

DR. ENRIQUE RUBIÑOS PANTA

ASESOR

DR. ROBERTO ASCENCIO HERNÁNDEZ

ASESOR

DR. RAMÓN ARTEAGA RAMÍREZ

Montecillo, Texcoco, Estado de México, junio de 2017

RESUMEN

MEDICIÓN DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN EN FRIJOL (*Phaseolus vulgaris L.*) A TRAVÉS DE LA TÉCNICA *EDDY COVARIANCE*

Emmanuel Roblero Méndez, Dr.

Colegio de Postgraduados, 2017

La distribución desigual del agua entre las regiones naturales y económicas del planeta; además, la poca disponibilidad en cantidad y calidad hacen de vital importancia buscar alternativas para su uso eficiente y satisfacer la creciente demanda.

El conocimiento de la evapotranspiración de los cultivos (ET_c) permite manejar y usar de manera adecuada el agua. El objetivo de la investigación fue medir la evapotranspiración del cultivo de frijol (*Phaseolus vulgaris L.*) empleando la técnica eddy covariance, la estimación de los coeficientes de cultivo y el área de influencia de las mediciones de ET_c (Footprint).

Las mediciones se realizaron en el lote E6 del campo experimental del Colegio de Postgraduados, Campus Montecillo; se empleó un anemómetro sónico tridimensional, analizador de gases, radiómetro neto, garita de temperatura y humedad relativa, barómetro, sensores de humedad y temperatura del suelo, y platos de flujo de calor del suelo.

El procesamiento de la información para obtener ET_c y Footprint se realizó con el software EddyPro 5.2.1.exe. Para estimar ET_o se empleó la ecuación FAO Penman-Monteith, con lo cual se obtuvieron los coeficientes de cultivo (K_c).

El cultivo de frijol requirió en su ciclo 408.8 mm, con una lámina diaria promedio de 3.5 mm día⁻¹, una lámina máxima y mínima de 5.5 y 1.1 mm día⁻¹, respectivamente. El valor mínimo de K_c fue de 0.27 y el máximo 1.22.

El pico de las contribuciones se dio entre 20 y 40 m, el 90 % de las contribuciones provino de una distancia menor de 80 m y una dirección del viento entre 120 y 360 grados de azimut.

Palabras Clave: Turbulencia, energía, lámina, desarrollo, cultivo, huella.

ABSTRACT

MEASUREMENT OF EVAPOTRANSPIRATION IN BEAN (*Phaseolus vulgaris* L.) THROUGH THE EDDY COVARIANCE TECHNIQUE

The unequal distribution of water between the natural and economic regions of the planet; in addition, the low availability in quantity and quality, make it vital to seek alternatives for efficient use and to satisfy growing demand.

The knowledge of the evapotranspiration of the crops (ET_c) allows to handle and to use properly the water. The objective of the research was to measure the evapotranspiration of the beans (*Phaseolus vulgaris* L.) crop using the eddy covariance technique, the estimation of the crop coefficients and the origin of the ET_c measurements (Footprint).

Measurements were made in lot E6 of the experimental field of the Colegio de Postgraduados, Montecillo Campus; Using a three-dimensional sonic anemometer, gas analyzer, net radiometer, temperature and relative humidity gauge, barometer, humidity and soil temperature sensors, and soil heat flow plates.

The processing of the information to obtain ET_c and Footprint was done with the software EddyPro 5.2.1.exe. To estimate ET_o, the FAO Penman-Monteith equation was used to obtain the crop coefficients (K_c).

Crop beans required 408.8 mm, with an average daily leaf of 3.5 mm day⁻¹, a maximum and minimum leaf of 5.5 and 1.1 mm day⁻¹, respectively. The minimum value of K_c was 0.27 and the maximum was 1.22.

The peak of the contributions was between 20 and 40 m. 90% of the contributions came from a distance less than 80 m and a wind direction between 120 and 360 degrees of azimuth.

Key words: Turbulence, energy, water, development, cultivation, footprint.

DEDICATORIA

*A Mis **Abuelos**: por sus consejos, apoyo y amor incondicional.*

*A mis **padres**: Gonzalo Roblero Ángel (Q.E.P.D) y Amanda Méndez Rívera, por guiarme en cada momento de mi vida, por el apoyo y amor que siempre me han brindado.*

*A mis **hermanos**: Enrique, Victórico, José, Juana, Fraylí, Oscar, Maribel y Víctor con quienes comparto mis logros y tristezas, por hacer cada momento inolvidable, por su apoyo, amistad y comprensión en todo momento.*

*A mis **cuñadas** por formar parte de esta gran familia, por el cariño, confianza, apoyo y amistad que comparten.*

*A mis **Sobrinos y sobrinas** por proporcionar alegría en la familia, por ser motivo de ser mejores.*

*A **Rosa del Carmen Campos Macías** por su apoyo incondicional, por la confianza, paciencia y tiempo compartido. Por estar presente en las buenas y malas situaciones.*

*A mis **Amigos** con quienes compartimos muy buenos momentos, quienes cerca o lejos están siempre presentes.*

A todos ellos les dedico este logro, gracias por ser parte de él...

AGRADECIMIENTOS

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT), por el apoyo y facilidades brindadas en el inicio, desarrollo y cumplimiento del Doctorado.

Al Colegio de Postgraduados, en especial al Postgrado de Hidrociencias por darme la oportunidad de realizar mis estudios de doctorado.

Al personal Académico, administrativo, y personal del campo experimental por contribuir en mi formación, por el apoyo en la realización de diversas actividades que permitieron desarrollar y concluir esta investigación.

Al consejo: Dr. Héctor Flores Magdaleno, Dr. Leonardo Tijerina Chávez, Dr. Enrique Rubiños Panta, Dr. Roberto Ascencio Hernández y al Dr. Ramón Arteaga Ramírez por sus valiosas aportaciones para la realización y satisfactoria culminación de esta tesis.

CONTENIDO

RESUMEN	ii
ABSTRACT	iii
ÍNDICE DE CUADROS	viii
ÍNDICE DE FIGURAS	viii
I. INTRODUCCIÓN	1
II. OBJETIVOS	2
2.1. Generales	2
2.2. Particulares	2
III. REVISIÓN DE LITERATURA	3
3.1. Riego en México	3
3.2. Evapotranspiración	4
3.2.1. Evaporación.....	4
3.2.2. Transpiración.....	5
3.3. Estimación de la Evapotranspiración	6
3.3.1. Técnica Eddy Covariance.....	8
3.3.1.1. Generalidades.....	11
3.3.1.2. Estudios relacionados.....	20
3.4. Procesamiento de datos Eddy Covariance	21
3.4.1. Pre-acondicionamiento de datos crudos	22
3.4.2. Aplicación de correcciones	23
3.4.2.1. Correcciones de frecuencia de respuesta.....	24
3.4.2.2. Correcciones del anemómetro sónico	25
3.4.2.3. Aplicación de los términos Webb-Pearman-Leuning.....	27
3.5. Footprint	28
3.5.1. Velocidad de fricción y la longitud de Obukhov	36
3.5.2. Estabilidad atmosférica	36
IV. MATERIALES Y METODOS	40
4.1. Área de estudio	40
4.1.1. Ubicación del área de estudio.....	40
4.2. Materiales	40
4.3. Métodos	41
4.3.1. Establecimiento del experimento	41
4.3.2. Descarga de la información medida con el sistema Eddy covariance.....	44

4.3.3. Cálculo de ETc	46
4.3.4. Estimación de Kc	49
4.3.5. Análisis del área de influencia (Footprint)	50
V. RESULTADOS Y DISCUSIONES	51
5.1. Cálculo de ETc	51
5.2. Estimación de Kc.....	58
5.3. Análisis del área de influencia (Footprint)	61
VI. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	66
6.1. Conclusiones	66
6.2. Recomendaciones	67
VII. LITERATURA CITADA.....	68

ÍNDICE DE CUADROS

Cuadro 1. Métodos de estimación de la evapotranspiración (Miliarium, 2016).	7
Cuadro 2. Acontecimientos históricos del desarrollo del método eddy covariance.....	11
Cuadro 3. Tipos de errores, flujos que afecta y rango de error (Burba, 2013).....	16
Cuadro 4. Flujo de trabajo en el método Eddy Covariance (Burba, 2013).	19
Cuadro 5. Esquema del procesamiento de datos eddy covariance (Burba, 2013).	21
Cuadro 6. Valores diarios de evapotranspiración (ETc).	56
Cuadro 7. Valores diarios de ETo.	58
Cuadro 8. Frecuencia en el rango de las contribuciones.	61

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Porcentaje de volúmenes concesionados par uso consuntivo en 2013 (CONAGUA, 2014). ...	3
Figura 2. Evaporación y Transpiración durante el ciclo de un cultivo (Allen, 2006).	4
Figura 3. Pérdida de agua por las aberturas estomáticas (Allen, 2006).	5
Figura 4. Flujo de trabajo para la aplicación de las correcciones (Burba, 2013).	25
Figura 5. Comportamiento del Footprint (Burba, 2013).	28
Figura 6. Footprint para diferentes alturas de medición (Burba, 2013).	34
Figura 7. Variación del Footprint con la rugosidad (Burba, 2013).	34
Figura 8. Variación del Footprint con la estabilidad atmosférica (Burba, 2013).	35
Figura 9. Ubicación del lote E6.....	40
Figura 10. Siembra del cultivo de frijol.	41
Figura 11. Evolución del desarrollo del cultivo de frijol.	42
Figura 12. Análisis de la dirección del viento.	43
Figura 13. Instalación del sistema Eddy covariance.	44
Figura 14. Información descargada del sistema Eddy covariance.	45
Figura 15. Información de la estación meteorológica del campus montecillo.	45
Figura 16. Generación de archivos con duración de media hora.	46
Figura 17. Procesamiento de datos con EddyPro 5.2.1.	47
Figura 18. Medias horas con precipitación.	48
Figura 19. Interface del Software REF-ET.	49
Figura 20. LE cada media hora.	51
Figura 21. Energía disponible (Rn-G) y flujos turbulentos (H+LE) en Frijol.	52
Figura 22. Componentes del balance de energía para el 13-05-2016 (A) y 08-07-2017 (B).	53
Figura 23. Relación entre LE, DPV y T.....	54
Figura 24. Flujo de calor latente para el 13-05-2016 y 08-07-2106.....	55
Figura 25. ETc diaria (mm día ⁻¹).....	56
Figura 26. Comportamiento de ETc decenal.....	58
Figura 27. Valores diarios de Kc.....	60
Figura 28. Valores decenales de Kc.....	60
Figura 29. Kc por etapa de desarrollo.	61
Figura 30. Histograma del Footprint.	62
Figura 31. Frecuencia absoluta ajustada a la distribución Gamma.	63
Figura 32. Contribución acumulada de los flujos según el Footprint.	63
Figura 33. Frecuencia de las contribuciones a lo largo del día.	64
Figura 34. Frecuencia del Footprint y de la dirección del viento.....	65

I. INTRODUCCIÓN

De acuerdo con los estudios sobre los balances hídricos del planeta solamente el 0.007 % de las aguas dulces se encuentran disponible para uso humano. Se estima que para el año 2025 más de las dos terceras partes de la humanidad sufrirá algún estrés por la falta de este líquido (Toledo, 2002).

La distribución del agua dulce es desigual entre las regiones naturales y económicas del planeta. Cerca del 75 % de la población humana se concentran en países y regiones donde solo existe el 20 % de la disponibilidad del agua.

En 2014 se cosecharon en México 1,680,897 ha de frijol (*Phaseolus vulgaris* L.), esta representó el 7.9 % de la superficie cosechada nacional y lo ubicó en la cuarta posición de cultivos con mayor superficie (SIAP, 2015a).

En la actualidad, el reto es buscar alternativas para cubrir las demandas de agua en todos los sectores, de ahí que se tiene que eficientizar el uso de éste recurso.

El requerimiento de agua por los cultivos depende de las condiciones ambientales y características del cultivo.

Entre los nuevos métodos micrometeorológicos para la medición de flujo turbulentos está la técnica *Eddy Covariance*, la cual se está consolidando como la principal, gracias al continuo e incesante apoyo mostrado por la comunidad internacional.

Por ello, el propósito del presente trabajo fue usar la técnica *Eddy Covariance* para medir la evapotranspiración del cultivo de Frijol (*Phaseolus vulgaris* L.), la huella de las mediciones (footprint) y la estimación del coeficiente de cultivo del frijol para las condiciones de la zona de Montecillo, Estado de México, y coadyuvar con ello a mejorar en el uso del agua.

II. OBJETIVOS

2.1. Generales

- ✓ Medir la evapotranspiración en el cultivo de frijol (*Phaseolus vulgaris L.*) a través de la técnica Eddy covariance.

2.2. Particulares

- ✓ Medir la evapotranspiración del cultivo de frijol en su ciclo de desarrollo.
- ✓ Estimar el coeficiente de cultivo para frijol.
- ✓ Analizar el área de influencia (footprint) en la medición de la evapotranspiración del frijol.

III. REVISIÓN DE LITERATURA

3.1. Riego en México

En México, las condiciones ecológicas imperantes no son favorables para la realización de las actividades agropecuarias, puesto que el relieve abrupto, la calidad de los suelos y las características del clima limitan considerablemente el desarrollo de esta actividad (Soto, 2003).

CONAGUA (2014), menciona que el uso principal del agua en México es el agrícola, y representa el 75.72 % del volumen concesionado para usos consuntivos (Figura 1).

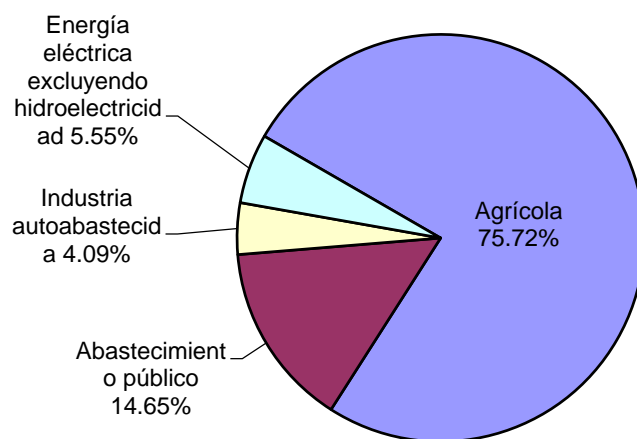


Figura 1. Porcentaje de volúmenes concesionados por uso consuntivo en 2013 (CONAGUA, 2014).

La superficie sembrada en 2014 fue 22,202,784 ha, de ellas 5,868,683 ha de riego y 16,334,101 ha correspondieron a secano (SIAP, 2015b).

En 2013 el rendimiento por hectárea de la superficie bajo riego fue de 2.2 a 3.3 veces mayor que la superficie en régimen de temporal (CONAGUA, 2014).

3.2. Evapotranspiración

Allen *et al.* (2006) indican que la evapotranspiración (ET) es la combinación de dos procesos separados por los que el agua se pierde a través de la superficie: evaporación (lagos, ríos, suelo y vegetación mojada) y transpiración (cultivo). La partición de la evapotranspiración como transpiración y evaporación depende del índice de área Foliar (Figura 2).

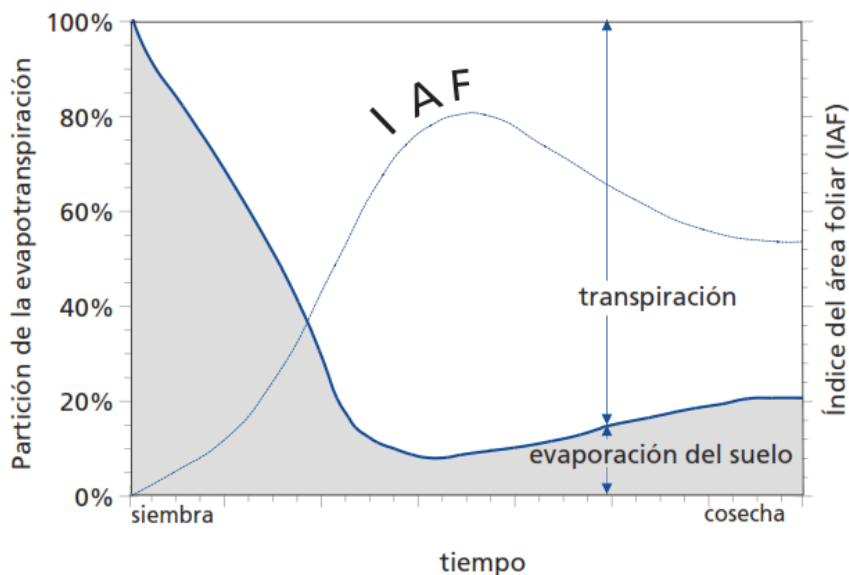


Figura 2. Evaporación y Transpiración durante el ciclo de un cultivo (Allen, 2006).

3.2.1. Evaporación

La evaporación es el proceso por el cual el agua líquida se convierte en vapor de agua (vaporización) y se retira de la superficie evaporante (remoción de vapor). El agua se evapora de una variedad de superficies, tales como lagos, ríos, caminos, suelos y la vegetación mojada.

Para cambiar del estado líquido a vapor se requiere energía. La radiación solar directa y, en menor grado, la temperatura ambiente del aire, proporcionan esta energía.

3.2.2. Transpiración

La transpiración consiste en la vaporización del agua líquida contenida en los tejidos de la planta y su posterior remoción hacia la atmósfera. Los cultivos pierden agua predominantemente a través de los estomas. Estos son pequeñas aberturas en la hoja de la planta a través de las cuales atraviesan los gases y el vapor de agua de la planta hacia la atmósfera (Figura 3). El agua, junto con algunos nutrientes, es absorbida por las raíces y transportada a través de la planta. La vaporización ocurre dentro de la hoja, en los espacios intercelulares, y el intercambio del vapor con la atmósfera es controlado por la abertura estomática. Casi toda el agua absorbida del suelo se pierde por transpiración y solamente una pequeña fracción se convierte en parte de los tejidos vegetales.

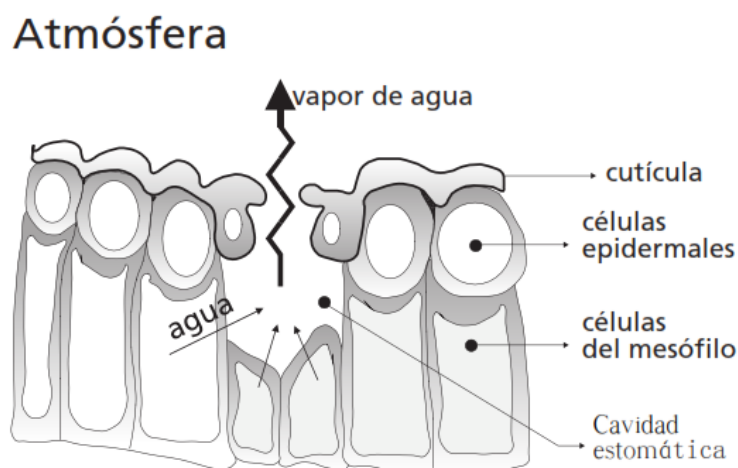


Figura 3. Pérdida de agua por las aberturas estomáticas (Allen, 2006).

La evapotranspiración se expresa normalmente en milímetros (mm) por unidad de tiempo. Esta unidad expresa la cantidad de agua perdida de una superficie cultivada en unidades de altura de agua. La unidad de tiempo puede ser una hora, día, 10 días, mes o incluso un período completo de cultivo o un año.

Como una hectárea tiene una superficie de $10,000 \text{ m}^2$ y 1 milímetro es igual a 0.001 m , una pérdida de 1 mm de agua corresponde a una pérdida de 10 m^3 de agua por hectárea. Es decir 1 mm día^{-1} es equivalente a $10 \text{ m}^3 \text{ ha}^{-1} \text{ día}^{-1}$.

La altura del agua se puede también expresar en términos de la energía recibida por unidad de área. Esto último se refiere a la energía o al calor requerido para vaporizar el agua. Esta energía, conocida como el calor latente de vaporización (λ), es una función de la temperatura del agua. Por ejemplo, a 20°C, λ tiene un valor de cerca de 2.45 MJ Kg⁻¹. Es decir 2.45 MJ son necesarios para vaporizar 1 kilogramo ó 0.001 m³ de agua. Por lo tanto, un aporte de energía de 2.45 MJ por m² puede vaporizar 0.001 m ó 1 milímetro de agua, y entonces 1 milímetro de agua es equivalente a 2.45 MJ m². La evapotranspiración expresada en unidades del MJ m⁻² día⁻¹ se representa por λ ET, el flujo del calor latente.

3.3. Estimación de la Evapotranspiración

El clima, las características del cultivo, el manejo y el medio de desarrollo son factores que afectan la evaporación y la transpiración.

Los principales parámetros climáticos que afectan la evapotranspiración son la radiación, la temperatura del aire, la humedad atmosférica y la velocidad del viento. El tipo de cultivo, la variedad y la etapa de desarrollo deben ser considerados cuando se evalúa la evapotranspiración de cultivos que se desarrollan en áreas grandes y bien manejadas.

Los factores tales como salinidad o baja fertilidad del suelo, uso limitado de fertilizantes, presencia de horizontes duros o impenetrables en el suelo, ausencia de control de enfermedades y de parásitos y el mal manejo del suelo pueden limitar el desarrollo del cultivo y reducir la evapotranspiración.

La evapotranspiración de un cultivo es un parámetro muy importante en el manejo y el uso eficiente del agua (Hernández y Cabrera, 2003; Alla *et al.*, 2015). Es uno de los componentes más importantes y más difíciles de medir (Trezza, 2008).

La evapotranspiración se puede estimar con modelos empíricos, semiempíricos, fisicomatemáticos y con variables meteorológicos y está en función de la información meteorológica, exactitud y precisión deseada (Toro *et al.*, 2015).

Para determinarla experimentalmente se requieren aparatos específicos y mediciones precisas de varios parámetros físicos o el balance del agua del suelo en lisímetros. Los métodos experimentales de campo, son en general caros, exigiendo precisión en las mediciones, y pueden ser completamente realizados y analizados apropiadamente sólo por personal de investigación suficientemente preparado. A pesar de que estos procedimientos no son apropiados para mediciones de rutina, siguen siendo importantes para la evaluación de las estimaciones de ET obtenidas con métodos indirectos.

Cuadro 1. Métodos de estimación de la evapotranspiración (Miliarium, 2016).

