

Procesamiento de datos medidos con sistema Eddy Covarianza

*Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA)
Centro Nacional de Investigaciones Agropecuarias (CNIA)
Instituto de Clima y Agua
1686 Hurlingham - Provincia de Buenos Aires
N. Repetto y De Los Reseros s/n
Argentina*

Diciembre de 2012

Contenido

1. Introducción.....	2
2. El programa EVEDDY	3
2.1. Aplicación del programa	3
2.2. Nombres de los archivos de entrada	4
2.3. Vista del programa	6
2.4. Esquema del procesamiento de datos.....	7
2.5. Subrutinas.....	11
2.6. Dirección del viento	12
2.7. Columnas en la hoja de Excel “Resultados”	14
3. Las metodologías para el procesamiento de los datos medidos	15
3.1. Aplazamiento temporal entre registros	16
3.2. Eliminación de outliers (spikes).....	16
3.3. Verificación de estacionaridad.....	17
3.4. Corrección por una inclinación del anemómetro.....	18
3.5. Corrección espectral	23
3.6. Corrección de la temperatura y corrección por el viento lateral	27
3.7. Metodología de Webb-Pearman-Leuning (WPL).....	30
3.8. Los flujos de dióxido de carbono, de vapor de agua y del calor latente ...	33
3.9. El flujo del calor sensible.....	34
3.10. Cálculo de variables meteorológicas.....	34
3.11. Dependencia del flujo de dióxido de carbono del Bowen ratio	36
3.12. Flujo de almacenamiento (Storage flux)	38
3.13. Eliminación de datos después del procesamiento.....	40
3.14. Filtración de la velocidad de fricción u^*	44
3.15. Relleno de huecos (Gap filling)	47
3.16. Respiración del ecosistema	51
3.17. Estimación de la incertidumbre de los flujos.....	54
3.18. Estimación del footprint	59
4. Verificación y control de calidad	61
4.1. Verificación de resultados EVEDDY	61
4.2. Aplicación de EddyPro 3.0 y comparación de resultados	68
5. Símbolos seleccionados	83

1. Introducción

La medición del flujo de CO_2 sobre ecosistemas en la agricultura o sobre los canopeos de bosques permite la determinación de la cantidad del dióxido de carbono que es secuestrado (asimilado) por las plantas a través de la fotosíntesis. Las mediciones del flujo de CO_2 se llevan a cabo usualmente junto con mediciones del flujo de vapor de agua, que dan como resultado la evaporación del ecosistema investigado, es decir la transpiración de plantas y la evaporación de agua procedente del suelo y de la superficie mojada del canopeo. Los datos medidos sirven para investigaciones de la interacción entre el suelo, la biosfera y la atmósfera. Estas investigaciones pueden tener como meta por ejemplo la identificación de la influencia de condiciones meteorológicas o del estado del suelo sobre el crecimiento de cultivos agrícolas o del arbolado en áreas forestales.

Para las mediciones del flujo de dióxido de carbono y de vapor de agua se aplica el sistema de la “Eddy covarianza”. Este sistema experimental consiste básicamente de un anemómetro y de un analizador $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$, que mide las concentraciones de los dos gases. El anemómetro y el analizador están montados en una torre en una altura entre pocos metros y decenas de metros; la altura depende del canopeo y del área que se intenta de investigar. El anemómetro y el analizador miden con una frecuencia alta (usualmente de 20 Hz). El flujo es calculado a través de la covarianza entre el viento vertical y la concentración del CO_2 y vapor de agua, respectivamente. Los datos medidos son las velocidades del viento y las concentraciones de CO_2 y vapor de agua, los cuales son las densidades parciales de CO_2 y vapor de agua en el aire. El anemómetro mide además una temperatura sónica, de la cual se deja calcular la temperatura del aire. Para determinar los flujos estos datos requieren un procesamiento basado en la teoría de la eddy covarianza que toma en cuenta las circunstancias experimentales.

Para procesar los datos medidos se ha desarrollado un programa, que fue escrito con Visual Basic for Applications (VBA) de Excel. Este documento contiene una descripción breve de este programa. El programa se orienta a las características de los equipos experimentales que son utilizados en el Instituto de Clima y Agua del INTA, sobretudo en relación con el formato de los archivos de entrada y salida. El programa puede sin embargo ser adaptado por los usuarios a sus necesidades y preferencias. Otro objetivo de este documento es una descripción de las metodologías en las cuales están basados los diferentes procesamientos, que forman parte del software desarrollado. Esto hace necesario una mirada a la teoría de la eddy covarianza.

2. El programa EVEDDY

Para realizar los cálculos fue desarrollado un programa EVEDDY, el cual está adaptado a las características del equipamiento Metek USA-1 / LI7500 (utilizado en Campo de Mayo / Mercedes) y del equipamiento CSAT3 / LI7500 (utilizado en Corrientes y en San Luís). Por ello el programa lee por ejemplo Metek archivos y convierte valores de velocidad en cm s^{-1} a valores en m s^{-1} y conteos a concentraciones.

El programa puede ser modificado por cualquier usuario para que cumpla sus requisitos particulares y corresponda a sus gustos.

2.1. Aplicación del programa

El programa EVEDDY consiste de un archivo Excel con una aplicación escrita con Visual Basic for Applications (VBA), véase la gráfica abajo mostrando la aplicación del programa y la esquema del procesamiento de los datos.

Se instala el programa con los siguientes pasos:

- Copiar el archivo de Excel EVEDDY por ejemplo en el directorio C:\EVEDDY de la computadora.

Se aplica el programa con los siguientes pasos:

- Arrancar el archivo de Excel EVEDDY.xls aceptando “Habilitar macros”.
- Hacer clic en el botón azul (véase la gráfica abajo). Se despliega un formulario que permite la ejecución del programa.
- Para determinar el aplazamiento temporal entre anemómetro y analizador seleccione los archivos que desea que sean considerados y elija la opción “Calcular aplazamiento temporal”. Después de la ejecución del programa se mostrará en la hoja “Datos” en las columnas SHIFT_W_T, SHIFT_W_CO2 y SHIFT_W_H2O el número de las líneas para los cuales las covarianzas alcanzan su valor máximo. Estos números de líneas pueden ser utilizados para derivar un aplazamiento fijo para los siguientes cálculos. Seleccione “Aplazamiento fijo” y escriba el número que piensa ser adecuado en el cuadro de texto. Para más información véase la sección “Aplazamiento temporal entre registros del anemómetro y del analizador”.
- Para aplicar la metodología del “Planar Fit” se necesita un archivo pfit.dat que contiene una matriz de transformación (de rotación del sistema de coordenadas). Este archivo se genera usando la opción “Calcular y aplicar nueva matriz”. Seleccione los archivos que desea que deberían ser considerados. Un cambio de la posición del anemómetro requiere una nueva matriz de transformación, es decir la generación de un nuevo archivo pfit.dat. Una vez que se ha generado el archivo se puede utilizarlo con la opción “Aplicar matriz existente (pfit.dat)”. En vez de la metodología “Planar Fit” se puede aplicar la metodología “2-D

coordinate rotation” como alternativa. Para más información véase la sección “Corrección de datos del viento por una inclinación del anemómetro”.

- Seleccione las opciones “Schotanus (1983)”, “Webb-Pearman-Leuning (1980)”. Para más información véase las secciones “Corrección de la temperatura y corrección por el viento lateral” y “Corrección de Webb-Pearman-Leuning (WPL)”. Opcionalmente se puede también aplicar una metodología para la “Corrección espectral”, véase la sección correspondiente.

2.2. Nombres de los archivos de entrada

Los nombres de los archivos de entrada tienen que tener un formato determinado. Nombres ejemplares son los siguientes:

Mercedes011400.dat
... Mercedes011423.dat

para Metek USA-1 / IRGA LI7500 (24 archivos para el 14 de enero). Ya que el nombre del archivo no incluye la información sobre el año de la medición, el nombre de la carpeta tiene que contener esa información, por ejemplo los archivos podrían estar en una carpeta \Mercedes_2010.

TOA5_3303.EddyRaw_2010_04_10_0000.dat
... TOA5_3303.EddyRaw_2010_04_10_2330.dat

para Campbell Scientific CSAT3 / IRGA LI7500 (48 archivos para el 4 de octubre de 2010) o

TOA5_suelo.EddyRaw_2010_4_0000.dat
... TOA5_suelo.EddyRaw_2010_4_2330.dat

para Campbell Scientific CSAT3 / IRGA LI7500 (48 archivos para el día 4 del año 2010) o

CR3000_EddyStat.dat

para Campbell Scientific CSAT3 / IRGA LI7500 (archivos con promedios de cada media hora).

campodemayo010120 - Notepad														
File	Edit	Format	View	Help										
476	,	-315	,	-130	,	1384	,	3277	,	5178	,	-3	,	0
449	,	-275	,	-76	,	1383	,	3286	,	5181	,	-6	,	3
445	,	-295	,	-72	,	1383	,	3283	,	5181	,	-3	,	-3
406	,	-338	,	-21	,	1379	,	3295	,	5062	,	0	,	0
416	,	-403	,	-58	,	1383	,	3302	,	5004	,	0	,	0
435	,	-327	,	-47	,	1389	,	3311	,	5001	,	6	,	-6
461	,	-326	,	-21	,	1381	,	3308	,	5014	,	3	,	-3
491	,	-302	,	-40	,	1364	,	3298	,	5020	,	0	,	0
419	,	-325	,	-58	,	1396	,	3295	,	5014	,	0	,	6
439	,	-376	,	-7	,	1361	,	3305	,	5026	,	0	,	0
436	,	-324	,	10	,	1372	,	3286	,	5142	,	-3	,	0
317	,	-405	,	52	,	1375	,	3280	,	5166	,	-3	,	-6
278	,	-428	,	93	,	1373	,	3280	,	5169	,	-3	,	-6
323	,	-475	,	51	,	1379	,	3283	,	5154	,	3	,	3
336	,	-496	,	62	,	1366	,	3280	,	5160	,	3	,	3
404	,	-472	,	-9	,	1385	,	3283	,	5157	,	0	,	3
457	,	-481	,	10	,	1383	,	3289	,	5166	,	0	,	-3
455	,	-472	,	18	,	1373	,	3289	,	5206	,	6	,	-3
417	,	-530	,	-2	,	1391	,	3289	,	5197	,	-3	,	-6
419	,	-480	,	-38	,	1387	,	3277	,	5212	,	6	,	-6
420	,	-535	,	-6	,	1404	,	3280	,	5203	,	6	,	0
446	,	-565	,	-71	,	1392	,	3305	,	5108	,	3	,	3
442	,	-551	,	-73	,	1368	,	3302	,	5072	,	6	,	3
474	,	-554	,	-57	,	1376	,	3308	,	5014	,	3	,	-3
479	,	-517	,	-38	,	1396	,	3298	,	5001	,	6	,	-3
484	,	-526	,	-35	,	1385	,	3305	,	4980	,	0	,	3
477	,	-528	,	-41	,	1365	,	3314	,	4965	,	-3	,	0
526	,	-489	,	-38	,	1391	,	3308	,	4965	,	6	,	-6
505	,	-518	,	-41	,	1375	,	3314	,	4980	,	3	,	-6
493	,	-574	,	-32	,	1365	,	3320	,	4983	,	6	,	-3
520	,	-586	,	-55	,	1384	,	3308	,	5010	,	6	,	0
490	,	-524	,	-48	,	1392	,	3308	,	5065	,	3	,	-3
550	,	-496	,	-63	,	1392	,	3292	,	5041	,	3	,	0
534	,	-485	,	-23	,	1379	,	3311	,	5014	,	3	,	0
531	,	-466	,	-30	,	1383	,	3314	,	4980	,	-3	,	-3

Ejemplo de un archivo, resultado de mediciones con el sistema Metek USA-1 / LI7500. Las tres primeras columnas contienen las tres direcciones del viento (u, v, w) en cm s^{-1} . La cuarta fila contiene la temperatura sónica en centésimas $^{\circ}\text{C}$, la quinta fila contiene los conteos de la concentración de dióxido de carbono y la sexta fila contiene los conteos de la concentración de vapor de agua. Las dos últimas columnas no se usan.

2.3. Vista del programa

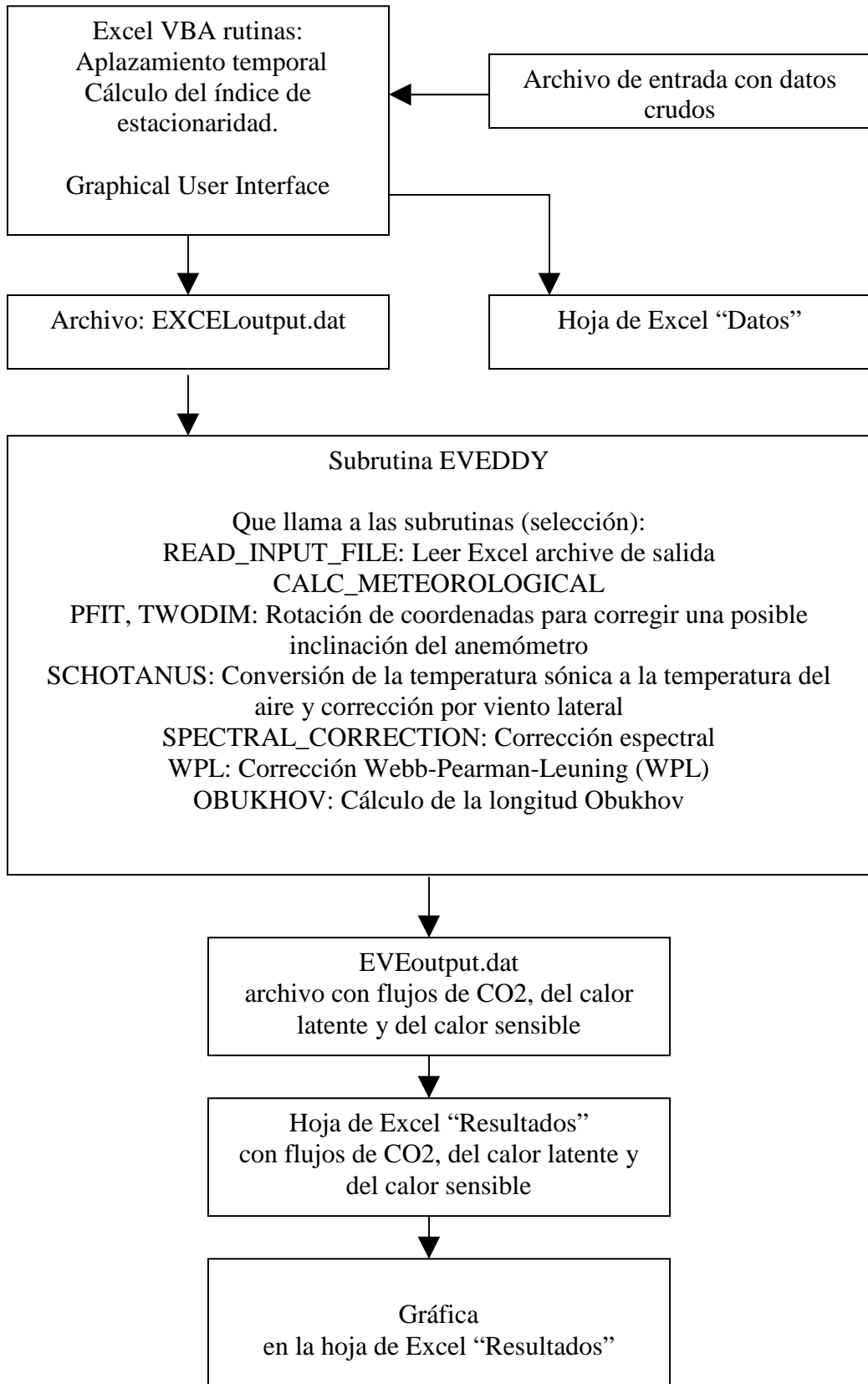
Eddy Covariance Post-Field Processing

Archivos:
 EVEDDY.xls → EXCELoutput.dat →
 Module_EVEDDY → EVEoutput.dat
 Parámetros Planar Fit: pfit.dat

40	24.12.2008 07:30	19,2
41	24.12.2008 08:00	21,4
42	24.12.2008 08:30	23,1
43	24.12.2008 09:00	24
44	24.12.2008 09:30	24,7

Legend: FCO2 (green line), LE (blue line), SH (red line)

2.4. Esquema del procesamiento de datos



El archivo EXCELoutput.dat contiene para cada media hora promedios de la temperatura, de las velocidades del viento y covarianzas, entre otros datos. Estos datos de entrada son utilizados por la subrutina EVEDDY, para calcular los flujos que finalmente aparecen en la hoja de Excel “Resultados”. En la cabeza del archivo EXCELoutput.dat se encuentran las instrucciones en que manera son procesados los datos de entrada:

```

EXCELoutput - Notepad
File Edit Format View Help
*****
Ruta          :          C:\FTN
*****
Altitud sns (m):          3.5
Altitud snm (m):          38
Altitud can (m):          .5
Coord X      (m):        273076.25
Coord Y      (m):        6163873.75
*****
Anemometer   : USA-1
Afactor     : 0.75
Bfactor     : 0.75
Lateral (m) : .2
*****
Shift        : SI
Tilt         : S2
Temperatura : NO
WPL         : SI
Damping      : S2
Storage      : NO
*****
DATE,        HH:MM, DOY, N,          MEAN_U,    MEAN_V,
28.9.2009, 22:00, 271, 36000,  3.046, -1.840, -32.5:
28 9 2009 22:00 271 36000  3.046 -1.840 -32.5:

```

Ejemplo del archivo EXCELoutput.dat. Se ha aplicado un aplazamiento temporal de los registros. Con eveddy.exe se va a aplicar la metodología “Planar Fit” en base de un archivo pfit.dat que ya existe, no se aplica la conversión de la temperatura sónica a la temperatura del aire, se aplica una corrección espectral utilizando la metodología de Massman y los flujos no contienen el flujo de almacenamiento.

- Ruta* es la ruta donde se encuentra el programa eveddy.exe.
- Altitud sns (m)* es la altitud de los instrumentos de medición sobre el suelo.
- Altitud snm (m)* es la altitud del sitio de medición sobre el nivel del mar.
- Altitud can (m)* es la altitud del canopeo.
- Coord X (m)* es la coordenada X, en metros (UTM) de la torre de flujo.
- Coord Y (m)* es la coordenada Y, en metros (UTM) de la torre de flujo.

<i>Anemometer</i>	es el tipo del anemómetro, con las siguientes opciones: <i>Anemometer : USA-1</i> <i>Anemometer : CSAT3</i>
<i>Afactor</i> <i>Bfactor</i>	es un parámetro del tipo anemómetro. es otro parámetro del tipo anemómetro. <i>Afactor : 0.75</i> <i>Bfactor : 0.75</i> (para el anemómetro METEK USA-1) <i>Afactor : 0.00</i> <i>Bfactor : 0.00</i> (para el anemómetro Campbell Scientific CSAT3) Véase el capítulo “Corrección de la temperatura y corrección por el viento lateral”.
<i>Lateral (m)</i>	es la distancia entre el anemómetro y el analizador de gases. Véase el capítulo “Corrección espectral”.
<i>Shift</i>	indica, si se ha aplicado un aplazamiento de registros para la computación de las covarianzas, véase el capítulo “Aplazamiento temporal entre registros” o no. <i>SI</i> El plazamiento de registros fue aplicado. <i>NO</i> El aplazamiento de registros no fue aplicado.
<i>Tilt</i>	especifica el tipo de la rotación de coordenadas, véase el capítulo “Corrección por una inclinación del anemómetro”. <i>S1</i> Aplicación de la metodología “Planar Fit” creando una nueva matriz de rotación que se guarda en el archivo pfit.dat. <i>S2</i> Aplicación de la metodología “Planar Fit”, con una matriz de rotación que ya existe en el archivo pfit.dat. <i>2D</i> Aplicación de la metodología “2-D coordinate rotation”. <i>NO</i> Sin aplazamiento de registros.
<i>Temperatura</i>	especifica si se aplica la conversión de la temperatura sónica a la temperatura del aire, véase el capítulo “Corrección de la temperatura y corrección por el viento lateral” <i>SI</i> Con corrección de la temperatura sónica. <i>NO</i> Sin corrección de la temperatura sónica.

Cabe mencionar que la corrección tiene sentido solamente cuando la temperatura no fue modificada por una función lineal. En este caso siempre aparece *NO* en el archivo EXCELoutput.dat.

WPL especifica si se aplica la metodología de Webb, Pearman y Leuning, véase el capítulo “Metodología Webb-Pearman-Leuning (WPL)”.

SI Con aplicación de la metodología WPL.
NO Sin aplicación de la metodología WPL.

Damping especifica el tipo de la corrección espectral, véase el capítulo “Corrección espectral”.

S1 Con corrección espectral utilizando la metodología de Eugster.
S2 Con corrección espectral utilizando la metodología de Massman.
NO Sin corrección espectral.

Storage especifica si el flujo de CO₂, del calor latente y del calor sensible contiene el flujo de almacenamiento, véase el capítulo “Flujo de almacenamiento (Storage flux)”.

SI Adicionar el flujo de almacenamiento al flujo de CO₂, al flujo latente y al flujo sensible.
NO Sin adicionar el flujo de almacenamiento.

El procesamiento de los datos crudos requiere mucho tiempo de computación ya que cada media hora abarca 36000 datos para las velocidades del viento, de la temperatura y de las concentraciones de CO₂ y vapor de agua. Con estos datos son calculados promedios y covarianzas, se lleva a cabo el aplazamiento temporal de registros y se verifica la calidad de los datos con respecto a la estacionaridad meteorológica dentro de la media hora. El procesamiento de los datos crudos de un día puede tardar cinco minutos, por ejemplo. Por esto se ha añadidos dos botones que permiten el procesamiento directo del archivo EXCELoutput.dat. Si, por ejemplo, se decide utilizar la metodología “2-D coordinate rotation” en vez de la metodología “Planar Fit”, se puede modificar el archivo EXCELoutput.dat. Con los botones abajo este archivo modificado es procesado sin que haya la necesidad de procesar otra vez los datos crudos.



El botón **Procesar EXCELoutput.dat** genera un nuevo archivo EXCELoutput.dat en base del ya existente archivo EXCELoutput.dat y toma en cuenta las opciones del procesamiento de los datos de media-hora. El botón **Procesar hoja de Excel “Datos”** genera un nuevo archivo EXCELoutput.dat en base de las entradas en la hoja de Excel “Datos” y toma en cuenta las opciones del procesamiento de estos datos de media-hora.

2.5. Subrutinas

Algunas subrutinas, escrito con Visual Basic for Applications (VBA Excel) son los siguientes:

cmdExecute_Click Llamada de subrutinas, escrito con VBA Excel; creación del diagrama en la hoja “Resultados”.

KillFile Eliminación de un archivo.

CALCULATE_COVARIANCES_METEK

Lectura de los archivos generado por el sistema Metek, que contienen los datos crudos medidos con alta frecuencia (20 Hz); cálculo de covarianzas y promedios.

CALCULATE_COVARIANCES_CS

Lectura de los archivos generado por el sistema Campbell Scientific (CS), que contienen los datos crudos medidos con alta frecuencia (20 Hz); cálculo de covarianzas y promedios.

CALCULATE_COVARIANCES_CS30

Lectura de los archivos generado por el sistema Campbell Scientific (CS), que contienen los datos promedios de 30 minutos.

Spikes Eliminación de outliers (spikes) en los datos crudos.

Meanvalue Cálculo de promedios.

Covariance Cálculo de covarianzas.

COVAMEAN Cálculo de covarianzas y promedios.

WindProperties Cálculo de la velocidad horizontal y de la dirección del viento.

Get_mm_hh_dia_mes_anno Determinación de la hora y de la fecha en base del nombre del archivo de entrada.

Spikes_Excelsheet Eliminación de outliers (spikes) en los datos ya procesados.

La subrutina *EVEDDY* lee el archivo EXCELoutput.dat y crea el archivo EVEoutput.dat. Las principales subrutinas, que son llamadas por *EVEDDY* y que se encuentran en el modulo *Module_EVEDDY* son los siguientes:

<i>EVEDDY</i>	Programa principal con llamadas a las subrutinas; creación del archivo de salida EVEoutput.dat.
<i>READ_INPUT_FILE</i>	Lectura del archivo de salida ExcelOutput.dat, generado por VBA Excel.
<i>CALC_METEOROLOGICAL</i>	Cálculo de valores de variables meteorológicas.
<i>SCHOTANUS</i>	Aplicación de un método para calcular la covarianza del viento vertical con la temperatura.
<i>WPL</i>	Aplicación de la ecuación de Webb, Pearman y Leuning.
<i>OBUKHOV</i>	Cálculo de la longitud de Obukhov y de la velocidad de fricción.
<i>TWODIM</i>	Aplicación del método “2-D coordinate rotation” para la corrección por una posible inclinación del anemómetro.
<i>PFIT</i>	Aplicación del método “Planar fit” para la corrección por una posible inclinación del anemómetro.
<i>SPECTRAL_CORRECTION</i>	Aplicación de un método para correcciones espectrales.
<i>FP_Hsieh</i>	Cálculo del footprint según Hsieh et al.
<i>FP_Kljun</i>	Cálculo del footprint según Kljun et al.

Subrutinas para el análisis de incertidumbre se encuentran en el modulo *Module_Uncertainty*.

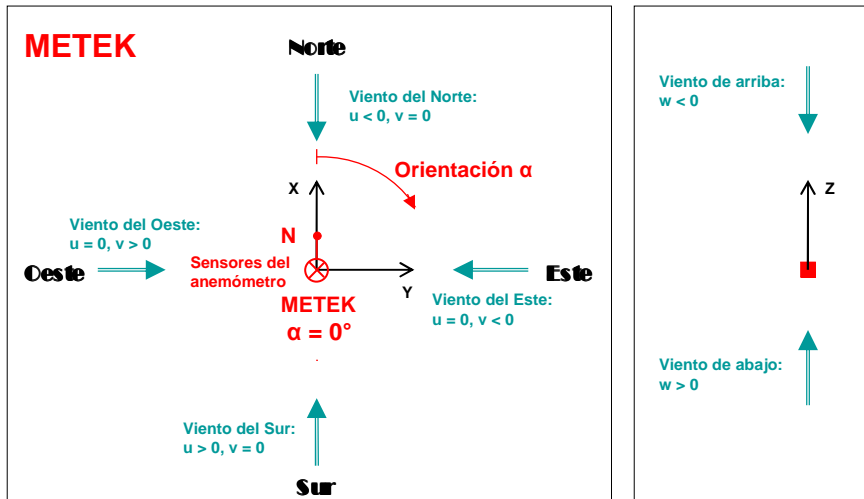
2.6. Dirección del viento

La dirección del viento es expresada en grados. Un viento del Norte corresponde a una dirección de 0°, un viento del Este corresponde a una dirección de 90°, un viento del Sur corresponde a una dirección de 180° y un viento del Oeste corresponde a una dirección de 270°. La dirección del viento es calculado en base de los promedios de los componentes horizontales del viento, u y v. Los anemómetros USA-1 de Metek y CSAT3 de Campbell Scientific interpretan estos componentes en forma diferente. El anemómetro USA-1 utiliza un sistema de coordenadas de la mano izquierda, mientras el anemómetro CSAT2 utiliza un sistema de coordenadas de la mano derecha. Las direcciones del viento son calculados en el programa EVEDDY, asumiendo que la eje X del anemómetro USA-1 (componente u) apunta hacia el Norte y que la eje X del anemómetro CSAT3 (componente u) apunta hacia el Oeste. Estas orientaciones

corresponden en el programa EVEDDY con la orientación $\alpha = 0^\circ$. La rotación del anemómetro corresponde al ángulo α , el cual se deja especificar en el programa EVEDDY, así que el programa toma en cuenta la rotación para el cálculo de la dirección del viento.

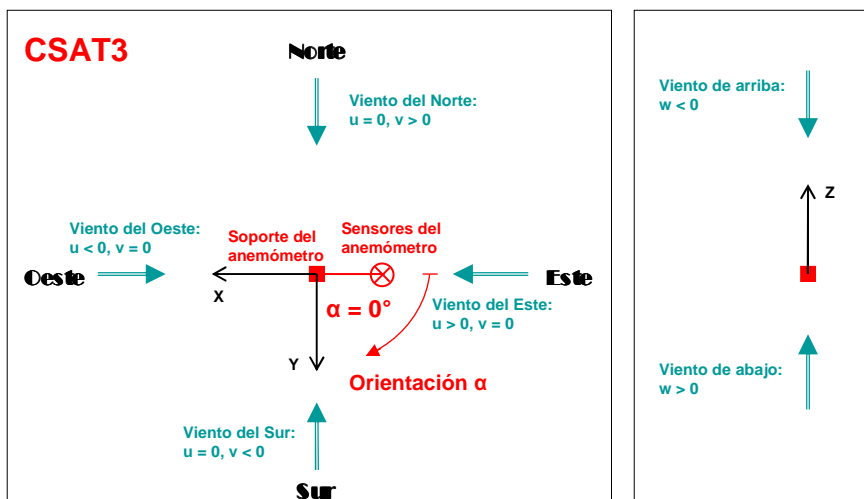
Metek USA-1

Orientación del anemómetro



Campbell Scientific CSAT3

Orientación del anemómetro



Los valores de la dirección del viento se encuentran en las hojas de Excel “Datos” y “Resultados”, en la columna MEAN_WINDDIR.

