

Intercambios de CO_2 y vapor de agua en ecosistemas de alta montaña de matorral mediterráneo



Grupo Física de la Atmósfera



Universidad de Granada



Centro Andaluz de Medio Ambiente

Borja Ruiz Reverter
Departamento de Física Aplicada
Universidad de Granada

Candidato a Doctor en Física
Tesis dirigida por Andrew S. Kowalski

Mayo 2011

El trabajo de investigación que se expone en la presente memoria, con título: 'Intercambios de CO₂ y vapor de agua en ecosistemas de alta montaña de matorral mediterráneo', que, para aspirar al grado de doctor presenta Borja Ruiz Reverter ha sido realizado en la Universidad de Granada bajo fondos concedidos por la Junta de Andalucía en el marco del proyecto de excelencia 'Balance de carbono y agua en ecosistemas de matorral mediterráneo' bajo la dirección de Andrew S. Kowalski.

Tribunal asignado

- Presidente: Lucas Alados Arboledas (Catedrático Universidad de Granada, Granada)
 - Secretario: Francisco José Olmo Reyes (Catedrático Universidad de Granada, Granada)
 - Vocal: Francisco Domingo Póveda (Científico titular EEZA-CSIC, Almería)
 - Vocal: Arnaud Carrara (Investigador Senior CEAM-UMH, Valencia)
 - Vocal: Annabel Porté (Científico titular INRA, Bordeaux, Francia)
-
- Suplente: Víctor Resco de Dios (Investigador contratado doctor CIFU Castilla la mancha)
 - Suplente: Penélope Serrano Ortiz (Contrato Juan de la Cierva EEZA-CSIC Almería)

Director de tesis

Andrew Stephen Kowalski

Agradecimientos

En los 'albores' de los tiempos, cuando entre otras cosas todavía no llegaba a entender que eran aquello de 'dientes de leche' y por qué tenían que caerse, crecía leyendo sobre temas digamos que poco convencionales. Me apasionaban los ya anticuados ovnis, los entonces casi desconocidos planetas del sistema solar, el misterio, quizá ya fraude, del yeti, el flamante poder de la mente o la ya barriobajera astrología. Mi madre siempre fue una drogadicta de la lectura. Tanto que eligió mi nombre del heroico protagonista de una de sus novelas. Mi madre es la culpable de despertarme esa ávida curiosidad para investigar. ¡Gracias mamá por tener siempre la casa llena de libros!

Supongo que tanto libro exotérico te hace perder un poco el norte y más en aquellos tiempos en los que no existía Internet y la única guía posible era la ya obsoleta enciclopedia. Posiblemente para cuando me empezaba a salir la barba sabía más de quiromancia o guija que de lengua o matemáticas. Sin embargo, mi padre siempre me puso los pies en la tierra. Con una paga de 500 pesetas todos los lunes difícilmente podía permitirme demasiado. Además, costaba ganárselo porque para conseguir tal remuneración tenía que, entre otras cosas, hacer la cama todos los días sin falta porque sino me la deshacía entera dándole la vuelta al colchón. Supongo que gracias a eso y otras 'ideas' similares él me ha hecho comprender el sentido de la responsabilidad, la humildad y la disciplina. ¡Gracias papá! Gracias también a mis hermanos Israel y Almudena que me han hecho crecer en un ambiente cálido y acogedor. Gracias familia.

En el transcurso de mi periodo predoctoral me he encontrado con personas fundamentales para conseguir llegar a este punto. Por ejemplo, cuando me encontraba completamente desbordado y saturado mi compañero Enrique llegó como agua de Mayo trayendo consigo una oleada de aire fresco. Su compromiso durante todo este periodo ha sido inestimable. No poco ha contribuido también mi compañera Penélope. Ella es una gran trabajadora y, además de iniciarme en mi

responsabilidad, ha aparecido continuamente cuando me he encontrado desorientado. Finalmente, mi director Andy ha sido esencial. Siempre me ha guiado por el buen camino, me ha dado innumerables consejos y me ha enseñado muchísimo. Esta tesis doctoral nunca hubiera sido posible sin él. Por ello y por todo lo que me ha enseñado le estaré eternamente agradecido. ¡Gracias compañeros!

Por supuesto, gracias especiales a Juanlu. Sin él nunca hubiera conocido a esta gran comunidad de investigadores en la que me he formado. Gracias enormes a Alberto por su continuo asesoramiento y por su facilidad para el reduccionismo. Gracias a mi 'hermanastro' Dani ¡Qué duro y poco reconocido eran aquellas noches lidiando con aquel caprichoso fotómetro estelar! Gracias a Lucas y Paquito. Gracias a Juan Antonio, Hassan, Mariajo, Gloria, Antonio y Franchu por reírme continuamente con vosotros. Gracias a Juan Alfredo por esos 'programillas' y a Jose y Dani por contribuir a un cálido ambiente laboral. Gracias también a Monique Leclerc, Henrique Duarte, Dave Durden, Natchaya Pingintha y a Zhang Gengsheng, mi directora y compañeros de estancia en la Universidad de Georgia. Ellos me hicieron sentir como en casa y confiaron plena y ciegamente en mí. ¡Nos vemos en el Golden Corral! Gracias también a Victor Resco, a Arnaud y a Daniel Calandria por vuestras geniales ideas, por supuesto como no al equipo ecólogo: Sara, Jorge y Regino, y finalmente a la continua ayuda de Almería: Paco, Ana y Cecilio.

En último lugar, gracias formales al Parque Nacional de Sierra Nevada por su continuo apoyo logístico, a la Agencia Española de Meteorología (AEMET) por facilitar datos y a George Burba por sus inestimables puntualizaciones.

*Este trabajo
está dedicado
a Eva y a Nicolas,
nuestro hijo perdido...*

Resumen

La preocupación por el cambio climático está concienciando a la comunidad internacional. Como consecuencia en los últimos años han surgido numerosos estudios para cuantificar los intercambios de carbono y vapor de agua de los ecosistemas terrestres con el objetivo de caracterizar la retroalimentación que el calentamiento global podría estar produciendo sobre la superficie. De esta manera, caracterizar localmente nuestros sumideros en el sentido de conocer su capacidad para asimilar CO₂ y vapor de agua es fundamental.

En los últimos años la técnica *eddy covariance* se ha consolidado como la herramienta más útil para cuantificar estos intercambios de masa y energía entre la atmósfera y el ecosistema. Este procedimiento, y otros de carácter complementario como las cámaras de suelo, son los empleados en este trabajo. Así, se explicará en detalle sus fundamentos físicos, su aplicación y aplicabilidad y la manera de corregirlos sus inconvenientes.

Hasta la fecha existía un vago conocimiento de los intercambios de CO₂ y vapor de agua en ecosistemas de alta montaña. Sin embargo, el estudio de estos ecosistemas recobra interés debido a su alto grado de vulnerabilidad al cambio climático y a la necesidad de las redes de flujos de carbono de abarcar todos los tipos de ecosistemas terrestres para cuantificar con menor incertidumbre las emisiones de gases de efecto invernadero a escala global. En este trabajo se estudiarán dos ecosistemas de montaña de matorral mediterráneo pertenecientes al Parque Nacional de Sierra Nevada: el piornal alpino de Laguna Seca y el ecosistema en la loma de Lanjaron recuperandose del incendio de septiembre 2005.

Los resultados obtenidos muestran patrones estacionales de intercambio de carbono y vapor de agua parecidos en ambos ecosistemas. Concretamente, el momento de las entradas de agua (lluvia o nieve) determinan el comienzo, duración y potencial de absorción de carbono

durante la época de crecimiento biológico. Además, debido al período de sequía, característico de los ecosistemas mediterráneos, se detectan grandes pulsos de respiración tras las primeras lluvias otoñales o de finales del estío. Tras estas lluvias y con condiciones meteorológicas favorables, la fotosíntesis puede llegar a reactivarse, dando lugar a una nueva época de crecimiento biológico.

A pesar de presentar patrones estacionales comunes, cada ecosistema estudiado ofrece sus particularidades. Por ejemplo, en la zona quemada de Lanjaron se encontraron mayores emisiones de CO₂ que en Laguna Seca con las primeras lluvias tras el seco verano. Estas diferencias en los patrones estacionales son las responsables de las discrepancias que se encuentran en el balance neto entre distintos años y entre distintas zonas experimentales. De esta manera, los dos ecosistemas se comportaron como fuente anual de carbono emitiendo, en el caso de Laguna Seca, $52 \pm 7 \text{ g C m}^{-2}$ en 2007 y $48 \pm 7 \text{ g C m}^{-2}$ en 2008 y en el caso de Lanjaron $191 \pm 24 \text{ g C m}^{-2}$ en 2008 y $76 \pm 13 \text{ g C m}^{-2}$ en 2009.

El uso de la técnica *eddy covariance* para el estudio de intercambios de CO₂ y vapor de agua se ha extendido rápidamente. Sin embargo, aún en la actualidad aparecen nuevas correcciones que modifican los resultados obtenidos. En este sentido, recientemente se ha demostrado que el calentamiento que genera el propio aparato de medida afecta a las estimaciones de los intercambios de carbono y vapor de agua (corrección de Burba). Aunque tal corrección ha sido descartada en algunos estudios posteriores en climas templados y cálidos, en las zonas experimentales frías como las de Lanjaron y Laguna Seca su aplicación se torna fundamental para evitar días de aparente secuestro de carbono sin sentido biológico. En esta tesis doctoral se ha estudiado en profundidad dicha corrección, aplicándose a otras zonas experimentales de la red española de medidas de flujos CARBORED-ES para analizar los fundamentos de la misma. Como consecuencia de este análisis se han encontrado otras metodologías de corrección al propio calentamiento del aparato de medida más eficaces para estimar el valor de la magnitud anual de la corrección. Esto último nos permite calcular la corrección de Burba en cualquier zona experimental a partir exclusivamente de la temperatura media anual del lugar sin necesidad de disponer de valores de intercambios de CO₂ a menor escala.

Para estimar los intercambios de CO_2 y vapor de agua con la técnica *eddy covariance* se requiere medir sincronizadamente la velocidad del viento en sus tres componentes y la densidad de CO_2 y vapor de agua a muy alta frecuencia (10 o 20 Hz típicamente). Esto genera una gran cantidad de datos que necesitan ser gestionados y posteriormente procesados y corregidos con habilidad para obtener resultados finales coherentes. La iniciativa de crear nuestras propias rutinas de procesamiento para analizar los flujos de masa y energía en la zona experimental de Laguna Seca se hizo extensiva a otras zonas experimentales derivando en un *software* para el procesamiento de datos meteorológicos de libre distribución que aquí se presenta.

Abstract

Global warming is a key concern for the international community. As a consequence, in recent years numerous studies have emerged to quantify the carbon and water vapour exchange between the atmosphere and our terrestrial ecosystems, with the aim of characterising the potential feedbacks that global warming may be producing on Earth's surface. Thus, characterising our local sinks by determining the capacity for sequestering CO₂ is fundamental.

In the recent years the eddy covariance technique has emerged as the most helpful tool for quantifying such mass (and energy) exchanges between the ecosystem and the atmosphere. This method, along with others such as soil chambers that provide ancillary data, is employed in this dissertation which therefore details the physical concepts underlying the technique, their implementation and applicability, and the necessary corrections.

To date, knowledge of CO₂ and water vapour exchange by alpine ecosystems remains vague. However, the study of these ecosystems is gaining interest due to their large vulnerability to climate change and due to the need for global carbon networks to embrace every type of ecosystem to reduce uncertainties in quantifying greenhouse gases emissions worldwide. In this work two Mediterranean mountain ecosystems belonging to the Sierra Nevada National Park are studied: the Mediterranean alpine shrubland of Laguna Seca and the burnt alpine pine forest of Lanjaron.

The results show similar seasonal patterns of carbon and water vapour exchange at both ecosystems. Particularly, the timing of water inputs (rain and snow) determine the onset, duration and potential of carbon sequestration during the growing season. Additionally, following the drought period typical of Mediterranean ecosystems, large respiration pulses are detected when the first post-summer rains arrive.

After these rains which end the drought period, photosynthesis may be reactivated launching a second growing season.

Despite common seasonal patterns between the two, each ecosystem has its particularities. For instance, compared to Laguna Seca, larger emissions of CO_2 were found in the burnt site of Lanjaron with the first rains after the dry summer. These differences explain the discrepancies found in the net carbon balance between different years and between different experimental sites. The two ecosystems behave as annual carbon sources, emitting $52 \pm 7 \text{ g C m}^{-2}$ in 2007 and $48 \pm 7 \text{ g C m}^{-2}$ in 2008 in the case of Laguna Seca, and in the case of Lanjaron $191 \pm 24 \text{ g C m}^{-2}$ in 2008 and $76 \pm 13 \text{ g C m}^{-2}$ in 2009.

The utilization of the eddy covariance technique for the study of CO_2 and water vapour exchange has expanded quickly over the last two decades. Nevertheless, at present new corrections continue to arise that modify the final results. In particular, it has been demonstrated recently that the estimations of such CO_2 and water vapour exchange may be affected by the self-heating of the instrument (the so-called 'Burba correction'). Although this correction has been rejected in some subsequent studies in temperate and warm climates, the application of the Burba correction is fundamental at cool sites (like Lanjaron and Laguna Seca) to avoid days of apparent CO_2 uptake with no biological sense. In this dissertation the Burba correction has been studied in depth, applying it to other experimental sites of the national carbon flux network CARBORED-ES with the aim of examining its bases. As a consequence, new efficient methodologies of correcting from the self-heating issue and so determining the annual magnitude of the correction are presented. This allows us to estimate the Burba correction elsewhere only in terms of mean annual temperature, without the need of flux gas measurements.

Measuring simultaneously the wind speed in its three components, the temperature, and the CO_2 and water vapour densities all at high frequency (typically 10 or 20 Hz) is required for estimating the CO_2 and water vapour exchange with the eddy covariance technique. This generates large amount of data that needed to be managed and corrected with expertise for acquiring coherent final results. The initiative of creating our routines for analyzing the mass and energy fluxes in the experimental site of Laguna Seca has been expanded to other exper-

imental sites resulting in a free software application for processing micrometeorological data. This software is presented here.

Índice general

Índice general	XIX
1. Introducción	2
1.1. Motivación	2
1.2. Antecedentes de la técnica <i>eddy covariance</i>	3
1.3. Principios de la técnica <i>eddy covariance</i>	6
1.4. Corrección al propio calentamiento del LI-7500 <i>open path</i> (Correc- ción de Burba)	7
1.5. Ecosistemas de alta montaña	8
1.6. Alcance de esta tesis doctoral	9
2. Zonas experimentales	14
2.1. Descripción de la zona experimental de Laguna Seca	14
2.2. Descripción de las instalaciones en Laguna Seca	16
2.3. Descripción de la zona experimental de Lanjarón	19
2.4. Descripción de las instalaciones en Lanjarón	21
3. Metodología: La técnica <i>eddy covariance</i>	24
3.1. Introducción a la técnica <i>eddy covariance</i>	24
3.2. Descomposición de Reynolds. Equivalencia de promedios	26
3.3. Hipótesis de Taylor	27
3.4. Reglas de Reynolds	28
3.5. Ecuaciones de los flujos turbulentos. Notación y definiciones	29
3.6. Dominio del tiempo	34
3.7. Dominio de la frecuencia	35
3.8. Energía cinética de la turbulencia. Longitud de Obukhov	35
3.9. Área de influencia (<i>footprint</i>)	39
3.10. Procesamiento de datos en Laguna Seca. Conversión A/D	43
3.11. Procesamiento de datos en Lanjarón	46
3.12. Correcciones a la técnica <i>eddy covariance</i>	48
3.12.1. Rotación de coordenadas	48

3.12.2. Términos WPL	50
3.12.3. Corrección de Burba	53
3.12.4. Magnitud de la corrección de Burba	58
3.13. Control de calidad y confianza en los datos	61
3.13.1. Problemas en las series temporales	61
3.13.2. Problemas de la técnica <i>eddy covariance</i> : Rechazo de datos por falta de turbulencia. Almacenamiento	67
3.13.3. Métodos de relleno de huecos (<i>Gap filling</i>)	69
3.13.4. Métodos de control. Balance de energía	72
3.14. Análisis de errores	75
3.14.1. Errores sistemáticos	75
3.14.2. Errores aleatorios	77
3.14.3. Cálculo conjunto del error aleatorio y el error debido al relleno de huecos	80
3.14.4. Cálculo del error debido a huecos largos rellenados	83
3.14.5. Cálculo del error total debido al relleno de huecos	84
3.15. <i>Software</i> para el procesamiento de flujos	85
3.15.1. <i>Software QC3.0</i>	85
3.15.2. Programa <i>ALTEDDY3.3</i>	86
3.15.3. Programa <i>Edire1.4.3</i>	87
3.15.4. Programa <i>TK2</i>	88
3.15.5. Programa <i>PECADO1.4</i> (Versión beta)	89
3.16. Montaje de una estación experimental. Torre de flujos turbulentos	90
3.17. Modelos ecofisiológicos no lineales:	98
3.18. Conductancia estomatal	99
3.19. Determinación de la reserva de agua en el suelo	99
3.20. Cálculo del índice de área foliar mediante técnicas destructivas . .	101
4. Medición de la respiración del suelo con cámaras	104
4.1. Respiración del suelo	104
4.2. Teoría de la medición con cámaras de suelo. Sistema LI-8100 . . .	106
4.3. Corrección por el volumen del collar	110
4.4. Metodología en la zona experimental de Laguna Seca	111
4.5. Metodología en la zona experimental de Lanjarón	112
5. Control de calidad y confianza de los datos de flujos	115
5.1. Idoneidad del enclave experimental	115
5.1.1. Laguna Seca	115
5.1.1.1. Análisis del enclave y de la procedencia del viento.	115
5.1.1.2. Análisis del área de influencia.	116
5.1.2. Lanjarón	119

5.1.2.1.	Análisis del enclave y de la procedencia del viento.	119
5.1.2.2.	Análisis del área de influencia.	119
5.2.	Control de calidad	123
5.2.1.	Umbral de turbulencia	123
5.2.2.	Almacenamiento. Turbulencia intermitente	124
5.2.3.	Balance de energía	128
5.3.	Evaluación de los errores sistemáticos y aleatorios	131
5.3.1.	Corrección de Burba	132
5.3.1.1.	Necesidad de la corrección de Burba en Lanjarón y Laguna Seca.	132
5.3.1.2.	Estudio de la magnitud de Burba a pequeña escala. Procedimiento LR y MLR.	134
5.3.1.3.	Estudio de la magnitud de Burba a gran escala. Balances anuales en CARBORED-ES y sensibilidad de la corrección.	139
5.3.1.4.	Dependencia de la corrección de Burba vía LR con la temperatura. Ecuación semiempírica para la corrección anual de carbono.	144
5.3.2.	Cálculo de errores en los balances anuales	146
5.3.2.1.	Estimación de los errores aleatorios y los errores debido al relleno de huecos.	146
5.3.2.2.	Estimación de los errores aleatorios debido al relleno de huecos largos.	153
6.	Intercambios de CO₂ y vapor de agua	159
6.1.	Condiciones meteorológicas en los años de estudio	159
6.2.	Estudio del intercambio neto de CO ₂ a escala estacional	161
6.2.1.	Dinámica del ecosistema de Laguna Seca durante el invierno y la primavera. Comienzo del primer estadio de crecimiento.	161
6.2.2.	Dinámica del ecosistema de Laguna Seca durante el verano. Fin del primer estadio de crecimiento.	164
6.2.3.	Dinámica del ecosistema de Laguna Seca durante el otoño. Comienzo del segundo estadio de crecimiento.	164
6.2.4.	Dinámica del ecosistema de Lanjarón durante el invierno y la primavera.	166
6.2.5.	Dinámica del ecosistema de Lanjarón durante el final de la primavera y el verano.	168
6.2.6.	Dinámica del ecosistema de Lanjarón durante final del verano y el otoño.	168
6.2.7.	Comparación entre ambos ecosistemas.	169

6.3. Estudio del intercambio neto de CO ₂ a escala diaria y mensual . .	170
6.4. Balance anual de CO ₂ y vapor de agua	177
6.5. Aplicación de modelos ecofisiológicos de fotosíntesis y respiración .	181
6.6. Flujos de CO ₂ con cámaras de suelo	185
7. Conclusiones	192
A. Principio de medida de un LI-7500 <i>open path</i>.	210
B. Principio de medida de un anemómetro sónico.	214
C. Resultados en otras zonas experimentales.	218
C.1. Gádor	218
C.2. Quintos de Mora	220
C.3. Altamira	221
C.4. Balsablanca	223
C.5. Amoladeras	225
Bibliografía	230

Capítulo 1

Introducción

1.1. Motivación

El cambio climático es una de las grandes preocupaciones y controversias de los últimos años. Las emisiones de gases de efecto de invernadero como dióxido de carbono, metano y óxido de nitrógeno han aumentado drásticamente desde la época de la revolución industrial [Keeling y Whorf, 1999; Spahni et al., 2005]. El aprovechamiento de los combustibles fósiles como principal fuente energética, la quema de rastrojos, los cambios en el uso y gestión del suelo, además de otros factores de carácter antropogénicos, no hacen sino aumentar la concentración de estos gases en la atmósfera [Forster et al., 2007].

La consecuencia directa del aumento en la concentración de gases de efecto invernadero es la absorción de la radiación infrarroja que emite la superficie terrestre debido a su temperatura superficial [Forster et al., 2007]. Esta absorción de radiación de onda larga excita las especies moleculares de estos gases, muy susceptibles de absorber en el infrarrojo, siendo a continuación parcialmente reemitida hacia la superficie terrestre. La consecuencia indirecta de este efecto es un aumento de la temperatura media global superficial [Cox et al., 2000], que a su vez provoca un impacto a gran escala sobre la climatología terrestre (efecto invernadero; [Ramanathan et al., 1979]).

La preocupación sobre este calentamiento global, que podría estar derivando en un cambio climático [IPCC, 2007], ha hecho que 38 países, entre ellos España, logaran un acuerdo internacional con objeto de reducir las emisiones de gases de efecto invernadero. Este documento se denominó Protocolo de Kyoto (*Parties to the protocol, Kyoto Protocol*, 1997) y establece que los países firmantes deben comprometerse a reducir la tasa de emisiones de gases como el dióxido de carbono (CO_2), el metano (CH_4), el óxido nitroso (N_2O) y CFCs en aproximadamente un

1. INTRODUCCIÓN

5 % desde el año 2008 hasta el 2012. Este tratado plantea además la necesidad de cuantificar los posibles sumideros de CO₂ para promover su conservación.

Desde entonces, la comunidad internacional se ha concienciado del problema de tal manera que diversos proyectos a distinta escala se han creado para controlar y evitar tales emisiones así como gestionar alternativas a este problema. Uno de estos proyectos es el que engloba este trabajo de tesis doctoral, cuya prioridad es cuantificar las posibles fuentes o sumideros de CO₂, el gas de efecto invernadero con más *forcing* radiativo [Ramaswamy et al., 2001], en nuestros ecosistemas mediterráneos, para así establecer políticas adecuadas para la gestión de los mismos.

1.2. Antecedentes de la técnica *eddy covariance*

Las herramientas tradicionales para estimar el intercambio de CO₂ eran las cámaras de hoja [Field et al., 1982] y las de suelo [Goulden y Crill, 1997]. Con estas técnicas se podían medir variaciones diurnas en los flujos de carbono y definir relaciones en respuesta a las variaciones ambientales [Collatz et al., 1991]. Sin embargo, el hecho de aislar la hoja o el suelo de su entorno al colocar la cámara altera las condiciones ambientales de partida: perturbaciones en la presión, en los campos de viento y en la concentración de CO₂ local y alteraciones en el balance de calor y agua del suelo [Livingston y Hutchinson, 1995; Lund et al., 1999]. Además, la extensión espacial de la medida (a escala de hoja o sobre pequeñas superficies del suelo) es demasiado pequeña en comparación con la gran variabilidad que, por ejemplo, presenta el flujo de CO₂ sobre todo en el suelo [Law et al., 2001].

Los métodos tradicionales para estimar el intercambio neto de carbono del ecosistema (*Net Ecosystem Carbon Exchange*, *NEE*) durante varios años requería la cuantificación de cambios temporales de la biomasa [Clark et al., 2001] y del carbono en el suelo [Amundson et al., 1998]. Sin embargo, la alta variabilidad espacial de estas características del ecosistema introducía grandes errores en estos métodos [Lal et al., 2001].

En las últimas décadas, la técnica *eddy covariance* se ha consolidado como una herramienta alternativa para el seguimiento de gases con bandas de absorción en el infrarrojo como el CO₂ y el H₂O y así poder estimar el *NEE* [Running et al., 1999]. Las ventajas de la técnica *eddy covariance* frente a los métodos tradicionales de cámaras son las siguientes:

1. INTRODUCCIÓN

1. La escala de medida de la técnica *eddy covariance* es más apropiada ya que permite estimar intercambios netos a nivel de ecosistema y no a nivel de hoja o en un solo punto del suelo como ocurre con las cámaras. De hecho, el área muestreada por esta técnica (*footprint*) puede abarcar desde cientos de metros a kilómetros [Schmid, 1994].
2. La técnica *eddy covariance* proporciona directamente medidas integradas de todo el ecosistema.
3. La técnica *eddy covariance* permite un muestreo para distintas escalas temporales, desde horas hasta años [Baldocchi et al., 2001; Wofsy et al., 1993].
4. Las medidas se realizan prácticamente sin modificar el entorno.

El establecimiento del marco teórico de la técnica *eddy covariance* es atribuida a Reynolds [1895]. Sin embargo, la falta de la tecnología adecuada retrasó la aplicación de la técnica hasta 1926 cuando Scrase [1930] realizó un estudio sobre la transferencia de momento hacia la atmósfera (estrés de Reynolds) con instrumentación muy básica. La siguiente oleada tecnológica, ya después de la Segunda Guerra Mundial, trajo el desarrollo de la anemometría de puenteo (*hot-wire anemometry*) basada en la anemometría termal que consistía en la medida de la velocidad del viento mediante la pérdida de calor que se producía en un cable, típicamente de platino o tungsteno, mantenido eléctricamente a temperatura constante [Swinbank, 1951]. Estos avances permitieron nuevos estudios de la técnica pero enfocados en la estructura de la turbulencia y la transferencia de calor y momento en vez de en los intercambio de CO₂ [Kaimal y Wyngaard, 1990; Swinbank, 1951]. Sin embargo, la imposibilidad aún de medir la velocidad del viento y la densidad de CO₂ a respuesta rápida derivan en un método alternativo (método del gradiente) para estimar los intercambios de CO₂ durante la postguerra [Inoue, 1958; Lemon, 1960].

Las primeras medidas realizadas exclusivamente con la técnica *eddy covariance* de intercambio de dióxido de carbono tuvieron lugar en los 70 sobre un campo de maíz [Desjardins, 1974; Desjardins y Lemon, 1974]. Estas fueron realizadas usando un anemómetro de hélices y un analizador de gases por infrarrojos de trayectoria cerrada (*closed path InfraRed Gas Analyser*; *closed pathIRGA*), capaces de estimar la concentración del gas a partir de la cantidad de absorción que se produce en un haz infrarrojo emitido y recogido por un detector, modificado

1. INTRODUCCIÓN

mediante un detector de capacitancia. Sin embargo, la todavía baja frecuencia de medición, del orden de 0.5 s, fue criticada por [Garratt, 1975] que advirtió de los grandes errores, hasta del 40 %, debido a la incapacidad de muestrear la zona de alta frecuencia del cospectro del flujo.

La calidad de las medidas *eddy covariance* aumentó con la creación de los anemómetros sónicos y con el desarrollo de *IRGAs* de respuesta rápida [Jones et al., 1978]. Estos nuevos sensores de CO₂ tipo *open path*, en donde el gas no es llevado al interior del instrumento para medir su concentración, eran capaces de medir a 10 veces por segundo usando un detector de estado sólido de PbSe. Además, la construcción abierta del aparato le permitía medir sobre parcelas de aire con una mínima interferencia aerodinámica [Brach et al., 1981].

La mejoras tecnológicas de los *IRGAs*, aplicadas en ambos diseños, tanto en *open* como en *closed path*, fue seguidamente empleada en cultivos de soja [Anderson et al., 1984], de sorgo [Anderson y Verma, 1986], sobre arrozales [Ohtaki, 1984] y de nuevo sobre maíz [Desjardins, 1985], para posteriormente utilizarse también sobre un bosque templado caduco [Wesely et al., 1983], pastizal [Verma et al., 1989], bosque tropical [Fan et al., 1990] y sobre matorral mediterráneo [Valentini et al., 1991].

Precisamente hasta estos años, 1990, las limitaciones de los sistemas *eddy covariance* respecto a la adquisición de datos solo permitían la realización de tales estudios durante efímeras campañas que típicamente tenían lugar durante la época de crecimiento biológico [Verma et al., 1986]. La subsiguiente aparición de *IRGAs* más estables permitió la aplicación de la técnica durante periodos de tiempo mucho mayores. Por ejemplo, Wofsy et al. [1993] fue el primero que llevó a cabo un estudio anual del intercambio de CO₂ con la técnica *eddy covariance*, realizándolo sobre un bosque caduco. A raíz de esto, a partir de 1993 los estudios se multiplicaron en Norte América [Black et al., 1996; Goulden et al., 1996], Japón [Yamamoto et al., 1999] y Europa [Valentini et al., 1996].

La técnica *eddy covariance* es actualmente un método ampliamente extendido [Baldocchi, 2003] y usado en multitud de ecosistemas con el objetivo de cuantificar el intercambio de gases entre nuestra biomasa y la atmósfera vecina y así estimar la posible retroalimentación que tendrá el cambio climático sobre los ecosistemas terrestres [Ciais et al., 2005]. Las zonas experimentales actualmente se han agrupado en diferentes redes a nivel continental como EUROFLUX [Aubinet et al., 2000], AmeriFlux [Pryor et al., 1999], ChinaFLUX [Yu et al., 2006], CARBORED [Reverter et al., en revisión],... formando la red global FLUXNET [Baldocchi et al., 2001]. La filosofía de estas redes es permitir una cómoda acce-

sibilidad al uso de datos *eddy covariance* con fines científicos.

1.3. Principios de la técnica *eddy covariance*

Durante el día, la atmósfera contiene movimientos turbulentos de aire producidos por la flotabilidad o *bouyancy* y por la cizalla que produce el viento. Estas parcelas de aire en movimiento transportan gases como el CO_2 y el vapor de agua. La técnica *eddy covariance* consiste en registrar estos movimientos turbulentos para así determinar el flujo neto de masa de estas especies químicas. Para conseguirlo se ha de medir simultáneamente la velocidad del viento (mediante un anemómetro sónico), que da cuenta de cuánto y hacia donde se mueve la masa de aire, y la concentración del gas (mediante un *IRGA*), que da cuenta de la cantidad de masa que se mueve. Actualmente existen diversos diseños de anemómetros sónicos, pero tan solo se han extendido fundamentalmente dos modelos de *IRGAs*: el de trayectoria cerrada o *closed path*, en el cuál el gas es absorbido hasta el interior del instrumento para llevar a cabo la medida, y el de trayectoria abierta u *open path*, en el cuál la medida se realiza *in situ*.

Con el transcurso de los años se ha discutido bastante acerca de la teoría sobre la que se asienta la técnica *eddy covariance*. Más en concreto, sobre el problema que acarrea medir densidades (cuando usamos un sistema *open path*) en vez de concentraciones ya que éstas se ven afectadas por variaciones de la temperatura del aire y por variaciones en la concentración de otros gases traza. Webb et al. [1980] resolvieron el problema, sin embargo, su terminología ha dado pie a mal interpretaciones [Liu, 2005] y su hipótesis principal de partida, la nulidad del flujo vertical de aire seco (y por ende, la existencia de una velocidad vertical promedio de aire seco), ha vuelto a generar desacuerdos [Kowalski, 2006; Massman y Tuovinen, 2006]. Estos mismos autores rechazan tal hipótesis, considerándola no necesaria. Kowalski y Serrano-Ortiz [2007] resumen dicha controversia y también proponen utilizar la razón de mezcla de CO_2 (c), una magnitud conservativa ante los procesos de expansión, compresión y difusión, como la más adecuada para definir el flujo turbulento de CO_2 . El resultado es una teoría de la técnica más sólida y consistente en la cual la propia definición de los flujos de masa y energía no se entienden sin la corrección llevada a cabo por Webb et al. [1980].

1.4. Corrección al propio calentamiento del LI-7500 *open path* (Corrección de Burba)

En los últimos años se pensaba que ambos métodos de medición de la técnica *eddy covariance* para estimar los intercambios de masa y energía entre la superficie terrestre y la atmósfera, i.e. *closed path* y *open path*, eran prácticamente equivalentes [Billesbach, 2010; Haslwanter et al., 2009; Yasuda y Watanabe, 2001]. Sin embargo, a medida que cada vez más ecosistemas son estudiados, se está empezando a encontrar flamantes discrepancias entre ambos métodos [Clement et al., 2009; Hirata et al., 2005], siendo a veces del mismo orden que las medidas [Hirata et al., 2007], y que comienzan por lo tanto a preocupar a la comunidad científica.

Algunas publicaciones han surgido recientemente advirtiendo de un extraño secuestro de CO₂ al usar el método *open path*. Hirata et al. [2005] y Amiro et al. [2006a] parecen ser los pioneros en documentar este revés, encontrándose con un secuestro de CO₂ durante el invierno poco plausible pues la vegetación se encontraba en estado senescente. Similarmente, Skinner [2007] y Lafleur y Humphreys [2007] encontraron secuestro de CO₂ en épocas donde la nieve cubría su zona experimental. Posteriormente, Ono et al. [2008] analizaron un aparente secuestro de CO₂ en un arrozal drenado. Ese resultado fue testeado también con *closed path* y con cámaras cerradas no encontrándose acuerdo alguno con los datos que proporcionaba el sistema *open path*. Concluyeron que podría ser necesario aplicar un calor sensible extra en el camino óptico del *open path* para poder ajustar con medidas de *closed path* o que existía un error desconocido en las medidas del mismo flujo de calor sensible.

Burba et al. [2008] llevaron a cabo ciertos experimentos cercando el problema. La electrónica asociada al sistema de medición LI-7500 *open path*, la incidencia de los rayos solares sobre su carcasa o la pérdida de energía por procesos radiativos de la misma durante la noche provoca que el aparato de medida se encuentre a una temperatura diferente de la temperatura de aire que le rodea. Este gradiente de temperatura conlleva una transferencia de calor sensible que también se produce en el *path*, allí donde se realiza la medida, el cual afecta a la estimación ulterior del flujo de CO₂ y vapor de agua.

Estas consideraciones han sido tenidas en cuenta por algunos autores con diferentes resultados. Por ejemplo, Haslwanter et al. [2009] no encontraron gran diferencia entre aplicar y no aplicar la corrección de Burba. Bowling et al. [2010] encontraron la corrección contraproducente pues incrementaba las diferencias *open-closed path*. Contrariamente, aunque despreciables a pequeña escala, Hirata et al.

[2007] encontraron diferencias sistemáticas de hasta 300 g C m^{-2} al año entre *open* y *closed path*. Blanken et al. [2009] consideraron de hecho la corrección, pero solo encontraron un ligero 6 % de diferencia entre aplicarla y no hacerlo durante el período de medida (verano de 2007 y 2008 e invierno de 2007). Sin embargo, sí advirtieron de posibles mayores diferencias sistemáticas al aplicar la corrección en periodos largos como en balances anuales. De hecho, recientemente se ha encontrado que aplicar o no la corrección puede tornar de sumidero a fuente algunos ecosistemas con bajo potencial de secuestro de CO_2 [Amiro, 2010; Reverter et al., 2010; Wohlfahrt et al., 2008].

En los ecosistemas de alta montaña estudiados en esta tesis doctoral la aplicación de la corrección de Burba fue de hecho imprescindible para evitar días en los que se producía un secuestro de CO_2 poco plausible porque la zona experimental se encontraba cubierta de nieve. La aplicación de la corrección podría ser de hecho fundamental en climas fríos como los estudiados [Amiro, 2010].

1.5. Ecosistemas de alta montaña

Las redes actuales pretenden englobar todos los tipos de ecosistemas terrestres para cuantificar lo mejor posible las emisiones de gases de efecto invernadero, sin embargo, aún quedan lugares con poca cobertura o prácticamente sin ella como los ecosistemas de matorral de alta montaña [Schimel et al., 2002]. Las razones podrían estar en que, en primer lugar, estas zonas alpinas son generalmente ecosistemas de bajo potencial tanto de secuestro como de asimilación de CO_2 ya que las temperaturas más frías tanto del suelo como del aire y los frecuentes eventos de nieve actuarían como inhibidores de estos procesos. En segundo lugar, la complejidad del terreno que hacen restringir la aplicabilidad de la técnica *eddy covariance* y con ello disminuir la calidad de las medidas. En tercer lugar, las regiones alpinas no presentan una superficie mayoritaria, cubriendo tan solo aproximadamente un 10 % de la superficie terrestre [Spehn y Körner, 2005]. Por último lugar se encuentra su difícil acceso y por ende la compleja gestión de una zona experimental de estas características, sujeta permanentemente a eventos extremos de frío y nieve, provocando a veces graves daños de infraestructura que a su vez acarrearán grandes desembolsos económicos.

Los ecosistemas de alta montaña son lugares complejos y frágiles que se caracterizan por unas condiciones climáticas bastante particulares, soliendo albergar abundancia de agua y una rica biodiversidad [Hofer, 2005]. Al ser controlados por una baja temperatura, los ecosistemas de alta montaña presentan un alto

grado de vulnerabilidad al cambio climático [Pauli et al., 2005]. Algunos ejemplos de esta posible amenaza son ya frecuentemente observados: recesión glaciaria, degradación del permafrost, aumento en la frecuencia de incendios severos en montaña o la migración vertical de la flora como consecuencia de un cada vez más pronto derretimiento de la nieve por calentamiento global [Gottfried et al., 2002]. Precisamente es esta vulnerabilidad al cambio climático lo que hace que estas zonas recuperen su interés. De hecho, los estudios recientes parecen indicar que los ecosistemas alpinos, al igual que los árticos cubiertos de tundra, podrían estar tornando de fuente a sumidero anual de CO₂ [Oechel et al., 1993] como consecuencia del cambio climático.

Para entender el papel de los ecosistemas de alta montaña frente a los ecosistemas no alpinos en el ciclo mundial del carbono exponemos la tabla 1.1. En ella podemos comparar el potencial de secuestro de carbono entre ambos ecosistemas. Se observa como las zonas de matorral alpino secuestran generalmente menos carbono que los bosques. El potencial de secuestro de los ecosistemas de matorral alpino es a priori comparable a otros ecosistemas no arbolados.

1.6. Alcance de esta tesis doctoral

La familiarización con los aparatos de medida, el montaje de la estación experimental de Lanjarón, y la comprensión de la técnica *eddy covariance* hasta el punto de poder diseñar nuestros propios programas de procesamiento consumió la mayor parte del periodo predoctoral del candidato. Por eso, gran parte de este compendio tendrá carácter metodológico. En primer lugar, en el apartado 2 se presentarán las zonas experimentales de alta montaña, Laguna Seca y Lanjarón, ambas dentro del Parque Nacional de Sierra Nevada, con las que se ha trabajado. Otras zonas experimentales serán también adscritas y descritas en el apéndice 3 como consecuencia de la síntesis y extensión de la aplicación de propia autoría *PECADO* más allá de las zonas experimentales originarias. Estos resultados preliminares han servido o están sirviendo en la actualidad para la redacción de publicaciones científicas de cierto impacto en el campo.

El apartado 3 abarcará todos los aspectos metodológicos de este trabajo; se asentarán las bases físicas de la técnica *eddy covariance*, reparando en sus dificultades y en las correcciones y estrategias para evitar las mismas. Se analizará el procesamiento de los datos en las zonas experimentales de estudio y se acabará describiendo otras metodologías aplicadas de carácter ecofisiológico.

1. INTRODUCCIÓN

TIPO DE ECOSISTEMA	INTERCAMBIO NETO ANUAL DE CARBONO $\text{g C m}^{-2} \text{ año}^{-1}$	REFERENCIAS
Bosque de coníferas	[-792,164]	[Aubinet et al., 2002] [Loescher et al., 2003] [Hirata et al., 2007]
Bosque mixto	[-563,-19]	[Wang et al., 2006a,b] [McCaughey et al., 2006] [Teklemariam et al., 2009]
Bosque cadudo	[-460,-144]	[Pilegaard et al., 2001] [Aubinet et al., 2002] [Saigusa et al., 2002] [Goulden et al., 2006]
Bosque tropical	[-792,5]	[Loescher et al., 2003] [Kosugi et al., 2008] [Pérez-Ruiz et al., 2010]
Bosque de pinos	[-205,50]	[Zha et al., 2004] [Lohila et al., 2007] [Powell et al., 2008]
Pastizal	[-186,73]	[Hunt et al., 2004] [Pinter et al., 2008] [Zeeman et al., 2010]
Tundra ártica	[-71,156]	[Oechel et al., 1993] [Corradi et al., 2005] [Kutzbach et al., 2007]
Matorral alpino	[-76,-59]	[Zhao et al., 2006]
Pastizal alpino	[44,173]	[Zhao et al., 2010]
Matorral desértico	[-180,-35]	[Hastings et al., 2005] [Wohlfahrt et al., 2008]

Cuadro 1.1: Rangos de intercambios netos anuales de carbono en varios tipos de ecosistemas. Signos negativos indican secuestro de carbono por el ecosistema y positivos liberación.

1. INTRODUCCIÓN

Con la técnica *eddy covariance* se estima el intercambio neto de CO_2 entre la atmosfera y el ecosistema (NEE). La dinámica del intercambio de CO_2 o NEE es controlada a su vez por dos procesos antagónicos no separables directamente a partir de las medidas tomadas con la técnica *eddy covariance*: la fotosíntesis o GPP y la respiración del ecosistema o R_{eco} . El apartado 4 recogerá otra metodología distinta, útil para medir directamente la respiración de parte del ecosistema y así establecer sinergias con las mediciones extraídas a partir de la propia técnica *eddy covariance*.

Previamente a la exposición de los resultados, el uso de la técnica *eddy covariance* requiere un análisis del cumplimiento o no de las premisas sobre las que se asienta la teoría de medición. En el apartado 5 se analiza el diseño experimental de las zonas estudiadas, la viabilidad del uso de la técnica en ellas además de un análisis de los errores experimentales que se comenten.

Las zonas experimentales estudiadas se verán afectadas por el problema del propio calentamiento del aparato, siendo éste efecto más acentuado por el hecho de medir en zonas frías, habiéndose de aplicar entonces la corrección de Burba. El apartado 5 se dedicará también a analizar los fundamentos de la corrección de Burba, su comportamiento a pequeña y a gran escala temporal, comprobando así cómo afectará a los balances anuales de CO_2 y vapor de agua. Para ello se estimará el valor de la magnitud de la corrección para las zonas experimentales de la red española CARBORED-ES. Tal ejercicio llevará a otra vía rápida directa de calcular la magnitud anual de la corrección en cualquier zona experimental a partir de la temperatura anual media con carácter retroactivo.

La contribución del ecosistema al GPP y a la R_{eco} dependen fuertemente de factores ambientales, en nuestro caso la temperatura del aire, la precipitación y la radiación fotosintéticamente activa (R_p), y posiblemente también de factores endógenos (aquellos no dependientes del entorno sino probablemente del 'instinto' de la planta para optimizar sus recursos) manifestándose posiblemente en la asimetría del NEE matutino respecto al vespertino (histéresis en la respuesta de la vegetación a la luz; [Cabral et al., 2011; Gilmanov et al., 2003; Pingintha et al., 2010]). Las respuestas del ecosistema de alta montaña a los cambios externos e internos a la planta y cómo esta variabilidad estacional y diaria afectará al balance anual de CO_2 y vapor de agua serán analizadas en el apartado 6 caracterizando así este tipo de ecosistemas.

Un apartado final de conclusiones, además de dos apéndices explicando el funcionamiento de los aparatos, servirán para sintetizar este trabajo de tesis con el que se pretende contribuir a ampliar el escaso conocimiento que hasta la fecha

1. INTRODUCCIÓN

existe en zonas de alta montaña y menos aún de alta montaña mediterránea.

Capítulo 2

Zonas experimentales

2.1. Descripción de la zona experimental de Laguna Seca

Laguna Seca (Fig. 2.1 y Fig. 2.2) es una cuenca endorreica del sector oriental de Sierra Nevada ($37^{\circ} 05' 52.69''$ N, $2^{\circ} 57' 56.41''$ W) situada entre las elevaciones del Chullo y El Almirez y a unos 40 km en línea recta de la costa sureña. Tuvo su origen en el periodo glacial y se trata de un antiguo circo de nivación represado por una morrena que se remodeló posteriormente en el periodo peri-glacial [Sánchez et al., 1988].

Situada a unos 2300 m de altura sobre el nivel del mar, Laguna Seca se desarrolla sobre los micasquistos grafitosos del núcleo cristalino de Sierra Nevada. El clima general se caracteriza por una precipitación media anual de 800 mm, y un régimen de temperatura crítico, con 5.5°C de temperatura anual media [Aguilar et al., 1986].

El lugar permanece usualmente nevado desde diciembre hasta marzo. El posterior derretimiento de la nieve hace que el agua fluya por las suaves pendientes de la cuenca hasta la base en la que, debido a su carácter endorreico, se forma una pequeña laguna que suele permanecer escasamente un mes hasta la llegada de la primavera, que trae consigo vientos cálidos y secos. La zona experimental de Laguna Seca se encuentra a varios cientos de metros de tal laguna (Fig. 2.3).

La cuenca de Laguna Seca está principalmente dominada por dos especies aparentemente arraigadas: *Festuca indigesta* y *Cytisus purgans*, que cubren aproximadamente un 80 % de la zona, siendo el restante 20 % suelo desnudo. La presencia de hongos u otras especies, algunas de ellas endémicas, es intermitente a lo largo

2. ZONAS EXPERIMENTALES



Figura 2.1: Orientación oeste. Vista de Laguna seca y el Chullo desde el emplazamiento de la zona experimental.



Figura 2.2: Vista de Laguna seca y la pista de acceso desde el Chullo. El punto negro representa la localización aproximada de la zona experimental.



Figura 2.3: Vista aerea de los alrededores a Laguna seca. La cruceta representa la localización aproximada de la zona experimental.

del año. Así por ejemplo, se ha detectado la presencia de *Hieracium Koeleria* principalmente en el semestre más estival. Algunas de estas especies como la *fes-tuca indigesta*, posiblemente peor adaptadas, entran en estado senescente cuando escasean los recursos hídricos.

Las medidas de índice de área foliar (*Leaf Area Index, LAI*) llevadas a cabo en Septiembre 2009 dieron un índice de $1.23 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$. La densidad aparente del suelo adyacente al lugar donde están situadas las torres de medición marcaron 1.11 g cm^{-3} . El punto de marchitamiento fue estimado en 2.6 % y la materia orgánica del suelo se sitúa entre el 3.9 % y el 4.6 %.

2.2. Descripción de las instalaciones en Laguna Seca

El 12 de Julio de 2006 se instalaron tres torres para la medición de los flujos de CO_2 y vapor de agua y variables ambientales fundamentales. El 3 de Agosto de 2006 se completó la instalación incorporándose sensores para medir características del suelo. Describimos a continuación los componentes de cada torre.

2. ZONAS EXPERIMENTALES

■ Torre de seguimiento de patrones vegetales

- Un pluviómetro de cazoletas (PLUVIOM 52203, RM Young, Traverse city, MI, EE.UU.) capaz de detectar la lluvia con una sensibilidad de 0.2 mm.
- Un termohigrómetro (STH-5031, Geonica, Madrid, España) para medir temperatura y humedad relativa del aire.
- Dos sensores cuánticos (LI-190, LI-COR Biogeosciences, Lincoln, NE, EE.UU.) colocados hacia arriba y hacia abajo para medir radiación fotosintéticamente activa (*Photosynthetic Active Radiation*, R_p) directa y reflejada por el suelo respectivamente.
- Cuatro sensores enterrados a 4 cm de profundidad bajo planta y bajo suelo para medir el contenido de agua (ECH2O, Decagon Devices, Pullman, WA, EE. UU.) con una resolución de 0.2 %.
- Un *datalogger* (Meteodata 3000c, Geonica, Madrid, España) al cual va conectada toda la anterior instrumentación y el cual realiza muestreos cada segundo, pero almacena promedios de 10 minutos.

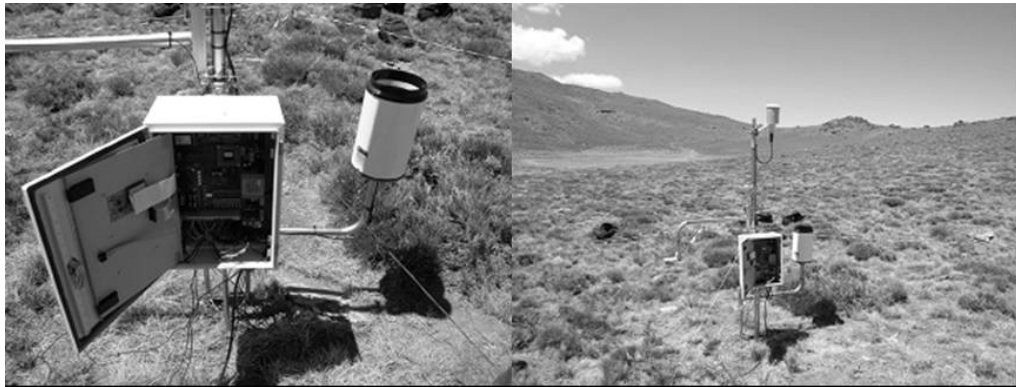


Figura 2.4: Torre de seguimiento de patrones vegetales de la zona experimental de Laguna Seca.