Métodos directos	Métodos indirectos		Por imágenes de satélite
	Métodos basados en física teórica del microclima (métodos micrometeorológicos) en tiempo real < 30 min	Métodos climatológicos (Fórmulas empíricas) > 1 semana	
Evapotranspirómetros	Balance de energía	Correlación entre medidas de evaporación en estanques	METRIC tm
Lisímetros	Perfiles de humedad y velocidad del viento	Fórmula de Thornthwaite	SEBAL
Parcelas y cuencas experimentales	Flujo turbulento de humedad	Fórmula de Blaney-Cridde	
Perfiles de humedad del suelo	Fórmulas semiempíricas: Fórmula de Penman	Fórmula de Makkink	
Atmómetro de Livingstone	Métodos aerodinámicos basados en el transporte de masa (método Thornthwaite-Holzman)	Fórmula de Turc	
Método gravimétrico	Métodos aerodinámicos	Fórmula de Coutagne	
	Métodos mixtos: consideran el balance de energía y el comportamiento aerodinámico (método de Penman, Van Bavel)	Método de Penman	
	Métodos mixtos que involucran la resistencia de la planta al transporte de vapor de agua (método de Penman-Monteith).	Método de Penman-Monteith	
		Curva de Hansen	
		Método de Jensen-Haise	
		Fórmula de Stephens	
		Fórmula de Doorenbos-Pruitt	
		Fórmula de Ivánov	
		Fórmula de Papadakis	

3.3.1. Técnica Eddy Covariance

La turbulencia transporta además de masa, energía. Casi toda la radiación solar que llega a la superficie se invierte en dos procesos físicos: el primer proceso produce un incremento de la temperatura del suelo y a su vez provoca una transferencia de calor sensible hacia la atmósfera vecina como consecuencia de la diferencia de temperaturas (H) y otra transferencia de calor hacia el subsuelo (G); el segundo proceso induce el calentamiento de las moléculas de agua susceptibles de cambiar de estado y evaporar; es decir, una transferencia de calor latente (LE). Las transferencias de calor H y LE pueden ser también medidos con la técnica *eddy covariance*, ya que ambos son transportados por la turbulencia al igual que las concentraciones de masa de CO₂ y vapor de agua. El flujo vertical puede ser representado como una covarianza de la velocidad vertical y la concentración de la entidad de interés (Burba, 2013).

En la atmósfera se producen movimientos turbulentos de masas de aire que se mueven hacia arriba o hacia abajo transportando verticalmente gases como el CO₂ o el H₂O principalmente. Así, la técnica *Eddy Covariance* registra los movimientos turbulentos para estimar el intercambio neto de material entre el ecosistema y su atmósfera vecina (Borja, 2008; Munguía *et al.*, 2011).

El movimiento de materia es conocido físicamente como densidad de flujo. La densidad de flujo es una magnitud vectorial que implica el producto de un escalar indicador de cuanta masa se mueve por otra magnitud vectorial indicadora de hacia donde y cuando se mueve. Así, la técnica *Eddy covariance* consiste en medir la densidad de CO₂ y H₂O en el aire como magnitud escalar, y la velocidad y dirección del viento, como magnitud vectorial, para estimar la densidad de flujo de masa.

El método micrometeorológico que permite determinar la *ET* de diferentes condiciones y tipos de vegetación es el de la covarianza de remolinos (Zermeño *et al.*, 2010).

El principio del método de la covarianza de remolinos es detectar las contribuciones de todos los movimientos turbulentos responsables del transporte vertical de los gases. Esto requiere mediciones de flujos a una tasa suficientemente alta (típicamente 10 - 20 Hz) y promediando las covarianzas en un periodo suficiente razonable (típicamente 15-30 min) (Munguía *et al.*, 2011).

En la actualidad la técnica Eddy Covariance se ha extendido y usado en una multitud de ecosistemas con la finalidad de cuantificar el intercambio de gases entre nuestra biomasa y la atmósfera vecina. Actualmente se han generado redes continentales de zonas experimentales, como EUROFLUX, AmeriFlux, ChinaFLUX, CARBORED, los cuales integran la red global FLUXNET, (Borja, 2011).

Borja (2011) indica que las principales ventajas del *Eddy Covariance* frente a métodos tradicionales son:

- Estima intercambios netos a nivel de ecosistema y no a nivel de hoja o en un solo punto del suelo como ocurre con las cámaras. El área muestreada por esta técnica (footprint) puede abarcar cientos de metros a kilómetros.
- Proporciona directamente medidas integradas en todo el ecosistema.
- Permite un muestreo para distintas escalas temporales (horas, días, meses, etc.).
- Las mediciones se realizan casi sin modificar el entorno.

Para registrarse el flujo de masa de CO₂ y H₂O a través del movimiento turbulento del aire se debe de medir simultáneamente la velocidad del viento (Anemómetro sónico) el cual indica la magnitud y dirección de la masa de aire y la concentración del gas (IRGA) que indica la cantidad de masa que se mueve.

En lo que se refiere al anemómetro sónico existe diversos diseños y en el caso de los IRGAs solo existen dos modelos: Trayectoria cerrada (closed path), en el cual el gas es absorbido hasta el interior del instrumento para realizar la medición y el de Trayectoria abierta (open path) el cual realiza la medida *in situ*.

Una de las discusiones sobre el problema de medir densidades (usando un sistema open path) en lugar de concentraciones es que éstas se ven afectadas por variaciones de la temperatura del aire y por variaciones en la concentración de otros gases traza. Una primera solución fue la nulidad del flujo vertical del aire seco (en consecuencia, la existencia de una velocidad vertical promedio de aire seco) lo cual generó desacuerdos. Ante esto se propone utilizar la razón de mezcla, una magnitud conservativa ante procesos de expansión, compresión y difusión, la cual se considera la más adecuada para definir el flujo; con ello se tiene una teoría de la técnica más

sólida y consistente con lo cual los flujos de masa y energía no se entienden sin la corrección de Webb.

El principio físico para la medición de flujo es medir cuántas moléculas se mueven hacia arriba y hacia abajo a través del tiempo, y qué tan rápido viajan. Estas mediciones requieren instrumentación muy sofisticada, porque las fluctuaciones turbulentas suceden muy rápidamente, y los respectivos cambios en la concentración, la densidad o la temperatura son bastante pequeñas, y deben ser medidos muy rápido y muy bien.

El método Eddy covariance para medir el intercambio de calor, masa y momento entre una superficie plana, horizontal y homogénea y la superficie subyacente fue propuesto por Montgomery (1948), Swinbank (1951), y Obunkhov (1951). Bajo estas condiciones, el transporte neto entre la superficie y la atmósfera es unidimensional y la densidad de flujo vertical puede ser calculado por la covarianza entre las fluctuaciones de la turbulencia del viento vertical y la cantidad de interés (Aubinet *et al.*, 2012).

Limitaciones en la instrumentación obstaculizaron la pronta aplicación de este enfoque, y todo el potencial del método Eddy covariance emergió después del desarrollo de los anemómetros sónicos, para los que las ecuaciones básicas fueron dados por Escocia en 1955. El diseño de los anemómetros actuales fue desarrollado por Bovscheverov y Voronov (1960). Las investigaciones micrometeorológicas de la década de 1950 a 1970 fueron diseñadas para estudiar la turbulencia atmosférica sobre superficies homogéneas y en la década de 1980 para flujos turbulentos de momento, calor sensible y latente en superficies heterogéneas, similares a las realizadas en Estados Unidos, Francia y Rusia, convirtiéndose en la base de experimentos micrometeorológicos futuros.

La continua medición de flujos surgió en 1990 con el desarrollo de una nueva generación de anemómetros sónicos y analizadores infrarrojos de gases para el vapor de agua y dióxido de carbono, junto con paquetes de software integrales para el método eddy covariance. A principios de 1990 este método fue ampliamente utilizado por la comunidad ecológica para la medición de dióxido de carbono e intercambio de agua entre el ecosistema y la atmósfera, con lo cual se instalaron las primeras torres de medición convirtiéndose posteriormente en la red internacional FLUXNET. El desarrollo histórico del método eddy covariance se aprecia en el Cuadro 2.

Cuadro 2. Acontecimientos históricos del desarrollo del método eddy covariance.

Acontecimiento histórico
Bases teóricas del método eddy covariance
Anemómetro sónico tridimensional
Requerimiento instrumental
Analizador de gas para vapor de agua (UV)
Analizador de gas para vapor de agua (IR)
Corrección del efecto de la densidad del aire
Analizador de gas para dióxido de carbono (IR)
Transformación de flujo de flotabilidad a flujo de calor sensible
Funciones de sistema de transferencia para corrección espectral
Condiciones de Fetch
Software para el procesamiento de datos en tiempo real.
Región del origen de los flujos (huella), basado en Gash (1986)
Método relajado de acumulación de turbulencia, basado en Desjardins (1977)
Influencia de los tubos de los sensores de trayectoria cerrada
Bases teóricas para huellas (fooprint) de flujo y estrategias de muestreo
Abordar el problema del no cierre del balance de energía en la superficie
Pruebas de calidad de datos eddy covariance
Abordar el problema de la advección vertical
Metodología para la red FLUXNET (EUROFLUX)
Llenado de huecos en la red FLUXNET
Organización de una red internacional (FLUXNET)

3.3.1.1. Generalidades

Las mediciones eddy covariance se hacen típicamente en la capa límite de superficie, aproximadamente 20-50 m de altura, en el caso de la estratificación inestable y a pocas decenas de metros en la estratificación estable. Los flujos son aproximadamente constantes con la altura en la capa superficial; por lo tanto, las mediciones realizadas en esta capa son representativas de los flujos de las superficies subyacentes que se desea conocer. Aquí la turbulencia atmosférica es el mecanismo dominante de transporte, lo que justifica el uso del enfoque eddy covariance para medir los flujos.

El establecimiento del marco teórico de la técnica Eddy Covariance es atribuida a Reynolds en 1895, dado la falta de tecnología adecuada retraso su aplicación y fue hasta los años 70 cuando se realizaron las primeras medidas sobre el intercambio de dióxido de carbono en un campo de

maíz; las cuales se realizaron utilizando un anemómetro de hélices y un analizador de gases por infrarrojos de trayectoria cerrada (Closed path InfraRed Gas Analyser) con una frecuencia en las mediciones de 0.5 segundos por la cual fue criticada porque daba errores del orden del 40%.

La técnica Eddy covariance tradicional (también conocido como método de correlación de remolino o CE) calcula solamente flujo vertical turbulento, implica una gran cantidad de supuestos, y requiere instrumentos de alta gama. Por otro lado, proporciona mediciones casi directas de flujo continuo si los supuestos son satisfechos.

En flujo turbulento, el flujo vertical puede ser representado como (Burba, 2013):

$$F = \overline{\rho_d w s} \quad (1)$$

donde:

ρ_d es la densidad del aire, $g\ g^{-1}$

w es la velocidad vertical del viento, $m\ s^{-1}$

s es la fracción molar seca del gas de interés (*proporción de mezcla*).

La descomposición de Reynolds es usada para descomponer en medias y desviaciones. La densidad del aire se presenta como una suma media en un tiempo (media hora por ejemplo) y una desviación instantánea de esta media por ejemplo por cada 0.05 ó 0.1 segundos (denotados por un primo). Con la velocidad vertical del viento y la fracción molar seca se realiza un procedimiento similar. La expresión de la descomposición de Reynolds se presenta enseguida:

$$F = \overline{(\bar{\rho}_d + \rho'_d)(\bar{w} + w')(\bar{s} + s')} \quad (2)$$

Al abrir los paréntesis queda:

$$F = \overline{(\bar{\rho}_d \bar{w} \bar{s} + \bar{\rho}_d \bar{w} s' + \bar{\rho}_d w' \bar{s} + \bar{\rho}_d w' s' + \rho'_d \bar{w} \bar{s} + \rho'_d \bar{w} s' + \rho'_d w' \bar{s} + \rho'_d w' s')} \quad (3)$$

Dado que el promedio de la desviación es cero se simplifica a la siguiente expresión:

$$F = (\bar{\rho}_a \bar{w} \bar{s} + \bar{\rho}_a \overline{w' s'} + \bar{w} \overline{\rho'_a s'} + \bar{s} \overline{\rho'_a w'} + \overline{\rho'_a w' s'}) \quad (4)$$

Dos supuestos importantes son hechos en el método convencional de Eddy Covariance (Burba, 2013):

1. Las fluctuaciones de la densidad del aire se asumen insignificante, no así, con fuertes vientos donde las fluctuaciones en la densidad pueden no ser despreciable en comparación con el flujo del gas. Sin embargo, en la mayoría de los casos cuando se usa Eddy Covariance se realiza sobre espacios razonablemente planos y extensos, como campos o llanuras; en esta situación se puede suponer con seguridad que las fluctuaciones en la densidad del aire sean insignificantes. De esta manera se logra simplificar más la ecuación anterior.

$$F = (\bar{\rho}_a \bar{w} \bar{s} + \bar{\rho}_a \overline{w' s'} + \overline{w \rho'_a s'} + \overline{s \rho'_a w'} + \overline{\rho'_a w' s'}) \quad (5)$$

$$F = (\bar{\rho}_a \bar{w} \bar{s} + \bar{\rho}_a \overline{w' s'}) \quad (6)$$

2. El flujo vertical promedio se asume insignificante en un terreno horizontal homogéneo, de tal forma que no se producen desvíos de flujo o conversiones, con la que se tiene la ecuación clásica de flujo de remolinos.

$$F = (\bar{\rho}_a \bar{w} \bar{s} + \bar{\rho}_a \overline{w' s'}) \quad (7)$$

$$F = \bar{\rho}_a \overline{w' s'} \quad (8)$$

De la ecuación anterior el flujo es igual al producto de la media de la densidad de aire y la media de la covarianza de las desviaciones instantáneas entre la velocidad vertical del viento y la relación de mezcla de cualquier gas de interés como: CO₂, CH₄, N₂O, O₃.

En el caso del flujo de calor sensible (H), es igual a la densidad media del aire multiplicada por la covarianza de las desviaciones en la velocidad vertical del viento y la temperatura instantánea. La conversión a unidades de energía se logra al incluir el término de calor específico.

$$H = \bar{\rho}_d C_p \overline{w'T'} \quad (9)$$

donde:

H es el flujo de calor sensible (W m^{-2}),

$\bar{\rho}_d$ es el promedio de la densidad del aire (kg kg^{-1}),

C_p es el calor específico del aire a presión constante ($\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$),

$\overline{w'T'}$ es la covarianza entre la velocidad vertical del viento y la temperatura del aire.

El flujo de vapor de agua a menudo se calcula en unidades de energía (W m^{-2}), y se le llama flujo de calor latente y describe la energía utilizada en el proceso de evaporación, transpiración o evapotranspiración. La expresión que la define es la siguiente.

$$LE = L \overline{w'\rho_{wv}'} \quad (10)$$

Donde:

LE es el flujo de calor latente, $\text{MJ m}^{-2} \text{día}^{-1}$ ($1 \text{ J m}^{-2} \text{ s}^{-1} = \text{W m}^{-2}$)

L es el calor latente de vaporización del agua, MJ kg^{-1}

$\overline{w'\rho_{wv}'}$ es la covarianza entre la velocidad vertical del viento (w) y la densidad del vapor de agua (ρ_{wv}), en $\text{kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$.

Valores horarios o integrados de flujo de calor latente pueden ser convertidos a unidades más frecuentes (mm d^{-1} , pulgada ha^{-1} , $\text{kg m}^{-2} \text{ h}^{-1}$, etc.). Cuando se convierte a unidades de masa o volumen el flujo de calor latente a menudo se le llama tasa de evapotranspiración (ET), tasa de evaporación (superficies mojadas sin vegetación), o pérdida de agua por evaporación.

Se debe de tener en cuenta que los instrumentos más antiguos no dan de salida la fracción molar seca rápidamente (fracción de mezcla rápida), sino que miden la densidad. En este caso se requiere de correcciones de densidad en el post-procesamiento; las cuales no son necesarias en instrumentos con salida verdadera de fracción de mezcla a alta velocidad.

Además de los supuestos anteriores se tienen las siguientes consideraciones importantes en el método Eddy Covariance (Burba, 2013).

- Las mediciones en un punto se supone que representan una superficie contra el viento.
- Se asume que las medidas son hechas dentro de la capa límite de interés y flujo constante dentro de la capa.
- El Fetch y footprint se suponen adecuados, por lo que el flujo se mide a partir de la zona de interés.
- Flujo completamente turbulento.
- El terreno es horizontal y homogéneo.
- Las fluctuaciones en la densidad del aire son despreciables.
- Convergencia y divergencia de flujo son despreciables.
- Los instrumentos pueden detectar cambios muy pequeños a muy alta frecuencia.
- La media de flujo de aire y la turbulencia en el punto de medición no son sensiblemente distorsionados por la estructura de la instalación o de los propios instrumentos.

El grado de validez de algunas de estas suposiciones depende de la selección del sitio adecuado y montaje experimental. En otras ocasiones dependerá en gran medida de las condiciones atmosféricas y el clima.

Las mediciones por supuesto nunca son perfectas, debido a supuestos, fenómenos físicos, problemas de instrumentos y características específicas del terreno o instalación particular. Como resultado, hay un número de posibles errores de flujo, pero se pueden prevenir, reducir al mínimo, o corregirlos (Burba, 2013).

En primer lugar, hay una familia de errores llamados ***errores de frecuencia de respuesta***, estos incluyen los errores debidos al *tiempo de respuesta* del instrumento, la *atenuación del tubo*, *ruta*

y el volumen promedio, la separación del sensor, desajuste de la respuesta del sensor, filtrado de paso bajo y alto, y el muestreo digital.

Errores en el tiempo de respuesta se producen porque los instrumentos pueden no ser lo suficientemente rápido para coleccionar todos los cambios que resultan del transporte de remolinos. Se observa *error de atenuación* del tubo en analizadores de trayectoria cerrada, y es causada por la atenuación de la fluctuación instantánea de la concentración en el tubo de muestreo. *Error en la ruta promedio* es causada por el hecho de que la trayectoria del sensor no es una medición de punto, sino más bien es una integración sobre una cierta distancia; Por lo tanto, se puede promediar algunos de los cambios causados por el transporte de remolinos.

Errores en la separación del sensor se producen debido a la separación física entre los lugares donde se miden la velocidad del viento y de la concentración, por lo que se calcula la covarianza de los parámetros que no se miden en el mismo punto. También puede haber errores de respuesta de frecuencia causados por *falta de coincidencia de respuesta del sensor*, y mediante el *filtrado y muestreo digital*.

Además de los errores de frecuencia de respuesta, otras fuentes clave de errores incluyen *picos y ruido en las mediciones, anemómetro desnivelado, ángulo del viento, tiempo de retardo del sensor* (especialmente importante en los analizadores de trayectoria cerrada con tubos de admisión largo), *errores de flujo de calor sónicos, fluctuaciones en la densidad Webb-Pearman-Leuning (WPL), efectos espectroscópicas (por mediciones basadas en láser), los efectos de la banda de ampliación (para mediciones NDIR), sensibilidad de oxígeno, almacenamiento de flujo de gas, y errores en el llenado de datos.*

Estos errores no son triviales; ya que combinados pueden resumir a más de 100% del flujo. Para minimizar o evitar este tipo de errores se puede realizar una serie de procedimientos. En el Cuadro 3 se aprecia los principales errores y su contribución.

Cuadro 3. Tipos de errores, flujos que afecta y rango de error (Burba, 2013).

Tipo de error	Flujos afectados	Rango aproximado (%)
Picos y ruido	Todo	0-15
Anemómetro desnivelado	Todo	0-25
Ángulo de ataque del viento	Todo	0-25
Tiempo de retraso	Mayormente en trayectoria cerrada	0-50

Frecuencia de respuesta	Todo	0-50
Error del flujo de calor sónico	Flujo de calor sensible	0-10
Fluctuaciones en la densidad	Cualquier gas	0-50
Efectos espectroscópicas por el láser	Cualquier gas	0-25
Ampliación de banda por NDIR	Mayormente CO ₂	0-5
Oxígeno en la trayectoria	Poco de agua	0-10
Almacenamiento de flujo de gas bajo la torre	Cualquier gas	0-5
Llenado de datos faltantes	Todo	0-20

Los picos y el ruido pueden afectar a todos los flujos, pero por lo general no más de un quince por ciento del flujo. La selección adecuada del instrumento, mantenimiento, junto con una rutina de eliminación de picos y del filtrado de datos en el software de procesamiento, ayuda a minimizar el efecto de dichos errores.

Un *anemómetro sónico desnivelado* afectará a todos los flujos, así, a causa de la contaminación de la velocidad vertical del viento con una componente horizontal. El error puede ser el veinticinco por ciento o más, pero es fácilmente reducida por tener una torre constante, y por la nivelación del anemómetro durante la instalación de la estación. El error restante se puede fijar de forma relativamente fácil mediante el uso de un procedimiento de procesamiento llamada rotación de coordenadas.

Los errores debidos al *tiempo de retraso* sin ajustar pueden afectar todos los flujos, pero son más graves en los sistemas de trayectoria cerrada con tubos de admisión largos, sobre todo para el vapor de agua y otros gases "pegajosos" (por ejemplo, amoníaco). Estos errores pueden ser de hasta 25% para los gases no pegajosos, y pueden superar el 50% de H₂O y NH₃. Los errores del tiempo de retraso pueden minimizarse mediante el uso de tubos más cortos cuando sea posible, mediante el uso de instrumentos con relojes a juego, y reduciendo al mínimo la distancia de separación entre la ingesta del analizador de gases y el anemómetro sónico.

Los errores en la *frecuencia de respuesta* también afectan a todos los flujos. Por lo general, oscilan entre 5% (por ejemplo, en dispositivos de trayectoria abierta) y 50% del flujo (en tubos largos de trayectoria cerrada o cualquier dispositivo más lento), y pueden ser parcialmente remediados por la elección de la instrumentación, y por el adecuado montaje experimental. Ellos pueden ser corregidos aún más mediante la aplicación de las correcciones de la frecuencia de respuesta en el software de procesamiento de datos.

Muchos de los errores potenciales se pueden minimizar o eliminar por la estación y el diseño experimental adecuado, la configuración de recopilación de datos y el mantenimiento del sitio; el resto se puede corregir con la configuración correcta del software durante el procesamiento de datos.

Errores de calor sónico afecta el flujo de calor sensible, pero por lo general no más de diez por ciento, y se fijan mediante la aplicación de una corrección sónica directa al flujo de calor.

Las *fluctuaciones de densidad* afectan principalmente a los flujos de gas y agua, y sólo cuando la salida de densidad del instrumento es diferente de la fracción molar seca. El tamaño y la dirección de los errores relacionados varían mucho. Puede ser trescientos por ciento del pequeño flujo en invierno, o podría ser sólo un pequeño porcentaje en verano. Estos errores pueden ser eliminados por la elección de los instrumentos con salida de fracción molar de secado rápido, o se pueden corregir usando los términos de densidad Webb-Pearman-Leuning.

Los *efectos espectroscópicos* para las tecnologías basadas en láser recientes pueden afectar las concentraciones y flujos rápidos. La medida es generalmente específica para la tecnología, poco estudiado en aplicaciones de covarianza de remolinos, y debe tratarse con cuidado.

Los *errores de ensanchamiento de las bandas* afectan a los flujos de gases medidos por la técnica de NDIR, y dependen en gran medida del instrumento utilizado. El error es generalmente del orden del 0 al 5 %, y las correcciones se aplican ya sea en el software del instrumento, o se describe por el fabricante del instrumento.