2.7. Columnas en la hoja de Excel “Resultados”

La hoja de Excel “Resultados” contiene las siguientes columnas:

Columna	Unidad	Descripción
DATE/TIME	-	Fecha y hora; Ejemplo: 30.6.2010 11:00
MEAN_T	°C	Temperatura del aire
MEAN_TS	°C	Temperatura sónica
MEAN_DRYAIR	g m^{-3}	Densidad del aire seco
MEAN_P	Pa	Presión del aire
MEAN_CO2	mg m^{-3}	Concentración (densidad parcial) de CO2 en el aire
MEAN_H2O	g m^{-3}	Concentración (densidad parcial) de vapor de agua en el aire
FCO2	$\text{mg m}^{-2} \text{s}^{-1}$	Flujo de CO2
FCO2_uncorr	$\text{mg m}^{-2} \text{s}^{-1}$	Flujo de CO2 (sin correcciones)
FH2O	$\text{g m}^{-2} \text{s}^{-1}$	Flujo de H2O
FH2O_uncorr	$\text{g m}^{-2} \text{s}^{-1}$	Flujo de H2O (sin correcciones)
LE	W m^{-2}	Flujo del calor latente
LE_uncorr	W m^{-2}	Flujo del calor latente (sin correcciones)
SH	W m^{-2}	Flujo del calor sensible
SH_uncorr	W m^{-2}	Flujo del calor sensible (sin correcciones)
dFCO2	$\text{mg m}^{-2} \text{s}^{-1}$	Error aleatorio del flujo de CO2 calculado según Lenschow et al. (1994)
dLE	W m^{-2}	Error aleatorio del flujo del calor latente calculado según Lenschow et al. (1994)
dSH	W m^{-2}	Error aleatorio del flujo del calor sensible calculado según Lenschow et al. (1994)
Eva_mm	mm	Evapotranspiración (por media hora)
STAT_CO2	-	Variable caracterizando la estacionaridad del flujo de CO2
QC_CO2	-	Calificación del flujo de CO2 (1 ... 9)
STAT_H2O	-	Variable caracterizando la estacionaridad del flujo de H2O
QC_H2O	-	Calificación del flujo de H2O y del calor latente (1 ... 9)
STAT_TS	-	Variable caracterizando la

		estacionaridad del calor sensible
QC_TS	-	Calificación del flujo del calor sensible (1 ... 9)
USTAR	m s ⁻¹	Velocidad de fricción
L_OBUKHOV	m	Longitud de Obukhov
MEAN_UHOR	m s ⁻¹	Velocidad horizontal del viento (paralelo a la dirección del viento)
MEAN_VLAT	m s ⁻¹	Velocidad lateral del viento (perpendicular a la dirección del viento)
MEAN_W	m s ⁻¹	Velocidad vertical del viento
COV_UHOR	m ⁻² s ⁻²	Covarianza de la velocidad horizontal del viento
COV_VLAT	m ⁻² s ⁻²	Covarianza de la velocidad lateral del viento
COV_W_W	m ⁻² s ⁻²	Covarianza de la velocidad vertical del viento
MEAN_WINNDIR	°	Dirección del viento entre 0° y 360°
Variables del footprint	m; coordenadas UTM	Distancia al punto del máximo footprint, al punto del 80% del footprint integrado, coordenadas de estos puntos

3. Las metodologías para el procesamiento de los datos medidos

Un equipamiento de eddy covarianza consiste de un anemómetro, que mide velocidades de viento, dos de ellas siendo vientos horizontales y una siendo la velocidad del viento vertical w y la temperatura sónica; además de un analizador, que mide concentraciones de dióxido de carbono CO_2 y de vapor de agua. El equipamiento, usualmente montado en una torre en una altura de tres ó más metros, permite determinar flujos verticales del dióxido de carbono, de vapor de agua, del calor sensible y del calor latente. El flujo depende de la covarianza entre la velocidad del viento vertical por un lado y de la concentración de dióxido de carbono, de vapor de agua ó de la temperatura por otro lado. La covarianza es:

$$\overline{w'a'} = \frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (w_i - \bar{w}) \cdot (a_i - \bar{a})$$

$$\bar{w} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N w_i$$

$$\bar{a} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N a_i$$

donde w es la velocidad del viento vertical y donde a representa la concentración de dióxido de carbono, la concentración de vapor de agua ó la temperatura del aire. N es el número de mediciones en un intervalo de medición, por ejemplo $N = 36000$ para un intervalo de medición de 30 minutos y midiendo con una frecuencia con 20 Hz.

En lo siguiente se describe brevemente las metodologías que se pueden aplicar para calcular flujos de dióxido de carbono, de vapor de agua así como flujos del calor sensible y del calor latente. Para más información son añadidas referencia a literatura.

3.1. Aplazamiento temporal entre registros

Para calcular covarianzas de la velocidad de viento con las concentraciones de gases trazas (CO_2 y vapor de agua) la velocidad y la concentración tienen que ser medido al mismo tiempo. Por la separación espacial entre anemómetro y analizador así como por posibles retrasos temporales causados por la electrónica puede presentarse una diferencia temporal entre los registros de los dos instrumentos, típicamente en el rango de algunos 100 ms. Para que coincidan los registros del anemómetro con los del analizador se puede desplazar las columnas de los datos que corresponden al analizador con referencia a las columnas con los datos del anemómetro. La covarianza alcanza un máximo con un cierto aplazamiento, que entonces es considerado como el aplazamiento que hay que tomar en cuenta para el cálculo de las covarianzas. Para el equipamiento Metek USA-1 / Campbell Scientific LI7500 (Campo de Mayo / Mercedes) el máximo se obtiene con un aplazamiento temporal de -5 registros (filas) en promedio, es decir existe un retraso de la medición del analizador con respecto a la medición del anemómetro. Por la frecuencia de 20 Hz ($= 1 / 50$ ms) esto corresponde a un aplazamiento temporal de 250 ms.

3.2. Eliminación de outliers (spikes)

Para eliminar outliers de los datos crudos, que pueden ser creados por ejemplo a causa de estorbos electrónicos, es aplicado un método, en el cual es creada una ventana alrededor de cada medición. La ventana toma en cuenta las 10 mediciones precedentes y las 10 mediciones sucesoras. De estas 20 mediciones es calculado el promedio y la desviación estándar σ . Si el valor de la medición en el medio de la ventana se distingue por más de $5.5 \times \sigma$, la medición es considerado un outlier, con la excepción siguiente: Si la medición se encuentra en una serie de por lo menos 4 mediciones consecutivas, que cumplen esta condición, la medición no es considerada como un outlier. Este método es aplicado a las mediciones del viento, de la temperatura sónica y de las concentraciones de CO_2 y vapor de agua.

Literatura:

Vickers, D. and Mahrt, L. (1997): Quality Control and Flux Sampling Problems for Tower and Aircraft Data. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 14, 512 - 526.

3.3. Verificación de estacionaridad

La metodología de la eddy covarianza requiere condiciones estacionarias, es decir dentro de un intervalo de medición de 30 minutos las variables medidas no deben cambiarse fuertemente. Para verificar este requerimiento el intervalo de medición es subdividido en M sub-intervalos (por ejemplo en 6 sub-intervalos de 5 minutos), y la covarianza es calculada para cada sub-intervalo. Si la media de las M covarianzas tiene un valor que es parecido al valor de la covarianza de todo el intervalo de medición, las condiciones de medición son consideradas aceptables para el cálculo de la covarianza. Se asume estacionaridad cuando la diferencia entre la media de las covarianzas y la covarianza de todo el intervalo no es más de 30%.

Covarianzas de los sub-intervalos:

$$\overline{(x' y')}_i = \frac{1}{\frac{N}{M} - 1} \sum_{j=(i-1)N/M+1}^{iN/M} (x_j - \bar{x}_i) \cdot (y_j - \bar{y}_i) \quad i = 1, \dots, M \quad (A1)$$

Media de las covarianzas de los sub-intervalos en un intervalo de medición (30 minutos):

$$\overline{x' y'} = \frac{1}{M} \sum_{i=1}^M \overline{(x' y')}_i = KM \quad (A2)$$

N : Número de mediciones dentro de un intervalo de medición, por ejemplo $N = 36000$ para un intervalo de medición de 30 minutos con una frecuencia de medición de 20 Hz

M : Número de sub-intervalos, por ejemplo $M = 6$ sub-intervalos, donde cada uno abarca cinco minutos (en un intervalo de medición de 30 min)

Covarianza del intervalo completo de medición (por ejemplo 30 minutos):

$$\overline{x' y'} = \frac{1}{N - 1} \sum_{k=1}^N (x_k - \bar{x}) \cdot (y_k - \bar{y}) = KN \quad (A3)$$

Parámetro R (en %) describiendo la estacionaridad:

$$\left| \frac{KN - KM}{KN} \cdot 100 \right| = R \quad (A4)$$

La estacionaridad es calificada en dependencia de rangos:

Calificación	R en %
1	0 – 15
2	16 – 30
3	31 – 50
4	51 – 75

5	76 – 100
6	101 – 250
7	251 – 500
8	501 – 1000
9	> 1000

Para investigaciones sensibles solamente los datos con la calificación hasta 2 son utilizables, por ejemplo para investigaciones a fondo sobre el mecanismo del secuestro de CO₂. Los datos con calificaciones hasta 5 se dejan utilizar para el uso general, por ejemplo para el análisis de flujos a largo tiempo. Los datos con calificaciones hasta la calificación 8 sirven solamente para la orientación. Los datos con la calificación 9 no deben ser utilizados.

Literatura:

Foken, T. and Wichura, B. (1996): Tools for quality assessment of surface-based flux measurements, *Agriculture and Forest Meteorology* 78, 83 - 105.

Foken, T. et al. (2004): Post-field Data Quality Control. In: X. Lee, W.J. Massman and B. Law (Editors), *Handbook of Micrometeorology: A Guide for Surface Flux Measurement and Analysis*. Kluwer, Dordrecht, pp. 181-208.

Foken, T.: *Micrometeorology*. Berlin: Springer, 2008.

3.4. Corrección por una inclinación del anemómetro

Por leves inclinaciones del anemómetro el componente vertical del viento, medido con el anemómetro, puede contener contribuciones de los componentes horizontales del viento. La metodología de la rotación por dos ejes (“2-D coordinate rotation”) o, como alternativa, la metodología del “Planar Fit” corrigen las velocidades del viento para compensar posibles inclinaciones del anemómetro. Con el anemómetro son medidas las velocidades u_m, v_m, w_m de los ejes ortogonales del anemómetro, y sus correspondientes promedios u_m, v_m, w_m durante un intervalo de medición (30 minutos).

La metodología “2-D coordinate rotation”

Esta metodología lleva a cabo dos rotaciones. La primera rotación es por el eje Z, girando el eje X y el eje Y, de tal forma que el componente $v = 0$. Las ecuaciones para esta rotación son:

$$\begin{aligned}
 u_1 &= u_m \cos \theta + v_m \sin \theta \\
 v_1 &= -u_m \sin \theta + v_m \cos \theta \\
 w_1 &= w_m
 \end{aligned}
 \tag{B1, B2, B3}$$

$$\text{con } \theta = \tan^{-1} \left(\frac{\overline{v_m}}{\overline{u_m}} \right) \quad (\text{B4}).$$

La segunda rotación es llevada a cabo por el nuevo eje Y, de tal forma que $\overline{w} = 0$. Las ecuaciones para esta rotación son:

$$\begin{aligned} u_2 &= u_1 \cos \varphi + w_1 \sin \varphi \\ v_2 &= v_1 \\ w_1 &= -u_1 \sin \varphi + w_1 \cos \varphi \end{aligned} \quad (\text{B5, B6, B7})$$

$$\text{con } \varphi = \tan^{-1} \left(\frac{\overline{w_1}}{\overline{u_1}} \right) \quad (\text{B8}).$$

Las dos rotaciones se dejan expresar con la multiplicación de una matriz A con el vector de viento medido. El resultado son las nuevas velocidades u_2, v_2, w_2 del nuevo sistema de coordenadas. La matriz A consiste de los nueve elementos $a_{11}, a_{12}, a_{13}, a_{21}, a_{22}, a_{23}, a_{31}, a_{32}$ y a_{33} .

$$\begin{pmatrix} u_2 \\ v_2 \\ w_2 \end{pmatrix} = \underbrace{\begin{pmatrix} \cos \theta \cos \varphi & \sin \theta \cos \varphi & \sin \varphi \\ -\sin \theta & \cos \theta & 0 \\ -\cos \theta \sin \varphi & -\sin \theta \sin \varphi & \cos \varphi \end{pmatrix}}_{\text{Matriz A}} \begin{pmatrix} u_m \\ v_m \\ w_m \end{pmatrix} \quad (\text{B9}).$$

Por ejemplo, el elemento a_{13} de la matriz A es $\sin \varphi$ y el elemento a_{32} de la matriz A es $-\sin \theta \sin \varphi$. Con esta matriz se dejan calcular los promedios de las velocidades del viento en el nuevo sistema de coordenadas:

$$\begin{aligned} \overline{u_2} &= a_{11} \cdot \overline{u_m} + a_{12} \cdot \overline{v_m} + a_{13} \cdot \overline{w_m} \\ \overline{v_2} &= a_{21} \cdot \overline{u_m} + a_{22} \cdot \overline{v_m} + a_{23} \cdot \overline{w_m} \\ \overline{w_2} &= a_{31} \cdot \overline{u_m} + a_{32} \cdot \overline{v_m} + a_{33} \cdot \overline{w_m} \end{aligned} \quad (\text{B10, B11, B12}).$$

Como consecuencia de las dos rotaciones $\overline{v_2} = 0$ y $\overline{w_2} = 0$ y $\overline{u_2}$ es la velocidad del viento. De la misma manera se dejan calcular las covarianzas con las variables X = concentración de CO₂ en el aire, concentración de vapor de agua en el aire o la temperatura:

$$\begin{aligned}
\overline{u_2' X'} &= a_{11} \cdot \overline{u_m' X'} + a_{12} \cdot \overline{v_m' X'} + a_{13} \cdot \overline{w_m' X'} \\
\overline{v_2' X'} &= a_{21} \cdot \overline{u_m' X'} + a_{22} \cdot \overline{v_m' X'} + a_{23} \cdot \overline{w_m' X'} \\
\overline{w_2' X'} &= a_{31} \cdot \overline{u_m' X'} + a_{32} \cdot \overline{v_m' X'} + a_{33} \cdot \overline{w_m' X'}
\end{aligned}
\tag{B13, B14, B15}.$$

Las covarianzas de los componentes del viento se dejan también calcular, por ejemplo la covarianza del componente u_2 con el componente v_2 es:

$$\begin{aligned}
\overline{u_2' v_2'} &= a_{11} \cdot a_{21} \cdot \overline{u_m' u_m'} + a_{11} \cdot a_{22} \cdot \overline{u_m' v_m'} + a_{11} \cdot a_{23} \cdot \overline{u_m' w_m'} \\
&+ a_{12} \cdot a_{21} \cdot \overline{v_m' u_m'} + a_{12} \cdot a_{22} \cdot \overline{v_m' v_m'} + a_{12} \cdot a_{23} \cdot \overline{v_m' w_m'} \\
&+ a_{13} \cdot a_{21} \cdot \overline{w_m' u_m'} + a_{13} \cdot a_{22} \cdot \overline{w_m' v_m'} + a_{13} \cdot a_{23} \cdot \overline{w_m' w_m'}
\end{aligned}
\tag{B16}.$$

Si escribimos $x_1 = u_2$, $x_2 = v_2$, $x_3 = w_2$ se puede generalizar el cálculo de la covarianza de los componentes del viento:

$$\begin{aligned}
\overline{x_i' x_j'} &= a_{i1} \cdot a_{j1} \cdot \overline{u_m' u_m'} + a_{i1} \cdot a_{j2} \cdot \overline{u_m' v_m'} + a_{i1} \cdot a_{j3} \cdot \overline{u_m' w_m'} \\
&+ a_{i2} \cdot a_{j1} \cdot \overline{v_m' u_m'} + a_{i2} \cdot a_{j2} \cdot \overline{v_m' v_m'} + a_{i2} \cdot a_{j3} \cdot \overline{v_m' w_m'} \\
&+ a_{i3} \cdot a_{j1} \cdot \overline{w_m' u_m'} + a_{i3} \cdot a_{j2} \cdot \overline{w_m' v_m'} + a_{i3} \cdot a_{j3} \cdot \overline{w_m' w_m'}
\end{aligned}
\tag{B17}.$$

Las rotaciones son llevadas a cabo para cada periodo de medición (30 minutos), es decir para cada periodo de medición es calculada una nueva matriz A. La siguiente metodología (“Planar Fit”), en cambio, utiliza una sola matriz para todos los periodos de medición.

La metodología “Planar Fit”

La metodología del “Planar Fit” lleva a cabo una transformación del sistema de coordenadas de tal manera que las coordenadas del instrumento inclinado son transformadas hacia un nuevo sistema de coordenadas con el eje Z perpendicular al plano del viento. La matriz, que determina la transformación debería ser calculada con mediciones de muchos días o semanas ó si fuera factible con todas las mediciones disponibles. Si la posición del anemómetro es cambiado (por ejemplo un cambio de la altura de los instrumentos), la metodología del “Planar Fit” debería ser aplicada con los nuevos registros de datos, es decir hay que calcular una nueva matriz de transformación tomando en cuenta un posible cambio de la inclinación del anemómetro. El procedimiento para el cálculo de la matriz de transformación es el siguiente:

$$\begin{pmatrix} b_0 \\ b_1 \\ b_2 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 1 & \overline{U} & \overline{V} \\ \overline{U} & \overline{U^2} & \overline{UV} \\ \overline{V} & \overline{UV} & \overline{V^2} \end{pmatrix}^{-1} \begin{pmatrix} \overline{W} \\ \overline{UW} \\ \overline{VW} \end{pmatrix} \quad (C1)$$

U, V y W son las velocidades medias de un intervalo de medición (30 minutos), entonces por ejemplo $u_m \equiv U$. La barra negra encima de las letras mayúsculas representa el promedio de días ó semanas. Los coeficientes b_0 , b_1 y b_2 son necesitados por la metodología “Planar Fit” y forman la base para el cálculo de la matriz de transformación. Esta matriz, que realiza la transformación (ó de rotación) del sistema inicial de coordenadas al nuevo sistema de coordenadas con el nuevo plano horizontal XY es la matriz P con los siguientes elementos de matriz:

$$P = \begin{pmatrix} P_{11} & P_{12} & P_{13} \\ P_{21} & P_{22} & P_{23} \\ P_{31} & P_{32} & P_{33} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos \alpha & 0 & -\sin \alpha \\ 0 & 1 & 0 \\ \sin \alpha & 0 & \cos \alpha \end{pmatrix} \times \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & \cos \beta & \sin \beta \\ 0 & -\sin \beta & \cos \beta \end{pmatrix} \quad (C2)$$

$$P_{31} = \frac{-b_1}{\sqrt{b_1^2 + b_2^2 + 1}} \quad P_{32} = \frac{-b_2}{\sqrt{b_1^2 + b_2^2 + 1}} \quad P_{33} = \frac{1}{\sqrt{b_1^2 + b_2^2 + 1}} \quad (C3, B4, C5)$$

$$\sin \alpha = P_{31} \quad \cos \alpha = \sqrt{P_{32}^2 + P_{33}^2}$$

$$\sin \beta = \frac{-P_{32}}{\sqrt{P_{32}^2 + P_{33}^2}} \quad \cos \beta = \frac{P_{33}}{\sqrt{P_{32}^2 + P_{33}^2}} \quad (C6, C7, C8, C9).$$

Los ángulos de rotación son α , β y γ (pitch angle α , roll angle β , yaw angle γ). Primero, el sistema de coordenadas (del instrumento) es rotado por el eje Y (pitch), lo que lleva a un eje X rotado. El sistema de coordenadas es entonces rotado por este nuevo eje X (roll). Con estas dos rotaciones el nuevo eje Z ya es definido. Para obtener un sistema

de coordenadas con el eje X en la dirección del viento horizontal, se puede rotar el sistema de coordenadas por el nuevo eje Z (yaw).

Las velocidades del viento en el nuevo sistema de coordenadas son:

$$\overline{u_p} = P_{11}(\overline{u_m} - c_1) + P_{12}(\overline{v_m} - c_2) + P_{13}(\overline{w_m} - c_3) \quad (C10)$$

$$\overline{v_p} = P_{21}(\overline{u_m} - c_1) + P_{22}(\overline{v_m} - c_2) + P_{23}(\overline{w_m} - c_3) \quad (C11)$$

$$\overline{w_p} = P_{31}(\overline{u_m} - c_1) + P_{32}(\overline{v_m} - c_2) + P_{33}(\overline{w_m} - c_3) \quad (C12)$$

Las velocidades c_1 , c_2 y c_3 son velocidades “oscuras” (bias velocities), que representan velocidades medidas sin viento. Asumiendo que estas velocidades son cero las covarianzas entre los diferentes componentes del viento se dejan calcular en la siguiente forma:

$$\begin{aligned} \overline{u_p'v_p'} &= P_{11}P_{21}\overline{u_m'u_m'} + P_{11}P_{22}\overline{u_m'v_m'} + P_{11}P_{23}\overline{u_m'w_m'} \\ &+ P_{12}P_{21}\overline{u_m'v_m'} + P_{12}P_{22}\overline{v_m'v_m'} + P_{12}P_{23}\overline{v_m'w_m'} \\ &+ P_{13}P_{21}\overline{u_m'w_m'} + P_{13}P_{22}\overline{v_m'w_m'} + P_{13}P_{23}\overline{w_m'w_m'} \end{aligned} \quad (C13)$$

$$\begin{aligned} \overline{u_p'w_p'} &= P_{11}P_{31}\overline{u_m'u_m'} + P_{11}P_{32}\overline{u_m'v_m'} + P_{11}P_{33}\overline{u_m'w_m'} \\ &+ P_{12}P_{31}\overline{u_m'v_m'} + P_{12}P_{32}\overline{v_m'v_m'} + P_{12}P_{33}\overline{v_m'w_m'} \\ &+ P_{13}P_{31}\overline{u_m'w_m'} + P_{13}P_{32}\overline{v_m'w_m'} + P_{13}P_{33}\overline{w_m'w_m'} \end{aligned} \quad (C14)$$

$$\begin{aligned} \overline{v_p'w_p'} &= P_{21}P_{31}\overline{u_m'u_m'} + P_{21}P_{32}\overline{u_m'v_m'} + P_{21}P_{33}\overline{u_m'w_m'} \\ &+ P_{22}P_{31}\overline{u_m'v_m'} + P_{22}P_{32}\overline{v_m'v_m'} + P_{22}P_{33}\overline{v_m'w_m'} \\ &+ P_{23}P_{31}\overline{u_m'w_m'} + P_{23}P_{32}\overline{v_m'w_m'} + P_{23}P_{33}\overline{w_m'w_m'} \end{aligned} \quad (C15)$$

$$\begin{aligned} \overline{w_p'T'} &= P_{31}\overline{u_m'T'} + P_{32}\overline{v_m'T'} + P_{33}\overline{w_m'T'} \\ \overline{w_p'\rho_{CO2}'} &= P_{31}\overline{u_m'\rho_{CO2}'} + P_{32}\overline{v_m'\rho_{CO2}'} + P_{33}\overline{w_m'\rho_{CO2}'} \\ \overline{w_p'\rho_v'} &= P_{31}\overline{u_m'\rho_v'} + P_{32}\overline{v_m'\rho_v'} + P_{33}\overline{w_m'\rho_v'} \end{aligned} \quad (C16)$$

Ángulo para la rotación del sistema de coordenadas en la dirección del viento:

$$\gamma = \tan^{-1}\left(\frac{\overline{v_p}}{\overline{u_p}}\right) \quad (C17)$$

Literatura:

Wilczak, J.M., Oncley, S.P. and Page, S.A. (2001): Sonic Anemometer Tilt Correction Algorithms. *Boundary Layer Meteorology* 99, 127-150.

3.5. Corrección espectral

Los sistemas de eddy covarianzas capturan datos que tienen una fluctuación en el espectro de frecuencias entre 1 / 30 minutos y 1 / 50 milisegundos (asumiendo un intervalo de medición de 30 minutos y una frecuencia de medición de 20 Hz). Turbulencias fuera de este rango no son capturadas así que el flujo medido tiende a subestimar el flujo real. Para tomar en cuenta turbulencias fuera de este rango existen diferentes metodologías. Existen por ejemplo metodologías de Massman (2000, 2004), de Eugster y Senn (1995) y de Moore (1986) para corregir por frecuencias no consideradas. Las metodologías de Massman & Clement y de Eugster & Senn son descritas brevemente a continuación.

Massman (2000), Massman & Clement (2004)

Massman and Clement (2004) proponen la siguiente formula para corregir la covarianza:

$$\overline{w' \beta'} = \left(\overline{w' \beta'} \right)_m \cdot \left[1 + \frac{1}{(2\pi \cdot f_x \cdot \tau_b)^\alpha} \right] \cdot \left[1 + (2\pi \cdot f_x \cdot \tau_e)^\alpha \right] \quad (H1)$$

$\overline{w' \beta'}, \left(\overline{w' \beta'} \right)_m$: Covarianza corregida, covarianza medida

f_x : Frecuencia donde $f \times Co(f)$ tiene su máximo;
Co(.) denota el cospectrum entre w y β ., donde β puede ser por ejemplo la concentración de dióxido de carbono.

τ_b : Constante del tiempo de promediar = 30 min = 1800 s

τ_e : Constante de tiempo asociada con la atenuación de alta frecuencia, por ejemplo 0.2 s

α : Parámetro dependiente de la estabilidad atmosférica;
 $\alpha = 1$ para condiciones estables es decir $0 < z/L$ y
 $\alpha = 0.925$ para condiciones neutrales o inestables,
es decir $z/L \leq 0$.

Para determinar la frecuencia f_x donde $f \times Co(f)$ tiene su máximo existen modelos del co-espectro (Kaimal et al., 1972; Moore, 1986, Moncrieff et al., 1997). Un co-espectro describe la dependencia de la covarianza en función de la frecuencia de la turbulencia. La versión actual del programa utiliza las ecuaciones (12) – (16) que se encuentran en la publicación de Moncrieff et al. (1997). El co-espectro en condiciones estables de la atmosfera con respecto a la covarianza entre la velocidad vertical w y la concentración de CO_2 o de vapor de agua es

$$f \cdot Co(f) = \frac{f_n}{A_{w\beta} + B_{w\beta} \cdot f_n^{2.1}}$$

donde β representa CO_2 o H_2O y donde $f_n = f \times (z_m - d)/u_{hor}$ es la frecuencia normalizada con f la frecuencia natural, $(z_m - d)$ la altura sobre el desplazamiento cero y u_{hor} la velocidad horizontal y con

$$A_{w\beta} = 0.284 \cdot \left[1 + 6.4 \cdot \left(\frac{z_m - d}{L} \right) \right] \quad B_{w\beta} = 2.34 \cdot A_{w\beta}^{-1.1}$$

donde L es la longitud de Obukhov. Para condiciones inestables de la atmosfera el co-espectro es dado por

$$f \cdot Co(f) = \frac{12.92 \cdot f_n}{[1 + 26.7 \cdot f_n]^{1.375}} \quad \text{para } f_n < 0.54$$

$$f \cdot Co(f) = \frac{4.378 \cdot f_n}{[1 + 3.8 \cdot f_n]^{2.4}} \quad \text{para } f_n \geq 0.54.$$

El máximo de la frecuencia natural en condiciones estables de la atmosfera es

$$f_x = f_{n,max} \cdot \frac{u_{hor}}{z_m - d} = \left(\frac{A_{w\beta}}{1.1 \cdot B_{w\beta}} \right)^{1/2.1} \cdot \frac{u_{hor}}{z_m - d}$$

y el máximo en condiciones inestables de la atmosfera es

$$f_x = f_{n,max} \cdot \frac{u_{hor}}{z_m - d} = \frac{1}{26.7 \cdot (1.375 - 1)} \cdot \frac{u_{hor}}{z_m - d} = 0.1 \cdot \frac{u_{hor}}{z_m - d}$$

La constante de tiempo asociada con la atenuación de alta frecuencia, τ_e , depende por ejemplo de la distancia entre el anemómetro y el analizador (separación lateral). Actualmente son considerados las siguientes constantes de tiempo (véase Massman, 2000):

Separación lateral: $\tau_e(1) = l_{lat} / (1.1 u_{hor})$
 l_{lat} : Distancia entre anemómetro y analizador

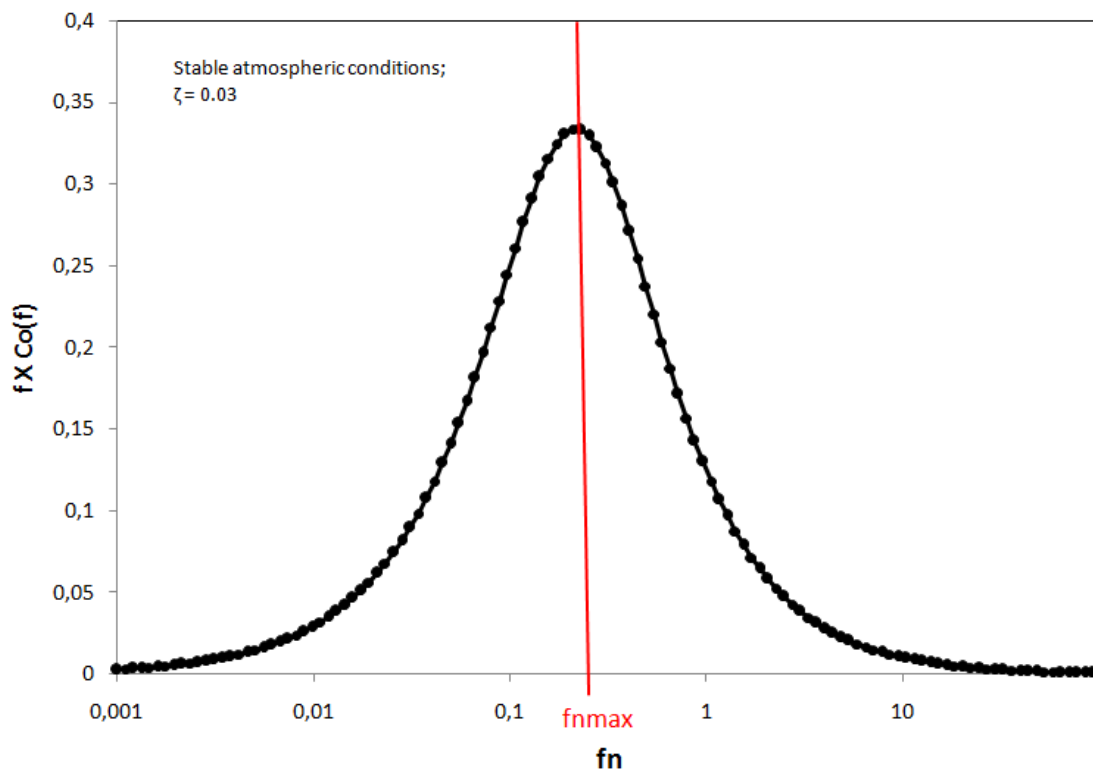
Anemómetro sónico: $\tau_e(2) = l_w / (8.4 u_{hor})$
 l_w : Longitud de vía

Analizador CO₂/H₂O: $\tau_e(3) = l_{\text{scalar}} / (4.0 u_{\text{hor}})$
 l_{scalar} : Longitud de vía

En estas ecuaciones u_{hor} es la velocidad horizontal del viento. La distancia entre anemómetro y analizador se deja ingresar en el programa, por ejemplo 0.2 m. Las longitudes de vía son, en base los manuales del anemómetro y del analizador, $l_w = 0.175$ m para el anemómetro USA-1 (Metek), $l_w = 0.100$ m para el anemómetro CSAT3 (Campbell Scientific) y $l_{\text{scalar}} = 0.125$ m para el analizador infrarrojo de gases LI7500. Según Massman (2000) la constante de tiempo τ_e se deja calcular con:

$$\tau_e = \sqrt{\tau_e(1)^2 + \tau_e(2)^2 + \tau_e(3)^2}$$

Ejemplo: Cuando la velocidad del viento es 4 m s^{-1} , entonces $\tau_e = 0.046 \text{ s}$. Asumiendo una frecuencia $f_x = 0.1 \text{ Hz}$, la ecuación (H1) llega a un factor de corrección = 1.04 para condiciones neutrales, con la cual las covarianzas medidas deben ser multiplicadas. Es decir las covarianzas en este caso son 4% más altas que las covarianzas sin corrección espectral.