■ Torre de seguimiento energético

- Un sensor de radiación neta (CN1-R, Middleton Solar, Brunswick, Australia).

2. ZONAS EXPERIMENTALES

- Cuatro sondas de temperatura de suelo (STS-212, Geonica, Madrid, España) a 4 cm de profundidad.
- Ocho placas de flujo térmico de calor al suelo (HFP01, Hukseflux, Delft, Holanda) colocadas a 4 y 8 cm de profundidad.
- Un *datalogger* (Meteodata 3000c, Geonica, Madrid, España) al cual va conectada toda la anterior instrumentación y el cual realiza muestreos cada segundo, pero almacena promedios de 10 minutos.



Figura 2.5: Torre de seguimiento energético de la zona experimental de Laguna Seca.

■ Torre de seguimiento de flujos turbulentos

- Un anemómetro sónico (USA-1, METEK, Elmshorn, Alemania) para medir la velocidad del viento en sus tres componentes vectoriales y la temperatura sónica todo ello en respuesta rápida.
- Un analizador de gases de tipo *open path* (LI-7500, Lincoln, NE, EE. UU.) capaz de medir la densidad CO_2 y vapor de agua también a alta velocidad (20 Hz).
- Un *datalogger* (METEK, Elmshorn, Alemania) que realiza promedios de viento, temperatura y densidad y covarianzas entre ambas magnitudes a 5 segundos.

2. ZONAS EXPERIMENTALES

- Una unidad soporte para tarjetas *Compact Flash* de 2 GB en la cual se almacenan todos los promedios y covarianzas de 5 segundos anteriores.

Las dos primeras torres (Fig. 2.4 y 2.5) se alimentan de paneles solares (50 W) y la torre de flujos turbulentos se alimenta también por dos paneles solares de mayor potencia (125 W) y situados todos a una distancia suficiente para no interferir.



Figura 2.6: Estación experimental de Laguna Seca.

2.3. Descripción de la zona experimental de Lanjarón

La zona experimental de la loma de Lanjarón ($36^{\circ} 58' 3.45''$ N, $3^{\circ} 29' 37.47''$ W, 2317 m sobre el nivel del mar) se encuentra en el Parque Nacional de Sierra Nevada, dentro de un área afectada por un incendio ocurrido en Septiembre de 2005 (Fig. 2.7). Dicho incendio, de alta intensidad, afectó aproximadamente a 1300 ha de bosques de pinos de reforestaciones realizadas hace 50 años, de manera que ningún árbol sobrevivió al incendio en la zona seleccionada y la madera de los árboles quedó carbonizada en los primeros centímetros de su superficie [Castro et al., 2010].

2. ZONAS EXPERIMENTALES



Figura 2.7: Localización de la zona experimental de la Lanjarón.

La especie dominante en la parcela antes del incendio era *Pinus sylvestris*. La densidad de árboles antes del incendio era de 1060 ± 50 individuos/ha, con un diámetro normal de 13.4 ± 0.2 cm [Marañón Jiménez et al., 2011]. Ningún árbol se había caído aún en la zona de estudio tras el invierno de 2006 - 2007 y un 13.33 % de los árboles se cayeron tras el invierno de 2007 - 2008. La vegetación está compuesta mayoritariamente por herbáceas, siendo *Genista versicolor*, *Festuca spp.*, y *Sesamoides prostrata* las principales.

El clima del área es mediterráneo subalpino, con precipitaciones concentradas en primavera y otoño, alternando con veranos cálidos y secos. La precipitación anual media fue de 470 ± 70 mm, con una tasa estival (Junio, Julio y Agosto conjuntamente) de 17 ± 4 mm (datos climáticos procedentes de una estación meteorológica situada aproximadamente a 1500 m durante el periodo 1988 - 2008). La zona suele estar cubierta de nieve durante los meses más fríos, típicamente desde noviembre a marzo. La temperatura media anual es 7.8 °C (datos de una estación cercana en el periodo 2008 - 2010).

En Enero de 2006, cuatro meses después del fuego, se establecieron cuatro parcelas según un gradiente altitudinal que a su vez se dividieron en tres subparcelas adyacentes entre sí de un mínimo de 2 ha de extensión cada una. En cada uno de estas subparcelas se aplicó un manejo post-incendio de los árboles quemados diferente:

1. Tratamiento de 'Control', dejando en pie todos los árboles quemados sin intervención.
2. Tratamiento de 'Ramas', cortando los árboles quemados y desramando y troceando con objeto de facilitar el contacto de la madera con el suelo. La biomasa dejada *in situ* con este tratamiento es igual a la del tratamiento 'Control', pero con las ramas y restos de madera cubriendo aproximadamente el 40 % de la superficie del suelo.
3. Tratamiento de 'Extracción', en el que se cortaron y retiraron todos los árboles quemados y se pulverizaron las ramas *in situ*. Este es el tratamiento tradicionalmente utilizado por la administración tras los incendios forestales.

2.4. Descripción de las instalaciones en Lanjarón

En diciembre de 2007 se instaló una torre de flujos turbulentos (Fig. 2.8) en la parcela más altitudinal sobre el tratamiento de control compuesta por un analizador de gases de tipo *open path* (LI-7500, Lincoln, NE, EE.UU.) y un anemómetro sónico (Young 81000V, Traverse city, MI, EE.UU.). Ambos aparatos se elevaron hasta los 11 m de altura para así poder evaluar intercambios netos de manera integrada a todo el ecosistema incluyendo los árboles quemados que se elevan en promedio hasta 7 m de altura.

En marzo de 2008 se completó la instalación de la zona experimental con la incorporación de los sensores de meteorología y suelo. Describimos a continuación los componentes instalados:

- Un termohigrómetro (HMP45C, Campbell Scientific, Loughborough, Reino Unido).
- Dos sensores cuánticos (LI-190, LI-COR Biogesciences, Lincoln, NE, EE.UU.) orientados hacia arriba y hacia abajo para medir radiación fotosintéticamente activa (*Photosynthetic Active Radiation*, R_p) directa y reflejada por la superficie respectivamente.
- Un radiómetro neta (NR-Lite, Campbell Scientific, Loughborough, Reino Unido).
- Dos reflectómetros para medir el contenido de agua en el suelo (CS616, Campbell Scientific, Loughborough, Reino Unido) situados a unos 15 cm de profundidad.

2. ZONAS EXPERIMENTALES

- Tres termopares para medir la temperatura del suelo (CS616, Campbell Scientific, Loughborough, Reino Unido) situados a 6 y a 2 cm de profundidad.
- Cuatro placas de flujo de calor enterradas en el suelo (HFP01SC, Hukseflux, Delft, Holanda) situados a unos 8 cm de profundidad.
- Un *datalogger* (CR3000, Campbell Scientific, Loughborough, Reino Unido).



Figura 2.8: Torre de flujos turbulentos de la zona experimental de Lanjarón.

Capítulo 3

Metodología: La técnica *eddy covariance*

3.1. Introducción a la técnica *eddy covariance*

La atmósfera terrestre es una capa de gases que envuelve a la tierra en la que aproximadamente el 75 % de ella se encuentra en los primeros 11 km de altura. Sin embargo, toda la interacción que produce con la superficie terrestre acontece en las capas más bajas de la troposfera conocida como capa límite (*boundary layer*). De hecho, la capa límite se define como la parte de la troposfera que está directamente influenciada por la presencia de la superficie terrestre y que responde al forzamiento superficial en una escala de tiempos de aproximadamente una hora o menos [Stull, 1988]. La evaporación, la transpiración, la transferencia de calor radiativa o el cambio en las líneas de corriente del viento debido a la complejidad del terreno son algunos de estos forzamientos.

La capa límite tiene un espesor variable oscilando entre los cientos de metros y unos pocos kilómetros como consecuencia del ciclo día-noche. Durante el día la mayor parte de la radiación solar incidente es absorbida por la superficie terrestre (aproximadamente un 90 %), calentándola rápidamente lo que a su vez induce la generación del principal mecanismo de transporte en la capa límite: la turbulencia. Este transporte de tipo convectivo es el principal responsable de los movimientos de las masas de aire que se desplazan hacia arriba o hacia abajo dependiendo a pequeña escala de su temperatura y humedad y que pueden transportar gases de efecto invernadero como CO_2 y H_2O . Así, la técnica *eddy covariance* consistiría en sacar provecho de esa turbulencia para seguir la pista del movimiento que llevan a cabo dichas especies químicas.

3. METODOLOGÍA: LA TÉCNICA EDDY COVARIANCE

Ese movimiento de materia es físicamente conocido como densidad de flujo. La densidad de flujo es una magnitud vectorial que implica el producto de un escalar indicador de cuánta masa se mueve por otra magnitud vectorial indicadora de hacia donde y cuanto se mueve. La técnica *eddy covariance* consiste en medir la densidad de CO_2 y H_2O en el aire, como magnitud escalar, y la velocidad y dirección del viento, como magnitud vectorial, para estimar la densidad del flujo de masa.

La densidad de flujo de masa tiene dimensiones $\text{M L}^{-2} \text{T}^{-1}$ mientras que el flujo de masa tiene dimensiones M T^{-1} . Sin embargo, por economía de lenguaje habitualmente en la bibliografía se habla directamente de 'flujo' para magnitudes con dimensiones de densidad de flujo. Por estar tan extendida, el autor se acogerá también a esta notación y por lo tanto raramente en este texto se usará la expresión densidad de flujo queriendo sin embargo entenderse ésta en última instancia.

La turbulencia no solo favorece el transporte de masa sino también el transporte de energía. Se cree que casi toda la radiación solar que llega a la superficie se invierte en dos procesos físicos. En el primer proceso se produce un incremento de la temperatura del suelo que a su vez provoca una transferencia de calor sensible hacia la atmósfera vecina como consecuencia de la diferencia de temperaturas (H) y otra transferencia de calor hacia el subsuelo (G). En el segundo proceso se induce un calentamiento de las moléculas de agua susceptibles de cambiar de estado y evaporar, es decir, una transferencia de calor latente (LE). Las transferencias de calor H y LE pueden ser también medidos con la técnica *eddy covariance* ya que ambos, al ser transferidos a la atmósfera, son transportados por la turbulencia al igual que las concentraciones de masa de CO_2 y vapor de agua.

Con el transcurso de los años se ha discutido bastante acerca de la teoría sobre la que se asienta la técnica *eddy covariance*. Más en concreto, sobre el problema que acarrea medir densidades (cuando usamos un sistema *open path*) en vez de concentraciones ya que éstas se ven afectadas por variaciones de la temperatura del aire y por variaciones en la concentración de otros gases traza. Webb et al. [1980] resolvieron el problema, sin embargo, su terminología ha dado pie a mal interpretaciones [Liu, 2005] y su hipótesis principal de partida, la nulidad del flujo vertical de aire seco (y por ende, la existencia de una velocidad vertical promedio de aire seco), ha vuelto a generar desacuerdos [Kowalski, 2006; Massman y Tuovinen, 2006]. Estos mismos autores rechazan tal hipótesis, considerándola no necesaria. [Kowalski y Serrano-Ortiz, 2007] resumen dicha controversia y también propone utilizar la razón de mezcla de CO_2 (c), una magnitud conservativa ante los procesos de expansión, compresión y difusión, como la más adecuada para definir el flujo turbulento de CO_2 . El resultado es una teoría de la técnica más

sólida y consistente en la cual la propia definición de los flujos de masa y energía no se entienden sin la corrección llevada a cabo por [Webb et al. \[1980\]](#).

3.2. Descomposición de Reynolds. Equivalencia de promedios

En la atmósfera el viento es el responsable del transporte de cantidades como el calor, el momento o la concentración de CO₂ o vapor de agua. Este tipo de transporte consiste en una superposición del viento promedio y turbulencia. El primero es el principal responsable del transporte horizontal o advección. De hecho, las velocidades horizontales del viento dentro de la capa límite suelen estar entre 2 y 10 m s⁻¹, mientras que la velocidad del viento vertical son mucho más pequeñas siendo del orden de milímetros o centímetros por segundo [[Stull, 1988](#)]. La estrategia usual es por tanto dividir el estudio micrometeorológico en su parte promedio y su parte turbulenta. Así, sea x cualquier magnitud micrometeorológica, ésta vendrá representada por:

$$x = \bar{x} + x' \quad (3.1)$$

siendo $\bar{x}$ el promedio y x' la desviación respecto del promedio o fluctuaciones (descomposición de Reynolds).

Existen 3 maneras de calcular el promedio de la magnitud x : el promedio espacial, el temporal y el promedio sobre el conjunto de muestras o experimentos. El promedio espacial consiste en tomar N muestras de la magnitud x a lo largo de una trayectoria espacial s y promediar a lo largo de ella:

$$\overset{esp}{\bar{x}}(s) = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^{N-1} x_i(s) \quad (3.2)$$

El promedio temporal consiste en medir N veces la magnitud x en un punto espacial fijo durante un tiempo t y promediar todas las N muestras en ese tiempo:

$$\overset{temp}{\bar{x}}(t) = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^{N-1} x_i(t) \quad (3.3)$$

El promedio sobre el conjunto de muestras vendría dado por:

$$\overset{conj}{\bar{x}}(x, t) = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^{N-1} x_i(x, t) \quad (3.4)$$

Esta definición es inviable desde el punto de vista físico pues el observador no tiene manera alguna de reproducir el mismo experimento en el mismo punto bajo las mismas condiciones atmosféricas. Sin embargo y en cualquier caso, el fenómeno caótico de la turbulencia atmosférica en condiciones ideales presenta isotropía y estacionariedad, luego el promedio temporal y el espacial son equivalentes. Probar que el promedio de conjuntos es igual a los dos anteriores no es posible, sin embargo a efectos prácticos nos creemos que sí (hipótesis ergódica). Concluyendo, los tres promedios deben de ser equivalentes:

$$\overline{x}^{esp} = \overline{x}^{temp} = \overline{x}^{conj} = \overline{x}$$

De esta manera, en lo sucesivo hablaremos de promedio de una magnitud sin especificar el método, aunque se entienda que en general usamos el promedio temporal gracias a la hipótesis de Taylor.

3.3. Hipótesis de Taylor

Como se ha explicado previamente es físicamente imposible reproducir condiciones atmosféricas iguales para realizar el promedio sobre los conjuntos de muestras. Así, lo más cómodo es montar los sensores sobre un punto fijo (una torre o plataforma) y realizar promedios temporales de las magnitudes micrometeorológicas ya que el propio movimiento del viento hace como si nos moviéramos espacialmente. Esta idea fue sugerida por [Taylor \[1938\]](#) como manera de medir la turbulencia arrastrada por el viento.

Taylor estableció esta hipótesis pensando en una turbulencia 'congelada', es decir, que no cambia durante la advección del viento. Esto solamente ocurriría en el caso en el que la escala de tiempo de un remolino sea mucho mayor que el tiempo que éste tarda en pasar por el sensor. Para cumplir esta condición Willis y Deardorff (1976) sugirieron que se cumpliría cuando:

$$\sigma_U < 0.5U \quad (3.5)$$

donde σ_U es la desviación estándar de U , la velocidad horizontal del viento, dada a su vez por:

$$U^2 = u^2 + v^2 \quad (3.6)$$

donde u y v son la velocidad frontal y lateral del viento en el plano. Es decir, la hipótesis de Taylor se cumplirá cuando la intensidad de la turbulencia, dada por la desviación estándar, sea pequeña con respecto a la velocidad horizontal del viento.

3.4. Reglas de Reynolds

Sean x e y variables micrometeorológicas y a una constante, el operador promedio se define por las siguientes propiedades de linealidad:

1. El promedio de una constante es ella misma.

$$\bar{a} = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^{N-1} a_i = \frac{1}{N} Na = a \quad (3.7)$$

2. Las constantes son independientes de la operación promedio.

$$\overline{ax} = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^{N-1} (ax)_i = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^{N-1} a_i x_i = a \frac{1}{N} \sum_{i=0}^{N-1} x_i = a\bar{x} \quad (3.8)$$

3. El promedio de la suma es la suma de promedios.

$$\overline{x+y} = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^{N-1} (x+y)_i = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^{N-1} (x_i + y_i) = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^{N-1} x_i + \frac{1}{N} \sum_{i=0}^{N-1} y_i = \bar{x} + \bar{y} \quad (3.9)$$

De lo anterior se concluye además que:

4. El promedio de una magnitud es una constante.

$$\overline{(\bar{x})} = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^{N-1} \left(\frac{1}{N} \sum_{i=0}^{N-1} x_i \right) = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^{N-1} \bar{x} = \frac{1}{N} \bar{x} N = \bar{x} \quad (3.10)$$

5. El promedio del producto de un promedio y una variable es igual al producto del promedio de las variables.

$$\overline{(\bar{x}y)} = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^{N-1} \left(\frac{1}{N} \sum_{i=0}^{N-1} \bar{x} y_i \right) = \bar{x} \frac{1}{N} \sum_{i=0}^{N-1} y_i = \bar{x} \frac{1}{N} \bar{y} N = \bar{x} \bar{y} \quad (3.11)$$

Si ahora aplicamos el promedio a la magnitud x y hacemos su descomposición de Reynolds,

$$\overline{(x)} = \overline{\bar{x} + x'} = \overline{(\bar{x})} + \overline{x'} = \bar{x} + \overline{x'} \quad (3.12)$$

para poder coincidir la parte izquierda de la igualdad con la derecha se ha de cumplir que:

3. METODOLOGÍA: LA TÉCNICA EDDY COVARIANCE

6. El promedio de las fluctuaciones es cero ($\bar{x}' = 0$).

De esta manera, el producto de dos variables meteorológicas cualesquiera x e y sería:

$$\begin{aligned}\overline{(xy)} &= \overline{(\bar{x} + \bar{x}'(\bar{y} + y'))} = \overline{(\bar{x}\bar{y} + x'y + xy' + x'y')} = \\ &= \overline{(\bar{x}\bar{y})} + \overline{(x'\bar{y})} + \overline{\bar{x}y'} + \overline{(x'y')} = \bar{x}\bar{y} + \overline{x'y'}\end{aligned}\quad (3.13)$$

Es decir, el promedio de un producto equivaldría al producto de promedios más un término extra asociado solamente a las fluctuaciones que da cuenta de la turbulencia. La expresión matemática de este último término es la siguiente:

$$\overline{x'y'} = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^{N-1} (x'y')_i \quad (3.14)$$

que igualmente podríamos expresar de esta otra manera con la descomposición de Reynolds:

$$\overline{x'y'} = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^{N-1} (x - \bar{x})_i (y - \bar{y})_i = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^{N-1} (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y}) \quad (3.15)$$

Esta expresión es precisamente la definición matemática de la covarianza entre x e y , de ahí el nombre de técnica *eddy covariance*. Los remolinos o *eddies* son entes inherentes a la turbulencia la cual se calcula a partir de la covarianza entre dos magnitudes, una escalar y otra vectorial.

3.5. Ecuaciones de los flujos turbulentos. Notación y definiciones

La técnica *eddy covariance* consiste en última estancia en el cálculo de las covarianzas (véase Sección 3.4), a través de las cuales se puede estimar el intercambio de masa, energía y momento entre la superficie y la atmósfera. A continuación se exponen las ecuaciones de estas densidades de flujo turbulento recordando que, por economía de lenguaje, habitualmente se habla simplemente de flujo. Se utilizará el siguiente convenio de signos: + denotará un flujo desde la superficie a la atmósfera y - denotará un flujo desde la atmósfera a la superficie.

- Densidad de flujo de momento

El flujo o transporte de momento en cualquier dirección espacial viene dado por una matriz 3x3 simétrica conocida como tensor de Reynolds que da

3. METODOLOGÍA: LA TÉCNICA EDDY COVARIANCE

cuenta de los procesos de cizalla que produce el viento sobre la superficie. El intercambio de momento lineal entre la atmósfera y la superficie por unidad de tiempo y área es:

$$\tau = \rho \tau_{ij} = \rho \begin{pmatrix} \overline{u'u'} & \overline{u'v'} & \overline{u'w'} \\ \overline{v'u'} & \overline{v'v'} & \overline{v'w'} \\ \overline{w'u'} & \overline{w'v'} & \overline{w'w'} \end{pmatrix} \quad (3.16)$$

donde ρ es la densidad del aire y u, v, w denotan las componentes de la velocidad del viento en los ejes cartesianos x, y, z respectivamente. Las unidades del flujo de momento son $\text{kg m s}^{-1} \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ o equivalentemente $\text{kg m}^{-1} \text{ s}^{-2}$. El flujo de momento siempre tiene signo negativo ya que es el viento el que se frena debido a las rugosidades de la superficie, cediendo momento a esta.

■ Notación de Einstein

A lo largo de este texto se emplearan esporádicamente tanto vectores (3 componentes) como tensores (9 componentes). Por economía de escritura frecuentemente se utiliza la notación de Einstein para abreviar tales entes matemáticos en una sola expresión.

De esta manera, según esta notación abreviada, los tensores se representan como variables con dos subíndices, los vectores como variables con solo un subíndice y los escalares sin subíndices (o con índices repetidos), salvo la delta de Kronecker definida por:

$$\delta_{ij} = \begin{cases} 1 & \text{si } i = j \\ 0 & \text{si } i \neq j \end{cases}$$

que a pesar de presentar dos subíndices denota una cantidad escalar.

La notación de Einstein sigue las siguientes reglas:

1. Cuando dos índices idénticos aparecen en el mismo término, se sumara ese término para cada uno de los posibles valores (1, 2 y 3) de los índices repetidos. Por ejemplo:

$$x_i \frac{\partial c}{\partial x_i} = x_1 \frac{\partial c}{\partial x_1} + x_2 \frac{\partial c}{\partial x_2} + x_3 \frac{\partial c}{\partial x_3}$$

2. Cuando los índices en un término de una ecuación no estén repetidos entonces esa única ecuación se desdoblaría en 3 ecuaciones, cada una para cada valor del índice no sumado.

3. METODOLOGÍA: LA TÉCNICA EDDY COVARIANCE

A modo de ejemplo y según la notación de Einstein, el anterior tensor de Reynolds quedaría representado sencillamente por:

$$\tau_{ij} = \overline{u'_i u'_j}$$

, que siguiendo la regla 2 daría:

$$\tau_{ij} = \begin{pmatrix} \overline{u'_1 u'_j} \\ \overline{u'_2 u'_j} \\ \overline{u'_3 u'_j} \end{pmatrix}$$

y utilizando la regla 1:

$$\tau_{ij} = \begin{pmatrix} \overline{u'_1 u'_j} \\ \overline{u'_2 u'_j} \\ \overline{u'_3 u'_j} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \overline{u' u'} & \overline{u' v'} & \overline{u' w'} \\ \overline{v' u'} & \overline{v' v'} & \overline{v' w'} \\ \overline{w' u'} & \overline{w' v'} & \overline{w' w'} \end{pmatrix}$$

■ Velocidad de Fricción

Desde el punto de vista de la turbulencia sería muy interesante definir un parámetro que indique la capacidad que tiene el fluido para transportar un escalar determinado. Prandtl [1949] definió este parámetro (u^*) como la velocidad de fricción:

$$u^{*2} = -\overline{u' w'}$$

Definida de esta manera, la velocidad de fricción es un parámetro de escala y por lo tanto es la velocidad más apropiada dentro de la capa superficial de la atmosfera, siendo por ejemplo muy útil para definir la estabilidad atmosférica. Tal y como está expresado, la velocidad de fricción hace referencia a una de las componentes del tensor de Reynolds. Sin embargo, el tensor de Reynolds no siempre podría estar alineado con el viento promedio u (piénsese en la rotación de las componentes horizontales del viento con la altura debido a la fuerza de Coriolis, o en terrenos complejos o no homogéneos) y por lo tanto se redefine la velocidad de fricción a partir de todas las componentes del tensor de Reynolds capaces de producir un transporte vertical de momento horizontal.

$$u^{*2} = \sqrt{\overline{u' w'^2} + \overline{v' w'^2}} \quad (3.17)$$

■ Longitud de rugosidad

La longitud de rugosidad se define como la altura a la que la velocidad del viento se anula y puede determinarse en condiciones estables a partir de una extrapolación del perfil de viento (estando la altura en escala logarítmica) para viento cero (Fig. 3.1).

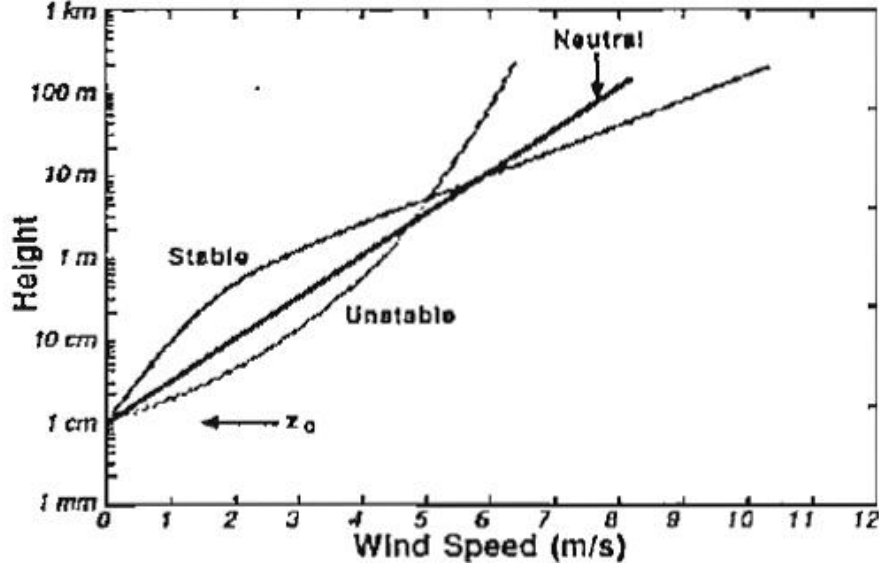


Figura 3.1: Perfil típico del viento con la altura en escala logarítmica. La longitud de rugosidad viene representada por z_0 [Stull, 1988]

- Densidad de flujo de calor sensible

El flujo o transporte turbulento de calor sensible representa una transferencia de calor desde la atmósfera a la superficie o viceversa debido exclusivamente a la diferencia de temperaturas y viene dado por:

$$H = \rho c_p \overline{w'T'} \quad (3.18)$$

donde ρ vuelve a ser la densidad del aire, c_p es el calor específico del aire a presión constante, w es la velocidad vertical del viento, y T es la temperatura del aire. Sus unidades son $\text{J m}^{-2} \text{s}^{-1}$ o W m^{-2} .

- Densidad de flujo de calor latente

El flujo o transporte turbulento de calor latente representa una transferencia de calor para que el agua de la superficie cambie de estado y evapore. Su expresión es:

$$LE = L\rho c_p \overline{w'r'} \quad (3.19)$$

donde L es el calor latente de evaporación del agua, ρ es la densidad del aire, w la velocidad vertical del viento, c_p es el calor específico del aire a presión constante y r es la razón de mezcla del vapor de agua. Sus unidades son, al igual que el flujo de calor sensible, $\text{J m}^{-2} \text{s}^{-1}$ o W m^{-2} , por tratarse de un

3. METODOLOGÍA: LA TÉCNICA EDDY COVARIANCE

flujo de energía. Si el flujo de calor latente LE se divide por L , se obtiene el flujo de vapor de agua o evapotranspiración (E), cambiando así de un flujo de energía a un flujo másico. Las unidades de E son $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ pudiendo transformar a $\text{mm} (\text{kg m}^{-2})$ una vez se multiplique por el tiempo sobre el que se ha calculado la covarianza $\overline{w'r'}$.

- Densidad de flujo de CO_2

El flujo o transporte turbulento de CO_2 representa una transferencia másica de CO_2 desde la superficie a la atmósfera o viceversa denotado por:

$$F = \rho_d \overline{w'c'} \quad (3.20)$$

donde ρ_d es la densidad del aire seco, w la velocidad vertical del viento y c es la razón de mezcla de CO_2 .

Actualmente en la literatura cada vez con menos frecuencia se denotan los intercambios de carbono por F . La notación NEE o NEP (Net Ecosystem Productivity; $NEP = -NEE$) o incluso F_{NEE} , para enfatizar que se trata de un flujo, se ha extendido en su lugar indicando generalmente la suma del flujo de CO_2 más el término de almacenamiento (véase sección 3.13.2). Incluso la notación $NECB$ (*Net Ecosystem Carbon Balance*) se ha presentado recientemente [Chapin III et al., 2006] enfatizando así que con la técnica *eddy covariance* no solo se registran flujos que exclusivamente tengan que ver con la biología.

A lo largo de este texto, ya que en las zonas experimentales de estudio la contribución del almacenamiento es despreciable [Kowalski et al., 2003; Suyker y Verma, 2001], se hablará indistintamente del intercambio neto de CO_2 como F o como NEE , intentando dar preferencia a esta segunda notación por ser más extendida.

Las ecuaciones turbulentas descritas presentan dos problemas conceptuales:

1. La colocación y dirección de los ejes cartesianos queda aún por definir y por lo tanto conceptos como 'velocidad vertical del viento' carecen aún de sentido. De hecho, como se comprobará el concepto de vertical es un tanto abstracto pues éste se asociará a la perpendicularidad con las líneas de corriente (Rotación de coordenadas; véase sección 3.12.1).

2. Los *IRGAs* habitualmente no miden razones de mezcla sino densidades. Por ello se utilizará la densidad de vapor de agua y CO_2 para estimar los flujos de éstos. Sin embargo, el medir densidades, magnitudes no generalmente conservativas en la atmósfera, en vez de razones de mezcla, acarreará nuevos inconvenientes de los que habrá que corregir (Términos WPL y corrección de Burba; véase sección 3.12.2 y 3.12.3).

3.6. Dominio del tiempo

Supongamos una superficie A desde la que se desprende o absorbe una cantidad cuya razón de mezcla es c . Podríamos entonces estimar esta cantidad si midiéramos el flujo a través de las 6 caras de un cubo imaginario cuya base fuera la superficie A . La ley de la conservación de la masa, despreciando la difusión molecular, establece que la suma del cambio en la razón de mezcla c (término I) y la advección (término II) se iguala con la suma de la divergencia del flujo de la cantidad c (término III) y la fuente/sumidero biológico de c (término IV).

$$\underbrace{\frac{\partial \bar{c}}{\partial t}}_{\text{I}} + \underbrace{\bar{u} \frac{\partial \bar{c}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{c}}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial \bar{c}}{\partial z}}_{\text{II}} = - \left(\underbrace{\frac{\partial \overline{u'c'}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{v'c'}}{\partial y} + \frac{\partial \overline{w'c'}}{\partial z}}_{\text{III}} + \underbrace{S_b(x, y, x)}_{\text{IV}} \right) \quad (3.21)$$

Según se ha visto en la sección 3.2, las barras indican promedios temporales y las comillas la fluctuación respecto del promedio. Las variables x, y, z son las coordenadas cartesianas y u, v, w las componentes del viento en los tres ejes coordenados anteriores. Bajo condiciones ideales, las concentraciones y la velocidad del viento son estables en la atmósfera, luego no hay almacenamiento, es decir, el término I es cero (véase sección 3.13.2 para el caso contrario). A su vez, si la superficie A es homogénea no hay advección horizontal ni vertical, es decir, el término II es cero. Por la misma razón, no existen fuentes ni sumideros por las paredes laterales del cubo, luego la divergencia x e y del flujo de la cantidad c es cero. Por lo tanto, la ecuación de conservación se simplifica a:

$$\frac{\partial \overline{w'c'}}{\partial z} = -S_b(z) \quad (3.22)$$

Integrando esta ecuación respecto de la altura z , se obtiene:

$$\overline{w'c'}(z_m) = \overline{w'c'}(0) - \int_0^{z_m} S_b(z) dz \quad (3.23)$$

, es decir, la densidad de flujo vertical (o directamente flujo; véase sección 3.1) a la altura z_m , donde se encuentra el punto de medida es igual a la densidad de flujo que sale por el suelo menos el que se absorbe por parte de la vegetación.

3.7. Dominio de la frecuencia

El transporte turbulento se constituye de *eddies* o remolinos superpuestos uno sobre el otro. La frecuencia relativa del tamaño de estos remolinos define el llamado espectro de la turbulencia. El flujo de la magnitud c podría por lo tanto calcularse también si integráramos el coespectro entre la magnitud c y la velocidad vertical w . Es decir, integrar la cantidad de flujo asociada a una frecuencia ν para todas las posibles frecuencias del espectro:

$$\overline{w'c'} = \int_0^\infty S_{wc}(\nu) d\nu \quad (3.24)$$

Sin embargo, el flujo que realmente se mide depende del aparato que se utilice, el cual inevitablemente introduce un filtro h en ciertas frecuencias. De esta manera la estimación del flujo será la convolución de S_{wc} y h .

$$\overline{w'c'}_{medido} = \int_0^\infty S_{wc}(\nu) h(\nu) d\nu \quad (3.25)$$

Si registráramos todos los *eddies* en todas sus frecuencias posibles conseguiríamos evaluar el flujo vertical del escalar c . La medición del flujo a altas frecuencias vendría por lo tanto limitada por un filtro h dada por la respuesta más lenta del aparato, o por la propia forma, construcción o diseño del mismo. En cualquier caso, un muestreo a 10 Hz, el cual sí permiten los aparatos de hoy en día, sería capaz de recoger las altas frecuencias del coespectro entre w y c . Para recoger las bajas frecuencias basta con medir durante largos espacios de tiempo. Sin embargo, a frecuencias tan bajas se recogen otros fenómenos sinópticos que poco tienen que ver con lo que ocurre dentro de la capa límite a escala micrometeorológica. La figura 3.2 marca el salto en frecuencias que se produce entre la escala sinóptica y la escala micrometeorológica, objeto de nuestro estudio.

Lo habitual es medir dentro de un intervalo temporal de 30 minutos abarcando así todas las frecuencias de la escala donde se producen los fenómenos turbulentos. De esta manera, descartamos los fenómenos a mayor escala, como el ciclo día/noche o la dinámica atmosférica que tienen poca influencia en el intercambio del carbono que se produce entre la superficie y la atmósfera.

3.8. Energía cinética de la turbulencia. Longitud de Obukhov

La energía cinética de la turbulencia es una de las variables más importantes de la micrometeorología ya que consiste en medir la intensidad de la turbulencia,

3. METODOLOGÍA: LA TÉCNICA EDDY COVARIANCE

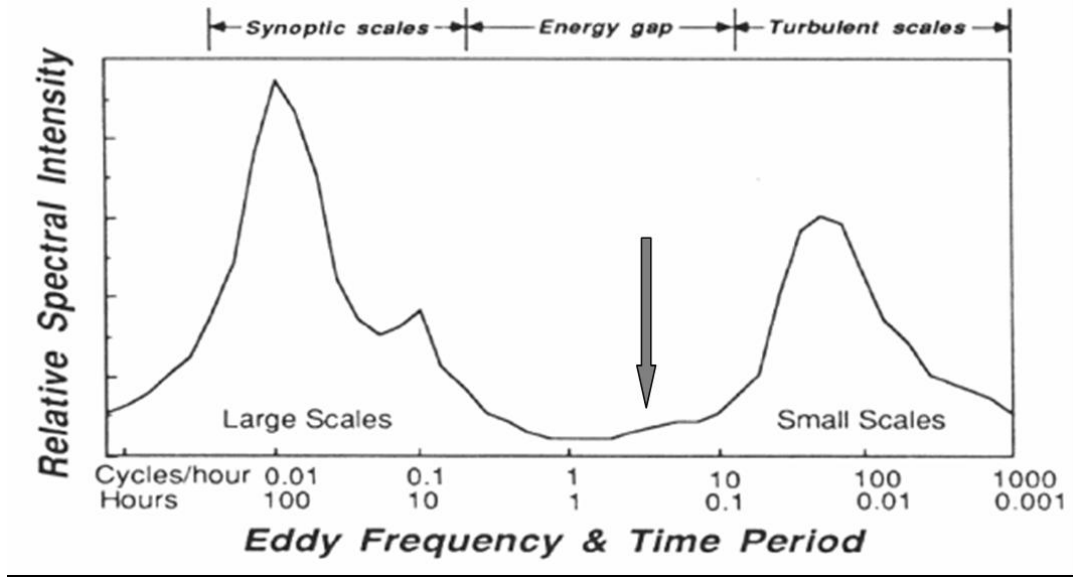


Figura 3.2: Intensidades espectrales relativas en la atmósfera [Stull, 1988]. La flecha representa la escala a partir de la cual se engloba la rama de la micrometeorología.

que típicamente está ligada al momento, al calor y al transporte de humedad a través de la capa límite [Stull, 1988]. La energía cinética de la turbulencia se define como:

$$\bar{e}_k = 0.5(\overline{u'^2} + \overline{v'^2} + \overline{w'^2}) \quad (3.26)$$

donde u , v y w son las velocidades del viento en los 3 ejes. Es decir, la energía cinética de la turbulencia no es más que la suma de las varianzas (notación de Reynolds, véase sección 3.4) de las 3 componentes del viento dividido por dos. Nótese como esta expresión abarca aquellos fenómenos creadores de turbulencia vertical como el *bouyancy*, recogidos en las fluctuaciones en w , y aquellos fenómenos creadores de turbulencia horizontal como la cizalla que produce el viento sobre la superficie, recogidos en las fluctuaciones de u y v .

La energía cinética de la turbulencia se presenta en una ecuación de balance energético en la que varios términos entran en juego y cuya estabilidad determina la capacidad del fluido de mantener la turbulencia, de llegar a ella o de disiparla:

$$\underbrace{\frac{\partial \bar{e}_k}{\partial t}}_{\text{I}} + \underbrace{u_j \frac{\partial \bar{e}_k}{\partial x_j}}_{\text{II}} = \underbrace{\delta_{i3} \frac{g}{\theta_v} \overline{u'_i \theta'_v}}_{\text{III}} - \underbrace{\overline{u'_i u'_j} \frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_j}}_{\text{IV}} - \underbrace{\frac{\partial \bar{u}'_j e_k}{\partial x_j}}_{\text{V}} - \underbrace{\frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial \bar{u}'_i P'}{\partial x_i}}_{\text{VI}} - \underbrace{e_{disp}}_{\text{VII}} \quad (3.27)$$

3. METODOLOGÍA: LA TÉCNICA EDDY COVARIANCE

donde e_k es la energía cinética de la turbulencia (Ec. 3.26), t es el tiempo, u_i y u_j son velocidades del viento en los ejes cartesianos x_i y x_j (donde i y j toman los valores 1, 2 y 3; Notación de Einstein: Sección 3.5), θ_v es la temperatura virtual, ρ y P son la densidad y presión de aire, g la aceleración de la gravedad y δ la delta de Kronecker (Sección 3.5).

El primer término de la ecuación 3.27 representa el almacenamiento local de energía y el segundo describe la advección de la energía cinética de la turbulencia por el viento promedio. El tercer término representa la producción de flotabilidad, si el flujo de calor $\overline{u'_i \theta'_v}$ es positivo, típicamente durante el día, o su consumo si éste es negativo, típicamente durante la noche. Análogamente, el término IV es la producción o pérdida de cizalla dada por el flujo de momento $\overline{u'_i u'_j}$. El término V se refiere al transporte turbulento de energía. El VI describe la redistribución de la energía turbulenta debida a las perturbaciones en la presión atmosférica y que generalmente se asocia a oscilaciones en el aire (ondas de gravedad o de flotabilidad). Finalmente, el último término engloba la pérdida de energía por procesos disipativos, transformando la energía en calor.

Si se escoge un sistema de coordenadas alineado con la velocidad promedio del viento, se asume que existe una homogeneidad horizontal y si se desprecia la posible subsidencia, la ecuación 3.27 se puede reducir a:

$$\frac{\partial \overline{e_k}}{\partial t} = \frac{g}{\theta_v} \overline{w' \theta'_v} - \overline{u' w'} \frac{\partial \overline{U}}{\partial z} - \frac{\partial \overline{w' e_k}}{\partial z} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial \overline{w' P'}}{\partial z} - e_{disp} \quad (3.28)$$

Esta ecuación reivindica que la turbulencia es de naturaleza disipativa ya que el término e_{disp} siempre existe hasta que la turbulencia no haya cesado. Es decir, la turbulencia tiende siempre a decrecer y desaparecer con el tiempo a no ser que sea generada localmente o que sea transportada desde otro lugar. La energía cinética de la turbulencia es por lo tanto no conservativa.

Algunos términos de la ecuación del balance energético de la turbulencia definen parámetros de escala de utilidad en la capa superficial atmosférica o *surface layer*, región en la que los flujos turbulentos varían menos de un 10 % de su magnitud con la altura. Haciendo la aproximación de flujo constante (con la altura) podríamos utilizar simplemente los valores en la superficie del flujo de calor y momento para definir las escalas de la turbulencia y así eliminar las dimensiones de la ecuación del balance de energía cinética turbulenta.

Si multiplicamos toda la ecuación 3.28 por $-kz_m/u_*^3$ (k es la constante de Von Karman con valor 0.4, z_m es la altura de medida y u_* es la velocidad de fricción) y asumimos que todos los flujos turbulentos igualan sus respectivos valores

3. METODOLOGÍA: LA TÉCNICA EDDY COVARIANCE

en la superficie, los términos III, IV y VII serían ahora no dimensionales. Estos dos últimos proporcionarían gradientes no dimensionales que no serán de nuestro interés.

El término III de la ecuación 3.28 es así designado por el símbolo ζ y definido como:

$$\zeta = \frac{z_m}{L_{obu}} = \frac{-kz_m g(\overline{w'\theta'_v})}{u_*^3 \theta'_v} \quad (3.29)$$

donde L_{obu} es la longitud de Obukhov:

$$L_{obu} = \frac{-u_*^3 \theta'_v}{kg(\overline{w'\theta'_v})} \quad (3.30)$$

Una interpretación de la longitud de Obukhov sería que es proporcional a la altura sobre la superficie a la cual los efectos de flotabilidad dominan sobre los de cizalla (Fig. 3.3).

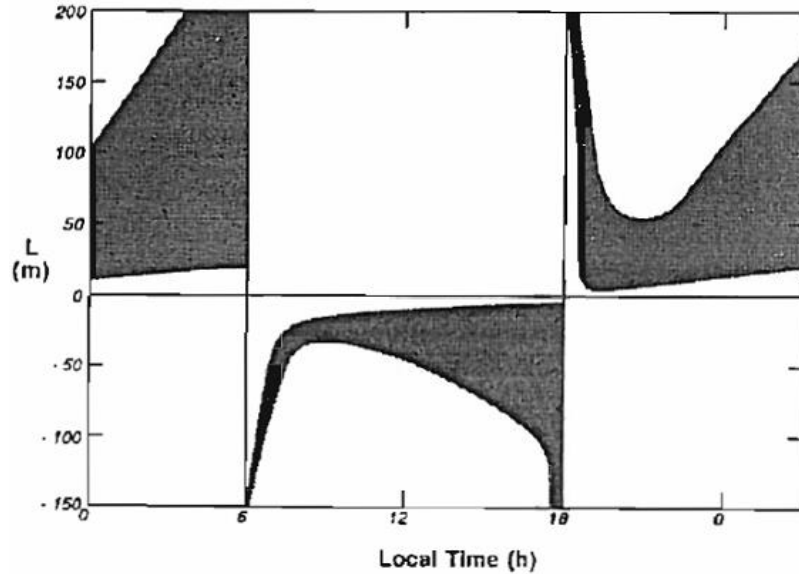


Figura 3.3: Rangos típicos de la evolución diaria de la longitud de Obukhov [Stull, 1988].

La magnitud del parámetro ζ no está relacionada directamente con la estabilidad estática o dinámica, sin embargo sí su signo. De esta manera, un valor negativo de ζ implica condiciones no estables y un valor positivo indica estabilidad atmosférica.

3.9. Área de influencia (*footprint*)

La hipótesis de Taylor (Sección 3.3) de medir los flujos turbulentos arrastrados por el viento deja sin embargo en interrogante la procedencia del escalar que se transporta. Esto junto con el hecho de que cada vez más la técnica *eddy covariance* se usa sobre terrenos no homogéneos ha hecho despertar el interés de investigar cual es la superficie que influye en la medida. Esta superficie se denomina *footprint* o área de influencia. Así, el *footprint* de una medida de flujo turbulento define el contexto espacial de la propia medida.

Sobre una superficie homogénea, la localización exacta de la medida no es un problema ya que en ese caso el flujo en cualquier parte de dicha superficie sería igual por definición. Sin embargo, si una superficie es heterogénea, la señal medida depende de aquella parte de la superficie que tenga la influencia mayor sobre el sensor. Sobre superficies no homogéneas, la variabilidad vertical y horizontal de la medición del intercambio de gases entre la superficie y la atmósfera debe de ser tomada en cuenta y por lo tanto surge la idea de cual es la representatividad espacial de la medida.

El área de influencia de una medida de flujo turbulento se define como la función de transferencia entre el valor medido y el conjunto de forzamientos que existen en la interfase superficie-atmósfera. Formalmente, este concepto se expresa en una ecuación integral según Pasquill y Smith [1983]:

$$\eta(r) = \int_{\mathfrak{R}} Q_{\eta}(r + r') f(r, r') dr' \quad (3.31)$$

donde η es el valor medido en la localización r , $Q_{\eta}(r + r')$ es la distribución de fuentes o sumideros en el volumen entre en la superficie y la vegetación, y $f(r, r')$ es el *footprint* o función de transferencia que depende de r y de la separación espacial entre la medida y el lugar del forzamiento r' . La integración se lleva a cabo sobre el dominio $\mathfrak{R}$. La figura 3.4 es una representación esquemática de la función *footprint*. En ella se observa que el *footprint* asociado al transporte turbulento no es simétrico respecto al eje vertical donde están los sensores. Generalmente, el valor de la función *footprint* f crece hasta un máximo (f_{max}) que se encuentra a cierta distancia a barlovento con respecto a los sensores x_m y cae suavemente en todas sus caras. El área fuente (Ω_p) representa el área más pequeña posible responsable de una cierta contribución ($P = 0.5$) al valor de η en la altura z_m [Schmid y Oke, 1988]. La integral bajo la curva de *footprint* representa la cantidad de influencia que cada punto de la superficie (también llamado *fetch* efectivo por Pasquill [1972]) tiene sobre los sensores.

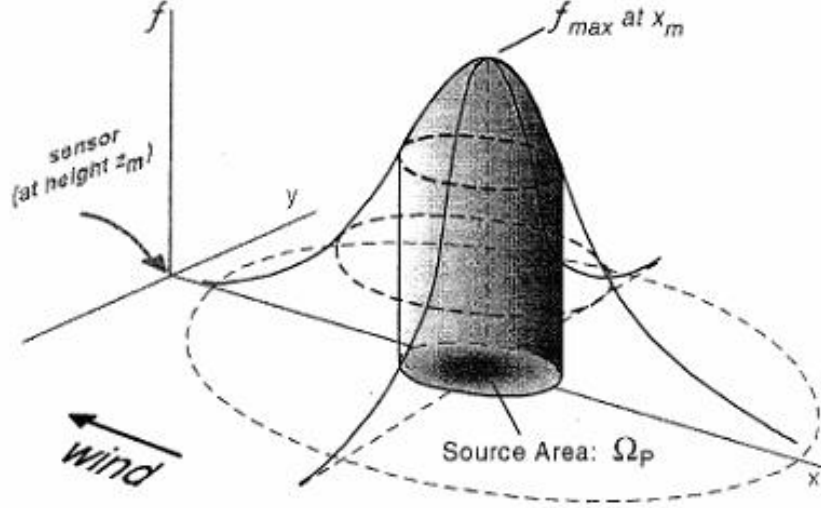


Figura 3.4: Representación esquemática de la función *footprint* [Schmid, 2002]. El área fuente al nivel P (Ω_P) es el área limitada por la proyección normal del isograma f_P sobre el plano x-y.

La resolución del problema del área de influencia y en particular la resolución de la ecuación 3.31 ha dado lugar a multitud de interpretaciones y/o estrategias. Una de las principales es la *inverted plume approach*, la cual asume que la función *footprint* f solamente depende de la separación entre la fuente y el sensor r' , y no del lugar de la medida r , es decir:

$$f(r, r') \approx f(r') \quad (3.32)$$

La consecuencia es que la función f es independiente de Q_η y la integración de la ecuación 3.31 se simplifica.

La tabla 3.1 de Schmid [2002] resume los autores que hasta la fecha han aportado ideas para la resolución del problema del *footprint*. Entre todas estas posibles estrategias para dar solución al problema del *footprint* nos hemos decantado, debido a su simplicidad y fácil aplicación, por el modelo de *Flux-Source Area Model* (*FSAM*) propuesto por Schmid [1994]. Los resultados de este modelo serán más que suficientes para nuestras zonas experimentales bastante homogéneas.