El oxígeno en la trayectoria de la medición afecta las lecturas en el higrómetro criptón, pero generalmente no más de diez por ciento, y el error se fija con una corrección de oxígeno.

Los *datos faltantes* afectarán a todos los flujos, especialmente si se integran durante largos períodos de tiempo. Los efectos pueden ser minimizados mediante la elección del instrumento adecuado para las condiciones de la obra, y por un programa de mantenimiento bien planeado. Por ejemplo, en un sitio de lluvias, un instrumento de trayectoria cerrada perderá significativamente menos datos que un instrumento de trayectoria abierta, mientras que tener un instrumento de repuesto como parte del plan de mantenimiento también puede reducir la pérdida de datos debido al mal funcionamiento, relámpagos, etc.

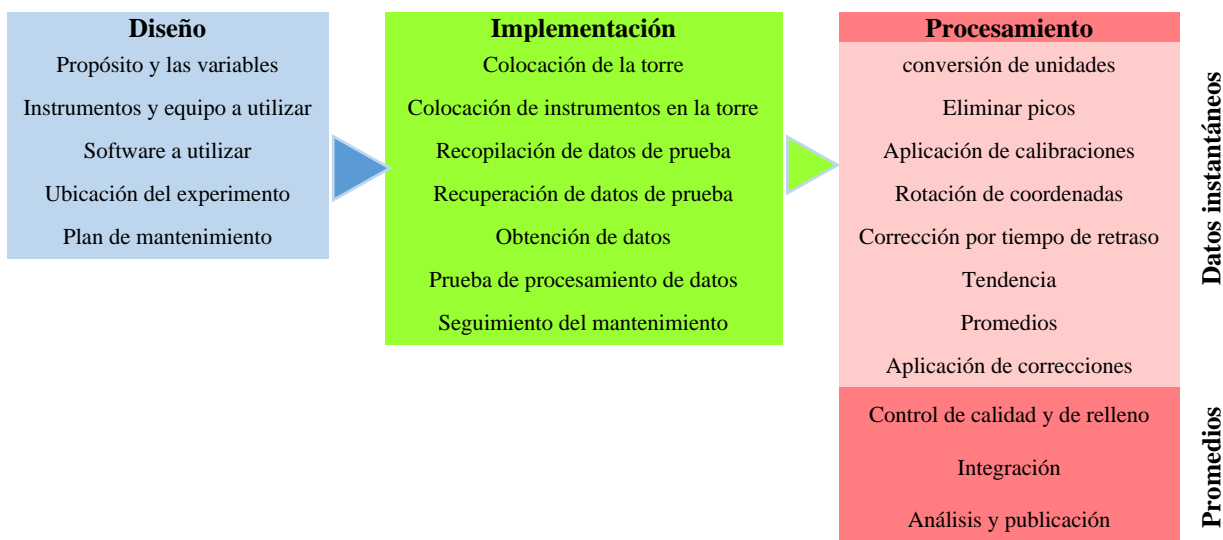
También hay una serie de diferentes métodos matemáticos para probar y calcular los errores resultantes para un conjunto específico de datos debido a llenado de huecos.

Aunque la mayoría de los programas de flujo moderno corregirán automáticamente la mayoría de los errores como parte de la secuencia de procesamiento de flujo estándar, todavía es extremadamente importante para minimizar o eliminar la mayoría de estos errores durante la configuración del experimento, y sólo entonces para corregir el restante de los errores durante el procesamiento de datos. Esto es especialmente importante para pequeños flujos y para integraciones anuales.

Todos los principios descritos anteriormente fueron desarrollados y probados para entornos tradicionales, sobre terrenos razonablemente horizontales y uniformes, con fluctuaciones de densidad del aire insignificantes, convergencia y divergencia flujo insignificante, y con el que prevalece el transporte de flujo turbulento.

En el Cuadro 4 se muestra una secuencia tradicional de las acciones necesarias para la instalación experimental exitosa, la recopilación de datos y el procesamiento. Uno puede agrupar el flujo de trabajo en tres partes principales: *el diseño del experimento, la implementación y el procesamiento de datos.*

Cuadro 4. Flujo de trabajo en el método Eddy Covariance (Burba, 2013).



3.3.1.2. Estudios relacionados

Wilson *et al.* (2001) determinaron la evapotranspiración forestal y encontraron que las estimaciones anuales de la evapotranspiración fueron similares para las técnicas de covarianza de remolinos y balance de agua en el suelo analizado en un periodo de 5 años, con un promedio de 571 ± 16 mm y 582 ± 28 mm, respectivamente.

Williams *et al.* (2004) combinaron las técnicas de covarianza de remolinos (EC), flujo de savia e isótopos estables para investigar las respuestas de transpiración y evaporación del suelo a un evento de riego en una huerta de oliva (*Olea europaea L.*) en Marrakech, Marruecos. El objetivo principal fue particionar la ET con la técnica de isótopos estables.

Nagler *et al.* (2005) combinaron la teledetección y las mediciones in situ para estimar la evapotranspiración (ET) de la vegetación ribereña en grandes extensiones de los ríos del oeste de Estados Unidos y ET por tipos de plantas. Las mediciones se realizaron en nueve torres de flujo (covarianza de remolino y razón de Bowen), y obtuvieron fuerte correlación con los valores del Índice de Vegetación Mejorado (EVI) de imágenes MODIS.

Kosugi y Katsuyama (2007) midieron la evapotranspiración sobre un bosque de ciprés japonés utilizando los métodos de covarianza de remolinos y balance hídrico. Encontraron que el método de covarianza de remolinos con corrección de balance de energía puede usarse para medir el balance de agua en el suelo; ya que, con el método de covarianza de remolinos con corrección de balance de energía la evapotranspiración promedio de tres años fue de 735 mm y con el método de balance hídrico para un promedio de 33 años fue de 749 mm.

Li *et al.* (2008) aplicaron la técnica covarianza de remolinos (EC) para estimar la ET y Kc en cultivo de maíz bajo acolchado, en el noroeste de China.

Balbontín *et al.* (2011) realizaron en 2007 la medición de la evapotranspiración (ET) de un viñedo en la localidad de Tarazona de La Mancha, España, mediante los métodos micrometeorológicos razón de Bowen (BREB) y covarianza de torbellinos (EC). Encontraron que ambos métodos estimaron ET de forma similar, 202 mm para BREB y 192 para EC, con lo que el sistema BREB sobrestimó los flujos del sistema EC en 5 %.

Paço *et al.* (2006) midieron la evapotranspiración de una huerta de durazno bajo riego por goteo en el centro de Portugal, emplearon la técnica de covarianza de remolinos durante dos temporadas de riego y determinaron los coeficientes de cultivo. Estimaron el coeficiente de cultivo dual apoyados de microlysimetros para medir la evaporación del suelo.

3.4. Procesamiento de datos Eddy Covariance

Diferentes grupos de investigadores pueden usar métodos ligeramente diferentes para el procesamiento de datos Eddy covariance para adaptarse a sus necesidades específicas, diseño de sitio específico, y las condiciones de muestreo. Una forma tradicional generalizada para procesar los datos y obtener cálculos de flujo lo más cerca posible a lo que realmente está sucediendo en el campo se presenta en el Cuadro 5 (Burba, 2013).

Cuadro 5. Esquema del procesamiento de datos eddy covariance (Burba, 2013).

Pre acondicionamiento	Aplicación de correcciones	Promediado de datos
<ul style="list-style-type: none"> ▪ Conversión de señales de voltajes a unidades físicas ▪ Eliminación de picos ▪ Aplicación de coeficientes de calibración, si es necesario ▪ Rotación de coordenadas ▪ Corrección por tiempo de retraso ▪ Tendencia, si es necesario ▪ Promedio rápido de datos sobre 0.5 a períodos de 4 horas 	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Frecuencia de respuesta ▪ Corrección sónica ▪ Términos WPL ▪ Otras correcciones ▪ Almacenamiento de flujo 	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Control de calidad ▪ Rellenado de períodos perdidos ▪ Integración de datos de flujo a largo plazo ▪ Comprobación de todo el proceso ▪ Análisis y publicación de los datos

Programas de flujo modernos, como EddyPro, se hará cargo de la mayor parte de las etapas de procesamiento de forma automática para un experimento de Eddy covariance estándar. Para una configuración especialmente complicada o inusual, algunos pasos en el programa de procesamiento pueden necesitar ser personalizados para adaptarse a las características inusuales. Los principales pasos seguirán siendo similares para la mayoría de las configuraciones.

3.4.1. Pre-acondicionamiento de datos crudos

Conversión de señales de voltajes a unidades físicas: La conversión de unidades es generalmente uno de los primeros pasos en el procesamiento de los datos instantáneos. Algunos, sin embargo, prefieren eliminar picos de los datos en primer lugar, y luego retirar períodos con valores exorbitantes, y sólo a continuación, realizar la conversión de unidades y el resto del procesamiento. Si se hace con cuidado, esta secuencia de pasos debe dar los mismos resultados.

Eliminación de picos: los datos instantáneos de alta frecuencia tendrán picos ocasionales, debido tanto a ruido electrónico y físico. Los picos deben ser retirados y puntos negativos deberían ser sustituidos por promedios para evitar errores en los cálculos posteriores. La eliminación se puede hacer inmediatamente después de la recolección de datos, o más tarde durante el procesamiento posterior. Demasiados picos suelen indicar un instrumento o problema electrónico, hay condiciones, tales como la liberación de almacenamiento durante la noche, que pueden parecer picos, pero son hechas por fenómenos naturales.

Aplicación de coeficientes de calibración: no es un asunto trivial de covarianza turbulenta. Muchos investigadores lo eligen para calibrar analizadores de gases de trayectoria cerrada cada noche o incluso con más frecuencia para asegurar la más alta calidad de los datos. En sistemas de trayectoria abierta o cerrada, los coeficientes de calibración son típicamente menos involucrados, y adecuadas calibraciones de fábrica o laboratorios, por lo general se pueden establecer en el propio software del instrumento.

Rotación de coordenadas: se realiza por la falta de nivelación perfecta del anemómetro sónico, de manera que su eje w es exactamente perpendicular a la media del flujo, o líneas de corriente media del viento, como resultado la señal w puede estar contaminado por los otros dos componentes tridimensionales del viento. Las formas de corregir este tipo de situaciones son las siguientes: 1. Girar coordenadas para que la media $w = 0$, 2. Usar el método de ajuste planar (corrección de inclinación).

Ajuste del tiempo de retraso: compensa el retraso en la adquisición de señales de diferentes instrumentos. Sin corrección, las fluctuaciones en w' no van a correlacionar plenamente con las fluctuaciones de la concentración de gas, y el flujo se subestimarán drásticamente.

Tendencia: los valores medios se restan de los valores instantáneos para calcular el flujo, esto requiere el establecimiento de la media de una serie de tiempo dado. Hay tres formas principales de verlo, y tres técnicas respectivas: promediado de bloques, tendencia lineal y filtrado no lineal.

Intervalo de promedio: no debe ser demasiado largo, de tal manera que la transferencia no turbulenta podría contribuir, y el ciclo diurno no es observado; o demasiado corto, de tal manera que el filtrado de paso alto puede conducir a la pérdida de entrada de remolinos más grandes, y a una reducción de flujo. Existen varios métodos para determinar el tiempo a promediar: *el enfoque obligatorio* (30 minutos o 1 hora); *el enfoque empírico* analiza los datos con diferentes tiempos (10 min, 30 minutos, 1 h, 2 h, 4 h) y elige el que tiene el mayor flujo; *el método de ojivas* que analiza la sensibilidad de la covarianza construido sobre un rango de frecuencias. A medida que se alarga el período de acumulación, en algún momento no se añade más flujo (mejor tiempo de promedio).

3.4.2. Aplicación de correcciones

Dado que las mediciones de flujo son imperfectas debido a suposiciones, problemas instrumentales, fenómenos físicos y aspectos específicos del terreno, hay una serie de correcciones que deben aplicarse al valor de flujo sin procesar.

El impacto de las correcciones depende en gran medida del diseño del instrumento, la configuración del sistema, las condiciones ambientales y el tamaño del flujo crudo no corregido. Algunas de las correcciones son multiplicativas, mientras que otras son aditivas.

Debe tenerse en cuenta que ninguna de las correcciones, ajustes y términos son insignificantes. Combinados, pueden sumar fácilmente más del cien por ciento del valor del flujo inicial, especialmente para flujos pequeños y para las integraciones anuales. Esto ilustra la importancia de minimizar los posibles errores durante la planificación y la configuración del experimento y corregir los errores restantes durante el procesamiento de los datos.

3.4.2.1. Correcciones de frecuencia de respuesta

Las principales fuentes de pérdida de frecuencia son: Atenuación del tubo, promedio de trayectoria escalar, separación de sensores, tiempo de respuesta del sensor, desajuste de la respuesta del sensor, filtro de paso bajo, filtro de paso alto y muestreo digital.

Las correcciones de frecuencia de respuesta son una familia de correcciones que compensan las pérdidas de flujo a diferentes frecuencias de transporte turbulento. Hay una serie de razones separadas para estas pérdidas, pero todas están relacionadas con el rendimiento del sensor y la respuesta en frecuencia del sistema EC.

Las correcciones de frecuencia de respuesta están destinadas a compensar las pérdidas de flujo a diferentes frecuencias debido a una respuesta de frecuencia disminuida del sistema Eddy covariance, para lo cual se debe seguir una secuencia.

Afortunadamente, tales secuencias largas suelen ser realizadas automáticamente por el software de procesamiento, y el usuario sólo necesita asegurarse de que el orden de los pasos es apropiado, y que no faltan pasos. En los últimos programas, como EddyPro, incluso la secuencia de los pasos se suele configurar automáticamente. Los programas de procesamiento (por ejemplo, EddyPro, EdiRe, EddyUH, TK4, etc.) calculan y aplican automáticamente correcciones de frecuencia de respuesta a los datos de flujo.

Las correcciones de frecuencia de respuesta del sistema, puede ser un proceso complicado e iterativo, especialmente si se utiliza código propio. La Figura 4 muestra un ejemplo del flujo de trabajo para la aplicación de las correcciones. FR se refiere a la corrección de respuesta de frecuencia, WPL se refiere a los términos de densidad Webb-Pearman-Leuning, O₂ representa la corrección de oxígeno, y BB representa la corrección de bandas de ampliación.

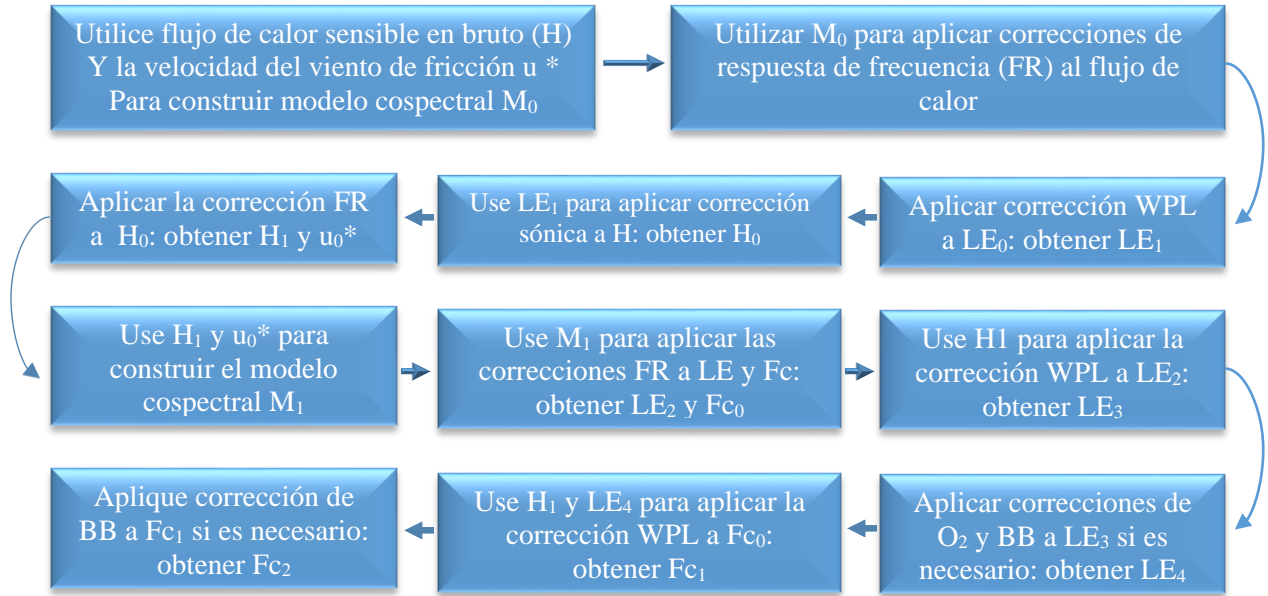


Figura 4. Flujo de trabajo para la aplicación de las correcciones (Burba, 2013).

Las pérdidas de frecuencia para los instrumentos de trayectoria abierta y las correcciones resultantes son generalmente muy pequeñas, del orden de 5-10%.

3.4.2.2. Correcciones del anemómetro sónico

La temperatura medida por un anemómetro sónico (por ejemplo, la temperatura sónica) se calcula realmente a partir de la velocidad del sonido. La temperatura sónica es diferente de la temperatura real debido a la presencia de vapor de agua, y también es diferente de la temperatura virtual. Por lo tanto, se requiere una corrección sónica de la temperatura cuando se desea obtener una temperatura real del aire o temperatura del aire virtual de las mediciones del anemómetro sónico (Burba, 2013).

$$T_s = \frac{c^2}{\gamma_d R_d} - 273.15 \quad (11)$$

$$T_s \approx T(1 + 0.51q) \quad (12)$$

$$T_v \approx T(1 + 0.61q) \quad (13)$$

$$T \approx \frac{T_s}{(1 + 0.51q)} \quad (14)$$

donde:

T_s es la temperatura sónica, °K

T es la temperatura del aire, °K

T_v es la temperatura virtual, °k

γ_d es la relación del calor específico del aire húmedo a presión constante con el volumen constante

R_d es la constante de gas para el aire seco, $J K^{-1} kg^{-1}$

c es la velocidad del sonido, m/s

q es la humedad específica, adimensional

Incluso después de la corrección sónica de temperatura, la exactitud absoluta de la temperatura media del aire procedente de un anemómetro sónico no es tan precisa como la de un PRT, un termopar correctamente configurado o un termistor.

Sin embargo, la temperatura sónica es extremadamente útil para determinar las desviaciones pequeñas y rápidas de la media, necesarias para calcular el flujo de calor sensible mediante cálculos de covarianza de remolinos.

Así, la temperatura del anemómetro sónico se utiliza típicamente para los cálculos de la covarianza del flujo de calor y para los análisis cospectral, mientras que la temperatura media del aire lenta de un sensor de temperatura auxiliar se utiliza generalmente en todos los otros cálculos.

La corrección sónica del flujo de calor sensible (por ejemplo, la corrección sónica) se aplica al flujo de calor sensible medido con anemómetros sónicos y compensa las fluctuaciones de la humedad y los flujos de momento que afectan las mediciones sónicas.

Una corrección sónica es una corrección aditiva, consistente en fluctuaciones de humedad y fluctuaciones de momento, combinadas con covarianzas del flujo de calor sensible, para producir el valor de flujo corregido final.

$$H = \bar{\rho}C_p\overline{w'T_s'} - \bar{\rho}C_p(0.51\bar{T}_s\overline{w'q'}) + \bar{\rho}C_p\frac{\overline{uT_s'u'w'}}{63012.50} \quad (15)$$

donde:

H es el flujo de calor sensible, W m⁻²

3.4.2.3. Aplicación de los términos Webb-Pearman-Leuning

Los términos Webb-Pearman-Leuning (a menudo denominado WPL, o "términos de densidad") se utilizan para compensar las fluctuaciones en la densidad de CO₂, H₂O y otros gases resultantes de las fluctuaciones en la temperatura del gas y el contenido de vapor de agua.

Una forma sencilla de visualizar este proceso es imaginar una superficie caliente que tiene un flujo actual cero y está cubierta por aire caliente de concentración de gas constante. Como resultado del calentamiento, un instrumento mediría un flujo simplemente debido a la expansión del volumen.

Una forma más detallada de visualizar WPL es imaginar el proceso a una escala de alta frecuencia, por ejemplo 10 Hz. Si una superficie de CO₂-inerte es cálida y húmeda, las corrientes ascendentes de alta frecuencia en la velocidad vertical del viento, w', serían un poco más cálidas y un poco más húmedas que las corrientes descendentes, debido al transporte del calor y del agua desde la superficie en la atmósfera.

Dado que las mediciones de Eddy covariance se basan en la covarianza de los cambios en la velocidad vertical del viento con cambios en la densidad de gas que resultan únicamente del ecosistema que agrega o extrae gas desde y hacia el flujo de aire por encima, para corregir todos los demás cambios en la densidad de gas que no vienen de estas adiciones o remociones. Por lo tanto, las expansiones térmicas y de presión y las contracciones, y la dilución de agua del gas de interés tienen que ser corregidas.

3.5. Footprint

El Footprint es la zona "visto" por el instrumento en la torre. En otras palabras, es una zona en contra del viento de la torre, de tal manera que los flujos generados en esta área son registrados por los instrumentos de la torre. Otro término que se utiliza con frecuencia es "fetch", y se refiere a la distancia de la torre al describir la huella. La comprensión del concepto de la huella del flujo es esencial para la planificación y ejecución apropiada de un experimento de Covariance Eddy (Burba, 2013).

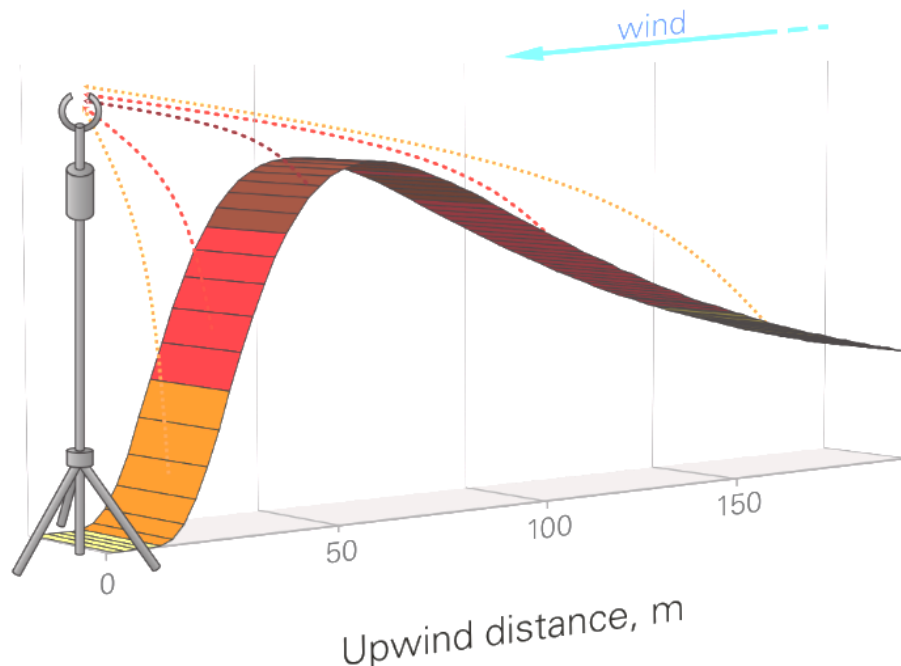


Figura 5. Comportamiento del Footprint (Burba, 2013).