El co-espectro en condiciones estables de la atmosfera en función de la frecuencia normalizada $f_n = f \times (z_m - d)/u_{\text{hor}}$, con $(z_m - d)/L = 0.03$. La línea roja marca el máximo de la frecuencia normalizada. El máximo de la frecuencia natural es $f_x = f_{n,\text{max}} \times u_{\text{hor}}/(z_m - d)$.

Eugster & Senn (1995)

Eugster and Senn (1995) comparan la atenuación del flujo medido con la atenuación en un circuito eléctrico y llegan a las siguientes fórmulas para diferentes tipos de estabilidad de la atmósfera:

Condiciones inestables y neutrales:

$$\xi = \alpha \cdot \arctan \left(\beta \cdot \ln \left(\frac{z_m - d}{u_{hor} \cdot L} + 1 \right) + \gamma \right) \quad (H2)$$

$z_m - d$ = altura de medición sobre el cero-plano de desplazamiento en m

\approx altura de medición sobre el suelo $- 0.65 \times$ altura del canopeo

u_{hor} = velocidad media del viento horizontal en $m s^{-1}$

L = inductancia en segundos

α, β, γ : Parámetros (según Eugster & Senn: $\alpha = 0.725, \beta = 1.24, \gamma = 0.21$)

Condiciones estables:

$$\xi \approx \frac{3}{\sqrt{6}} \cdot \frac{z_m - d}{u_{hor}} \cdot \frac{\sqrt{6} \cdot (z_m - d) / u_{hor} - 4\pi \cdot L \cdot n_0}{3 \cdot [(z_m - d) / u_{hor}]^2 - 8\pi^2 \cdot L^2 \cdot n_0^2} \quad (H3)$$

donde n_0 es un parámetro que depende del parámetro de estabilidad de Monin-Obukhov.

El factor ξ tiene un valor entre 1.0 (sin atenuación) y 0.0 (sin alguna señal). Cabe mencionar que Eugster and Senn (1995) se refieren a un sistema con un analizador que succiona el aire a través de un tubo.

Literatura:

Kaimal, J.C., Wyngaard, J.C., Izumi, Y. and Cote, O.R. (1972). Spectral characteristics of surface-layer turbulence. *Quart. J. R. Meteorol. Soc.* 98, 563 – 589.

Moore, C. J. (1986): Frequency Response Corrections for Eddy Correlation Systems, *Boundary-Layer Meteorology* 37, 17 – 35.

Eugster, W. and Senn, W. (1995): Cospectral Correction Model for Measurement of Turbulent NO₂ Flux. *Boundary-Layer Meteorology* 74, 321 – 340.

Moncrieff, J.B., Massheder, J.M., de Bruin, H., Elbers, J., Friborg, T., Heusinkveld, B., Kabat, P., Scott, S., Soegaard, H. and Verhoef, A. (1997). A system to measure surface fluxes of momentum, sensible heat, water vapour and carbon dioxide. *Journal of Hydrology* 188 – 189, 589 – 611.

Massman, W.J. (2000): A simple method for estimating frequency response corrections for eddy covariance systems. *Agriculture and Forest Meteorology* 104, 185 – 198.

Massman, W. and Clement, R. (2004): Uncertainty in Eddy Covariance Flux Estimates Resulting from Spectral Attenuation. In: X. Lee, W.J. Massman and B. Law (Editors),

3.6. Corrección de la temperatura y corrección por el viento lateral

La temperatura sónica, que es medida por el anemómetro no es la misma como la temperatura del aire. Para convertir la temperatura sónica hay que tomar en cuenta la humedad del aire:

$$T = \frac{T_{sonic}}{1 + 0.51 \cdot q} \quad (D1)$$

T : Temperatura del aire en K

T_{sonic} : Temperatura sónica en K

q : Humedad específica = $\rho_v / (\rho_v + \rho_d)$ con ρ_v la concentración (densidad parcial) de vapor de agua y ρ_d la densidad del aire seco

Además, el anemómetro Metek USA-1 no considera efectos de medición causados por el viento lateral. Los factores A y B, que entran en ecuaciones compensando estos efectos, dependen del tipo del anemómetro. Para el anemómetro Metek USA-1 los factores son $A = 0.75$ y $B = 0.75$. Para el anemómetro CSAT3 (Campbell Scientifics) la corrección ya es considerada en el software de la empresa, así que se puede poner $A = 0$ y $B = 0$. La corrección de la covarianza (del viento vertical con la temperatura) se deja expresar como (véase por ejemplo Liu and Foken, 2001):

$$\overline{w'T'} = \overline{w'T_{sonic}'} - 0.51 \cdot \bar{T} \cdot \overline{w'q'} + \frac{2\bar{T}}{c^2} (\bar{u} \cdot \overline{u'w'} \cdot A + \bar{v} \cdot \overline{v'w'} \cdot B) \quad (D2)$$

donde
$$c^2 = \frac{c_p}{c_v} R_d T_{sonic} = 403 \frac{T_{sonic}}{K} \left[\frac{m}{s} \right] \quad (D3)$$

c : Velocidad sónica en $m s^{-1}$

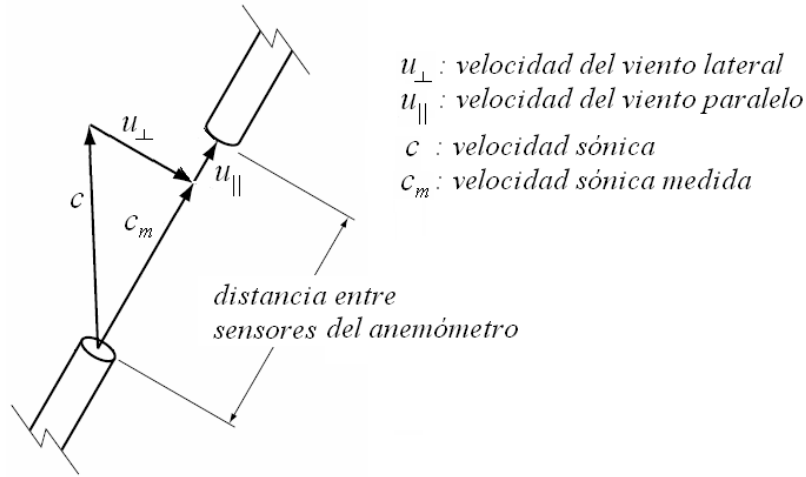
c_p : Calor específico del aire a presión constante = $1004.67 J kg^{-1} K^{-1}$

c_v : Calor específico del aire a volumen constante = $718 J kg^{-1} K^{-1}$

R_d : Constante de gas para aire seco = $287.05 J kg^{-1} K^{-1}$

A, B : Factores de corrección

Desviación de la dirección del viento por el viento lateral entre sensores del anemómetro:



Ecuación (D2) contiene la covarianza del viento vertical con la humedad específica. Se puede calcular la fluctuación de la humedad específica en la siguiente forma:

$$q' = \left(\frac{\rho_v}{\rho_d + \rho_v} \right)' = \frac{\partial q}{\partial \rho_v} + \frac{\partial q}{\partial \rho_d} = \frac{\overline{\rho_d} \cdot \overline{\rho_v}}{(\overline{\rho_d} + \overline{\rho_v})^2} \cdot \left(\frac{\rho_v'}{\rho_v} - \frac{\rho_d'}{\rho_d} \right) \quad (D4).$$

La fluctuación del aire ρ_d' seco en esta ecuación se puede reemplazar por ecuación (W8) así que

$$\begin{aligned} q' &= \left[\frac{\rho_v'}{\rho_v} + \mu \cdot \frac{\rho_v'}{\rho_d} + \left(1 + \mu \cdot \frac{\overline{\rho_v}}{\rho_d} \right) \cdot \frac{T'}{T} \right] \cdot \frac{\overline{\rho_d} \cdot \overline{\rho_v}}{(\overline{\rho_d} + \overline{\rho_v})^2} \\ &= \left[\frac{\rho_v'}{\rho_v} + \frac{T'}{T} \right] \cdot \left(1 + \mu \cdot \frac{\overline{\rho_v}}{\rho_d} \right) \cdot \frac{\overline{\rho_d} \cdot \overline{\rho_v}}{(\overline{\rho_d} + \overline{\rho_v})^2} \end{aligned} \quad (D5).$$

Por lo tanto:

$$\begin{aligned} \overline{w'T'} &= \overline{w'T_{sonic}'} + \frac{2\overline{T}}{c^2} (\overline{u} \cdot \overline{u'w'} \cdot A + \overline{v} \cdot \overline{v'w'} \cdot B) \\ &- \left[0.51 \cdot \overline{T} \cdot \frac{\overline{w'\rho_v'}}{\rho_v} + 0.51 \cdot \overline{w'T'} \right] \cdot \left(1 + \mu \cdot \frac{\overline{\rho_v}}{\rho_d} \right) \cdot \frac{\overline{\rho_v} \cdot \overline{\rho_d}}{(\overline{\rho_d} + \overline{\rho_v})^2} \end{aligned} \quad (D6).$$

Esto da la covarianza del viento vertical con la temperatura del aire:

$$\overline{w'T'} [1 + 0.51 \cdot \overline{q} \cdot \kappa] = \overline{w'T_{sonic}'} + \frac{2\overline{T}}{c^2} (\overline{u} \cdot \overline{u'w'} \cdot A + \overline{v} \cdot \overline{v'w'} \cdot B) - 0.51 \cdot \overline{T} \cdot \frac{\overline{w'\rho_v'}}{\rho_v} \cdot \overline{q} \cdot \kappa \quad (D7)$$

con

$$\left(1 + \mu \cdot \frac{\overline{\rho_v}}{\rho_d} \right) \cdot \frac{\overline{\rho_v} \cdot \overline{\rho_d}}{(\overline{\rho_d} + \overline{\rho_v})^2} = \overline{q} \cdot [1 + \overline{q} \cdot (\mu - 1)] \equiv \overline{q} \cdot \kappa \quad (D8)$$

y usando la abreviación $\kappa \equiv 1 + \bar{q} \cdot (\mu - 1)$ (D9).

Por lo tanto la siguiente formula sirve para calcular la covarianza del viento vertical con la temperatura del aire:

$$\overline{w'T'} = \left(\overline{w'T_{sonic}'} + \frac{2\bar{T}}{c^2} (\bar{u} \cdot \overline{u'w'} \cdot A + \bar{v} \cdot \overline{v'w'} \cdot B) - 0.51 \cdot \bar{T} \cdot \frac{\overline{w'\rho_v'}}{\rho_d + \rho_v} \cdot \kappa \right) / (1 + 0.51 \cdot \bar{q} \cdot \kappa)$$

(D10).

Literatura:

Schotanus, P., Nieuwstadt, F. T. M., DeBruin, H. A. R. (1983): Temperature Measurement with a Sonic Anemometer and its Application to Heat and Moisture Fluxes. *Boundary Layer Meteorology* 26, 81-93.

Liu, H., Peters, G., Foken, T. (2001): New Equations for Sonic Temperature Variance and Buoyancy Heat Flux with an Omnidirectional Sonic Anemometer. *Boundary Layer Meteorology* 100, 459-468.

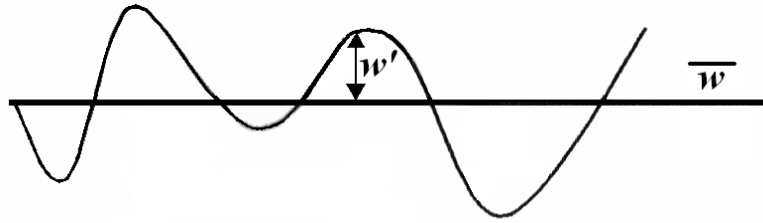
Van Dijk, A., Moene, A.F., De Bruin, H.A.R. (2004): The principles of surface flux physics: theory, practice and description of the ECPACK library, Internal Report 2004/1, Meteorology and Air Quality Group, Wageningen University, Wageningen, The Netherlands, 99 pp. (www.met.wau.nl/internal_reports/ir2004_01.pdf)

3.7. Metodología de Webb-Pearman-Leuning (WPL)

La metodología descrita por Webb, Pearman y Leuning (1980) para el cálculo de flujos de masa compensa fluctuaciones de la densidad del aire causadas por la temperatura y la humedad del aire. Estas fluctuaciones pueden causar un aparente flujo que en realidad no existe (véase Ham y Heilman, 2003). La derivación de la metodología base en la suposición, que la densidad del aire seco no se cambia durante un intervalo de medición, es decir que no hay flujo de aire seco por falta de fuentes y sumideros. El flujo de aire seco se deja expresar como $F_d = w\rho_d$, en $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$, donde w es la velocidad del viento vertical en m s^{-1} y ρ_d la densidad del aire seco en kg m^{-3} . La decomposición de Reynolds divide una variable en una parte promedia y una parte fluctuante:

$$\rho_d = \overline{\rho_d} + \rho_d' \quad (\text{W1a})$$

$$w = \overline{w} + w' \quad (\text{W1b})$$



Reynolds descomposición de la velocidad del viento vertical

La descomposición de Reynolds se deja escribir en la siguiente forma:

$$F_d = \overline{(w + w')(\rho_d + \rho_d')} = \overline{w\rho_d} + \overline{w\rho_d'} + \overline{w'\rho_d} + \overline{w'\rho_d'} = \overline{w'\rho_d'} + \overline{w\rho_d} \quad (\text{W2}),$$

donde el segundo y el tercer sumado desaparece porque por definición $\overline{w'}$ y $\overline{\rho_d'}$ es igual a cero. El flujo de un gas traza como dióxido de carbono o vapor de agua, en general no es igual a cero, y se deja escribir en la misma forma:

$$F_x = \overline{w'\rho_x'} + \overline{w\rho_x} \neq 0 \quad (\text{W3})$$

donde x representa CO_2 ó vapor de agua ó otro gas traza. El primer sumado al lado derecha es la covarianza representando las fluctuaciones turbulentas. El segundo sumado describe el transporte por la media del viento vertical y contiene la velocidad media del viento vertical. Sin embargo, no es posible medir la media del viento vertical con una exactitud suficiente para calcular el flujo directamente con esta ecuación. Por esto, se utiliza el flujo del aire seco, que es cero para calcular con ecuación (W2) la velocidad media del viento vertical:

$$\overline{w} = -\overline{w'\rho_d'} / \overline{\rho_d} \quad (\text{W4})$$

Insertando esta velocidad media del viento vertical en la ecuación (8.3) se obtiene:

$$F_x = \overline{w' \rho_x'} - \overline{w' \rho_d'} \frac{\overline{\rho_x}}{\overline{\rho_d}} \quad (\text{W5})$$

Con la ecuación del gas ideal para el aire húmedo $\frac{\rho_d}{m_d} + \frac{\rho_v}{m_v} = \frac{p}{RT}$ y con

$T = \overline{T} + T'$, la temperatura decompuesto en su parte media y su parte fluctuante y
 $p = \overline{p} + p'$, la presión del aire decompuesto en su parte media y su parte fluctuante

se obtiene las siguientes ecuaciones:

$$\frac{\overline{\rho_d}}{m_d} + \frac{\overline{\rho_v}}{m_v} = \frac{\overline{p}}{R \cdot \overline{T}} \quad (\text{W6})$$

$$\begin{aligned} \frac{\rho_d'}{m_d} + \frac{\rho_v'}{m_v} &\approx \frac{p'}{R \cdot \overline{T}} - \frac{\overline{p} \cdot T'}{R \cdot \overline{T}^2} = \frac{\overline{p}}{R \cdot \overline{T}} \cdot \left(\frac{p'}{\overline{p}} - \frac{T'}{\overline{T}} \right) \\ &= \left(\frac{\overline{\rho_d}}{m_d} + \frac{\overline{\rho_v}}{m_v} \right) \cdot \left(\frac{p'}{\overline{p}} - \frac{T'}{\overline{T}} \right) \end{aligned} \quad (\text{W7}).$$

Por lo tanto, la fluctuación del aire seco es:

$$\rho_d' = -\mu \cdot \rho_v' - (\overline{\rho_d} + \mu \cdot \overline{\rho_v}) \cdot \left(\frac{T'}{\overline{T}} - \frac{p'}{\overline{p}} \right) \approx -\mu \cdot \rho_v' - (\overline{\rho_d} + \mu \cdot \overline{\rho_v}) \cdot \frac{T'}{\overline{T}} \quad (\text{W8})$$

porque las fluctuaciones relativas de la presión de aire pueden ser considerados mucho menores que las fluctuaciones relativas de la temperatura. En la ecuación arriba es:

$$\mu = m_d / m_v = 1.6077 \quad (\text{W9})$$

$$\begin{aligned} m_d &= \text{Masa molecular de aire seco} &&= 28.9645 \cdot 10^{-3} \text{ kg mol}^{-1} \\ m_v &= \text{Masa molecular de vapor de agua} &&= 18.015 \cdot 10^{-3} \text{ kg mol}^{-1} \end{aligned}$$

Esto da el siguiente resultado para el flujo del gas traza:

$$F_x = \overline{w' \rho_x'} + \mu \cdot \frac{\overline{w' \rho_v'}}{\overline{\rho_d}} \cdot \overline{\rho_x} + (1 + \mu \cdot \sigma) \cdot \frac{\overline{w' T'}}{\overline{T}} \cdot \overline{\rho_x} \quad (\text{W10})$$

donde $\sigma = \overline{\rho_v} / \overline{\rho_d}$ es el cociente de las densidades de vapor de agua y aire seco, ambas expresado en kg m^{-3} .

Comparando esta ecuación con la ecuación (W3) se obtiene para la velocidad media del viento vertical:

$$\overline{w} = \mu \cdot \frac{\overline{w' \rho_v'}}{\overline{\rho_d}} + (1 + \mu \cdot \sigma) \cdot \frac{\overline{w' T'}}{\overline{T}} \quad (\text{W11}).$$

Una posible interpretación del resultado es la siguiente: Durante el día el aire debajo del punto de observación (es decir debajo de los instrumentos de eddy covarianza) es húmedo y caliente. Por las turbulencias, aire debajo del punto de observación sube y aire encima del punto de observación baja. El aire, que sube tiene una densidad menor por ser más húmedo y caliente que el aire que baja. Si se considerara solamente las turbulencias resultaría entonces un flujo del aire seco hacia abajo que aumentaría su densidad debajo del punto de observación. El flujo con la velocidad media del viento vertical, es decir el último sumado en ecuación (W2), compensa este aumento. Si la humedad y temperatura debajo y encima del punto de observación son iguales no hay flujo del vapor de agua ó de calor sensible en promedio del intervalo de medición, es decir las covarianzas $w'\rho_x'$ y $w'T'$ son cero, así que el flujo de un gas traza solamente consiste de la covarianza $w'\rho_x'$, véase ecuación (W10).

Literatura:

Webb, E.K., Pearman, G.I., Leuning, R. (1980): Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 106, 85–100.

Ham, J.M., Heilman, J.L. (2003). Experimental Test of Density and Energy-Balance Corrections on Carbon Dioxide Flux as Measured Using Open-Path Eddy Covariance. *Agron. J.* 95, 1393–1403.

Leuning, R. (2004): Measurement of Trace Gas Fluxes in the Atmosphere Using Eddy Covariance: WPL Corrections Revisited. In: X. Lee, W.J. Massman and B. Law (Editors), *Handbook of Micrometeorology: A Guide for Surface Flux Measurement and Analysis*. Kluwer, Dordrecht, pp. 119–132.

Leuning, R. (2007): The correct form of the Webb, Pearman and Leuning equation for eddy fluxes of trace gases in steady and non-steady state, horizontally homogeneous flows. *Boundary Layer Meteorology* 123, 263–267.

3.8. Los flujos de dióxido de carbono, de vapor de agua y del calor latente

En base de la corrección WPL, el flujo de dióxido de carbono en $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ se deja escribir como:

$$F_{CO_2} = \overline{w' \rho_{CO_2}'} + \mu \cdot \frac{\overline{w' \rho_v'}}{\rho_d} \cdot \overline{\rho_{CO_2}} + (1 + \mu \cdot \sigma) \cdot \frac{\overline{w' T'}}{T} \cdot \overline{\rho_{CO_2}} \quad (\text{E1})$$

Para vapor de agua ($\rho_x = \rho_v$) el flujo es:

$$F_v = (1 + \mu \cdot \sigma) \cdot \left(\overline{w' \rho_v'} + \overline{\rho_v} \frac{\overline{w' T'}}{T} \right) \quad (\text{E2}).$$

El flujo de vapor de agua F_v es la evapotranspiración E del cultivo ó del área sobre la cual las mediciones son llevadas a cabo. Este flujo es proporcional al calor latente. El factor de proporcionalidad es el calor latente de vaporización λ , así que el calor latente es:

$$\lambda E = \lambda (1 + \mu \cdot \sigma) \cdot \left(\overline{w' \rho_v'} + \overline{\rho_v} \frac{\overline{w' T'}}{T} \right) \quad (\text{E3}).$$

El calor latente de vaporización para agua λ es (con T la temperatura del aire en Kelvin):

$$\lambda [J \cdot \text{kg}^{-1}] = 2500827 - 2360 \cdot (T - 273.15) \quad (\text{E4})$$

La tasa de la evapotranspiración es frecuentemente expresada en milímetros por día. Para calcular esta tasa hay que multiplicar el flujo de vapor de agua con un factor que toma en cuenta el número de los segundos de los intervalos de medición y la densidad de agua, que es 1025 kg m^{-3} :

$$E [mm \cdot d^{-1}] = \frac{1800 \cdot 1000}{1025} \cdot \sum_{i=1}^{48} F_v^{(i)} [kg \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}] = 1756 \cdot \sum_{i=1}^{48} F_v^{(i)} [kg \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}] \quad (\text{E5})$$

donde $F_v^{(i)}$ es el flujo de vapor de agua en el intervalo de medición (i) del día considerado, asumiendo que un intervalo de medición abarca 30 minutos. En base del calor latente (promedio diario) la evapotranspiración se deja calcular con:

$$E [mm \cdot d^{-1}] = \frac{86400 \cdot 1000}{1025 \cdot \lambda} \cdot \overline{\lambda E} [J \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}] \approx 0.0347 \cdot \overline{\lambda E} [J \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}] \quad (\text{E6}).$$

3.9. El flujo del calor sensible

El flujo del calor sensible H es calculado con:

$$H = c_p \rho \overline{w'T'} \quad (\text{F1})$$

La densidad del aire es $\rho = \rho_d + \rho_v$, que es la suma de la densidad del aire seco y del vapor de agua. El calor específico del aire depende ligeramente de la humedad específica q :

$$c_p = c_p (\text{aire seco}) \times (1 + 0.84 q) = c_p (\text{aire seco}) \times (1 + 0.84 \rho_v / (\rho_d + \rho_v)).$$

$$c_p (\text{aire seco}) = \text{Calor específico del aire seco} = 1004.67 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$$

El cálculo de la covarianza entre el viento vertical y la temperatura del aire $\overline{w'T'}$ es descrito en el capítulo “Corrección de la temperatura y corrección por el viento lateral”.

3.10. Cálculo de variables meteorológicas

El cálculo de los flujos de CO₂, del calor latente y del calor sensible requiere el conocimiento de la temperatura del aire T , de la densidad del aire seco ρ_d y de la humedad específica.

Densidad del aire seco y humedad específica

Si la presión y la temperatura del aire son conocidas, la densidad del aire seco se puede calcular con

$$\rho_d = \frac{p - \rho_v \cdot R_v \cdot T}{R_d \cdot T} \quad (\text{F1})$$

ρ_d	= Densidad del aire seco	en kg m ⁻³
ρ_v	= Densidad del vapor de agua	en kg m ⁻³
p	= Presión del aire	en Pa
T	= Temperatura del aire	en K
R_d	= Constante de gas para aire seco	= 287.05 J kg ⁻¹ K ⁻¹
R_v	= Constante de gas para vapor de agua	= 461.525 J kg ⁻¹ K ⁻¹

Una vez que la densidad del aire seco es conocida la humedad específica se deja calcular con

$$q = \frac{\rho_v}{\rho_d + \rho_v} \quad (\text{F2})$$

Temperatura, densidad del aire seco y humedad específica

Si la temperatura del aire no es conocida hay que calcular esta temperatura en base de la temperatura sónica T_{sonic} , la cual depende de la humedad específica q . Se dispone de tres ecuaciones con la temperatura del aire T , la densidad del aire seco ρ_d y la humedad específica q como las tres variables desconocidas:

$$T = \frac{T_{sonic}}{1 + 0.51 \cdot q} \quad p = \rho_d \cdot R_d \cdot T + \rho_v \cdot R_v \cdot T \quad q = \frac{\rho_v}{\rho_d + \rho_v} \quad (\text{F3a, F3b, F3c})$$

Con estas tres ecuaciones se dejan determinar las tres variables desconocidas. La ecuación (F3c) se deja expresar como

$$\rho_d = \rho_v \cdot \left(\frac{1}{q} - 1 \right) \quad (\text{F4})$$

Insertar (F4) en (F3b):

$$p = \rho_v \cdot T \cdot \left[\left(\frac{1}{q} - 1 \right) \cdot R_d + R_v \right] \quad (\text{F5})$$

Solucionar (F5) para la humedad específica:

$$q = \frac{1}{\left(\frac{p}{\rho_v \cdot T} - R_v \right) \cdot \frac{1}{R_d} + 1} \quad (\text{F6})$$

Insertar (F6) en (F3a):

$$T = \frac{T_{sonic}}{1 + 0.51 \cdot \frac{1}{\left(\frac{p}{\rho_v \cdot T} - R_v \right) \cdot \frac{1}{R_d} + 1}} \quad (\text{F7})$$

La ecuación (F7) se deja expresar como ecuación cuadrática:

$$0 = \left(1 - \frac{R_v}{R_d} + 0.51 \right) \cdot T^2 + \left(\frac{p}{\rho_v \cdot R_d} + \frac{R_v}{R_d} \cdot T_{sonic} - T_{sonic} \right) \cdot T - \frac{p}{\rho_v \cdot R_d} \cdot T_{sonic}$$

$$\equiv a \cdot T^2 + b \cdot T + c \quad (\text{F8})$$

La temperatura es la única variable desconocida en esta ecuación. La solución de la ecuación con la raíz negativa es la solución razonable:

$$T = -\frac{b}{2 \cdot a} - \sqrt{\left(\frac{b}{2 \cdot a}\right)^2 - \frac{c}{a}} \quad (\text{F9}).$$

Ahora se puede insertar la temperatura del aire en ecuación (F3a) para calcular la humedad específica q . Con ecuación (F3c) se obtiene la densidad del aire seco ρ_d .

Presión del aire

Si la presión del aire no es conocida, hay que recurrir a una estimación de esta usando la fórmula barométrica para calcular la densidad del aire seco ρ_d :

$$\rho_d = \frac{p_0}{R_d \cdot T} \cdot \exp\left(-\frac{g \cdot h}{R_d \cdot T}\right) \quad (\text{F10})$$

ρ_d	= Densidad del aire seco	en kg m^{-3}
p_0	= Presión estándar al nivel del mar	= 101325 Pa
g	= Aceleración gravitacional	= 9.81 m s^{-2}
h	= Altura sobre el nivel del mar	en m

3.11. Dependencia del flujo de dióxido de carbono del Bowen ratio

Ocasionalmente el flujo de dióxido de carbono es expresado en dependencia del Bowen ratio, que es el cociente del calor sensible y del calor latente. En lo siguiente es mostrado como se llega a esta dependencia usando las formulas derivadas arriba.