Los parámetros de entrada del modelo *FSAM* son:

1. z_m/z_0 (Altura de medida / Longitud de la rugosidad)

3. METODOLOGÍA: LA TÉCNICA EDDY COVARIANCE

MODELO (REFERENCIA)	INVERTED PLUME APPROACH	INHOMOG. HORIZONTAL *	INHOMOG. VERTICAL *	DOMINIO **	TIPO DE SOLUCIÓN ***
[Pasquill, 1972]	Sí	No	No	ASL	Analítica
[Gash, 1986]	Sí	No	No	N-ASL	Analítica
[Schmid y Oke, 1990]	Sí	No	No	US-ASL	Analítica, SA
[Schuepp et al., 1990]	Sí	No	No	N-ASL	Analítica
[Leclerc y Thurtell, 1990]	Sí	No	Sí	ASL	LS(F)
[Wilson y Swaters, 1991]	Sí	No	Sí	ASL/C-ML	LS(F)
[Horst y Weil, 1992, 1994]	Sí	No	No	ASL	Analítica
[Weil y Horst, 1992]	Sí	No	No	C-ML	LS(F)
[Hadfield, 1994]	Sí	No	Sí	C-ABL	LES+LS(F)
[Luhar y Rao, 1994]	Sí	Sí	Sí	ASL	LS(F)
[Schmid, 1994]	Sí	No	No	ASL	Analítica, SA
[Flesch, 1996]	No	Sí	Sí	N-ASL	LS(B)
[Leclerc et al., 1997]	No	Sí	Sí	C-ABL	LES
[Stannard, 1997]	Sí	No	No	ASL	Analítica
[Baldocchi, 1997]	Sí	No	Sí	FCL+N-ABL	LS(F)
[Su y Leclerc, 1998]	No	Sí	Sí	FCL+N-ASL	LES
[Horst, 1999]	Sí	No	No	ASL	Analítica
[Haenel y Grünhage, 1999]	Sí	No	No	ASL	Analítica
[Hsieh et al., 2000]	Sí	No	No	ABL	Híbrida
[Rannik et al., 2000]	Sí	No	Sí	FCL+RSL+ASL	LS(F)
[Kormann y Meixner, 2001]	Sí	No	No	ASL	Analítica
[Kljun et al., 2002]	No	Sí	Sí	ASL+C-ML	LS(B)

Cuadro 3.1: Histórico de las contribuciones al problema del *footprint* [Schmid, 2002].

(*) Refleja la capacidad del modelo para incluir la inhomogeneidad vertical y horizontal de la turbulencia (**) ASL: *Atmospheric Surface Layer*, ABL: *Atmospheric Boundary Layer*, ML: *Mixed Layer*, FCL: *Forest Canopy Layer*, RSL: *Roughness Sublayer*, N: *Neutral*, US: *Unstable*, C: *Convective* (***) LS: *Lagrangian Stochastic*, F: *Forward*, B: *Backward*, LES: *Large-Eddy Simulation*, SA: *Source Area*

2. z_m/L_{obu} (Altura de medida / Longitud de Obukhov)
3. $\sigma(\nu)/u^*$ (Desviación estándar de la velocidad horizontal lateral / Velocidad de fricción)

La mayoría de los parámetros de entrada del modelo son constantes o aproximadamente constantes si el ecosistema no sufre cambios grandes. Sin embargo, la longitud de Obukhov y la velocidad de fricción sí son variables, lo que nos proporcionaría un *footprint* a su vez variable en cada media hora. Para evitar tal problema separamos la variabilidad de $\overline{w'\theta'_v}$ y u^* (ya que L_{obu} depende fundamentalmente de $\overline{w'\theta'_v}$ y u^*) en clases abarcando con estas todo su rango típico posible y suponemos que $\overline{w'\theta'_v} \approx \overline{w'T'} \approx H$.

La figura 3.5 resume los parámetros de salida del modelo *FSAM* que determinan las dimensiones del área fuente. El modelo *FSAM* proporciona los valores de la distancia al punto fuente máxima (x_m), distancia hasta el extremo más cercano (a) y lejano (e) del área fuente, el extremo lateral del área fuente (d) y distancia al sensor de radio máximo del área fuente (x_d) para el nivel 10 %, 20 %, ..., 90 % del isograma de la función *footprint*.

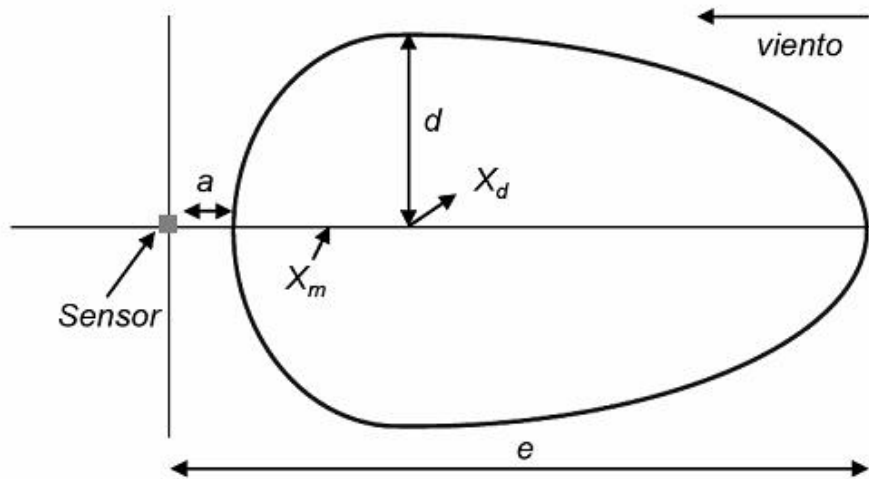


Figura 3.5: Dimensiones características del área fuente, donde x_m es la distancia a barlovento a la que se encuentra la fuente máxima, a y e son la distancia hasta el extremo más cercano y más lejano respectivamente del área fuente, d es el extremo lateral del área fuente y x_d es la distancia al sensor de radio máximo del área fuente [Schmid, 1994].

3.10. Procesamiento de datos en Laguna Seca. Conversión A/D

El sistema de adquisición de datos instalado en la zona experimental de Laguna Seca muestrea a 40 Hz, pero los datos se almacenan según promedios de cinco segundos. A continuación se incluye un párrafo equivalente a cinco segundos de medida en dicha zona experimental tal y como se almacenan en la tarjeta de memoria:

```
SNC 061024093120 UTC AVE 5 SMP 40.000 AZI 0.0 SDQ 100
x = 1.18 y = 0.65 z = 0.54 T = 11.16
e5 = 0.534 e6 = 1.321
xsig = 0.346 ysig = 0.341 zsig = 0.354 Tsig = 0.159
e5sig = 0.001 e6sig = 0.002
xycov = 0.002 xzcov = -0.015 xTcov = 0.011
yzcov = 0.021 yTcov = -0.006 zTcov = 0.014
e5xco = 0.002 e6xco = 0.004
e5yco = 0.001 e6yco = 0.000
e5zco = 0.005 e6zco = -0.003
e5tco = 0.001 e6tco = 0.001
```

Hay mucha información útil en los ficheros con bloques de 5 en 5 segundos como este. Las variables x, y, z son los promedios a 5 segundos de las componentes de la velocidad del viento en $m s^{-1}$ en las tres direcciones espaciales, es decir,

$$\begin{matrix} \bar{u} \\ \bar{v} \\ \bar{w} \end{matrix}$$

Los promedios a 5 segundos de la densidad de CO_2 (ρ_c) y vapor de agua (ρ_v) vienen dados en el fichero por e5 y e6. Estas densidades están en unidades de voltios, por lo que debemos de convertir a unidades del sistema internacional $kg m^{-3}$. Para ello debemos de establecer una transformación de unidades. La relación entre unas unidades y otras es lineal, así, la ecuación de transformación no es más que:

$$\rho(kg m^{-3}) = A\rho(V) + B \quad (3.33)$$

Por lo tanto surgen estas dos ecuaciones:

$$\rho_c(kg m^{-3}) = A_c\rho_c(V) + B_c \quad (3.34)$$

3. METODOLOGÍA: LA TÉCNICA EDDY COVARIANCE

$$\rho_v(kg\ m^{-3}) = A_v\rho_v(V) + B_v \quad (3.35)$$

tanto para el densidad del dióxido de carbono como para la densidad del vapor de agua, y donde A_c , A_v , B_c , B_v son constantes que dependen del rango de variación o fondo de escala de la covarianza de los flujos turbulentos de dióxido de carbono y de vapor de agua. Las unidades de estas constantes son respectivamente $kg\ V^{-1}\ m^{-3}$ para la A y $kg\ m^{-3}$ para la B .

Para averiguar las constantes debemos de evaluar estas expresiones en los extremos del intervalo del rango de variación (0 V y 5 V). Los valores escogidos para el CO_2 en los extremos del intervalo son:

$$\rho_c(kg\ m^{-3})_{min} = 5mmol\ m^{-3} = 0.00042kg\ m^{-3}$$

$$\rho_c(kg\ m^{-3})_{max} = 118mmol\ m^{-3} = 0.00088kg\ m^{-3}$$

Los valores escogidos para el vapor de agua en los extremos del intervalo son:

$$\rho_v(kg\ m^{-3})_{min} = 0mmol\ m^{-3} = 0kg\ m^{-3}$$

$$\rho_v(kg\ m^{-3})_{max} = 2340mmol\ m^{-3} = 0.04212kg\ m^{-3}$$

Desdoblado las ecuaciones 3.34 y 3.35 en los extremos quedaría:

$$\rho_c(kg\ m^{-3})_{min} = A_c\rho_c(V)_{min} + B_c \quad (3.36a)$$

$$\rho_c(kg\ m^{-3})_{max} = A_c\rho_c(V)_{max} + B_c \quad (3.36b)$$

$$\rho_v(kg\ m^{-3})_{min} = A_v\rho_v(V)_{min} + B_v \quad (3.36c)$$

$$\rho_v(kg\ m^{-3})_{max} = A_v\rho_v(V)_{max} + B_v \quad (3.36d)$$

Ahora se puede despejar y obtener las cuatro constantes ya que, $\rho_c(V)_{min}$ y $\rho_v(V)_{min}$ son cero y $\rho_c(V)_{max}$ y $\rho_v(V)_{max}$ valen 5, que es el voltaje máximo que se puede detectar. Si despejamos las constantes,

$$A_c = \frac{\rho_c(kg\ m^{-3})_{max} - \rho_c(kg\ m^{-3})_{min}}{5V} \quad (3.37a)$$

$$A_v = \frac{\rho_v(kg\ m^{-3})_{max} - \rho_v(kg\ m^{-3})_{min}}{5V} \quad (3.37b)$$

3. METODOLOGÍA: LA TÉCNICA EDDY COVARIANCE

$$B_c = \rho_c(kg\ m^{-3})_{min} \quad (3.38a)$$

$$B_v = \rho_v(kg\ m^{-3})_{min} \quad (3.38b)$$

Conociendo todas las constantes, podemos fácilmente transformar voltios a $kg\ m^{-3}$ utilizando las ecuaciones 3.36.

Volviendo a los datos del fichero, otras variables como por ejemplo `e5xcov` indica el promedio de la covarianza a 5 segundos entre `e5`, la densidad de CO_2 en voltios, y la componente x de la velocidad del viento, es decir,

$$\overline{e5'u'}$$

En otras palabras, si volvemos a la ecuación 3.13:

$$\overline{xy} = \overline{x}\overline{y} + \overline{x'y'}$$

y si recordamos que según la notación, las barritas significan promedios (de cinco segundos en nuestro caso), resulta que disponemos de todos los sumandos de esta ecuación, es decir, de todos los posibles productos entre

$$\overline{u}, \overline{v}, \overline{w}, \overline{\rho_c}, \overline{\rho_v}, \overline{T},$$

y de todas las posibles covarianzas entre ellos, que es lo que buscamos ya que en ellas se encuentra la información del transporte turbulento. Sin embargo, las covarianzas que directamente nos da el fichero están promediadas a 5 segundos, cuando se ha demostrado que lo que interesa son los promedios a media hora.

Para transformar a promedios de media hora se debe reescribir la ecuación 3.13 de esta manera:

$$(\overline{w\overline{c}})_{5seg} = (\overline{w})_{5seg}(\overline{c})_{5seg} + (\overline{w'c'})_{5seg} \quad (3.39)$$

a esta otra:

$$(\overline{w\overline{c}})_{30min} = (\overline{w})_{30min}(\overline{c})_{30min} + (\overline{w'c'})_{30min} \quad (3.40)$$

Ahora ya podemos despejar el último término que es el que vamos buscando y que está muy relacionado con un flujo turbulento final:

$$(\overline{w'c'})_{30min} = (\overline{w\overline{c}})_{30min} - (\overline{w})_{30min}(\overline{c})_{30min} \quad (3.41)$$

3. METODOLOGÍA: LA TÉCNICA EDDY COVARIANCE

estando cada uno de los promedios anteriores compuesto a su vez por promedios a 5 segundos:

$$(\overline{wc})_{30min} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{i=1} (w_i)_{5seg} (c_i)_{5seg} \quad (3.42a)$$

$$(\overline{w})_{30min} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{i=1} (w_i)_{5seg} \quad (3.42b)$$

$$(\overline{c})_{30min} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{i=1} (c_i)_{5seg} \quad (3.42c)$$

donde N es el número de muestras que debemos de usar hasta completar media hora de datos. En este caso,

$$N = \frac{1}{5seg} \frac{60seg}{1min} 30min = 360 \quad (3.43)$$

3.11. Procesamiento de datos en Lanjaron

El sistema de adquisición de datos instalado en la zona experimental de Lanjaron muestrea a 10 Hz. A continuación se incluye un breve extracto almacenado en la memoria del sistema de adquisición de datos que consta de una cabecera y de 4 décimas de segundo de medidas:

```
TOA5,1902,CR3000,1902,CR3000.Std.07,CPU:FINAL.CR3,59223,ts_data
TIMESTAMP,RECORD,Ux,Uy,Uz,Ts,diag_rmy,CO2,H2O,press,diag_irga
TS,RN,m/s,m/s,m/s,C,unitless,mg/m^3,g/m^3,kPa,unitless
, ,Smp,Smp,Smp,Smp,Smp,Smp,Smp,Smp,Smp,Smp
2008-02-07 15:05:41.7,50888,-2.01,3.75,0.29,4.53,0,557.4153,3.60357,79.08872,57
2008-02-07 15:05:41.8,50889,-1.64,3.73,0.12,4.67,0,556.9861,3.60654,79.08724,57
2008-02-07 15:05:41.9,50890,-2.17,3.6,-0.53,4.3,0,556.1855,3.627187,79.11471,57
2008-02-07 15:05:42,50891,-2.16,3.93,-0.24,4.22,0,556.5233,3.632956,79.06127,57
```

A diferencia de en la zona de Laguna Seca, en Lanjaron se registran datos brutos. Es decir, los valores sin promediar tal y como se miden: en este caso, la velocidad del viento en las tres componentes (denotados por U_x , U_y , U_z en el extracto anterior), las densidades de CO_2 y vapor de agua (CO_2 y H_2O), la presión (press) y dos parámetros indicadores del estado del anemómetro y del *IRGA* (diag_rmy y diag_irga respectivamente).

3. METODOLOGÍA: LA TÉCNICA EDDY COVARIANCE

El manejo de datos brutos presenta la desventaja de precisar de mayor capacidad de almacenamiento porque la frecuencia de medición es más alta. Además, se requieren *loggers* más potentes, y por lo tanto, más caros, que gestionen adecuadamente tantos registros. La principal ventaja de usar datos brutos es que siempre se podrán revertir los cálculos. Otra adicional es que se ofrece la posibilidad de trabajar en el dominio de la frecuencia, pudiendo estudiar así el espectro de la turbulencia.

El objetivo a partir de los datos brutos generados es construir todas las varianzas y covarianzas necesarias a media hora para de ahí calcular los flujos. Para ello, análogamente al tratamiento en Laguna Seca reparamos en la ecuación 3.13. Sean w y c dos variables cualesquiera del fichero de datos brutos anterior, normalmente velocidad del viento en alguna dirección y densidad, su covarianza, o varianza en caso de ser $w = c$, a media hora vendrá dada por:

$$(\overline{w'c'})_{30min} = (\overline{wc})_{30min} - (\overline{w})_{30min}(\overline{c})_{30min}$$

donde:

$$(\overline{wc})_{30min} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{i=N} w_i c_i \quad (3.44a)$$

$$(\overline{w})_{30min} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{i=N} w_i \quad (3.44b)$$

$$(\overline{c})_{30min} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{i=N} c_i \quad (3.44c)$$

siendo N el número de muestras en el periodo de medición de media hora:

$$N = \frac{10}{1seg} \frac{60seg}{1min} 30min = 18000 \quad (3.45)$$

Una vez obtenidas las adecuadas varianzas y covarianzas se procederá a aplicar las siguientes correcciones que exige la técnica para llegar al flujo final de CO₂ y vapor de agua.

3.12. Correcciones a la técnica *eddy covariance*

3.12.1. Rotación de coordenadas

Para poder cuantificar el flujo de una magnitud, generado como consecuencia de que nuestro ecosistema sea fuente o sumidero del gas en cuestión, necesitamos conocer las fluctuaciones de la componente de viento perpendicular a la superficie. Si dicha superficie se encuentra levemente inclinada la componente vertical w medida por el anemómetro sónico no es exactamente una componente normal a la superficie. Para trabajar con un sistema de coordenadas que simplifique los cálculos necesitamos realizar una rotación.

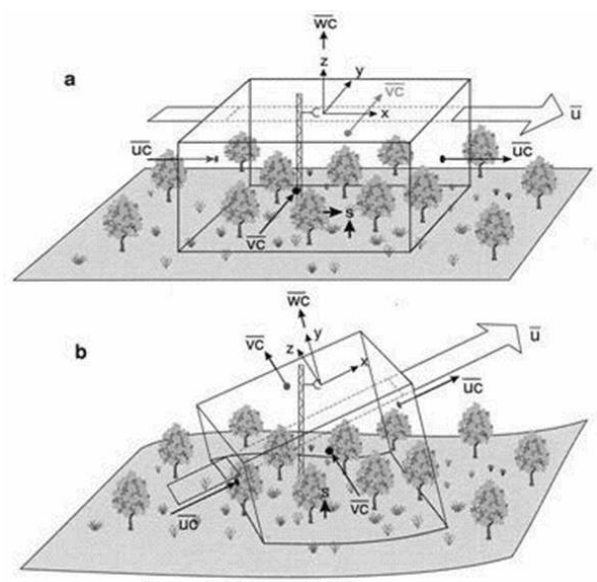


Figura 3.6: Esquema representativo de la rotación de coordenadas: a). Terreno homogéneo donde no hace falta rotar coordenadas. b). Terreno complejo, donde sí es necesario rotar coordenadas [Finnigan et al., 2003].

Para solventar este problema llevamos a cabo dos rotaciones del sistema de coordenadas como sugiere McMillen [1988] atendiendo a las ecuaciones publicadas por Kowalski et al. [1997].

El sistema original de coordenadas es establecido por la orientación del anemómetro sónico que ha de instalarse lo más vertical posible. Las coordenadas resultantes de la rotación se definen suponiendo que el viento promedio proviene únicamente de la dirección u (de este modo $\bar{v} = \bar{w} = 0$). Con la modificación del sistema de

3. METODOLOGÍA: LA TÉCNICA EDDY COVARIANCE

coordenadas los flujos, las varianzas y el viento promedio se deben rotar atendiendo a dos ángulos definidos a través de las componentes del viento promedio.

El primer paso es definir una rotación sobre el eje vertical hasta hacer máximo $\bar{u}$. Esta rotación es esencial para hacer que $\bar{v} = 0$. Para ello se determina el ángulo que forma la dirección del viento predominante con la dirección u del anemómetro sónico.

$$\eta = \arctan\left(\frac{\bar{v}}{\bar{u}}\right) \quad (3.46)$$

Una segunda rotación consistiría en rotar en torno a la nueva dirección v' para hacer que la componente vertical del viento w sea cero, es decir, que w sea perpendicular a la dirección del viento predominante:

$$\theta = \arctan\left(\frac{\bar{w}}{\bar{u}^2 + \bar{v}^2}\right)^{1/2} \quad (3.47)$$

El seno y coseno de estos dos ángulos son esenciales a la hora de escribir las ecuaciones de rotación:

$$\cos \eta = \frac{\bar{u}}{(\bar{u}^2 + \bar{v}^2)^{1/2}} \quad \sin \eta = \frac{\bar{v}}{(\bar{u}^2 + \bar{v}^2)^{1/2}} \quad (3.48)$$

$$\cos \theta = \frac{(\bar{u}^2 + \bar{u}^2)^{1/2}}{(\bar{u}^2 + \bar{v}^2 + \bar{w}^2)^{1/2}} \quad \sin \theta = \frac{\bar{w}}{(\bar{u}^2 + \bar{v}^2 + \bar{w}^2)^{1/2}} \quad (3.49)$$

La rotación en el espacio queda definida a partir de las matrices de rotación, es decir, las componentes de la velocidad del viento en la nueva base estarán determinadas a partir de aquellas en la base antigua (denotadas con el subíndice u) por:

$$\begin{aligned} (u, v, w) &= R_{y'}(\theta)R_z(\eta)(u_u, v_u, w_u) = \\ &= \begin{pmatrix} \cos \theta & 0 & \sin \theta \\ 0 & 1 & 0 \\ -\sin \theta & 0 & \cos \theta \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \cos \eta & \sin \eta & 0 \\ -\sin \eta & \cos \eta & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} (u_u, v_u, w_u) \end{aligned} \quad (3.50)$$

De esta manera, las componentes de la velocidad del viento en el nuevo sistema de coordenadas serán:

$$u = u_u \cos \theta \cos \eta + v_u \cos \theta \sin \eta + w_u \sin \theta \quad (3.51)$$

$$v = v_u \cos \eta - u_u \sin \eta \quad (3.52)$$

3. METODOLOGÍA: LA TÉCNICA EDDY COVARIANCE

$$w = w_u \cos \theta - u_u \sin \theta \cos \eta - v_u \sin \theta \sin \eta \quad (3.53)$$

Estas ecuaciones necesariamente cumplen que $\bar{v} = \bar{w} = 0$. Es importante retener estas ecuaciones para computar flujos y varianzas. En cada caso, la nueva componente se define como una combinación lineal de la antigua. Con el promedio de Reynolds, las funciones trigonométricas se definen atendiendo a las medias verdaderas y por lo tanto permanecen constantes en los procesos promedios [Kowalski et al., 1997]. Esta simplificación nos permite la rotación del flujo de la cantidad c en todas sus componentes cartesianas:

$$\overline{u'c'} = \overline{u'c'}|_u \cos \theta \cos \eta + \overline{v'c'}|_u \cos \theta \sin \eta + \overline{w'c'}|_u \sin \theta \quad (3.54)$$

$$\overline{v'c'} = \overline{v'c'}|_u \cos \eta - \overline{v'c'}|_u \sin \eta \quad (3.55)$$

$$\overline{w'c'} = \overline{w'c'}|_u \cos \theta - \overline{u'c'}|_u \sin \theta \cos \eta - \overline{v'c'}|_u \sin \theta \sin \eta \quad (3.56)$$

En el caso que nos preocupa (flujo vertical de CO₂ y vapor de agua) usaremos la última ecuación, siendo c' las fluctuaciones en la densidad de vapor de agua o CO₂ según sea el caso.

3.12.2. Términos WPL

En el caso de estar realizando las medidas de CO₂ y vapor de agua con un *open path*, éstas pueden verse afectadas por las fluctuaciones de la temperatura y por lo tanto de la densidad del aire. Cualquiera de estas fluctuaciones puede provocar cambios en las densidades de CO₂ o vapor de agua, que son las que mide el *open path*, y que no son realmente debidas a intercambios netos de masa entre el ecosistema y la atmósfera [Kowalski y Serrano-Ortiz, 2007; Webb et al., 1980].

En términos del número de moles por unidad de volumen (n), podemos establecer que el aire se comporta idealmente:

$$n = \frac{P}{RT} \quad (3.57)$$

donde P es la presión, R es la constante universal de los gases y T la temperatura. A cada una de estas variables le aplicamos las leyes de Reynolds. De esta manera:

$$n = \bar{n} + n' = \frac{\bar{P} + P'}{R(\bar{T} + T')} \approx \frac{\bar{P}}{R(\bar{T} + T')} \quad (3.58)$$

3. METODOLOGÍA: LA TÉCNICA EDDY COVARIANCE

pues las fluctuaciones en la presión son despreciables. El denominador se descompone de la siguiente manera:

$$\frac{1}{\bar{T} + T'} = \frac{1}{\bar{T} + T'} \left(\frac{\bar{T} + T'}{\bar{T} + T'} \right) = \frac{\bar{T} - T'}{\bar{T}^2 - T'^2} \approx \frac{\bar{T} - T'}{\bar{T}^2} = \frac{1}{\bar{T}} - \frac{T'}{\bar{T}^2} \quad (3.59)$$

donde hemos despreciado las fluctuaciones al cuadrado de la temperatura frente al cuadrado de la temperatura promedio. Así, haciendo

$$n' = n - \bar{n} \quad (3.60)$$

para quedarnos solo con las fluctuaciones, llegamos a que

$$n' = -\frac{P}{R\bar{T}^2} T' \quad (3.61)$$

A continuación etiquetamos las moléculas como pertenecientes a aire seco (d) o a vapor de agua (v), componentes en competición por un determinado volumen [Kowalski, 2006]:

$$n'_d + n'_v = -\frac{P}{R\bar{T}^2} T' \quad (3.62)$$

Si aislamos el término de la densidad molar del aire seco, podemos ver más claramente los 'efectos de densidad' de los que debemos corregir.

$$n'_d = -\frac{P}{R\bar{T}^2} T' - n'_v \quad (3.63)$$

Así, partiendo de la ecuación de los gases perfectos, hemos llegado a una expresión en la que los cambios o fluctuaciones en la temperatura (T') o las fluctuaciones en la densidad molar del vapor de agua (n'_v) afectan a la densidad molar del aire seco [Kowalski, 2006]. Esto es algo de esperar ya que las variaciones de temperatura afectan al volumen de la masa de aire tratada y por lo tanto también a la densidad molar de todos los gases en ella. Además, las variaciones en la densidad molar del vapor de agua, gas que afecta considerablemente a la competición por un espacio disponible dentro de un volumen, afectan también a la densidad molar del aire seco.

A continuación reescribimos la ecuación 3.63 cambiando la densidad molar n_i por (ρ_i/m_i) , siendo m la masa del gas:

$$\rho'_d = -\left(\frac{m_d P}{R\bar{T}^2}\right) T' - \left(\frac{m_d}{m_v}\right) \rho'_v \quad (3.64)$$

3. METODOLOGÍA: LA TÉCNICA EDDY COVARIANCE

Esta expresión es indicativa de la no conservación de la densidad del aire seco y por lo tanto la de todos sus constituyentes. En el caso particular del CO₂, gas traza principal en este estudio, podemos suponer que las fluctuaciones en su densidad pueden ser debidas a dos procesos independientes [Kowalski y Serrano-Ortiz, 2007]:

$$\rho'_c = \rho'_{c,S} + \rho'_{c,D} \quad (3.65)$$

El primer sumando se refiere a las fluctuaciones en la densidad asociadas a las fuentes o sumideros de CO₂ en la superficie. El segundo sumando tiene que ver con los efectos de densidad que se producen debidos a la ecuación 3.64.

Equivalentemente, podemos hacer esta división para el aire seco. Sin embargo, es muy aproximadamente correcto asumir que no hay intercambio de aire seco con la superficie ($\rho'_{d,S} = 0$) [Massman y Tuovinen, 2006]. Esto es:

$$\rho'_d = \rho'_{d,D} \quad (3.66)$$

Volviendo al caso del CO₂, partiendo de la definición de la razón de mezcla y aplicando las leyes de Reynolds se obtiene que:

$$\begin{aligned} c = \frac{\rho_c}{\rho_d} &= \frac{\bar{\rho}_c + \rho'_c}{\bar{\rho}_d + \rho'_d} = \frac{\bar{\rho}_c + \rho'_c}{\bar{\rho}_d + \rho'_d} \frac{\bar{\rho}_d - \rho'_d}{\bar{\rho}_d - \rho'_d} = \\ &= \frac{\bar{\rho}_c}{\bar{\rho}_d} + \frac{\rho'_c}{\bar{\rho}_d} - \frac{\rho'_d \bar{\rho}_c}{\bar{\rho}_d^2} - \frac{\rho'_d \rho'_c}{\bar{\rho}_d^2} \end{aligned} \quad (3.67)$$

El último sumando es despreciable pues el cuadrado de un promedio es siempre mucho mayor que el producto de fluctuaciones. En cuanto a los 'efectos de densidad', las fluctuaciones en la razón de mezcla de CO₂ son:

$$c' = c - \bar{c} = \frac{\bar{\rho}_c}{\bar{\rho}_d} + \frac{\rho'_c}{\bar{\rho}_d} - \frac{\rho'_d \bar{\rho}_c}{\bar{\rho}_d^2} - \frac{\bar{\rho}_c}{\bar{\rho}_d} = \frac{\rho'_c}{\bar{\rho}_d} - \frac{\rho'_d \bar{\rho}_c}{\bar{\rho}_d^2} = 0 \quad (3.68)$$

, igualado a cero porque la razón de mezcla de CO₂ es una magnitud que se conserva ante procesos de intercambio de calor y vapor de agua. De esta manera, despejando de arriba nos queda que:

$$\frac{\rho'_{c,D}}{\rho'_{d,D}} = \frac{\bar{\rho}_c}{\bar{\rho}_d} \quad (3.69)$$

Substituyendo la ecuación 3.64 y 3.66 en esta última nos permite llegar hasta la definición de los 'efectos de densidad' que debemos tener en cuenta por el hecho de medir la densidad de CO₂.

$$\rho'_{c,D} = -\frac{\bar{\rho}_c}{\bar{\rho}_d} \left(\frac{m_d}{m_v} \right) \rho'_v - \frac{\bar{\rho}_c}{\bar{\rho}_d} \left(\frac{m_d P}{R T^2} \right) T' \quad (3.70)$$

Si, finalmente, combinamos la expresión obtenida con aquella dada en la ecuación 3.65, multiplicamos por las fluctuaciones en la velocidad vertical y promediamos llegamos a:

$$F = \overline{w'\rho'_c} + \overline{\rho_c} \frac{1}{\rho_d} \left(\frac{m_d}{m_v} \right) \overline{w'\rho'_v} + \overline{\rho_c} \frac{1}{\rho_d} \left(\frac{m_d P}{RT} \right) \frac{\overline{w'T'}}{\overline{T}} \quad (3.71)$$

o equivalentemente, considerando que $P = P_d + e$,

$$F = \overline{w'\rho'_c} + \frac{m_a \overline{\rho_c}}{m_v \rho_d} \overline{w'\rho'_v} + \left(1 + \frac{m_d \overline{\rho_v}}{m_v \rho_d} \right) \overline{\rho_c} \frac{\overline{w'T'}}{\overline{T}} \quad (3.72)$$

Si renombramos los cocientes $m_d/m_v = \mu$ y $\rho_c/\rho_d = \sigma$:

$$F = \overline{w'\rho'_c} + \mu \frac{\overline{\rho_c}}{\rho_d} \overline{w'\rho'_v} + (1 + \mu\sigma) \overline{\rho_c} \frac{\overline{w'T'}}{\overline{T}} \quad (3.73)$$

Esta expresión fue desarrollada por Webb et al. [1980] y es la manera correcta de calcular el flujo de CO₂. Como vemos se compone de tres términos, el primero es la covarianza entre velocidad y densidad de CO₂, el segundo término es la corrección por las fluctuaciones en la densidad del vapor de agua y el tercero, la corrección por las fluctuaciones en la temperatura.

Similarmente, para el vapor de agua:

$$E = (1 + \mu\sigma) \left(\overline{w'\rho'_v} + \frac{\overline{\rho_v}}{\overline{T}} \overline{w'T'} \right) \quad (3.74)$$

3.12.3. Corrección de Burba

En los últimos años el uso de *IRGAs* tipo *open* y *closed path* se han convertido en fundamentales para medir gases de efecto invernadero en la atmósfera, proporcionando así bases de datos muy útiles para la investigación del cambio climático [Baldocchi et al., 2001; Luyssaert et al., 2007]. Las comparaciones más recientes entre ambos sistemas de medición no encontraron grandes discrepancias [Billesbach, 2010; Haslwanter et al., 2009; Yasuda y Watanabe, 2001]. Sin embargo, a medida que cada vez más estudios al respecto van surgiendo se están encontrando divergencias substanciales entre ellos, especialmente en ambientes fríos [Clement et al., 2009; Hirata et al., 2005, 2007].

Aunque la corrección es cada vez más usada [Alberti et al., 2010; Delpierre et al., 2009; Domec et al., 2010; Noormets et al., 2010; Reverter et al., 2010; Sun et al., 2010], ésta no se aplica aún sistemáticamente [Pingintha et al., 2010; Zeeman

3. METODOLOGÍA: LA TÉCNICA EDDY COVARIANCE

et al., 2010; Zona et al., 2010], ya que se ha desestimado en algunos estudios comparativos con *open* y *closed path* [Bowling et al., 2010; Haslwanter et al., 2009; Wohlfahrt et al., 2008], pero no en otros [Clement et al., 2009; Järvi et al., 2009]. Actualmente la corrección de Burba parece ser útil generalmente en sitios fríos, donde se apremia fundamental [Amiro, 2010], mientras que su magnitud en zonas experimentales templadas permanece aún desconocida.



Figura 3.7: Fotografía de un LI-7500 durante un evento de nieve en Noviembre 2005. Nótese que todo el aparataje está congelado salvo la carcasa inferior del *open path* por efecto de su electrónica [Amiro et al., 2006a].

La corrección de Burba surge como consecuencia de que la carcasa del LI-7500 (modelo actualmente más usado de *IRGA* tipo *open path*) es susceptible de estar a otra temperatura diferente a la temperatura ambiente (Fig. 3.7) produciéndose así una transferencia de calor sensible desde o hacia el camino óptico que afecta a la estimación del flujo final de CO₂ y vapor de agua por medio de los términos WPL (Ecs. 3.73 y 3.74).

Tres factores influyen principalmente en el hecho de que la carcasa del LI-7500 se encuentre a diferente temperatura que el ambiente:

1. La radiación solar diaria de onda corta que hace calentar la carcasa del LI-7500

3. METODOLOGÍA: LA TÉCNICA EDDY COVARIANCE

2. El enfriamiento radiativo nocturno de onda larga que contribuiría a un rápido enfriamiento de la carcasa de éste.
3. El calentamiento de la carcasa debido a la potencia disipada por su propia electrónica en funcionamiento.

Típicamente las temperaturas de la parte adyacente al camino óptico del LI-7500 están hasta 6 °C por encima de la ambiente ambiente durante el día debido al calor que genera la electrónica del aparato y por la carga solar radiativa. En cambio, durante la noche, la temperatura superficial de la jaula y de la ventana de la cabeza del aparato están cerca de la temperatura ambiente, o levemente más frías, debido a la pérdida radiativa de onda larga. Sin embargo, la ventana de la base se encuentra aún a temperatura mayor que la del ambiente debido a la electrónica.

Para llevar a cabo esta corrección hay que estimar el aporte extra de calor sensible que se produce en el camino óptico por los problemas antes descritos. Para ello se usa la formulación de Nobel [1983], como llevó a cabo Burba et al. [2008] (método 4). De esta manera, el calor sensible total vendría determinado por:

$$S = H + S^{bot} + S^{top} + 0.15S^{spar} \quad (3.75)$$

donde S^{bot} , S^{top} y S^{spar} son los calores sensibles entre la ventana de la base, la de la cabeza y la jaula de la carcasa del LI-7500 *open path* y el aire que le rodea y H es el flujo de calor sensible original dado por la ecuación 3.18.

El flujo de CO₂ (Ec. 3.73) es la suma de tres términos, siendo la covarianza de la velocidad vertical con la densidad de CO₂ (primer término; flujo de carbono sin corregir) y el segundo término, asociado a H , generalmente mayores que el tercero y con sentido opuesto. El nuevo flujo de calor sensible S será típicamente mayor que H debido principalmente a la mayor contribución de la carcasa basal que suele estar habitualmente más caliente que el entorno. De esta manera, si el nuevo pseudo-flujo de calor S de la corrección de Burba se introduce en la ecuación 3.73 en lugar de H , el flujo final de CO₂ disminuiría hacia un menor secuestro durante el día (cuando H es típicamente mayor que cero) y aumentaría hacia mayores pérdidas durante la noche (cuando H es típicamente menor que cero).

Los nuevos flujos de calor son estimados a partir de las siguientes expresiones:

$$S^{bot} = k^{air} \frac{(T^{bot} - T)}{\delta^{bot}} \quad (3.76a)$$

$$S^{top} = k^{air} \frac{(r^{top} + \delta^{top})(T^{top} - T)}{r^{top}\delta^{top}} \quad (3.76b)$$

3. METODOLOGÍA: LA TÉCNICA EDDY COVARIANCE

$$S^{spar} = k^{air} \frac{(T^{spar} - T)}{r^{spar} \ln\left(\frac{r^{spar} + \delta^{spar}}{r^{spar}}\right)} \quad (3.76c)$$

en las que T^{bot} , T^{top} y T^{spar} son las temperaturas estimadas en la superficie de la ventana del aparato en la base, en la ventana de la cabeza y en la jaula respectivamente expresadas en K, r^{top} y r^{spar} son el radio de la esfera (0.0225 m) y del cilindro de la carcasa (0.0025 m) respectivamente y k^{air} es el coeficiente de conductividad térmica ($\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$). El grosor promedio de la capa limite sobre la ventana de la base y la ventana del tope y la jaula son calculados a partir de las siguientes expresiones:

$$\delta^{bot} = 0.004 \sqrt{\frac{l^{bot}}{U}} + 0.004 \quad (3.77a)$$

$$\delta^{bot} = 0.0028 \sqrt{\frac{l^{top}}{U}} + \frac{0.00025}{U} + 0.0045 \quad (3.77b)$$

$$\delta^{spar} = 0.0058 \sqrt{\frac{l^{spar}}{U}} \quad (3.77c)$$

donde l^{bot} , l^{top} y l^{spar} son el diámetro de la parte de la carcasa donde está la fuente de infrarrojos tratada como plana (0.065 m), el diámetro de la parte de la carcasa donde está el detector vista como una esfera (0.045 m) y el diámetro de los barrotes de la jaula tratados como cilindros (0.005 m). U es la velocidad media horizontal del viento expresada en m s^{-1} (Ec. 3.6).

Para estimar las temperaturas de la superficie del LI-7500, [Burba et al. \[2008\]](#) llevaron a cabo dos experimentos usando termopares muy delgados (*fine-wire thermocouples*) bañados en el mismo óxido de titanio que cubre el instrumento para asegurar albedos parecidos: el *window heating* y el *body heating experiment*.

El *body heating experiment* proporcionó las ecuaciones de la temperatura de la superficie de la carcasa inferior del LI-7500 (T^{bot}), de la jaula del aparato (T^{spar}) y de la ventana de la cabeza superior (T^{top}). Sin embargo, tal experimento no condujo a ecuaciones adecuadas para T^{bot} y T^{top} ya que los termopares no fueron colocados simétricamente, no así durante el *window heating experiment*. De esta manera las ecuaciones adecuadas para estimar las temperaturas de la superficie de la ventana superior, posterior y de la jaula, y así poder corregir del propio calentamiento del aparato son las siguientes:

- **Estimación de las temperaturas de la superficie mediante regresión lineal (aproximación LR)**

Durante el día, estas son:

$$T^{bot} = 0.944T + 2.57 \quad (3.78a)$$

$$T^{top} = 1.005T + 0.24 \quad (3.78b)$$

$$T^{spar} = 1.01T + 0.36 \quad (3.78c)$$

y durante la noche:

$$T^{bot} = 0.883T + 2.17 \quad (3.79a)$$

$$T^{top} = 1.008T - 0.41 \quad (3.79b)$$

$$T^{spar} = 1.01T - 0.17 \quad (3.79c)$$

siendo T es la temperatura del aire en grados Celsius. Las susodichas temperaturas superficiales pueden también estimarse a partir del balance de energía en la superficie del aparato:

- **Estimación de las temperaturas de la superficie mediante regresión lineal múltiple (aproximación MLR)**

Durante el día, estas son:

$$T^{bot} - T = 2.8 - 0.0681T + 0.0021R_g - 0.334U \quad (3.80a)$$

$$T^{top} - T = -0.1 - 0.0044T + 0.0011R_g - 0.022U \quad (3.80b)$$

$$T^{spar} - T = 0.3 - 0.0007T + 0.0006R_g - 0.044U \quad (3.80c)$$

y durante la noche:

$$T^{bot} - T = 0.5 - 0.1160T + 0.0087R_l - 0.206U \quad (3.81a)$$

$$T^{top} - T = -1.7 - 0.0160T + 0.0051R_l - 0.029U \quad (3.81b)$$

$$T^{spar} - T = -2.1 - 0.0200T + 0.0070R_l + 0.026U \quad (3.81c)$$

donde T es la temperatura del aire en grados Celsius, U es la velocidad horizontal del viento en m s^{-1} y R_g y R_l son la radiación global y de onda larga entrante en W m^{-2} respectivamente.

3. METODOLOGÍA: LA TÉCNICA EDDY COVARIANCE

El procedimiento MLR ofrece la ventaja teórica (frente al LR) de utilizar todas las variables fundamentales *a priori* involucradas en el cálculo de las temperaturas superficiales. Sin embargo, presenta la desventaja práctica de ser mucho más particular de cada zona experimental o incluso de cada instrumento. Téngase en cuenta que los coeficientes en las ecuaciones 3.80 y 3.81 fueron ajustados para la zona experimental de LI-COR (Lincoln, NE, EE. UU.).

Si se pudiera parametrizar nuevos coeficientes para la zona experimental en concreto, la vía MLR podría ser la más adecuada. Sin embargo, para ello habría que adosar termopares en el camino óptico, no siendo posible el registro simultáneo de las densidades de CO₂ y vapor de agua.

El procedimiento análogo (LR), aunque bastante más rudo, es no obstante conciso y contundente ya que se define en gran parte a partir de la respuesta que los cambios externos (radiación, viento o electrónica) produce en la superficie.

Finalmente, el flujo de calor sensible total que se obtiene de la ecuación 3.75 se ha de insertar en las ecuaciones WPL (Ecs. 3.73 y 3.74) para así calcular en primer lugar el flujo de vapor de agua:

$$E^{Burba} = (1 + \mu \frac{\rho_v}{\rho_d})(E_0 + \frac{\rho_v}{\rho c_p T} S) \quad (3.82)$$

y en segundo lugar el flujo de CO₂:

$$F^{Burba} = F_0 + \mu \frac{\rho_c}{\rho_d} E_0 + \frac{\rho_c}{\rho c_p T} (1 + \mu \frac{\rho_v}{\rho_d}) S \quad (3.83)$$

donde F_0 es la covarianza entre la velocidad vertical y la densidad de CO₂ y E_0 es la covarianza entre la velocidad vertical y la densidad del vapor de agua, es decir, corresponderían a los flujos tradicionales sin corregir de WPL, c_p es el calor específico del aire a presión constante y μ la razón entre la masa molecular del aire y del vapor de agua. Las densidades del aire, del aire seco, carbono y vapor de agua son ρ , ρ_d , ρ_c y ρ_v respectivamente, T es la temperatura del aire y S el nuevo calor sensible dado por ecuación 3.75.

3.12.4. Magnitud de la corrección de Burba

Desde su invención y comercialización a partir de 1999 el sistema LI-7500 manufacturado por LI-COR ha sido empleado en numerosas zonas experimentales. Tras detectar el problema de que su propio calentamiento/enfriamiento afecta a las medidas de densidad todos los usuarios buscan una respuesta para corregir

3. METODOLOGÍA: LA TÉCNICA EDDY COVARIANCE

sus balances anuales sumando ese *offset* que elimine ese prejuicio que produce el propio instrumento. Ese desbalance del que hablamos se corresponde con la magnitud de la corrección de Burba.

Dada las ecuaciones 3.82 y 3.83, la magnitud de la corrección de Burba se estima a veces de manera no exactamente [Amiro, 2010; Reverter et al., 2010; Wohlfahrt et al., 2008] a partir de las series temporales rellenadas (*gap filled*; véase sección 3.13.3) para el CO₂ y el vapor de agua respectivamente, es decir, a partir de su definición:

$$C_{B,C} = F_{gf}^{Burba} - F_{gf} \quad (3.84)$$

$$C_{B,V} = E_{gf}^{Burba} - E_{gf} \quad (3.85)$$

Esta determinación de la magnitud de la corrección presenta gran incertidumbre debido exclusivamente el error que introduce el doble proceso del relleno de huecos (véase sección 3.13.3), doblando como mínimo el error de la magnitud ($\Delta C_{B,C} = \Delta F_{gf}^{Burba} + \Delta F_{gf}$).

Las series temporales anuales de CO₂ y vapor de agua presentan típicamente una ausencia de datos del 35 % [Falge et al., 2001]. Así, si se procede de esta manera siempre existirá una incertidumbre en el cálculo de la magnitud anual de la corrección inherente al proceso de relleno de huecos (véase sección 3.13.3).

Las series temporales de datos meteorológicos presentan generalmente mucha más continuidad y además su relleno es generalmente más sencillo al registrarse también otras variables relacionadas. Por estas razones, la magnitud de la corrección de Burba podría determinarse más exactamente a partir de datos meteorológicos usando las ecuaciones 3.73 y 3.83 (3.74 y 3.82 en el caso del vapor de agua) restando la segunda a la primera:

$$C_{B,C} = \frac{\rho_c}{\rho_c p T} (1 + \mu \frac{\rho_v}{\rho_d}) (S^{top} + S^{bot} + 0.15 S^{spar}) \quad (3.86)$$

$$C_{B,V} = \frac{\rho_v}{\rho_c p T} (1 + \mu \frac{\rho_v}{\rho_d}) (S^{top} + S^{bot} + 0.15 S^{spar}) \quad (3.87)$$

y simplificando ambas:

$$C_{B,C} = \frac{\rho_v}{\rho_c} C_{B,V} \quad (3.88)$$

3. METODOLOGÍA: LA TÉCNICA EDDY COVARIANCE

	Altitud	Temperatura media anual	Tipo de ecosistema	Referencias
	m	°C	-	-
Balsablanca (BAL)	200	17	Matorral mediterráneo	[Rey et al., 2010]
Llano de los Juanes (GAD)	1600	17	Matorral mediterráneo	[Serrano-Ortiz et al., 2007]
Laguna Seca (LAS)	2300	6	Matorral mediterráneo alpino	[Reverter et al., 2010]
Las Majadas del Tietar (MAJ)	260	17	Savana	[Casals et al., 2009]
El saler (SAL)	5	18	Bosque de coníferas	[Sanz et al., 2004]
Sueca (SUE)	10	18	Arrozal	
Vall d'Alinyà (VDA)	1770	6	Pastizal	[Gilmanov et al., 2007]

Cuadro 3.2: Zonas experimentales de CARBORED-ES, la red española de carbono.

Las magnitudes de la corrección de Burba tanto para el carbono como para el vapor de agua serán estimadas en la sección 5.3.2. La tabla 3.2 presenta las zonas experimentales de la red española de carbono CARBORED-ES que se usarán en ese apartado.

La red CARBORED-ES comprende diversos tipos de ecosistemas a distintas temperaturas medias anuales relacionadas con su distinta altitud, lo cual será propicio para estudiar las características de la corrección de Burba tanto en sitios cálidos como en sitios fríos. La localización de estas zonas experimentales está esquematizada en la figura 3.8.



Figura 3.8: Localización de las estaciones de flujos turbulentos en el marco de CARBORED-ES: la red española de carbono.

3.13. Control de calidad y confianza en los datos

3.13.1. Problemas en las series temporales

Con frecuencia las series temporales de datos micrometeorológicos presentan problemas que pueden aparecer debido a la propia instrumentación o debido a dificultades en el muestreo del flujo [Vickers y Mahrt, 1997]. En los últimos años se han creado diversos procedimientos de control de calidad que inspeccionan las series temporales de datos en busca de estos tipos de problemas. Smith et al. [1996] por ejemplo, creó rutinas para analizar datos tomados por sensores lentos en superficie. Foken y Wichura [1996] aplicaron ciertos criterios para datos de turbulencia a respuesta rápida. Sin embargo, todos concluyeron que ningún procedimiento daba resultados completamente satisfactorios y que cualquier análisis ulterior de los datos podría ir mejor que cualquier programa automatizado pues es difícil que éste sea capaz de discernir un evento poco frecuente, pero que realmente sea 'natural', de un error obvio en el muestreo [Vickers y Mahrt, 1997].

Desafortunadamente, no existe método alguno para discriminar categóricamente entre problemas asociados a la electrónica de posibles comportamientos físicos verosímiles. Piénsese por ejemplo en que el ruido electrónico puede producir picos de baja amplitud que podrían tener igual amplitud que alguna fluctuación turbulenta a pequeña escala. Los criterios del programa para la eliminación de picos se formulan en términos de un número específico de desviaciones estándar respecto del promedio o en términos de alguna otra propiedad estadística. Sin embargo, estas mismas propiedades estadísticas podrían estar contaminadas por los picos asociados a la electrónica. Como resultado, aplicar el mismo método a dos series temporales dejaría más picos en la serie que inicialmente tuviera más de ellos.