Al área de procedencia del escalar (flujos turbulentos) es llamado *footprint* o área de influencia (Borja, 2011).

El *footprint* define el contexto espacial de una medición; es decir, el área de origen o área de influencia de la misma. La señal captada por un sensor depende de la parte de la superficie subyacente que tuvo mayor influencia en la medición y, por consiguiente, de la ubicación y tamaño de su *footprint* (Marín, 2013).

Los modelos de *footprint* se aplican junto con las medidas de *eddy covariance* para determinar el área de influencia (área fuente) de los flujos estimados con esta técnica. Gracias a estos modelos podremos estimar de dónde proceden los flujos de CO₂ o vapor de agua medidos por nuestro sistema. La importancia del análisis de footprint radica fundamentalmente en lo siguiente (Serrano, 2008):

- Poder relacionar las medidas realizadas con la técnica eddy covariance con otros tipos de medidas (cámaras de flujos de CO₂ al suelo, estudios de índice de área foliar (LAI), biodiversidad, etc.).
- En determinados estudios, el área fuente obtenida puede ser superior o no corresponderse en su totalidad con el área del ecosistema que queremos estudiar. En estos casos, usaremos los análisis de footprint para rechazar aquellos datos medidos por la técnica eddy covariance procedentes fuera de nuestra área de estudio.

Los primeros estudios de footprint surgen como consecuencia de considerar finito la extensión de la superficie homogénea que rodea la instrumentación de medida (fetch). Esta condición de superficie homogénea es imprescindible para evitar la existencia de gradientes horizontales de razón de mezcla de CO₂ que da lugar a los fenómenos de advección horizontal. Este carácter finito del “fetch” presupone un determinado error de muestreo en las medidas micrometeorológicas que motivó en la década de los 80 un estudio más profundo de la procedencia de las medidas tomadas. Así, en 1986 se publica uno de los primeros modelos de footprint basados en la altura de las medidas y parámetros de rugosidad (bajo condiciones de estabilidad neutra) que, unidas a análisis de cambios en la tasa de evaporación en los bordes del área de estudio, servirán para la determinación del error de muestreo.

El concepto de footprint y su aplicación en la técnica *eddy covariance* para la cuantificación de los intercambios entre atmósfera y superficie, alcanzan una gran relevancia e interés dentro de la comunidad científica en la década de los 90. Entre esta proliferación de modelos de footprint cabe destacar los siguientes: el modelo basado en la difusión turbulenta vertical de Lagrange y la advección; el modelo de footprint aplicable a flujos escalares pasivos de Schmid por su fácil aplicación y su carácter analítico; el modelo publicado por Baldocchi que incluye el concepto de difusión longitudinal del viento y cobertura vegetal; y el modelo de Kljun por su reciente publicación y fácil aplicación.

A pesar de la utilidad de dichos análisis, es importante destacar que estos modelos son aplicables únicamente a superficies planas y horizontalmente homogéneas; requisitos que raramente poseen los ecosistemas naturales. Este problema intenta solventarse mejorando los modelos con métodos de agregación basados en la estimación de la rugosidad y altura efectiva, realizando estudios comparativos, realizando validaciones independientes de los modelos o incluso comparando los modelos de footprint obtenidos, con medidas de gases traza artificiales (SF_6).

INTA *et al.* (2012) indica que el footprint es la distancia que influye sobre las mediciones de flujo sobre una torre y emplea los siguientes modelos para su estimación:

- **Modelo de Hsieh *et al.***

Este modelo utiliza la ecuación 17 para calcular la distancia x_f de la torre al punto, donde el footprint integrado alcanza la fracción $f = 0.8$, correspondiente al 80 %, del área total del footprint.

$$x_f = \frac{-D \cdot |L|^{1-P} \cdot z_u^P}{k^2 \cdot \ln(f)} \quad (16)$$

Con

$$z_u = z_m \cdot \left(\ln \left(\frac{z_m}{z_o} \right) - 1 + \frac{z_o}{z_m} \right) \quad (17)$$

Donde:

z_m es la altura de la medición

L es la longitud de Obukhov

k es la constante de Von Kármán, 0.4

z_o es la longitud de rugosidad

D y P , dependen de las condiciones de estabilidad

$$z_o = 0.1xh, \quad (h = \text{altura del follaje}) \quad (18)$$

$D = 0.28$; $P = 0.59$ condiciones inestables

$D = 0.97$; $P = 1$ condiciones neutrales $\left| \frac{z_u}{L} \right| < 0.04$

$D = 2.44$; $P = 1.33$ condiciones estables

La distancia al punto de footprint máximo se calcula como sigue:

$$x_{max} = \frac{D \cdot |L|^{1-P} \cdot z_u^P}{2 \cdot k^2} \quad (19)$$

El software Eddypro de LI-COR emplea tres modelos, uno de ellos es el modelo descrito anteriormente:

- **Modelo de Kljun *et al.***

En este modelo se calcula la distancia x_f con:

$$x_f = X_{peak}^* \cdot h_m \cdot \left(\frac{\sigma_w}{u_*} \right)^{-\alpha_1} \quad (20)$$

$$X^* = c - d \text{ calculados con las ecuaciones 13 a 16 en Kljun et al (2004)} \quad (21)$$

y la distancia máxima del footprint con:

$$x_{NN\%} = X_{NN\%}^* \cdot h_m \cdot \left(\frac{\sigma_w}{u_*} \right)^{-\alpha_1} \quad (22)$$

$$X_{NN\%}^* = L'_{NN\%} \cdot c - d \quad (23)$$

donde:

σ_w es la desviación estándar de la velocidad vertical

u_* es la velocidad de fricción.

$$\alpha_1 = 0.8$$

La distancia L' es tabulada para cada porcentaje entre 0 y 95%.

- **Modelo de Kormann y Meixner (2001)**

Este es un modelo integrado de viento cruzado basado en la solución de la ecuación de advección-difusión bidimensional dada por van Ulden (1978) para perfiles de ley de potencia en velocidad de viento y difusividad de remolinos. Las distancias contribuyentes se calculan de acuerdo con la ecuación siguiente:

$$f_x = \frac{1}{\Gamma(\mu)} \frac{\xi^\mu}{x^{1+\mu}} e^{-\frac{\xi}{x}} \quad (24)$$

donde:

x es la distancia desde la ubicación del anemómetro medida en la dirección del viento

$\xi = \xi(z)$ Es una escala de longitud de flujo que depende de la altura sobre el suelo z

μ es una constante adimensional del modelo

$\Gamma(\mu)$ es la función gamma

La ecuación se utiliza realmente para calcular x, dada la fracción de la contribución de flujo de interés (10%, 30%, etc.).

La ecuación para la distancia máxima es derivada encontrando el máximo de la ecuación anterior:

$$x_{peak} = \frac{\xi}{1 + \mu} \quad (25)$$

Burba (2013) indica que uno de los modelos más simples aún descriptivos está dada por Schupp et al.

- **Modelo de Schupp et al.**

Para condiciones casi neutras, uno de los modelos más simples. Estima la contribución acumulativa normalizada al flujo de medición (CNF) calculada a partir de soluciones analíticas de la ecuación de difusión para las condiciones casi neutras.

Las entradas del modelo son: la altura del instrumento, la altura del dosel, velocidad del viento, distancias deseadas de la torre, velocidad de fricción, y el plano de desplazamiento cero. De estos, el modelo calcula la cantidad de flujo que proviene de una distancia particular.

$$CNF(x_L) = - \int_0^{x_L} \frac{U(z-d)}{u_* k x^2} e^{-\frac{U(z-d)}{u_* k x}} dx = e^{-\frac{U(z-d)}{u_* k x_L}} \quad (26)$$

donde:

CNF es la contribución acumulativa normalizada para los flujos medidos, %

x_L es la distancia de la estación, m

U es la velocidad media del viento integrada, $m\ s^{-1}$

z es la altura de medida, m

u_* es la velocidad de fricción, $m\ s^{-1}$

d es el plano de desplazamiento cero, m

k es la constante de von Kármán, 0.4

De acuerdo a este modelo el footprint depende de:

- Altura de medición
- Rugosidad de la superficie
- Estabilidad térmica

En las figuras 6, 7 y 8 se aprecia el comportamiento de footprint de acuerdo a estas variables.

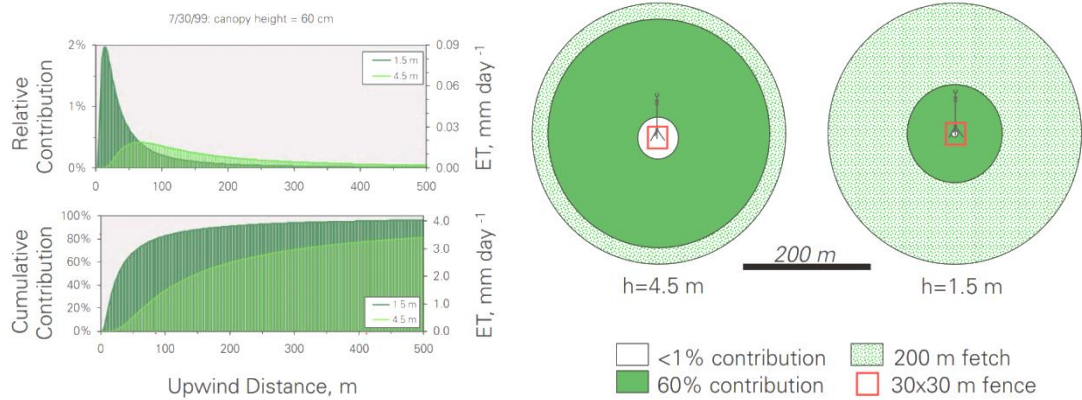


Figura 6. Footprint para diferentes alturas de medición (Burba, 2013).

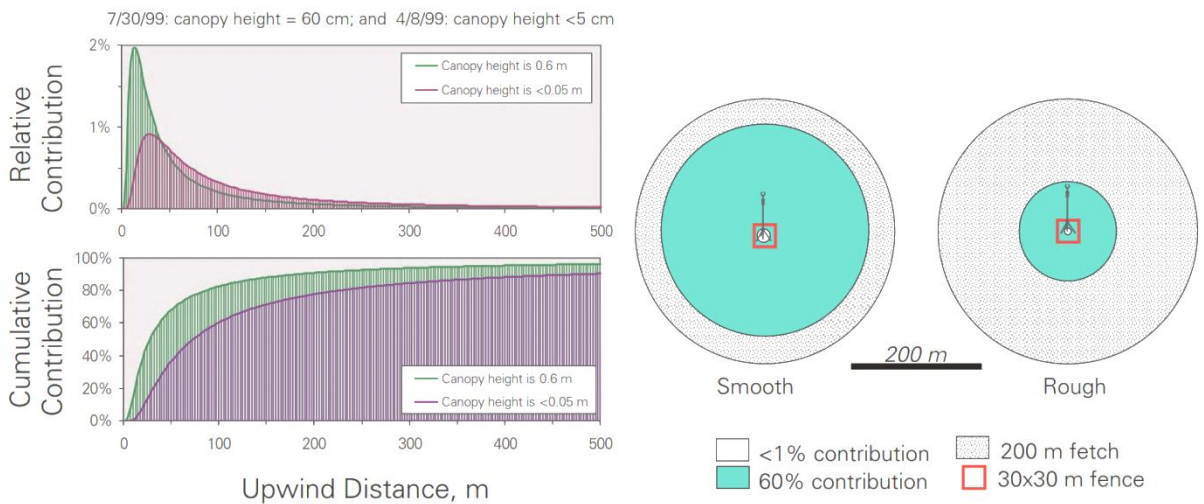


Figura 7. Variación del Footprint con la rugosidad (Burba, 2013).

Para la misma altura de medición y rugosidad, los cambios en la estabilidad atmosférica pueden cambiar el tamaño de la huella varias veces.

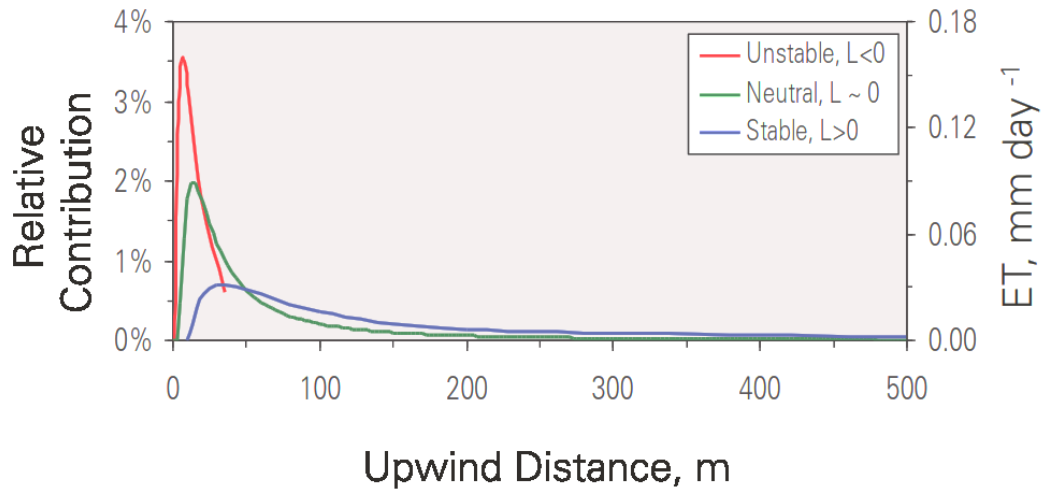


Figura 8. Variación del Footprint con la estabilidad atmosférica (Burba, 2013).

Para una altura de medición de 1.5 m y una altura de 0.6 m del dosel, condiciones muy inestables pueden conducir a la mayor parte de la huella de flujo estar a menos de 50 m de la estación. En condiciones casi neutras, la mayor parte de la huella se encuentra entre 5 y 250 m de la estación. Y durante condiciones muy estables, el área de la contribución de flujo se encuentra entre los 15 y 500 m.

En conclusión se tiene que:

La huella del flujo depende de:

- ✓ Altura de medición
- ✓ Rugosidad de la superficie
- ✓ Estabilidad térmica

Tamaño de la huella aumenta con:

- ✓ Aumento de la altura de medición
- ✓ Disminución en la rugosidad de la superficie
- ✓ El cambio en la estabilidad de inestable a estable

La zona cercana de la torre del instrumento puede contribuir mucho si:

- ✓ Altura de medición es baja

- ✓ Rugosidad de la superficie es alta
- ✓ Las condiciones son muy inestables

3.5.1. Velocidad de fricción y la longitud de Obukhov

Para aplicar modelos del área fuente (footprint) se requiere determinar la velocidad de fricción u_* y la longitud de Obukhov L . La velocidad de fricción es determinada con:

$$u_* = [(\overline{u'w'})^2 + (\overline{v'w'})^2]^{\frac{1}{4}} \quad (27)$$

La covarianza de los componentes del viento es derivada de las mediciones del anemómetro sónico y pueden ser modificadas por las rutinas que corrigen por la inclinación del anemómetro.

La longitud de Obukhov, la cual se usa para calificar la estabilidad atmosférica se calcula como sigue:

$$L = \frac{-u_*^3}{k \cdot \frac{g}{T} \cdot \overline{w'T'}} \quad (28)$$

donde

k es la constante de Von Kármán, 0.4

g es la aceleración gravitacional, 9.81 m s^{-2}

$\overline{w'T'}$ es la covarianza de la velocidad vertical del viento y la temperatura

3.5.2. Estabilidad atmosférica

El transporte turbulento predomina en condiciones de ausencia de estabilidad atmosférica. La inestabilidad o estabilidad atmosférica determinará el predominio de flujo de carácter turbulento o laminar. Un flujo laminar está caracterizado por ser un movimiento ordenado en el que la mezcla entre capas adyacentes es pequeña, únicamente en escala molecular. El origen de la turbulencia no es fácil identificar. Un flujo que inicialmente no era turbulento puede pasar a serlo por la acción de algún mecanismo de inestabilidad. Dado que la turbulencia implica

disipación de energía, es necesario que los mecanismos que producen la turbulencia actúen de manera continua para mantenerla (Serrano, 2008).

Se distinguen dos tipos de estabilidad:

Estabilidad estática. Es una medida de la capacidad para producir convección natural, es decir sin que se trate de un mecanismo forzado por la acción del viento. Variaciones de la temperatura y la humedad con la altura da lugar a una estratificación de la capa límite planetaria por densidad. Así tendremos que el aire es estáticamente inestable cuando el aire menos denso este por debajo del más denso. Para contrarrestar esta inestabilidad se producirá en el fluido una circulación convectiva estabilizándolo. Para conocer si un estrato atmosférico es estable o no, se acude al concepto de gradiente de temperatura, entendido como la variación de la temperatura con la altura. De este modo, si el aire ascendente se enfría más rápidamente que el ambiente, una vez que la fuerza de ascenso haya desaparecido la burbuja descenderá a un nivel de equilibrio más estable por ser más densa que su entorno. Si, por el contrario, la burbuja de aire que se eleva llega a estar más caliente que su entorno, ésta tiende a seguir subiendo una vez dado el impulso inicial.

Estabilidad dinámica. En este caso consideramos la acción del viento. Así, si el aire es estable, el viento puede generar turbulencia dinámicamente y con ello inestabilidad. El fluido reacciona de tal manera que tiende a anular la causa de la inestabilidad a través de la turbulencia. En el caso de la inestabilidad mecánica, la turbulencia tiende a reducir la cizalla del viento, es decir, el gradiente vertical de velocidades. De este modo, una vez que la turbulencia haya actuado para estabilizar el sistema, esta cizalla desaparecerá.

Para explicar este fenómeno, Monin-Obukhov presento por primera vez en 1954 la **teoría de la semejanza**, la cual indica que el flujo medio y turbulento, en una superficie horizontal y homogénea, depende únicamente de cuatro variables independientes:

- Altura sobre la superficie (z).
- Velocidad de fricción (u_*), que se define como la raíz cuadrada del flujo vertical de momento.
- Flujo cinemático superficial de calor $\overline{w'T'}$.

- Variable ascensional ($\frac{g}{T}$), definida como la razón entre la aceleración de la gravedad y el valor promedio de la temperatura. Esta variable es una medida del ascenso o descenso de una burbuja por flotabilidad.

Las hipótesis de ésta teoría son las siguientes:

- El flujo horizontal es homogéneo y cuasiestacionario.
- Los flujos turbulentos de momento y calor son constantes (independiente de la altura).
- Los intercambios moleculares son insignificantes en comparación con los intercambios turbulentos.
- Los efectos rotacionales pueden ser ignorados en la capa superficial (el flujo promedio no rota).
- La influencia de la rugosidad superficial, la altura de la capa límite y vientos geostróficos están contabilizados a través de u^* .

Las variables independientes en la teoría de semejanza de Monin-Obukhov involucran tres dimensiones fundamentales (longitud, tiempo y temperatura). De acuerdo con el teorema de Buckingham, a partir de estas variables, sólo se puede formular una variable adimensional. Esta variable expresada en términos de la longitud de Monin-Obukhov se expresa como:

$$\zeta = \frac{z}{L} \quad (29)$$

L es la *Longitud de Monin-Obukhov* y representa la altura sobre la superficie en la que los fenómenos de flotabilidad comienzan a dominar sobre los procesos de cizalla.

Las predicciones simplificadoras que se siguen de la hipótesis de Monin-Obukhov son que el flujo medio o la magnitud turbulenta media en la capa superficial tienen que ser únicamente función de z/L . Esta razón es un importante parámetro que cuantifica la importancia relativa de la flotabilidad sobre la cizalla en los procesos de estratificación atmosférica. En capas próximas a la superficie la cizalla es un fenómeno predominante mientras que la flotabilidad es prácticamente despreciable ($z \ll |L|$). Por el contrario, a medida que nos alejamos de la

superficie los procesos de flotabilidad dominan sobre la cizalla ($z \gg |L|$). Bajo estas premisas, esta variable puede emplearse para determinar las condiciones de estabilidad atmosféricas:

Condiciones atmosféricas estables: $z/L > 0.01$

Condiciones atmosféricas neutras: $-0.01 < z/L < 0.01$

Condiciones atmosféricas inestables: $-0.1 < z/L < -0.01$

Condiciones atmosféricas muy inestables: $z/L < -0.1$

IV. MATERIALES Y METODOS

4.1. Área de estudio

4.1.1. Ubicación del área de estudio

El experimento se realizó en el lote E6 del campo experimental del Colegio de Postgraduados Campus Montecillo a $98^{\circ}54'11''$ longitud oeste y $19^{\circ}27'38''$ latitud norte y una elevación sobre el nivel del mar de 2,250 m. Las propiedades físicas y químicas del lote fueron determinadas en el laboratorio de ciencias ambientales del Postgrado en Hidrociencias obteniéndose una textura migajón arenoso, P.H. de 9.1, conductividad eléctrica de 1.72 ds m^{-1} , densidad aparente de 1.45 g cm^{-3} , M.O. 1.59% y un punto de saturación (PS) de 29.25.