La ecuación (E1) para dióxido de carbono es:

$$F_{CO_2} = \overline{w' \rho_{CO_2}'} + \mu \cdot \frac{\overline{w' \rho_v'}}{\rho_d} \cdot \overline{\rho_{CO_2}} + (1 + \mu \cdot \sigma) \cdot \frac{\overline{w' T'}}{T} \cdot \overline{\rho_{CO_2}} \quad (\text{G1})$$

La ecuación se deja escribir en la siguiente forma:

$$\begin{aligned} F_{CO_2} &= \overline{w' \rho_{CO_2}'} + \overline{\rho_{CO_2}} \cdot \left[\mu \cdot \frac{\overline{w' \rho_v'}}{\rho_d} + (1 + \mu \cdot \sigma) \cdot \frac{\overline{w' T'}}{T} \right] \\ &= \overline{w' \rho_{CO_2}'} + \overline{\rho_{CO_2}} \cdot \frac{\overline{w' T'}}{T} \cdot \left[\mu \cdot \frac{\overline{w' \rho_v'}}{\rho_d} \cdot \frac{\overline{T}}{\overline{w' T'}} + 1 + \mu \cdot \sigma \right] \\ &= \overline{w' \rho_{CO_2}'} + \overline{\rho_{CO_2}} \cdot \frac{c_p \cdot \overline{\rho} \cdot \overline{w' T'}}{c_p \cdot \overline{\rho} \cdot T} \cdot \left[\mu \cdot \frac{\overline{w' \rho_v'}}{\rho_d} \cdot \frac{c_p \cdot \overline{\rho} \cdot \overline{T}}{c_p \cdot \overline{\rho} \cdot \overline{w' T'}} + 1 + \mu \cdot \sigma \right] \\ &= \overline{w' \rho_{CO_2}'} + \overline{\rho_{CO_2}} \cdot \frac{H}{c_p \cdot \overline{\rho} \cdot T} \cdot \left[\mu \cdot \frac{\overline{w' \rho_v'}}{\rho_d} \cdot \frac{c_p \cdot \overline{\rho} \cdot \overline{T}}{H} + 1 + \mu \cdot \sigma \right] \end{aligned} \quad (\text{G2})$$

donde ρ es la densidad del aire húmedo y H el flujo del calor sensible $H = c_p \cdot \bar{\rho} \cdot \overline{w'T'}$.

Usando ecuación (E3) la covarianza de la velocidad del viento vertical con la densidad del vapor de agua se deja expresar así:

$$\overline{w'\rho_v'} = \frac{E}{1 + \mu \cdot \sigma} - \bar{\rho}_v \frac{\overline{w'T'}}{\bar{T}} \quad (G3)$$

Insertando esta covarianza en la ecuación (G2) se obtiene:

$$\begin{aligned} F_{CO_2} &= \overline{w'\rho_{CO_2}'} + \bar{\rho}_{CO_2} \cdot \frac{H}{c_p \cdot \bar{\rho} \cdot \bar{T}} \cdot \left[\mu \cdot \left(\frac{E}{1 + \mu \cdot \sigma} - \bar{\rho}_v \cdot \frac{\overline{w'T'}}{\bar{T}} \right) \cdot \frac{c_p \cdot \bar{\rho} \cdot \bar{T}}{\rho_d \cdot H} + 1 + \mu \cdot \sigma \right] \\ &= \overline{w'\rho_{CO_2}'} + \bar{\rho}_{CO_2} \cdot \frac{H}{c_p \cdot \bar{\rho} \cdot \bar{T}} \cdot \left[\mu \cdot \frac{E}{1 + \mu \cdot \sigma} \cdot \frac{c_p \cdot \bar{\rho} \cdot \bar{T}}{\rho_d \cdot H} - \mu \cdot \bar{\rho}_v \cdot \frac{\overline{w'T'}}{\bar{T}} \cdot \frac{c_p \cdot \bar{\rho} \cdot \bar{T}}{\rho_d \cdot H} + 1 + \mu \cdot \sigma \right] \\ &= \overline{w'\rho_{CO_2}'} + \bar{\rho}_{CO_2} \cdot \frac{H}{c_p \cdot \bar{\rho} \cdot \bar{T}} \cdot \left[\mu \cdot \frac{E}{1 + \mu \cdot \sigma} \cdot \frac{c_p \cdot \bar{\rho} \cdot \bar{T}}{\rho_d \cdot H} - \mu \cdot \sigma + \mu \cdot \sigma \right] \\ &= \overline{w'\rho_{CO_2}'} + \bar{\rho}_{CO_2} \cdot \frac{H}{c_p \cdot \bar{\rho} \cdot \bar{T}} \cdot \left[\mu \cdot \left(\frac{1}{1 + \mu \cdot \sigma} \cdot \frac{\bar{\rho}}{\rho_d} \right) \cdot \frac{c_p \cdot \bar{T}}{\lambda} \cdot \frac{\lambda E}{H} \right] \\ &= \overline{w'\rho_{CO_2}'} + \bar{\rho}_{CO_2} \cdot \frac{H}{c_p \cdot \bar{\rho} \cdot \bar{T}} \cdot \left[\mu \cdot \left(\frac{1}{1 + \mu \cdot \sigma} \cdot \frac{\bar{\rho}}{\rho_d} \right) \cdot \frac{c_p \cdot \bar{T}}{\lambda} \cdot \frac{1}{Bo} \right] \end{aligned} \quad (G4)$$

Nuevamente es usado $\sigma = \bar{\rho}_v / \bar{\rho}_d$. La parte entre los paréntesis interiores se deja expresar en función de la humedad específica q :

$$\bar{q} = \frac{\bar{\rho}_v}{\bar{\rho}} = \frac{\bar{\rho}_v}{\bar{\rho}_v + \bar{\rho}_d}, \text{ es decir } \frac{\bar{\rho}_v}{\bar{\rho}_d} = \frac{\bar{q}}{1 - \bar{q}} \quad (G5)$$

Y por lo tanto:

$$\begin{aligned} \left(\frac{1}{1 + \mu \cdot \sigma} \cdot \frac{\bar{\rho}}{\rho_d} \right) &= \frac{\bar{\rho}_v + \bar{\rho}_d}{\left(1 + \mu \cdot \frac{\bar{\rho}_v}{\bar{\rho}_d} \right) \cdot \bar{\rho}_d} = \frac{1 + \frac{\bar{\rho}_v}{\bar{\rho}_d}}{1 + \mu \cdot \frac{\bar{\rho}_v}{\bar{\rho}_d}} \\ &= \frac{1 + \frac{\bar{q}}{1 - \bar{q}}}{1 + \mu \cdot \frac{\bar{q}}{1 - \bar{q}}} = \frac{1 - \bar{q} + \bar{q}}{1 - \bar{q} + \mu \cdot \bar{q}} = \frac{1}{1 + \bar{q} \cdot (\mu - 1)} \approx 1 - \bar{q} \cdot (\mu - 1) \end{aligned} \quad (G6)$$

Con esta expresión el flujo de dióxido de carbono se deja escribir en la siguiente forma:

$$F_{CO_2} = \overline{w' \rho_{CO_2}} + \overline{\rho_{CO_2}} \cdot \frac{H}{c_p \cdot \overline{\rho} \cdot \overline{T}} \cdot \left[\mu \cdot \frac{c_p \cdot \overline{T}}{\lambda} \cdot (1 - \overline{q} \cdot (\mu - 1)) \cdot \frac{1}{Bo} \right] \quad (G7)$$

Esta formula, que relaciona el flujo de dióxido de carbono con el Bowen ratio, se encuentra por ejemplo en Foken, T.: Micrometeorology. Berlin: Springer, 2008.

3.12. Flujo de almacenamiento (Storage flux)

El intercambio neta del ecosistema (Net Ecosystem Exchange, NEE) contiene varias contribuciones de las cuales el flujo de CO₂, como medido con el método de la eddy covarianza, es la más destacada. Una contribución adicional es el flujo de almacenamiento (“Storage flux”). Este flujo toma en cuenta que en condiciones calmas con poca turbulencia el flujo no es medido por los instrumentos de la eddy covarianza sino que este flujo causa un cambio de la concentración de CO₂ entre el suelo y la altura de los instrumentos. Por ejemplo, durante la noche el CO₂ emitido por la respiración puede ser parcialmente almacenado en la columna del aire entre el suelo y los instrumentos. El flujo se deja expresar como

$$F_{s,CO_2} = \int_0^{z_m} \frac{\partial \overline{\rho_{CO_2}}}{\partial t} dz$$

z_m : Altura de la medición

$\overline{\rho_{CO_2}}$: Concentración de CO₂ en el aire, promediado para el periodo de medición (30 minutos), en kg m⁻³

Para determinar este flujo es necesario el conocimiento de la concentración de CO₂ en la dirección vertical entre el suelo y la altura z_m . Si estos datos no son disponibles se puede recurrir a una aproximación, que incluye datos medidos por el sistema de la eddy covarianza:

$$F_{s,CO_2} \approx \frac{\overline{\rho_{CO_2}}(i) - \overline{\rho_{CO_2}}(i-1)}{1800s} \cdot z_m$$

$\overline{\rho_{CO_2}}(i)$: Concentración de CO₂ en el aire, para una media hora i

$\overline{\rho_{CO_2}}(i-1)$: Concentración de CO₂ en el aire, para la media hora antes de la media hora i

F_{s,CO_2} : Flujo de almacenamiento, en kg m⁻² s⁻¹ para un periodo de medición de 1800 s (= 30 minutos)

Con esta ecuación existe la opción de adicionar el flujo F_{s,CO_2} al flujo F_{CO_2} y considerar la suma como intercambio neta del ecosistema.

En la misma manera se puede también calcular el flujo de almacenamiento para el flujo latente y el flujo sensible.

Literatura:

Massman, W.J. and Lee, X. (2002): Eddy covariance flux corrections and uncertainties in long-term studies of carbon and energy exchanges. *Agricultural and Forest Meteorology* 113, 121–144

Zeri, M. and Leonardo, D.A.S. (2010): The impact of data gaps and quality control filtering on the balances of energy and carbon for a Southwest Amazon forest. *Agricultural and Forest Meteorology* 150, 1543–1552

3.13. Eliminación de datos después del procesamiento

Los datos resultantes que son desplegados en el diagrama de la hoja Excel “Resultados”, todavía pueden ser errados, es decir el diagrama puede contener puntos medidos bajo condiciones desfavorables. Para eliminar los puntos no deseados el software ofrece varias opciones: “Eliminar por lluvia”, “Eliminar por rango” y “Eliminar por ventana”, “Eliminar por calificación” (falta de estacionaridad) y “Eliminar comparando con el promedio”.

The image shows a software interface with five panels for data removal options:

- Eliminar por lluvia (en base de una columna LLUVIA)**:
 - Columna FCO2
 - Columna LE
 - Columna SH
 - Eliminar
- Eliminar por ventana**:
 - Columna FCO2
 - Columna LE
 - Columna SH
 - Ancho de la ventana ±: media horas
 - Identificar como outlier a partir de una desviación de: X sigma
 - Función lineal
 - Función cuadrática
 - Eliminar
- Eliminar por rango**:
 - Columna: De a mg m-2 s-1
 - Columna:
 - Outliers
 - Eliminar
- Eliminar por calificación**:
 - Eliminar a partir de: (Columna)
 - Columna FCO2 (QC_CO2)
 - Columna LE (QC_H2O)
 - Columna SH (QC_TS)
 - Eliminar
- Eliminar comparando con el promedio**:
 - Identificar como outlier si desvía más de X sigma en +/- días
 - Columna FCO2
 - Columna LE
 - Columna SH
 - Eliminar

Selección de opciones para eliminar datos después del procesamiento de los datos medidos.

Se puede combinar las opciones para la eliminación de datos. Después de la aplicación de “Eliminar por ventana” se puede por ejemplo aplicar “Eliminar por rango”. Sin embargo, un método utiliza solamente los datos que quedaron después de la eliminación precedente. Una vez un dato es eliminado ya no es más considerado en la aplicación de una siguiente eliminación. Esto significa que el orden de la aplicación de las opciones puede afectar la eliminación. Todas las eliminaciones se dejan anular con el botón “Deshacer”.

Eliminar por lluvia

Cuando llueve los flujos medidos son poco confiables. Para eliminar los flujos en forma automatizada es necesario crear una columna “LLUVIA” en la hoja “Resultados”. Cuando una celda de esta columna contiene la palabra “Lluvia” (no importa si está escrita la palabra con letras mayúsculas o minúsculas), los valores del flujo de CO₂, del calor latente o del calor sensible son eliminados.

Eliminar por rango

Con la “Eliminación por rango” se especifica el rango (mínimo y máximo) que es permitido para los valores del flujo de CO₂, del calor latente y del calor sensible. Valores fuera del rango son eliminados.

Eliminar por rango

Columna De a mg m-2 s-1

Columna:

Outliers

Eliminación de los flujos CO₂ que se encuentran fuera del rango entre -3 y 2 mg CO₂ m⁻² s⁻¹.

Eliminar por rango

Columna De a mg m-2 s-1

Columna: Menos de mg/m3

Outliers

No sólo los flujos CO₂ que se encuentran fuera del rango entre -3 y 2 mg CO₂ m⁻² s⁻¹ son eliminados sino también los flujos que son asociados con valores erróneos de la concentración de CO₂.

Eliminar por rango

Columna De a mg m⁻² s⁻¹

Columna: Menos de W/m²

Outliers

Eliminación de los flujos CO₂ que se encuentran fuera del rango entre -0.2 y 2 mg CO₂ m⁻² s⁻¹ si adicionalmente la radiación global es menos de 20 W m⁻².

Eliminar por rango

Columna De a mg m⁻² s⁻¹

Columna:

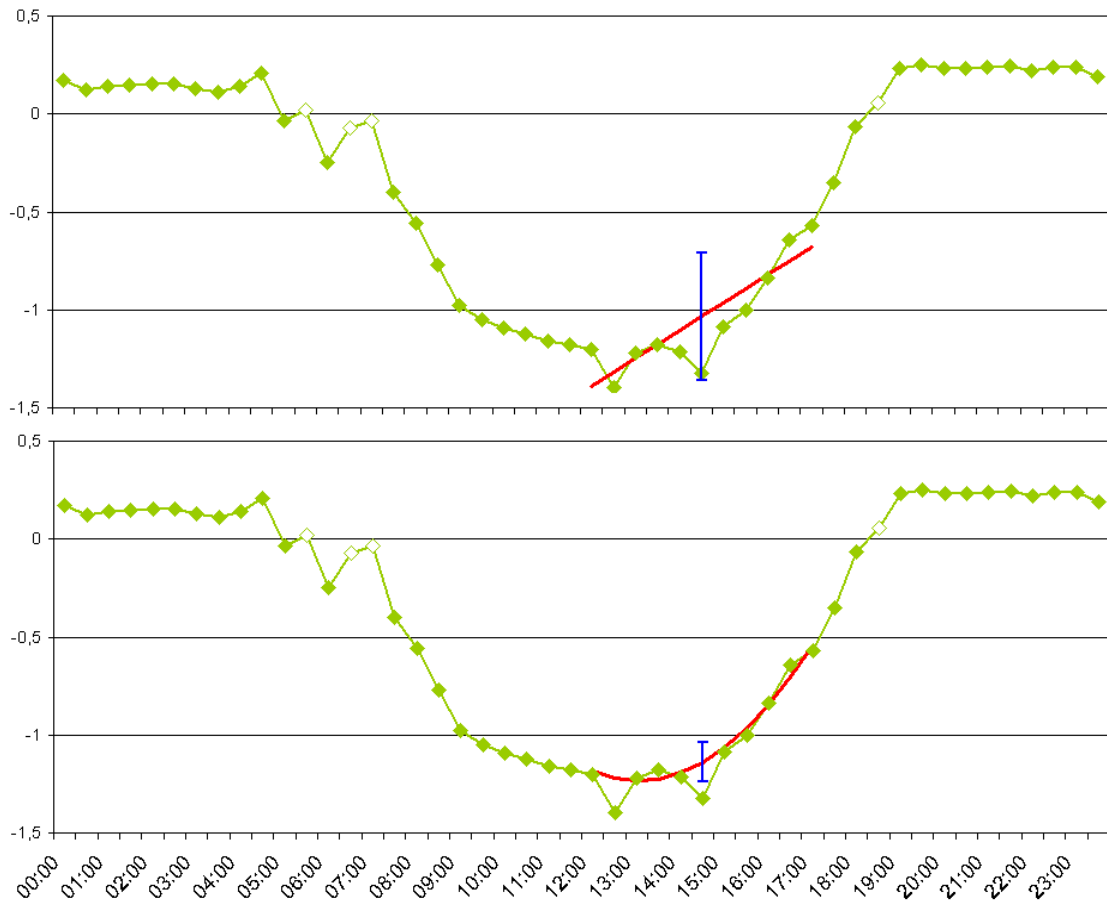
Outliers FCO2 si salto es mayor de mg m⁻² s⁻¹

No sólo los flujos CO₂ que se encuentran fuera del rango entre -3 y 2 mg CO₂ m⁻² s⁻¹ son eliminados sino también aquellos flujos que muestran una diferencia mayor de 0.8 mg CO₂ m⁻² s⁻¹ con respecto al flujo precedente y al flujo que sigue; $\Delta(1) = \text{FCO2} - \text{FCO2}(\text{precedente})$; $\Delta(2) = \text{FCO2} - \text{FCO2}(\text{siguiente})$; $\text{ABS}(\Delta(1)) > 0.8 \text{ mg CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$; $\text{ABS}(\Delta(2)) > 0.8 \text{ mg CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$; $\Delta(1) \times \Delta(2) > 0$.

Eliminar por ventana

Con la “Eliminación por ventana” se calcula una línea, utilizando la regresión lineal. Como alternativa se puede aplicar una función cuadrática en vez de la función lineal. La función cuadrática tiene la ventaja que se acomoda mejor a los flujos medidos, sobretodo cuando los flujos se encuentran en su máximo o mínimo. Para el análisis de la regresión se toma en cuenta n datos precedentes y n datos sucesores de cada punto. A continuación se calcula la desviación estándar σ de los $2 \times n$ valores de la función. Si la desviación del dato considerado es mayor de $p \times \sigma$, entonces el punto, es decir el dato es eliminado. Tanto más bajo es el valor de p , tanta más puntos son eliminados. Tanto el

número de los datos, que son considerados para la computación de la línea de regresión, como el valor p pueden ser especificado por el usuario.



Aplicación del método “Eliminación por ventana” para un dato a las 14:30 horas con $n = 5$ y $p = 3 (\times \sigma)$. Arriba: con una función lineal; abajo: con una función cuadrática. Mientras el dato no es eliminado utilizando la función lineal, el dato si es eliminado utilizando la función cuadrática.

La figura arriba muestra un ejemplo del método “Eliminación por ventana”. La línea de regresión se basa en (5×2) valores. Las desviaciones de estos diez valores de la línea roja son utilizadas para la computación del valor de σ . Si la desviación del dato considerado, excede $p \times \sigma$, el dato es eliminado. El valor de p es por ejemplo 3, pero depende de la plausibilidad y confiabilidad de los valores medidos. Eso significa, que el valor de p posee en cierto modo un carácter arbitrario.

Eliminar por calificación

Durante el procesamiento se determina una calificación entre 1 y 9, que indica las condiciones con respecto a la estacionaridad (véase el capítulo “Verificación de estacionaridad”). Una calificación de 1 es muy buena, datos con una calificación de 9 necesitan ser eliminados. Las calificaciones se encuentran en la hoja de Excel “Resultados”, en la columna “QC_CO2” que indica la calificación del flujo de CO₂

(columna FCO₂), en la columna “QC_H2O” que indica la calificación del flujo del calor latente (columna LE) y en la columna “QC_TS” que indica la calificación del flujo del calor sensible (columna SH). Cabe destacar que la calificación no indica necesariamente un valor aceptable, ya que aparte de la falta de estacionaridad existen otras fuentes que pueden deteriorar la calidad del flujo medido, como por ejemplo lluvia durante las mediciones.

Literatura:

Foken, T. and Wichura, B. (1996): Tools for quality assessment of surface-based flux measurements, *Agriculture and Forest Meteorology* 78, 83 - 105.

Foken, T. et al. (2004): Post-field Data Quality Control. In: X. Lee, W.J. Massman and B. Law (Editors), *Handbook of Micrometeorology: A Guide for Surface Flux Measurement and Analysis*. Kluwer, Dordrecht, pp. 181-208.

Eliminar comparando con el promedio

Con este método son eliminados los datos del flujo de CO₂, del calor latente y del calor sensible que desvían demasiado del promedio al mismo punto de tiempo del flujo varios días (véase Giambelluca et al., 2009). Para calcular el transcurso diario mediano se toma en cuenta los datos de la misma media hora 14 días antes y 14 días después de un dato considerado. En base de estos datos se calcula el promedio y la desviación estándar. Si el dato considerado desvía por más de $p = 2$ desviaciones de estándar, el dato considerado es eliminado. El valor de p puede ser cambiado por el usuario. Este procedimiento se deja aplicar para todos los datos del flujo de CO₂, del calor latente o del calor sensible.

Literatura:

Giambelluca, T.W., Scholz, F.G., Bucci, S.J., Meinzer, F.C., Goldstein, G., Hoffmann, W.A., Franco, A.C., Buchert, M.P. (2009): Evapotranspiration and energy balance of Brazilian savannas with contrasting tree density. *Agricultural and Forest Meteorology* 149, 1365–1376.

3.14. Filtración de la velocidad de fricción u_*

Las mediciones del anemómetro sirven para calcular la velocidad de fricción u_* . La velocidad de fricción se encuentra en la columna USTAR en la hoja “Resultados”. La velocidad de fricción se puede utilizar para evaluar la turbulencia. Valores pequeños de la velocidad de fricción indican una falta de turbulencia, la cual se manifiesta frecuentemente durante la noche. Flujos medidos en situaciones con poca turbulencia, es decir con pequeños valores de velocidad de fricción, tienden a subestimar el flujo y son por lo tanto no recomendables por ejemplo para la determinación del intercambio neta del ecosistema (NEE) para un período de varias semanas.

u*-filtering: Determinación del u* umbral

Longitud: ° Latitud: °

Meridiano estándar (Argentina): °

Con condición RGLOBAL < W/m²

Número de clases de temperatura (máximo = 6):

Número de clases u* (máximo = 20):

Calcular

De -0,7 a 10,5 °C : u* = 0,141 m/s (r =0,20)
 De 10,5 a 13,2 °C : u* = 0,164 m/s (r =0,00)
 De 13,2 a 15,5 °C : u* = 0,252 m/s (r =0,18)
 De 15,5 a 17,4 °C : u* = 0,212 m/s (r =-0,16)
 De 17,4 a 19,8 °C : u* = 0,287 m/s (r =0,02)
 De 19,8 a 26,7 °C : u* = 0,167 m/s (r =0,12)

Mediana u* umbral (|r| < 0.3) = 0,190 m/s
 --> 0,20 m/s

Eliminar datos de flujos con u* < m/s

Columna FCO2
 Columna LE
 Columna SH

Eliminar

...

Selección de opciones para la determinación del valor umbral de la velocidad de fricción u*. Para calcular la hora del puesto de sol y de la salida del sol se necesita las coordenadas de la torre.

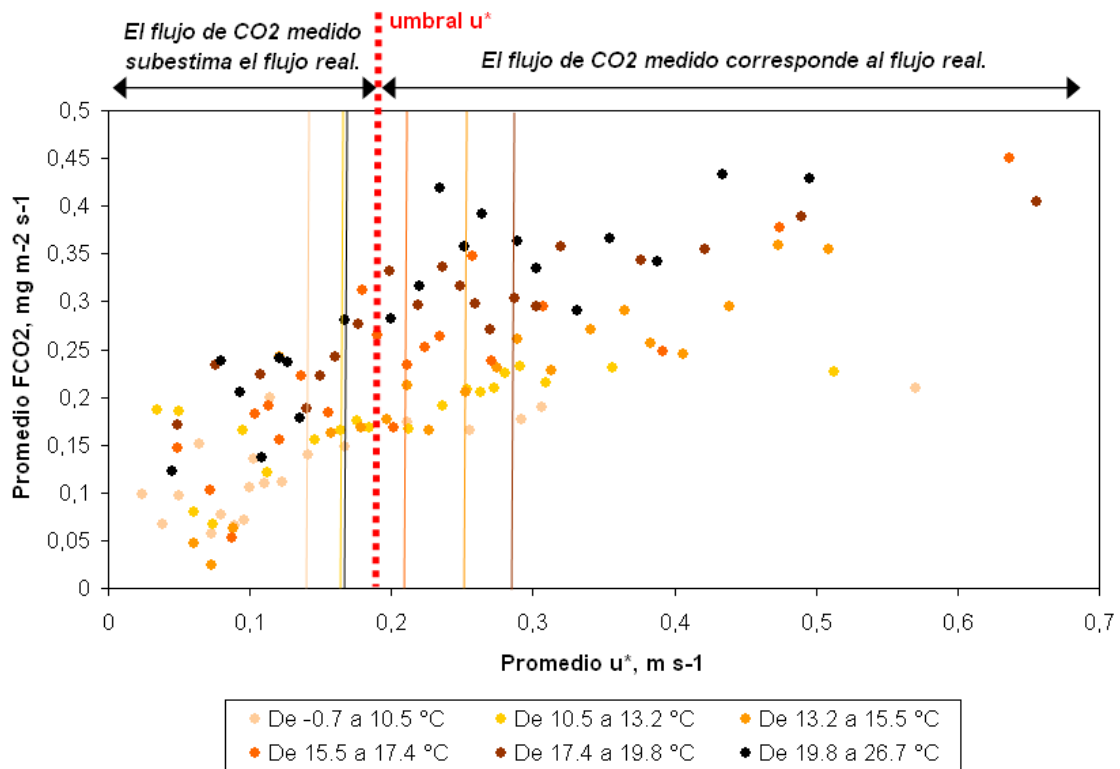
Para eliminar los flujos de CO₂ medidos en situaciones no turbulentos es necesario definir un umbral de u*. Para esto es utilizado una metodología descrita en la página web <http://gaia.agraria.unitus.it/database/eddyproc/>. La metodología utiliza solamente datos medidos durante la noche. Para determinar las horas que pertenecen a la noche son aplicadas rutinas estándar (véase por ejemplo Norman and Campbell, 1998), que calculan la hora del puesto del sol y de la salida del sol. Además se puede exigir que la radiación global no supere un valor límite, por ejemplo 20 W m⁻².

Estos datos de los flujos de CO₂ son subdivididos en clases de temperaturas, por ejemplo en 6 clases de temperaturas. La definición de clases de temperatura se lleva a cabo porque el flujo durante la noche depende de la temperatura. Cada clase contiene el mismo número de valores (formación de cuantiles). A continuación son formados para cada clase de temperatura clases de la velocidad de fricción u*, por ejemplo 20 clases u*.

Para cada clase u_* es calculado el promedio de los flujos de CO_2 , además es calculado el promedio de todos los flujos de las clases encima de la clase u_* considerada. El umbral u_* es definido como la clase u_* para la cual los flujos alcanzan el 95% del promedio de las clases encima de esta clase. Entonces existe un valor umbral u_* para cada clase de temperatura. El valor umbral u_* es descartado si existe una correlación entre la temperatura y u_* . Es computado la mediana de los (hasta 6) valores umbral u_* . La mediana es el valor umbral u_* buscado. Un valor típico para el valor umbral u_* es 0.2 m s^{-1} . Un valor mínimo de 0.1 m s^{-1} es definido para el valor umbral u_* . Si no fue posible encontrar un valor umbral u_* (si ninguna clase u_* alcanza el 95% del promedio o si hay correlaciones entre u_* y la temperatura para todas las clases de temperatura) el valor umbral u_* es definido como 0.4 m s^{-1} .

El valor umbral u_* depende de las circunstancias de la medición, es decir del sitio de la medición y de la temporada. Es recomendable determinar diferentes valores umbral u_* para diferentes períodos de tres meses.

Una vez el umbral u_* es determinado, se puede eliminar los flujos CO_2 (columna FCO_2) que fueron medidos con una velocidad de fricción u_* menor del valor umbral u_* . Para rellenar estos datos se puede utilizar la metodología del relleno de huecos (gap filling).



Ejemplo de los promedios de los flujos de CO_2 (en la noche) para 20 clases de la velocidad de fricción u_* y para 6 clases de temperatura. Cada punto representa una clase de u_* . Para cada clase de temperatura es determinado un valor umbral u_* (marcados con las líneas verticales). La mediana de estos valores umbral u_* es 0.19 m s^{-1} .

Literatura:

Reichstein et al. (2005): On the separation of net ecosystem exchange into assimilation and ecosystem respiration: review and improved algorithm. *Global Change Biology* 11, 1424–1439.

Campbell G.S. and Norman J.M. (1998). *An Introduction to Environmental Biophysics*. Springer Science+Business Media New York.

Página web <http://gaia.agraria.unitus.it/database/eddyproc/>.

3.15. Relleno de huecos (Gap filling)

Razones técnicas, que no permiten mediciones, o condiciones inadecuadas para las mediciones de eddy covarianza (por ejemplo falta de turbulencia en la noche) son causas que llegan a datos faltantes o que hacen necesario la eliminación de datos. Para el relleno de los huecos en el transcurso temporal del flujo de CO₂ se puede aplicar una metodología descrita por Reichstein et al. (2005). Esta metodología rellena los huecos con datos que son generados en función de variables meteorológicas y en base de los flujos medidos. En el marco de la metodología son definidos rangos de la radiación global (rangos de 50 W m⁻²), de la temperatura del aire (2.5 °C) y del déficit de la presión de vapor (500 Pa). Con los valores del flujo que caen en los rangos respectivos son computados valores promedios, que entonces sirven como valores que llenan los huecos en los datos.