En nuestras zonas experimentales hemos encontrado algunos de los problemas que típicamente se encuentran en las series temporales de datos micrometeorológicos. En lo siguiente identificaremos esos problemas, así como el abordamiento para poder evitarlos y/o descartarlos.

- **Spikes. Parámetros de diagnóstico**

Los *spikes* en las series temporales pueden ser causados por problemas electrónicos de tipo aleatorio o por problemas físicos que causan un gran y repentino aumento o disminución en la ganancia del aparato de medida. Se considera *spike* cuando existan como máximo 3 puntos consecutivos en la serie temporal y además tengan una amplitud de varias desviaciones estándar más allá de la media. La figura 3.9 muestra un ejemplo de *spikes*

3. METODOLOGÍA: LA TÉCNICA EDDY COVARIANCE

en el registro de la concentración de CO_2 y vapor de agua durante un evento de nieve.

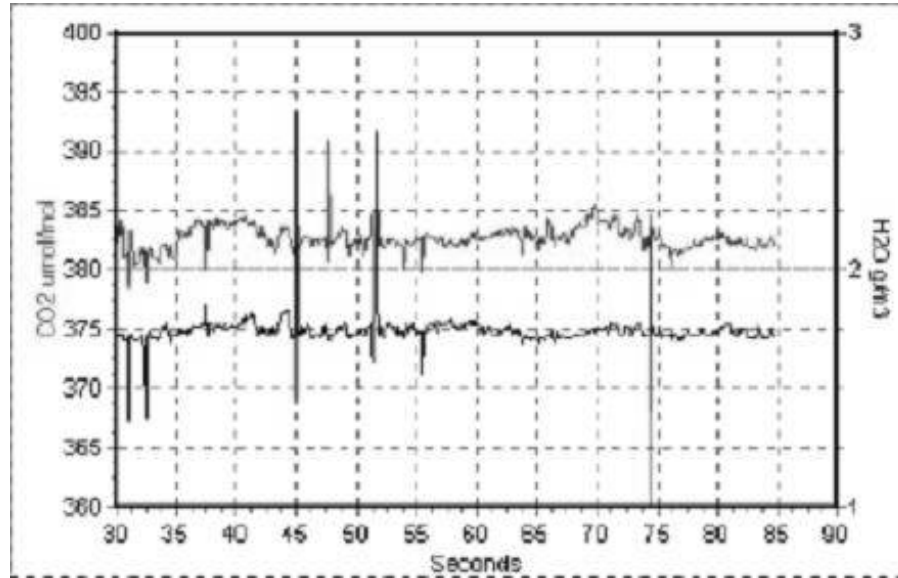


Figura 3.9: *Spikes* producidos en la lectura de la densidad de CO_2 y vapor de agua durante un evento de nieve.

Hojstrup [1993] ideó el método más estandarizado en cuanto a la eliminación de *spikes* en series micrometeorológicas. Su método calcula la media y la desviación estándar utilizando ventanas de longitud L que recorren toda la serie temporal (*running mean*). Dicha ventana recorre la serie punto por punto de tal manera que cualquiera que encuentre con una desviación estándar mayor de cierto valor (se suele tomar 3.5) es considerado como un *spike*. Este punto suele ser eliminado y reemplazado por una interpolación lineal. Cuando se detectan cuatro o más puntos consecutivos no se consideran como *spikes* y tal eliminación y reemplazo no se realiza. El proceso se realiza hasta que no se encuentran más *spikes*. Durante el segundo pase el umbral de desviación estándar para la detección de *spikes* debe de incrementarse (por ejemplo a 3.6) y así sucesivamente para cada nuevo pase.

Hoy en día la mayoría de los aparatos rápidos como los *IRGA* o los anemómetros sónicos incorporan un nuevo canal de salida que se utiliza para recoger lo que se llaman parámetros de diagnóstico. Estos parámetros dan cuenta de los tipos de adquisiciones erróneas comunes que se producen en ellos como son los *spikes*. En el caso del anemómetro los errores pueden ser de

3. METODOLOGÍA: LA TÉCNICA EDDY COVARIANCE

tipo electrónico o también por obstrucción de los transductores, aunque estos dependen mucho del modelo. Para el *IRGA* estos fallos suelen ocurrir en mayor medida por la obstrucción de las lentes (Fig. 3.10). En este caso, el parámetro de diagnóstico del *IRGA* está estrechamente relacionado con el parámetro *AGC* (*Automatic Gain Control*). El *AGC* es una medida indicativa de cómo de obstruido está el camino óptico que recorre el haz láser infrarrojo. Típicamente, el valor de *AGC* cuando las ventanas están limpias está entre 55 % y 65 %. A medida que la suciedad se acumula en las ventanas o en cualquier otro lugar del camino óptico, este valor va incrementándose, hasta incluso alcanzar un 100 % indicando que el camino óptico está completamente obstruido. El LI-7500 *open path* podría funcionar bien para valores de *AGC* fuera del rango 55 % - 65 %, sin embargo, su medida puede no ser correcta. Así, el *AGC* o el parámetro de diagnóstico del anemómetro sónico pueden ser de utilidad para descartar medidas no fiables.

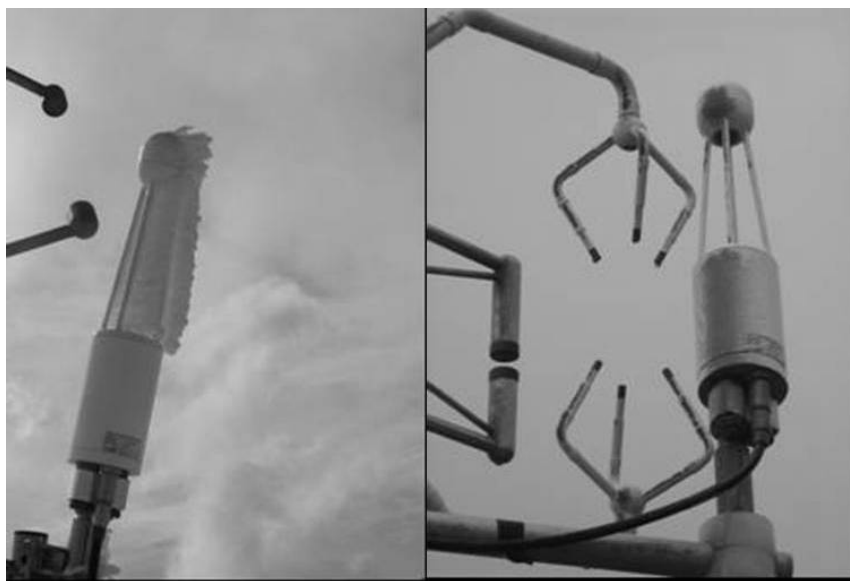


Figura 3.10: Eventos de nieve y lluvia de barro que hacen obstruir el camino óptico del LI-7500. Fotografías tomadas en las zonas experimentales de Laguna Seca y Lanjaron respectivamente.

Los parámetros de diagnóstico representan una manera rápida y segura para el observador de saber cuando una medida no es fiable. También, proporcionan un método eficiente para la eliminación de datos de baja calidad, mucho más óptimo incluso que las rutinas de eliminación de *spikes*, las

cuales son lentas debido principalmente a la gran cantidad de operaciones que se tienen que hacer en la ventana L de muestro ya que estas han de hacerse registro por registro.

- **Limites absolutos**

En algunas ocasiones puede ocurrir que una medida tomada por el aparato sea errónea, pero no esté diagnosticada como tal por los parámetros de diagnóstico. La medida en ese caso es real, en el sentido de que ha ocurrido, pero posiblemente sea poco plausible. Por ello se fuerza a que cualquier dato de las series temporales se encuentre dentro de unos límites absolutos fuera de los cuales la medida se cree que tendría poco sentido físico.

Unos límites aceptables y comúnmente usados son, por ejemplo, 30 m s^{-1} para las componentes horizontales del viento y 5 m s^{-1} para la componente vertical, desde $-20 \text{ }^{\circ}\text{C}$ a $60 \text{ }^{\circ}\text{C}$ para la temperatura del aire y entre 2 y 30 g kg^{-1} para la humedad específica.

- **Estadística de altos momentos (*skewness* y *kurtosis*)**

La estadística de los altos momentos se usa para detectar posibles problemas asociados a la instrumentación (ruido electrónico) o al grabado o almacenamiento de datos o algún comportamiento realmente físico pero bastante inusual como puede ser un evento de lluvia torrencial (Fig. 3.11). Para chequear esta estadística previamente cualquier tipo de tendencia lineal en las series ha de ser eliminada para no influir en el cálculo de estos momentos estadísticos. Esta eliminación solo ha de hacerse para este cálculo, no siendo útil para el resto de tests de calidad. El valor de *skewness* o tercer momento está relacionado con el grado de asimetría o de sesgado de la serie. El valor de *kurtosis* o cuarto momento es una medida de lo 'picudo' que es la serie. Así, una mayor *kurtosis* implica que la mayor parte de la varianza es debida a variaciones infrecuentes en los extremos, que se oponen a desviaciones comunes de medidas menos pronunciadas.

La manera común de proceder es calcular el tercer y cuarto momento estadístico para toda la serie temporal. Los valores típicos de *skewness* deben de estar dentro del rango $(-1, 1)$ o dentro del rango $(2, 5)$ para *kurtosis*. Los valores de estos momentos fuera de estos rangos pueden representar eventos muy alejados del promedio que están más allá del rango físico esperado.

- **Discontinuidades**

Para detectar discontinuidades en las series (Fig. 3.12) se suele usar la transformación de Haar (Mahrt 1991). La transformación de Haar se basa en las

3. METODOLOGÍA: LA TÉCNICA EDDY COVARIANCE

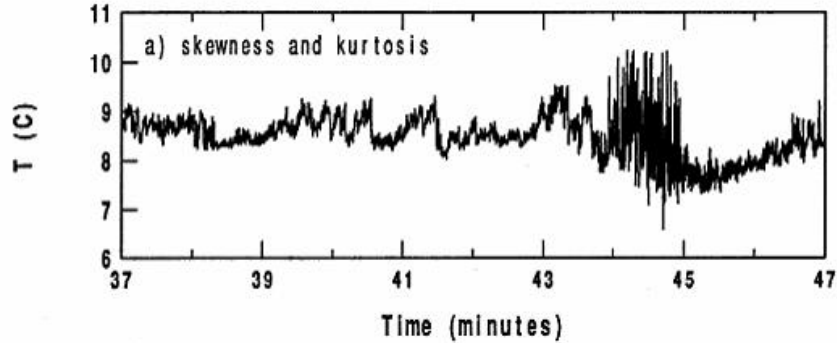


Figura 3.11: Serie temporal en la que se aprecian problemas de *skewness* y *kurtosis* [Vickers y Mahrt, 1997].

diferencias que pueden existir entre los promedios dados por medio ancho de ventana y el otro medio sobre la serie temporal de datos. Así, el objetivo es detectar discontinuidades que llevan a cambios semipermanentes en contra de los cambios agudos asociados a las fluctuaciones a pequeña escala.

La transformación de Haar se calcula para un conjunto de ventanas de longitud L_i que recorren la serie temporal. A continuación se normaliza por la desviación estándar más pequeña y por un cuarto del rango de la serie temporal.

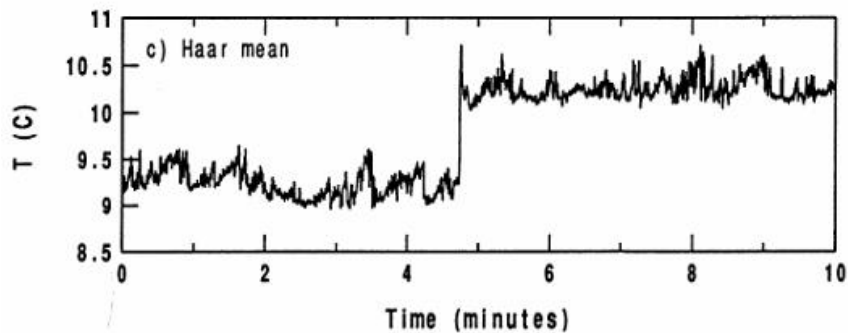


Figura 3.12: Serie temporal en la que se aprecian problemas discontinuidades [Vickers y Mahrt, 1997].

■ No estacionariedad

Las series con no estacionariedad se asocian frecuentemente con flujos débiles a gran escala o con importantes variaciones mesoescálicas como puede ser una modificación en el régimen de viento. Esto provoca grandes variaciones en las componentes horizontales del viento.

En estos casos, los coeficientes de los modelos numéricos, necesariamente basados en la velocidad promedio de las componentes del viento, serán diferentes de aquellos calculados con la velocidad del viento promedio. A continuación se presentan cuatro medidas para identificar no estacionariedad:

1. Reducción en la velocidad del viento. Se define como la razón entre la velocidad del vector del viento promediada y la velocidad instantánea promedio. Si este cociente es está por debajo de 0.9 hay alguna eliminación en el promedio del vector de las componentes del viento y por lo tanto el dato es susceptible de ser anómalo.
2. No estacionariedad relativa en el viento longitudinal. Se calcula usando una regresión lineal sobre la componente u . Se puede usar una ventana de una longitud típica de 5 minutos. Hecho esto se estima la diferencia entre el principio y el fin de dicha regresión (Δu). Esta diferencia normalizada por el promedio de la serie de la componente u del viento longitudinal se usa para calcular la no estacionariedad relativa:

$$RNU = \frac{\Delta u}{\langle u \rangle} \quad (3.89)$$

Un RNU positivo se corresponde con un viento en aceleración. Un RNU negativo se corresponde con deceleración.

3. No estacionariedad relativa en el viento cruzado. Se calcula análogamente como:

$$RNV = \frac{\Delta v}{\langle v \rangle} \quad (3.90)$$

De esta manera cualquier tipo de cambio en la dirección del viento será proporcional a RNV .

4. No estacionariedad relativa en el vector de viento. Se calcula como:

$$RNS = \frac{(\Delta v^2 + \Delta u^2)^{1/2}}{\langle u \rangle} \quad (3.91)$$

El flujo puede ser entonces calificado como no estacionario en los casos en que cualquiera de las variables RNU , RNV o RNS sea mayor de 0.5.

3.13.2. Problemas de la técnica *eddy covariance*: Rechazo de datos por falta de turbulencia. Almacenamiento

Durante el día, la radiación solar hace que el calor sensible H tenga valores positivos, es decir, que haya una transferencia de energía hacia la atmósfera adyacente desde el suelo. Esta transferencia calienta el aire que sube en termas por tener menor densidad (*buoyancy*) y que baja cuando se enfría, contribuyendo a la mezcla dentro de la capa límite. Por la noche, la ausencia de radiación solar y el enfriamiento radiativo de la superficie terrestre deriva generalmente en condiciones estables de la atmósfera. La estratificación de las capas bajas de la atmósfera debido al gradiente invertido de temperaturas actúa suprimiendo toda mezcla por turbulencia.

La técnica *eddy covariance* se basa en la medida del transporte que se produce por la turbulencia. Sin ella, los remolinos, principales responsables del transporte turbulento, desaparecen, y las medidas de flujos pueden estar subestimadas [Aubinet et al., 2000; Goulden et al., 1996; Jarvis et al., 1997]. Bajo estas condiciones, lo habitual es rechazar todos aquellos datos de noche para los que no hay turbulencia suficiente.

El hecho de haber más o menos turbulencia depende mucho de la rugosidad de la superficie, de las condiciones meteorológicas y del montaje de las instalaciones (altura de los aparatos de medida). Por ello, en la zona de medida en cuestión se ha de llevar a cabo un análisis de la velocidad de fricción umbral, por encima de la cual nos aseguramos que haya turbulencia, y por tanto, que nuestras medidas realizadas con la técnica *eddy covariance* sean de confianza.

Durante la noche, el flujo de CO_2 procedente de la respiración del ecosistema está controlado principalmente por la temperatura y el contenido de agua en el suelo y por lo tanto dicho flujo debería ser independiente de la turbulencia si se elimina la dependencia de la temperatura en u^* . La figura 3.13 muestra medidas de flujo de CO_2 tomadas de noche (respiración) con la técnica *eddy covariance* en función de la velocidad de fricción. Las medidas fueron filtradas para un rango de temperatura (283 K) para reducir la dispersión y para aislar de otros efectos como el aumento exponencial de la respiración con la temperatura. Se observa como por debajo de cierto valor umbral de u^* la medición de NEE está subestimada sin ningún otro motivo aparente salvo por ausencia de turbulencia.

Este tipo de análisis debe de llevarnos a rechazar todas aquellas medidas de flujo por debajo del umbral. Las técnicas de *gap filling* (véase sección 3.13.3) se ocu-

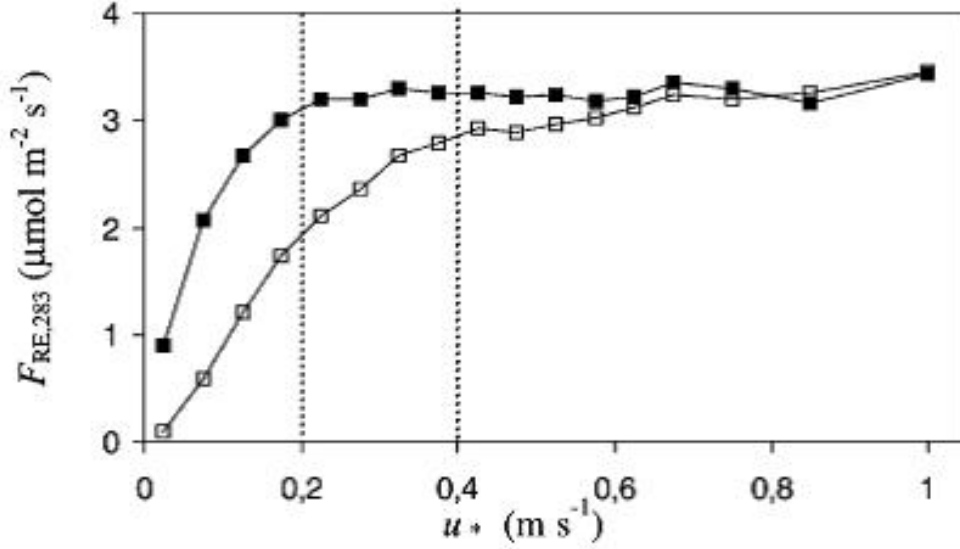


Figura 3.13: Ejemplo de estimación del valor umbral de u^* . Respiración nocturna del ecosistema a 283 K corregidos de almacenamiento (cuadros negros) y no corregidos (cuadros blancos) separados para distintas clases de u^* de 0.05 m s^{-1} [Carrara et al., 2003].

paran del posterior relleno de los huecos creados por este rechazo masivo de datos.

Como se ha explicado, la técnica *eddy covariance* presenta problemas de aplicabilidad bajo condiciones estables de la atmósfera por la noche (con viento ligero) produciéndose una subestimación de las medidas ya que los procesos de transporte no turbulento, que no recoge la técnica, se vuelven significantes bajo estas condiciones. Así, el proceso más importante en estas condiciones es el almacenamiento de CO_2 en el volumen de aire bajo los instrumentos de medida y consecuentemente procesos de drenaje por advección que pueden extraer todo o parte del CO_2 previamente acumulado por respiración durante la noche. De ser así, se podría estar subestimando el balance neto de CO_2 en el ecosistema ya que este CO_2 previamente almacenado y posteriormente perdido por advección no se estaría cuantificando con la técnica *eddy covariance*.

El almacenamiento o *storage* de CO_2 (S_c) viene definido por:

$$S_c = \int_0^{z_m} \frac{\partial \bar{c}}{\partial t} dz \quad (3.92)$$

es decir, la integral con la altura (z) hasta el punto de medida (z_m) de la derivada

parcial de la concentración de CO₂ (c) con el tiempo (t) [Aubinet et al., 2005]. Sin embargo, experimentalmente solo disponemos de unos cuantos puntos a lo largo de la altura hasta el punto de medida donde registrar ese cambio de concentración con el tiempo. Por lo tanto, la ecuación 3.92 se discretiza:

$$S_c = \frac{1}{\Delta t} \sum_{i=1}^N \Delta \bar{c}_i z_i \quad (3.93)$$

y ahora se estima el almacenamiento a partir de las diferencias de concentraciones Δc_i durante el intervalo temporal Δt en cada punto de medida de concentración z_i hasta un total de N .

En nuestras zonas experimentales no disponemos de puntos de medida de concentración con la altura, luego la expresión que usaremos será aquella derivada de ecuación 3.93 [Greco y Baldocchi, 1996; Hollinger et al., 1994]:

$$S_c = \frac{\Delta \bar{c}}{\Delta t} z_m \quad (3.94)$$

donde z_m vuelve a ser la altura del punto de medida.

3.13.3. Métodos de relleno de huecos (*Gap filling*)

La presencia de huecos en las series temporales micrometeorológicas son inevitables. El mal funcionamiento de los *IRGAs open path* y anemómetros sónicos frente a la obstrucción de la zona de medida, las calibraciones, los apagados electrónicos, el rechazo de datos por *spikes* o falta de estacionariedad y el rechazo de datos por falta de turbulencia provoca que habitualmente se pierda hasta un 65 % del total de una serie anual [Falge et al., 2001], siendo la mayoría de datos rechazados por la noche.

De la serie temporal de datos aún fragmentada se pueden extraer algunas conclusiones a corto plazo, pero no así a largo plazo a no ser que se interpolen los huecos de la serie. Las técnicas de relleno de huecos surgen por lo tanto con el objetivo de extraer conclusiones a largo plazo como son los balances anuales. Los métodos actuales de *gap filling* permiten un buen relleno de huecos toda vez que se tenga variables meteorológicas medidas en el ecosistema, permitiendo así una reconstrucción del *NEE*.

Moffat et al. [2007] agrupó las técnicas existentes de relleno de huecos en 9 grandes grupos:

3. METODOLOGÍA: LA TÉCNICA EDDY COVARIANCE

- **Técnicas de regresión no linear (NLR)**, basadas en rellenar los huecos a partir de ecuaciones no lineales construidas a través de relaciones semi-empíricas entre el flujo de *NEE* y variables ambientales como la temperatura y la radiación fotosintéticamente activa. Dentro de estas técnicas de regresión no linear existen diversas variantes dependiendo de las ecuaciones semi-empíricas o la parametrización de ellas que se utilice.
- **Filtrado desaromatizado de Kalman (UKF)**, basado en el relleno a partir de la auto correlación de la propia serie temporal [Gove y Hollinger, 2006]. En un primer paso, el filtrado utiliza ecuaciones de regresión para predecir el siguiente valor de *NEE*. En un segundo paso, combina este valor predicho con el medido para optimizar parámetros y mejorar la anterior predicción de *NEE*.
- **Técnicas mediante redes neuronales (ANN)**, consistiendo en nodos conectados, cada uno con un peso en los que se incluyen los parámetros de regresión [Bishop, 1995]. Una vez se ha construido la red se entrena para, recursivamente, mejorar la salida (*NEE*) optimizando los pesos de los parámetros de entrada (variables ambientales). El buen funcionamiento de una red neuronal depende mucho del entrenamiento de ésta, de la calidad de los datos usados para el entrenamiento y de la arquitectura de la red. Diferentes estrategias en el empleo de estos factores han dado lugar a distintas versiones de redes neuronales para el relleno de huecos [Braswell et al., 2005; Papale y Valentini, 2003].
- **Look-up tables (LUT)**, basadas en el relleno de huecos a partir de valores 'buscados' con condiciones ambientales similares [Falge et al., 2001].
- **Muestro de la distribución marginal (MDS)**, siendo un caso particular y mejorado del anterior. Se buscan condiciones ambientales similares en un entorno fijo del hueco. Este método se aprovecha de la estructura autocorrelacionada temporalmente de la serie de *NEE* [Reichstein et al., 2005].
- **Modelos semi-paramétricos (SPM)**, visto como una tabla *look-up* no lineal clasificado según variables ambientales de interés en el tiempo. Es decir, se basa en la respuesta que tendría *NEE* en función de estas variables. Las ecuaciones semi-paramétricas subyacentes se definen a partir de *splines* cúbicos de 3 dimensiones estimados dentro de un marco de optimización según mínimos cuadrados con pesos no lineales [Stauch y Jarvis, 2006].
- **Variación media diaria (MDV)**, que consiste en una interpolación básica. El hueco es reemplazado por el valor promedio en los días adyacentes a exactamente la misma hora del día [Falge et al., 2001].

3. METODOLOGÍA: LA TÉCNICA EDDY COVARIANCE

- **Modelo de imputación múltiple (MIM)**, que usa correlaciones multivariantes para reemplazar el hueco simulando el valor [Hui et al., 2004]. El dato imputado se genera a partir del algoritmo de Monte Carlo basados en cadenas de Markov.
- **Modelo *biosphere energy-transfer hydrology* (BETHY)**. No es estrictamente una técnica de *gap filling*, si no más bien, un modelo ideado para estimar NEE , el flujo de vapor de agua y los flujos de energía [Knorr y Kattge, 2005]. Además de las variables ambientales, el modelo usa el índice de área foliar, el tipo de suelo, la textura, el espesor y la altura del dosel y la altura de la torre como variables de entrada. Los parámetros del modelo son a continuación optimizados a partir de los valores observados de flujo de NEE y LE . El conjunto de parámetros optimizados se usa después para modelar NEE a lo largo de todo el año.

Para los estudios de esta tesis se ha decantado por el modelo de distribución marginal (<http://gaia.agraria.unitus.it/database/eddyproc/index.html>; [Reichstein et al., 2005]) que a su vez se basa en metodologías aplicadas por Falge et al. [2001] En ella distinguimos entre 3 grupos de casos:

1. Series de datos en los que hay huecos en los valores de F , pero no en las variables meteorológicas. En este caso, los huecos en el flujo se rellenan con el valor promedio de éste a partir de los 7 días anteriores y posteriores al hueco siempre y cuando las condiciones meteorológicas sean parecidas, es decir, cuando R_g , T y el déficit de presión del vapor de agua (D_v) no se desvían más de 50 W m^{-2} , 2.5 °C y 5 hPa respectivamente. Si no se encuentran tales condiciones la ventana se aumenta hasta 14 días.
2. Series de datos en las que además de los huecos en F hay huecos en la temperatura del aire o en el déficit de presión de vapor de agua, pero sin embargo sí hay continuidad en la serie temporal de datos de radiación global. En este caso el relleno sigue el mismo procedimiento que en el caso (1), solo que las condiciones meteorológicas parecidas son basadas en desviaciones menores de 50 W m^{-2} en la radiación global, ya que es esta la única variable meteorológica presente íntegramente. Al contrario del caso (1), la ventana temporal no es ampliable a 14 días.
3. Series de datos en los que hay huecos en F , pero también en todas las variables meteorológicas anteriores. En este caso, la ausencia de dato es reemplazada por el valor promedio a la misma hora del día (± 1 hora) empezando con una ventana temporal de ± 0.5 días, es decir, sería equivalente a realizar una interpolación lineal a partir de datos tomados en horas

adyacentes. Si el relleno no pudiera realizarse, el procedimiento se repite aumentando la ventana temporal hasta poder rellenar el valor ausente.

Para el estudio de la magnitud de la corrección de Burba usando variables meteorológicas, se utilizará también el relleno de Reichstein et al. [2005] para el caso de la temperatura y R_p , rellenada a través de su comparación vía regresión lineal con la radiación global. Para el resto de variables se utilizará el promedio anual de la serie para rellenar los huecos.

3.13.4. Métodos de control. Balance de energía

La ley de la conservación de la energía es una de las premisas que debe cumplirse en los ecosistemas independientemente de las diferencias ecológicas o climatológicas que existan entre ellos. El balance o cierre del balance ha sido históricamente una herramienta útil para testear la credibilidad de los datos obtenidos [Anderson et al., 1984] y actualmente muchos autores de la red FLUXNET lo incluyen ya como un procedimiento estandarizado [Aubinet et al., 2000; Goldstein et al., 2000].

Si suponemos que nuestro sistema termodinámico es la superficie terrestre, la energía o la densidad de flujo de energía que posee el ecosistema será la energía entrante (definida positiva) menos la saliente (definida negativa). La radiación neta (R_n), la radiación de onda corta que llega a la superficie menos la radiación reflejada y reemitida en onda larga, es la energía entrante en el ecosistema. La energía saliente será aquella que se pierde por una transferencia de calor desde la superficie hacia el interior del suelo (G). La energía que queda ($R_n - G$) se aprovecha en dos procesos: el calentamiento de la atmósfera adyacente a la superficie como consecuencia de la diferencia de temperatura (calor sensible, H) y la transferencia de energía al agua ya sea para su evaporación o para su transpiración (calor latente, LE).

El cierre de energía consistiría por lo tanto en cumplir la siguiente igualdad:

$$H + LE = R_n - G \quad (3.95)$$

La radiación neta y la transferencia de calor al suelo son medidos con sensores cualesquiera mientras que el calor sensible y el latente se miden ambos a través de la técnica *eddy covariance*, de tal manera que la energía que dispone el ecosistema (parte derecha) se usa en procesos turbulentos que consisten en calentar la atmósfera vecina y en evaporar agua.

3. METODOLOGÍA: LA TÉCNICA EDDY COVARIANCE

En ecosistemas con dosel se incluye un término extra S_e en la ecuación del balance que da cuenta del almacenamiento de parte de la energía por el dosel arbóreo. La ecuación resultaría en:

$$H + LE = R_n - G - S_e \quad (3.96)$$

En el caso de estar midiendo adecuadamente, para los distintos valores de $R_n - G$, los datos suelen presentar una buena correlación con $H + LE$. El hecho de que los datos se agrupen en torno de una recta con un alto valor del coeficiente de correlación es un buen indicio de la coherencia de las medidas. Sin embargo, con mucha frecuencia se encuentra un desbalance de entre el 10 % y el 30 % [Wilson et al., 2002] presente incluso en zonas experimentales sobre terreno llano y homogéneo, las cuales son presumiblemente las condiciones ideales para la buena aplicabilidad de la técnica *eddy covariance*.

La figura 3.14 muestra el balance de energía para 6 zonas experimentales con distintas características. Se observa como los datos están bien correlacionados, pero la pendiente de la recta de regresión está siempre por debajo de la unidad (línea punteada). Es decir, la parte derecha de la ecuación anterior es típicamente mayor que la izquierda, o dicho de otro modo, se produce una subestimación de los procesos calculados con la técnica *eddy covariance*.

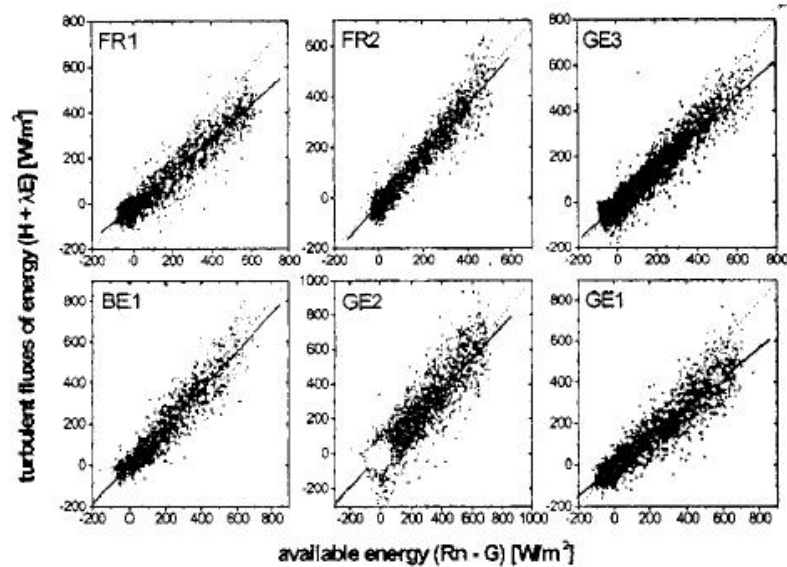


Figura 3.14: Relación entre los flujos turbulentos y la energía disponible por el ecosistema en 6 zonas experimentales distintas [Aubinet et al., 2000].

3. METODOLOGÍA: LA TÉCNICA EDDY COVARIANCE

Los valores del cierre de energía suelen estar típicamente entre 0.7 y 0.9 [Wilson et al., 2002]. Esta carencia de energía puede atribuirse a:

1. errores asociados con las diferentes áreas de medida (*footprints*) que abarcan los aparatos que miden cada término de la ecuación 3.96 [Pasquill y Smith, 1983],
2. un sesgo sistemático asociado a la instrumentación [Foken et al., 2006; Liu et al., 2006; Twine et al., 2000],
3. sumideros de energía despreciados,
4. las contribuciones a bajas y altas frecuencias que hasta ahora se pierden a la hora de medir los flujos turbulentos,
5. advección horizontal y/o vertical de calor y vapor de agua ignorada.

Las placas para la medición del flujo de calor hacia el suelo G se encuentran habitualmente enterradas a unos cuantos centímetros de profundidad, luego el valor que nos dan las placas (G_{8cm}) no es el flujo de calor final. Este flujo de calor hay que corregirlo por un término de almacenamiento extra debido al calor que almacena el suelo (S_{suelo}) y el agua (S_{agua}) que existe entre la placa y la superficie [Domingo et al., 2000]:

$$G(Wm^{-2}) = G_{8cm} + S_{suelo} + S_{agua} \quad (3.97a)$$

$$S_{suelo} = \rho_{suelo} c_{suelo} \frac{\Delta T}{\Delta t} \Delta z \quad (3.97b)$$

$$S_{agua} = \rho_{suelo} \frac{\rho_{agua}}{\rho_{suelo}} \frac{\theta_w(100\%)}{100} c_{agua} \frac{\Delta T}{\Delta t} \Delta z \quad (3.97c)$$

donde c_{suelo} y c_{agua} son los calores específicos del suelo y del agua y que tienen los valores $837 \text{ J kg}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ y $4182 \text{ J kg}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ respectivamente, y el cociente $\Delta T/\Delta t$ es la variación de la temperatura media del suelo con el tiempo. Las densidades tienen unidades de kg m^{-3} . θ_w es el contenido de agua en el suelo tal y como lo miden los aparatos en tanto por cien volumétrico. Se habrá de dividir por cien para tenerlo en tanto por uno.

3.14. Análisis de errores

Las medidas de los flujos de masa y energía que se intercambian entre atmósfera y superficie están proporcionando un profundo entendimiento de cómo responden diferentes ecosistemas al forzamiento ambiental abiótico [Baldocchi et al., 2001]. Sin embargo, hay una creciente preocupación en la comunidad *eddy covariance* de cuantificar los errores inherentes a estas medidas [Hollinger y Richardson, 2005]. Por ejemplo, en el contexto del modelado de datos, Raupach et al. [2005] argumentó que 'los errores en los datos son tan importantes como los propios datos' ya que los propios errores no solo afectan a la incertidumbre del modelo si no que también a sus predicciones. Un ejemplo de esto es el proceso de *gap filling*, el cual directamente introduce un sesgo ya que el modelo de relleno usa la propia serie de datos con sus errores intrínsecos.

Básicamente, el problema de medir es que, a pesar de que lo que se quiere conocer es típicamente el flujo de un escalar F , lo que realmente medimos es:

$$X = F + \delta + \epsilon \quad (3.98)$$

donde δ es una variable aleatoria que identificaremos por error estocástico, cuyas características son desconocidas, y ϵ es el error sistemático.

Además del error estocástico y el sistemático, hay que añadir el error que se introduce al rellenar huecos en las series temporales por el proceso de *gap filling*, el cual se hace necesario para establecer sumas diarias o anuales de *NEE* [Falge et al., 2001] o cualquier otra cantidad que involucre una integración temporal.

3.14.1. Errores sistemáticos

Los errores sistemáticos pueden clasificarse en errores sistemáticos integros (*fully systematic errors*), que se producen durante todo el ciclo diario, y errores sistemáticos selectivos (*selective systematic errors*), que se producen solamente durante parte del ciclo diario (Fig. 3.15, [Moncrieff et al., 1996]).

La tabla 3.3 presenta un listado de algunos errores sistemáticos junto con errores de tipo aleatorio para su comparación. La única manera de eliminar los errores sistemáticos es efectuar calibraciones y controles de los aparatos adecuada y frecuentemente con anterioridad y, en caso de ser conocidos, corregir el sesgo que producen *a posteriori*.

3. METODOLOGÍA: LA TÉCNICA EDDY COVARIANCE

ERRORES ALEATORIOS	ERRORES SISTEMÁTICOS
Registro de la turbulencia desde un solo punto	Errores de calibrado que provocan sub o sobrestimaciones del flujo
Tamaño variante del <i>footprint</i> y de la heterogeneidad de la superficie	Errores en los cálculos de las funciones de transferencia (<i>closed path</i>)
Longitud del intervalo de medición inadecuada	Flujos catabáticos nocturnos que provocan subestimaciones en las lecturas
Señal con ruido aleatorio	Aplicación incorrecta de las ecuaciones WPL
Respuesta inadecuada del sensor	Respuesta inadecuada del sensor o distorsión del flujo
<i>Fetch</i> limitado y no estacionariedad	Altura de medida sobre la superficie inadecuada

Cuadro 3.3: Ejemplos de errores sistemáticos y aleatorios [Moncrieff et al., 1996].

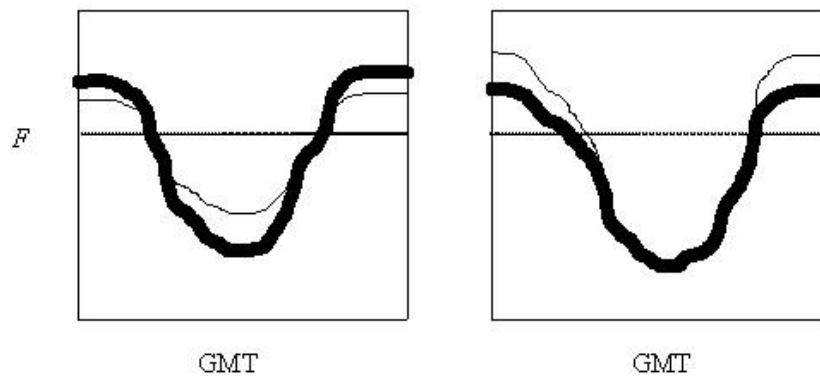


Figura 3.15: Comportamiento de los errores sistemáticos integros (línea delgada; izquierda) y sistemáticos selectivos (línea delgada; derecha)

3.14.2. Errores aleatorios

Una manera de caracterizar nuestros errores aleatorios es medir muchas veces el proceso del que se trate para a continuación estudiar la variabilidad de la distribución del conjunto de medidas mediante la desviación estándar [Hollinger y Richardson, 2005]. En el caso de los datos de flujo esto implicaría el registro de muchas medias horas como de hecho así se hace al medir. Sin embargo, para que este método funcione el proceso en cuestión debe ser estacionario, es decir, todos sus parámetros estadísticos deben ser independientes del tiempo [Mahrt et al., 1998]. Esto no es el caso con los datos de flujo durante el transcurso de un día, los cuales están fuertemente afectados por la radiación solar y por la temperatura. Además, otros factores como la precipitación o la caída de nieve provocarían una variabilidad adicional. Por si fuera poco, el intercambio de flujos podría no ser estacionario debido a cambios fisiológicos o fenológicos en la superficie, por ejemplo, cambios en la absorción de CO₂ por unidad de flujo de fotones fotosintéticamente activos [Hollinger et al., 2004].

Una manera de evitar los problemas de estacionariedad sería medir repetida y simultáneamente registros de los flujos en parejas bajo las mismas condiciones meteorológicas. En este caso, si la medida del flujo tiene el valor verdadero F , realmente estaríamos midiendo la pareja X_1 y X_2 :

$$X_1 = F + \delta_1 \quad (3.99a)$$

$$X_2 = F + \delta_2 \quad (3.99b)$$

donde el error de la medida (δ_i) sería el que diera tal distribución de esta variable aleatoria con media cero y desviación estándar $\sigma(\delta)$. Por lo tanto, esta desviación estándar es la que necesitamos estimar para averiguar la incertidumbre en nuestras medidas.

Como el valor esperado de $X_1 - X_2$ es cero, la varianza de $X_1 - X_2$ igualaría la varianza de $\delta_1 - \delta_2$, la cual viene dada por:

$$\sigma^2(\delta_1 - \delta_2) = \sigma^2(\delta_1) + \sigma^2(\delta_2) + 2cov(\delta_1, \delta_2) \quad (3.100)$$

Pero δ_1 y δ_2 son independientes e idénticamente distribuidos, esto es:

$$\sigma^2(\delta_1) = \sigma^2(\delta_2) = \sigma^2(\delta) \quad (3.101a)$$

$$cov(\delta_1, \delta_2) = 0 \quad (3.101b)$$

3. METODOLOGÍA: LA TÉCNICA EDDY COVARIANCE

Por lo que la ecuación anterior se simplifica a:

$$\sigma(\delta) = \frac{1}{\sqrt{2}}\sigma(X_1 - X_2) \quad (3.102)$$

Por lo tanto, repitiendo las parejas de registros X_1 y X_2 podremos estimar $\sigma(\delta)$ calculando la desviación estándar de las diferencias $X_1 - X_2$. Dos torres *eddy covariance* situadas no muy lejos una de la otra (para que las condiciones meteorológicas sean iguales) proporcionarían medidas simultaneas e independientes (siempre y cuando sus *footprints* no se solapen) de las magnitudes X_1 y X_2 haciendo muy simple el cálculo de errores.

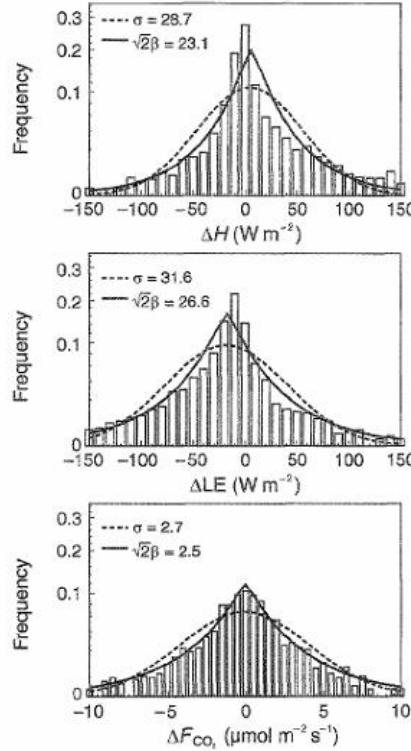


Figura 3.16: Distribución de los errores en los flujos H , LE y F_{CO_2} caracterizados por un pico central y largas colas. Los valores se ajustan mejor a una distribución exponencial doble que a una gaussiana [Hollinger y Richardson, 2005].

Sin embargo, raramente se dispone de tanta infraestructura en las zonas experimentales. Hollinger y Richardson [2005] desarrollaron un método para estimar adecuadamente los errores en los flujos intercambiando espacio por tiempo

3. METODOLOGÍA: LA TÉCNICA EDDY COVARIANCE

(hipótesis de Taylor; véase sección 3.3). En este procedimiento se usan datos de flujo medidos en la misma torre pero en días sucesivos. Así, una pareja de registros X_1 y X_2 será válido solamente si ambas medidas fueron realizadas bajo condiciones equivalentes, definidas como:

1. aquellas realizadas a la misma hora del día, para minimizar el efecto diurno.
2. aquellas realizadas bajo las mismas o casi las mismas condiciones meteorológicas, es decir, valores de R_p dentro de un rango de $75 \mu \text{ mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, temperaturas ambiente dentro de un rango de 3°C y velocidades del viento dentro de un rango de 1 m s^{-1} .

Evidentemente, de esta manera el grupo de parejas de registros X_1 y X_2 en un año es menor que en el caso de usar dos torres *eddy covariance* midiendo simultáneamente. Se podrían buscar las mismas condiciones equivalentes entre días no consecutivos, pero a medida que aumentamos esta diferencia también lo haría el riesgo de perder la estacionariedad.

Si se representa la distribución del conjunto de registros $X_1 - X_2$ se observa que esta no sigue una distribución normal sino más bien se ajusta a distribución doble exponencial o de Laplace (Fig. 3.16). La distribución exponencial doble con media cero tiene la siguiente función de probabilidad:

$$f_{\text{prob}}(x) = \frac{e^{-|\frac{x}{\beta}|}}{2\beta} \quad (3.103)$$

cuya desviación estándar es:

$$\sigma = \sqrt{2}\beta \quad (3.104)$$

donde β es:

$$\beta = \frac{\sum_1^N |x_i - \bar{x}|}{N} \quad (3.105)$$

La distribución doble exponencial se caracteriza por un pico más pronunciado ($|x| < 0.5\sigma$) y colas más largas ($|x| < 2.3\sigma$) que una distribución normal. Además, mientras que $\pm\sigma$ encierra el 68 % de una distribución normal, este valor correspondería a 76 % en una laplaciana doble. El doble de la desviación estándar ($\pm 2\sigma$) contendría el 95 % en la distribución normal y el 94 % en la doble exponencial (Fig. 3.17).

Otro importante resultado en el cálculo experimental de los errores aleatorios en los flujos es que estos no son constantes. Por ejemplo, los errores son mayores

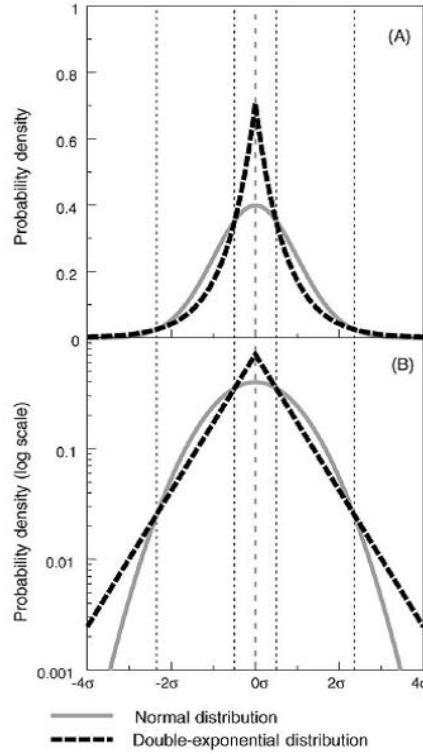


Figura 3.17: Comparación entre las funciones de densidad de probabilidad normal y laplaciana. El eje x está escalado en términos de la desviación estándar. El eje y se presenta en escala estándar (A) y en logarítmica (B) [Richardson et al., 2006].

durante el periodo de crecimiento que durante otra época del año y mayores durante el día que durante la noche. Los flujos turbulentos son por lo tanto variables heterocedásticas, con los errores en aumento al igual que la magnitud absoluta del flujo (Fig. 3.18).

3.14.3. Cálculo conjunto del error aleatorio y el error debido al relleno de huecos

Una manera de calcular conjuntamente el error aleatorio además del que introduce el relleno de huecos en las series temporales es realizando simulaciones de Monte Carlo [Richardson y Hollinger, 2007].

Este procedimiento se divide en los siguientes pasos:

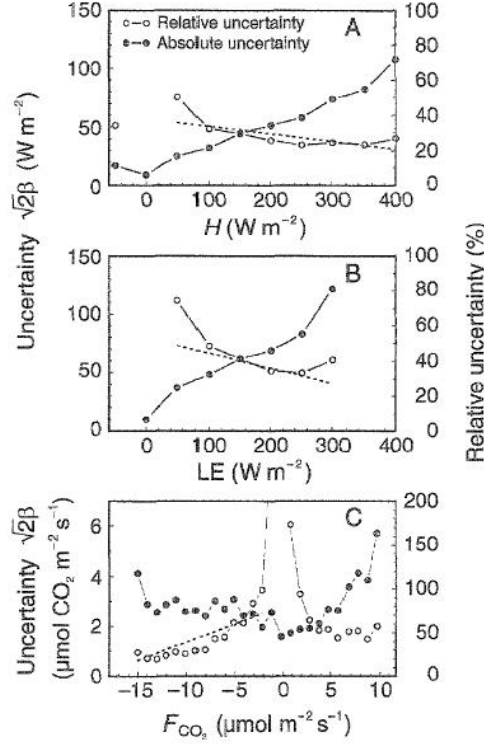


Figura 3.18: El error absoluto de los flujos crece con la magnitud de éste, pero el error relativo decrece [Hollinger y Richardson, 2005].

1. **Estimación de las desviaciones estándar.** Se toman las series temporales anuales de los flujos con sus huecos naturales y se buscan parejas de datos separados 24 horas que cumplan las condiciones anteriormente descritas, es decir, valores de R_p dentro de un rango de $75 \mu \text{ mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, temperaturas ambiente dentro de un rango de 3°C y velocidades del viento dentro de un rango de 1 m s^{-1} . Todas las posibles diferencias entre estas parejas de valores son agrupadas en intervalos según su valor. La desviación estándar de cada intervalo vendrá dada por la expresión:

$$\sigma(\delta) = \frac{1}{\sqrt{2}}\sigma(X_1 - X_2) \quad (3.106)$$

2. **Estimación del escalado de los errores.** Cada intervalo o rango de valores de flujo se asocia a una desviación estándar que es proporcional a la magnitud del valor del mismo flujo. Sin embargo, esta relación está discretizada no es útil y por lo tanto hay que establecer una relación continua. Para ello se separa entre los valores positivos del flujo y los negativos y se

busca la recta de regresión entre los valores de las desviaciones estándar (eje y) y la magnitud del flujo (eje x).