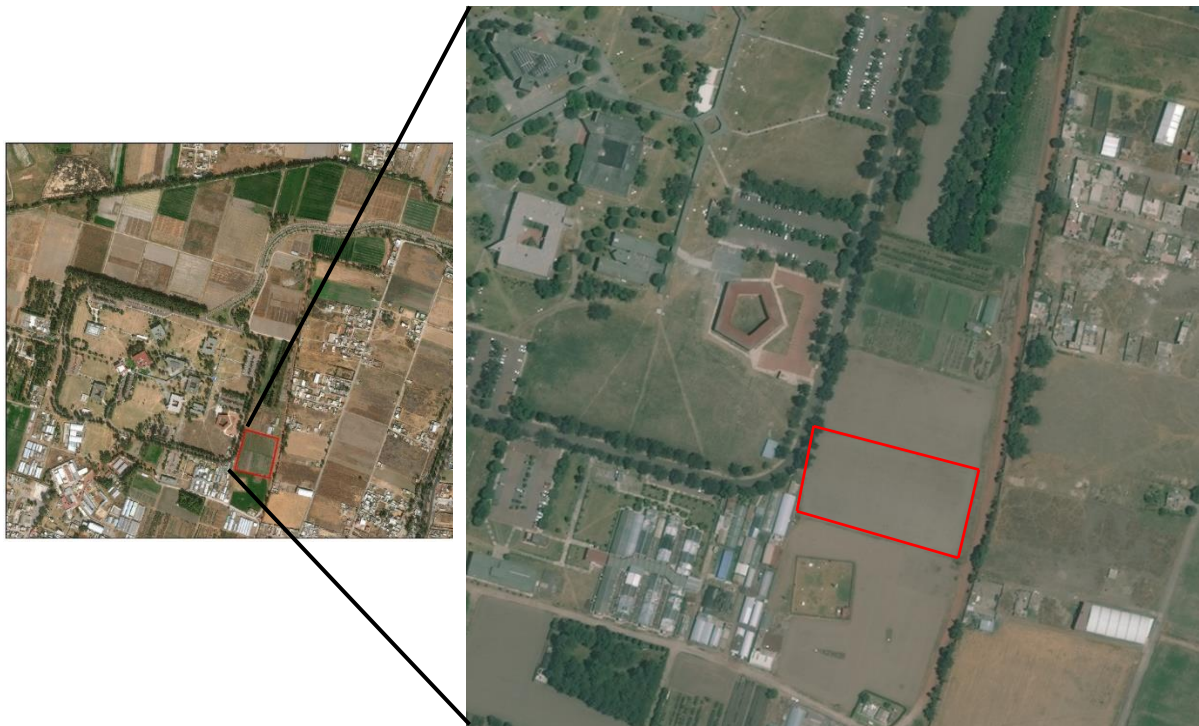


Figura 9. Ubicación del lote E6.

4.2. Materiales

- Lote experimental E6.
- Semilla de frijol flor de mayo e insumos.
- Equipo Eddy covariance.

- Laptop Dell procesador Intel® Core(TM) i7-4500U CPU @ 1.80GHz 2.4 GHz, memoria RAM 8 GB, sistema operativo 64 bits, Windows 8.1.
- Software LoggerNet 4.1 de Campbell Scientific.
- Software EddyPro 5.2.1 de LI-COR Biosciences.
- Office 2013.

4.3. Métodos

4.3.1. Establecimiento del experimento

a) Establecimiento del cultivo

El cultivo de frijol se estableció el 5 de abril de 2016, con una distancia entre surco de 0.8 m y 0.10 m entre mata, la dosis de fertilización empleada fue 50-60-00 al momento de la siembra y 50-00-00 en la floración.



Figura 10. Siembra del cultivo de frijol.

En la Figura 11 se observa el desarrollo del cultivo de frijol a través de todo su ciclo.



Figura 11. Evolución del desarrollo del cultivo de frijol.

b) Instalación del sistema Eddy covariance

Par determinar la dirección predominante del viento y la apropiada instalación del anemómetro sónico y del IRGA, se realizó el análisis de la dirección del viento a través de software WRPLOT_View.exe, con lo cual se obtuvo que el rango de mayor frecuencia del viento es entre el azimut 135° - 195° .

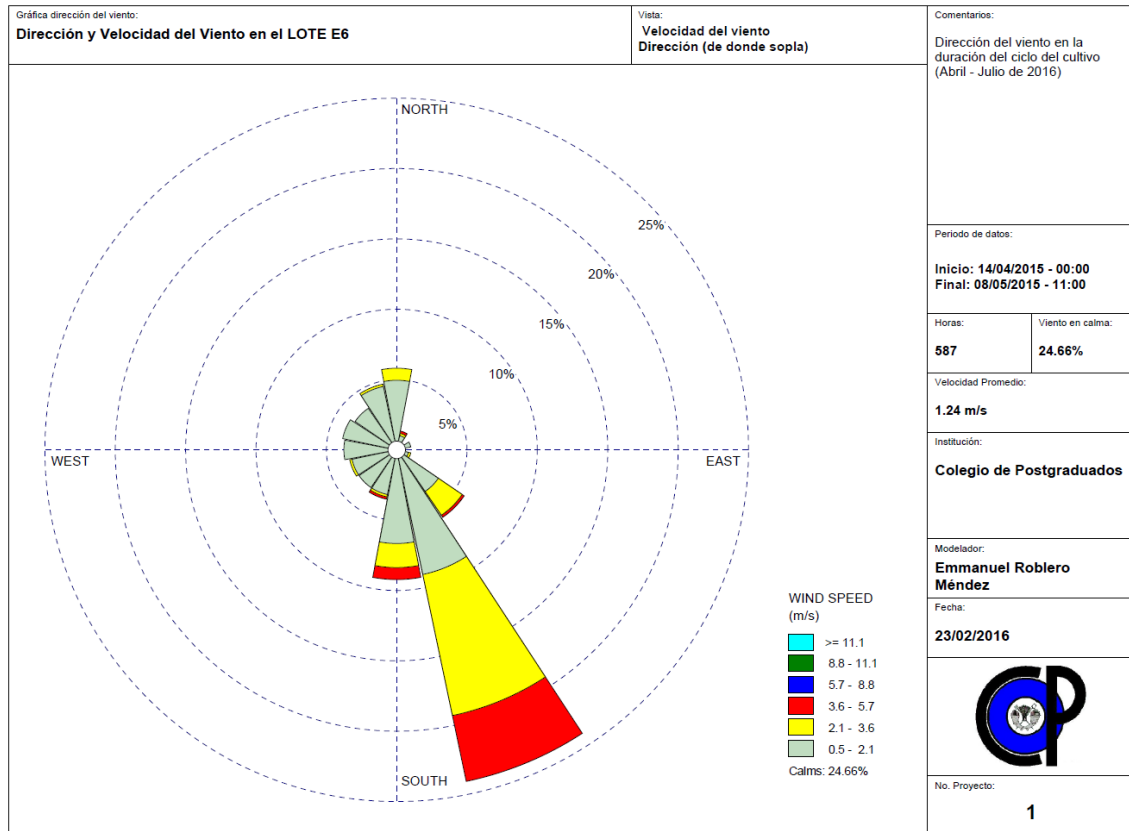


Figura 12. Análisis de la dirección del viento.

Como resultado del análisis de la dirección del viento la instalación del sistema Eddy covariance se realizó en la longitud oeste: $98^{\circ}54'11''$ y latitud norte: $19^{\circ}27'38''$. La altura del anemómetro sónico, analizador de gases, radiómetro neto, garita de temperatura y humedad relativa fue a 1.25 m, el azimut fue de 150° y los sensores de humedad del suelo, temperatura del suelo, y platos de flujo de calor del suelo se establecieron a una profundidad de 8 y 15 cm.



Figura 13. Instalación del sistema Eddy covariance.

4.3.2. Descarga de la información medida con el sistema Eddy covariance

La información medida por el sistema Eddy covariance fue descargada semanalmente para evitar pérdida de información. La descarga se realizó todos los viernes alrededor de las 10:00 am, en cada descarga se obtuvo un archivo por cada día de medición (7941.ts_data_182.dat) el cual contiene datos con una frecuencia de 10 Hz, adicionalmente un archivo que integra información cada media hora de los días considerados en la descarga (7941.flux.dat).

Nombre	Fecha de modifica...	Tipo	Nombre
1 13-15 abril	14/09/2016 12:13 ...	Carpeta de archivos	7941.flux.dat
2 15-29 abril	14/09/2016 12:13 ...	Carpeta de archivos	7941.ts_data_182.dat
3 29-06 mayo	14/09/2016 12:13 ...	Carpeta de archivos	7941.ts_data_183.dat
4 06-13 mayo	14/09/2016 12:13 ...	Carpeta de archivos	7941.ts_data_184.dat
5 13-20 mayo	14/09/2016 12:13 ...	Carpeta de archivos	7941.ts_data_185.dat
6 20-27 mayo	14/09/2016 12:13 ...	Carpeta de archivos	7941.ts_data_186.dat
7 27-03 junio	14/09/2016 12:13 ...	Carpeta de archivos	7941.ts_data_187.dat
8 03-10 junio	14/09/2016 12:13 ...	Carpeta de archivos	7941.ts_data_188.dat
9 10-16 junio	14/09/2016 12:13 ...	Carpeta de archivos	7941.ts_data_189.dat
10 17-24 junio	14/09/2016 12:13 ...	Carpeta de archivos	7941.ts_data_190.dat
11 24-01 julio	01/07/2016 12:19 ...	Carpeta de archivos	7941.ts_data_191.dat
12 01-08 julio	14/09/2016 12:13 ...	Carpeta de archivos	7941.ts_data_192.dat
13 08-15 julio	14/09/2016 12:13 ...	Carpeta de archivos	7941.ts_data_193.dat
14 15-22 julio	14/09/2016 12:14 ...	Carpeta de archivos	7941.ts_data_194.dat
15 22-29 julio	14/09/2016 12:14 ...	Carpeta de archivos	7941.ts_data_195.dat
16 29-05 agosto	14/09/2016 12:14 ...	Carpeta de archivos	7941.ts_data_196.dat
17 05-12 agosto	14/09/2016 12:14 ...	Carpeta de archivos	7941.ts_data_197.dat
18 12-19 agosto	14/09/2016 12:14 ...	Carpeta de archivos	7941.ts_data_198.dat
			7941.ts_data_199.dat

Figura 14. Información descargada del sistema Eddy covariance.

Adicionalmente para el análisis de los días con lluvia se obtuvo información de precipitación de la estación meteorológica automatizada de la estación meteorológica del Campus Montecillo del Colegio de Postgraduados.

	A	B	K	L	M	N	O	P	Q	R	S	T	U	V	W
	Date	Time	Out Hum	Dew Pt.	Wind Speed	Wind Dir	Wind Run	Hi Speed	Hi Dir	Wind Chill	Heat Index	THW Index	THSW Index	Bar	Rain (mm)
3	01/01/2016	00:30	81	7.8	0	---	0	0	---	10.9	10.9	10.9	8.7	1012.7	0
4	01/01/2016	01:00	79	7.9	0	NNW	0	1.8	NNW	11.4	11.3	11.3	9.1	1012.7	0
5	01/01/2016	01:30	81	7.8	0.4	NNW	0.8	1.8	NNW	10.9	10.9	10.9	8.7	1012.6	0
6	01/01/2016	02:00	82	7.9	0	NNW	0	1.3	NNW	10.8	10.8	10.8	8.6	1012.4	0
7	01/01/2016	02:30	84	7.3	0	NNE	0	0.4	NNE	9.8	9.9	9.9	7.7	1012	0
8	01/01/2016	03:00	87	6.7	0	---	0	0	---	8.7	8.8	8.8	6.6	1012.1	0
9	01/01/2016	03:30	88	5.9	0	---	0	0	---	7.7	7.8	7.8	5.6	1012.3	0
10	01/01/2016	04:00	89	5.5	0	---	0	0	---	7.2	7.3	7.3	5.1	1012.6	0
11	01/01/2016	04:30	90	5.3	0	---	0	0	---	6.8	6.8	6.8	4.6	1012.8	0
12	01/01/2016	05:00	91	5	0	---	0	0	---	6.3	6.4	6.4	4.1	1013.3	0
13	01/01/2016	05:30	92	4.7	0	---	0	0	---	5.9	5.9	5.9	3.6	1014	0
14	01/01/2016	06:00	93	4.6	0	---	0	0	---	5.7	5.7	5.7	3.4	1014.4	0
15	01/01/2016	06:30	94	5.7	0	---	0	0	---	6.6	6.7	6.7	4.5	1014.8	0
16	01/01/2016	07:00	94	5.9	0	---	0	0	---	6.8	6.9	6.9	5.1	1015.3	0
17	01/01/2016	07:30	95	7.7	0	N	0	0.4	N	8.5	8.7	8.7	7.4	1015.7	0
18	01/01/2016	08:00	88	8.4	0.4	N	0.8	1.8	NNW	10.3	10.4	10.4	11.3	1015.8	0
19	01/01/2016	08:30	83	8.4	1.3	NNW	2.41	3.1	WNW	11.2	11.2	11.1	13.1	1016.4	0
20	01/01/2016	09:00	79	8.9	0.9	WNW	1.61	2.7	W	12.4	12.3	12.3	15.7	1016.3	0
21	01/01/2016	09:30	74	9.5	1.3	NW	2.41	3.6	WNW	14.1	13.8	13.8	17.9	1016.4	0
22	01/01/2016	10:00	69	10	0.9	NNW	1.61	3.1	N	15.7	15.3	15.3	19.7	1016	0
23	01/01/2016	10:30	66	10.7	1.3	NNW	2.41	3.1	NW	17.1	16.8	16.8	21.4	1015.4	0
24	01/01/2016	11:00	60	11.1	0.9	NNW	1.61	3.1	N	19	18.6	18.6	23.4	1014.5	0
25	01/01/2016	11:30	53	10.1	1.3	W	2.41	3.6	SW	19.9	19.4	19.4	23.8	1013.9	0

Figura 15. Información de la estación meteorológica del campus montecillo.

4.3.3. Cálculo de ETC

La medición de los datos fue a una frecuencia de 10 Hz e integrado en archivos a nivel diario y el intervalo de análisis considerado fue de 30 minutos, por lo que se generaron lotes de archivos con duración de media hora; para ello se utilizó el software *LoggerNet 4.1.exe* de Campbell Scientific en particular la herramienta *CardConvert*, en el cual se define la carpeta de entrada, de salida, formato de salida, la duración y el nombre de los archivos generados.

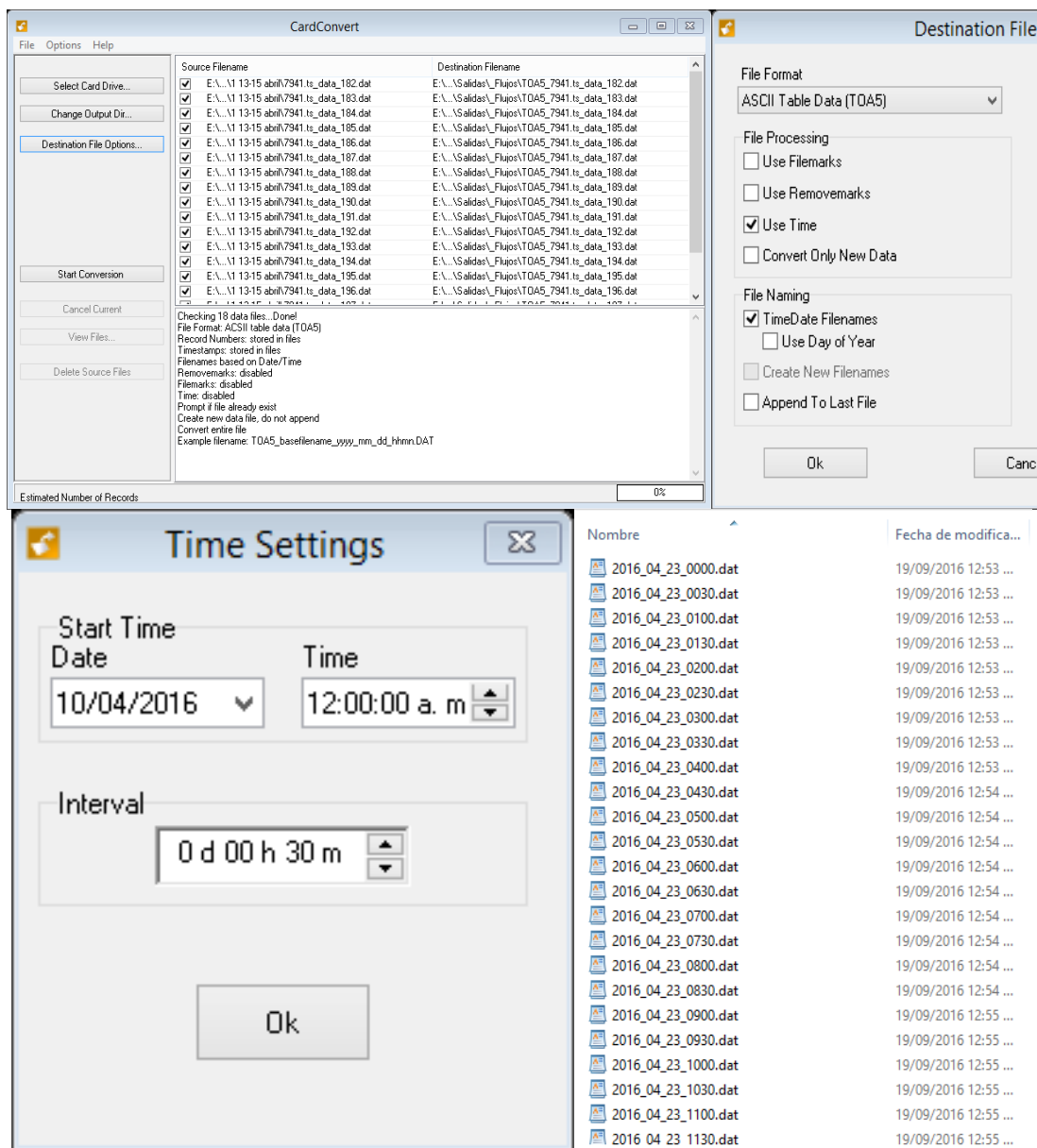


Figura 16. Generación de archivos con duración de media hora.

Los archivos con información de media hora fueron procesados con el software *EddyPro* 5.2.1.exe de LI-COR Biosciencias con la finalidad de obtener el flujo de calor sensible (H) y flujo de calor Latente (LE). Para ello se introdujo información de la estación (ubicación, frecuencia de la información, duración del archivo de entrada, etc), de los instrumentos (altura, orientación) y descripción de los campos de los archivos de entrada.

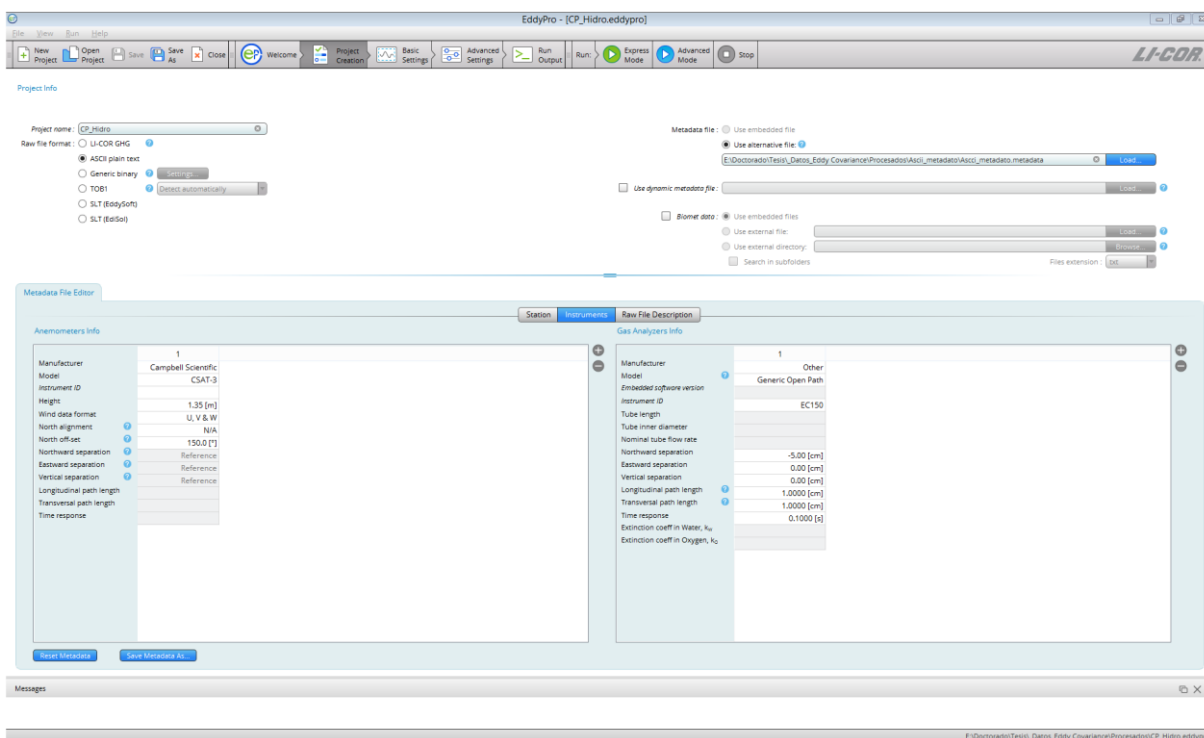


Figura 17. Procesamiento de datos con EddyPro 5.2.1.

Se identificaron las medias horas en las que existió precipitación con información de la estación meteorológica del campus montecillos. La información de precipitación fue cada 5 minutos, por lo que se integró a medias horas para ser comparado con la información procesada con el software EddyPro 5.2.1 y definir los periodos que serán estimados.

Mes	Fecha	Prec
2016_01_04_13:00	04:01:2016	4.06
2016_01_04_13:30	04:01:2016	1
2016_01_04_16:00	04:01:2016	0.25
2016_01_04_17:30	04:01:2016	0.75
2016_01_04_18:00	04:01:2016	0.25
2016_01_05_04:00	05:01:2016	0.25
2016_01_13_00:00	13:01:2016	1.01
2016_01_13_00:30	13:01:2016	1
2016_01_13_01:00	13:01:2016	0.75
2016_01_13_01:30	13:01:2016	1.25
2016_01_13_02:00	13:01:2016	0.75
2016_01_13_03:30	13:01:2016	0.25
2016_01_13_04:00	13:01:2016	0.5
2016_01_13_04:30	13:01:2016	0.25
2016_01_13_13:30	13:01:2016	0.25
2016_01_13_16:00	13:01:2016	0.25
2016_01_14_07:00	14:01:2016	0.25
2016_02_28_07:30	28:02:2016	0.25
2016_03_01_17:30	01:03:2016	3.05
2016_03_01_18:00	01:03:2016	0.76
2016_03_02_05:30	02:03:2016	2.28

Figura 18. Medias horas con precipitación.

Los valores del flujo de calor latente y sensible en las medias horas con presencia de precipitación fueron estimados empleando la metodología Mean Diurnal Variation (Falge *et al.*, 2001).

Los valores cada media hora fueron convertidos de $W\ m^{-2}$ a $MJ\ m^{-2}\ media_h^{-1}$ con la siguiente relación:

$$MJ\ media_h^{-1} = W\ m^{-2} * \frac{60 \times 30}{1,000,000} \quad (30)$$

Dado que la energía disponible se distribuye en tres componentes principales se realizó el análisis del cierre del balance de energía con la siguiente relación.

$$EBR = \frac{LE + H}{R_n - G} \quad (31)$$

Para forzar el cierre del balance de energía se utilizó la razón de Bowen. La ecuación que la define es la siguiente, (Twine *et al.*, 2000):

$$\beta = \frac{H}{LE} \quad (32)$$

Posteriormente se recalculo H y LE con las siguientes ecuaciones, (Balbontín *et al.*, 2011):

$$LE = \frac{(R_n - G)}{1 + \beta} \quad (33)$$

$$H = \frac{(R_n - G)}{1 + \beta^{-1}} \quad (34)$$

De esta manera se obtuvo el flujo del calor latente para cada media hora y posteriormente su integración a nivel diario y decenal.