Ejemplo: Si al momento del dato faltante del flujo de dióxido de carbono (columna FCO2) la radiación global es 1000 W m⁻², la temperatura 22 °C y el déficit de la presión de vapor 1600 Pa, se determina los valores de FCO2 dentro de ± 7 días en momentos cuando la radiación global es entre 950 y 1050 W m⁻², la temperatura es entre 19.5 y 24.5 °C y el déficit de la presión de vapor es entre 1100 y 2100 Pa. De los valores de la columna FCO2 correspondientes es formado el promedio que entonces sirve como dato, que reemplaza el vacío. En el caso de que no haya sido posible encontrar valores de FCO2 para el cálculo de un promedio se aplica el segundo paso, ampliando el periodo a 14 días. En total hay ocho pasos posibles que al fin aseguran que un dato faltante es reemplazado por un valor promediado. Se puede indicar una calidad de relleno (“Filling quality”) correspondiente al esquema del relleno de datos faltantes. El esquema con los ocho pasos se muestra en el diagrama abajo.

El relleno de huecos requiere entonces datos de la radiación global (en W m⁻²), de la temperatura del aire (en °C) y de la densidad de vapor de agua en el aire (en g m⁻³) para cada media hora. Para la radiación global se puede por ejemplo tomar los datos de una estación meteorológica. Estos datos de la radiación global tienen que ser añadidos a mano en una columna RGLOBAL en la hoja ‘Resultados’. Para la temperatura y la densidad de vapor de agua en el aire hay dos opciones: se puede utilizar los datos medidos con la torre (columnas MEAN_T y MEAN_H2O en la hoja ‘Resultados’), o se puede utilizar otros datos, por ejemplo de una estación meteorológica. En caso de que se utilice datos que no sean de la torre, es necesario añadir las columnas TEMP_DEGC y H2O_GM3 con los datos correspondientes.

El déficit de la presión de vapor (abreviación en inglés: VPD) es calculado en base de la densidad de vapor:

$$p_v = R_v \cdot \rho_v \cdot (t + 273.15)/1000$$

- R_v = Constante de gas para vapor de agua = 461.525 J kg⁻¹ K⁻¹
 ρ_v = Densidad de vapor en el aire, en g m⁻³
 t = Temperatura del aire, en °C
 p_v = Presión del vapor en el aire, en Pa

$$p_{sat} = 613.65 \cdot \exp\left(\frac{17.502 \cdot t}{240.97 + t}\right) \quad (\text{Formula de Tetens})$$

p_{sat} = Presión del vapor saturado en el aire, en Pa

$$VPD = p_{sat} - p_v$$

VPD = Déficit de la presión de vapor, en Pa

En caso de que se conozca la humedad relativa en el aire (RH , en %), el déficit de la presión de vapor se deja calcular con:

$$VPD = p_{sat} \cdot (1 - RH/100)$$

Llevando a cabo el relleno de huecos son agregadas las siguientes columnas en la hoja de Excel “Resultados”:

Columna	
FCO2oriGAP	Columna, que guarda los datos de la columna FCO2, es decir los datos originales antes del relleno de huecos; la columna es creada si antes del relleno todavía no existía.
LEoriGAP	Columna, que guarda los datos de la columna LE.
SHoriGAP	Columna, que guarda los datos de la columna SH.
GAP_FLAG	Indica, si el registro es un hueco (→ “GAP”) o no (→ celda vacía).
GAP_N	Número de valores utilizados para formar el promedio
GAP_MEAN	Promedio del flujo de CO ₂ = valor que rellena el hueco, en mg CO ₂ m ⁻² s ⁻¹ .
GAP_ASD	Desviación estándar del promedio, en CO ₂ m ⁻² s ⁻¹ .
FILLQUAL	Calidad de relleno, véase el diagrama abajo.

Literatura:

Falge, E., Baldocchi, D., Olson, R. et al., (2001). Gap filling strategies for defensible annual sums of net ecosystem exchange. *Agricultural and Forest Meteorology* 107, 43–69.

Falge, E., Baldocchi, D., Olson, R. et al., (2001). Gap filling strategies for long term energy flux data set. *Agricultural and Forest Meteorology* 107, 71–77.

Reichstein et al. (2005): On the separation of net ecosystem exchange into assimilation and ecosystem respiration: review and improved algorithm. *Global Change Biology* 11, 1424–1439 (see Appendix A).

Moffat et al. (2007): Comprehensive comparison of gap-filling techniques for eddy covariance net carbon fluxes. *Agricultural and Forest Meteorology* 147, 209–232.

Página web <http://gaia.agraria.unitus.it/database/eddyproc/>.

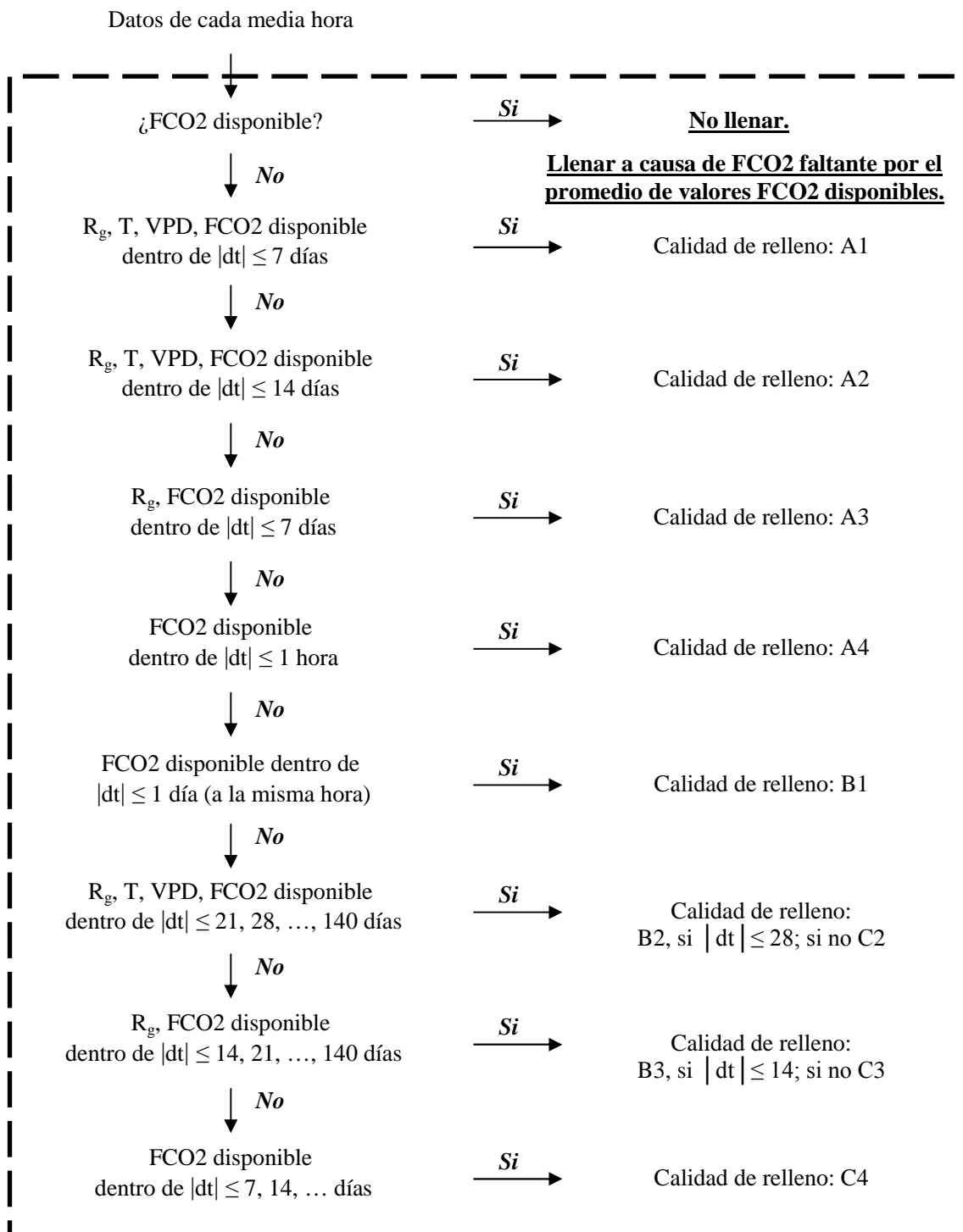


Diagrama del algoritmo para el relleno de datos faltantes (según Reichstein et al., 2005). Abreviaciones: FCO2, flujo de CO₂; R_g, radiación global; T, temperatura del aire; VPD, déficit de la presión de vapor; |dt|, diferencia absoluta del tiempo con respecto al tiempo del dato faltante. Calidades de relleno: A, calidad alta; B, calidad media; C, calidad baja.

3.16. Respiración del ecosistema

Para determinar la respiración del ecosistema es utilizado una metodología descrita en Reichstein et al. (2005), que tiene como base una ecuación formulado por Lloyd and Taylor (1994):

$$R_{eco}(T) = R_{eco,ref} \cdot e^{E_0 \left(\frac{1}{T_{ref}-T_0} - \frac{1}{T-T_0} \right)}$$

$R_{eco}(T)$:	Respiración del ecosistema, en $\text{mg CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$
T :	Temperatura del aire o del suelo, en $^{\circ}\text{C}$
$R_{eco,ref}(T)$:	Respiración del ecosistema con la temperatura de referencia ($T = T_{ref}$)
E_0 :	Parámetro relacionado con la energía de activación, en $^{\circ}\text{C}$
T_{ref} :	Temperatura de referencia = 10°C
T_0 :	Parámetro = -46.02°C

La metodología se llama “Flux-partitioning” ya que permite separar los flujos medidos: un flujo que representa la respiración y un flujo que representa la asimilación de CO_2 , es decir la producción principal bruta (GPP, Gross Primary Productivity). Para la determinación de la respiración del ecosistema es utilizado un análisis de regresión, que determina los parámetros E_0 y $R_{eco,ref}$.

Para la determinación de la respiración del ecosistema son utilizados los datos medidos originales (es decir sin los datos del gap filling), medidos durante la noche. Se utiliza los datos acondicionados, es decir datos de calidad insuficiente (por ejemplo datos medidos en condiciones sin turbulencia) son eliminados antes. Los datos del flujo de CO_2 se encuentran en la columna FCO2 de la hoja de Excel “Resultados”. Los datos de la temperatura se encuentran en la columna MEAN_T (temperatura del aire en $^{\circ}\text{C}$) o en una columna SOIL_T (temperatura del suelo en $^{\circ}\text{C}$), la cual sin embargo hay que crear antes manualmente.

Para averiguar cual horas pertenecen a la noche son aplicadas rutinas estándar (véase por ejemplo Norman and Campbell, 1998), que calculan la hora del puesto del sol y de la salida del sol. Además se puede exigir que la radiación global no supere un valor límite, por ejemplo 20 W m^{-2} . De los datos de flujo así conseguidos se asume que representan la respiración nocturna del ecosistema. Esta base de datos es subdividida en periodos de x días, donde $x = 10$ días, por ejemplo. Es corroborado que dentro de un período hay por lo menos seis datos y que la diferencia en la temperatura es más de 5°C , ya que solamente bajo estas condiciones se pueden esperar resultados razonables del análisis de regresión que pone en relación los datos del flujo (R_{eco}) con la temperatura. Para cada período es determinado un valor E_0 y el error estándar de E_0 . De los valores E_0 son determinados aquellos tres con los errores relativos más pequeños. Errores relativos con menos de 50% son aceptables. De estos tres valores es formado el valor promedio, E_{0avg} , que entonces sirve como parámetro para todos los períodos, es decir para toda la base de datos.

A continuación se determina la respiración para la temperatura de referencia, $R_{eco,ref}$. Para esto la base de datos es subdividido en períodos de y días, donde $y = 4$ días, por

ejemplo. Aplicando el análisis de regresión con el parámetro $E_0 = E_{0avg}$ es determinado un valor $R_{eco,ref}$ para cada período. El valor $R_{eco,ref}$ de un período es asignado al punto de tiempo en el medio del período, es decir a la hora media en el medio del período, que sirven como punto de apoyo. El número de los puntos de apoyo corresponde al número de los períodos. Los valores $R_{eco,ref}$ entre estos puntos de apoyo (media horas) son determinados con una interpolación, así que para cada media hora existe un valor $R_{eco,ref}$. Finalmente, la respiración del ecosistema es calculada con la ecuación de Lloyd y Taylor, utilizando estos valores $R_{eco,ref}$ de cada media hora y con $E_0 = E_{0avg}$.

Flux-partitioning: Respiración del ecosistema

Longitud: ° Latitud: °
 Meridiano estándar (Argentina): °
 Con condición RGLOBAL < W/m2
 Temperatura T0: °C
 Temperatura de referencia: °C
 Intervalo para calcular E0: x = días
 Intervalo para calcular Recoref: y = días

Columna con datos de la temperatura (°C)

 MEAN_T SOIL_T

Calcular con E0avg = E0 (usuario)

...

...

Selección de opciones para la determinación de la respiración del ecosistema. Para calcular la hora del puesto de sol y de la salida del sol se necesita las coordenadas de la torre.

Ejemplo: Si una hoja de Excel “Resultados” contiene registros para 80 días (3840 media horas) y es elegido $x = 10$ días, entonces son creados 8 períodos con los cuales son computados 8 valores E_0 y sus correspondientes errores estándar con un análisis de regresión. El promedio de los tres mejores valores E_0 es E_{0avg} , por ejemplo $E_{0avg} = 290$ °C. Si es elegido $y = 4$ días, entonces son creados 20 períodos. Para cada período es calculado un valor $R_{eco,ref}$, el cual es asignado a la media hora en el medio del período. De esta manera a 20 media horas son asignados valores de $R_{eco,ref}$. Para el resto de los registros los valores de $R_{eco,ref}$, son calculados con una interpolación en base de los 20 valores. El cálculo final de la respiración del ecosistema requiere que el registro contiene un dato en la columna MEAN_T (o en la columna SOIL_T). El ejemplo debe aclarar que es necesario un número suficiente de registros para llevar a cabo la determinación de los parámetros E_0 y $R_{eco,ref}$.

Llevando a cabo la determinación de la respiración del ecosistema son agregadas las siguientes columnas en la hoja de Excel “Resultados”:

Columna	
E0	Valor de E_0 para cada período de x días, en °C.
deltaE0	Error estándar de E_0 , en °C.
E0avg	Valor de E_{0avg} , en °C.
Recoref	Respiración del ecosistema con la temperatura igual a la temperatura de referencia, en $\text{mg CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$.
Reco	Respiración del ecosistema, en $\text{mg CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$.

Literatura:

Lloyd J. and Taylor J.A. (1994): On the temperature dependence of soil respiration. *Functional Ecology* 8, 315–323.

Reichstein et al. (2005): On the separation of net ecosystem exchange into assimilation and ecosystem respiration: review and improved algorithm. *Global Change Biology* 11, 1424–1439.

Campbell G.S. and Norman J.M. (1998). *An Introduction to Environmental Biophysics*. Springer Science+Business Media New York.

Página web <http://gaia.agraria.unitus.it/database/eddyproc/>.

3.17. Estimación de la incertidumbre de los flujos

Como cada cantidad medida, también los flujos de dióxido de carbono, del calor latente y del calor sensible son asociados con errores (Goulden et al., 1996; Moncrieff et al., 1996; Loescher et al., 2006). Se puede distinguir entre los errores sistemáticos y los errores aleatorios. Los errores sistemáticos son causados por ejemplo por la separación entre el analizador y el anemómetro, por errores en la conversión de la temperatura sónica a la temperatura del aire o por el método aplicado para corregir una posible inclinación del anemómetro. No es siempre posible estimar los errores sistemáticos ya que la forma, con la cual se realiza una medición y la metodología, la cual se aplica para analizar los datos medidos basen en la suposición que los métodos experimentales y los conceptos teóricos son apropiados para obtener los resultados deseados. Una posibilidad para estimar un error sistemático en el caso de las torres de flujo podría ser – por ejemplo – utilizar dos diferentes analizadores y comparar las concentraciones medidas, o aplicar dos métodos similares para comparar los flujos computados con el método del “Planar Fit” con los flujos computados con el método “2-D coordinate rotation”. Entonces, para un tratamiento exhaustivo de la incertidumbre es necesario discutir los errores sistemáticos aunque estos sean difíciles de cuantificar. Otras fuentes de incertidumbre son la falta de turbulencia en la noche y los huecos en la serie de los flujos medidos.

Los errores aleatorios tienen su origen en las mediciones, cuya precisión es limitada por los instrumentos utilizados. Por ejemplo tanto las velocidades del viento así como la temperatura y las concentraciones de dióxido de carbono y de vapor de agua son medidas con errores. Diferentes métodos para estimar la incertidumbre correspondiente han sido propuestos por Lenschow et al. (1994), Mann y Lenschow (1994), Finkelstein y Sims (2001), Hollinger y Richardson (2005) y Richardson et al. (2006) y fueron discutidos por ejemplo por Dragoni et al. (2007) y Billesbach (2011). A continuación es descrito:

- la estimación del error aleatorio del flujo medido según (i) Lenschow et al. (1994) y Mann y Lenschow (1994),
- la estimación del error aleatorio del flujo medido según Richardson et al. (2006).

Las estimaciones de los errores aleatorios según Lenschow et al. (1994) pueden ser calculados para cada media hora y son guardados en las columnas “dFCO2”, “dLE” y “dSH” en la hoja de Excel “Resultados”. El método de Richardson et al. (2006) tiene como resultado un solo valor de la desviación estándar (S.D.), la cual representa el error de un flujo medido.

Ya que las series de datos contienen huecos hay que considerar el error que es causado por la aplicación del relleno de datos (“gap filling”). El relleno de datos permite el cálculo de la suma completa de flujos para períodos largos. Por eso a continuación es descrito:

- la estimación del error causado por la aplicación del relleno de huecos en la serie de los datos de flujo,
- la estimación del error en la suma de flujos para períodos largos.

Análisis de incertidumbre

FCO2
 LE
 SH

Calcular error por Gap Filling

S.D.: mg CO2 m-2 s-1

Calcular error aleatorio de la medición del flujo

según Hollinger & Richardson (2005)
 según Lenschow (1994)

S.D.: mg CO2 m-2 s-1

Calcular error por Gap Filling & Medición

NEE (g C m-2) = -222,9 +/- 9,4
Random measurement error NEE (g C m-2) = 7,9
(10848 valores)
Gap filling error NEE (g C m-2) = 5,2 (3896 valores)

Vista de las opciones para el análisis de incertidumbre.

Método tradicional según Lenschow (1994) y Mann y Lenschow (1994)

Para la estimación del error aleatorio del flujo Richardson et al. (2006) dan la siguiente fórmula en base de publicaciones de Lenschow et al. (1994) y de Mann y Lenschow (1994):

$$\frac{\sigma_F}{|F|} = \left(\frac{2 \cdot \tau}{T_p} \right)^{0.5} \cdot \left(\frac{1 + r_{wx}^2}{r_{wx}^2} \right)^{0.5} \tag{I1}$$

(a) (b)

donde r_{wx} es el coeficiente de correlación entre la velocidad vertical del viento (w) y una variable x (la cual es la concentración de dióxido de carbono, la concentración de vapor de agua o la temperatura del aire):

$$r_{wx} = \frac{\overline{w'x'}}{\sigma_w \cdot \sigma_x} \tag{I2}$$

T_P es el período de medición (1800 s) y τ es un período, que se deja expresar (durante el día) como cociente de la altura de la medición (z_m) y de la velocidad horizontal del viento dentro de la media hora (Hollinger and Richardson, 2005):

$$\tau \approx \frac{z_m}{u_{hor}} \quad (I3).$$

La ecuación (I3) es un producto de dos factores: El factor (a) toma en consideración la turbulencia y el período limitado de la medición y el factor (b) representa la varianza de la covarianza.

Método según Hollinger y Richardson (2005) y Richardson et al. (2006)

Este método considera dos días consecutivos. Dentro de estos dos días son buscados pares de mediciones. Un par de medición es tomado en cuenta si las mediciones fueron realizadas a la misma hora del día y bajo condiciones meteorológicas similares. Las condiciones meteorológicas son consideradas similares cuando la diferencia en el flujo fotónico de la radiación fotosintéticamente activa (PPFD) no supera $75 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ y la diferencia de la temperatura no supera $3 \text{ }^\circ\text{C}$ y la diferencia de la velocidad del viento no supera 1 m s^{-1} . En vez de la variable PPFD es utilizada en EVEDDY la radiación global, cuya diferencia no debe superar 37.5 W m^{-2} . Cada par de mediciones es caracterizado por la diferencia de los dos flujos. En base de las diferencias se puede calcular la desviación estándar σ_r , que representa el error aleatorio del flujo de CO_2 , del flujo del calor latente o del flujo del calor sensible:

$$\sigma_r = \frac{\sigma(F_1 - F_2)}{\sqrt{2}} \quad (I4)$$

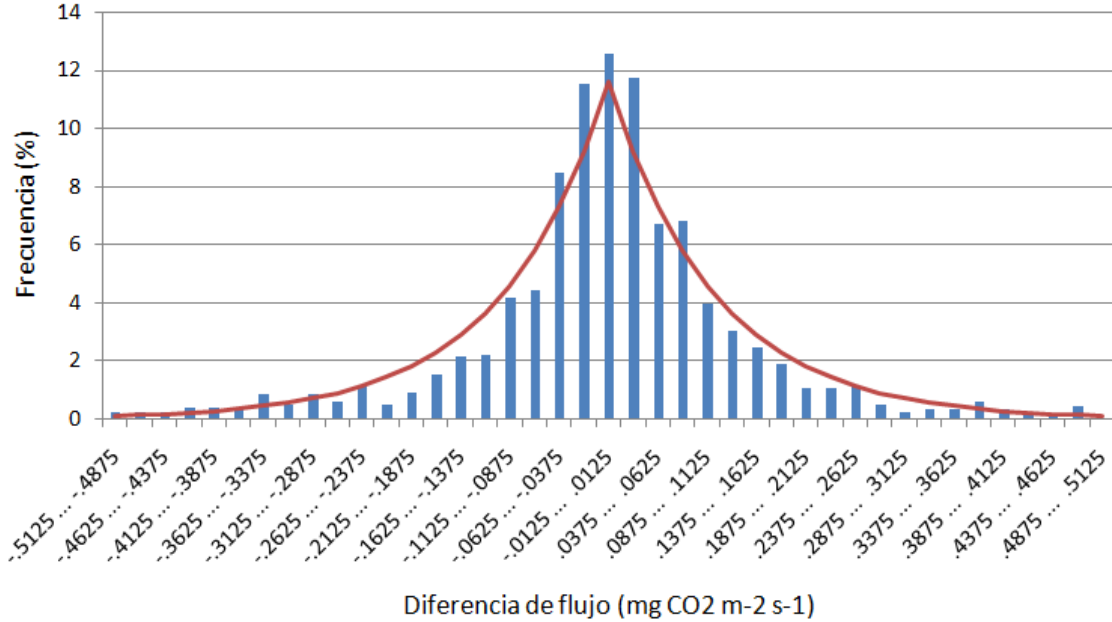
donde F_1 y F_2 son los dos flujos medidos y $\sigma(F_1 - F_2)$ es la desviación estándar de las diferencias. Cabe mencionar que los análisis de Richardson et al. (2006) y de otros muestran que la distribución del error aleatorio de las mediciones parece a una función de la densidad de probabilidad, que cae exponencial:

$$f(x) = \frac{e^{-|x/\beta|}}{2 \cdot \beta} \quad (I5).$$

En esta ecuación x es el error aleatorio del flujo. Según Richardson et al. (2006) el parámetro β puede ser estimado con

$$\beta = \frac{\sum_{i=1}^N |x_i - \bar{x}|}{N} \quad (I6)$$

donde N es el número de pares de mediciones. En EVEDDY la frecuencia del error aleatorio por rango y la función doble-exponencial son desplegadas en un diagrama en la hoja de Excel “Diagramas”.



Histograma de las diferencias de pares de flujos medidos. La curva roja muestra la función de la densidad de probabilidad, la cual fue calculado según Richardson et al. (2006) y con el parámetro $\beta = 0.11 \text{ mg CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$.

Incertidumbre por el relleno de huecos (Gap filling)

Para estimar los errores que causa el relleno de huecos, la metodología del relleno de huecos (gap filling) es aplicada a toda la serie de flujos. Se aplica la metodología entonces también para aquellas media horas para las cuales flujos medidos son disponibles. El flujo que es resultado de la metodología puede ser comparado con el valor del flujo medido. En base de las diferencias entre los dos flujos es calculada la desviación estándar (S.D.) de las diferencias y la raíz del error cuadrado medio (RMSE, Root Mean Square Error):

$$S.D. = \sigma_g = \sqrt{\frac{\sum_i \Delta F_i^2}{N_m - 1}} \quad (I7) \quad \text{con} \quad \Delta F_i = (F_{g,i} - F_{m,i}) - \overline{(F_{g,i} - F_{m,i})} \quad (I8)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_i (F_{g,i} - F_{m,i})^2}{N_m}} \quad (I9)$$

donde $F_{g,i}$ es el flujo que es resultado de la metodología del relleno de huecos, $F_{m,i}$ el flujo medido, i el índice del flujo medido y N_m el número de los flujos medidos.

Incertidumbre de la suma de flujos

Los métodos descritos arriba estiman el error de cada media hora. Para estimar la incertidumbre de la suma de los flujos para períodos largos se puede asumir que los errores aleatorios de flujo de CO₂ no son correlacionados con los errores del relleno de huecos (Richardson y Hollinger, 2007). Por eso la desviación estándar de la suma de los flujos CO₂ es calculado con:

$$\sigma(NEE) = \sqrt{(N_m + N_g) \cdot \sigma_r^2 + N_g \cdot \sigma_g^2} \quad (I10)$$

donde N_m es el número de mediciones, N_g el número de los huecos en la serie de datos y $(N_m + N_g)$ es el número total de las media horas en la serie de datos. La misma fórmula puede ser aplicada para los flujos del calor latente y del calor sensible.

Literatura:

Lenschow, D.H., Mann, J., Kristensen, L. (1994). How long is long enough when measuring fluxes and other turbulent statistics? *J. Atmos. Oceanic Technol.* 11, 661–673.

Mann, J., Lenschow, D.H. (1994). Errors in airborne flux measurements. *J. Geophys. Res.* 99(D7), 14,519–14,526.

Goulden, M.L., Munger, J.W., Fan, S.-M., Daube, B.C., Wofsy, S.C. (1996). Measurements of carbon sequestration by long-term eddy covariance: methods and a critical evaluation of accuracy. *Global Change Biology* 2, 169–182.

Moncrieff, J.B., Malhi, Y., Leuning, R. (1996). The propagation of errors in long-term measurements of land-atmosphere fluxes of carbon and water. *Global Change Biology* 2, 231–240.

Finkelstein, P.L., Sims, P.F. (2001). Sampling error in eddy correlation flux measurements. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 106, 3503–3509.

Hollinger, D.Y., Richardson, A.D. (2005). Uncertainty in eddy covariance measurements and its application to physiological models. *Tree Physiology* 25, 873–885.

Richardson, A.D., Hollinger, D.Y., Burba, G.G., Davis, K.J., Flanagan L.B., Katul, G.G., Munger, J.W., Ricciuto, D.M., Stoy, P.C., Suyker, A.E., Verma, S.B., Wofsy,

S.C. (2006). A multi-site analysis of random error in tower-based measurements of carbon and energy fluxes. *Agricultural and Forest Meteorology* 136, 1–18.

Loescher, H.W., Law, B.E., Mahrt, L., Hollinger, D. Y., Campbell, J. and Wofsy, S. C. (2006). Uncertainties in, and interpretation of, carbon flux estimates using the eddy covariance technique. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 111, D21S90, doi:10.1029/2005JD006932.

Richardson, A.D., Hollinger, D.Y (2007). A method to estimate the additional uncertainty in gap-filled NEE resulting from long gaps in the CO₂ flux record. *Agricultural and Forest Meteorology* 147, 199–208.

Vickers, D., Göckede, M., Law, B.E. (2010). Uncertainty estimates for 1-h averaged turbulence fluxes of carbon dioxide, latent heat and sensible heat. *Tellus* 62B, 87–99.

Dragoni, D., H. P. Schmid, C. S. B. Grimmond, and H. W. Loescher (2007), Uncertainty of annual net ecosystem productivity estimated using eddy covariance flux measurements, *J. Geophys. Res.*, 112, D17102, doi:10.1029/2006JD008149.

Billesbach, D.P. (2011). Estimating uncertainties in individual eddy covariance flux measurements: A comparison of methods and a proposed new method. *Agricultural and Forest Meteorology* 151, 394–405.

3.18. Estimación del footprint

Se calcula el footprint, es decir la distancia que influye las mediciones con una torre de flujo, en base de dos modelos diferentes. Como resultado de los modelos de área fuente se muestra la distancia al máximo del footprint y la distancia hasta 80% del footprint integrado.

Modelo de Hsieh et al.