3. **Creación de huecos.** El error que estamos calculando es el dado conjuntamente por los errores aleatorios y al proceso de relleno de huecos. Por eso, hemos de, primero, rellenar la serie temporal anual con el procedimiento de relleno elegido y a continuación crear en la misma serie aproximadamente tantos huecos artificiales como originalmente había. Nos interesa que estos huecos se creen sobre datos originales y sobre datos rellenados, por lo tanto, hemos de generarlos según una distribución normal.
4. **Adicción de ruido artificial.** En este punto el estado de la serie es el siguiente: existen datos realmente medidos, datos que fueron huecos y que posteriormente se rellenaron y nuevos huecos artificiales. A continuación se procede añadiendo ruido también artificial sobre los datos que no sean huecos. La manera de hacerlo consistiría en generar aleatoriamente una medida según una distribución de Laplace con media cero y desviación estándar (σ) anteriormente calculada (Ec. 3.104). Es decir,

$$F_{con_ruido} = F + \sigma \text{laprnd}(1, 1) \quad (3.107)$$

donde F es el flujo de partida y $\text{laprnd}(1, 1)$ es una función que genera números aleatorios según una distribución de Laplace de media 1 y desviación estándar 1.

5. **Relleno de los huecos artificiales.** A continuación se lleva a cabo el proceso escogido de relleno de los huecos anteriormente creados en las series temporales de los flujos. Hecho esto estaremos en disposición de establecer el balance anual de carbono o vapor de agua.
6. **Obtención de un gran número de muestras.** Este proceso ha de repetirse (a partir del apartado 3) un gran número de veces (típicamente 100 veces). De esta manera tendremos N balances anuales distintos.
7. **Cálculo del error.** El error final conjunto será entonces dos veces la desviación estándar de todos los balances anuales de todas las replicas N de muestras realizadas. Dicho error realmente se descompone en:

$$\sigma_R = \sqrt{\sigma^2 \left(\sum_{medidos} \right) + \sigma^2 \left(\sum_{rellenados} \right) + 2cov \left(\sum_{medidos}, \sum_{rellenados} \right)} \quad (3.108)$$

3.14.4. Cálculo del error debido a huecos largos rellenados

El error de las técnicas de relleno basadas en la autocorrelación de la propia serie aumenta dramáticamente cuanto mayor sea el periodo con ausencia de datos. Esto se debe a que existen características clave del ecosistema que podrían cambiar con el tiempo, creando así una serie temporal no estacionaria. Entre alguna de estas características se podrían incluir cambios fenológicos como el florecimiento del dosel o la senescencia, aclimataciones fisiológicas, perturbaciones de carácter natural (plagas) o antropogénico o cambios fundamentales en el ambiente (congelamiento del suelo o derretimiento de la nieve).

Desde la perspectiva del relleno de huecos el problema es que sin datos es físicamente imposible determinar los cambios que sufre el ecosistema durante un hueco largo. Por ejemplo, en los ecosistemas templados un hueco largo al comienzo de la primavera (Fig. 3.19) puede ser particularmente problemático ya que las fechas en las cuales tiene lugar el secuestro fotosintético estarían indeterminadas.

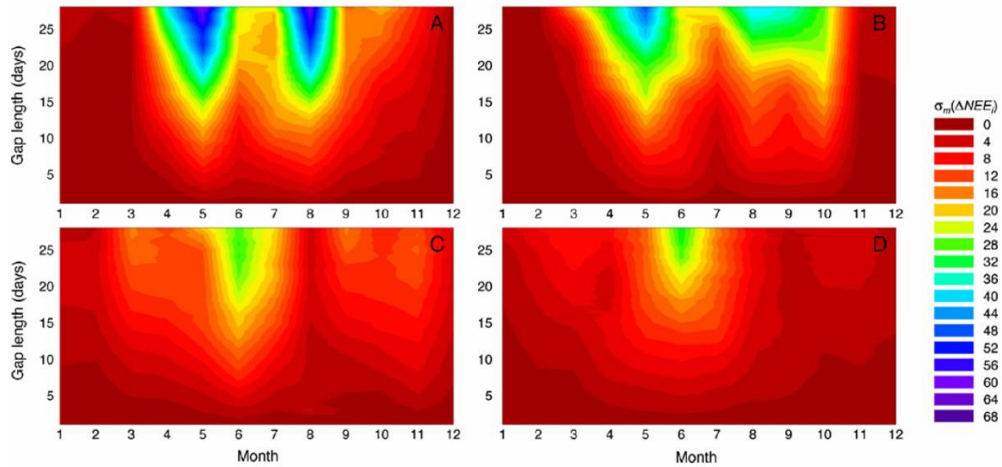


Figura 3.19: Gráficos de superficie ilustrando cómo la incertidumbre en el NEE anual varia como función del día del año (eje x) y la longitud del periodo sin huecos (eje y). Se muestra para dos bosques caducos: Hesse (A) y Hainich (B) y dos bosques mediterráneos: Puechabom (C) y Roccarespampani (D). Las unidades son $\text{g C m}^{-2} \text{ año}^{-1}$ [Richardson y Hollinger, 2007].

Definiendo 'hueco largo' como un periodo sin datos mayor o igual a 5 días, Richardson y Hollinger [2007] propusieron un método para la estimación del error que provoca tal carencia de registros. Este procedimiento se divide en los siguientes pasos:

1. **Generación de huecos cortos y largos.** Tomamos las series anuales de carbono y vapor de agua ya rellenas y generamos dos nuevas series a partir de ellas: una con alrededor del 30 % de huecos cortos generados aleatoriamente y otra, a partir de esta, en la que, además de los huecos cortos ya generados, se incluye un hueco largo de duración j días empezando en el día del año k .
2. **Repetición del proceso.** El proceso anterior se repetirá generándose pares de series temporales, una solamente con huecos cortos aleatorios y otra con huecos largos para todas las combinaciones de j ($j = 5 - 28$) y k ($k = 1 - 365$) que después habrá que rellenar. Sin embargo, la cantidad de ficheros a rellenar (23×365) es tal que actualmente no es viable llevarla a cabo ya que el proceso del relleno de huecos es independiente, es decir, no se encuentra a disposición para ser implementado en la programación de todo el proceso del cálculo del error. Por ello, se tomarán los índices j y k a saltos, por ejemplo de 4 en 4 días y de 10 en 10 respectivamente.
3. **Estimación del efecto para un j y k .** La diferencia del NEE o E anual entre cada par de series para un determinado j y k será una estimación del efecto debido a huecos largos denotado genéricamente por ΔNEE_{jk} .
4. **Estimación del error para un j y k .** A continuación se divide el año en 12 partes ($m = 1 - 12$) de igual longitud y para cada combinación de j y m se calcula la desviación estándar de los ΔNEE_{jk} para todos los índices k dentro de cada mes para así obtener $\sigma_m(\Delta NEE_j)$. Finalmente, para cada mes se determina la pendiente (γ_m) de la relación entre la duración del periodo con huecos largos en días y el propio error $\sigma_m(\Delta NEE_j)$. La duración del periodo de huecos en días se multiplica por la apropiada pendiente. Los errores resultantes de cada periodo de ausencia de datos se suman en cuadratura para dar el error total debido a los huecos largos en el *gap filling*:

$$\sigma_{HL} = \sqrt{\sigma_{HL_1}^2 + \dots + \sigma_{HL_N}^2} \quad (3.109)$$

donde N es el número de huecos largos (HL) que existen en la serie.

3.14.5. Cálculo del error total debido al relleno de huecos

Una vez calculadas las dos contribuciones al error de los balances anuales por causa del *gap filling*: debido a huecos cortos y largos, el error total (σ_{Total}) se calcula de nuevo por cuadratura:

$$\sigma_{Total} = \sqrt{\sigma_R^2 + \sigma_{HL}^2} \quad (3.110)$$

3.15. *Software* para el procesamiento de flujos

Existen varias aplicaciones para el procesamiento de datos micrometeorológicos hasta obtener los flujos turbulentos. Dentro de la red EUROFLUX muchos grupos han desarrollado su propio *software* para así poder adaptarlo a la configuración de su instrumentación particular. Algunas de estas aplicaciones fueron comparadas por Aubinet et al. [2000] encontrando un buen acuerdo entre ellas. En lo sucesivo introduciremos dichas aplicaciones incluyendo otra nueva de propia autoría.

3.15.1. *Software QC3.0*

El *software QC3.0* (*Quality Control*) es un paquete de subrutinas en código *FORTRAN* desarrollado por el *Boundary Layer Group* perteneciente al *College of Oceanic and Atmospheric Sciences* de la Universidad Estatal de Oregon (EE.UU.). Este código fue desarrollado principalmente por Dean Vickers como respuesta surgida a los problemas detectados en las series temporales de datos tomados dentro de una serie de campañas de medidas llevadas a cabo en la capa límite atmosférica.

El *software QC3.0* es una herramienta muy útil y bien vista por la comunidad científica que no solo se aplica para datos de torres de flujos turbulentos si no que además puede usarse para datos medidos desde aviones o desde cualquier otro medio de transporte aéreo. Sin embargo, su gran inconveniente, y probablemente es por esto por lo que no esté del todo extendido, es que funciona exclusivamente bajo entornos *UNIX*.

Esta nueva versión del programa incluye una aplicación gráfica en la que, mejorando con respecto a versiones anteriores, pueden graficarse las series temporales para así discutir el etiquetado (*soft/hard flag*) que el programa realiza automáticamente. Para poder utilizar esta aplicación hemos de descargar e instalar las librerías de *NCAR Graphics* de la *National Center of Atmospheric Research*. Librerías que a su vez necesitan de otra serie de librerías como pueden ser el entorno gráfico *Xwindows*, que suelen incorporar los sistemas *UNIX*, o las librerías *hdf5*, sin las cuales no podremos visualizar nada. Además de esto, es necesario instalar librerías de *NETCDF* que es un tipo de formato binario desarrollado también por la *NCAR* capaz de almacenar cabeceras y asociar atributos a los datos de entrada.

3.15.2. Programa *ALTEDDY3.3*

La versión 3.3 del *software Alteddy* es una aplicación muy sencilla de manejar comparada con el *software QC3.0* y que, construida en código *Visual FORTRAN*, si trabaja dentro de sistemas operativos *Microsoft Windows*. Esta utilidad fue desarrollada por Jan Elbers de la empresa Alterra (Holanda) para procesar datos brutos *eddy*.

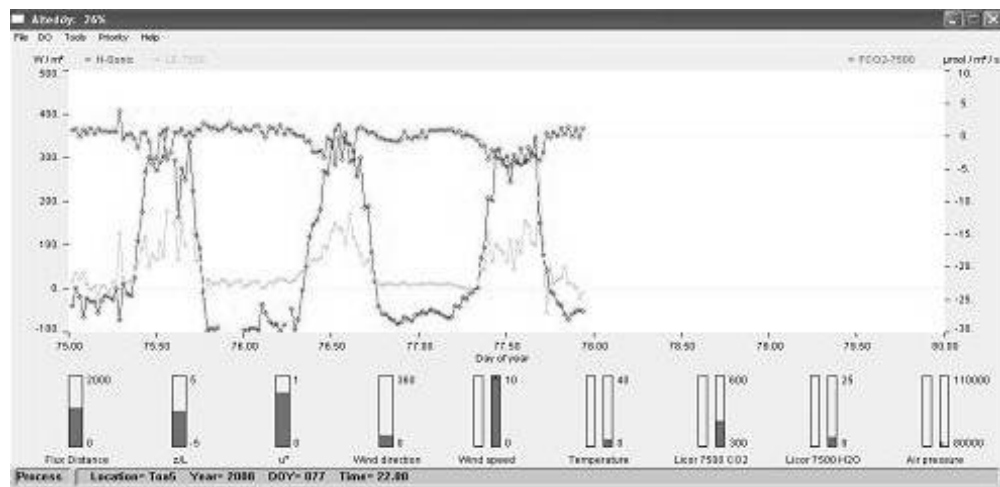


Figura 3.20: Programa *Alteddy3.3* en procesamiento.

El principal inconveniente de este programa es que no está ideado para testear la calidad de los datos si no más bien solamente para el procesamiento de los flujos. Es por ello por lo que no realiza un análisis exhaustivo de todos los problemas asociados con las series de datos que se ha explicado en el apartado anterior. Tampoco realiza un etiquetado *soft/hard flag* de los registros temporales. Esta aplicación se centra solamente en los siguientes problemas:

1. Eliminar *spikes* de las series temporales.
2. Corregir de límites absolutos.

Además de trabajar bajo sistemas *Microsoft Windows* otra de las ventajas es que no necesita convertir los datos a otros formatos no comunes como el *NETCDF*. En su lugar el *software Alteddy3.3* es capaz de asimilar formatos de entrada TOB1 o TOA5, formatos de almacenamiento muy comunes de los dataloggers desarrollados por *Campbell Scientific*, ampliamente usados por la comunidad científica. La gran capacidad de asimilación de estos y otros tipos de formatos de entrada comúnmente usados contrasta con la potencia de la aplicación. Tal es así que el programa no es capaz de procesar ficheros de más de 14 días de datos brutos.

3. METODOLOGÍA: LA TÉCNICA EDDY COVARIANCE

3.15.3. Programa *Edire*1.4.3

El programa *Edire*1.4.3, desarrollado por el Dr. Robert Clement de la Universidad de Edimburgo en lenguaje *FORTRAN*, es un *software* diseñado principalmente para el procesamiento de datos de flujos en el campo de la micrometeorología.

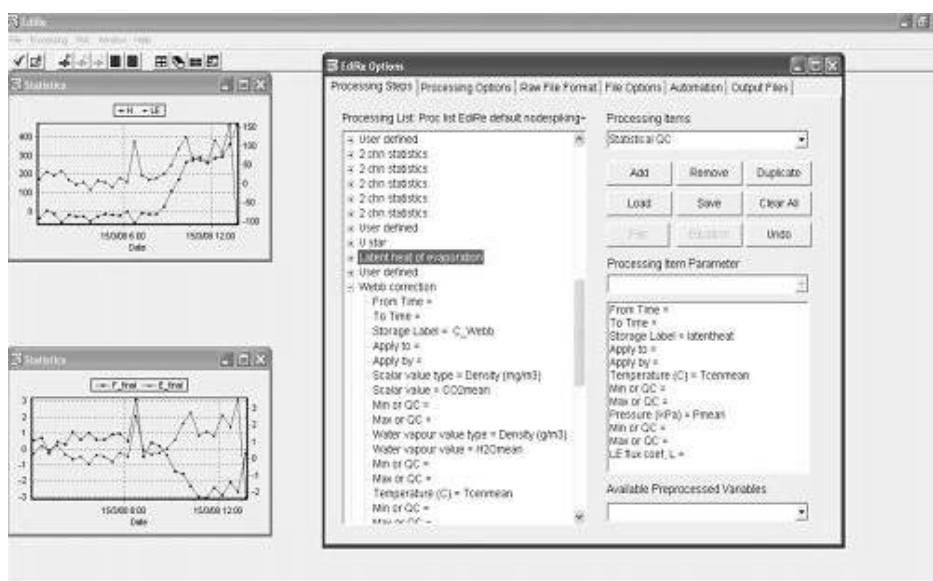


Figura 3.21: Aspecto del programa *Edire*1.4.3.

Este *software* utiliza dos ficheros de texto para funcionar modificables por el usuario:

1. Lista del formato de los datos (*Raw file format list*), la cual se encarga de informar cómo es el fichero de datos brutos de entrada para que el programa sea capaz de asimilarlo y procesarlo.
2. Lista de procesamiento por lotes (*Processing steps list*), la cual se encarga de, una vez asimilados los datos, llevar a cabo el procesamiento ejecutando las subrutinas que el usuario disponga.

La creación de estas listas no es difícil de conseguir. Sin embargo, podría serlo para un usuario sin conocimientos micrometeorológicos previos. De hecho, no se recomienda usar la aplicación *Edire* para usuarios no doctos.

3.15.4. Programa *TK2*

La aplicación *TK2* es un *software* desarrollado principalmente por Thomas Foken y Matthias Mauder de la Universidad de Bayreuth en 2004. La creación de esta utilidad fue debida al hecho de que las medidas micrometeorológicas que se tomaban no eran capaces de cerrar el balance energético [Foken y Oncley, 1995]. Esto motivo el estudio del control de calidad y confianza de los datos.



Figura 3.22: Aspecto del programa *TK2*.

El paquete *TK2* (*Turbulenzknecht*), del alemán 'Caballero de la turbulencia' está basado en *software* previo que se han ido creando durante 15 años. La versión actual de esta aplicación permite no solamente realizar el procesamiento de los datos si no realizar correcciones y controles de calidad a ellos.

El programa *TK2* es un conjunto de subrutinas con núcleo de *FORTRAN* que funcionan en entorno *Windows*. Su aplicación es sencilla pues todos los parámetros y correcciones necesarias pueden introducirse o elegirse manualmente mediante una clara interfaz gráfica.

Sin embargo, uno de los grandes problemas que presenta este programa es que tiene muy poca flexibilidad en cuanto al formato de introducción de datos. Así, para poder usar el *TK2* antes hay que crear rutinas que permitan convertir nuestro formato de datos a otro conveniente que sí sea capaz de ejecutar esta apli-

cación.

3.15.5. Programa *PECADO1.4* (Versión beta)

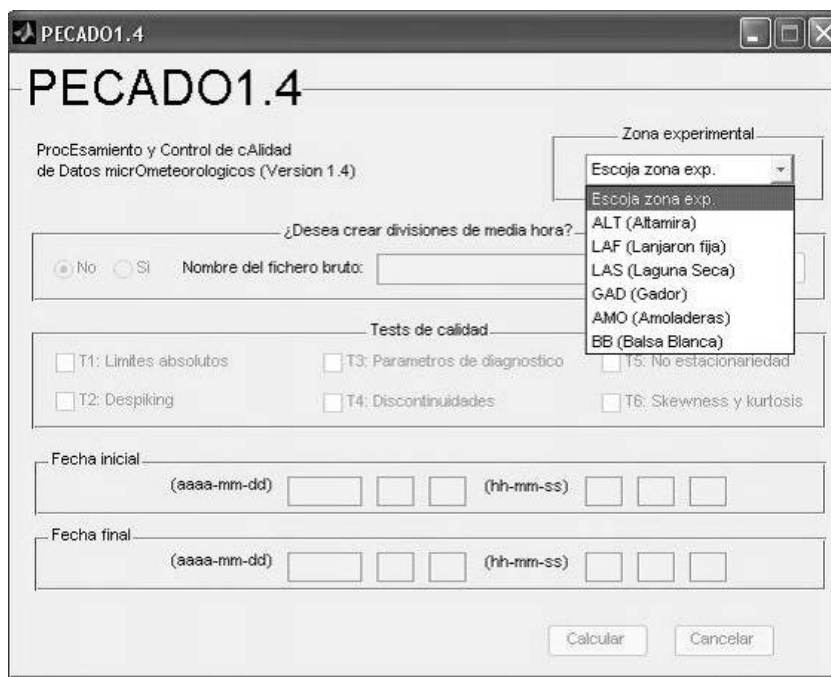


Figura 3.23: Aspecto del programa *PECADO1.4*.

PECADO1.4 (ProcEsamiento y Control de cAlidad de Datos micrOmeteorológicos) es un programa diseñado por el autor de este texto con la intención de adaptar y flexibilizar otros códigos de procesamiento y control de calidad a lenguaje *MATLAB*, lenguaje actualmente bastante extendido en la comunidad micrometeorológica.

Este programa consta de dos secciones. La primera sección carga los ficheros de datos brutos en formato *ASCII* y lleva a cabo una división en ficheros con media hora de datos, más cómodos de abrir y usar. La segunda sección realiza el procesamiento y los tests de calidad que el usuario haya seleccionado teniendo en cuenta todas las correcciones mencionadas en apartados anteriores hasta obtener los flujos finales.

La utilización de esta herramienta no exige conocimientos previos en micrometeorología. Sin embargo, el inconveniente es que actualmente está específicamente

diseñada según las exigencias de los sitios experimentales asociados al grupo de investigación.

3.16. Montaje de una estación experimental. Torre de flujos turbulentos

En el montaje de una estación de flujos turbulentos se precisa fundamentalmente de tres instrumentos: un *IRGA*, un anemómetro sónico y un *datalogger* capaz de gestionar y almacenar los datos generados por ambos. Sin embargo, de cara a una mejor comprensión y caracterización del ecosistema, no solo desde el punto de vista del intercambio neto de CO_2 y H_2O , se suelen incorporar otros aparatos a la estación de flujos que registran los cambios ambientales y en la superficie. Esta instrumentación auxiliar es también útil para estimar la coherencia de las medidas llevadas a cabo y para un posible relleno de huecos en las series temporales mediante relaciones ecofisiológicas.

A continuación se revisan algunos de los aparatos que suelen constituir una torre de flujos turbulentos:

- **Datalogger:** El *datalogger* es la unidad fundamental en una estación de flujos ya que todos los aparatos que componen la estación van conectados a él. El *datalogger* gestiona toda la instrumentación, es decir, recoge datos y manda las órdenes precisas para que cada aparato realice su medición de acuerdo a lo dictado por el programador.

Las mediciones son almacenadas por el *datalogger* en sistemas de memoria (interna o externa) que después son extraídas por el usuario. Los nuevos *dataloggers* permiten incluso extraer datos a través de una comunicación por puertos *Ethernet*. El formato interno de almacenamiento de datos suele ser binario ya que precisa de menos espacio y permite un volcado o escritura más rápida. En cualquier caso, de estos primeros datos no se podrá extraer información relevante sobre flujos ya que eso requiere todo un procesamiento posterior. La nueva generación de *dataloggers* incluso permiten realizar este procesamiento internamente ya que su programación se ha convertido en más flexible.

- **IRGA:** El *IRGA* (*Infrared Gas Analyser*) es un sistema capaz de medir la concentración de CO_2 y vapor de agua. Es uno de los sensores llamados rápidos ya que es capaz de muestrear a velocidades muy altas. Existen

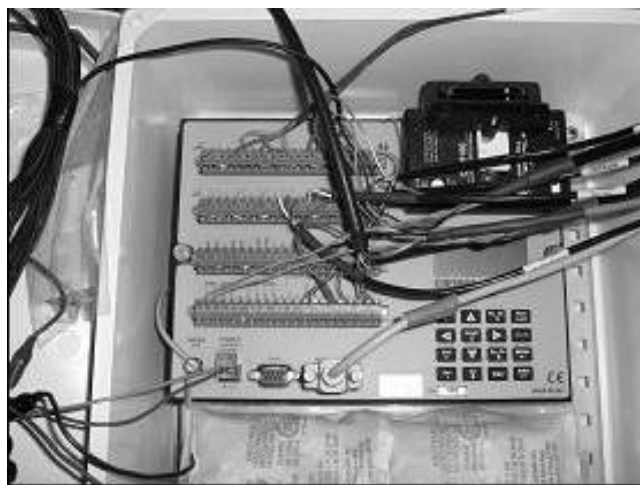


Figura 3.24: Fotografía del *datalogger* modelo CR3000 *Campbell Scientific*.

dos modalidades en el diseño de este aparato, cada una con características distintas, la llamada *open path* y *closed path*. A continuación exponemos un ejemplo de la fábrica LI-COR de estos dos modelos distintos:

1. LI-6262 *closed path*: En este modelo el aire es succionado desde fuera mediante un pequeño tubo gracias a la acción de un bomba. El aire recogido del exterior es transportado hacía el interior del aparato donde es examinado por un *IRGA*. La longitud de onda de este haz láser está precisamente localizada en las frecuencias comunes de absorción del CO_2 y del vapor de agua (típicamente $4.25 \mu\text{m}$ para el CO_2 y $2.59 \mu\text{m}$ para el H_2O). De esta manera, una menor llegada de haz al detector se asocia con una mayor concentración del gas absorbente.
2. LI-7500 *open path*: Este modelo se divide en dos componentes: el *IRGA* y la caja electrónica. La caja electrónica actúa como interfaz entre el *IRGA* y el *datalogger* y permite escoger el tipo de salida digital que queremos obtener (SDM, serial,...). El *IRGA* se compone a su vez de una fuente emisora láser y de un receptor o detector. El mecanismo de funcionamiento es igual que el caso del *closed path* pues también consta de un *IRGA*. La diferencia es que en este modelo la concentración del gas se mide *in situ* (véase Apéndice 1).

Las dos modalidades, *open path* y *closed path*, presentan una serie de ventajas e inconvenientes. La elección entre uno u otro dependerá de las car-

3. METODOLOGÍA: LA TÉCNICA EDDY COVARIANCE



Figura 3.25: Fotografía de un *IRGA* modelo LI-6262 *closed path*.



Figura 3.26: Fotografía de un *IRGA* modelo LI-7500 *open path* y su caja electrónica.

acterísticas del sitio experimental.

Frente al *closed path*, el sistema *open path* es más rápido por el hecho de hacer la medida *in situ*. Para realizar esa misma medida el *closed path* tiene que transportar el aire que entra en el tubo hasta el mismo interior del aparato. Este transporte, además de requerir un consumo eléctrico más alto (debido a que hay que accionar una bomba de presión), hace que se pierda información en altas frecuencias y también introduce un retraso de tiempo (*time lag*) mucho mayor que en el caso del *open path* por estar el *IRGA* más alejado del anemómetro sónico que hay que corregir en el procesamiento de datos posterior.

Uno de los mayores inconvenientes del sistema *open path* es que continuamente está sometido a las inclemencias del tiempo. En cambio el *closed path* suele colocarse en un lugar protegido. Este último es por tanto muy ventajoso en zonas experimentales con alta humedad o precipitación.

Los sistemas *open path* presentan muchos problemas en condiciones de lluvia, rocío o alta humedad, o con cualquier otro fenómeno que obstruya las lentes o el mismo camino óptico. Los climas mediterráneos, sin embargo, no se caracterizan generalmente por este tipo de fenómenos. Por esto, y porque no disponemos de red eléctrica, en todas nuestras zonas experimentales se utiliza el sistema *open path* preferentemente ya que requiere un consumo energético mucho menor que el *closed path* pudiendo ser alimentado con paneles solares.

- **Anemómetro sónico:** El anemómetro sónico es también un sensor rápido aunque no tanto como el *IRGA* ya que su principio de medida es el sonido (ondas de presión) y no la radiación electromagnética. El anemómetro sónico mide la velocidad del viento en las tres componentes espaciales y la temperatura sónica. Para ello, el propio aparato cuenta con tres parejas de dos transductores enfrentados entre sí. La velocidad del viento se calcula a partir de la diferencia en el tiempo que ambas ondas sónicas necesitan para alcanzar su transductor opuesto (véase Apéndice 2).
- **Radiómetro neta:** El radiómetro neta mide las componentes radiativas de onda corta y larga incidente y la reflejada y reemitida por la superficie terrestre de onda larga. La suma neta de energía radiante (R_n) es parte de la que dispone el ecosistema para realizar sus procesos naturales. Un radiómetro neta consta de una termopila compuesta por cierto número de

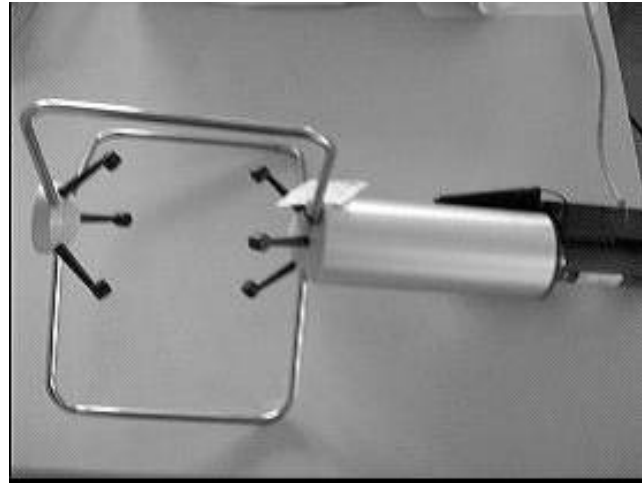


Figura 3.27: Fotografía de un anemómetro sónico modelo RM Young 81000.

termopares conectados en serie. Las dos caras del radiómetro están conectadas con los dos extremos de la termopila. La diferencia de temperatura entre los extremos, que induce una diferencia de potencial que es la que se mide, es proporcional a la radiación neta.



Figura 3.28: Fotografía de un radiómetro neta modelo NR Lite.

- **Sensores cuánticos:** Estos se encargan de medir la radiación solar en longitudes de onda susceptibles de ser absorbidas por las plantas para llevar a cabo su fotosíntesis (*Photosynthetic Active Radiation*, R_p). Suelen usarse

3. METODOLOGÍA: LA TÉCNICA EDDY COVARIANCE

siempre por parejas. Uno se coloca en dirección vertical para medir dicha radiación incidente y el otro boca abajo para medir la componente reflejada. Un fotodiodo de silicio es el que se encarga de medir la radiación en estas longitudes de onda que caen en el visible (entre 400 y 700 nm).



Figura 3.29: Fotografía de un sensor de radiación fotosintéticamente activa modelo LI-1900.

- **Placas de flujo de calor:** Parte de la radiación incidente es reflejada por el suelo y devuelta a la atmósfera, pero otra parte es absorbida por el suelo (G). La manera de cuantificar esta energía es usando placas de flujo de calor enterradas bajo la superficie. Las placas de flujo de calor se componen de una termopila, capaz de convertir energía térmica en energía eléctrica.
- **Termohigrómetro:** El termohigrómetro se encarga de medir la temperatura y humedad del aire. Para medir la humedad relativa usa una capacitancia (*HUMICAP capacitive polymer H chip*) y para la temperatura un termistor (*Resistance Temperature detector, PRT*).
- **Reflectómetro:** Los reflectómetros miden la fracción volumétrica de agua en el suelo. Sus varillas actúan como línea de transmisión de una onda cuya velocidad de propagación depende de la permitividad dieléctrica del medio que hay entre ellas. Como el agua tiene una permitividad dieléctrica mucho más grande que otros posibles constituyentes del suelo, la frecuencia de oscilación resultante depende del contenido de agua entre las varillas. Esta frecuencia de oscilación es a continuación reescalada para ser legible por el *datalogger*.



Figura 3.30: Fotografía de una placa de flujo de calor del suelo.



Figura 3.31: Fotografía de un termohigrómetro.

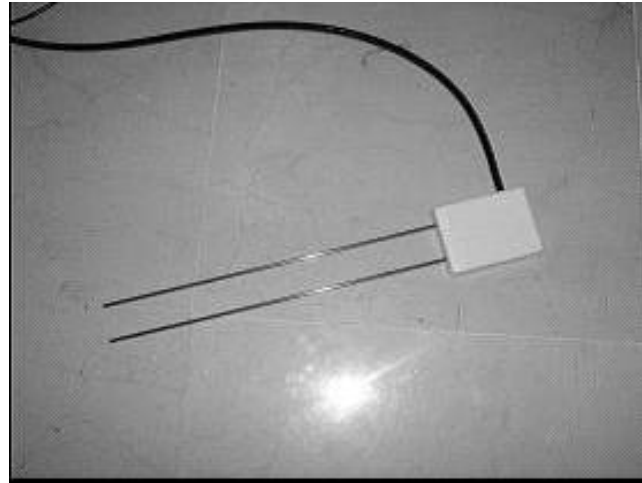


Figura 3.32: Fotografía de un reflectómetro.

- **Termopares:** Los termopares consisten en una unión física entre dos metales distintos. En esta unión se induce una diferencia de potencial (efecto *Seebeck*) que es función de la diferencia de temperatura. Así, esta puede ser estimada aplicando un potencial conocido en la unión.



Figura 3.33: Fotografía de un termopar.

- **Pluviómetro:** El pluviómetro cuantifica la lluvia caída. Para ello por ejemplo usa unas cazoletas de tal manera que cuando 0.2 mm de agua caen sobre ella, ésta se vacía generando un pulso o cuenta que es recogido por el *datalogger*. El vaciado de una cazoleta permite el llenado de otra.



Figura 3.34: Fotografía de un pluviómetro.

3.17. Modelos ecofisiológicos no lineales:

El flujo de CO_2 puede predecirse en base a modelos de regresión no lineal basados en la ecofisiología del ecosistema. La primera hipótesis de este tipo de modelos es que el flujo neto de CO_2 durante el día, mayoritariamente fotosíntesis, depende fundamentalmente de la radiación fotosintéticamente activa (R_p ; [Kowalski et al., 2004; Suyker y Verma, 2001]).

$$F = -\frac{a_1 R_p}{a_2 + R_p} + R_{eco}^d \quad (3.111)$$

donde a_1 se define como la capacidad máxima del ecosistema, a_1/a_2 como la pendiente de la curva en condiciones de poca luz que se interpreta como la eficacia en el uso de esta luz, y R_{eco}^d es la respiración del ecosistema durante el día.

Los parámetros del modelo son característicos de cada ecosistema, pero varían con el estado fenológico de los mismos. Es decir, la vegetación del ecosistema podría no comportarse igual a lo largo de su ciclo anual.

La segunda hipótesis de los modelos ecofisiológicos es que el flujo de CO_2 por la noche (respiración) depende fundamentalmente de la temperatura. Bajo esta premisa, la respiración del ecosistema vendría dada por el siguiente modelo empírico [Lloyd y Taylor, 1994]:

$$R_{eco} = R_{eco}^{T_{ref}} Q_{10}^{\frac{T_s - T_{ref}}{10}} \quad (3.112)$$

donde $R_{eco}^{T_{ref}}$ se define como la respiración del ecosistema a una temperatura de referencia T_{ref} y Q_{10} se corresponde con el cambio que en R_{eco} provocaría un cambio de 10 °C en la temperatura del suelo (T_s). Para la zona experimental de Laguna Seca, se escogerá 8 °C como temperatura de referencia, que aproximadamente se corresponde con la temperatura anual media, mientras para Lanjaron se tomara 15 °C.

Estos modelos explican adecuadamente el comportamiento de los ecosistemas conocidos en condiciones en las que contenido del agua en el suelo no sea un factor limitante. En caso contrario, habría que incluir en estos modelos variables como la propia humedad del suelo en el caso de la respiración [Hunt et al., 2004; Rey et al., 2002] o el déficit de presión de vapor de agua en el caso de la fotosíntesis [Hunt et al., 2002].

3.18. Conductancia estomatal

La conductancia estomatal (g_s) es una medida de la facilidad que ofrece la hoja de la planta al intercambio de CO₂ con el exterior [Jones, 1992]. Para su cálculo se usa la ecuación de Penman-Monteith [Monteith y Unsworth, 1990]:

$$\frac{1}{g_s} = \left[\left(\frac{\Delta_{es-T}}{\gamma} \right) \beta - 1 \right] \left(\frac{1}{g_a} \right) + \frac{\rho c_p D_v}{\gamma L E} \quad (3.113)$$

donde Δ_{es-T} es la tasa de cambio de la presión saturante de vapor de agua con la temperatura, γ es la constante psicrométrica, β es la razón de Bowen (H/LE), ρ y c_p son la densidad y el calor específico a presión constante del aire respectivamente, D_v es el déficit de presión de vapor de agua, calculado a partir de la temperatura del aire y su humedad relativa, L es el calor latente de vaporización y g_a es la conductividad del aire obtenida del anemómetro sónico como:

$$\frac{1}{g_a} = \frac{U}{u_*^2} + 6.2 u_*^{-0.67} \quad (3.114)$$

donde U es la velocidad horizontal del viento (Ec. 3.6) y u_* es la velocidad de fricción (Ec. 3.17).

3.19. Determinación de la reserva de agua en el suelo

Si suponemos el suelo como una caja con una determinada capacidad de almacenar agua, podemos estimar la reserva de éste como la diferencia entre la cantidad

3. METODOLOGÍA: LA TÉCNICA EDDY COVARIANCE

de agua entrante (precipitación) menos la cantidad de agua saliente (evapotranspiración y recarga de acuíferos) [Thornthwaite y Mather, 1955]

En un ecosistema de matorral mediterráneo, la reserva hídrica del suelo presenta típicamente los siguientes estadios a lo largo del año esquematizados en la figura 3.35.

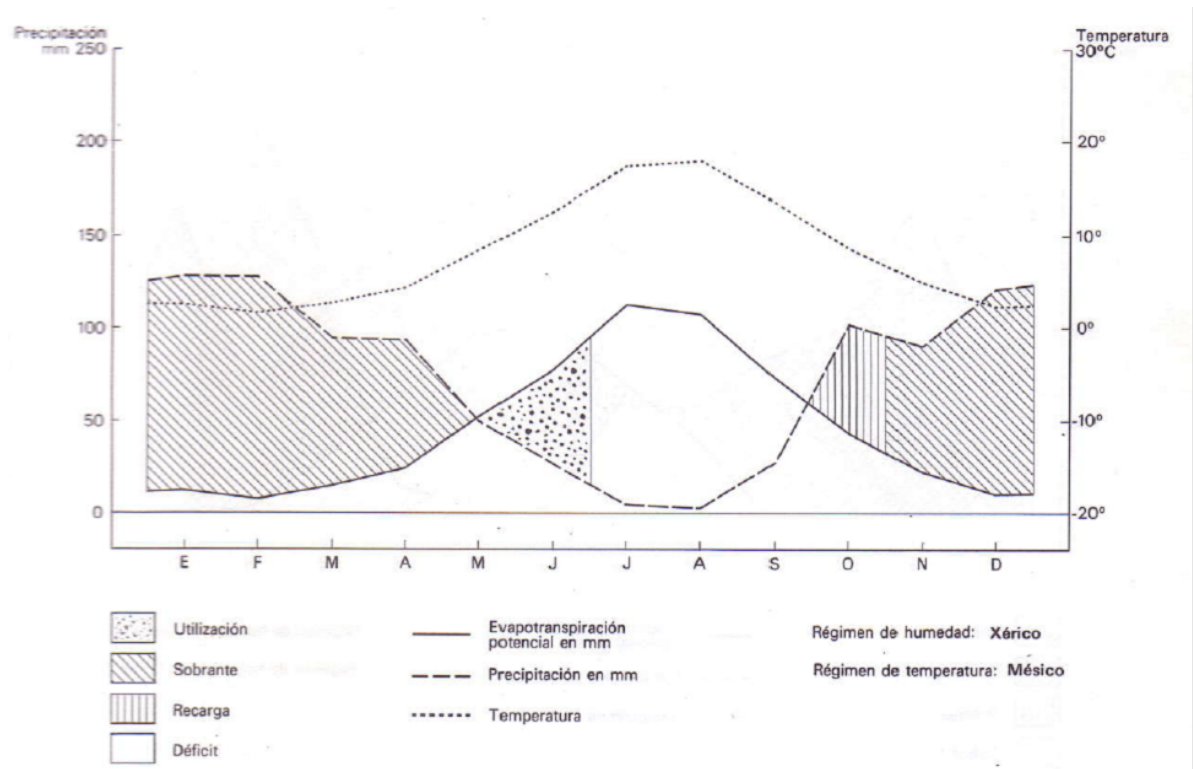


Figura 3.35: Dinámica anual de la reserva hídrica del suelo característico de un ecosistema mediterráneo de montaña.

Al final del verano el suelo se encuentra totalmente seco, por debajo del punto de marchitez, y en estado deficitario para la vegetación. Esta fase termina con las primeras lluvias otoñales o de finales del verano, que aportan el agua necesaria para la vegetación e inician la fase de recarga de la reserva del suelo. Una vez alcanzada la capacidad máxima de reserva el agua aportada por las precipitaciones que excede a las necesidades de evapotranspiración percola a través del suelo hasta capas profundas, originándose una fase de recarga de los acuíferos. Cuando la evapotranspiración supera a la entrada de agua por lluvias la vegetación comienza a utilizar la reserva del suelo (fase de utilización). Dicha reserva se agota durante

el verano entrando el suelo de nuevo en estado deficitario. La duración de cada una estas fases varía en función del clima (temperatura y precipitaciones) y las características del suelo (profundidad y textura).

Para aproximadamente estimar cuál es el stock hídrico a lo largo del año en la zona experimental de Laguna Seca supondremos que:

1. La máxima capacidad de reserva del suelo es de 125 mm y por lo tanto no será posible mayor retención de agua.
2. El déficit de agua en el suelo nunca podrá ser negativo siendo entonces 0 mm el mínimo que puede alcanzar la reserva.

3.20. Cálculo del índice de área foliar mediante técnicas destructivas

El cálculo del Índice de Área Foliar (LAI) se realizó aplicando técnicas destructivas en las dos especies dominantes la *Genista* y *Festuca* en la zona experimental de Laguna Seca. La metodología empleada fue la siguiente:

- Se mide el diámetro, la altura total y la altura de la parte fotosintética (la corona exterior donde están las hojas, tallos verdes y flores) de las plantas, se pesa y anota su valor.
- Se separa con cuidado una submuestra de la corona de cada planta, se pesa y anota su valor en fresco.
- Se separan las partes verdes, partes secas, tallos y hojas de cada submuestra de la corona y se anotan sus pesos.
- Separadas estas fracciones, se embolsan individualmente y se introducen en una estufa durante 4 días a 65 °C.
- Al finalizar el secado, las fracciones de cada muestra se pesan (peso en seco), añadiéndoles el peso seco de la submuestra que se utilizará para escanear. De esta manera tendríamos los pesos secos de las fracciones en cada muestra. A continuación se procede de la siguiente manera:
 - Se calcula de las proporciones hojas, tallos y flores en el total del peso seco de cada muestra.

3. METODOLOGÍA: LA TÉCNICA EDDY COVARIANCE

- Se calcula de la proporción $\text{peso_seco} / \text{peso_fresco}$ en cada muestra. El promedio de las submuestras de la corona se aplica al total del peso fresco de la corona de toda la mata que pesamos en campo: peso seco total de la corona. A este peso seco se le aplica las proporciones calculadas en el apartado anterior y obtenemos el peso seco total de hojas y de tallos verde de toda la mata.
 - Se aplica el peso específico promedio de cada fracción para calcular el área proyectada de hojas y de tallos del total de la mata
 - Se divide esa área proyectada de cada fracción entre el área de cobertura de la mata y así obtenemos el LAI de cada mata.
-
- En la separación de las fracciones también se escoge una submuestra de hojas para medir el área proyectada. Se tomaron unas diez hojas por cada submuestra, se escanearon y se calculó su área proyectada. La submuestras una vez escaneada se introduce en la estufa y tras el secado se calcula el peso seco. Con el peso seco de las submuestras escaneadas se obtiene el peso específico foliar (mg cm^{-2}) de cada fracción de hojas.
 - Una vez que tenemos el LAI para cada planta se puede calcular el LAI para todo el ecosistema multiplicando el LAI de cada planta por el porcentaje de superficie que ésta ocupa en el ecosistema.

Capítulo 4

Medición de la respiración del suelo con cámaras

4.1. Respiración del suelo

La expresión 'respiración del suelo' denota la liberación de CO_2 desde el suelo. Las raíces, los microorganismos, y en menor medida a la oxidación de los compuestos carbonatados [Lloyd y Taylor, 1994], liberan CO_2 . En el estudio de la productividad neta de CO_2 de un determinado ecosistema, los flujos de CO_2 del suelo representan un importante componente. Sin embargo, la respiración presenta la mayor incertidumbre en el ciclo global del carbono desempeñando un papel crítico en la regulación de la concentración de CO_2 en la atmósfera [Luo y Zhou, 2006]. Debido a su sensibilidad a las condiciones ambientales [Kirschbaum, 2000], el suelo es un compartimento que puede actuar como fuente de carbono amplificando el calentamiento global, o como sumidero, secuestrando y reduciendo por lo tanto las emisiones de CO_2 [Lal, 2004].

El dióxido de carbono fluye desde los lugares de producción hasta la atmósfera principalmente por difusión a través de poros y/o grietas en el suelo. Este mecanismo puede ser favorecido por gradientes de presión que produce la acción del viento o por desplazamientos de volumen producidos por la propia lluvia. La porosidad del suelo depende fuertemente de su naturaleza y también de la humedad relativa de éste, ya que a mayor humedad, menores son las vías de escapatoria del dióxido de carbono hacia la atmósfera [LI-8100, 2005].

La temperatura y la humedad del suelo son las variables abióticas más determinantes para los flujos de CO_2 del suelo [Davidson et al., 1998; Lloyd y Taylor, 1994] puesto que condicionan otros factores bióticos como el crecimiento de las

4. MEDICIÓN DE LA RESPIRACIÓN DEL SUELO CON CÁMARAS

raíces y la actividad microbiana. De hecho, los eventos de precipitación después de condiciones limitantes de humedad hacen aumentar la respiración del suelo, pudiendo influenciar de forma significativa en el balance anual de carbono [Lee et al., 2004; Xu et al., 2004; Yuste et al., 2003] dependiendo de la magnitud y la duración de su efecto. Además, la respuesta de la respiración del suelo a la temperatura se encuentra condicionada por la disponibilidad de agua en el suelo, puesto que la sensibilidad a la temperatura se ve limitada cuando la humedad del suelo es muy baja [Carlyle y Bathan, 1988; Davidson et al., 1998; Reichstein et al., 2003; Xu y Qi, 2001]. Esto cobra especial relevancia en ecosistemas mediterráneos, en los que se han observado importantes pulsos de respiración del suelo tras eventos de lluvia precedidos por un largo periodo de sequía estival [Liu et al., 2002; Tang et al., 2005; Xu et al., 2004]. Sin embargo, los mecanismos que intervienen en este fenómeno no están aún del todo claros.

Existen diversos métodos para medir el flujo de CO_2 del suelo [Janssens et al., 1999]. Las más usadas son las siguientes:

1. Técnica del *soda lime*: Consiste en usar una sustancia que reacciona con el dióxido de carbono. Al hacerlo, su masa aumenta y de la rapidez con que lo hace, restándole previamente la cantidad perdida de agua que se produce en esa reacción, se puede extraer el flujo.
2. Método de las cámaras de suelo: Suele consistir en colocar una cámara (sobre un collar previamente clavado en el suelo) encargada de retener el CO_2 únicamente debido al suelo junto con un *IRGA* capaz de medir la concentración que hay en la cámara. El flujo final CO_2 del suelo está relacionado con el incremento en la concentración que se produce en la cámara.
3. Técnica *eddy covariance*: Consiste en medir el flujo neto de CO_2 (NEE) que secuestra o emite la superficie. Durante la noche la fotosíntesis se inhibe y el flujo de CO_2 que se registra es integramente debido a la respiración. Durante el día la técnica *eddy covariance* no es capaz de discernir entre GPP y R_{eco} y solo podría estimarse la respiración mediante modelos que particionan (*partitioning*) estas componentes [Lasslop et al., 2010; Reichstein et al., 2005]. El área de medición o estimación de la respiración con la técnica *eddy covariance* es mucho mayor que las dimensiones de un collar (usado en el método de cámaras de suelo) y por ello esta técnica mide la respiración del conjunto del ecosistema y no la respiración de un collar particular.

4.2. Teoría de la medición con cámaras de suelo. Sistema LI-8100

El sistema de medición principal de cámaras de flujo de CO_2 del suelo que se usó en este trabajo es el sistema LI-8100 (Fig. 4.1).



Figura 4.1: Unidad principal del sistema LI-8100.

El sistema LI-8100 (Fig. 4.1) se compone de:

1. Una cámara de suelo, que se coloca sobre el collar y que actúa como vía de entrada del aire hacia la unidad de análisis.
2. Una unidad de análisis que a su vez se compone de un *IRGA*, encargado de determinar la densidad de CO_2 , un filtro, encargado de impedir que entre suciedad dentro de la unidad de análisis y un bomba rotatoria, encargada de mantener un flujo de aire estable a lo largo de todo el circuito.

El sistema LI-8100 utiliza una cámara para estimar la tasa a la que el CO_2 se difunde a la atmósfera. Para que esta estimación sea válida se requiere que las condiciones (gradientes de concentración, presión, temperatura y la humedad del suelo) sean muy similares tanto dentro como fuera de la cámara. Sin embargo, esto no siempre se cumplen y se suele necesitar correcciones a estas hipótesis.

4. MEDICIÓN DE LA RESPIRACIÓN DEL SUELO CON CÁMARAS

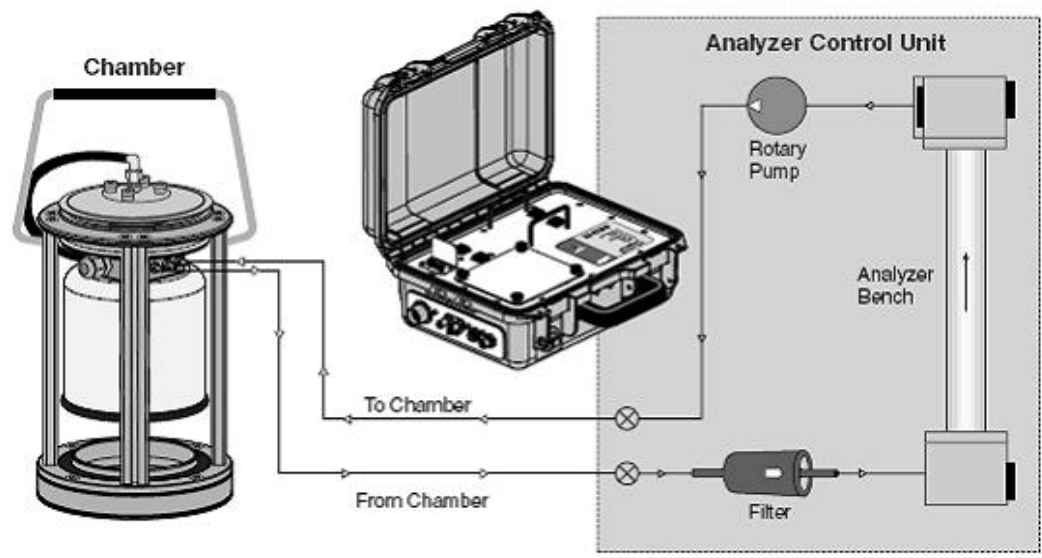


Figura 4.2: Esquema sistema LI-8100.