4.3.4. Estimación de Kc

Los coeficientes de cultivo para frijol se obtuvieron estimando la evapotranspiración de referencia (ET_o) por el método FAO Penman-Monteith a través del software *REF-ET 4.1.exe* elaborado por el Dr. Richard G. Allen de la Universidad de Idaho. Las variables de entrada para su estimación fueron: año, mes, día, T_{máx}, T_{mín}, HR_{máx}, HR_{mín}, R_n, G y V_v.

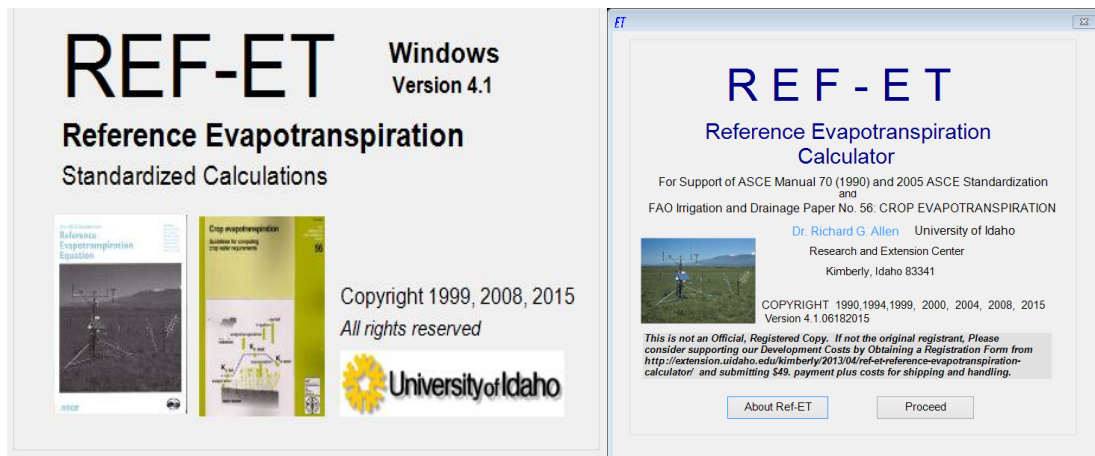


Figura 19. Interface del Software REF-ET.

La ecuación empleada para la estimación de ETo es la siguiente:

$$ET_0 = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)} \quad (35)$$

donde

ET₀ es la evapotranspiración de referencia (mm día⁻¹)

R_n es la radiación neta en la superficie del cultivo (MJ m⁻² día⁻¹)

G es el flujo del calor del suelo (MJ m⁻² día⁻¹)

T es la temperatura media del aire a 2 m de altura (°C)

u₂ es la velocidad del viento a 2 m de altura (m s⁻¹)

e_s es la presión de vapor de saturación (kPa)

e_a es la presión real de vapor (kPa)

Δ es la pendiente de la curva de presión de vapor (kPa °C⁻¹)

γ es la constante psicrométrica (kPa °C⁻¹)

Conocido ET_c y ETo el coeficiente de cultivo (K_c) para frijol se obtuvo como el cociente de ET_c respecto de ETo tal como se muestra en la siguiente ecuación.

$$k_c = \frac{ET_c}{ET_0} \quad (36)$$

donde

ET_c es la evapotranspiración de cultivo (mm día⁻¹)

ET₀ es la evapotranspiración de cultivo de referencia (mm día⁻¹).

4.3.5. Análisis del área de influencia (Footprint)

El análisis del área de influencia (footprint) de las aportaciones de los flujos cuantificados en el sistema Eddy covariance fueron estimados con el software *EddyPro 5.2.1.exe* con la parametrización del footprint de Kljun de 2004.

V. RESULTADOS Y DISCUSIONES

5.1. Cálculo de ETC

El procesamiento de los lotes de datos con el software *Eddy Pro 5.21.exe*, dio como resultado valores cada media hora de flujo de calor sensible (H) y calor latente (LE) en $W m^{-2}$, y posteriormente la estimación de valores para las medias donde hubo precipitación, Figura 20.

NOMPROPIO	=PROMEDIO(CM85:CM91,CM93:CM99)																		
	A	B	CA	CB	CC	CD	CE	CF	CG	CH	CI	CJ	CK	CL	CM	CN	CO	CP	CQ
1				0.01774086															
3	Llenado de datos faltantes con la Variación de la Media Diurna (MDV) LE W/m²																		
4	Fecha (día)	Fecha (día)	08:00	08:30	09:00	09:30	10:00	10:30	11:00	11:30	12:00	12:30	13:00	13:30	14:00	14:30	15:00	15:30	
80	09-07-2016	09-07-2016	87.75	116.19	148.20	176.05	223.00	220.33	227.11	272.11	327.14	328.05	321.64	316.49	292.56	275.93	268.86	285.79	
81	10-07-2016	10-07-2016	76.32	98.16	135.99	155.16	203.42	209.64	183.47	227.20	162.67	315.21	285.83	316.11	254.25	183.88	236.19	180.23	
82	11-07-2016	11-07-2016	137.50	165.64	210.96	266.57	269.16	309.89	308.91	262.91	225.03	183.37	197.57	198.90	161.80	172.21	197.26	145.72	
83	12-07-2016	12-07-2016	33.81	116.83	102.92	135.14	127.58	108.91	62.58	77.89	101.90	78.99	136.10	155.88	178.15	303.22	259.74	159.05	
84	13-07-2016	13-07-2016	73.64	115.17	147.65	113.37	179.77	233.11	262.32	269.14	281.10	128.19	175.95	199.79	78.22	89.76	106.19	88.31	
85	14-07-2016	14-07-2016	54.35	92.10	114.49	134.64	173.29	188.86	115.93	116.57	100.52	144.69	173.57	158.40	136.55	86.96	133.67	75.67	
86	15-07-2016	15-07-2016	83.47	100.68	157.71	195.86	216.50	220.79	251.87	273.54	262.92	262.14	274.85	254.95	244.38	232.54	251.99	272.31	
87	16-07-2016	16-07-2016	86.13	102.81	155.15	211.40	206.28	251.55	255.64	297.41	244.72	262.84	263.34	220.81	153.06	178.90	128.87	180.76	
88	17-07-2016	17-07-2016	98.87	134.65	114.65	127.78	161.70	146.04	130.02	220.24	311.59	264.82	195.90	318.76	369.98	96.51	204.76	145.29	
89	18-07-2016	18-07-2016	91.04	126.79	113.08	133.98	213.76	265.50	309.06	264.78	300.92	364.65	338.67	280.12	203.82	285.80	243.67	183.68	
90	19-07-2016	19-07-2016	103.78	142.92	205.58	254.21	196.97	323.68	301.25	282.61	142.62	209.72	232.19	209.07	238.86	316.88	334.83	255.83	
91	20-07-2016	20-07-2016	85.05	130.41	134.42	186.12	213.48	192.67	240.20	330.36	351.15	332.59	333.93	214.93	176.39	213.82	139.83	146.41	
92	21-07-2016	21-07-2016	92.32	140.98	72.83	108.09	182.87	172.37	225.64	174.96	234.40	261.05	81.57	=PROMEDIO(...)					36.13
93	22-07-2016	22-07-2016	73.64	88.67	103.80	139.89	249.28	317.61	213.16	298.44	350.45	297.96	299.23	=PROMEDIO(...)					194.61
94	23-07-2016	23-07-2016	285.17	139.22	224.08	164.26	224.44	270.54	137.15	78.51	133.82	78.36	351.81	465.48	317.88	278.10	274.50	361.63	
95	24-07-2016	24-07-2016	121.30	125.44	143.61	209.38	244.75	296.64	327.47	338.77	357.27	214.96	368.81	200.59	294.33	274.95	202.48	136.97	
96	25-07-2016	25-07-2016	79.32	106.88	108.87	208.11	263.36	213.23	326.45	269.02	350.89	380.93	360.08	330.21	424.96	401.38	355.47	326.19	
97	26-07-2016	26-07-2016	134.89	143.23	156.71	180.53	313.10	174.01	211.61	168.41	240.91	201.80	264.46	289.56	305.50	310.80	210.38	275.68	
98	27-07-2016	27-07-2016	108.02	111.98	68.37	105.37	199.01	185.19	214.81	234.46	261.93	210.43	279.40	154.74	184.56	93.04	207.40	85.90	
99	28-07-2016	28-07-2016	105.71	125.73	153.82	179.49	208.13	241.22	319.99	352.93	157.33	105.54	188.36	196.73	94.21	64.44	81.60	24.98	
100	29-07-2016	29-07-2016	89.12	113.89	134.76	176.81	222.87	225.59	267.54	270.10	324.38	344.80	325.17	266.55	345.82	152.98	159.77	302.65	
101	30-07-2016	30-07-2016	75.33	51.34	84.13	148.55	150.34	140.68	747.13	167.81	153.77	75.33	284.62	30.73	711.81	313.02	130.38	01.00	

Figura 20. LE cada media hora.

Al determinar el cierre del balance de energía se obtuvo la Figura 21, en la cual se observa el comportamiento de los flujos de energía; la pendiente de la regresión lineal que pasa por el origen fue de 0.70, lo que indica una subestimación de la suma de flujos turbulentos (H+LE) de 30 %, respecto a la disponibilidad de energía (Rn-G). En otros estudios en el valle del Yaqui, México se obtuvo una subestimación de flujos del 18 % en chile banana (Rodríguez *et al.*, 2011), en la costa de Hermosillo resultó una subestimación del 20% al medir los flujos de calor con el

método de covarianza de torbellinos sobre el cultivo de vid (Er-Raki *et al.*, 2013), en la cuenca del río Hai situada al noreste de China se encontró una subestimación de los flujos que varió de 9 % hasta 22 %, considerando un sistema de Covarianza de torbellinos sobre un área con cultivos heterogéneos basada en maíz, trigo, algodón y huertos de frutales (Liu *et al.*, 2013), en el valle de Culiacán sobre un cultivo de chile bell se obtuvo una subestimación de flujos del 16 % (López *et al.*, 2015). En todos estos casos se obtuvo que la energía disponible (Rn-G) fue superior a los flujos de calor (H+LE). Twine *et al.* (2000) indican que la discrepancia en el cierre de balance energético es un sesgo que varía entre 0 y -30 % ($0.7 < EBR < 1$). Además, indican que para forzar el cierre energético se sugiere la conservación de la relación de Bowen.

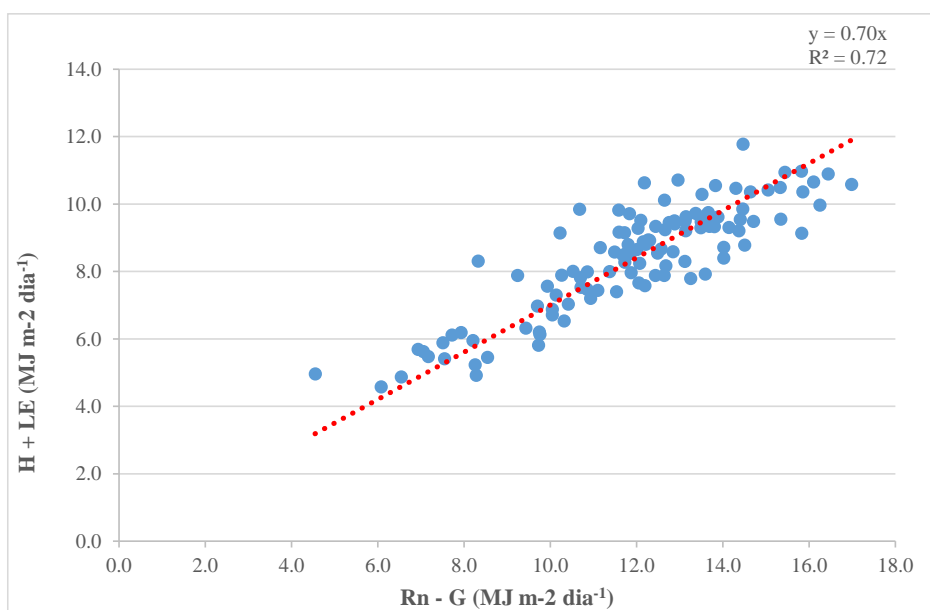


Figura 21. Energía disponible (Rn-G) y flujos turbulentos (H+LE) en Frijol.

Debido a la falta de cierre de las mediciones realizadas con el sistema eddy covariance, se forzó el cierre empleando la razón de Bowen (β): H/LE.

Para analizar el comportamiento de los componentes del balance de energía se consideraron dos fechas, al inicio y a medio desarrollo del cultivo (13-05-2016 y 08-07-2016).

Para el 13-05-2016 la mayor parte de la radiación neta la consumió la evapotranspiración, le siguió la energía utilizada para calentar el aire y luego la empleada en el calentamiento del suelo (Figura 22A). Para 08-07-2016 el comportamiento de los procesos en los que se emplea la

energía disponible fue similar (Figura 22B). El 13-05-2016, el flujo de calor latente (LE) empleó 419.21 W m⁻² (62.0 % de la radiación neta) y el 08-07-2016 fue de 569.35 W m⁻² (76.8 % de la radiación neta), con un incremento de 14.8 %, debido al incremento en la cobertura del cultivo. En consecuencia, el flujo del calor del suelo y flujo de calor sensible disminuyeron en 3.7 y 13.9 %, respectivamente. Zermeño *et al.* (2011), Indican que la evapotranspiración es el principal mecanismo de disipación de la radiación sobre la superficie vegetal. En lo que se refiere al flujo de calor del suelo (G) el valor máximo se presentó a las 3:30 pm el 13-05-2016 y a las 4:00 pm el 08-07-2016; Rn máximo se presentó a las 12:30 pm el 13-05-2016 y a las 1:30 pm el 08-07-2016, con desfase entre R_n y G máxima de 2.45 horas. Balbontín *et al.* (2011) reportaron un desfase entre R_n y G máximas de 2 h.

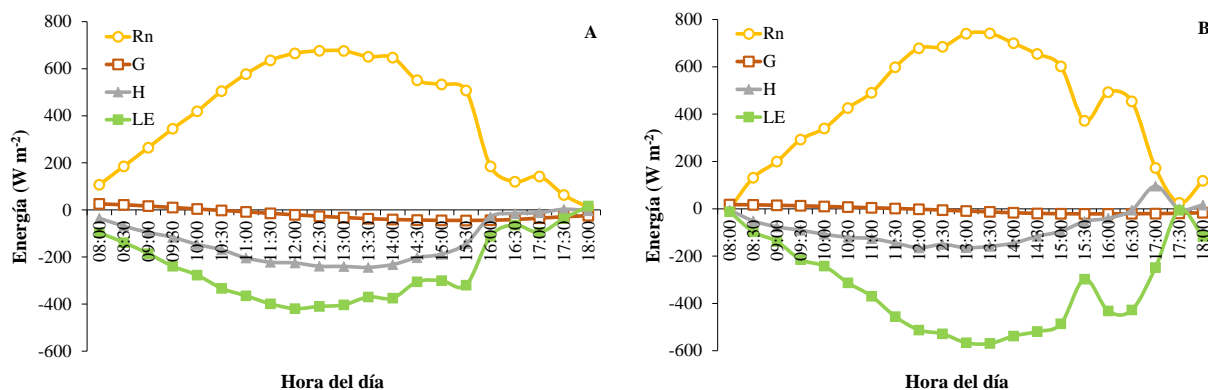


Figura 22. Componentes del balance de energía para el 13-05-2016 (A) y 08-07-2016 (B).

El déficit de presión de vapor (DPV) es una de las variables meteorológicas que determina la capacidad evaporante de la atmósfera; ya que, a medida que DPV aumenta la energía utilizada en el proceso de evapotranspiración aumenta, fenómeno observado para el 13-05-2016 y 08-07-2016. Por otro lado, DVP depende de la capacidad de la atmósfera para albergar vapor de agua y que se relaciona directamente con la temperatura del aire; así, el incremento de la temperatura implica un aumento en el déficit de presión de vapor, incremento del gradiente de humedad

entre la atmósfera y la superficie y en consecuencia un mayor flujo de vapor de agua hacia la atmósfera (Figura 23).

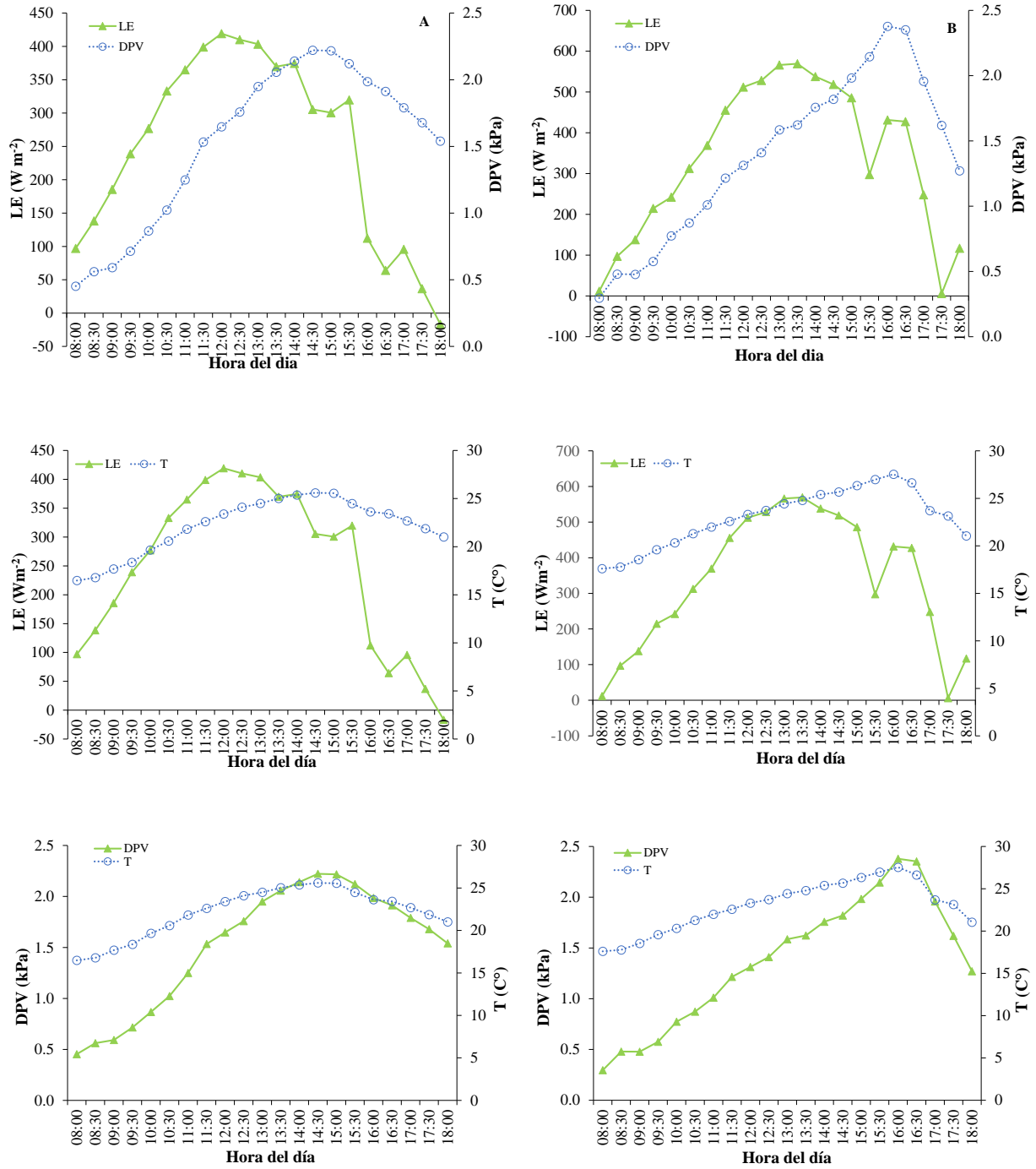


Figura 23. Relación entre LE, DPV y T.

La variación en el flujo de calor latente para las fechas analizadas se identifica a partir de las 11:00 horas y 15:30 horas principalmente, el cual corresponde con la máxima radiación disponible y es notable la influencia del grado de desarrollo del cultivo de frijol (Figura 24).

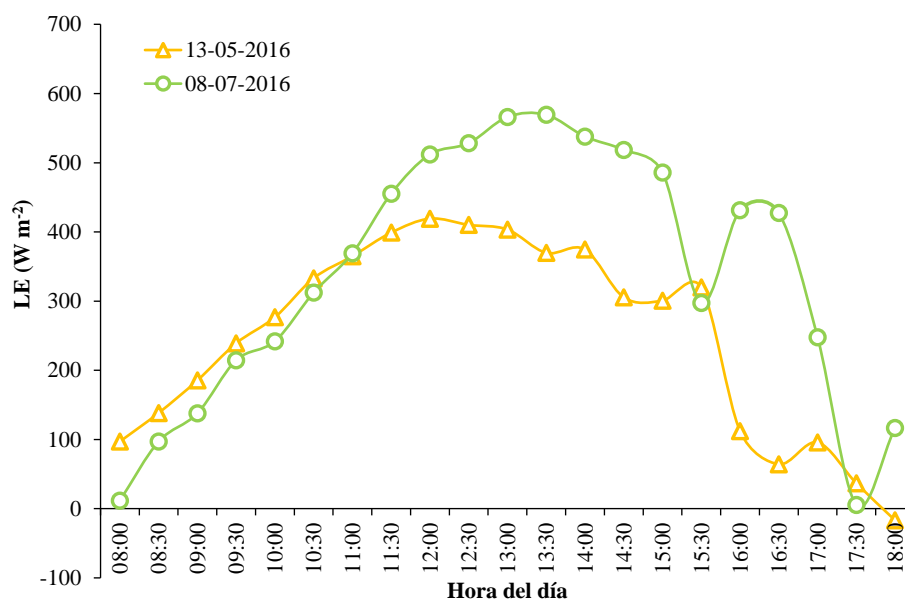


Figura 24. Flujo de calor latente para el 13-05-2016 y 08-07-2106.

Los valores de flujo de calor latente (LE) cada media se acumularon a nivel diario y fueron convertidos a mm día^{-1} , con lo cual se obtuvo la evapotranspiración diaria (ETc) y su comportamiento a lo largo del ciclo del cultivo de frijol (Figura 25). Se observa que el consumo de agua se incrementa conforme se desarrolla el cultivo, alcanzando su máximo alrededor del día 70 y posteriormente decrece el requerimiento de agua.