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

$$x_f = \frac{-D \cdot |L|^{1-P} \cdot z_u^P}{k^2 \cdot \ln(f)} \quad (P1)$$

con

$$z_u = z_m \cdot (\ln(z_m/z_0) - 1 + z_0/z_m) \quad (P2)$$

En estas ecuaciones z_m es la altura de la medición y z_0 es la longitud de rugosidad, la cual es estimada con $z_0 = 0.1 \times$ altura del canopeo. L es la longitud de Obukhov y k es la

constante de von Kármán (= 0.4). Los parámetros D y P dependen de las condiciones de estabilidad y son:

D = 0.28;	P = 0.59	condiciones inestables	z _u / L < 0.04
D = 0.97;	P = 1	condiciones neutrales	
D = 2.44;	P = 1.33	condiciones estables.	

La distancia al punto del footprint máximo es calculado con:

$$x_{\max} = \frac{D \cdot |L|^{1-P} \cdot z_u^P}{2 \cdot k^2} \quad (\text{P3}).$$

Modelo de Kljun et al.

Este modelo calcula la distancia x_f con

$$x_f = X_f^* \cdot \left(\frac{\sigma_w}{u_*} \right)^{-\alpha_1} \quad (\text{P4})$$

y la distancia al maximo del footprint con

$$x_{\max} = X_{\max}^* \cdot \left(\frac{\sigma_w}{u_*} \right)^{-\alpha_1} \quad (\text{P5})$$

donde σ_w es la desviación estandar de la velocidad vertical y u* es la velocidad de fricción. El parámetro α = 0.8. Las variables X_f* y X_{max}* son calculados tomando en cuenta la longitud de rugosidad.

Si las coordenadas UTM de la torre son especificadas se puede además calcular las coordenadas de estos dos puntos. La hoja de Excel “Resultados” contiene entonces las siguientes columnas, que dan información sobre el footprint:

	Modelo “Hsieh”	Modelo “Kljun”
Distancia al punto del máximo footprint (m)	xmax_Hsieh	xmax_Kljun
Coordinada X (UTM)	xmaxX_Hsieh	xmaxX_Kljun
Coordinada Y (UTM)	xmaxY_Hsieh	xmaxY_Kljun
Distancia al punto de 80% del footprint integrado (m)	xr_Hsieh	xr_Kljun
Coordinada X (UTM)	xrX_Hsieh	xrX_Kljun
Coordinada Y (UTM)	xrY_Hsieh	xrY_Kljun

La velocidad de fricción y la longitud de Obukhov

La aplicación de los modelos del área fuente (footprint) requiere la determinación de la velocidad de fricción u_* , y de la longitud de Obukhov L . La velocidad de fricción es calculado con

$$u_* = \left[\overline{(u'w')^2} + \overline{(v'w')^2} \right]^{1/4} \quad (\text{P6})$$

Las covarianzas de los componentes del viento son derivadas de las mediciones del anemómetro y pueden ser modificadas por las rutinas que corrigen por la inclinación del anemómetro. Con la velocidad de fricción la longitud de Obukhov, la cual se usa para calificar la estabilidad atmosférica, es calculado con

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

k = Constante de von Kármán = 0.4
 g = Aceleración gravitacional = 9.81 m s⁻²

Literatura:

Hsieh, C., Katul, G. and Chi, T. (2000). An approximate analytical model for footprint estimation of scalar fluxes in thermally stratified atmospheric flows. *Advances in Water Resources* 23, 765–772.

Kljun, N., Calanca, P., Rotach, M.W. and Schmid, H.P. (2004). A simple parameterization for flux footprint predictions. *Boundary-Layer Meteorology* 112, 503–523.

4. Verificación y control de calidad

4.1. Verificación de resultados EVEDDY

Para la verificación de resultados del programa EVEDDY fueron utilizados archivos de referencia (“golden files”) que pone a disposición el Oak Ridge National Laboratory, Tennessee (USA) en su sitio de web (http://public.ornl.gov/ameriflux/gold-open_path.shtml). Estos archivos de entrada contienen datos crudos de las tres velocidades del viento, de la temperatura sónica y de las concentraciones de CO₂ y vapor de agua para dos diferentes días (día juliano 104 y 181). El instituto estadounidense pone a disposición además datos promedios de cada media hora para variables ambientales, en particular para la temperatura del aire.

http://public.ornl.gov/ameriflux/gold-open_path.shtml



About AmeriFlux

- [Objectives](#)
- [Science Questions](#)
- [Organization](#)
- [Strategic Plan](#)

Participants/Sites

- [Participant Information](#)
- [Site Information](#)
- [List Server](#)

Standards

- [Guidelines/SOPs](#)

Data

- [Submission Guidelines](#)
- [Data Use Policy](#)
- [Available Data](#)

Key Sources

- [Equipment Sources/Tips](#)
- [Publication Lists](#)
- [Publications Search](#)
- [Meetings/Workshops](#)
- [Jobs](#)
- [Contact Us](#)

Gold Standard - Open Path

Sources for systematic errors cannot only come from instrument manufacture and design, but also from mathematical routines used for processing flux estimates (software). Each study site usually uses an in-house software program tailored to their specific needs. Assessment of different processing software has been accomplished by comparing estimated fluxes derived from a common standard raw data file collected from a closed-path IRGA (i.e., a 'Gold' file, found at http://cdiac.esd.ornl.gov/ftp/ameriflux/gold/Closed_Path/).

Many sites have switched to the Licor-7500 open-path IRGA because of their higher frequency response and low power requirements. The WPL conversion (Webb *et al.* 1980) that results from mass transfer associated with surface heating and evaporation and under some conditions can be >100% of the measured flux by open-path sensors. To assess the potential of systematic bias due to software procedures in calculating fluxes, we present a 'Gold' file for open-path IRGA datasets.

A raw 10 Hz dataset and accompanying 30-min average meteorological dataset can be found at http://cdiac.esd.ornl.gov/ftp/ameriflux/gold/Open_Path/. A [descriptive file](#) explains site conditions and how our processed data were calculated. Results are available upon request from Andres Schmidt (andres.schmidt@oregonstate.edu). We ask that any site using an open-path sensor calculate fluxes using this 'Gold' file, particularly those sites anticipating a site visit by the portable eddy covariance system.

Processing Notes for the Open-Path "Gold" file

There are two folders for the open-path "gold" file. One is for raw data from the sonic anemometer and open-path IRGA (they are already decoded into ASCII format). The other one is for the meteorological data. Those met data are already converted to engineering units.

The gold files can be downloaded using an anonymous login with the information below:

ftp site: cdiac.esd.ornl.gov
folder: /pub/ameriflux/gold/Open_Path

You can also get the files using your browser at:
ftp://cdiac.esd.ornl.gov/pub/ameriflux/gold/Open_Path/

The meteorological data can be downloaded as a single excel file (data in engineering units) from
ftp://cdiac.esd.ornl.gov/pub/ameriflux/gold/Open_Path/op_gold_metdata.xls

Site and Processing Information

Site location: Latitude: 38.4067 Longitude -120.9507
 Sonic was a Gill 'Windmaster pro' model
 Sonic N was facing 240° (if N = 0 and S = 180°). U is positive for flow from south to north, and V is positive for flow from east to west (convention for Gill Windmaster Pro).
 Measurement height = 2 m
 Canopy height = 25 cm (DOY 104) and 10 cm (DOY 181)
 IRGA is 10 cm to the North of Gill sonic anemometer.
 Sampling rates: 10 Hz

For raw data files, for example 'G1040000.RAW' the data provided are 10 Hz data from midnight 0000 to 0030 on day of year 104. Data columns are as follows:

Column	Definition	Unit	Calibration Factor
1. w	vertical wind	m/s	
2. u	horizontal	m/s	
3. v	cross wind	m/s	
4. Ts	sonic temperature	°C	
5. q	humidity	Voltage	0 V = 0 mmol m ⁻³ 5 V = 1000 mmol m ⁻³
6. CO2	CO2 concentration	Voltage	0 V = 10 mmol m ⁻³ 5 V = 25 mmol m ⁻³

In the met data file, data are reported as 0.5 hr means. The time in the file is the end of that 0.5 hr period.

AmeriFlux processed fluxes for the comparison have been calculated using the following steps;

1. Despiked (anything > 6 standard deviations with an estimate of the data point's value),
2. Block averaging period of 30 minutes,
3. 2-d coordinate rotation for each 30-min period,
4. Covariances calculated as mmol m⁻³ m s⁻¹, then the calculation of the WPL unit conversion. In other words, the open-path units were not converted into molar fraction before the covariance calculation.
5. Cross correlation was used to determine lag time. Regardless, open-path data were collected through the SDM channel, so a 230 ms offset exists between sonic and open-path channels.

Please process the gold file data like you normally do and send results to:

Andres Schmidt (Andres.Schmidt@oregonstate.edu)

We will try to give you feedback about the comparison results between your outputs and AmeriFlux QA/QC lab outputs within 2 weeks.

Los datos crudos fueron procesados con EVEDDY y enviados al instituto estadounidense. El instituto, representado por un laboratorio de control y garantía de calidad (Ameriflux QAQC lab), comparó los resultados con los suyos (resultados de referencia). La verificación del instituto mostró una correlación muy buena para los flujos de CO₂, del calor latente y del calor sensible con coeficientes de determinación de 1.00 para estas tres variables. Las gráficas (véase abajo) muestran muy poca diferencia entre los resultados de referencia y los resultados de EVEDDY. Discrepancias menores ocurrieron para la densidad del aire seco, lo que se deja explicar por el hecho de que los resultados de EVEDDY fueron calculados exclusivamente en base de la temperatura sónica, mientras el instituto estadounidense utilizó adicionalmente los promedios de la temperatura del aire medido con un sensor adicional.

Los resultados de la comparación re-enviados el 10 de octubre de 2010 por el instituto estadounidense se encuentran abajo.

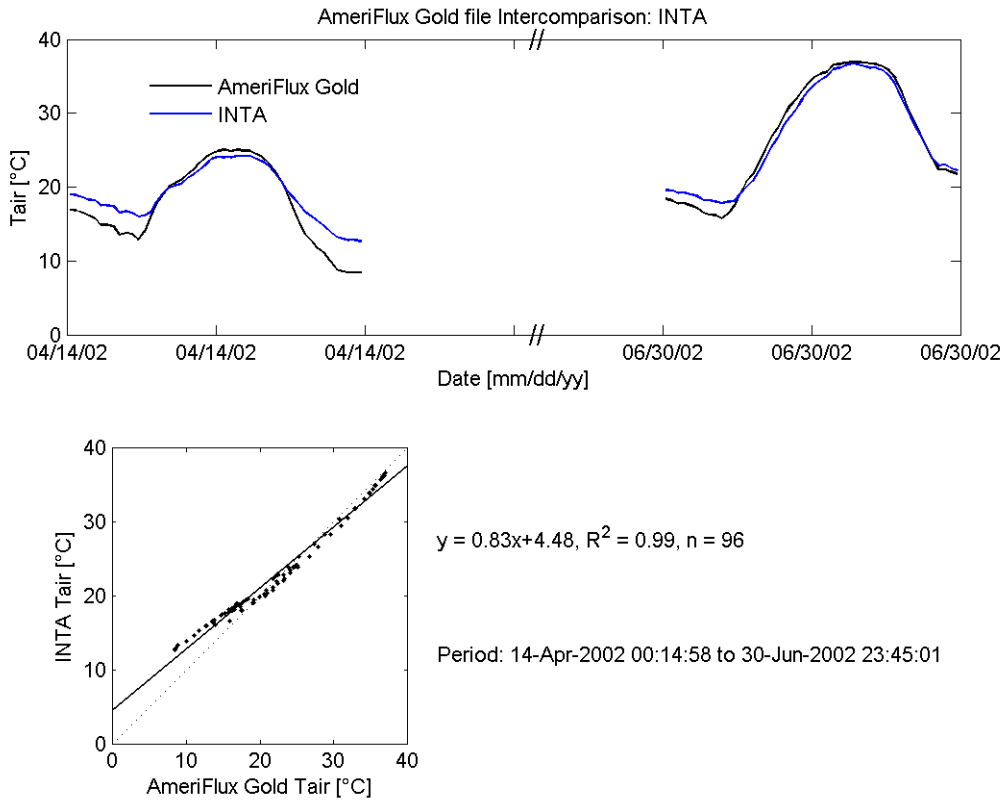


Figure 1: Air temperature: AmeriFlux gold files – INTA

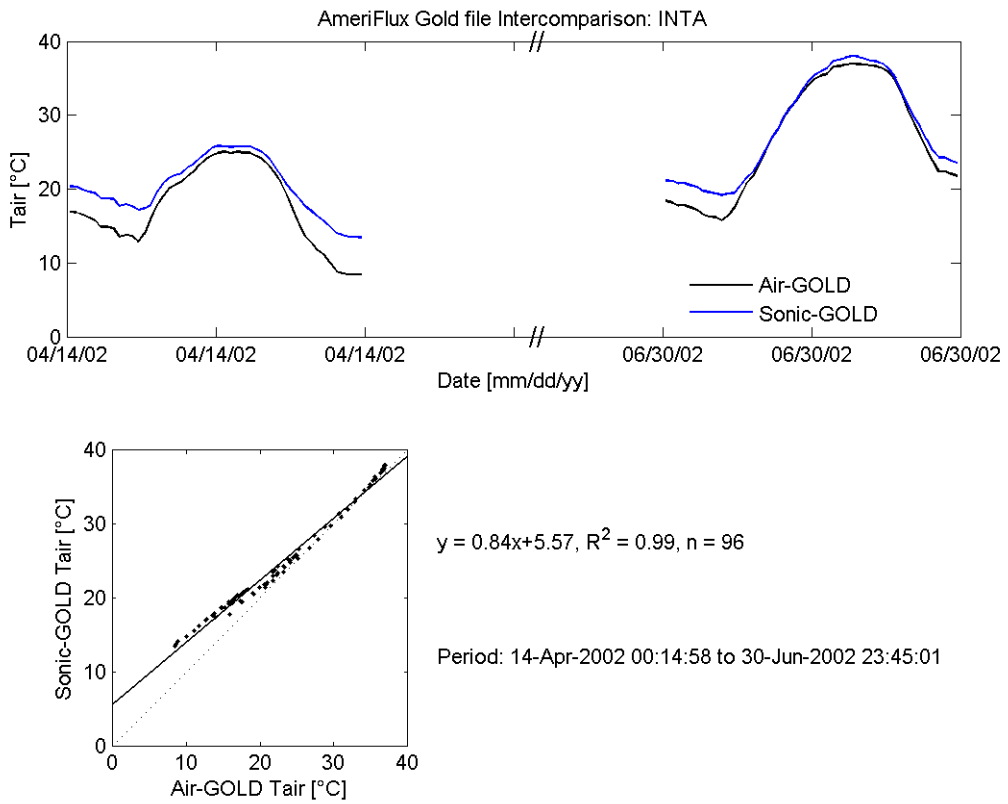


Figure 2: Air temperature – Sonic Temperature – GOLD files

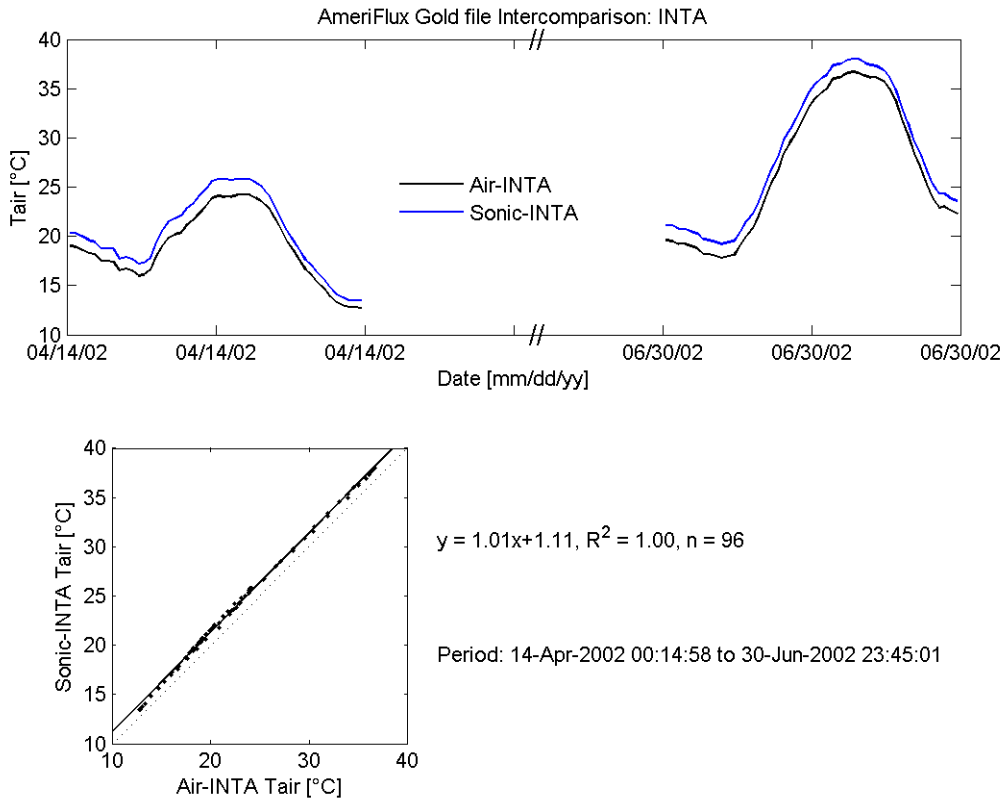


Figure 3: Air temperature - Sonic temperature – INTA

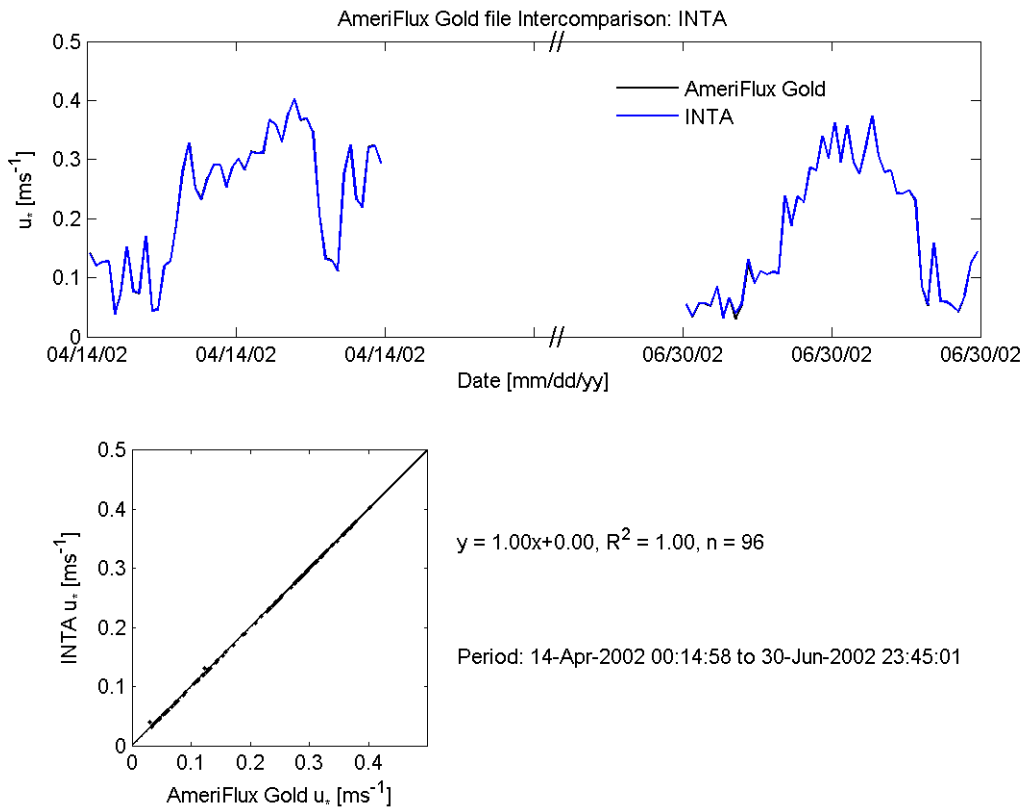


Figure 4: Friction velocity

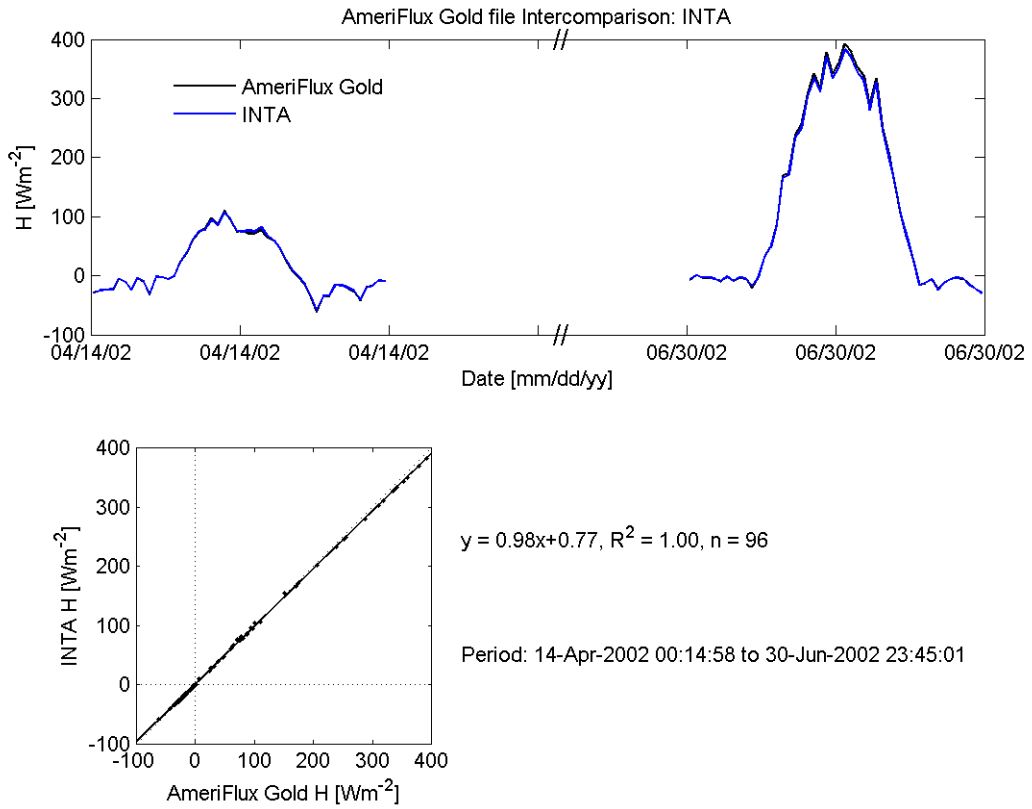


Figure 5: Sensible heat flux

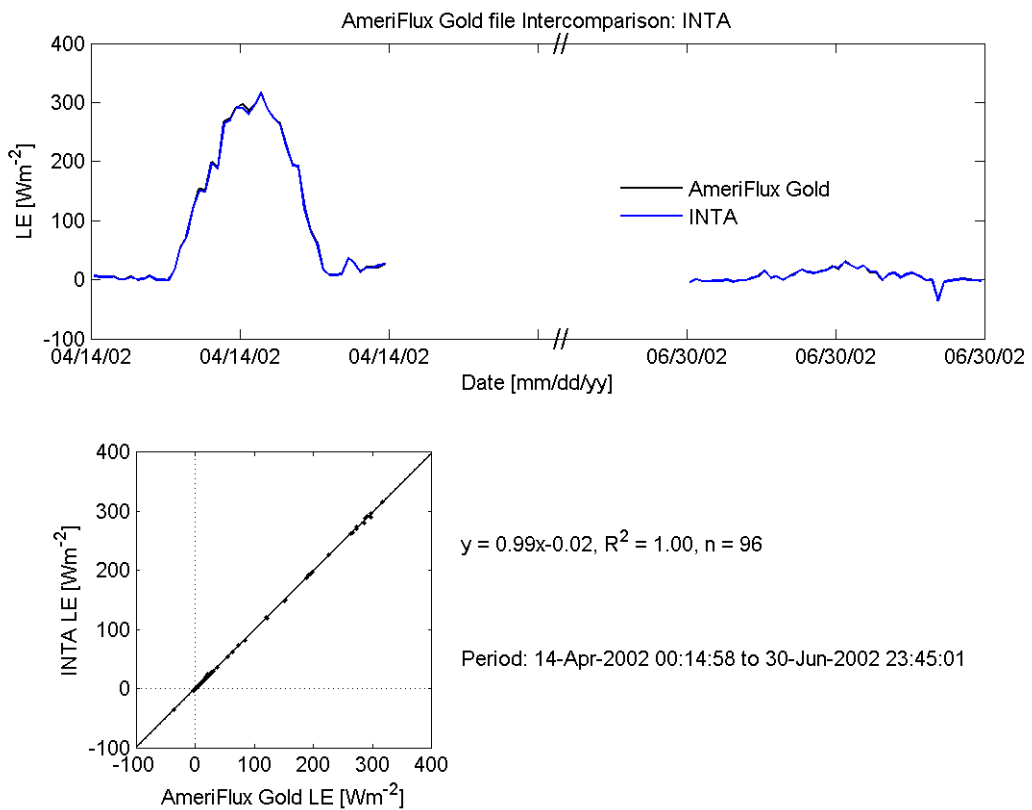


Figure 6: Latent heat flux

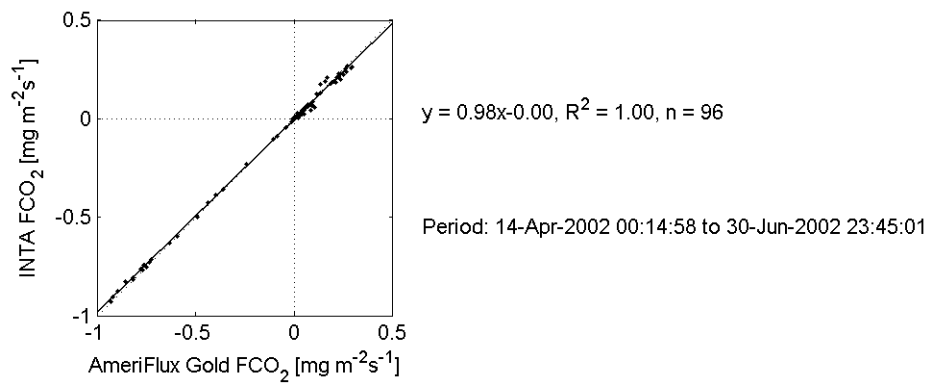
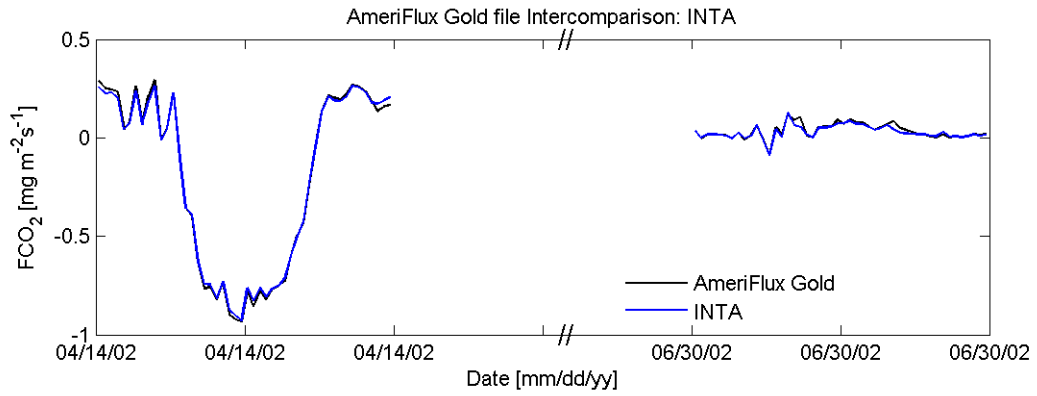


Figure 7: CO₂ flux

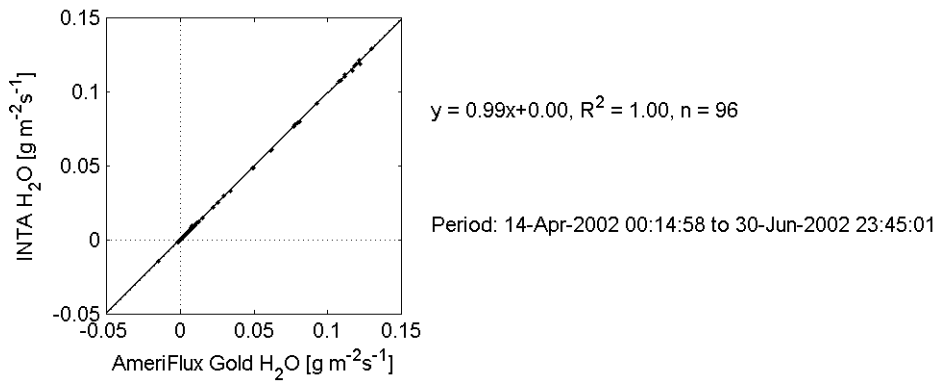
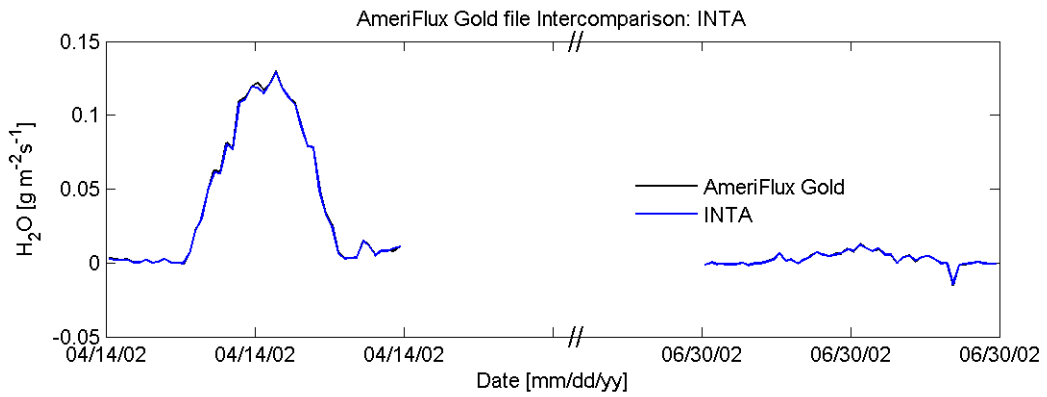


Figure 8: H₂O flux

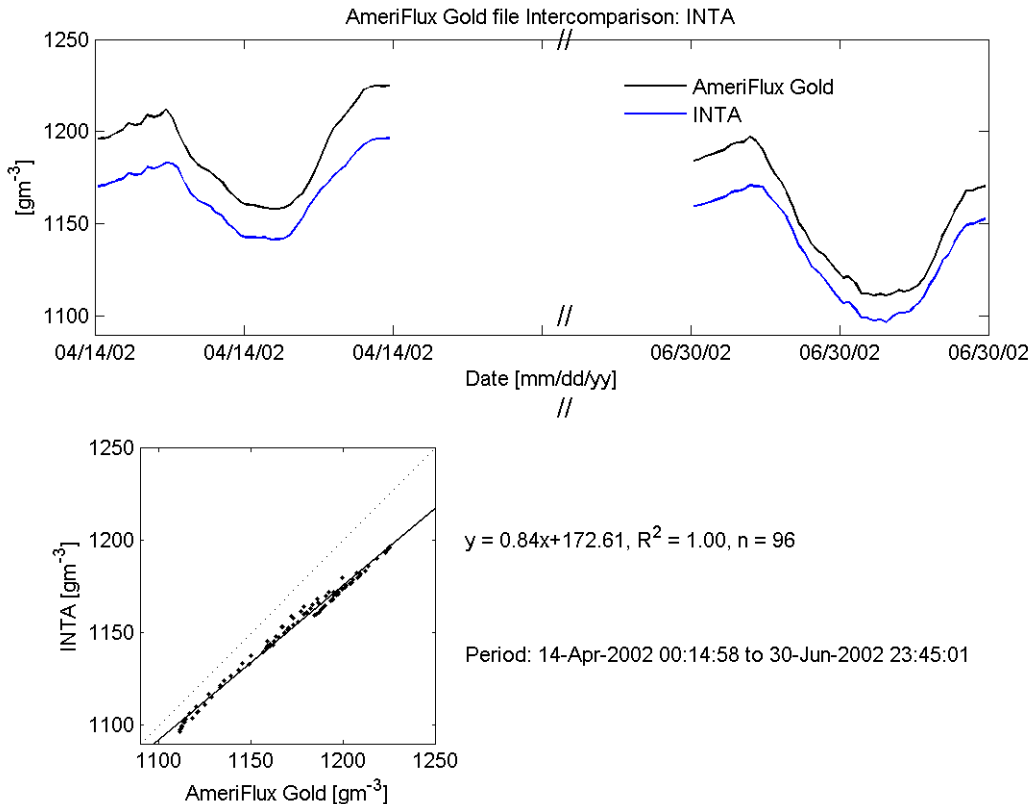


Figure 9: Dry air density

4.2. Aplicación de EddyPro 3.0 y comparación de resultados

EddyPro es un programa de la empresa LI-COR (Lincoln, Nebraska, USA) para computar flujos entre biosfera y atmosfera, en particular flujos de CO₂, del calor latente y del calor sensible. Su primera versión es del año 2010, en 2012 es disponible la versión EddyPro 3.0. EddyPro es adaptado a los analizadores de la empresa LI-COR, por ejemplo al analizador LI-COR 7500. El programa es descrito en la página web de la empresa LI-COR y se puede descargar el programa del sitio de web (www.licor.com/eddypro).