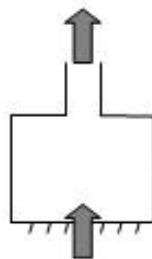


Figura 4.3: Esquema fundamental de medición con el sistema de cámaras de suelo.

4. MEDICIÓN DE LA RESPIRACIÓN DEL SUELO CON CÁMARAS

Supongamos un recinto con un orificio de entrada y otro de salida como el de la figura 4.3. Suponiendo también que la presión dentro de la cámara permanece constante o casi constante durante la medida y que no hay pérdida de masa a lo largo del recinto, en un determinado instante de tiempo, puede establecerse que el flujo de CO₂ que entra desde el suelo Sf_c (mol s⁻¹) iguala al flujo de CO₂ que sale por el orificio $c_c u$ (mol s⁻¹). E igualmente en el caso del vapor de agua. Es decir:

$$Sf_c = c_c u \quad (4.1a)$$

$$Sf_w = w_c u \quad (4.1b)$$

$$Sf_c + Sf_w = u \quad (4.1c)$$

donde S es la superficie que abarca el collar, u (mol s⁻¹) es el flujo que sale de la cámara (Fig. 4.3), f_c y f_w (mol m⁻² s⁻¹) son las densidades de flujo de CO₂ y de vapor de agua hacia dentro de la cámara, y c_c y w_c (mol mol⁻¹) son la concentración de CO₂ y de vapor de agua dentro de la cámara.

Supongamos ahora que, en el mismo recinto, ahora de volumen total V , lo que sale del recinto lo volvemos a conectar con él mismo (Fig. 4.4).

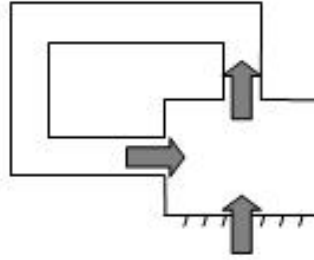


Figura 4.4: Esquema real de medición con el sistema de cámaras de suelo.

En este caso, se producirá un almacenamiento de masa, ya que lo que antes habíamos llamado flujo de salida ahora vuelve a entrar en el recinto. Este almacenamiento lo podemos calcular haciendo el siguiente balance empírico:

$$\text{almacenamiento} = \text{entrada} - \text{salida}$$

4. MEDICIÓN DE LA RESPIRACIÓN DEL SUELO CON CÁMARAS

Podemos entonces establecer las ecuaciones de balance de masa para el CO₂, el vapor de agua y el aire respectivamente:

$$V \frac{\partial \rho_c^{cam}}{\partial t} = S f_c - c_c u \quad (4.2a)$$

$$V \frac{\partial \rho_w^{cam}}{\partial t} = S f_w - w_c u \quad (4.2b)$$

$$V \frac{\partial \rho^{cam}}{\partial t} = S f_c + S f_w - u \quad (4.2c)$$

donde ρ_c^{cam} y ρ_w^{cam} son la densidad numérica de CO₂ y de vapor de agua dentro de la cámara y ρ^{cam} es la densidad total de aire dentro de la cámara ($\rho^{cam} = \rho_w^{cam} + \rho_c^{cam} + \rho_d^{cam}$, donde ρ_d^{cam} es la densidad de aire seco dentro de la cámara), todas en unidades de mol m⁻³.

Si ahora en la ecuación 4.2c introducimos la expresión de los gases perfectos:

$$\rho^{cam} = \frac{P}{RT} \quad (4.3)$$

y suponemos que P y T son constantes y que $S f_w \gg S f_c$, quedaría:

$$u = S f_w \quad (4.4)$$

Si combinamos la ecuación 4.2b con la ecuación 4.4 y escribimos $\rho_w^{cam} = \rho^{cam} w_c$, quedaría:

$$S f_w = \frac{V \rho^{cam}}{1 - w_c} \frac{\partial w_c}{\partial t} \quad (4.5)$$

Combinando finalmente la ecuación 4.2a, la ecuación 4.4 y la ecuación 4.5, se obtiene:

$$f_c = \frac{V \rho^{cam}}{S} \left(\frac{\partial c_c}{\partial t} + \frac{c_c}{1 - w_c} \frac{\partial w_c}{\partial t} \right) \quad (4.6)$$

Esta ecuación es la que usaban antiguos aparatos de cámaras de suelos de LI-COR, sin embargo, puede ser simplificada si definimos:

$$c_c^{correg} = \frac{c_c}{1 - w_c} \quad (4.7)$$

4. MEDICIÓN DE LA RESPIRACIÓN DEL SUELO CON CÁMARAS

es decir, c_c^{correg} sería la fracción molar de CO_2 dentro de la cámara corregida por el vapor de agua (C_{dry} en los datos de salida). Si ahora diferenciamos esta variable respecto del tiempo se obtiene:

$$(1 - w_c) \frac{\partial c_c^{correg}}{\partial t} = \frac{\partial c_c}{\partial t} + \frac{c_c}{1 - w_c} \frac{\partial w_c}{\partial t} \quad (4.8)$$

y si finalmente introducimos el último término de esta expresión por el último término de la ecuación 4.6 nos queda:

$$f_c = \frac{V \rho^{cam}}{S} (1 - w_c) \frac{\partial c_c^{correg}}{\partial t} \quad (4.9)$$

Esta ecuación tiene una ventaja sobre la ecuación 4.6, y es que no es necesario medir la tasa de incremento de la fracción molar de vapor de agua (w_c). El inconveniente es que esta función es altamente no lineal, mientras que para calcularla se llevan a cabo ajustes lineales.

Con la ecuación 4.9, se obtiene el flujo deseado a partir de estimaciones de las variables de las que depende. Los parámetros V y S son conocidos (volumen total y superficie del collar), ρ^{cam} se calcula a partir de la ecuación de los gases haciendo una extrapolación lineal de P y de T hacia tiempo cero (*initial values*) a partir de los primeros diez datos desde que la cámara de suelo se cierra y w_c se calcula análogamente. Para calcular el valor inicial de la derivada de la fracción molar de CO_2 corregida de vapor de agua se realiza un ajuste exponencial.

4.3. Corrección por el volumen del collar

Para calcular el flujo de CO_2 del suelo a partir de la ecuación 4.9 se requiere conocer el volumen total V . Sin embargo, el collar sobre el que se coloca la cámara para hacer la medida también ocupa un volumen que hay que adicionar al volumen de la cámara. Entonces,

$$V = V_{collar} + V_{camara} \quad (4.10)$$

El volumen del collar se calcula multiplicando la superficie S del collar de valor constante, en nuestro caso 95.23 cm^2 , por su altura. La altura del collar es casi constante y su valor es medido con frecuencia durante el transcurso de las campañas de medición.

4.4. Metodología en la zona experimental de Laguna Seca

Para llevar a cabo las medidas de respiración del suelo con cámaras se instalaron 21 collares de PVC el 3 de Agosto de 2006. La idea inicial era colocarlos aleatoriamente sobre la zona experimental, sin embargo, debido a la poca cantidad de collares que se instalaron, se optó finalmente por situarlos sobre las 3 especies dominantes del ecosistema. De esta manera, el conjunto de collares se distribuye en 5 grupos de 4 collares cada uno sobre 3 tipos de plantas representativas además de sobre suelo desnudo. El collar número 21 se instaló sobre una especie no muy representativa.

En la figura 4.5 se muestran algunos de los 21 collares instalados para un grupo de representatividad del ecosistema y la tabla 4.6 muestra las fechas de las campañas de medida tuvieron lugar.

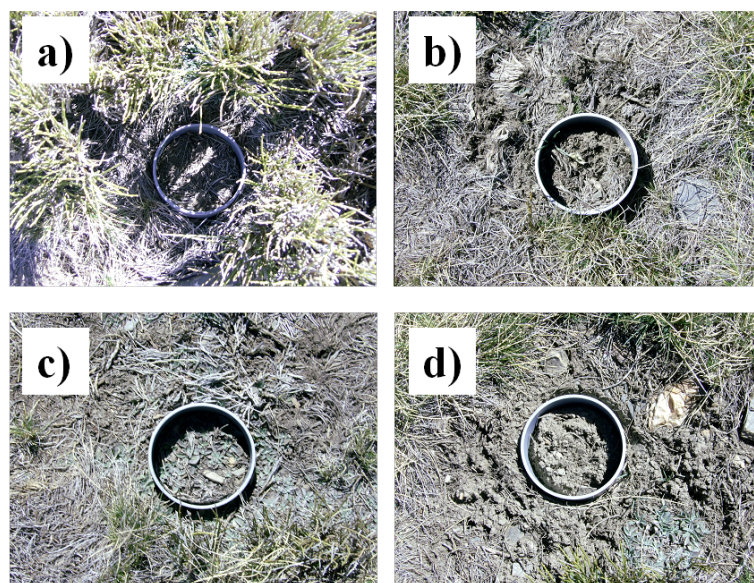


Figura 4.5: Fotografía de algunos de los collares instalados sobre: (a) piornal, (b) festuca, (c) musgo y (d) suelo desnudo.

4. MEDICIÓN DE LA RESPIRACIÓN DEL SUELO CON CÁMARAS

	Invierno	Primavera	Verano	Otoño
2006	-	-	05-jul	23-nov
			19-jul	23-nov
			02-ago	05-dic
			30-ago	
2007	18-ene	15-may	13-sep	14-nov
	18-ene	20-jun		
	13-mar			
	20-mar			
2008	26-feb	01-abr	01-jul	07-oct
	12-mar	08-may		
2009	-	-	03-jun	
			22-sep	
			22-24-sep	
				-

Figura 4.6: Fecha en las que se llevaron a cabo campañas de respiración (puntuales y temporales) con cámara de suelo en la zona experimental de Laguna Seca.

4.5. Metodología en la zona experimental de Lánjarón

En cada uno de los tratamientos situados en ambas parcelas separadas en altitud (véase Sección 2) se instalaron 20 collares de PVC (10.5 cm de diámetro x 9 cm de altura) distribuidos al azar (120 collares en total). La respiración del suelo fue medida periódicamente en los collares mediante dos sistemas de cámaras cerradas dinámicas: EGM-4 (PP-Systems, Hitchin, UK) y LI-COR 8100 (Lincoln, NE, USA).

La tabla 4.7 muestra las fechas de las campañas de medida de flujos de CO₂ del suelo. En la mayoría de los casos, las medidas se realizaron simultáneamente en ambas parcelas (usando los dos sistemas; en alguna ocasión las medidas se realizaron en dos días consecutivos), desde 7 a 13 GMT. Durante el invierno, la nieve impidió el acceso al área de estudio. Las campañas de verano se llevaron a cabo bajo condiciones típicas de sequía mientras que las campañas de primavera y otoño se desarrollaron durante el periodo de precipitaciones. En total, 10 campañas de medidas son consideradas para este estudio. En cada campaña, se midió el flujo de CO₂ del suelo durante 90 segundos en cada collar de cada

4. MEDICIÓN DE LA RESPIRACIÓN DEL SUELO CON CÁMARAS

	Primavera	Verano	Otoño
2007	-	05-jul	25-sep
		19-jul	30-31-oct
		02-ago	
		30-ago	
2008	15-16-abr	2-3-sep	1-2-oct
	19-21-may		

Figura 4.7: Fecha en las que se llevaron a cabo campañas de respiración (puntuales y temporales) con cámara de suelo en la zona experimental de Lanjarón.

tratamiento, junto con la temperatura del suelo en cada uno de los collares a una profundidad de 5 cm (dos medidas para cada collar).

Con objeto de comparar las medidas tomadas con ambos instrumentos, se realizó una campaña el 31 de octubre de 2007 [Marañón Jiménez et al., 2011] en la que se tomaron medidas simultáneas de respiración de suelo con PP-system y LI-8100 en los mismos collares alternativamente ($N = 48$, $R^2 = 0.88$, en collares de los tres tratamientos). Los datos obtenidos con los dos aparatos fueron correlacionados y estandarizados según la relación:

$$F^{LI-8100} = 0.197 \mu mol CO_2 m^{-2} s^{-1} + 1.095 F^{PP-System} \quad (4.11)$$

donde $F^{LI-8100}$ es el flujo de CO_2 que mide el LI-8100 y $F^{PP-System}$ es el flujo de CO_2 que registra el PP-System.

Capítulo 5

Control de calidad y confianza de los datos de flujos

Previamente a la exposición de los resultados, el uso de la técnica *eddy covariance* requiere un análisis del cumplimiento o no de las premisas sobre las que se asienta la teoría de medición. En este capítulo se analiza el diseño experimental de las zonas estudiadas, la viabilidad del uso de la técnica en ellas además de un análisis de los errores experimentales que se cometen en los balances anuales.

5.1. Idoneidad del enclave experimental

Como se explicó en la sección de métodos, una buena elección del enclave experimental es fundamental para la viabilidad de la técnica *eddy covariance*. En este apartado se analiza la idoneidad de la localización de la zona experimental de Laguna Seca y Lanjarón.

5.1.1. Laguna Seca

5.1.1.1. Análisis del enclave y de la procedencia del viento.

La pista por la que se accede a la zona experimental de Laguna Seca discurre lateralmente al Sur del emplazamiento (Fig. 2.3). Sin embargo, tanto la pista como la laguna se encuentran fuera del área de influencia de la torre y por lo tanto no tendrán influencia sobre las medidas.

La figura 5.1 muestra la procedencia del viento para los años 2007 y 2008. La dirección predominante del viento en la zona experimental de Laguna Seca presenta un patrón similar en los dos años de medida. Se observa un espectro bimodal,

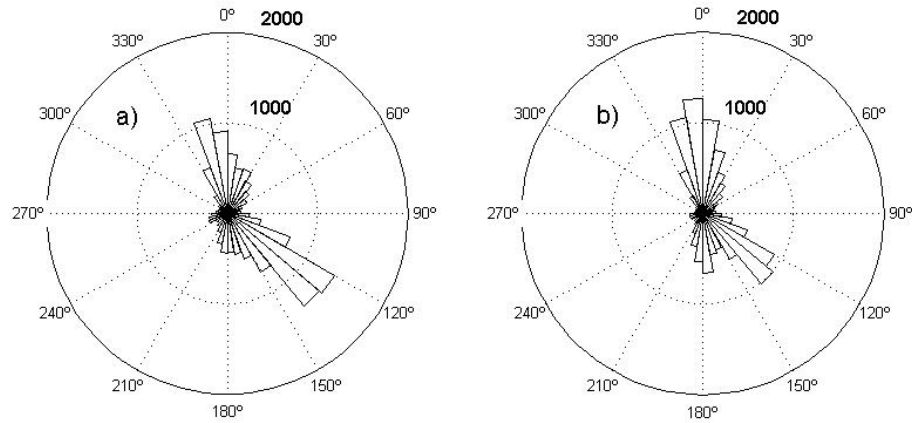


Figura 5.1: Histograma polar de las direcciones del viento distribuidos en 36 intervalos de arco para la zona experimental de Laguna Seca en el año 2007 (a) y 2008 (b).

	Norte 0°	Noreste 45°	Este 90°	Sureste 135°	Sur 180°	Suroeste 225°	Oeste 270°	Noroeste 315°
2007	23.8	10.0°	7.5	30.4	12.5	5.2	4.6	5.9
2008	27.7	11.2	7.1	24.1	12.4	4.0	3.5	5.9

Cuadro 5.1: Frecuencias de la procedencia del viento en porcentaje en la zona experimental de Laguna Seca en los años 2007 y 2008.

con un pico de frecuencias en los vientos de componente Norte-Noroeste (entre 330° y 0°) y otro pico en los vientos de componente Sureste (entre 120° y 150°). En la tabla 5.1 se tabulan los porcentajes obtenidos para cada sector dado por 45 grados sexagesimales de arco:

5.1.1.2. Análisis del área de influencia.

A continuación se representan los parámetros del modelo de *footprint* *FSAM* de Schmid [1994] (Sección 3.9). Las tablas 5.2, 5.3, 5.4 y 5.5 muestran los valores obtenidos del punto fuente máxima (x_m), del punto extremo más lejano (e) y más cercano del área de influencia (a) al aparato de medida y la distancia máxima lateral del área fuente (d) para cada una de las posibles combinaciones entre H

5. CONTROL DE CALIDAD Y CONFIANZA DE LOS DATOS DE FLUJOS

	$0.2 < u^* < 0.4$	$0.4 < u^* < 0.6$	$0.6 < u^* < 0.8$
$-100 < H < 0$	31.2	31.2	30.9
$0 < H < 100$	30.9	30.9	30.9
$100 < H < 200$	29.6	30.9	30.9
$200 < H < 300$	28.9	30.9	30.9
$300 < H < 400$	28.1	30.7	30.9

Cuadro 5.2: Valores del punto fuente máxima (x_m) en metros obtenido con el modelo *FSAM* [Schmid, 1994], para las distintas posibilidades de calor sensible (H ; W m^{-2}) y velocidad de fricción (u^* ; m s^{-1}) en la zona experimental de Laguna Seca.

	$0.2 < u^* < 0.4$	$0.4 < u^* < 0.6$	$0.6 < u^* < 0.8$
$-100 < H < 0$	59.5	59.3	59.3
$0 < H < 100$	58.8	59.3	59.3
$100 < H < 200$	56.7	59.0	59.3
$200 < H < 300$	54.9	58.8	59.0
$300 < H < 400$	53.3	58.8	59.0

Cuadro 5.3: Valores del punto extremo más alejado del área fuente (e ; en el nivel 50%) en metros obtenido con el modelo *FSAM* [Schmid, 1994], para las distintas posibilidades de calor sensible (H ; W m^{-2}) y velocidad de fricción (u^* ; m s^{-1}) en la zona experimental de Laguna Seca.

y u^* y fijando la varianza de la componente y de la velocidad del viento ($\sigma(v)$) en su promedio (1.4 m s^{-1}), pues su variación afecta poco a los parámetros finales.

En las tablas 5.2, 5.3, 5.4 y 5.5 podemos ver como todos los parámetros de salida del modelo decrecen levemente con el aumento de H y varían muy poco al cambiar u^* salvo para d . El mayor área de influencia de las medidas se produce en condiciones estables ($H < 0$, u^* pequeño) produciendo los valores de $d = 19.3 \text{ m}$, $a = 18.8 \text{ m}$, $e = 59.5 \text{ m}$, $x_m = 31.2 \text{ m}$ al nivel del 50% del área fuente.

La figura 5.2 es el resultado de utilizar dichos parámetros de salida extremos proporcionando una idea de donde se encontraría el extremo más alejado del área fuente en el peor de los casos (combinaciones de H y u^* que maximizan e) para la zona experimental de Laguna Seca para cualquier dirección del viento. El contorno es de pequeña área y abarca una zona de matorral homogénea y representativa. Como se observa, otras zonas como la laguna, la pista o áreas de vegetación menos homogénea no tienen influencia en las medidas ya que quedan

5. CONTROL DE CALIDAD Y CONFIANZA DE LOS DATOS DE FLUJOS

	$0.2 < u_* < 0.4$	$0.4 < u_* < 0.6$	$0.6 < u_* < 0.8$
$-100 < H < 0$	18.8	18.7	18.7
$0 < H < 100$	18.6	18.7	18.7
$100 < H < 200$	18.0	18.7	18.7
$200 < H < 300$	17.5	18.6	18.7
$300 < H < 400$	17.1	18.6	18.7

Cuadro 5.4: Valores del punto más cercano del área fuente (a ; en el nivel 50 %) en metros obtenido con el modelo *FSAM* [Schmid, 1994], para las distintas posibilidades de calor sensible (H ; W m^{-2}) y velocidad de fricción (u_* ; m s^{-1}) en la zona experimental de Laguna Seca.

	$0.2 < u_* < 0.4$	$0.4 < u_* < 0.6$	$0.6 < u_* < 0.8$
$-100 < H < 0$	19.3	11.5	8.2
$0 < H < 100$	19.1	11.5	8.2
$100 < H < 200$	18.5	11.5	8.2
$200 < H < 300$	18.0	11.4	8.2
$300 < H < 400$	17.6	11.4	8.2

Cuadro 5.5: Valores de la distancia máxima lateral del área fuente (d ; en el nivel 50 %) en metros obtenido con el modelo *FSAM* [Schmid, 1994], para las distintas posibilidades de calor sensible (H ; W m^{-2}) y velocidad de fricción (u_* ; m s^{-1}) en la zona experimental de Laguna Seca.

fuera del área fuente.



Figura 5.2: El contorno representa el área que encierra el extremo más lejano del área fuente (e) en el modelo *FSAM* de Schmid [1994] para cualquier dirección del viento en la zona experimental de Laguna Seca.

5.1.2. Lanjarón

5.1.2.1. Análisis del enclave y de la procedencia del viento.

La zona experimental de Lanjarón sobre el tratamiento de 'control' (véase sección 2.3) presenta una clara homogeneidad solo perturbada por la pista que discurre lateralmente al Oeste de la torre y por un cortafuego en la parte Este (Fig. 5.3). A continuación estimamos la procedencia del viento promedio y el *footprint* para comprobar si estas heterogeneidades se integran o no en las medidas.

La dirección predominante del viento en la zona experimental de Lanjarón presenta un patrón similar en los dos años de medida (Fig. 5.3). Se observa un espectro bimodal, con un pico de frecuencias en los vientos de componente Oeste, más desplazado al Noroeste en 2008, y otro pico en los vientos de componente Este, más desplazado al Sureste en 2009.

5.1.2.2. Análisis del área de influencia.

A continuación se representan los parámetros del modelo de *footprint* *FSAM* de Schmid [1994] (véase sección 3.9). Las tablas 5.6, 5.7, 5.8 y 5.9 muestran los val-

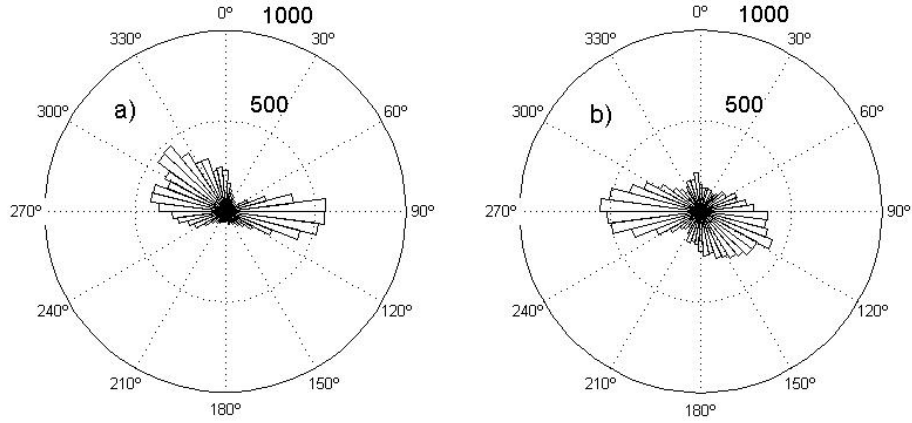


Figura 5.3: Histograma polar de las direcciones del viento distribuidos en 36 intervalos de arco para la zona experimental de Lanjarón en el año 2008 (a) y 2009 (b).

ores obtenidos del punto de fuente máxima (x_m), la mitad del extremo más lejano (e) y más cercano del área de influencia (a) al aparato de medida y la distancia máxima lateral del área fuente (d) para cada una de las posibles combinaciones de H y u^* y fijando la varianza de la componente y de la velocidad del viento ($\sigma(v)$) en su promedio (1.6 m s^{-1}), pues su variación afecta poco a los parámetros finales.

En las tablas 5.6, 5.7, 5.8 y 5.9 podemos ver como todos los parámetros de salida del modelo decrecen levemente con el aumento de H y varían muy poco al cambiar u^* salvo para d . Puesto que hay muy distintos valores de los parámetros, para establecer cuál es el área de influencia nos ponemos en el peor de los casos, es decir, en el caso en que la elección de variables de salida del modelo indique un área fuente mayor (combinaciones de H y u^* que maximizan x_m y e). Esto ocurre típicamente para condiciones estables ($H < 0$, u^* pequeño) produciendo los valores de $d = 106 \text{ m}$, $a = 54 \text{ m}$, $e = 220 \text{ m}$, $x_m = 95 \text{ m}$ al nivel del al 50 % del área fuente.

La figura 5.4 da una idea de la localización de los puntos más influyentes sobre el aparato de medida para cualquier dirección del viento. En ella también se representa las frecuencias relativas de la procedencia del viento para el año 2009.

La altura de la torre de Lanjarón alcanza los 11 m. Cuanto más alto están los

5. CONTROL DE CALIDAD Y CONFIANZA DE LOS DATOS DE FLUJOS

	$0.35 < u^* < 0.55$	$0.55 < u^* < 0.75$	$0.75 < u^* < 0.95$
$-100 < H < 0$	95	94	93
$0 < H < 100$	91	92	93
$100 < H < 200$	87	91	92
$200 < H < 300$	83	90	92
$300 < H < 400$	80	88	91
$400 < H < 500$	77	87	90

Cuadro 5.6: Valores del punto fuente máxima (x_m) en metros obtenido con el modelo *FSAM* [Schmid, 1994], para las distintas posibilidades de calor sensible (H ; W m^{-2}) y velocidad de fricción (u^* ; m s^{-1}) en la zona experimental de Lanjarón.

	$0.35 < u^* < 0.55$	$0.55 < u^* < 0.75$	$0.75 < u^* < 0.95$
$-100 < H < 0$	220	216	216
$0 < H < 100$	211	215	215
$100 < H < 200$	201	211	213
$200 < H < 300$	192	207	211
$300 < H < 400$	184	204	210
$400 < H < 500$	176	201	209

Cuadro 5.7: Valores del punto extremo más alejado del área fuente (e ; en el nivel 50%) en metros obtenido con el modelo *FSAM* [Schmid, 1994], para las distintas posibilidades de calor sensible (H ; W m^{-2}) y velocidad de fricción (u^* ; m s^{-1}) en la zona experimental de Lanjarón.

	$0.35 < u^* < 0.55$	$0.55 < u^* < 0.75$	$0.75 < u^* < 0.95$
$-100 < H < 0$	54	53	53
$0 < H < 100$	52	52	53
$100 < H < 200$	50	52	52
$200 < H < 300$	48	51	52
$300 < H < 400$	46	50	52
$400 < H < 500$	44	50	51

Cuadro 5.8: Valores del punto más cercano del área fuente (a ; en el nivel 50%) en metros obtenido con el modelo *FSAM* [Schmid, 1994], para las distintas posibilidades de calor sensible (H ; W m^{-2}) y velocidad de fricción (u^* ; m s^{-1}) en la zona experimental de Lanjarón.

5. CONTROL DE CALIDAD Y CONFIANZA DE LOS DATOS DE FLUJOS

	$0.35 < u_* < 0.55$	$0.55 < u_* < 0.75$	$0.75 < u_* < 0.95$
$-100 < H < 0$	106	72	55
$0 < H < 100$	102	72	55
$100 < H < 200$	98	71	55
$200 < H < 300$	95	70	54
$300 < H < 400$	92	69	54
$400 < H < 500$	88	68	54

Cuadro 5.9: Valores de la distancia máxima lateral del área fuente (d ; en el nivel 50 %) en metros obtenido con el modelo *FSAM* [Schmid, 1994], para las distintas posibilidades de calor sensible (H ; W m^{-2}) y velocidad de fricción (u_* ; m s^{-1}) en la zona experimental de Lanjarón.



Figura 5.4: Contorno de las posibles ubicaciones del punto fuente máxima (x_m , círculo interior) y del punto extremo más alejado del área fuente (e , círculo exterior) al nivel del 50 % del área fuente para cualquier dirección del viento en la zona experimental de Lanjarón. Los valores de su interior denotan las frecuencias relativas en tanto por ciento de la procedencia del viento para el año 2009.

sensores más se extiende el área de influencia y es solo por esto por lo que el *footprint* de Lanjarón es mucho mayor que el de Laguna Seca. No obstante la fuente de procedencia de la medida se queda generalmente dentro de la zona experimental del área quemada.

5.2. Control de calidad

5.2.1. Umbral de turbulencia

Como se explicó previamente en la metodología (Sección 3.13.2), la técnica *eddy covariance* no es viable si no hay turbulencia. La grafica 5.5 representa las medidas realizadas con la técnica *eddy covariance* por la noche ($R_p < 10 \mu \text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) frente al parámetro indicador de turbulencia u^* para la zona experimental de Laguna Seca.

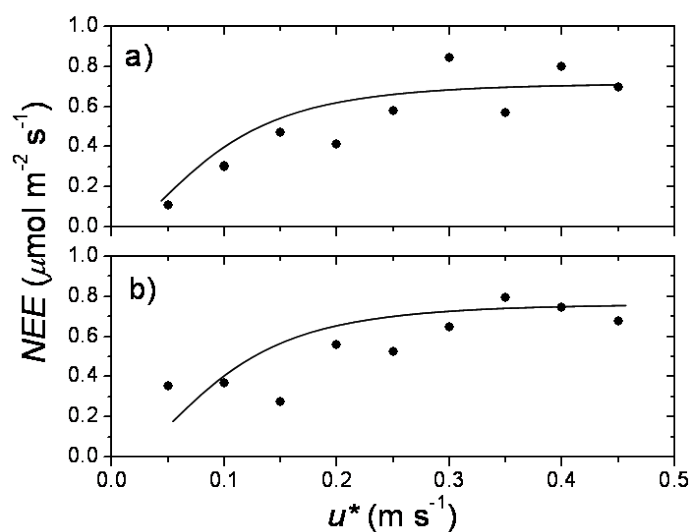


Figura 5.5: Flujo nocturno de CO_2 promediado en intervalos de $u^* = 0.05 \text{ m s}^{-1}$ frente al parámetro de turbulencia (u^*) en la zona experimental de Laguna Seca en los años 2007 (a) y 2008 (b).

La figura 5.5 muestra como a partir de aproximadamente 0.2 m s^{-1} el flujo de CO_2 , aunque algo errático, se estabiliza y deja de depender de la turbulencia. Por lo tanto 0.2 m s^{-1} va a ser el umbral para Laguna Seca a partir del cual la

aplicación de la técnica *eddy covariance* es posible.

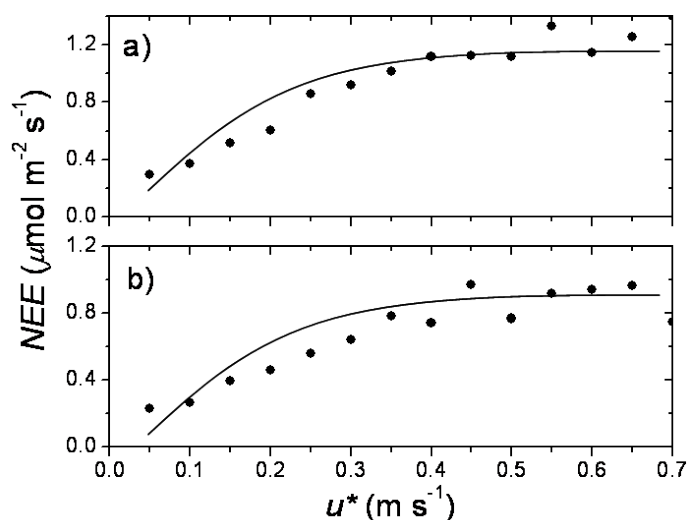


Figura 5.6: Flujo nocturno de CO₂ promediado en intervalos de $u^* = 0.05 \text{ m s}^{-1}$ frente al parámetro de turbulencia (u^*) en la zona experimental de Lanjarón en los años 2008 (a) y 2009 (b).

La grafica 5.6 representa las mismas medidas para la zona experimental de Lanjarón. Se observa claramente como el flujo de respiración del ecosistema de Lanjarón depende de la turbulencia hasta aproximadamente 0.35 m s^{-1} . Por lo tanto, la técnica *eddy covariance* solamente proporcionaría resultados adecuados por encima de ese valor umbral.

5.2.2. Almacenamiento. Turbulencia intermitente

El curso diario promediado del almacenamiento (véase sección 3.13.2) de CO₂ para los meses de Mayo, Junio y Julio en los años 2007 y 2008 para la zona experimental de Laguna Seca se representa en la figura 5.7. Se observa un patrón similar de almacenamiento en ambos años. Con la salida del Sol durante las primeras horas de la mañana se produce una liberación de todo el CO₂ que hubiera previamente acumulado. Aunque el vaciado continua, el ritmo de reducción comienza a decaer a partir de su mínimo (pico negativo de las 6h - 6:30h). Alrededor del mediodía se observan valores positivos y negativos relacionados

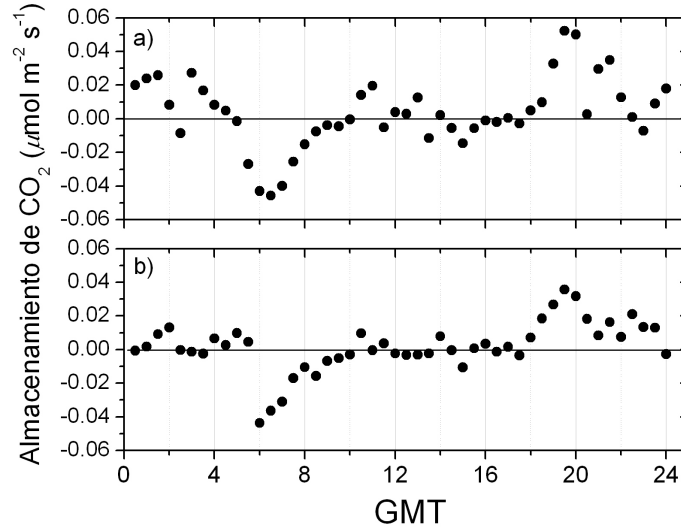


Figura 5.7: Curso diario del almacenamiento de CO₂ promediado durante los meses de Mayo, Junio y Julio en la zona experimental de Laguna Seca en los años 2007 (a) y 2008 (b).

posiblemente con el ruido asociado al transporte turbulento que se produce dentro de la capa límite. Finalmente, a medida que la tarde avanza, el transporte turbulento cesa y el CO₂ comienza a acumularse de nuevo a una velocidad que disminuye a partir del pico positivo de las 19:30h. A partir de ahí el almacenamiento se estabiliza, encontrándose a veces valores negativos.

La figura 5.8 muestra la evolución diaria del almacenamiento para varios días de Mayo de 2007 escogidos así porque casi no hubo ausencia de datos. Se aprecia como generalmente el patrón del almacenamiento diario se corresponde con el explicado en la figura 5.7. Sin embargo, como ya se entrevió existen noches en las que el almacenamiento toma valores puntuales muy positivos o muy negativos y bastante alejados de la tónica (días 1, 8 y 11 de Mayo).

Esta gran dispersión eventual durante la noche en el almacenamiento de CO₂ podría ser debido a episodios de turbulencia intermitente [Nappo, 1991; Sun et al., 2004] que provocarían un vaciado o llenado repentino en la concentración de CO₂ en la cuenca. Estos eventos, provocados por ondas de gravedad, corrientes de densidad, cambios de presión, por *low level jets* u otros, son generadores de energía cinética turbulenta (véase sección 3.8) que se propaga desde algún punto de la capa límite nocturna hasta la superficie, al contrario de cómo ocurre durante el

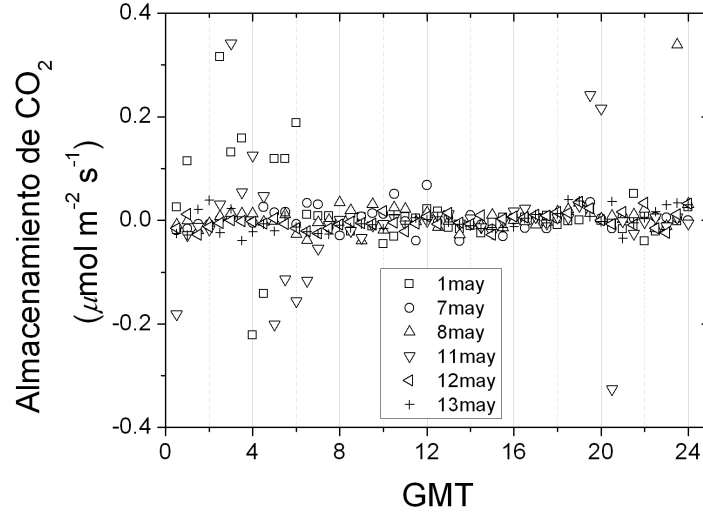


Figura 5.8: Curso diario del almacenamiento de CO_2 para varios días de Mayo de 2007 en la zona experimental de Laguna Seca.

día [Mahrt y Vickers, 2002].

La figura 5.9 presenta varios eventos nocturnos de turbulencia intermitente (véase el aumento de e_k). En concreto, se observa como a partir de las 2h de la madrugada se produce un repentino incremento en la varianza de la velocidad vertical del viento provocado por un aumento en la energía cinética de la turbulencia que contribuye a un vaciado en la concentración de CO_2 .

El curso diario promediado del almacenamiento de CO_2 para los meses de Junio, Julio y Agosto en los años 2008 y 2009 para la zona experimental de Lanjarón se representa en la figura 5.10. Para hacer un buen seguimiento del almacenamiento de CO_2 habría que contar con un perfil de varios registros de la densidad del gas. Sin embargo, solamente contamos con un aparato en un punto y además, en la zona de Lanjarón, éste se encuentra a gran altura (11 m) provocando que su estudio presente a veces alta dispersión debido a que el cociente señal/ruido aumenta mucho generalmente cuando cesa la turbulencia.

No obstante, se observa un patrón similar de almacenamiento en ambos años en la zona experimental de Lanjarón (Fig. 5.10). Cuando los primeros rayos solares comienzan a incidir en la zona (6:30h) se produce un almacenamiento negativo indicando un vaciado en la concentración de CO_2 acumulado. El ritmo de

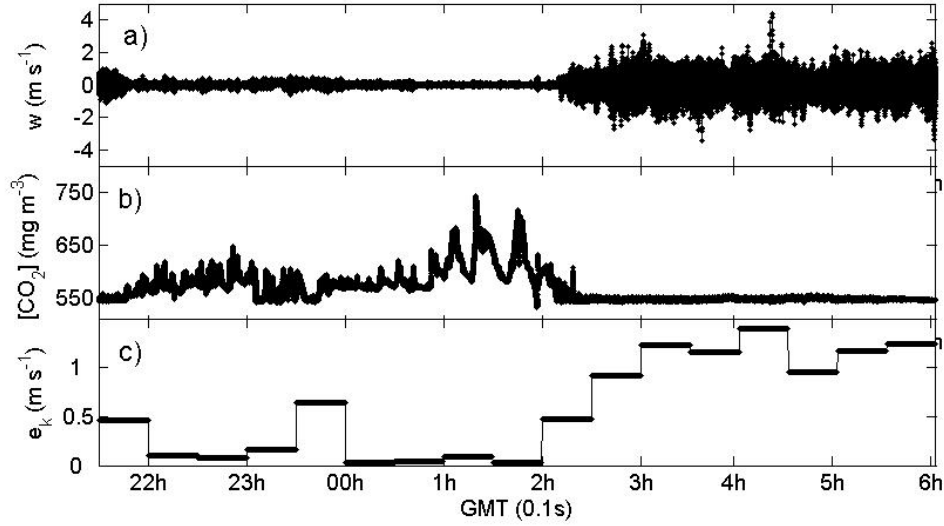


Figura 5.9: Velocidad vertical del viento (a), concentración de CO_2 (b) y energía cinética de la turbulencia (c) en la zona experimental de Laguna Seca durante la noche del 5 de Junio de 2010: Episodio de turbulencia intermitente

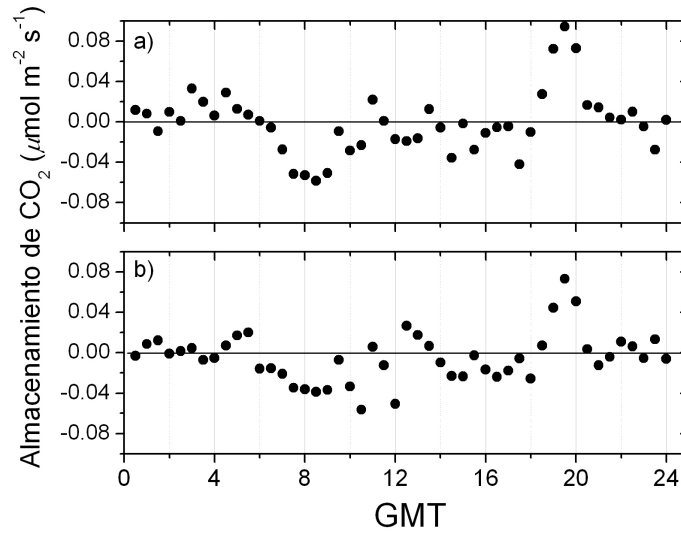


Figura 5.10: Curso diario del almacenamiento de CO_2 promediado durante los meses de Mayo, Junio y Julio en la zona experimental de Lanjarón en los años 2008 (a) y 2009 (b).

tal vaciado aumenta hasta su máximo (sobre las 9h). A partir de ahí el almacenamiento presenta gran dispersión muy posiblemente debido a la turbulencia existente durante el día. Sobre las 18:30h cae el Sol y ésta cesa provocando que el CO₂ procedente de la respiración se empiece a acumular bajo la torre alcanzando tasas máximas. Sin embargo, la gran pendiente de la loma evitaría un mayor almacenamiento y toda esa concentración de CO₂ cae ladera abajo por gravedad produciendo un rápido vaciado de la loma quedando un flujo remanente casi nulo.

El patrón del almacenamiento y su magnitud es similar para las zonas experimentales de Lanjarón y Laguna Seca, existiendo sin embargo algunas diferencias. Una de ellas es que en la zona de Lanjarón se produce un desfase en el vaciado en la concentración de CO₂ al activarse la turbulencia con respecto a la zona de Laguna Seca. La explicación a este desfase podría estar en que la ladera de la zona de Lanjarón es opuesta a la salida del Sol y por lo tanto el mecanismo principal generador del transporte turbulento estaría retrasado. Además, posiblemente debido a la sombra que ejercería la presencia de los árboles quemados en la zona tal vaciado no es tan eficaz con la salida del Sol. Con la puesta de Sol, el ritmo de acumulación del CO₂ es similar en ambas zonas, sin embargo, debido a la gran pendiente en Lanjarón tal concentración disminuye rápidamente escapando del ecosistema por advección. A diferencia de en Laguna Seca, la gran pendiente de Lanjarón no favorece una mayor acumulación de CO₂ por la noche.

5.2.3. Balance de energía

La figura 5.11 muestra el balance de energía (véase sección 3.13.4) en la zona experimental de Laguna Seca para el año 2007. Se han escogido datos tanto de día como de noche, pero eliminándose los períodos de nieve. La pendiente de la recta es de 0.74 y el punto de corte con el eje x es de -16 W m^{-2} ($R^2 = 0.94$). La técnica *eddy covariance* ($H + LE$) recoge entonces el 74 % de la energía recibida por el ecosistema ($R_n - G$).

Para llevar acabo este balance no se aplicó la corrección de Burba en los datos de H y LE . Para el cálculo del calor sensible se necesita la covarianza entre la velocidad vertical del viento y la temperatura del aire, ambos medidos por el anemómetro sónico y por lo tanto fuera del camino óptico del LI-7500. El calor latente se calcula a partir de la covarianza entre la velocidad vertical del viento y la densidad de vapor de agua. Esta última sí se mide dentro del camino óptico del LI-7500 y por lo tanto la diferencia de temperatura entre el LI-7500 y el ambiente influencia la medida de la densidad por lo que sí afectaría al cálculo de LE . El balance de energía usando la corrección de Burba para LE proporcionaría una

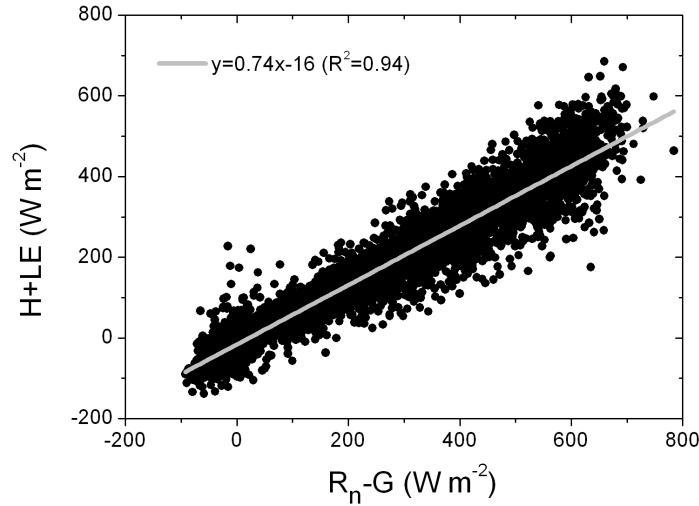


Figura 5.11: Balance de energía en la zona experimental de Laguna Seca en 2007.

recta también con pendiente 0.74 y con punto de corte con el eje x de -5.9 W m^{-2} ($R^2 = 0.94$). De esta manera, el balance de energía no se ve afectado siendo el punto de corte lo único que difiere ya que se ha aumentado el valor de LE al aplicar la corrección.

La figura 5.12 muestra los términos del balance de energía en la zona experimental de Lanjarón para un día concreto de verano. La orientación de la pendiente de la zona experimental de Lanjarón es opuesta a la salida del Sol. Este hecho provoca que la superficie del lugar comience más tarde a calentarse generando así una asimetría de la mañana respecto a la tarde en los flujos H y LE (Fig. 5.12). Tal asimetría se traduce en un ciclo de histéresis en la curva del balance de energía (Fig. 5.13).

La asimetría descubierta en los flujos H y LE a corto plazo deriva en una gran indeterminación a la hora de extraer el porcentaje de cierre de balance de energía ya que se pierde mucha correlación cuando se calcula la recta de regresión entre $H + LE$ y $R_n - G$.

Para reducir este inconveniente se pensó en inducir un desfase también en R_n y G y así sincronizar con el desfase H y LE . Para ello se reorientaron tanto las placas de flujo de calor al suelo como el radiómetro de radiación neta paralelamente a la inclinación de la superficie del sitio. La figura 5.14 presenta el balance de energía

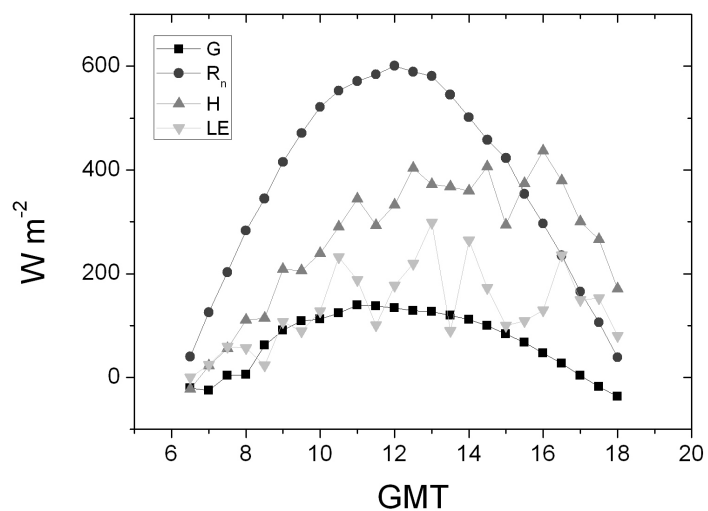


Figura 5.12: Términos del balance de energía en la zona experimental de Lanjarón durante un día de verano (6 de Julio): Asimetría en los flujos de energía.

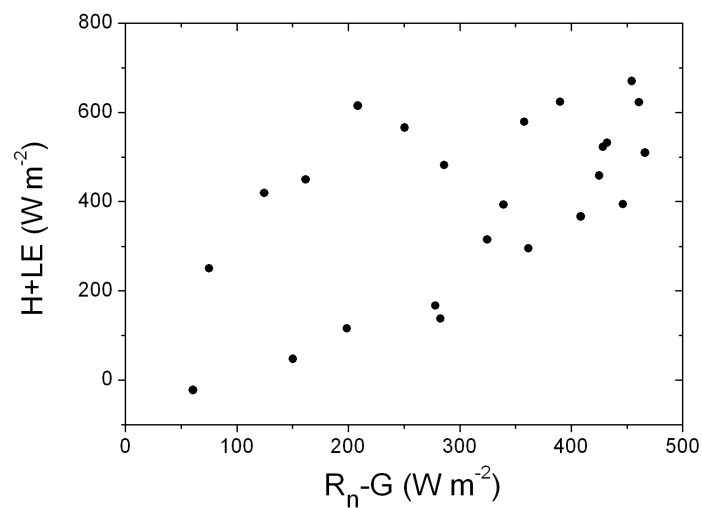


Figura 5.13: Balance de energía en la zona experimental de Lanjarón durante para un día de verano (6 de Julio)

para algunos datos obtenidos a partir de tal reorientación.