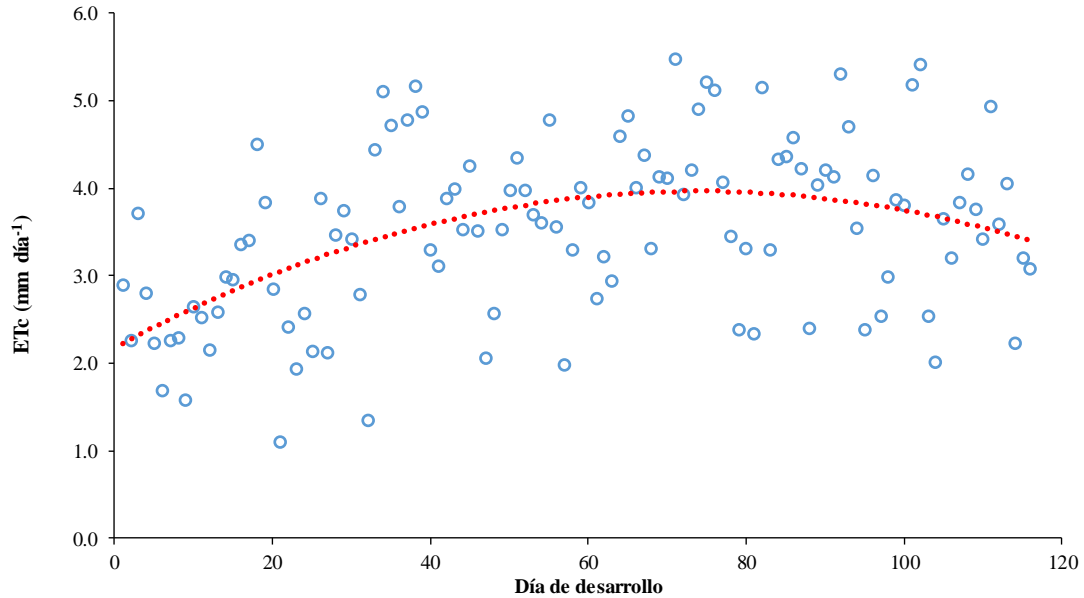


Figura 25. ETc diaria (mm día⁻¹).

El frijol requirió en todo su ciclo 408.8 mm, con una lámina diaria promedio de 3.5 mm día⁻¹, una lámina máxima y mínima de 5.5 y 1.1 mm día⁻¹, respectivamente (Cuadro 6).

Escalante *et al.* (2001) reportaron una evapotranspiración de 406 mm día⁻¹ para frijol en Iguala, Guerrero. Dallacort *et al.* (2011) encontraron una evapotranspiración diaria promedio de 2.71 mm día⁻¹, en el Estado de Paraná, Brasil; donde la precipitación del lugar fue de 1,673 mm anual lo que disminuye la capacidad evapotranspirativa de la atmósfera. Alves *et al.* (2016) encontraron con el método de Penman-Monteith evapotranspiración de 3.58 mm día⁻¹, en Distrito Federal, Brasil similar al encontrado en este estudio.

Cuadro 6. Valores diarios de evapotranspiración (ETc).

Fecha	ETc mm día ⁻¹	Fecha	ETc mm día ⁻¹	Fecha	ETc mm día ⁻¹	Fecha	ETc mm día ⁻¹
25:04:2016	2.9	25:05:2016	2.8	24:06:2016	2.7	24:07:2016	4.1
26:04:2016	2.3	26:05:2016	1.3	25:06:2016	3.2	25:07:2016	5.3
27:04:2016	3.7	27:05:2016	4.4	26:06:2016	2.9	26:07:2016	4.7
28:04:2016	2.8	28:05:2016	5.1	27:06:2016	4.6	27:07:2016	3.5

Fecha	ETc mm día ⁻¹	Fecha	ETc mm día ⁻¹	Fecha	ETc mm día ⁻¹	Fecha	ETc mm día ⁻¹
29:04:2016	2.2	29:05:2016	4.7	28:06:2016	4.8	28:07:2016	2.4
30:04:2016	1.7	30:05:2016	3.8	29:06:2016	4.0	29:07:2016	4.1
01:05:2016	2.3	31:05:2016	4.8	30:06:2016	4.4	30:07:2016	2.5
02:05:2016	2.3	01:06:2016	5.2	01:07:2016	3.3	31:07:2016	3.0
03:05:2016	1.6	02:06:2016	4.9	02:07:2016	4.1	01:08:2016	3.9
04:05:2016	2.6	03:06:2016	3.3	03:07:2016	4.1	02:08:2016	3.8
05:05:2016	2.5	04:06:2016	3.1	04:07:2016	5.5	03:08:2016	5.2
06:05:2016	2.2	05:06:2016	3.9	05:07:2016	3.9	04:08:2016	5.4
07:05:2016	2.6	06:06:2016	4.0	06:07:2016	4.2	05:08:2016	2.5
08:05:2016	3.0	07:06:2016	3.5	07:07:2016	4.9	06:08:2016	2.0
09:05:2016	2.9	08:06:2016	4.2	08:07:2016	5.2	07:08:2016	3.7
10:05:2016	3.4	09:06:2016	3.5	09:07:2016	5.1	08:08:2016	3.2
11:05:2016	3.4	10:06:2016	2.1	10:07:2016	4.1	09:08:2016	3.8
12:05:2016	4.5	11:06:2016	2.6	11:07:2016	3.4	10:08:2016	4.2
13:05:2016	3.8	12:06:2016	3.5	12:07:2016	2.4	11:08:2016	3.8
14:05:2016	2.9	13:06:2016	4.0	13:07:2016	3.3	12:08:2016	3.4
15:05:2016	1.1	14:06:2016	4.3	14:07:2016	2.3	13:08:2016	4.9
16:05:2016	2.4	15:06:2016	4.0	15:07:2016	5.1	14:08:2016	3.6
17:05:2016	1.9	16:06:2016	3.7	16:07:2016	3.3	15:08:2016	4.1
18:05:2016	2.6	17:06:2016	3.6	17:07:2016	4.3	16:08:2016	2.2
19:05:2016	2.1	18:06:2016	4.8	18:07:2016	4.4	17:08:2016	3.2
20:05:2016	3.9	19:06:2016	3.6	19:07:2016	4.6	18:08:2016	3.1
21:05:2016	2.1	20:06:2016	2.0	20:07:2016	4.2		
22:05:2016	3.5	21:06:2016	3.3	21:07:2016	2.4	Total	408.8
23:05:2016	3.7	22:06:2016	4.0	22:07:2016	4.0		
24:05:2016	3.4	23:06:2016	3.8	23:07:2016	4.2	Promedio	3.5

Para observar de mejor manera el comportamiento de ETc se acumuló a nivel decenal, con lo cual se obtuvo el ajuste a una ecuación cuadrática. En la fase inicial (primera decena) la ETc fue de 15.6 mm, en la etapa de máximo desarrollo (decena 8) fue de 44.5 mm y en la fase final de su ciclo (decena 12) fue de 28.3 mm, Figura 26.

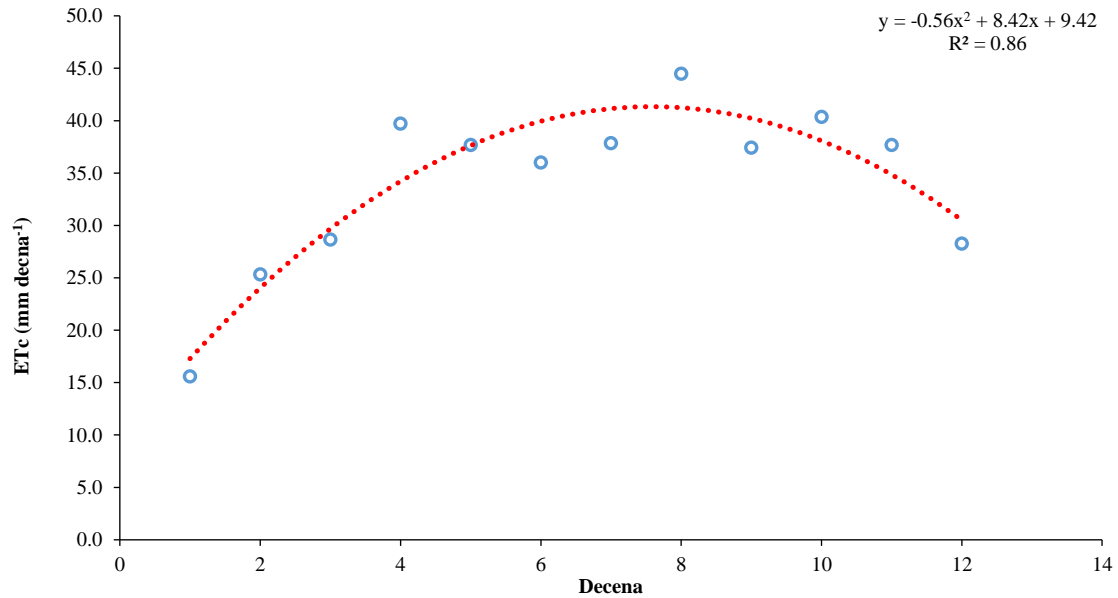


Figura 26. Comportamiento de ETc decenal.

5.2. Estimación de Kc

Para la estimación de los coeficientes de cultivo para el frijol fue necesario calcular la evapotranspiración de referencia (ETo) para aplicar la relación $Kc = ETc/ETo$.

Los valores de ETo fueron estimados a nivel diario por el método FAO Penman-Monteith y los valores se muestran en el Cuadro 7. La ETo en todo el ciclo fue de 515.1 mm, y un promedio diario de 4.4 mm día⁻¹; el valor máximo y mínimo diario fue de 8.4 mm día⁻¹ y 2.0 mm día⁻¹, respectivamente.

Cuadro 7. Valores diarios de ETo.

Fecha	ETo mm día ⁻¹	Fecha	ETo mm día ⁻¹	Fecha	ETo mm día ⁻¹	Fecha	ETo mm día ⁻¹
25:04:2016	4.7	25:05:2016	5.6	24:06:2016	2.9	24:07:2016	4.19
26:04:2016	5.6	26:05:2016	3.27	25:06:2016	3.65	25:07:2016	5.1
27:04:2016	7.2	27:05:2016	4.75	26:06:2016	3.27	26:07:2016	4.56
28:04:2016	7.4	28:05:2016	5.69	27:06:2016	4.76	27:07:2016	3.56
29:04:2016	8.4	29:05:2016	5.34	28:06:2016	5.2	28:07:2016	2.64
30:04:2016	4.8	30:05:2016	4.5	29:06:2016	4.28	29:07:2016	4.59
01:05:2016	6.5	31:05:2016	5.17	30:06:2016	4.37	30:07:2016	2.74
02:05:2016	5.8	01:06:2016	5.31	01:07:2016	3.37	31:07:2016	3.17

Fecha	ETo mm día ⁻¹	Fecha	ETo mm día ⁻¹	Fecha	ETo mm día ⁻¹	Fecha	ETo mm día ⁻¹
03:05:2016	5.9	02:06:2016	4.5	02:07:2016	3.97	01:08:2016	4.15
04:05:2016	5.1	03:06:2016	3.46	03:07:2016	4.23	02:08:2016	3.82
05:05:2016	5.2	04:06:2016	3.57	04:07:2016	4.5	03:08:2016	5.23
06:05:2016	5.6	05:06:2016	4.37	05:07:2016	3.86	04:08:2016	5.69
07:05:2016	6.8	06:06:2016	4.23	06:07:2016	4.09	05:08:2016	3.07
08:05:2016	6.0	07:06:2016	4.04	07:07:2016	4.7	06:08:2016	2.03
09:05:2016	4.9	08:06:2016	5.05	08:07:2016	5.48	07:08:2016	4.03
10:05:2016	5.0	09:06:2016	4.38	09:07:2016	6.02	08:08:2016	3.46
11:05:2016	3.9	10:06:2016	2.58	10:07:2016	4.41	09:08:2016	3.96
12:05:2016	4.9	11:06:2016	2.56	11:07:2016	3.44	10:08:2016	4.43
13:05:2016	5.8	12:06:2016	3.5	12:07:2016	2.4	11:08:2016	3.9
14:05:2016	4.7	13:06:2016	4.04	13:07:2016	3.16	12:08:2016	3.53
15:05:2016	2.4	14:06:2016	4.72	14:07:2016	2.23	13:08:2016	5.59
16:05:2016	3.8	15:06:2016	4.86	15:07:2016	5.33	14:08:2016	4.72
17:05:2016	4.7	16:06:2016	4.31	16:07:2016	3.83	15:08:2016	5.24
18:05:2016	4.5	17:06:2016	4.14	17:07:2016	4.15	16:08:2016	2.72
19:05:2016	5.4	18:06:2016	5.29	18:07:2016	4.54	17:08:2016	3.38
20:05:2016	5.7	19:06:2016	4.63	19:07:2016	4.88	18:08:2016	4.19
21:05:2016	4.4	20:06:2016	2.5	20:07:2016	5.25	Total	515.1
22:05:2016	5.4	21:06:2016	3.47	21:07:2016	2.42		
23:05:2016	5.8	22:06:2016	4.61	22:07:2016	3.81	Promedio	4.4
24:05:2016	4.8	23:06:2016	4.07	23:07:2016	3.69		

Con los valores diarios de ETc y ETo se obtuvieron los valores de Kc a nivel diario, donde se observa un comportamiento creciente desde la fase inicial hasta un máximo alrededor del día 80 a partir del cual inicia un comportamiento decreciente hasta llegar a un mínimo, Figura 27.

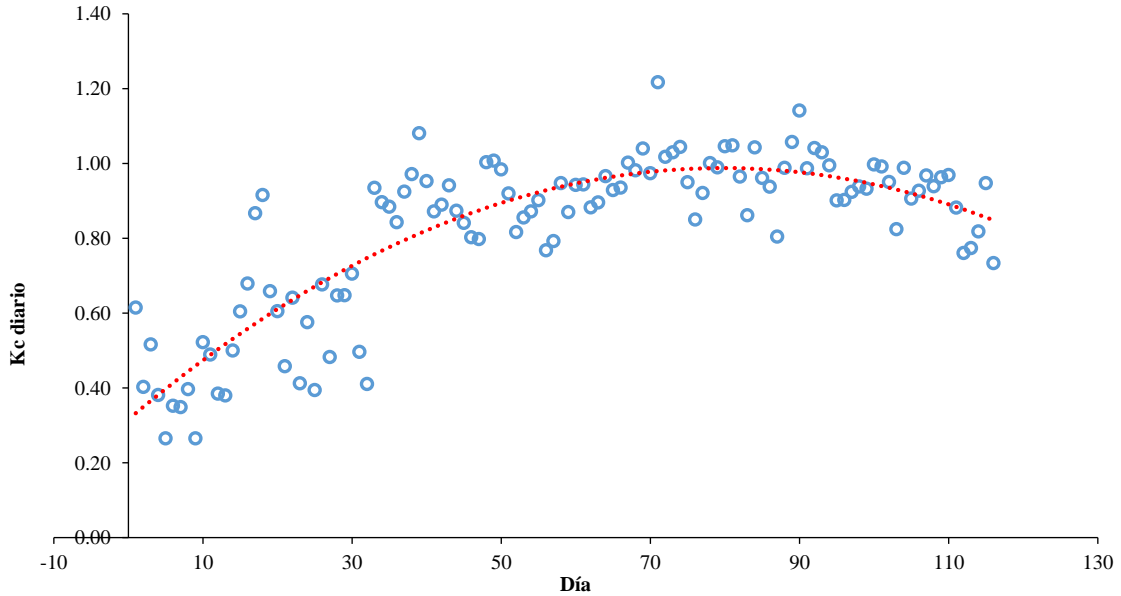


Figura 27. Valores diarios de Kc.

A partir de valores diarios de Kc se obtuvieron valores decenales, con un valor mínimo de 0.27 en la decena 1, un máximo de 1.22 en la decena 8 para llegar a un mínimo en la fase final de 0.73. Los valores decenales de Kc se ajustan a una ecuación cuadrática, cuyos valores dependen del grado de desarrollo del cultivo. El comportamiento decenal se aprecia en la Figura 28.

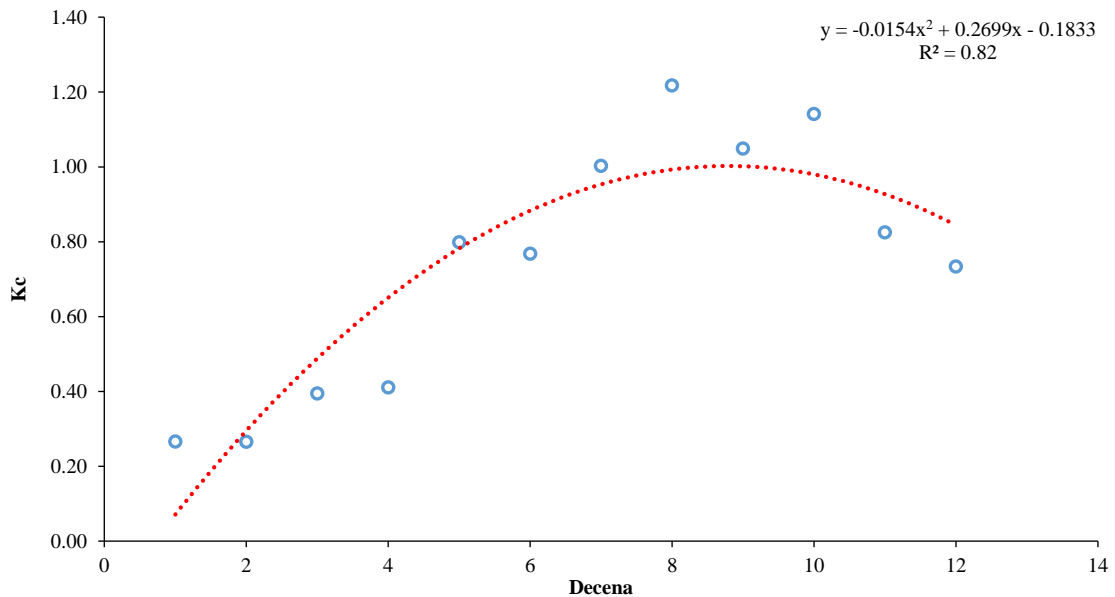


Figura 28. Valores decenales de Kc.

Con base en el Manual 56 de Riego y Drenaje de la FAO y los valores de Kc decenal se obtuvo el valor de Kc para cada etapa de desarrollo (inicial, mediado de desarrollo y fin) y se construyó la curva generalizada del coeficiente del cultivo, el resultado se aprecia en la Figura 29.

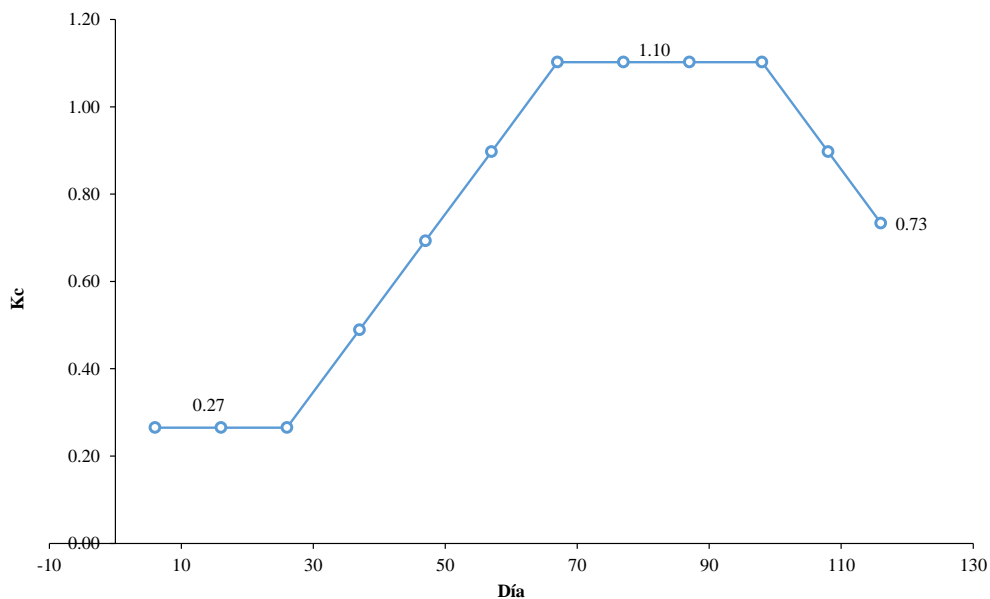


Figura 29. Kc por etapa de desarrollo.

5.3. Análisis del área de influencia (Footprint)

En las mediciones de los flujos (H y LE) con el sistema eddy covariance es de gran importancia identificar la procedencia de los flujos (Footprint), ya que, esto permitirá determinar si las contribuciones captadas corresponden al área de interés.

En las mediciones realizadas en frijol, las contribuciones provinieron entre 5 y 423 m. Para analizar el footprint se obtuvieron las frecuencias absolutas para diversos rangos de contribución, tal como se observa en el Cuadro 8.

Cuadro 8. Frecuencia en el rango de las contribuciones.

Rango	Límite superior	Frecuencia absoluta	Contribución %
< 5	5	0	0.00
5-10	10	94	5.29
10-15	15	200	11.25
15-20	20	163	9.17

Rango	Límite superior	Frecuencia absoluta	Contribución %
20-25	25	147	8.27
25-30	30	138	7.76
30-35	35	96	5.40
35-40	40	129	7.26
40-45	45	164	9.22
45-50	50	107	6.02
50-55	55	130	7.31
55-60	60	126	7.09
60-65	65	89	5.01
65-70	70	45	2.53
70-75	75	23	1.29
75-80	80	9	0.51
80-85	85	8	0.45
85-90	90	11	0.62
90-95	95	6	0.34
95-100	100	9	0.51
>100	423	84	4.72

De acuerdo al Cuadro 8, el mayor porcentaje de contribución se dio en el rango 10-15 m con el 11.25 %, seguido del rango 40-45 m con el 9.22 %. Al analizar el comportamiento de las contribuciones, se observa que la mayor parte de las mediciones provinieron de una distancia menor de los 80 m, Figura 30. Las frecuencias en los rangos de las mediciones se ajustaron mejor a una distribución Gamma con un 95 % de significancia.

Histograma Footprint

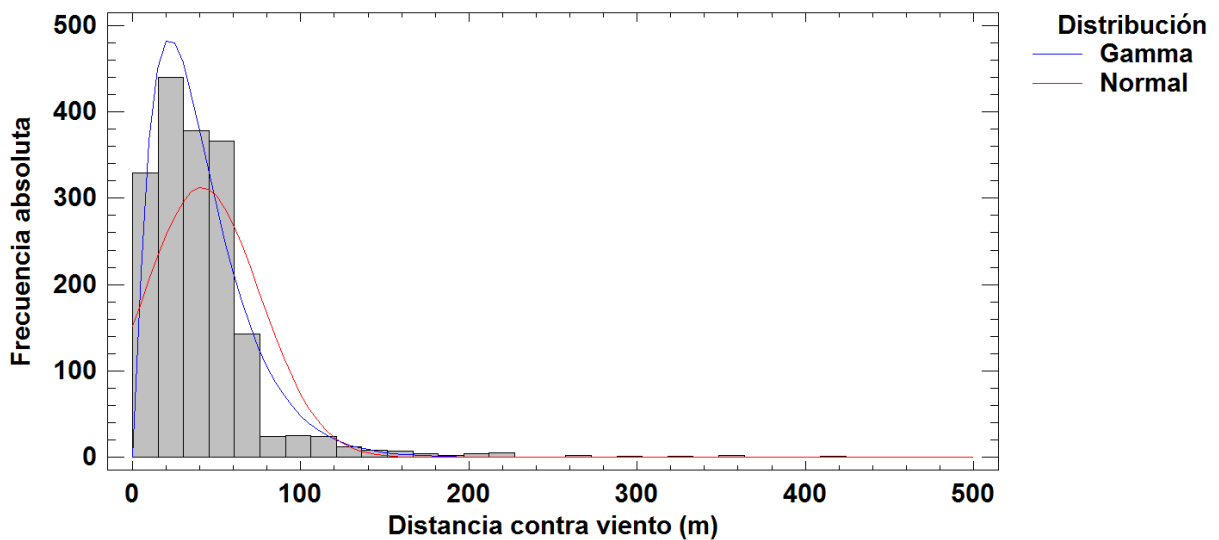


Figura 30. Histograma del Footprint.