Conversión de archivos de medición a archivos de entrada legible por EddyPro

Es posible utilizar archivos de texto ASCII como archivos de entrada con los datos de las velocidades del viento, de la temperatura y de las concentraciones de CO₂ y vapor de agua. Estos archivos deben tener nombres y formatos particulares, para que EddyPro pueda leer los archivos de entrada. Los archivos de medición que genera el sistema de medición Metek USA-1 / LI-COR 7500 tienen nombres (por ejemplo Mercedes100312.dat) que no son compatibles con EddyPro. Además los archivos de medición contienen datos crudos para una hora completa, mientras para EddyPro es recomendable utilizar archivos que contienen datos crudos para 30 minutos, que es el período para el cual los flujos son calculados. Para superar este obstáculo fue creado un programa (Convertir_para_EddyPro.xls) con Excel VBA. El programa convierte los

archivos de medición en archivos que pueden ser leídos por EddyPro. El programa genera para cada archivo de medición dos archivos, por ejemplo:

Mercedes100312.dat → Mercedes_2009_276_1200.dat y
Mercedes_2009_276_1230.dat

Los nombres de los nuevos archivos contienen el sitio de la medición (p. ej. Mercedes), el año (p. ej. 2009), el día juliano (p. ej. 276) y la hora (p. ej. 1200 y 1230). Por lo tanto los nuevos archivos contienen el año de la medición, una información la cual no aparece en el nombre del archivo de medición. El primer archivo contiene las primeras 36000 filas del archivo de medición y el segundo archivo contiene las filas restantes.

Con la conversión de los archivos de medición generados por el sistema CSAT3 / LI-COR 7500 se obtiene archivos de la forma siguiente:

TOA5_3303.EddyRaw_2009_12_15_0230.dat → EddyRaw_2009_349_0230.dat.

En este caso los primeros cuatro filas del archivo de medición (filas que no contienen datos) son eliminadas. Además son eliminadas las dos primeras columnas (TIMESTAMP y RECORD).

Aplicación de EddyPro

EddyPro utiliza así llamados “proyectos” para llevar a cabo las computaciones de los flujos. Un proyecto se refiere por ejemplo a un sitio de medición. El usuario tiene que especificar las propiedades de las mediciones (p.ej. las coordenadas geográficas, el tipo del anemómetro y del analizador, el formato de los archivos de entrada). Se puede utilizar dos modos para la computación de los flujos, el “Express Mode” y el “Advanced Mode”. El EddyPro “Express Mode” es descrito en un documento de la empresa LI-COR. El “Advanced Mode” permite al usuario de especificar la manera con la cual los flujos son computados, por ejemplo el tipo de la corrección por la inclinación del anemómetro. Instrucciones para el uso de EddyPro se encuentran en los webinars (presentaciones audio-visuales) de la empresa LI-COR (http://www.licor.com/env/products/eddy_covariance/webinars.html).

Comparación de resultados

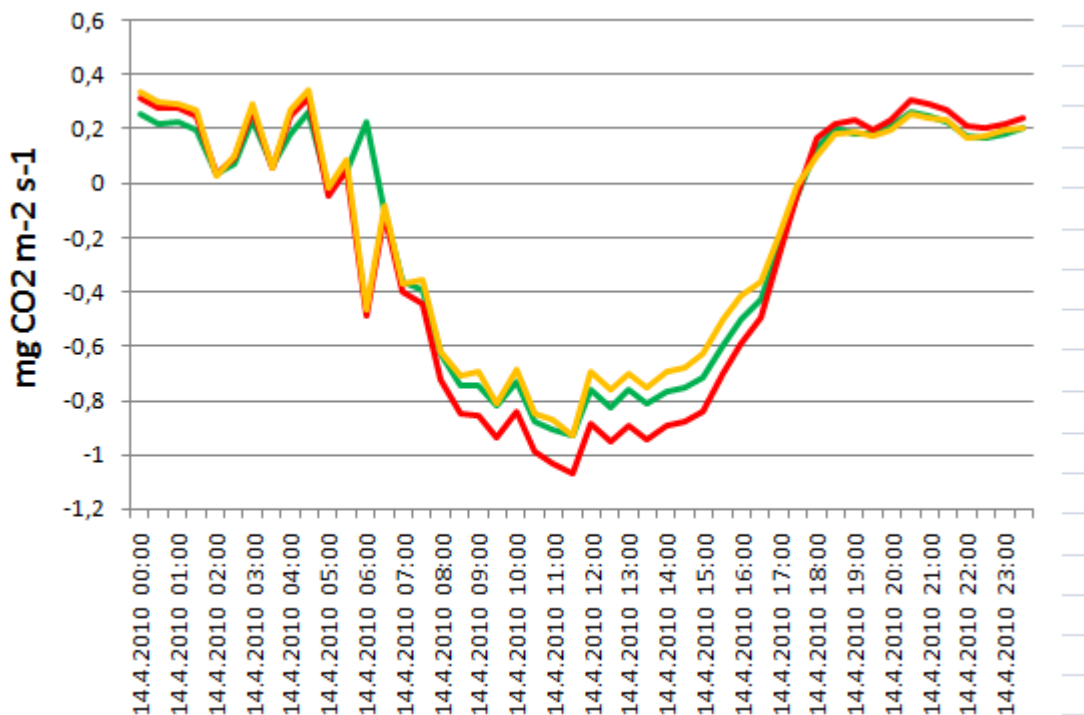
Los archivos puestos a disposición en el sitio de web del Oak Ridge National Laboratory (“golden files”) fueron procesados con EddyPro. Los resultados fueron comparados con los resultados de EVEDDY cuya calidad ya es conocida por la verificación del Oak Ridge National Laboratory. La coincidencia de los resultados EVEDDY con los resultados de EddyPro (véase las gráficas abajo) parece ser menos pronunciado que la coincidencia de los resultados EVEDDY con los resultados de referencia del instituto estadounidense. La coincidencia de los resultados EVEDDY es mejor con la aplicación “Express Mode” en comparación con “Advanced Mode”.

Además fueron procesados archivos de medición (Mercedes, 03 de octubre de 2009, sistema Metek USA-1 / LI-COR 7500) con EVEDDY y con EddyPro. En este caso la

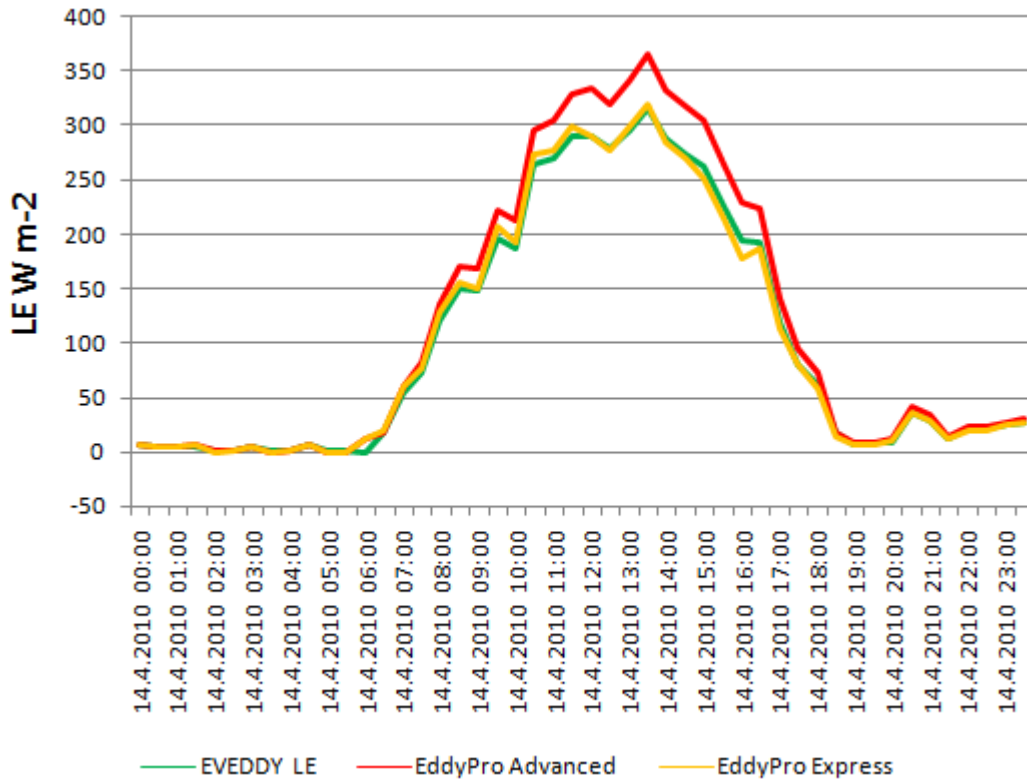
coincidencia de los resultados EVEDDY es mejor con los resultados obtenidos con EddyPro “Advanced Mode” en comparación con los resultados obtenidos con EddyPro “Express Mode”. Cabe destacar que una otra configuración para el “Advanced Mode” pueda llegar a una mejor coincidencia.

Aunque la comparación de los flujos exhibe resultados que no siempre son concluyentes el EddyPro pueda representar una alternativa para EVEDDY. El programa EddyPro contiene una gran variedad de opciones, y puede además llevar a cabo el análisis del footprint con tres diferentes modelos. Sin embargo su versión actual no realiza la determinación de un valor umbral de la velocidad de fricción u^* o el relleno de datos faltantes o el cálculo de la respiración del ecosistema.

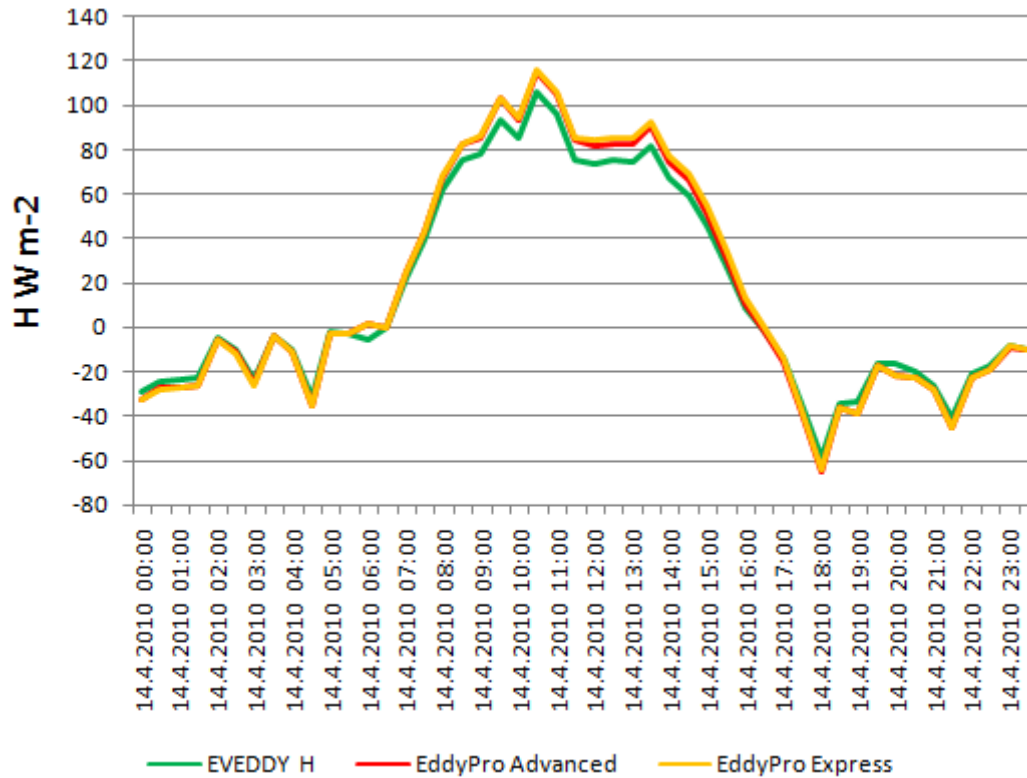
Flujo de CO₂ (“Golden files” día 104):



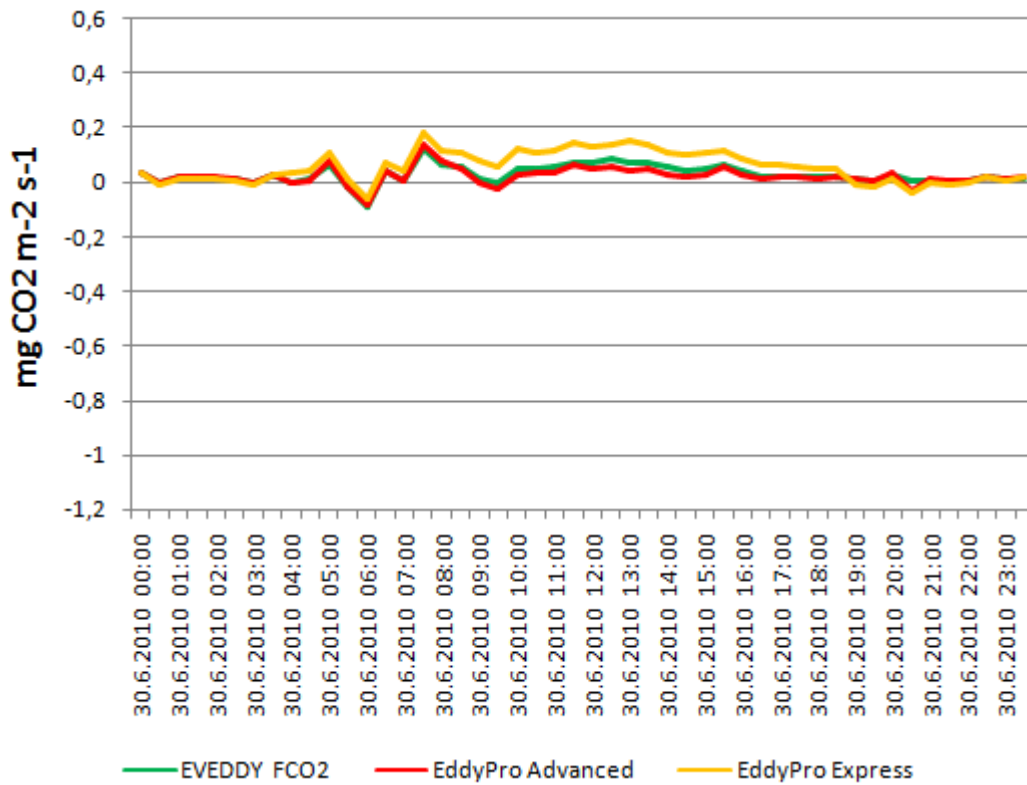
Flujo del calor latente (“Golden files” día 104):



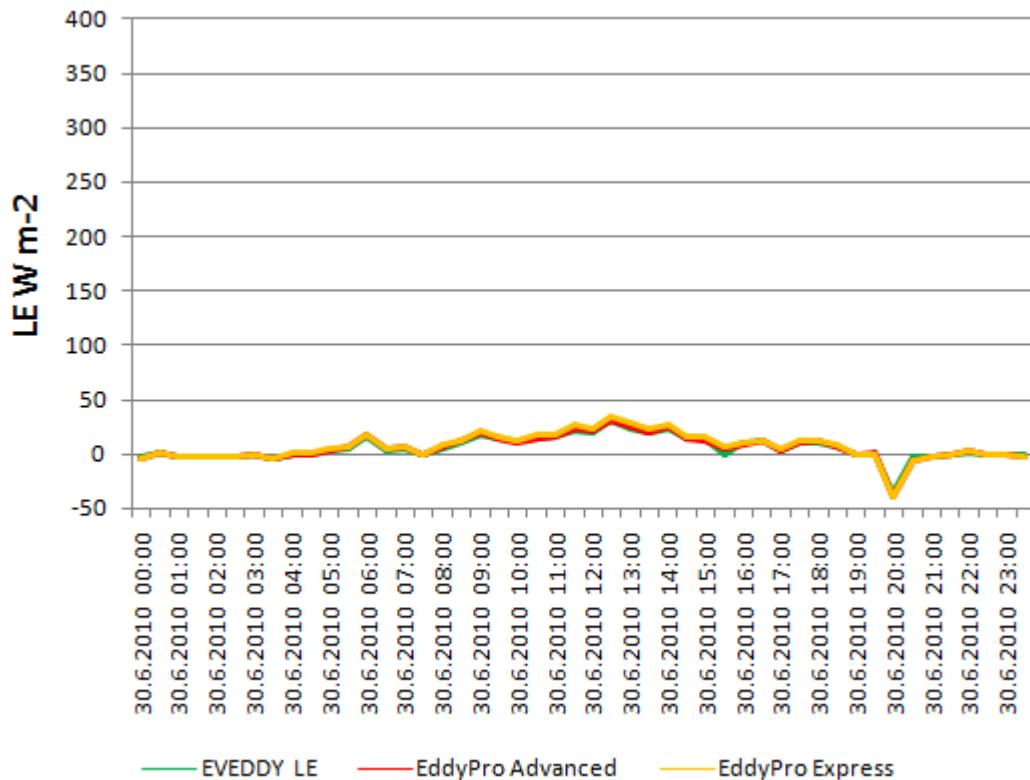
Flujo del calor sensible (“Golden files” día 104):



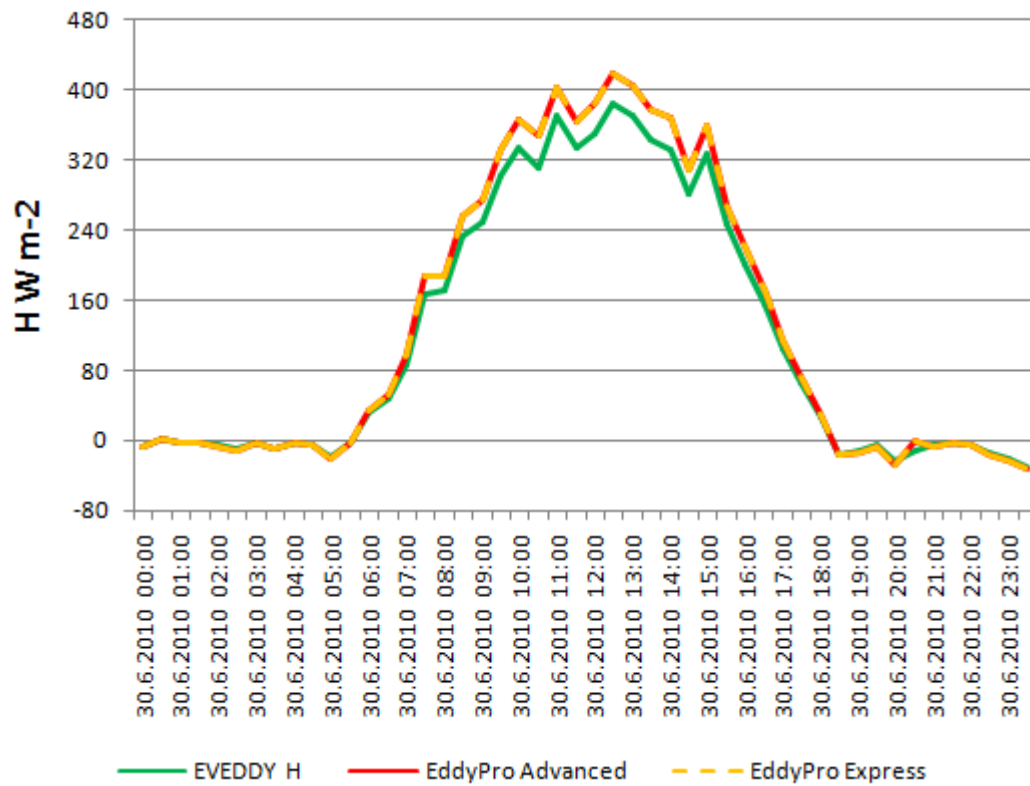
Flujo de CO2 (“Golden files” día 181):



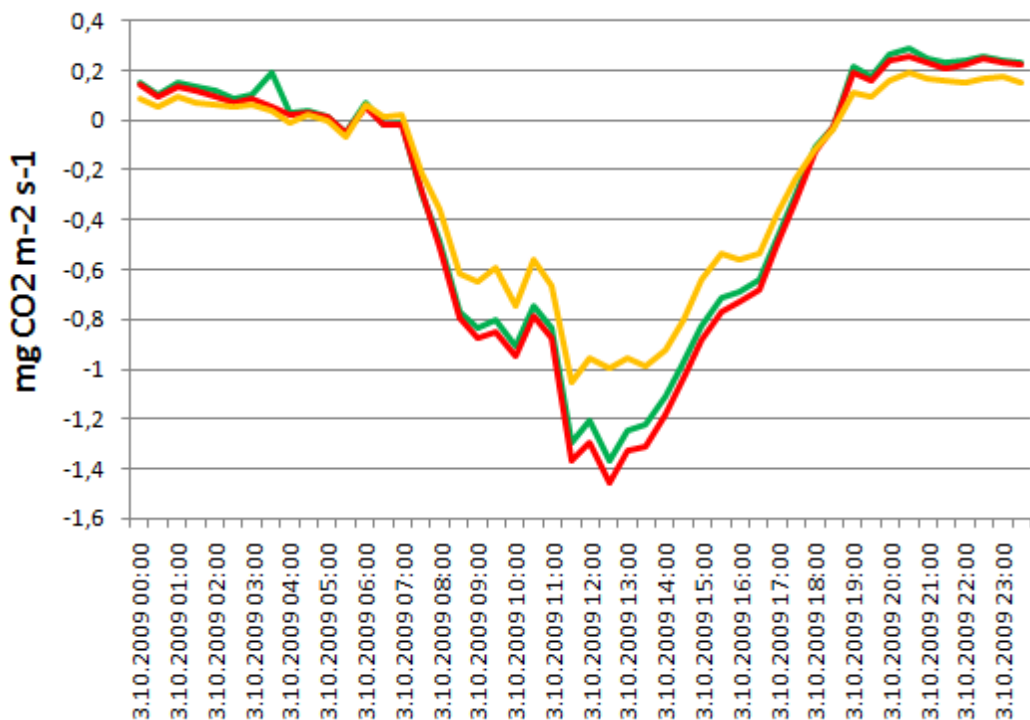
Flujo del calor latente (“Golden files” día 181):



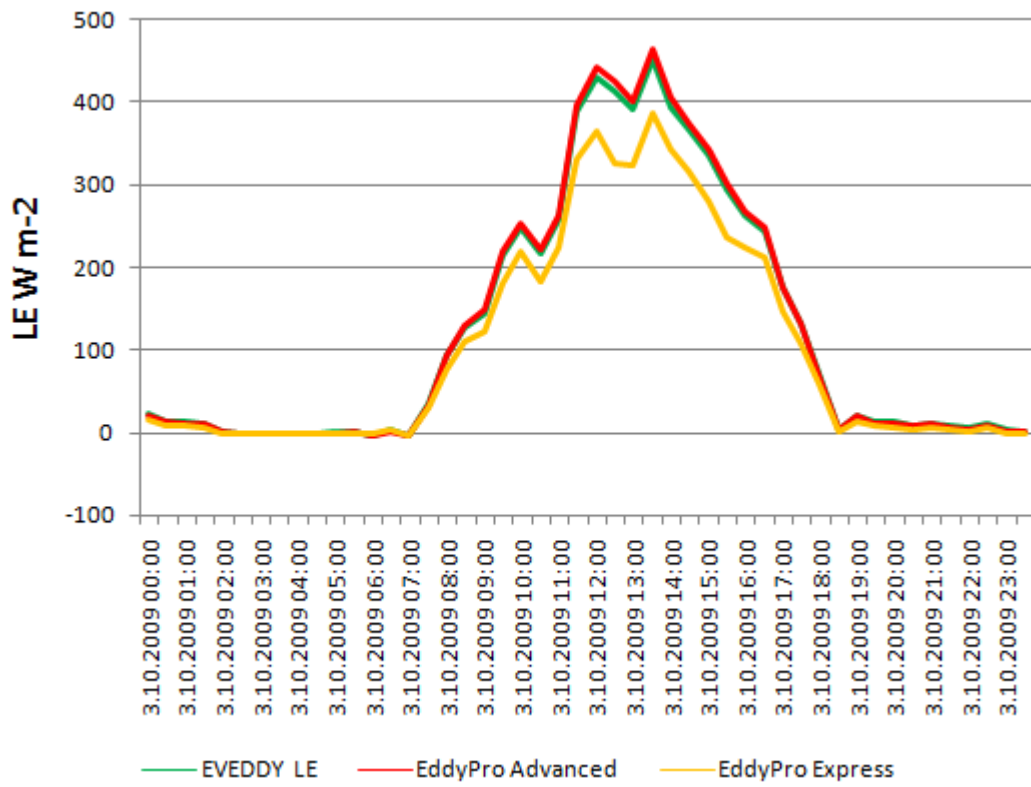
Flujo del calor sensible (“Golden files” día 181):



Flujo de CO2 (Mercedes 03 de octubre de 2009):



Flujo del calor latente (Mercedes 03 de octubre de 2009):



Flujo del calor sensible (Mercedes 03 de octubre de 2009):



Proyectos EddyPro disponibles

Cuatro proyectos fueron generados. Los proyectos son guardados en los siguientes archivos:

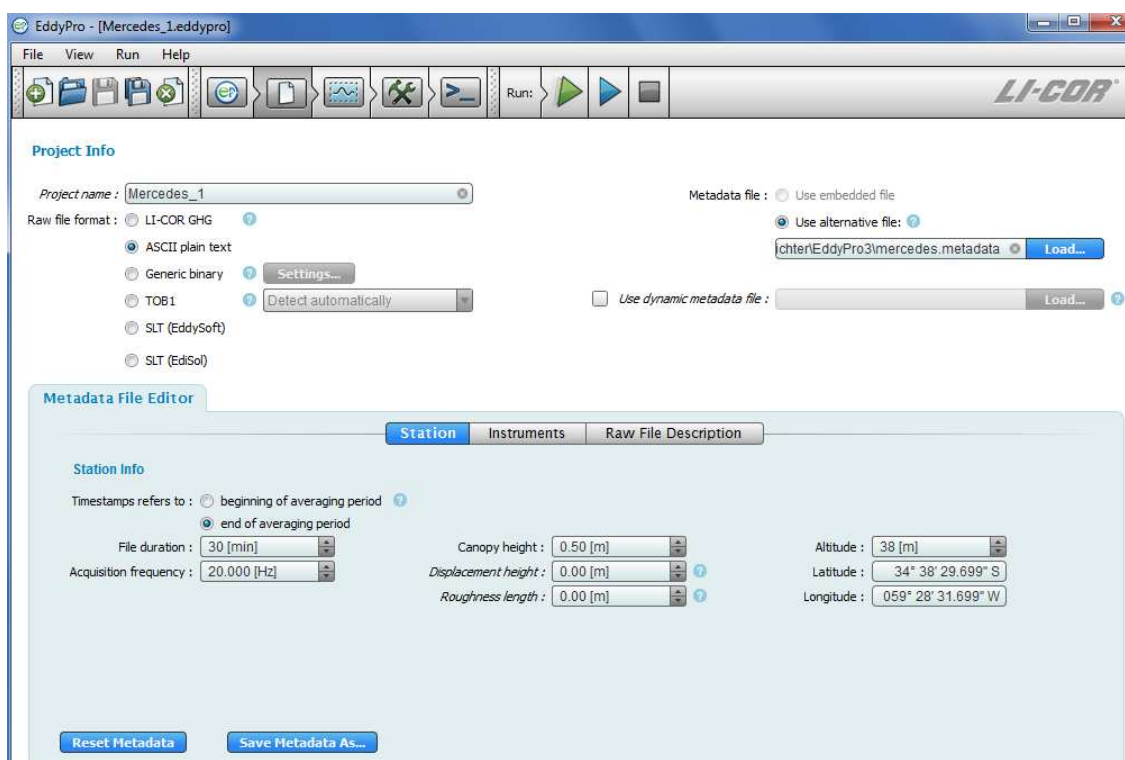
Mercedes_1.eddypro, mercedes.metadata
para el sistema Metek USA-1 / LI-COR 7500

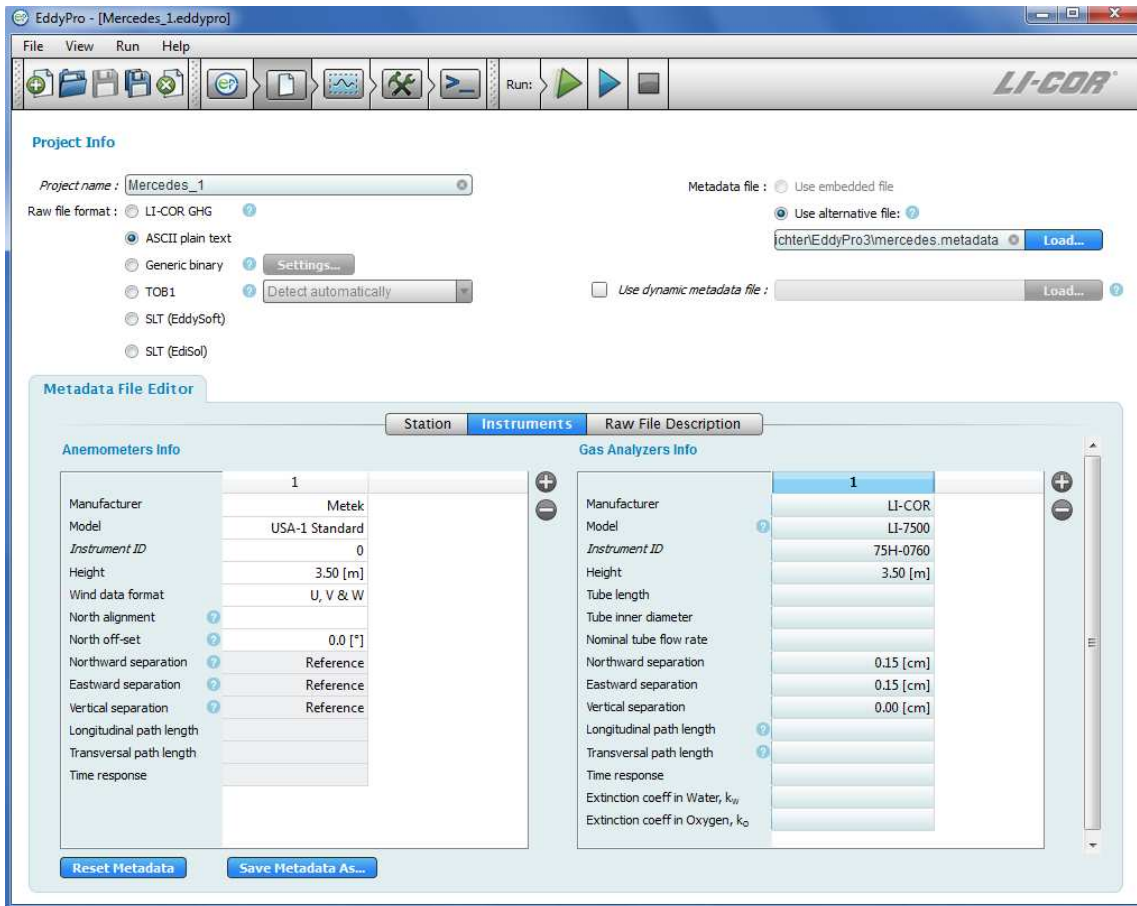
Virasoro_1.eddypro, virasoro.metadata
para el sistema CSAT3 / LI-COR 7500

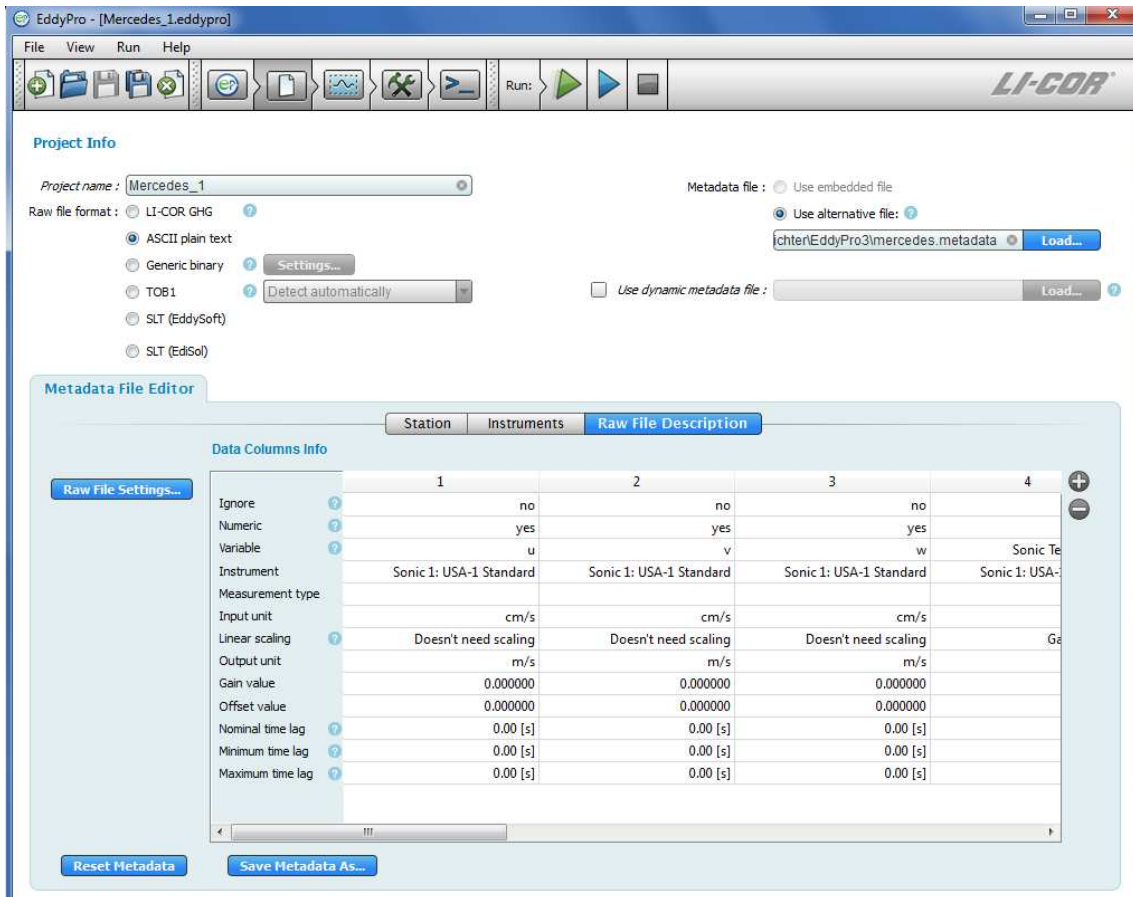
G104.eddypro, G104.metadata
para los archivos “golden files” del día juliano 104

G181.eddypro, G181.metadata
para los archivos “golden files” del día juliano 181

Las páginas siguientes muestran la configuración que se puede aplicar para las mediciones con el sistema Metek USA-1 / LI-COR 7500.



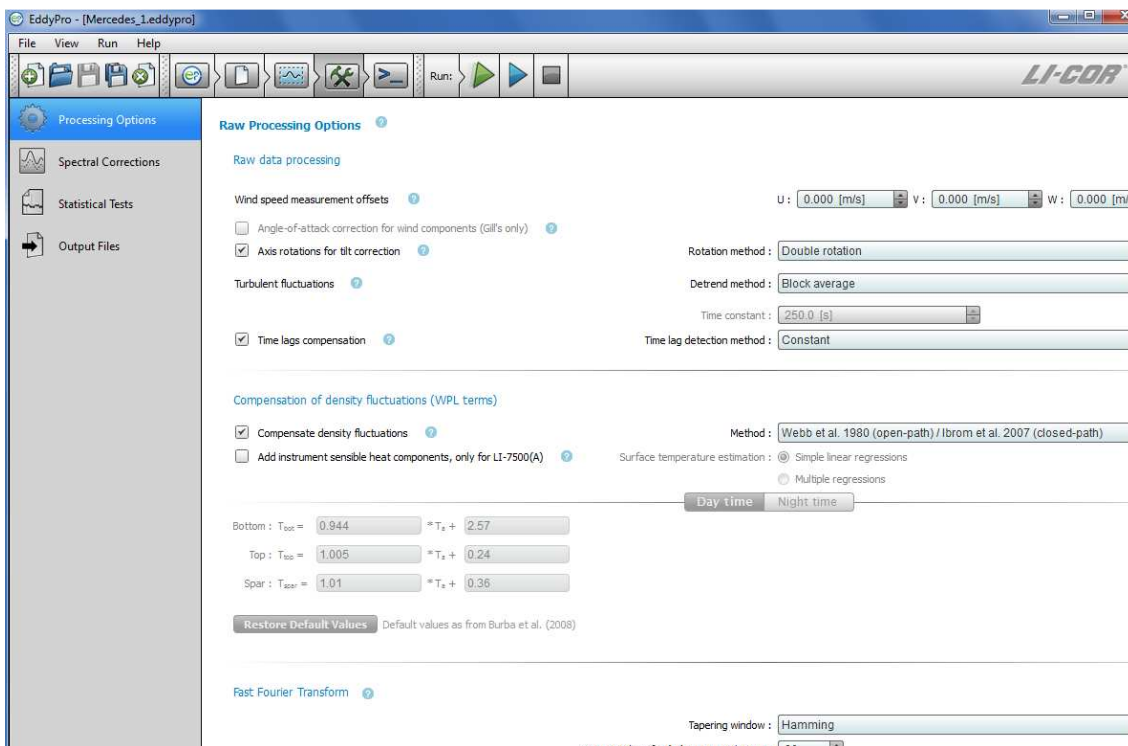
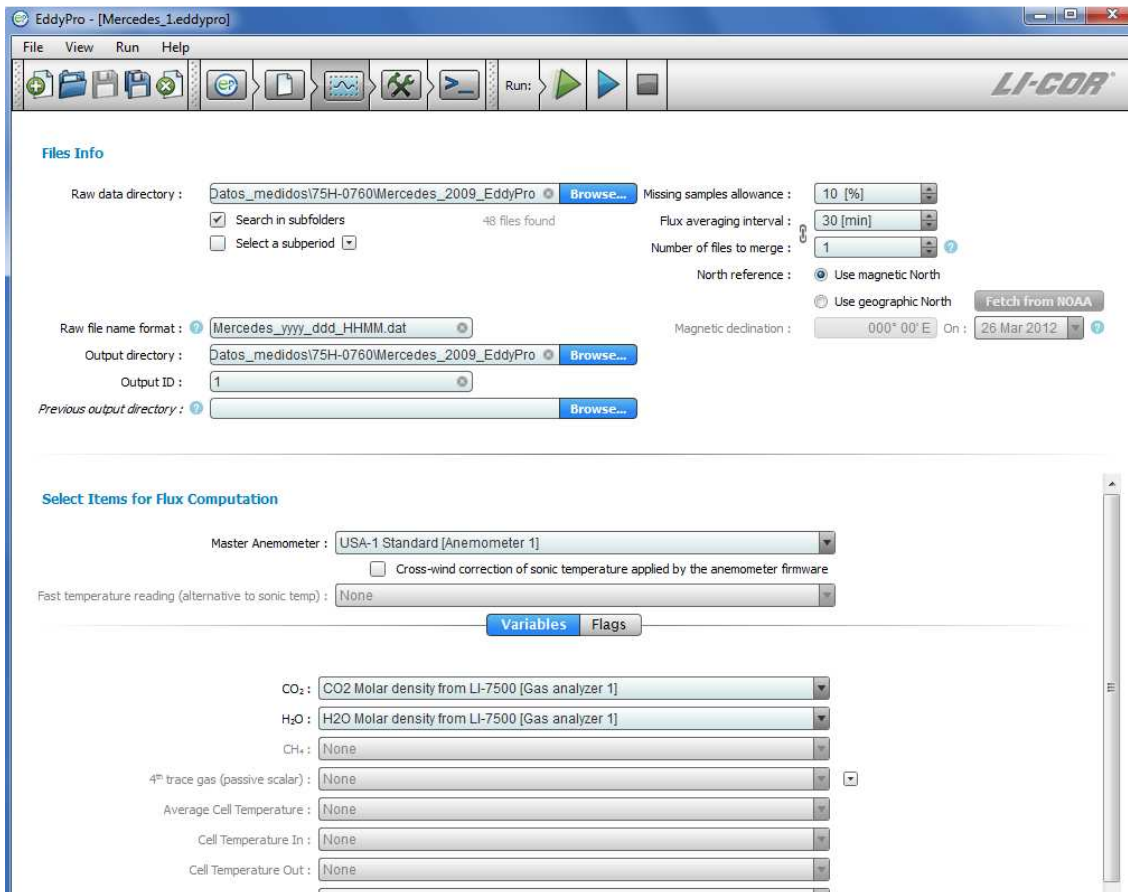


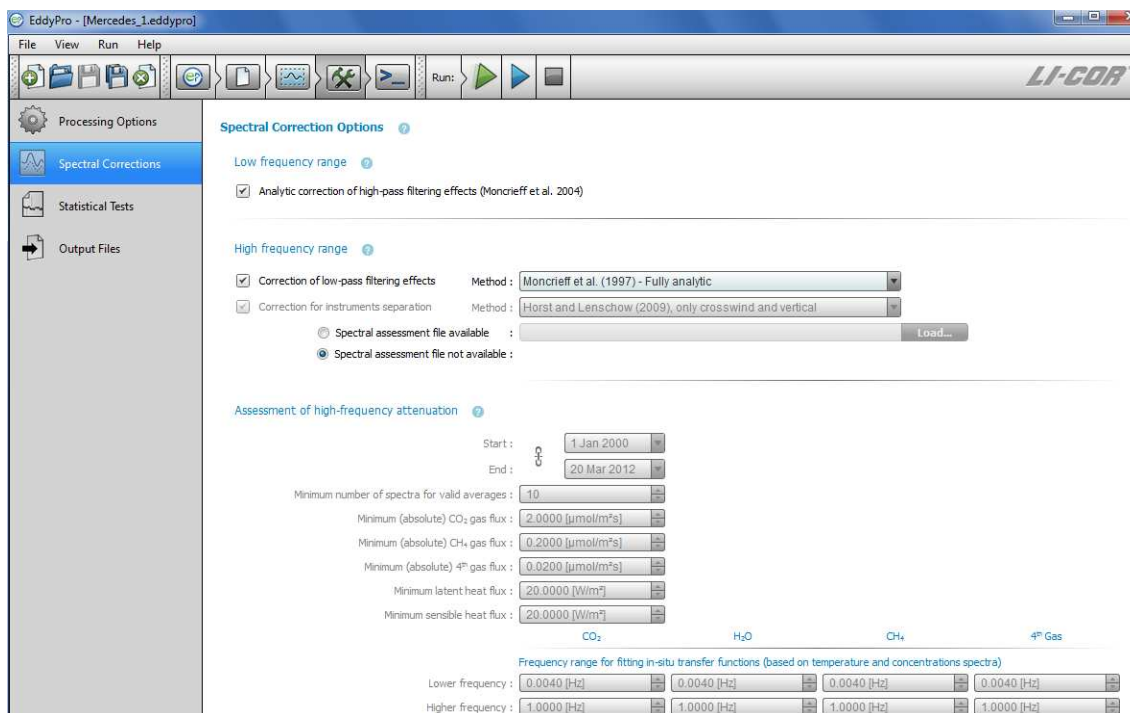


	1	2	3
Ignore	no	no	no
Numeric	yes	yes	yes
Variable	u	v	w
Instrument	Sonic 1: USA-1 Standard	Sonic 1: USA-1 Standard	Sonic 1: USA-1 Standard
Measurement type			
Input unit	cm/s	cm/s	cm/s
Linear scaling	Doesn't need scaling	Doesn't need scaling	Doesn't need scaling
Output unit	m/s	m/s	m/s
Gain value	0.000000	0.000000	0.000000
Offset value	0.000000	0.000000	0.000000
Nominal time lag	0.00 [s]	0.00 [s]	0.00 [s]
Minimum time lag	0.00 [s]	0.00 [s]	0.00 [s]
Maximum time lag	0.00 [s]	0.00 [s]	0.00 [s]

		Station	Instruments	Raw File Description
Data Columns Info				
		4	5	6
Ignore	?	no	no	no
Numeric	?	yes	yes	yes
Variable	?	Sonic Temperature	CO2	H2O
Instrument		Sonic 1: USA-1 Standard	Irga 1: LI-7500	Irga 1: LI-7500
Measurement type			Molar density	Molar density
Input unit		Other	Other	Other
Linear scaling	?	Gain - Offset	Gain - Offset	Gain - Offset
Output unit		°C	mmol/m ³	mmol/m ³
Gain value		0.011528	0.000400	0.044000
Offset value		3.674800	10.000000	0.000000
Nominal time lag	?	0.00 [s]	0.25 [s]	0.25 [s]
Minimum time lag	?	0.00 [s]	0.00 [s]	0.00 [s]
Maximum time lag	?	0.00 [s]	0.00 [s]	0.00 [s]

		Station	Instruments	Raw File Description
Data Columns Info				
		7	8	
Ignore	?	yes	yes	
Numeric	?	yes	yes	
Variable	?			
Instrument				
Measurement type				
Input unit				
Linear scaling	?	Doesn't need scaling	Doesn't need scaling	
Output unit				
Gain value		0.000000	0.000000	
Offset value		0.000000	0.000000	
Nominal time lag	?	0.00 [s]	0.00 [s]	
Minimum time lag	?	0.00 [s]	0.00 [s]	
Maximum time lag	?	0.00 [s]	0.00 [s]	





Visualización y procesamiento de los flujos calculados con EddyPro con EVEDDY

EddyPro genera archivos de salida, que tienen nombres como por ejemplo eddypro_0_full_output_2012-12-07T134912.csv. Estos archivos eddypro*full_output* con la extensión .csv contienen el flujo de CO₂, del calor latente, del calor sensible y muchas otras variables para cada media hora. Se ha creado la opción de cargar los resultados de EddyPro en la hoja de Excel “Resultados” de EVEDDY. La opción permite utilizar los flujos calculados por EddyPro para el procesamiento posterior de los resultados (acondicionamiento, relleno de huecos, cálculo de la respiración del ecosistema etc.). Entonces, si el usuario prefiere utilizar EddyPro para el procesamiento de los datos crudos todavía puede aplicar las herramientas que se encuentran en las fichas “Acondicionar” y “Agregar” del programa EVEDDY.

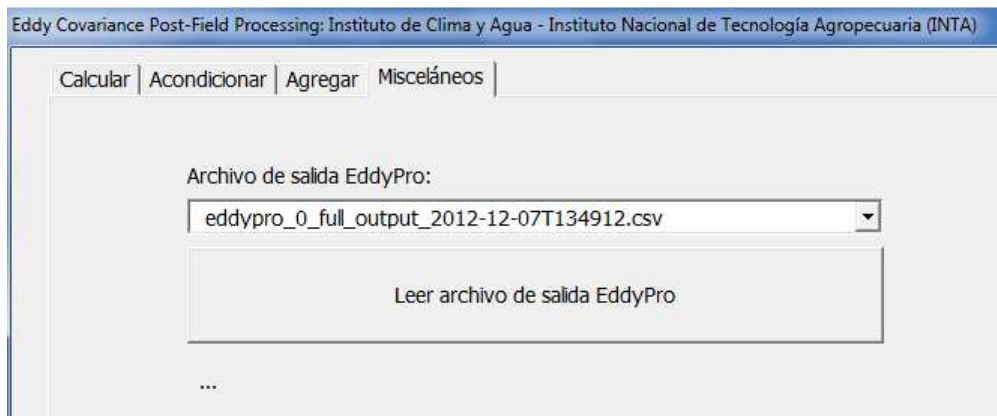
La siguiente tabla muestra las columnas que son creadas en EVEDDY en base de las columnas que se encuentran en los archivos de salida de EddyPro.

Columna del archivo de salida generado por EddyPro	Columna en la hoja de Excel “Resultados” (EVEDDY)	Unidad de la columna en la hoja de Excel “Resultados” (EVEDDY)
date, time fecha y hora del fin del período de medición	DATE/TIME	dd.mm.aaaa HH:MM
air_temperature (– 273.15 K)	MEAN_T	°C

temperatura del aire		
sonic_temperature (- 273.15 K) temperatura sónica	MEAN_TS	°C
air_density (× 1000) densidad del aire	MEAN_AIRDENSITY	g/m ³
air_pressure presión del aire	MEAN_P	Pa
co2_molar_density (× 44) densidad de CO ₂	MEAN_CO2	mg/m ³
h2o_molar_density (× 0.018) densidad de vapor de agua	MEAN_H2O	g/m ³
co2_flux (× 0.044) flujo de CO ₂	FCO2	mg/(m ² s)
un_co2_flux (× 0.044) flujo de CO ₂ no corregido	FCO2_uncorr	mg/(m ² s)
h2o_flux (× 0.018) flujo de vapor de agua	FH2O	g/(m ² s)
un_h2o_flux (× 0.018) flujo de vapor de agua no corregido	FH2O_uncorr	g/(m ² s)
LE flujo corregido del calor latente	LE	W/m ²
un_LE flujo no corregido del calor latente	LE_uncorr	W/m ²
H flujo corregido del calor sensible	SH	W/m ²
un_H flujo no corregido del calor sensible	SH_uncorr	W/m ²
Incertidumbre del flujo de CO ₂ (no disponible)	dFCO2	mg/(m ² s)
Incertidumbre del flujo del calor latente (no disponible)	dLE	W/m ²
Incertidumbre del flujo del calor sensible (no disponible)	dSH	W/m ²
Evapotranspiración (no disponible)	Eva_mm	mm
qc_co2_flux Índice de calidad para el flujo de CO ₂	QC_FCO2	-
qc_h2o_flux Índice de calidad para el flujo de vapor de agua	QC_FH2O	-
u* Velocidad de fricción	USTAR	m/s
L Longitud de Monin-Obukhov	L_OBUKHOV	m
u_rot	MEAN_UHOR	m/s

Componente u del viento rotado (velocidad del viento)		
v_rot Componente v del viento rotado (debe ser cero)	MEAN_VLAT	m/s
u_unrot Componente del viento a lo largo del eje u del anemómetro	MEAN_U	m/s
v_unrot Componente del viento a lo largo del eje v del anemómetro	MEAN_V	m/s
w_unrot Componente del viento a lo largo del eje w del anemómetro	MEAN_W	m/s
no disponible en EddyPro	COV_UHOR_UHOR	m ² /s ²
no disponible en EddyPro	COV_VLAT_VLAT	m ² /s ²
w_var varianza del viento vertical	COV_W_W	m ² /s ²
wind_dir dirección del viento	MEAN_WINDDIR	°
x_peak Distancia a lo largo del viento hasta el máximo del footprint	xmax	m
no disponible en EddyPro	xmaxX (coordenada UTM, calculado en base de las columnas x_peak y winddir)	m
no disponible en EddyPro	xmaxY (coordenada UTM, calculado en base de las columnas x_peak y winddir)	m
x_90% Distancia a lo largo del viento que abarca 90% (cumulativo) del footprint	xr	m
no disponible en EddyPro	xrX (coordenada UTM, calculado en base de las columnas x_90% y winddir)	m
no disponible en EddyPro	xrY (coordenada UTM, calculado en base de las columnas x_90% y winddir)	m
model tipo del modelo del footprint, por ejemplo Hsieh	model	-

Tabla de columnas en la hoja “Resultados” después de cargar un archivo de salida de EddyPro.



Botón de comando en el programa EVEDDY para cargar columnas de un archivo de salida creado por EddyPro.

5. Símbolos seleccionados

α, β, γ : Ángulos para la corrección “Planar Fit”
(pitch angle α , roll angle β , yaw angle γ).

α, β, γ : Parámetros para la corrección espectral

A, B : Factores de corrección para la corrección de efectos por el viento lateral

c_p : Calor específico del aire a presión constante = $1004.67 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$

c_v : Calor específico del aire a volumen constante = $718 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$

E : Tasa de evapotranspiración en mm d^{-1}

F_{CO_2} : Flujo de dióxido de carbono en $\text{kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$

F_v : Flujo de vapor de agua en $\text{kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$

g : Aceleración gravitacional = 9.81 m s^{-2}

h : Altura sobre el nivel del mar en m

H : Flujo del calor sensible en W m^{-2}

k : Constante de von Kármán, $k = 0.4$

L : Longitud de Obukhov en m

L : Inductancia en s, usado para la corrección espectral

- λ : Calor latente de vaporización para agua en J kg^{-1}
- λE : Flujo del calor latente en W m^{-2}
- m_d : Masa molecular de aire seco = $28.9645 \cdot 10^{-3} \text{ kg mol}^{-1}$
- m_v : Masa molecular de vapor de agua = $18.015 \cdot 10^{-3} \text{ kg mol}^{-1}$
- μ : Cociente entre la masa molecular de aire seco y la masa molecular de vapor de agua = $m_d / m_v = 1.6077$
- n_0 : Parámetro para la corrección espectral en s^{-1}
- N : Número de mediciones; para un intervalo de medición de 30 minutos y una frecuencia de medición de 20 Hz: $N = 36000$
- ζ : Factor sin dimensión, usado para la corrección espectral
- p : Presión del aire en Pa
- p_0 : Presión estándar al nivel del mar = 101325 Pa
- P : Matriz de transformación para la corrección “Planar Fit” con los elementos de matriz $P_{11}, P_{12}, P_{13}, P_{21}, P_{22}, P_{23}, P_{31}, P_{32}$ y P_{33}
- q : Humedad específica = $\rho_v / (\rho_d + \rho_v)$, sin dimensión
- R_d : Constante de gas para aire seco = $287.05 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$
- R_v : Constante de gas para vapor de agua = $461.525 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$
- ρ : Densidad del aire (húmedo) en kg m^{-3}
- ρ_d : Densidad del aire seco en kg m^{-3}
- ρ_v : Densidad de vapor de agua en kg m^{-3}
- σ : Cociente entre la densidad del vapor de agua y la densidad del aire seco
- σ_r : Error aleatorio (desviación estándar) del flujo medido en $\text{mg CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ para el flujo de CO_2 y en W m^{-2} para los flujos del calor latente y del calor sensible
- σ_g : Error (desviación estándar) del flujo causado por la aplicación del relleno de huecos en $\text{mg CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ para el flujo de CO_2 y en W m^{-2} para los flujos del calor latente y del calor sensible
- T : Temperatura del aire en K
- T_{sonic} : Temperatura sónica en K

μ : Cociente de la masa molecular de aire seco y de vapor de agua, $\mu = 1.6077$

u, v : Velocidades de los dos componentes del viento horizontal en m s^{-1}

w : Velocidad del viento vertical en m s^{-1}

u_2, v_2, w_2 : Velocidades de los componentes del viento en el sistema de coordenadas, que fue generado por la metodología “2-D coordinate rotation” en m s^{-1}

x, y, z : Ejes de un sistema cartesiano

z_m-d : Altura de medición sobre el cero-plano de desplazamiento en m, utilizado para la corrección espectral

z_m : Altura de medición en m

Literatura adicional:

Aubinet, M., Grelle, A., Ibrom, A., Rannik, U., Moncrieff, J., Foken, T., Kowalski, A.S., Martin, P.H., Berbigier, P., Bernhofer, C., Clement, R., Elbers, J., Granier, A., Grünwald, T., Morgenstern, K., Pilegaard, K., Rebmann, C., Snijders, W., Valentini, R., Vesala, T. (2000): Estimates of the annual net carbon and water exchange of forests: the EUROFLUX methodology. *Advances in Ecological Research* 30, 113–175.

Lee, X., Massman, W.J. and B. Law, B. (Editors) (2004): *Handbook of Micrometeorology: A Guide for Surface Flux Measurement and Analysis*. Kluwer, Dordrecht.