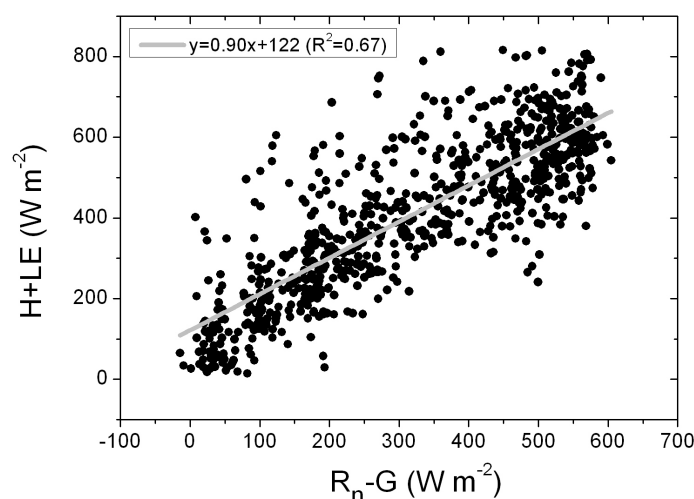


Figura 5.14: Balance de energía en la zona experimental de Lanjarón a partir de la reorientación del radiómetro y de las placas de flujo de calor del suelo.

La nueva reorientación de esos aparatos mejora la correlación de la recta de regresión (Fig. 5.14; de $R^2 = 0.28$ a $R^2 = 0.67$) pudiendo entonces afirmar que la pendiente de la recta es de 0.90 y el punto de corte con el eje x es de -122 W m^{-2} . La técnica *eddy covariance* ($H + LE$) recoge entonces el 90 % de la energía recibida por el ecosistema ($R_n - G$), estando así dentro de los valores típicos.

5.3. Evaluación de los errores sistemáticos y aleatorios

En esta sección se estiman los errores que se comenten en las zonas experimentales de estudio. En primer lugar se analizará la magnitud de la corrección de Burba, entendida como un error sistemático, y en segundo lugar se calculará la contribución conjunta de los errores aleatorios y los debidos al proceso del relleno de huecos.

5.3.1. Corrección de Burba

Como se explicó en la sección 3.12.3, la corrección de Burba es aún un asunto que genera controversia ya que a pesar de que su aplicación está cada vez más extendida no todos los autores la aceptan. Hasta la fecha parece asentarse la idea de que la corrección solo es aplicable en climas fríos; algo que podría pensarse lógico ya que en estos ambientes el gradiente de temperatura desde el aparato hacia fuera sería más acusado y también por lo tanto la transferencia de calor que genera el propio aparato de medida.

En esta sección se estudiará en primer lugar la necesidad de aplicar la corrección en las zonas experimentales de estudio. En segundo lugar, se calculará la corrección a pequeña escala según dos tipos de procedimientos: el procedimiento de regresión lineal (LR) y el de regresión lineal múltiple (MLR), estudiando además la forma y comportamiento de la corrección a partir de sus variables fundamentales. En tercer lugar se ampliará el estudio de la corrección a escala anual, observándose el efecto que tiene la corrección sobre las estimaciones de los balances netos, y su sensibilidad a sus variables fundamentales anteriormente descritas y al proceso de relleno de huecos. Finalmente, en el último apartado se propondrá una ecuación semi-empírica útil para corregir los balances netos de carbono rápidamente y con un pequeño error en cualquier lugar a partir de la temperatura anual media del sitio.

5.3.1.1. Necesidad de la corrección de Burba en Lanjarón y Laguna Seca.

La figura 5.15 muestra la evolución del NEE con y sin aplicar la corrección durante las primeras semanas de 2007 en el ecosistema de Laguna Seca. Las áreas sombreadas indican periodos donde el ecosistema estaba completamente cubierto de nieve. Durante la primera semana de nieve, una aparente asimilación neta de 0.38 g C m^{-2} es corregida para dar una emisión de 3.8 g C m^{-2} , que parece más lógico ya que el ecosistema estaba completamente cubierto de nieve y por lo tanto la fotosíntesis quedaría inhibida por la imposibilidad de llegar luz a las hojas. Durante un segundo evento de nieve que tuvo lugar a partir del día 23 los valores de flujo no corregidos proporcionaron 6 días de asimilación poco plausible, la cual desaparece cuando la corrección es aplicada.

La corrección de Burba elimina esta aparente asimilación introduciendo un incremento positivo que afecta a las integraciones a largo plazo. De hecho, como se estudiará en la sección 6.4 es tan importante que, como en nuestro caso, se

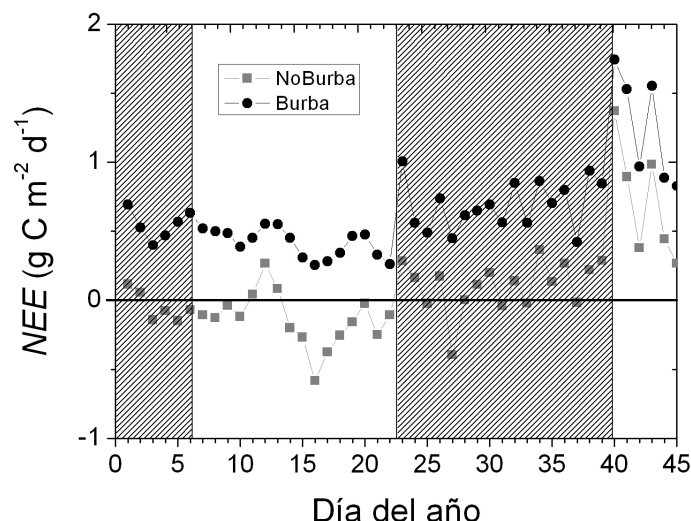


Figura 5.15: NEE rellenado durante los primeros 45 días de 2007 en Laguna Seca. La línea gris representa el NEE sin aplicar la corrección de Burba y la negra con la corrección. Las áreas sombreadas representan periodos en que el ecosistema estaba nevado. Se observa como algunos días de nieve se produce una asimilación de CO_2 cuando no se corrige que no tiene sentido físico.

invierte el balance anual de CO_2 de sumidero a fuente.

Al igual que en la zona experimental de Laguna Seca, la corrección de Burba es también imprescindible en el sitio de Lanjarón. En la figura 5.16 se representa las dos series de NEE corregidas y no corregidas por Burba durante los primeros 30 días de 2009 para la zona experimental de Lanjarón. Se aprecia como la serie no corregida presenta bastantes días donde se produce secuestro neto de carbono, a pesar de que el ecosistema se encontraba completamente cubierto de nieve. Esto no ocurre para la serie de NEE corregida.

En el sitio de Lanjarón se llevaron a cabo numerosas campañas de respiración con cámaras de suelo. La sección 6.6 presenta los resultados de este trabajo cuya conclusión es que los flujos de respiración en el ecosistema de Lanjarón presentan poca dependencia con la temperatura del suelo [Marañón Jiménez et al., 2011]. De ser así, la respiración del ecosistema al anochecer de la campaña, medida con la técnica *eddy covariance*, equivaldría a la respiración medida con cámaras de suelo llevadas a cabo durante ese día. Esta eventualidad podría ser útil para

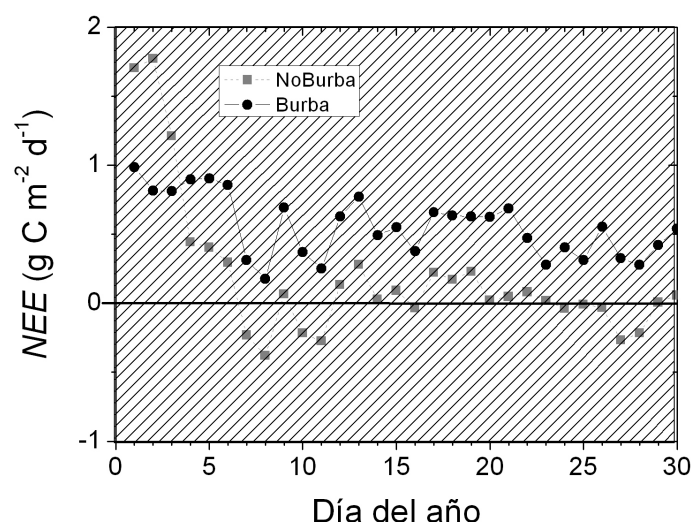


Figura 5.16: NEE rellenado durante los primeros 30 días de 2009 en Lanjarón. La línea gris discontinua representa el NEE sin aplicar la corrección de Burba y la negra continua con la corrección. Toda el área sombreada representa que el ecosistema estaba nevado. Se observa como se produce una asimilación de CO_2 cuando no se corrige que no tiene sentido físico porque el ecosistema estaba completamente cubierto de nieve.

comparar los flujos turbulentos de CO_2 con y sin la corrección de Burba con las medidas de los mismos llevadas a cabo con cámaras de suelo.

La figura 5.17 muestra tal comparación para las campañas de suelo en 2008 donde la correlación de la respiración con la temperatura de suelo era menor. Se observa como la respiración del ecosistema medida con la técnica *eddy covariance* no siempre iguala a la respiración medida con cámaras. No obstante, la aplicación de la corrección de Burba, a pesar de ser muy pequeña por la noche, mejora en todos los casos la comparación.

5.3.1.2. Estudio de la magnitud de Burba a pequeña escala. Procedimiento LR y MLR.

Como se explicó en la sección 3.12.3, la corrección de Burba puede estimarse según el procedimiento de regresión lineal (LR) y de regresión lineal múltiple (MLR). En este apartado se expone el resultado de aplicar ambos métodos, discutiendo

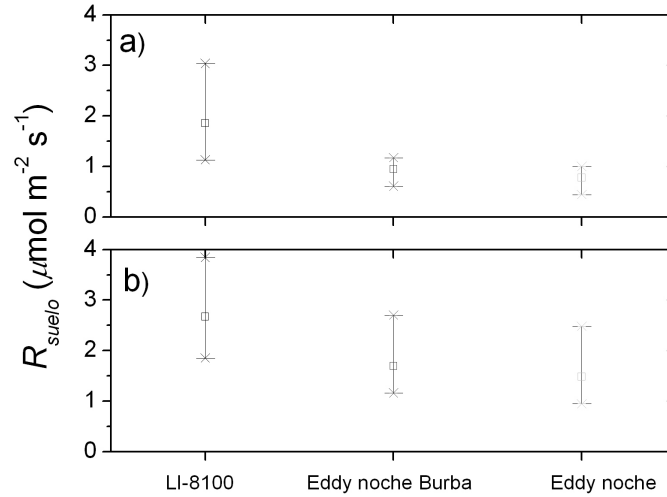


Figura 5.17: Flujo de respiración medido con cámaras de suelo durante el día (negro) promediado sobre 20 collares y flujo de CO_2 medido con la técnica *eddy covariance* durante la noche (desde las 20h a las 5h posteriores a la campaña de respiración de suelo) del 15 de Abril (a) y del 19 de Mayo (b) de 2008 aplicando (gris oscuro) y sin aplicar (gris claro) la corrección de Burba. Los extremos de las barras con aspas representa el máximo y mínimo valor y el cuadradito el promedio.

la fiabilidad de ambos. El procedimiento LR se tornará preferente y a partir de él se explicará el por qué del distinto comportamiento de la corrección para el día y para la noche a partir de sus variables fundamentales. Finalmente, una vez entendida la forma de la corrección, se estudiará su magnitud a pequeña escala.

La figura 5.18 representa la magnitud de la corrección durante una semana de Mayo en la zona experimental de Las Majadas en 2009 sin huecos con las temperaturas superficiales estimadas vía LR y MLR. La magnitud de la corrección de Burba vía LR es del orden de $1 \mu \text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ durante el día cayendo prácticamente a 0 por la noche asemejándose a una función cuadrada. El cálculo de la magnitud vía MLR presenta valores parecidos, pero es más variable por depender de nuevos parámetros externos de los que no depende el procedimiento LR: la radiación global (R_g) durante el día y la radiación entrante de onda larga de noche (R_l). La consecuencia directa de esta dependencia en MLR es que la función presenta un paso más suave de la noche al día y viceversa haciendo que la corrección tenga más 'sentido físico'. Sin embargo, como se estudiará más

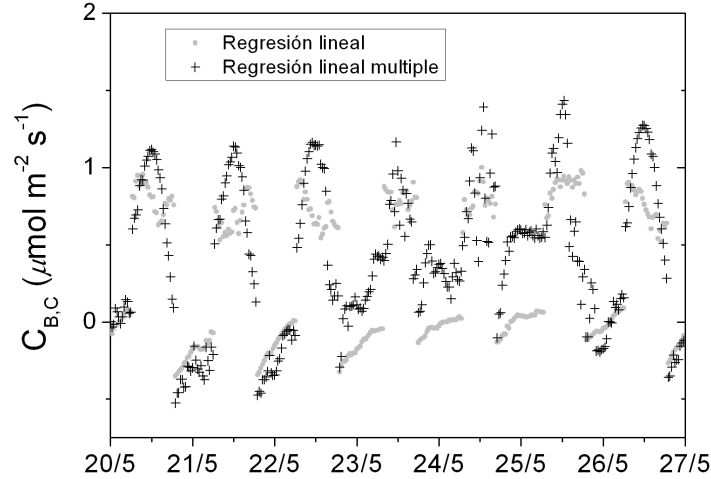


Figura 5.18: Magnitud de la corrección de Burba para el carbono durante una semana de Mayo de 2009 en Las Majadas (donde sí hay medidas de radiación de onda larga y global) con las temperaturas superficiales del LI-7500 calculadas vía regresión lineal y regresión lineal múltiple.

adelante, la corrección vía MLR será demasiado sensible a variaciones en R_g y R_l .

Tal variabilidad repercutirá en mucho mayores dispersiones en los cálculos de los balances anuales frente al procedimiento LR no siendo por lo tanto adecuado para estimaciones de la corrección a largo plazo. Recuérdese que el procedimiento MLR usa coeficientes extraídos en la zona experimental de LI-COR y con su instrumento particular siendo posiblemente no o poco extrapolables a otras zonas experimentales distintas a la misma. Piénsese de hecho en el sesgo que la sujeción del aparato introduciría en el procedimiento MLR, la distinta inclinación del aparato o el distinto cielo con distinta radiación global o distinta pérdida de calor radiativa de baja energía como por ejemplo en zonas de alta montaña o en zonas con cielos más contaminados.

La figura 5.19 ilustra la dependencia con la temperatura del aire del flujo de calor sensible definido por la corrección de Burba ($S = S^{bot} + 0.15S^{spar} + S^{top}$) calculada por el procedimiento LR para el día y para la noche para distintos valores de velocidad del viento.

La dependencia de la corrección de Burba con el viento tiene distinto compor-

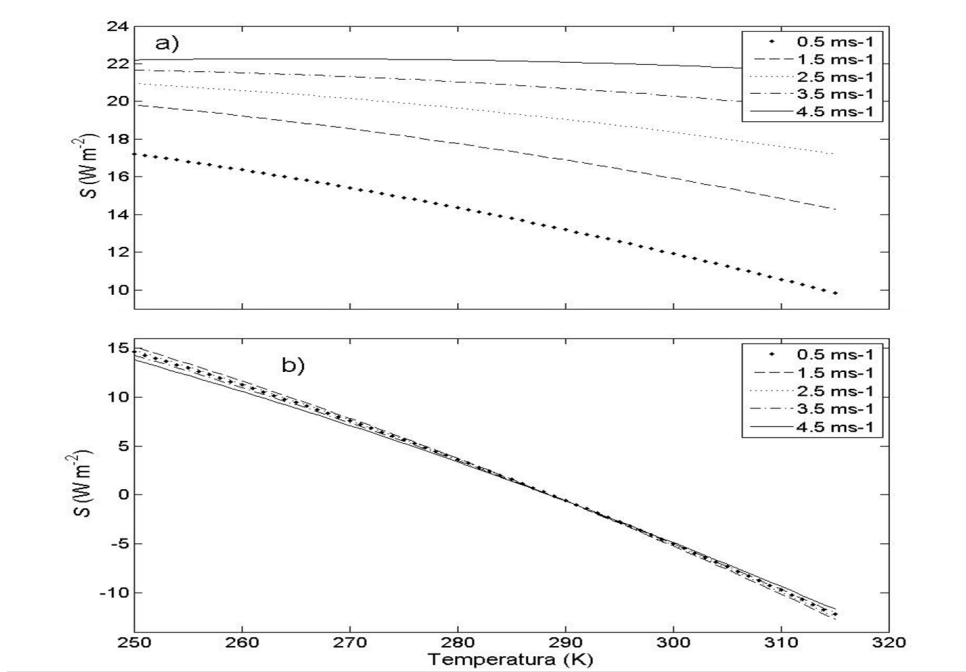


Figura 5.19: Dependencia del flujo de calor sensible de Burba ($S = S^{bot} + 0.15S^{spar} + S^{top}$) vía regresión lineal con la temperatura del aire para distintas velocidades del viento durante el día (a) y la noche (b).

tamiento durante el día y durante la noche. Durante el día, el aparato suele estar más caliente que el ambiente y por lo tanto la transferencia de calor que se produce siempre es hacia fuera y lógicamente crece con la velocidad del viento.

Por la noche, según las regresiones empíricas de [Burba et al. \[2008\]](#), la temperatura de la jaula (T^{spar}) es siempre menor que la temperatura del aire para $T < 17$ °C. Sin embargo, la temperatura de la base (T^{bot}) es siempre mayor que la temperatura del aire para $T < 18.5$ °C. Tales estimaciones de las temperaturas de partes del aparato de medida inducen transferencias de calor desde la base del aparato hacia el ambiente ($S^{bot} > 0$) y desde el ambiente hacia el aparato ($S^{spar} < 0$) que lógicamente aumentan, en valor absoluto, con el viento promedio, pero que en conjunto (además de la contribución de S^{top} , ya que $S^{top} < 0$ para todo el rango de posibles T del ambiente) se compensan por tener signos distintos. Tal eventualidad ocurre de la misma manera pero a la inversa para temperaturas del aire mayores de 18.5 °C, ya que la transferencia de calor desde la jaula y desde la base del aparato al ambiente se invierten ($S^{bot} < 0$ y $S^{spar} > 0$). El efecto global es que la dependencia de la corrección con el viento queda inhibida durante la

noche (Fig. 5.19).

Durante el día el flujo de calor sensible extra S dentro del camino óptico disminuye con la temperatura del aire para cualquier velocidad del viento. A medida que crece la temperatura del aire, ésta se acerca a la temperatura del instrumento durante el día (en torno a 35 °C) siendo menor el gradiente de temperatura y por lo tanto menor también la transferencia de calor desde el instrumento hacia el exterior. Durante la noche tiene lugar el mismo efecto (la transferencia de calor disminuye con la temperatura del aire) con la salvedad de que tal transferencia se invierte ya que el punto crítico de cambio de sentido del flujo de calor ocurre a temperaturas ambiente usuales (a unos 17 °C). El hecho de que este punto crítico se encuentre a tan bajas temperaturas, explica la forma de función cuadrada de la corrección vía LR, siendo por las noches mucho más pequeña que durante el día (Fig. 5.18).

La magnitud de la corrección a escala de media hora está determinada a priori por la dependencia con el calor extra S , el cual a su vez viene determinado por la temperatura y la velocidad del viento, como así se muestra en las figuras anteriores. La figura 5.20 representan los valores de la magnitud de la corrección de Burba variando sus dos principales parámetros T y U (fijando el resto) dentro de un rango típico ambiental.

El valor de la corrección aumenta al disminuir la temperatura del aire (Fig. 5.20) ya que se acrecienta el gradiente de temperaturas entre la superficie del instrumento y el exterior aumentando la transferencia del calor hacía el aire en el camino óptico. La corrección debería ser por lo tanto más acusada en climas fríos. La disminución del valor de la corrección con el aumento de temperatura es más pronunciado durante la noche (véase la mayor pendiente en la figura 5.19b respecto a la 5.19a), donde se ha demostrado que la velocidad del viento no es influyente (Fig. 5.20b). Tal velocidad del viento sí influye en cambio durante el día, forzando un aumento de la corrección al aumentar éste. La dependencia de la velocidad del viento está implícita en las variables δ^{bot} , δ^{top} y δ^{spar} que definen los espesores medios de la capa límite sobre la superficie de la ventana del aparato de la base, en la ventana de la cabeza y en la jaula (Ecs. 3.77). Según las ecuaciones de Burba, a mayor viento, menores espesores de la capa límite y por lo tanto mayor transferencia de calor (y entonces mayor corrección por ser proporcionales) ya que el gradiente de temperaturas se vuelve más abrupto al existir la misma diferencia ΔT en un menor espacio vertical Δz .

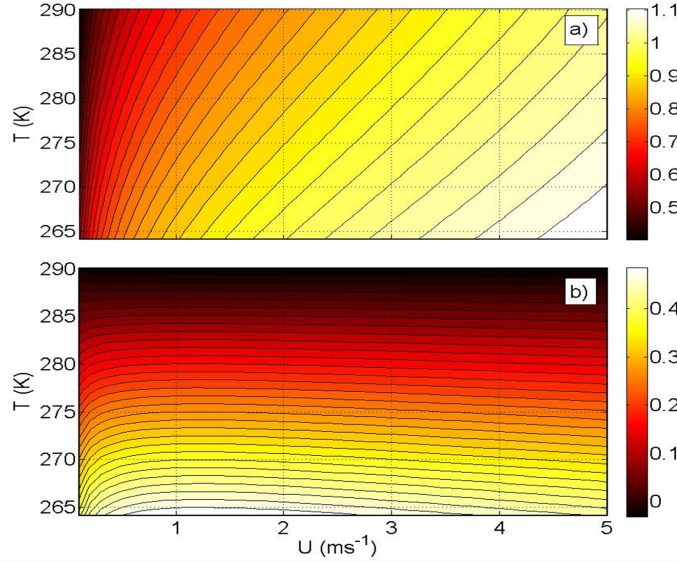


Figura 5.20: Magnitud teórica de la corrección de Burba ($\mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) a escala de media hora con las temperaturas superficiales del LI-7500 estimadas vía regresión lineal para el día (a) y la noche (b).

5.3.1.3. Estudio de la magnitud de Burba a gran escala. Balances anuales en CARBORED-ES y sensibilidad de la corrección.

Una vez estudiado el comportamiento de la corrección a pequeña escala, en esta sección se analizarán los problemas que acarrea calcular la magnitud anual de la corrección utilizando técnicas de relleno de huecos. Para evitar tal inconveniente se propone el cálculo de la corrección a partir de variables meteorológicas. Se comienza estableciendo una comparativa entre ambos métodos a pequeña escala para, a continuación, comprobar las diferencias que se generan a escala anual. Se estimarán finalmente los valores de la magnitud anual de la corrección en las zonas experimentales de CARBORED-ES, se estudiará la sensibilidad de esta corrección anual a las variables de las que depende y se discutirán algunos detalles para un óptimo cálculo de la corrección a partir de las variables meteorológicas.

La figura 5.21a representa la magnitud de la corrección vía LR para la zona experimental de El Saler en 2007 calculada a partir la ecuación 3.86, en la que solo se necesitan variables meteorológicas y a partir de la ecuación 3.84, durante los primeros 10 días del año, en donde existe un bajo porcentaje de huecos, y en otra semana posterior donde existen bastantes más huecos (Fig. 5.21b).

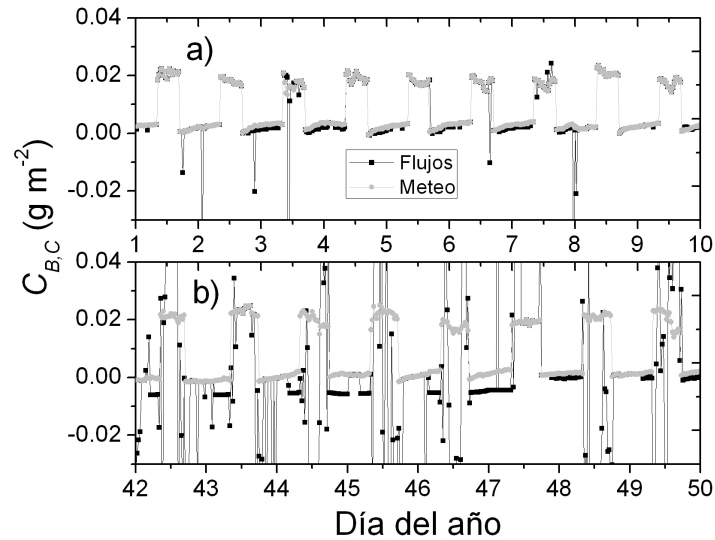


Figura 5.21: Magnitud de la corrección de Burba para el carbono calculada a partir de la diferencia entre la serie de NEE rellenada corregida y no corregida ($F_{gf}^{Bur} - F_{gf}$) frente a la estimada mediante variables meteorológicas con las temperaturas superficiales del LI-7500 calculadas vía regresión lineal para los 10 primeros días del año durante un período con pocos huecos (a) y mitades de febrero durante un período con bastantes más huecos (b) en la zona experimental de El Saler en 2007.

Ambos cálculos (Ecs. 3.84 y 3.85 frente a Ecs. 3.86 y 3.87) son matemáticamente equivalentes y por lo tanto deberían llevar a la obtención de los mismos valores. Sin embargo, como se observa en la figura 5.21 el proceso del relleno de huecos afecta ostensiblemente al cálculo de la magnitud de la corrección siendo por lo tanto recomendable el cálculo mediante variables meteorológicas.

La figura 5.22a muestra un ejemplo de las series acumuladas de flujo de carbono para la misma zona experimental (El Saler, 2007) con y sin la corrección de Burba. La figura 5.22b muestra la evolución anual de la magnitud de la corrección de Burba ($C_{B,C}$) acumulada calculada a partir de su definición (Ecs. 3.84 y 3.85) y a partir de variables meteorológicas (Ecs. 3.86 y 3.87) vía LR.

Durante los primeros 28 días de 2007 en El Saler (Fig. 5.22b) la ausencia de huecos fue del 36 %, de los cuales solo el 4 % fue durante el día. Esto explica el hecho de que la magnitud de la corrección para el carbono calculada mediante la diferencia del flujo de CO_2 con y sin la corrección de Burba y calculada a partir

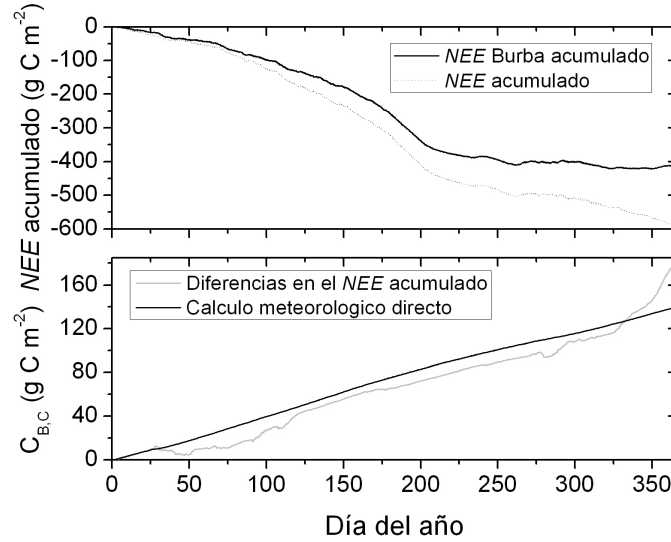


Figura 5.22: a) NEE acumulado con y sin la corrección de Burba para la zona experimental de El Saler 2007 (CARBORED-ES). b) Magnitud de la corrección de Burba acumulada para el carbono estimada mediante variables meteorológicas con las temperaturas superficiales del LI-7500 estimadas vía regresión lineal y calculada a partir de la diferencia entre las series de NEE rellenas corregidas y no corregidas ($F_{gf}^{Bur} - F_{gf}$). Las dos series divergen como consecuencia del error que introduce el proceso de *gap filling*. El primer mes tuvo pocos huecos.

de variables meteorológicas sea prácticamente la misma durante esos primeros días de 2007. Sin embargo, a gran escala temporal el proceso de relleno de huecos introduce una gran incertidumbre que sería evitable si se calcula la corrección mediante variables meteorológicas.

Tras comprobar cuál es la manera más adecuada de calcular la magnitud de la corrección de Burba por el método 4 de [Burba et al. \[2008\]](#), se procede a continuación (Tabla 5.10) a su aplicación para estimar su tamaño en los sitios experimentales de CARBORED-ES por los dos posibles procedimientos: LR y MLR donde sea posible.

A esta altura ya es bien sabido que la consecuencia de aplicar la corrección de Burba es tornar los ecosistemas hacia mayores pérdidas, disminuyendo el efecto de sumidero de carbono o aumentándolo hacia mayor fuente. Análogamente, la corrección en el vapor de agua contribuiría a aumentar la evapotranspiración

5. CONTROL DE CALIDAD Y CONFIANZA DE LOS DATOS DE FLUJOS

	$\langle T \rangle$	$\langle U \rangle$	$\langle C_{B,C}^{LR} \rangle$	$\langle C_{B,V}^{LR} \rangle$	Huecos en $\langle C_{B,C}^{LR} \rangle$	$\langle C_{B,C}^{MLR} \rangle$	$\langle C_{B,V}^{MLR} \rangle$	Huecos en $\langle C_{B,C}^{MLR} \rangle$
	$^{\circ}\text{C}$	m s^{-1}	g m^{-2}	$\text{mm a\~{n}o}^{-1}$	%	$\text{g m}^{-2} \text{a\~{n}o}^{-1}$	$\text{mm a\~{n}o}^{-1}$	%
BAL2007	17.3	2.87	149	7.8	30.9	-	-	-
BAL2008	17.1	3.09	150	7.9	19.4	-	-	-
GAD2007	11.6	1.96	152	5.8	33.8	-	-	-
GAD2008	12.0	2.33	155	5.8	22.5	-	-	-
LAS2007	5.8	2.49	182	5.7	16.1	-	-	-
LAS2008	5.8	2.63	178	6.3	28.2	-	-	-
MAJ2006	16.5	2.55	151	6.8	35.6	134	6.2	35.7
MAJ2007	15.1	2.45	159	7.0	28.9	141	6.4	35.9
SAL2007	17.4	2.67	140	10.8	46.1	-	-	-
SAL2008	17.8	2.41	129	10.4	60.6	-	-	-
SUE2005	17.0	2.87	141	10.6	6.6	184	13.6	27.7
SUE2006	17.6	2.95	141	9.6	15.6	161	11.6	15.6
VDA2007	6.1	2.69	184	7.0	74.3	172	6.9	74.3
VDA2008	5.1	2.41	190	8.0	51.2	228	10.0	51.2

Cuadro 5.10: Resultado de aplicar la corrección de Burba anual para el carbono y el vapor de agua ($\langle C_{B,C} \rangle$ y $\langle C_{B,V} \rangle$) por el método 4 [Burba et al., 2008] mediante regresión lineal (LR) y regresión lineal múltiple (MLR) para la red española de carbono CARBORED-ES estimados a partir de datos meteorológicos ($\langle T \rangle$: Temperatura media anual, $\langle U \rangle$: Viento medio anual).

en cantidades mayores, pero menores relativamente que en el caso del carbono ($\langle C_{B,V} \rangle / E$ es 100 veces menor que $\langle C_{B,C} \rangle / F$) y por lo tanto las estimamos despreciables en términos anuales.

Para la misma zona experimental entre distintos años se observa como el procedimiento LR proporciona valores parecidos de la magnitud. Sin embargo, en el caso del procedimiento MLR, salvo para la zona experimental de Las Majadas, la variabilidad entre los valores de la magnitud de la corrección para distintos años es mucho mayor. Como veremos a continuación, tal variabilidad tendrá que ver con la gran susceptibilidad a R_g y R_l del procedimiento MLR.

Si se repara solamente en los valores que proporciona el método LR, la magnitud de la corrección oscila entre $129 \text{ g C m}^{-2} \text{ a\~{n}o}^{-1}$ para una zona templada como El Saler 2008 y $190 \text{ g C m}^{-2} \text{ a\~{n}o}^{-1}$ para la zona experimental y año más frío (5.1 $^{\circ}\text{C}$; Vall d'Alinyá, 2008). Valores parecidos se han descrito en muy pocas zonas experimentales frías ($\langle C_{B,C} \rangle = 210 \text{ g C m}^{-2} \text{ a\~{n}o}^{-1}$; [Massman y Frank, 2009]). Además, se desconocen los valores de la magnitud que el problema del propio calentamiento del LI-7500 podría introducir en zonas experimentales cálidas.

La corrección de Burba por el procedimiento LR depende la temperatura del aire, de la velocidad del viento y de las densidades del aire (ρ), del aire seco (ρ_a), de CO_2 (ρ_c) y de vapor de agua (ρ_v). Si perturbamos positivamente la temperatura del aire un 1 % (ca. 3K) a lo largo de toda la serie temporal anual las pérdidas

5. CONTROL DE CALIDAD Y CONFIANZA DE LOS DATOS DE FLUJOS

de carbono aumentarían hasta 15 g C m^{-2} más al año. Una variación positiva del 10 % en todas las medias horas de la serie anual de la velocidad del viento provocaría solamente unas pérdidas de 4 g C m^{-2} al año más como mucho. La influencia del resto de variables es mucho menos importante. Las variaciones en el cociente ρ_v/ρ_d dentro del paréntesis (Ec. 3.86) apenas afecta al balance anual de carbono, ya que tal término es muy pequeño comparado con la unidad. El cociente ρ_c/ρ fuera del paréntesis no presenta variabilidad ya que las variaciones en la densidad del CO_2 están correlacionadas con la densidad del aire. Luego la densidad no es un factor determinante en la corrección de Burba.

La corrección de Burba por el procedimiento MLR presenta aproximadamente una sensibilidad doble que en LR para las mismas perturbaciones en las series temporales de T y U . Análogamente, poca influencia se extrae de variaciones en la densidad de los gases. Sin embargo, variaciones del 10 % en R_l causan diferencias de hasta $60 \text{ g C m}^{-2} \text{ año}^{-1}$, y solo diferencias de unos $10 \text{ g C m}^{-2} \text{ año}^{-1}$ para la misma variación en R_g . Esta gran susceptibilidad de la corrección a pequeños cambios en R_l explica la fuerte variabilidad nocturna que presenta la corrección (Fig. 5.18) frente al procedimiento LR, típicamente en torno a $0 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$.

El valor umbral escogido para discriminar entre día y noche también influye sobre el valor anual de la magnitud de la corrección, ya que las ecuaciones para el cálculo de las temperaturas de las superficies del LI-7500 (T^{bot} , T^{top} , T^{spar}), ya sea vía LR o MLR, son distintas para el día y para la noche. Por ejemplo, escoger $R_n = 0 \text{ W m}^{-2}$ como valor umbral en vez de un valor arbitrario de $R_p > 10 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, comúnmente usado en la bibliografía [Knohl et al., 2003; Serrano-Ortiz et al., 2007], puede resultar en añadir hasta $30 \text{ g C m}^{-2} \text{ año}^{-1}$ más de emisiones.

La radiación neta parece *a priori* un discriminante apropiado, pero sus valores pueden estar afectados por el estado de la superficie (suelo mojado o inundado, suelo cubierto de nieve,...). Por ello, sería más adecuado usar R_p en su lugar. En concreto, aquellos valores de R_p para los cuales $R_n = 0 \text{ W m}^{-2}$ en la regresión lineal R_p frente a R_n . La tabla 5.11 expone los valores de R_p discriminadores entre día y noche extraídos para las zonas experimentales de CARBORED-ES y usados para estimar los valores de las magnitudes $< C_B^{LR} >$ y $< C_B^{MLR} >$ en la tabla 5.10.

	R_p $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$
BAL2007	162
BAL2008	159
GAD2007	183
GAD2008	179
LAS2007	164
LAS2008	148
MAJ2006	71
MAJ2007	67
SAL2007	67
SAL2008	65
SUE2005	152
SUE2006	128
VDA2007	190
VDA2008	151

Cuadro 5.11: Valores de radiación fotosintéticamente activa (R_p) usados como discriminadores día/noche para la estimación de la corrección de Burba en las zonas experimentales de CARBORED-ES.

5.3.1.4. Dependencia de la corrección de Burba vía LR con la temperatura. Ecuación semiempírica para la corrección anual de carbono.

En apartados anteriores se analizó la dependencia de la corrección con sus variables fundamentales así como su magnitud a escala de media hora. A continuación se estimará esta misma dependencia y la magnitud de la corrección a escala anual. A partir de esta observación, junto con aquella de la tabla 5.10, se propondrá una ecuación para corregir los balances netos de CO_2 en cualquier lugar exclusivamente a partir de la temperatura anual media con un pequeño error.

Dado que las variaciones en las densidades afectan muy poco a la magnitud de la corrección de Burba, se podría entonces aproximar la corrección a una función de dos variables. Si el valor de la corrección se representa en altura (eje z) la dependencia de esta con U y T genera un hiperplano visible en la figura 5.23. En ella se observa que la dependencia con la velocidad del viento a escala anual es bastante más ligera que la dependencia con la temperatura anual. De hecho, el plano tiene muy poca curvatura, y esta se da mayormente para velocidades de viento pequeñas.

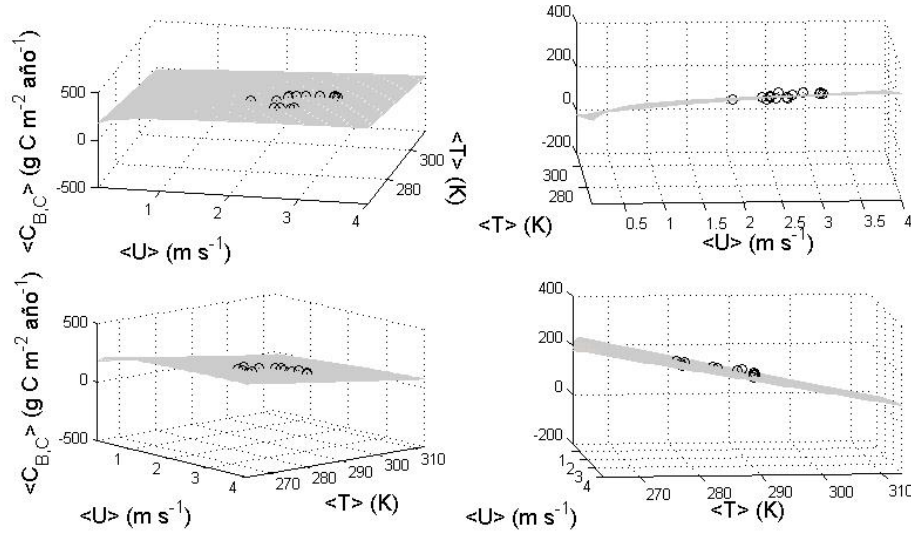


Figura 5.23: Magnitud anual de la corrección de Burba para el carbono ($\langle C_{B,C} \rangle$) estimada vía regresión lineal en función de sus principales variables: velocidad del viento ($\langle U \rangle$) y temperatura ($\langle T \rangle$) desde 4 orientaciones distintas. Los círculos huecos se corresponden con zonas experimentales de CARBORED-ES de la tabla 5.10.

La magnitud de la corrección para los sitios experimentales de CARBORED-ES (tabla 5.10) refleja una dependencia implícita con la temperatura media anual del lugar. La figura 5.24, en la que se utilizan los valores de las correcciones y las temperaturas medias anuales de la tabla 5.10, muestra también tal dependencia.

La magnitud de la corrección de Burba calculada vía LR presenta efectivamente una buena correlación ($R^2 = 0.88$) con la temperatura anual media. Tal dependencia podría ser útil para predecir rápidamente la magnitud de la corrección de Burba para el carbono en base a la temperatura media anual de cualquier zona experimental con un pequeño error (hasta $12 \text{ g C m}^{-2} \text{ año}^{-1}$):

$$\langle C_{C,B} \rangle = 202 - 3.4 \langle T \rangle \quad (5.1)$$

Tal relación no es viable para la velocidad del viento ya que ésta presenta demasiada poca variabilidad (apenas 1 m s^{-1} entre las 14 zonas experimentales/años de CARBORED-ES) como para establecer una ecuación con una mínima correlación.

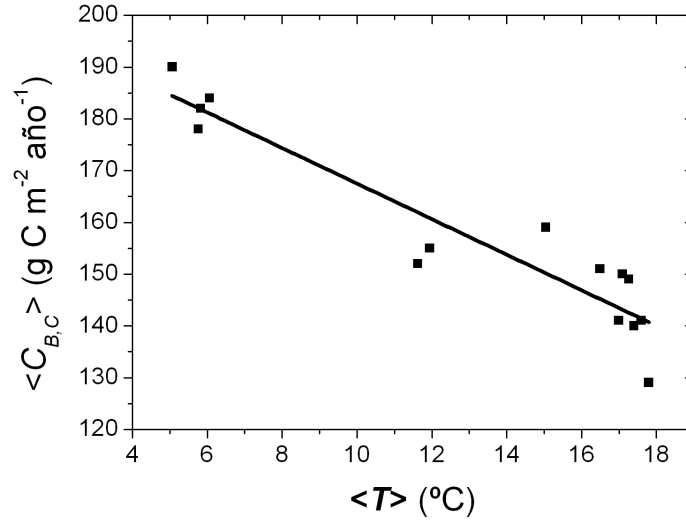


Figura 5.24: Dependencia de la corrección de Burba para el carbono ($\langle C_{B,C} \rangle$) estimada vía regresión lineal con la temperatura media anual ($\langle T \rangle$).

Una relación análoga para el vapor de agua tampoco fue encontrada ya que la densidad del vapor de agua no sigue una relación lineal con la altitud/densidad del aire (Fig. 5.25).

5.3.2. Cálculo de errores en los balances anuales

5.3.2.1. Estimación de los errores aleatorios y los errores debido al relleno de huecos.

En primer lugar se procedió a comprobar que nuestros errores aleatorios se corresponden con una distribución exponencial doble o laplaciana (véase sección 3.14.2) y no con una distribución normal. La figura 5.26 muestra la distribución en frecuencia entre $-5 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ y $5 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ de la serie anual de NEE de 2007 en la zona experimental de Laguna Seca.

La figura 5.27 muestra la distribución de los errores aleatorios para la serie anual de NEE en la zona experimental de Lanjarón en 2009. En ambos casos, la distribución de los errores aleatorios está acorde con la teoría de Richardson et al. [2006] siguiendo una distribución de Laplace debido a sus largas colas y a su centro más picudo.

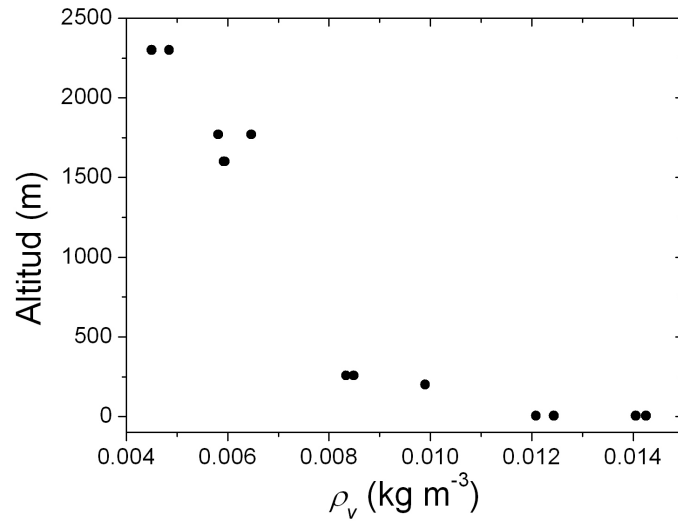


Figura 5.25: Dependencia no lineal de la densidad de vapor de agua con la altitud de las zonas experimentales de CARBORED-ES.

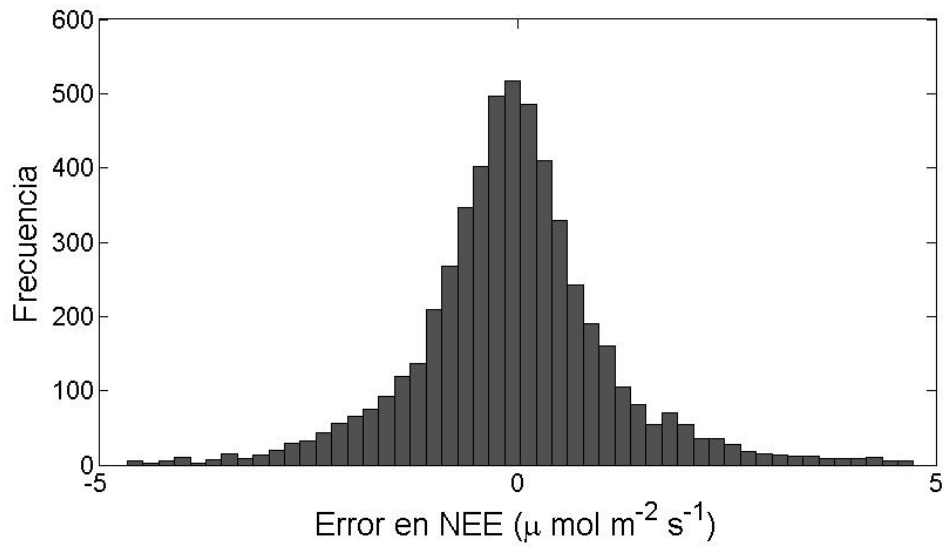


Figura 5.26: Distribución de los errores aleatorios en NEE en 2007 en Laguna Seca. La envolvente se asemeja a una distribución laplaciana tal y como predice la teoría.

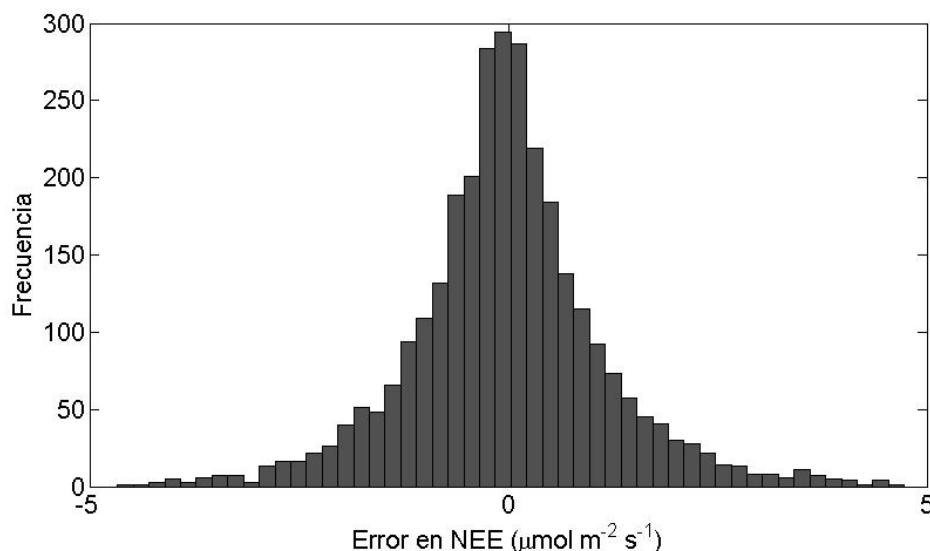


Figura 5.27: Distribución de los errores aleatorios en *NEE* en 2009 en Lanjarón. La envolvente se asemeja a una distribución laplaciana tal y como predice la teoría.

Una vez comprobado que nuestros errores aleatorios son predecibles, se estima cuánto crece el error con la magnitud de los flujos de carbono y vapor de agua. La figura 5.28 y 5.29 enseña la relación entre ambos encontrada para el año 2007 en la zona experimental de Laguna Seca.

Se aprecia como existe un escalado casi lineal entre las desviaciones estándar de los flujos y su magnitud. La tabla 5.12 muestra este escalado para la zona experimental de Laguna Seca para los años 2007 y 2008 con y sin aplicar la corrección de Burba.

A continuación se tabula (tabla 5.13) el escalado del error con la magnitud de los flujos también para la zona experimental de Lanjarón. En vista de los resultados tan similares a los que se encuentran en Laguna Seca, se procederá para esta zona experimental con la suposición de partida de que el error de las series con y sin la corrección de Burba va a ser muy parecido, luego solo estimaremos el error para las series anuales con la corrección.

Sabiendo ya cómo escalan los errores con los flujos de CO₂ y vapor de agua podemos añadir ruido aleatorio a sus series temporales para así calcular el error del balance anual. La figura 5.30 muestra un ejemplo de una serie temporal anual

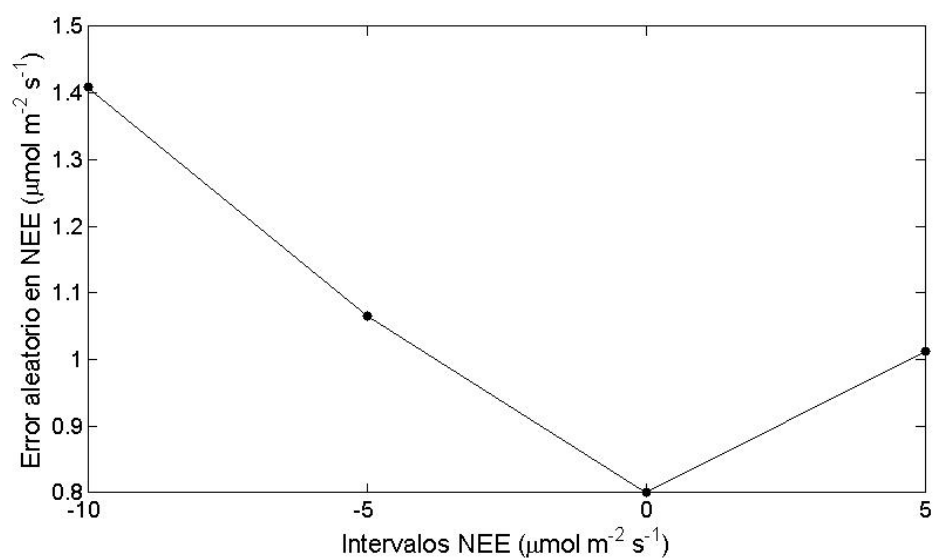


Figura 5.28: Relación entre la desviación estándar de la distribución de Laplace asociada al error en NEE y su magnitud en 2007 en Laguna Seca.