Con el ajuste de las frecuencias a la distribución Gamma, se obtuvo que el pico de las contribuciones de los flujos provinieron de una distancia entre 20 y 40 m, tal como se observa en la Figura 31.

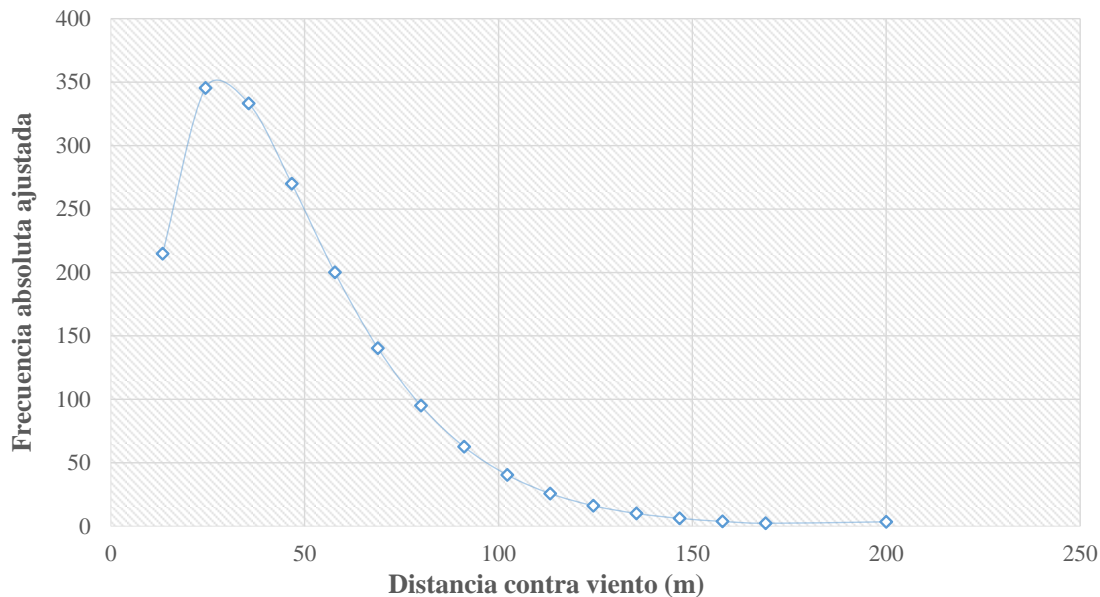


Figura 31. Frecuencia absoluta ajustada a la distribución Gamma.

Para identificar la distancia hasta la cual se da el mayor porcentaje de las contribuciones se generó la gráfica de contribuciones acumuladas; donde se observa que alrededor del 90 % de las contribuciones se presentó a una distancia menor de 80 m, Figura 32.

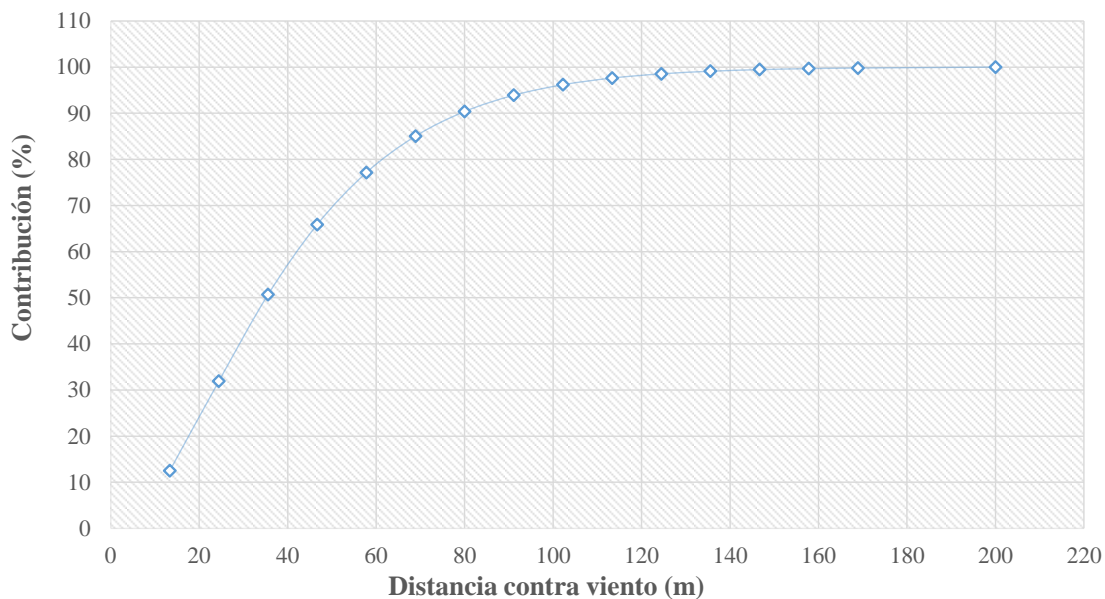


Figura 32. Contribución acumulada de los flujos según el Footprint.

Al relacionar el área de influencia de las contribuciones y las dimensiones del área de estudio, se obtuvo que el porcentaje de las contribuciones dentro del área de interés fue alrededor del 80 %, con el 20 % restante provino de áreas aledañas.

Las contribuciones a lo largo del día presentaron mayor frecuencia en las primeras horas de la mañana, siendo la máxima a las 8:30 am (101 veces), decreciendo gradualmente hasta un mínimo a las 17:00 horas (69 veces), Figura 33.

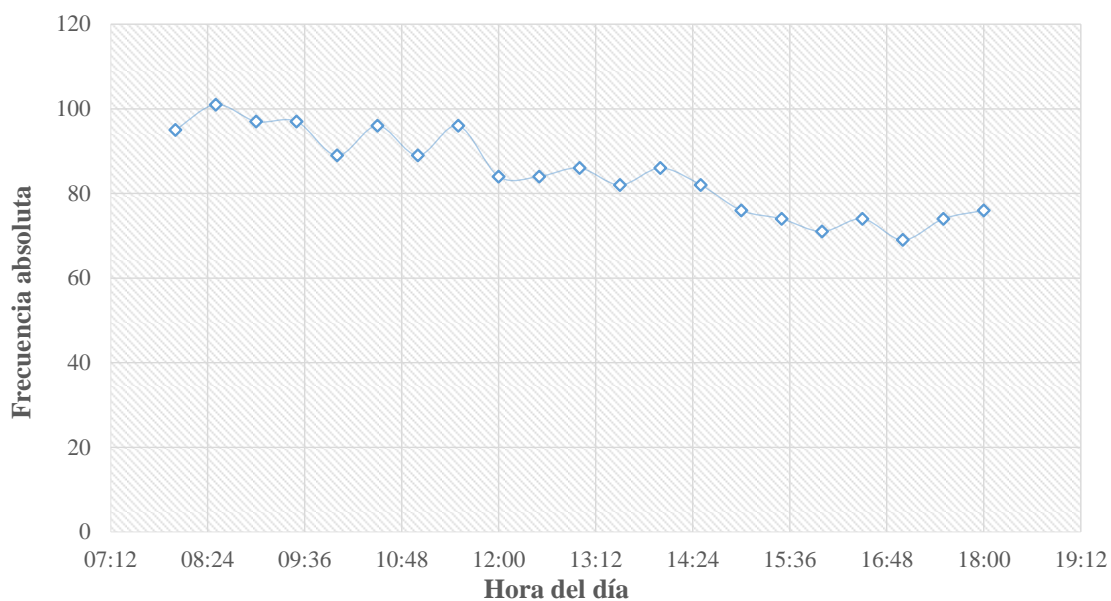


Figura 33. Frecuencia de las contribuciones a lo largo del día.

En lo que se refiere al footprint y a la dirección del viento se observa que los flujos procedieron de diversas direcciones y diferentes distancias, los mayores fueron entre una distancia menor de 80 m y una dirección del viento entre 120 y 360 grados de azimut. El comportamiento del footprint y dirección del viento se aprecia en la Figura 34.

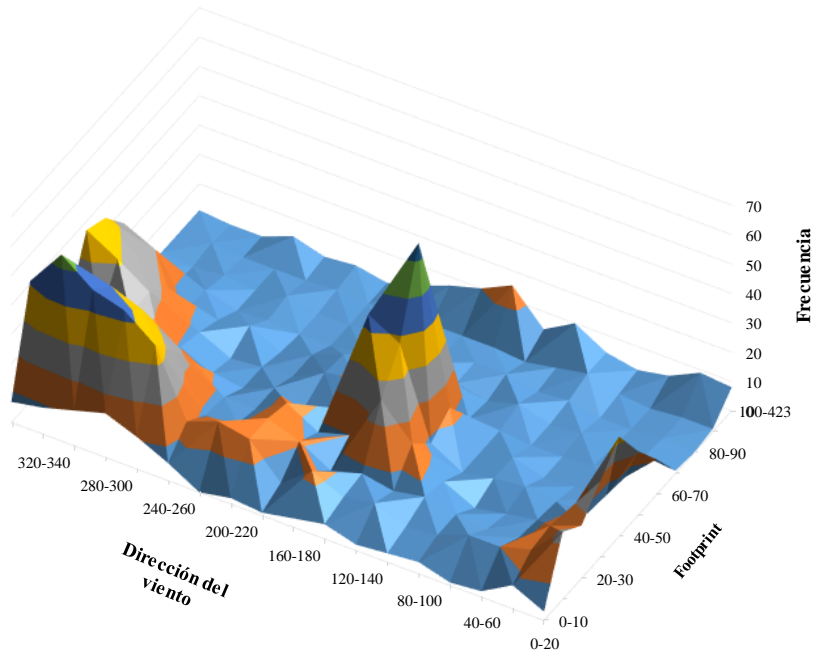


Figura 34. Frecuencia del Footprint y de la dirección del viento.

VI. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

6.1. Conclusiones

En el cierre del balance de energía se obtuvo una subestimación de los flujos turbulentos ($LE + H$) del 30% respecto de la energía disponible (R_n), Twine *et al.* (2000) indican que la discrepancia en el cierre del balance energético es un sesgo que varía entre 0 y -30 %.

La energía empleada en el proceso de evapotranspiración varía de acuerdo a la etapa de desarrollo del cultivo (grado de cobertura) y es el principal mecanismo de disipación de la radiación sobre la superficie vegetal.

El cultivo de frijol requirió en su ciclo 408.8 mm, con una lámina diaria promedio de 3.5 mm día⁻¹, una lámina máxima y mínima de 5.5 y 1.1 mm día⁻¹, respectivamente.

En la etapa inicial la ET_c decenal fue de 15.6 mm, en la etapa de máximo desarrollo fue de 44.5 mm y en la etapa final fue de 28.3 mm. Los valores decenales se ajustan a una ecuación cuadrática.

El valor mínimo de K_c fue de 0.27 en la decena 1, el máximo fue de 1.22 en la decena 8 y un mínimo en la fase final de su desarrollo de 0.73. Los valores de K_c se ajustan a una ecuación cuadrática, cuyos valores presentan un comportamiento similar al grado de desarrollo del cultivo.

En el análisis del área de influencia de las contribuciones los flujos provinieron entre 5 y 423 m. El 11.25 % se dio en el rango 10-15 m, seguido del rango 40-45 con el 9.22 %. El pico de las contribuciones provinieron de una distancia entre 20 y 40 m. El 90 % de las contribuciones se dio a una distancia menor de 80 m y una dirección del viento entre 120 y 360 grados de azimut.

6.2. Recomendaciones

Comparar mediciones con métodos directos (lisímetros) para conocer precisión de los resultados de las mediciones del sistema Eddy covariance.

Disponer de superficie suficiente para garantizar que el 100 % de las contribuciones correspondan al área de interés.

Aplicar el agua de riego eficientemente para reducir volúmenes de agua perdidos por evaporación del suelo y cuantificar mayormente agua perdida por el proceso de transpiración.

VII.LITERATURA CITADA

- Alla J., K. K., Ibrahim, O. H., Adam, H. S. 2015. Evapotranspiration and crop coefficients of grain legumes in semi-desert climatic conditions. *African Crop Science Journal*. 23: 239-247.
- Allen R., G., Pereira, L. S., Raes, D., Smith, M. 2006. Evapotranspiración del cultivo: guías para la determinación de los requerimientos de agua de los cultivos. FAO. Roma. 323 p.
- Alves S., D. L., Alves. J., J., Fernandes S., J. M., Casaroli, D., Pego E., A. W., Moura P., R. 2016. Common bean evapotranspiration estimated by orbital images. *African Journal of Agricultural Research*. 11: 867-872.
- Aubinet, M., Vesala, T., Papale, D. 2012. Eddy covariance: A practical guide to measurement and data analysis. Springer Atmospheric Sciences. New York. 305 p.
- Balbontín N., C., Calera B., A., González P., J., Campos R., I., López G., M. L., Torres P, E. 2011. Comparación de los sistemas covarianza y relación de bowen en la evapotranspiración de un viñedo bajo clima semi-árido. *Agrociencia*. 45: 87-103.
- Borja R., R. 2008. Procesamiento y QC/QA de datos micrometeorológicos. Departamento de Física aplicada. Universidad de Granada.
- Borja R., R. 2011. Intercambio de CO₂ y Vapor de Agua en ecosistemas de alta montaña de matorral mediterráneo. Departamento de Física aplicada. Universidad de Granada.
- Burba G. 2013. Eddy Covariance Method for Scientific, Industrial, Agricultural, and Regulatory Applications. LI-COR*Biosciences.
- CONAGUA (Comisión Nacional del Agua). 2014. Estadísticas del agua en México, edición 2014. SAGARPA. México. 242 p.

- Dallacort, R., Lourenço D., P. S., Teixeira F., R., Andrade G., A. C., Rezende, R., Muylaert L, R. G. 2011. Simulation of bean crop growth, evapotranspiration and yield in Paraná State by the CROPGRO-Drybean model. *Acta Scientiarum: Agronomy*. 33: 429-436.
- Er-Raki, S., Rodríguez, J. C., Garatuza-Payan, J., Watts, C. J., Chehbouni, A. 2013. Determination of crop evapotranspiration of table grapes in a semi-arid region of northwest Mexico using multi-spectral vegetation index. *Agricultural water Management*. 122: 12:19.
- Escalante E., J. A., Escalante E., L. E., Rodríguez G, M. T. 2001. Producción de frijol, en dos épocas de siembra: su relación con la evapotranspiración, unidades calor y radiación solar en clima cálido. *Terra Latinoamericana*. 19: 309-315.
- Falge, E., Baldocchi, D., Olson, R., Anthoni, P., Aubinet, M., Bernhofer, C., Burba, G., Ceulemans, R., Clement, R., Dolman, H., Granier, A., Gross, P., Grünwald, T., Hollinger, D., Jensen, N. O., Katul, G., Keronen, P., Kowalski, A., Ta L., C., Law E. B., Meyers, T., Moncrieff, J., Moors, E., Surker, A., Tenhunen, J., Tu, K., Verma, S., Vesala, T., Wilson, K., Wofsy, S. 2001. Gap filling strategies for defensible annual sums of net ecosystem exchange. *Agricultural and forest meteorology*. 107: 43-69.
- Hernández C., G., Cabrera M, R. M. 2003. Estimación de la evapotranspiración de referencia para el cultivo del tomate en época óptima de plantación. *Revista Ciencias Técnicas Agropecuarias*. 12: 45-49.
- Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA), Centro Nacional de Investigaciones Agropecuarias (CNIA), Instituto de Clima y Agua. 2012. Procesamiento de datos medidos con sistema Eddy Covarianza. Hurlingham, Provincia de Buenos Aires, Argentina. 85 pp.
- Kosugi, Y., Katsuyama, M. 2007. Evapotranspiration over a Japanese cypress forest. II. Comparison of the eddy covariance and water budget methods. *Journal of Hydrology*. 334: 305-311.

- Li, S., Kang, S., Li, F., Zhang, L. 2008. Evapotranspiration and crop coefficient of spring maize with plastic mulch using eddy covariance in northwest China. *Agricultural Water Management*. 95: 1214-1222.
- Liu M., S., Xu W., Z., Zhu L., Z., Jia Z., Z., Zhu, J, M. 2013. Measurements of evapotranspiration from eddy-covariance systems and large aperture scintillometers in the Hai River Basin, China. *Journal of Hydrology*. 487: 24-38.
- López A., J. E., Díaz V., T., Watts T., C., Rodríguez, J. C., Castellanos V., A. E., Partida R., L., Velázquez A, T. J. 2015. Evapotranspiración y coeficientes de cultivo de chile bell en el valle de Culiacán, México. *Terra Latinoamericana*. 33: 209-219.
- Marín S., M. I. 2013. Desarrollo de un modelo de “Footprint” de los flujos de calor sensible y radiación neta en la vegetación. Tesis doctoral. Colegio de Postgraduados, Hidrociencias. 132 pp.
- Miliarium. 2016.
http://www.miliarium.com/Proyectos/EstudiosHidrogeologicos/Anejos/Metodos_Determinacion_Evapotranspiracion/Metodos_Determinacion_Evapotranspiracion.asp.
 (Consultado 03-02-2016).
- Munguía L., J., Zermeño-González, A., Gil-Marín, A., Quezada-Martín, M. R., Ibarra-Jiménez, L., Arellano-García, M. A. 2011. Balance de energía en el cultivo de chile morrón bajo acolchado Plástico. *Terra Latinoamericana*. vol. 29, núm. 4. Octubre- diciembre. pp. 431-440. Sociedad Mexicana de la Ciencia del Suelo, A.C. Chapingo, México.
- Nagler, P. L., Scott, R. L., Westenburg, C., Cleverly, J. R., Glenn, E. P., Huete, A. R. 2005. Evapotranspiration on western U.S. rivers estimated using the Enhanced Vegetation Index from MODIS and data from eddy covariance and Bowen ratio flux towers. *Remote Sensing of Environment*. 97: 337-351.

- Paço, T.A., Ferreira, M.I., Conceição, N. 2006. Peach orchard evapotranspiration in a Sandy soil: Comparison between eddy covariance measurements and estimates by the FAO 56 approach. *Agricultural Water Management*. 85: 305-313.
- Rodríguez, J.C., Watts, C., Garatuza-Payan., J., Rivera, M. A., Lizárraga-Celaya., C., López-Elias., J., Ochoa-Meza., A., Moreno-Salazar., S. F., Renteria-Martinez, M. E. 2011. Evapotranspiración y coeficiente de cultivo en chile banana (*Capsicum annuum L.*) en el Valle del Yaqui, México. *Biotécnia*. 3: 28-35.
- Serrano O., P. 2008. Intercambio de CO₂ entre atmósfera y ecosistemas Kársticos: aplicabilidad de las técnicas comúnmente empleadas. Universidad de Granada. Granada, España. 306 pp.
- SIAP (Servicio de Información Agroalimentaria y Pesquera). 2015a. Anuario Estadístico de la Producción Agrícola. <http://www.siap.gob.mx/cierre-de-la-produccion-agricola-por-cultivo/>. (Consultado 13-06-2015).
- SIAP (Servicio de Información Agroalimentaria y Pesquera). 2015b. Anuario Estadístico de la Producción Agrícola. <http://www.siap.gob.mx/cierre-de-la-produccion-agricola-por-estado/>. (Consultado 13-06-2015).
- Soto Mora, C. 2003. La agricultura comercial de los Distritos de Riego en México y su impacto en el desarrollo agrícola. *Investigaciones geográficas*, abril, número 050. Universidad Nacional Autónoma de México, Distrito Federal, México, pp. 173-195.
- Toledo, A. 2002. El agua en México y el Mundo. *Gaceta ecológica*, junio-septiembre, Número 064. Instituto Nacional de Ecología. Distrito Federal, México. pp. 9-18.
- Toro-Trujillo., A. M., Arteaga-Ramírez., R., Vázquez-Peña., M. A., Ibáñez-Castillo, L. A. 2015. Modelos para estimar la evapotranspiración de referencia en la zona norte bananera del Urabá Antioqueño (Colombia). *Agrociencia*. 49: 821-836.
- Trezza, R. 2008. Estimación de evapotranspiración de referencia a nivel mensual en Venezuela. ¿Cuál método utilizar?. *Bioagro*. 20: 89-95.

- Twine, T. E., Kustas, W. P., Norman, J. M., Cook, D. R., Houser, P. R., Meyers, T. P., Prueger, J. H., Starks, P. J., Wesley, M. L. 2000. Correcting eddy-covariance flux underestimates over a grassland. *Agricultural and forest meteorology*. 103: 279-300.
- Williams, D.G., Cable, W., Hultine, K., Hoedjes, J.C.B., Yepez, E.A., Simonneaux, V., Er-Raki, S., Boulet, G., de Bruin, H.A.R., Chehbouni, A., Hartogensis, O.K., Timouk, F. 2004. Evapotranspiration components determined by stable sotope, sap flow and eddy covariance techniques. *Agricultural and Forest Meteorology*. 125: 241-258.
- Wilson, K. B., Hanson, P. J., Mulholland, P. J., Baldocchi, D. D., Wullschleger, S. D. 2001. A comparison of methods for determining forest evapotranspiration and its components: sap-flow, soil water budget, eddy covariance and catchment water balance. *Agricultural and forest meteorology*. 106: 153-168.
- Zermeño-González, A., Flores-Guerrero, J. A., Munguía-López, J. P., Rodríguez-García, R., Catalán-Valencia, E. A., Ibarra-Jiménez, L., Gil-Marín, J. A., Zermeño-González, H. 2010. Evapotranspiración y su relación con la evapotranspiración a equilibrio de una huerta de nogal pecanero (*Carya illinoensis*) del norte de México. *Agrociencia*. 44: 885-893.
- Zermeño G., A., Ríos E., J. A., Gil M., J. A., Cadena Z., M., Villarreal Q, J. A. 2011. Dinámica del flujo de bióxido de carbono y de energía sobre un pastizal natural del norte de México. *Bioagro*. 23: 35-42.