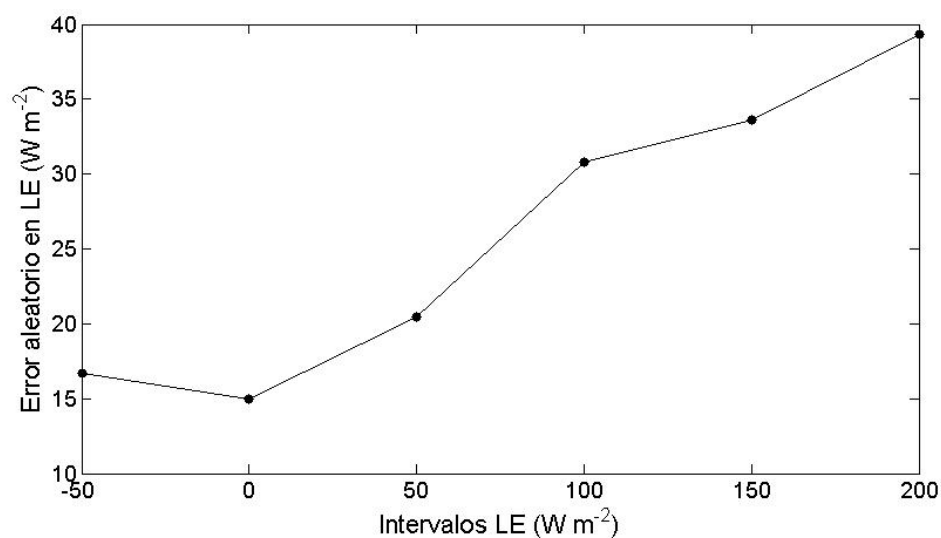


Figura 5.29: Relación entre la desviación estándar de la distribución de Laplace asociada al error en LE y su magnitud en 2007 en Laguna Seca.

5. CONTROL DE CALIDAD Y CONFIANZA DE LOS DATOS DE FLUJOS

	$F > 0$ $\mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$	$F < 0$ $\mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$	$LE > 0$ W m^{-2}	$LE < 0$ W m^{-2}
2007 con correc. Burba	$0.80+0.042F$	$0.79-0.061F$	$15+0.12LE$	$15+0.035LE$
2007 sin correc. Burba	$0.74+0.068F$	$0.89-0.12F$	$9.6+0.18LE$	$7.7-0.044LE$
2008 con correc. Burba	$0.81+0.056F$	$0.81-0.073F$	$17+0.13LE$	$16-0.25LE$
2008 sin correc. Burba	$0.69+0.058F$	$0.69-0.069F$	$14+0.17LE$	$12-0.21LE$

Cuadro 5.12: Relaciones empíricas usadas para estimar el error en las series temporales de los flujos en Laguna Seca como función de la magnitud de éstos (véase Richardson et al. [2006]). Las desviaciones estándar resultantes se usaron para añadir ruido artificial según una distribución de Laplace. Todos los R^2 eran mayores de 0.83.

	$F > 0$ $\mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$	$F < 0$ $\mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$	$LE > 0$ W m^{-2}	$LE < 0$ W m^{-2}
2008 con correc. Burba	$1.0+0.068F$	$0.87-0.11F$	$27+0.099LE$	$16-0.056LE$
2009 con correc. Burba	$0.79+0.11F$	$0.79-0.11F$	$27+0.099LE$	$16-0.056LE$

Cuadro 5.13: Relaciones empíricas usadas para estimar el error en las series temporales de los flujos en Lanjarón como función de la magnitud de éstos (véase Richardson et al. [2006]). Las desviaciones estándar resultantes se usaron para añadir ruido artificial según una distribución de Laplace. Todos los R^2 eran mayores de 0.88, salvo para LE en 2009 tomándose entonces el de 2008.

5. CONTROL DE CALIDAD Y CONFIANZA DE LOS DATOS DE FLUJOS

para Laguna Seca a la que se ha añadido ruido según una distribución de Laplace con media el dato original y con desviación estándar aquella tomada de la tabla 5.12.

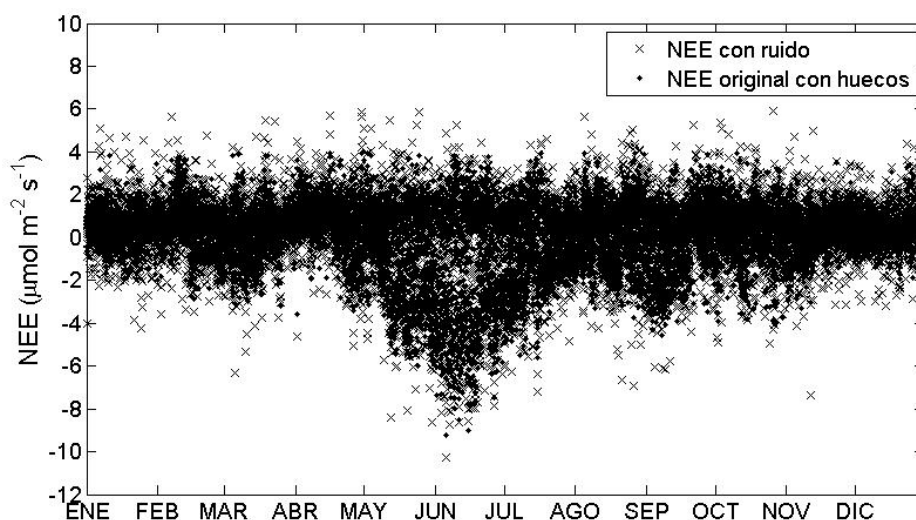


Figura 5.30: Serie temporal anual de flujo de CO₂ (17520 medias horas) en Laguna Seca para 2007 en la que se añadido ruido laplaciano.

Como se explica en el apartado de metodología, el proceso de adición de ruido que muestra la figura 5.30 para el cálculo del balance ha de repetirse varias veces. Según Richardson y Hollinger [2007] el proceso tiene que realizarse de hecho 100 veces. Sin embargo, en la grafica 5.31 vemos como el error se estabiliza para un número suficientemente grande de muestras (entre 25 y 30) y en nuestro caso concluimos no repetir hasta la centena.

Finalmente, se toma el error final como dos veces la desviación estándar obtenida del conjunto de balances anuales dados por todas las muestras. La tabla 5.14 muestra los valores de éstos que se aplicarán en apartados sucesivos.

Los errores que se comenten son similares en los dos años para la serie anual de CO₂ y para la del vapor de agua. El hecho de no aplicar la corrección hace disminuir estos levemente.

En el caso de Lanjarón bastó con 20 muestras (Fig. 5.32). Se toma el error final como dos veces la desviación estándar obtenida del conjunto de balances anuales

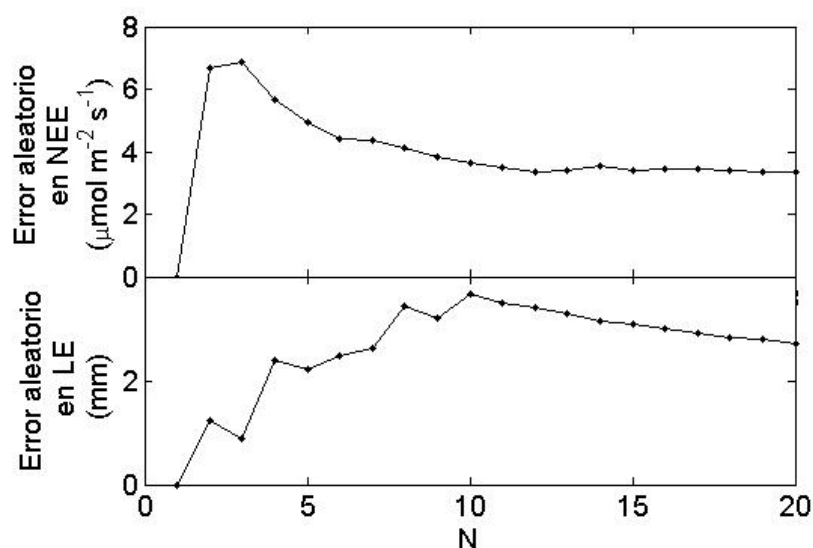


Figura 5.31: Evolución del error (desviación estándar) de las series temporales del flujo de CO_2 y vapor de agua en Laguna Seca 2007 para un número de muestras $N = 30$.

	$2\sigma(\Delta F)$ $\text{g C m}^{-2} \text{año}^{-1}$	$2\sigma(\Delta E)$ mm año^{-1}
2007 con correc. Burba	7	6
2007 sin correc. Burba	7	5
2008 con correc. Burba	7	8
2008 sin correc. Burba	6	7

Cuadro 5.14: Errores debido al relleno de huecos y a los errores aleatorios en los balances anuales de flujo de CO_2 y vapor de agua para los años 2007 y 2008 con y sin aplicar la corrección de Burba en Laguna Seca.

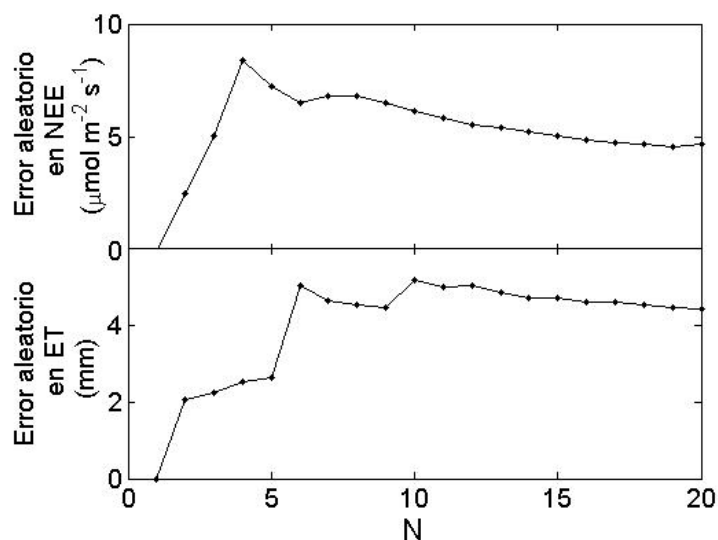


Figura 5.32: Evolución del error (desviación estándar) de las series temporales del flujo de CO₂ y vapor de agua en Lanjarón 2008 para un número de muestras $N = 20$.

dador por las N muestras. La tabla 5.15 muestran los valores de éstos que se aplicarán en apartados sucesivos.

5.3.2.2. Estimación de los errores aleatorios debido al relleno de huecos largos.

Frente a todas las estudiadas, la serie temporal de 2009 para Lanjarón presentó gran cantidad de huecos largos. Por ello, se escogió para el estudio de la influencia de los huecos largos en el error debido al *gap filling*. En nuestro caso se generaron

	$2\sigma(\Delta F)$ g C m ⁻² año ⁻¹	$2\sigma(\Delta E)$ mm año ⁻¹
2008 con correc. Burba	9	9
2009 con correc. Burba	11	9

Cuadro 5.15: Errores debido al relleno de huecos y a los errores aleatorios en los balances anuales de flujo de CO₂ y vapor de agua para los años 2008 y 2009 con la corrección de Burba en Lanjarón.

5. CONTROL DE CALIDAD Y CONFIANZA DE LOS DATOS DE FLUJOS

periodos de huecos largos desde 5 hasta 30 días con saltos de 5 en 5 que comenzaban el día del año 1 hasta el 361 con saltos de 10 en 10 días. La figura 5.33 muestra el resultado del cálculo de este error.

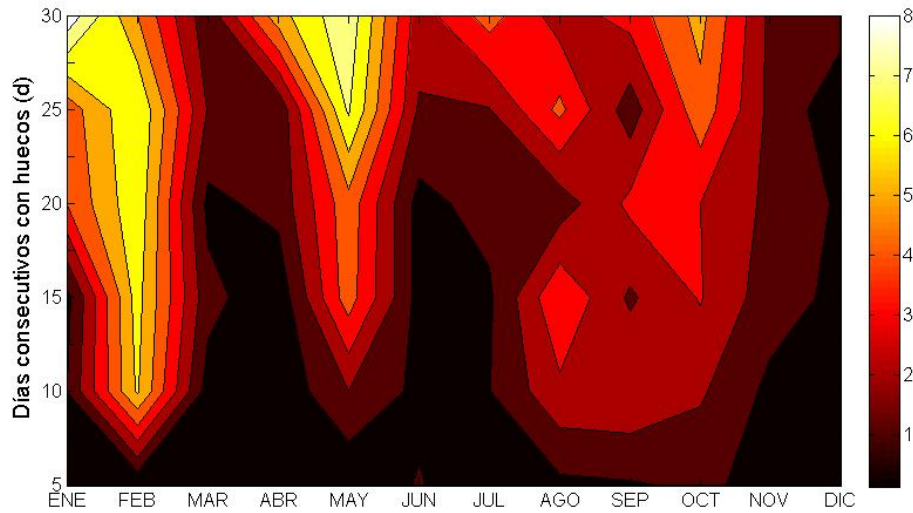


Figura 5.33: Error en el NEE anual (eje z ; en $\text{g C m}^{-2} \text{año}^{-1}$) debido a huecos largos (eje y) dependiendo de la fecha de comienzo del hueco (eje x) en el proceso de *gap filling*.

La figura 5.33 deja entrever varios puntos:

1. El error aumenta drásticamente en las épocas de cambio:
 - periodo de nieves durante primeros de año,
 - comienzo del periodo de crecimiento fotosintético por Mayo,
 - época de senescencia en Julio y Agosto,
 - llegada de las primeras lluvias en mitad a partir de Agosto y Septiembre,
 - explosión del segundo periodo de crecimiento fotosintético durante la primera quincena de Octubre (a partir del día 286).
2. El error podría estar influenciado por los propios huecos de la serie. Así, el pico que se encuentra por Febrero podría estar propiciado por el hueco real de 8 días de datos que se produce en este periodo. Sin embargo, otros huecos

5. CONTROL DE CALIDAD Y CONFIANZA DE LOS DATOS DE FLUJOS

	Días consecutivos con huecos d	Día de comienzo del hueco d	Pendiente γ	Coef. Corr. R	Error parcial $\sigma(\Delta F)$ $\text{g m}^{-2} \text{año}^{-1}$
Periodo 1	30	1	0.32	0.91	9.5
Periodo 2	30	31	0.15	0.56	4.6
Periodo 3	10	61	0.055	0.79	0.55
Periodo 4	30	285	0.047	0.90	1.4
Total ($2\sigma_{HL}$)					22

Cuadro 5.16: Errores parciales y el total debido a periodos de huecos largos por causa del relleno de huecos para la serie anual de *NEE* de 2008 en Lanjarón. Se ha considerado como hueco largo los primeros 71 días del año 2008 ya que no fueron datos medidos si no substituidos por los de 2009.

	Días consecutivos con huecos d	Día de comienzo del hueco d	Pendiente γ	Coef. Corr. R	Error parcial $\sigma(\Delta F)$ $\text{g m}^{-2} \text{año}^{-1}$
Periodo 1	5	1	0.32	0.91	1.6
Periodo 2	8	31	0.15	0.56	1.8
Periodo 3	5	70	0.055	0.79	0.28
Periodo 4	11	107	0.17	0.79	1.9
Periodo 5	13	319	0.047	0.90	0.52
Periodo 6	8	355	0.034	0.72	0.27
Total ($2\sigma_{HL}$)					6

Cuadro 5.17: Errores parciales y el total debido a periodos de huecos largos por causa del relleno de huecos para la serie anual de *NEE* de 2009 en Lanjarón.

mayores, como un salto de 13 días consecutivos a mitad de Noviembre, no presenta mínima influencia.

- Debido a que la longitud del periodo artificialmente creado sin datos supera a partir de Diciembre el propio periodo anual, los errores a partir de esa fecha estarían subestimados como consecuencia del método que se ha llevado a cabo.

Los periodos de largas ausencia de datos contabilizados en Lanjarón para la serie anual de 2008 y 2009 y sus correspondientes errores se encuentran en las tablas [5.16](#), [5.17](#), [5.18](#) y [5.19](#).

Los errores encontrados para cada uno de los periodos se suman en cuadratura para dar el error final debido a los huecos largos. Estos a su vez se vuelven a sumar en cuadratura con los errores aleatorios debidos también al relleno de hue-

5. CONTROL DE CALIDAD Y CONFIANZA DE LOS DATOS DE FLUJOS

	Días consecutivos con huecos d	Día de comienzo del hueco d	Pendiente γ mm día ⁻¹	Coef. Corr. R	Error parcial $\sigma(\Delta F)$ mm
Periodo 1	30	1	0.20	0.60	5.9
Periodo 2	30	31	0.22	0.71	6.7
Periodo 3	10	61	0.22	0.98	2.2
Periodo 4	30	285	0.13	0.91	4.0
Total ($2\sigma_{HL}$)					20

Cuadro 5.18: Errores parciales y el total debido a periodos de huecos largos por causa del relleno de huecos para la serie anual de E de 2009 en Lanjarón. Se ha considerado como hueco largo los primeros 71 días del año 2008 ya que no fueron datos medidos si no substituidos por los de 2009.

	Días consecutivos con huecos d	Día de comienzo del hueco d	Pendiente γ mm día ⁻¹	Coef. Corr. R	Error parcial $\sigma(\Delta F)$ mm
Periodo 1	8	31	0.25	0.71	1.8
Periodo 2	5	70	0.22	0.98	1.1
Periodo 3	11	107	0.17	0.76	1.9
Periodo 4	13	319	0.13	0.91	1.7
Periodo 5	8	355	0.20	0.83	1.6
Total ($2\sigma_{HL}$)					8

Cuadro 5.19: Errores parciales y el total debido a periodos de huecos largos por causa del relleno de huecos para la serie anual de E de 2009 en Lanjarón.

5. CONTROL DE CALIDAD Y CONFIANZA DE LOS DATOS DE FLUJOS

	$\sigma(\Delta F)_{global}$ g C m ⁻² año ⁻¹	$\sigma(\Delta E)_{global}$ mm año ⁻¹
2008 con correc. Burba	24	22
2009 con correc. Burba	13	12

Cuadro 5.20: Errores globales atribuidos al relleno de huecos y al error aleatorio para la zona experimental de Lanjarón en los dos años de estudio 2008 y 2009.

cos estimados anteriormente para dar el error global final (tabla 5.20).

Salvo un periodo largo sin medidas de unos dos meses en la serie anual del vapor de agua de 2007 en Laguna Seca, el resto de series apenas presentaron periodos con huecos largos. Concretamente, solo hubo un hueco de 12 días en la serie de carbono en 2007 (del 21 de Febrero al 5 de Marzo) y dos periodos de 9 y 6 días (del 8 Octubre al 17 de Octubre y del 31 de Octubre al 6 de Noviembre respectivamente) en 2008 tanto para la serie de carbono como para la del vapor de agua. Debido a la aceptable continuidad en las medidas en Laguna Seca y debido a que los huecos presentados son relativamente pequeños y además ocurrieron en épocas no fundamentales (periodo de crecimiento, primeras lluvias tras la sequía estival, deshielo,...), los errores que se esperarían serían también pequeños y por esto se despreció la contribución de los huecos largos al error global que se genera en el relleno en la zona experimental de Laguna Seca.

Capítulo 6

Intercambios de CO₂ y vapor de agua

6.1. Condiciones meteorológicas en los años de estudio

En la zona experimental de Laguna Seca los dos años de estudio 2007 y 2008 presentaron patrones similares de temperatura del aire y de suelo y de radiación fotosintéticamente activa (Fig. 6.1a, 6.1b y 6.1c). De hecho, la temperatura media anual del aire fue 5.8 °C para los dos años y la R_p promedió 435 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ en 2007 y 410 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ en 2008. La cantidad de lluvia registrada anual fue de 402 mm en 2007 y de 390 mm en 2008, aunque estas cantidades sean solo orientativas dada la subestimación que puede producir un pluviómetro de cazole-tas como el instalado de hasta un 80 % durante un evento de nieve si hay viento [Sevruk, 1996].

Nuestras medidas de precipitación fueron probablemente también subestimadas durante el invierno debido a que nuestros sensores no están diseñados para medir precipitación en forma sólida. Además, debido a una interrupción en el registro, nuestro aparato dejó de medir durante treinta y siete días en el año 2008 (25 mm se midieron en otra estación situada a unos 12 km de distancia en línea recta). Sin embargo, tras ese período de interrupción del aparato (día del año 129) el contenido de agua en el suelo (θ_w) era comparable en los dos años (12.6 % para el año 2007 y 13.6 % para el 2008), sugiriendo que la precipitación, al menos durante los últimos días de este período, fue también comparable.

A gran escala los dos años de estudio (2008 y 2009) presentaron también patrones similares de temperatura del aire y del suelo y de R_p en la zona experimental de

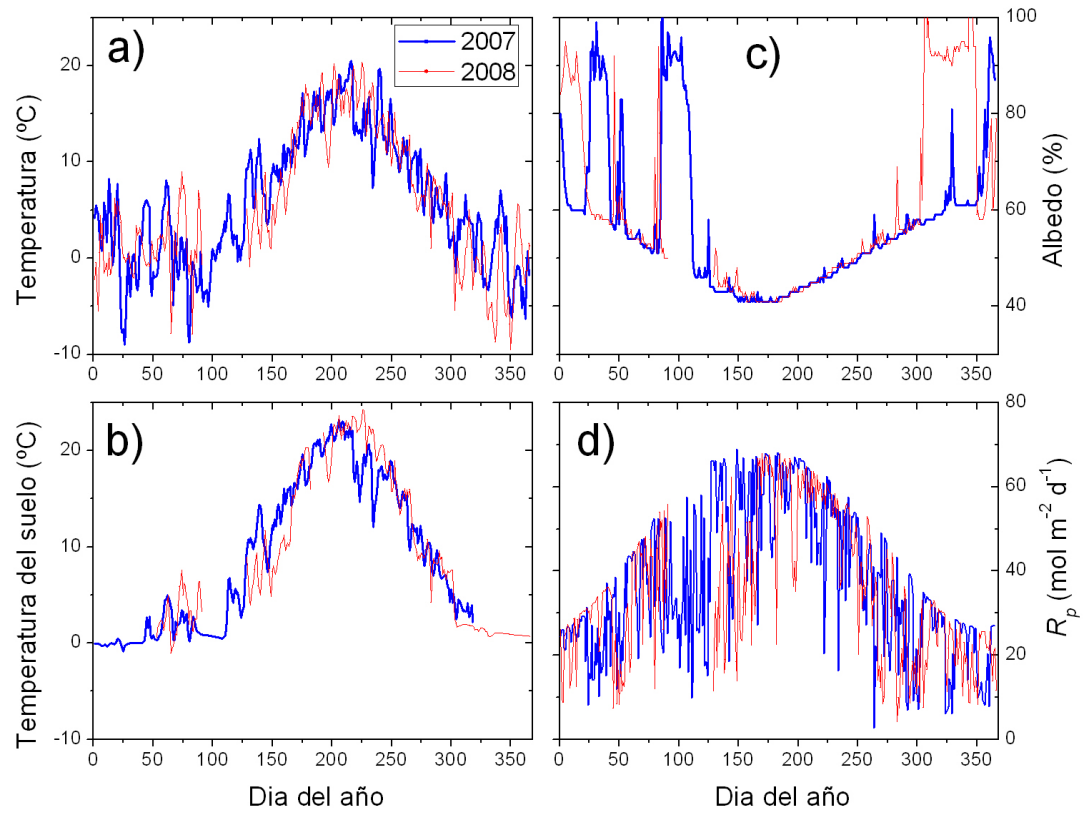


Figura 6.1: Evolución diaria de las condiciones ambientales en la zona experimental de Laguna Seca: temperatura del aire (a), temperatura del suelo (b), cociente entre la radiación fotosintéticamente activa reflejada e incidente (c), radiación fotosintéticamente activa incidente (d).

Lanjarón (Fig. 6.2a, 6.2b y 6.2d). La temperatura del aire media para ambos años, tomados a partir del día del año 71 ya que en 2008 no se empezó a medir hasta el 11 de marzo, fue de 8.9 °C en 2008 y de 10.3 °C en 2009. Para ese periodo, la R_p promedió 455 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ en 2008 y 464 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ en 2009. La temperatura del suelo fue un grado menor en 2008 y la precipitación, rellenada en parte por medidas registradas en una estación cercana (a 1465 m) debido a los huecos, fue de 387 mm en 2008 y de 338 mm en 2009. Al igual que en la zona de Laguna Seca, debido al sesgo que introducen los pluviómetros de cazoletas [Sevruk, 1996], los datos de precipitación estarían subestimados. De hecho, la susodicha estación cercana detectó 549 mm en 2008 y 678 mm en 2009.

6.2. Estudio del intercambio neto de CO₂ a escala estacional

6.2.1. Dinámica del ecosistema de Laguna Seca durante el invierno y la primavera. Comienzo del primer estadio de crecimiento.

Aunque a escala anual existen pocas diferencias entre la temperatura del aire y la cantidad de precipitación registrada durante los dos años de estudio, sí observamos en cambio diferencias importantes a escala estacional o semanal, las cuales se traducen en cambios un tanto significativos en el NEE anual. Por ejemplo, algunos eventos de nieve (Fig. 6.1c), estimados mediante el cociente entre la componente reflejada y la incidente de R_p , ocurrieron en épocas diferentes del año, y casi tres veces más de lluvia cayó en el verano de 2007 (42 mm) si lo comparamos con el 2008 (15 mm; Fig. 6.3b).

Diferencias similares en el curso de la precipitación y la temperatura parecen haber afectado el comienzo de las épocas de crecimientos en los dos años tal y como reflejan las distintas tendencias temporales en las series de NEE (Fig. 6.3c). En 2007 los valores bajos de NEE entre los días 70 y 77 parecen indicar un temprano comienzo de la temporada de crecimiento fotosintético. Sin embargo, un evento de lluvia (Fig. 6.3b) el día 78, intensificó la respiración del suelo, y el subsiguiente evento de nieve que tuvo lugar el día 85, impidió la continuidad del período de crecimiento (véase también Fig. 6.4). A partir de ahí, condiciones sinópticas favorables durante los primeros días de la primavera (del día 125 al 150) parecen ser fundamentales, marcando el comienzo de la etapa de crecimiento fotosintético y la transición de fuente a sumidero de CO₂.

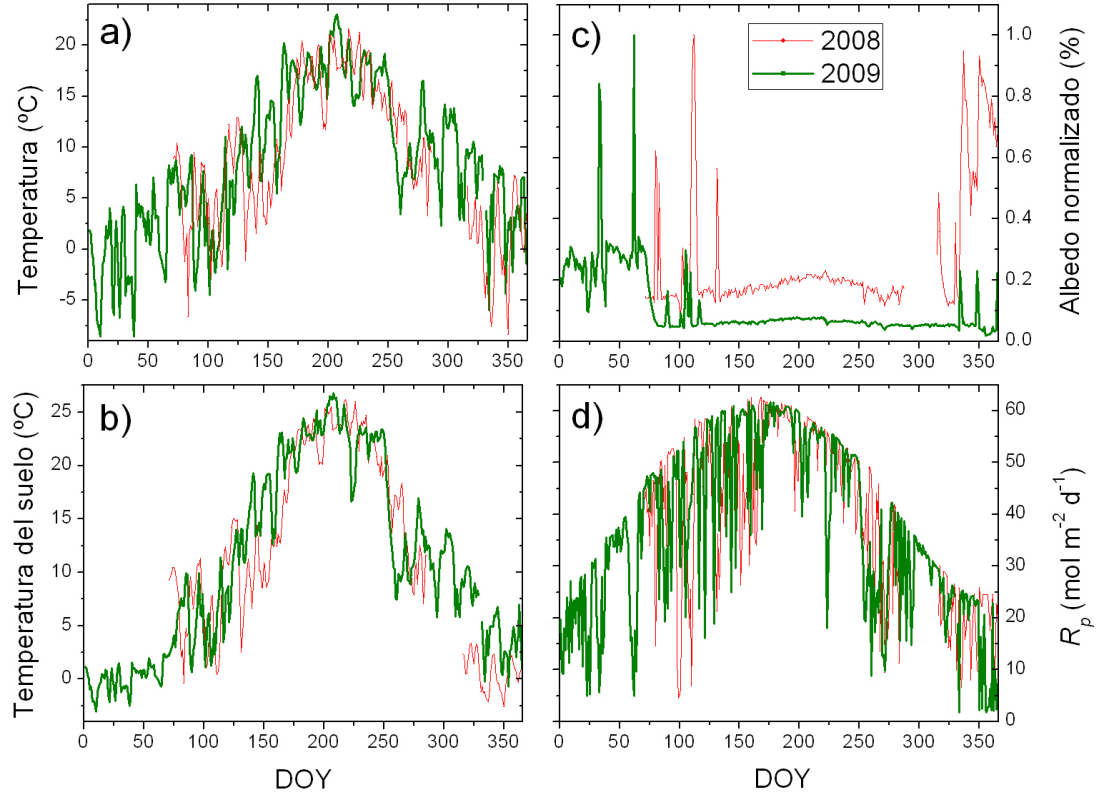


Figura 6.2: Evolución diaria de las condiciones ambientales en la zona experimental de Lanjarón: temperatura del aire (a), temperatura del suelo (b), cociente entre la radiación fotosintéticamente activa reflejada e incidente (c), radiación fotosintéticamente activa incidente (d).

Los dos años presentaron diferentes patrones de caída y cobertura de nieve, debido a los cuales también atribuimos diferencias en el *NEE* durante los días 77 al 110. Durante este tiempo, la temperatura del aire y la R_p fueron mucho mayores en 2007 que 2008 (Fig. 6.1a y 6.1c), probablemente debido a un aumento en la cobertura nubosa en la primeros días de la primavera de 2007.

Aunque la transición de fuente a sumidero de CO₂ ocurriera entre los días 125-150 en ambos años, el potencial de sumidero de CO₂ es mayor en 2007 que en 2008.

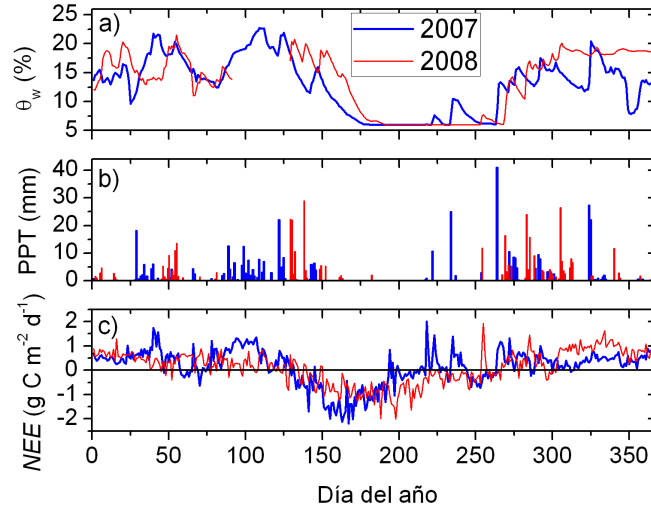


Figura 6.3: Evolución diaria de las condiciones ambientales en la zona experimental de Laguna Seca: contenido de agua en el suelo (a), precipitación (b), flujo neto de CO₂ (c).

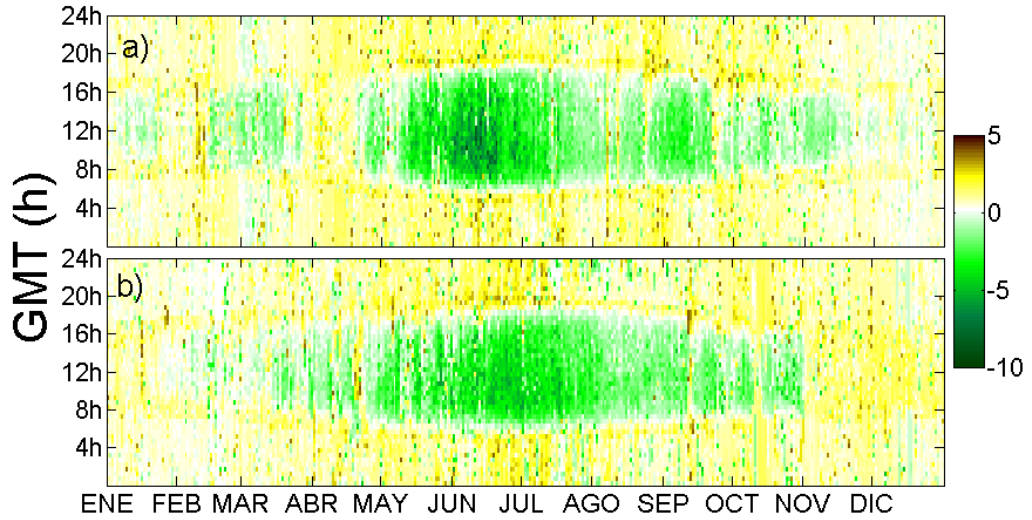


Figura 6.4: Evolución diaria y anual del NEE ($\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) en la zona experimental de Laguna Seca en 2007 (a) y 2008 (b).

Esto indica que la temperatura del aire y R_p son variables clave en el comienzo del período de crecimiento. La disponibilidad de agua es raramente un factor limitante durante la primavera en los ecosistemas alpinos mediterráneos (θ_w con valores de 15.4 % en 2007 y 15.7 % en 2008 fue mucho mayor que el punto de marchitamiento). De hecho, hubo más lluvia y por lo tanto mayor contenido de agua en el suelo en 2008 que 2007 si comparamos este mismo periodo (Fig. 6.3a y 6.3b), lo cual apoya la idea de que la temperatura del aire y R_p , más que la precipitación, controlan el comienzo del estadio de crecimiento fotosintético.

El máximo secuestro de CO₂ en 2007 tuvo lugar sobre mediados de Junio (día 167) y fue de -2.2 g C m⁻². El máximo en 2008 se registró un mes más tarde (Fig. 6.3c) y fue algo menor (-2 g C m⁻²).

6.2.2. Dinámica del ecosistema de Laguna Seca durante el verano. Fin del primer estadio de crecimiento.

El periodo de máxima asimilación de carbono tuvo lugar a mediados de Junio (día 167) en 2007 y sobre mediados de Julio (día 200) en 2008. Durante este periodo el ecosistema se caracterizó por temperaturas del aire moderadas y altos valores de R_p , los cuales favorecen la continuidad del período fotosintético. Sin embargo, tras ese periodo la escasez de recursos hídricos (Fig. 6.3a y 6.3b), típicos de la sequía veraniega mediterránea, comienzan a inhibir la actividad fotosintética y fuertemente condicionan el *NEE* (Fig. 6.3c).

6.2.3. Dinámica del ecosistema de Laguna Seca durante el otoño. Comienzo del segundo estadio de crecimiento.

Hacia la mitad y fin del verano de 2007 y 2008 respectivamente (a partir del día del año 163 y 200 en adelante respectivamente), la escasez de agua limita la actividad biológica. Sin embargo, el proceso de fotosíntesis no cesa del todo ya que las raíces de las plantas consiguen extraer agua del *stock* hídrico remanente del suelo. La figura 6.5 es una estimación de la evolución de la reserva hídrica a partir del verano de 2006. En ella se aprecia cómo efectivamente todavía existe un remanente de agua en el suelo a partir del día 163 en 2007 y 200 en 2008.

Esta tendencia a menos en la asimilación de carbono continúa hasta los últimos días del verano cuando irrumpen las primeras lluvias después un largo período

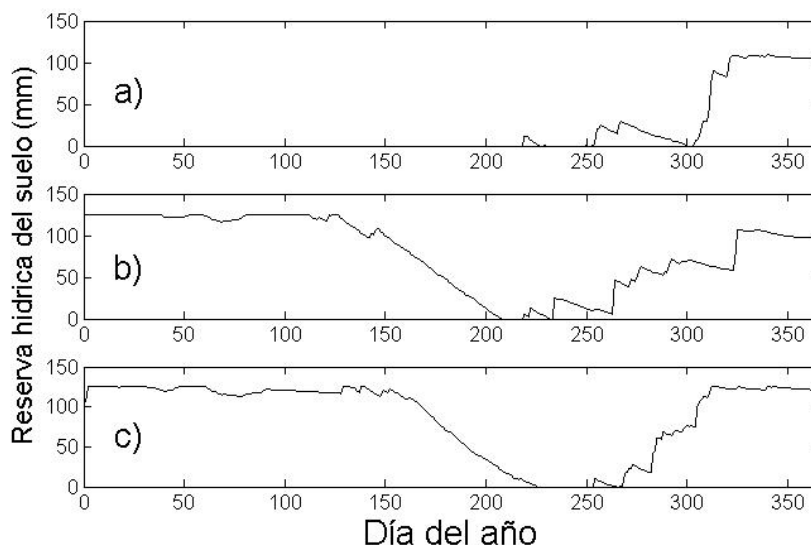


Figura 6.5: Evolución anual de la estimación de la reserva de agua en el suelo en la zona experimental de Laguna Seca a partir del verano de 2006 (a), 2007 (b) y 2008 (c).

seco. Estas lluvias típicamente otoñales traen consigo un rehumedecimiento del suelo (Fig. 6.3a y 6.3b) que activan la respiración heterótrofa causando grandes y repentinas liberaciones de carbono del ecosistema [Huxman et al., 2004]. Esta nueva inyección de agua alivia el estrés hídrico vegetativo y propicia la reparación de tejidos y la rehidratación de las plantas en los días posteriores al evento de lluvia [Sala et al., 1982]. Tal recuperación de la vegetación, la cual puede demorar hasta siete días [Sala et al., 1982], empuja el *NEE* a valores negativos de nuevo, dando pie a un nuevo y segundo periodo de asimilación neta (alrededor de los días 250 de la Fig. 6.3c; 7-8 de Septiembre).

Este fenómeno es característico de los climas mediterráneos [Wohlfahrt et al., 2008], donde las primeras lluvias después de un largo periodo de sequía típicamente irrumpen en los últimos días del verano o en los primeros del otoño. Estos días vienen acompañados a continuación de condiciones meteorológicas favorables parecidas incluso a aquellas ya acontecidas durante el verano (*Veranillo de San Miguel*). Sin embargo, este segundo periodo de crecimiento fotosintético no tuvo lugar en 2008 ya que la entrada de agua con las primeras lluvias tras el verano llegaron demasiado tarde (día del año 255; Fig. 6.5) y a partir de ahí las condiciones meteorológicas no fueron favorables (Fig. 6.1d).

6.2.4. Dinámica del ecosistema de Lanjarón durante el invierno y la primavera.

Los dos años presentan bastante similaridad a gran escala, sin embargo, existe una alta variabilidad a pequeña escala que se traducirá en una gran variabilidad en el NEE anual (una estimación de 191 ± 24 g C m⁻² en 2008 frente a 76 ± 13 g C m⁻² en 2009). Al igual que en la zona experimental de Laguna Seca, las lluvias y los eventos de nieve parecen tener un profundo impacto en los intercambios de masa entre el ecosistema y su atmósfera vecina. La figura 6.6c describe tal variabilidad. Las bandas en rojo y en verde sobre ella representan eventos de nieve. La figura 6.6b describe los eventos de precipitación y la 6.6a el contenido de agua en el suelo que típicamente se relaciona con la anterior.

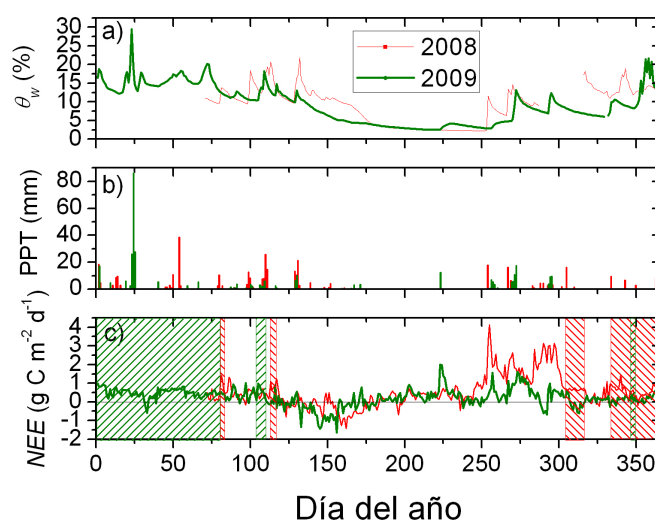


Figura 6.6: Evolución diaria de las condiciones ambientales en la zona experimental de Lanjarón: contenido de agua en el suelo (a), precipitación (b), flujo neto de CO₂ (c). Las zonas sombreadas se corresponden con periodos nevados.

La estación de Lanjarón empezó a tomar medidas a partir del 11 de marzo de 2008, de ahí que no existan datos en la Fig. 6.6c hasta entonces. Durante el invierno de 2009 hubo gran cantidad de nieve, cuya cobertura se prolongó hasta el final de éste (día del año 81). En estos días el NEE se mantuvo casi constante sobre un valor de $+0.5$ g C m⁻² exceptuando un extraño evento de secuestro de carbono sin ningún sentido físico ya que el ecosistema permanecía cubierto de nieve. Esta eventualidad se atribuye al relleno de huecos ya que tampoco ex-

iste ninguna medida desde el día 31 hasta el 39 de este año. La incertidumbre que conlleva el uso de las técnicas de relleno es algo bien conocido y se advierte que tal error aumenta bastante cuanto mayor es el periodo sin medidas. A esto habría que añadir la incapacidad de los modelos de relleno actuales de ser aplicados en ciertos ecosistemas un tanto idiosincrásicos como estos de alta montaña, donde sobre todo, los eventos de nieve no están incluidos. Piénsese que cuando el ecosistema está cubierto de nieve sigue siendo susceptible de respirar, ya que la propia cubierta contribuye a que la temperatura del suelo no caiga muy por debajo de cero. Sin embargo, la cubierta de nieve provocaría un desacoplamiento del ecosistema con la atmósfera y por ende entre la temperatura del suelo y la del aire. Tal desacoplamiento podría ser un gran prejuicio para los modelos de relleno de huecos, cuyas únicas entradas son variables ambientales y no de superficie.

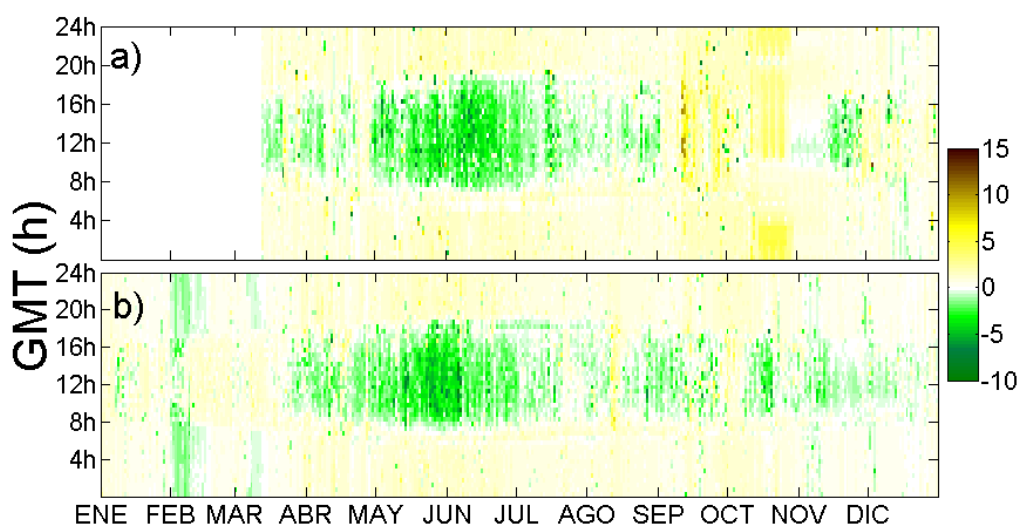


Figura 6.7: Evolución diaria y anual del NEE ($\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) en la zona experimental de Lanjarón en 2008 (a) y 2009 (b).

Con la llegada de la primavera, y con ella condiciones meteorológicas favorables y gran disponibilidad de agua en el suelo debido al derretimiento de nieve, el ecosistema va tendiendo a tonarse sumidero de carbono durante los dos años. Sin embargo, tal tendencia se ve interrumpida por eventualidades de lluvia (Fig. 6.6b) y nieve (Fig. 6.6c) entre los días 100 y 114. Tras estos días y para los dos años, el ecosistema continúa con la misma tendencia llegando a convertirse en sumidero por unos días, pero volviendo a ser interrumpido por un evento de lluvia y mal tiempo alrededor del día 130.

El máximo secuestro de CO₂ en 2008 tuvo lugar el día 162 que corresponde al día 10 de Junio y fue de $-1.44 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. En 2009 el máximo secuestro aconteció unos días antes (día del año 156, 5 Junio) siendo de $-1.64 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. La duración de los periodos de crecimiento se estimaría en aproximadamente 57 días (desde el día 120 hasta el 177) para 2008 y 59 días para 2009 (entre el día 122 y 181).

6.2.5. Dinámica del ecosistema de Lanjarón durante el final de la primavera y el verano.

Tras esa meteorología adversa el ecosistema vuelve a comportarse como sumidero de CO₂ casi sincronizadamente para los dos años. A partir de ahí ambos años se desacoplan; mientras que el año 2009 continua con su estadio de crecimiento fotosintético, tal periodo se ve inhibido durante el año 2008 por condiciones meteorológicas desfavorables (véase por ejemplo la caída de temperaturas en 2008 y R_p a partir aproximadamente del día 137 frente al año 2009; Fig. 6.2a y 6.2d). El buen tiempo durante el año 2009 favorece que el ecosistema continúe fotosintetizando netamente, sin embargo, y a diferencia de 2008, la ausencia de lluvias durante este periodo (final de primavera y verano) provoca que el contenido de agua en el suelo alcance su mínimo (Fig. 6.6a) cesando así la asimilación neta de carbono. Al contrario, debido a la mayor cantidad de agua en el suelo por la mayor frecuencia de eventos de lluvia, en el año 2008 el ecosistema continúa asimilando carbono hasta que su reserva hídrica alcanza mínimos aproximadamente por el día 175 (Fig. 6.6a).

A partir de ese momento, con condiciones meteorológicas favorables, pero sin recursos hídricos (día del año 175), el ecosistema vuelve a comportarse de forma similar durante ambos años tornándose fuente de carbono inducida por la senescencia de la vegetación. Sin agua, tal comportamiento sigue su curso durante el resto del verano hasta la llegada de las lluvias otoñales (en 2008) o de finales del verano (en 2009).

6.2.6. Dinámica del ecosistema de Lanjarón durante final del verano y el otoño.

A mediados de Agosto de 2009 (día 223), las primeras lluvias, después de un gran periodo de sequía, hacen acto de presencia produciendo un pulso de respiración. En 2008 tal alivio hídrico no ocurre hasta mediados de Septiembre (día 255),

produciéndose una aún mayor explosión de respiración en el ecosistema, posiblemente acrecentada por el largo período de inactividad por causa de la duradera sequía. De hecho, las emisiones de los 50 días siguientes al primer pulso de lluvia tras la sequía veraniega constituyen el 51 % del balance anual de C en 2008 y tan solo el 30 % al balance anual de C en 2009.

Las primeras lluvias no solo activan la actividad bacteriológica produciendo picos de respiración sino que también propician la reparación de tejido vegetal convirtiendo al ecosistema en un sumidero en potencia. Sin embargo, la gran frecuencia de lluvias durante el otoño no acaban de posibilitar tal opción, ocurriendo solamente a partir aproximadamente del día 286 del año 2009. Esta segunda época de asimilación neta, detectada también en el ecosistema de Laguna Seca, vuelve a ocurrir una segunda vez, si el buen tiempo lo permite. Sin embargo, la progresiva caída de radiación fotosintética a medida que se aproxima la entrada del invierno condiciona la fotosíntesis provocando que el ecosistema deje ya de asimilar neta-mente carbono desde esta parte hasta ya quizá la siguiente primavera.

6.2.7. Comparación entre ambos ecosistemas.

Durante el invierno el secuestro neto de CO₂ por parte de ambos ecosistemas prácticamente se inhibe debido a las bajas temperaturas (0.5 °C y 0.8 °C en promedio para el invierno de 2006-2007 y de 2007-2008 en la zona de Laguna Seca y 1.2 °C en promedio para el invierno de 2008-2009 en la zona de Lanjarón), aunque más debido a la presencia de la cobertura nival. En ambos ecosistemas sí se detectaron, sin embargo, emisiones de CO₂ pequeñas, aunque no despreciables (Fig. 6.3c y 6.6c).

Con la llegada de la primavera se produce una subida generalizada de las temperaturas y tanto la presencia como los eventos de nieve dejan de acontecer. Tal hecho, favorecido por los altos índices de contenido de agua en el suelo, provoca que ambos ecosistemas se tornen sumideros de CO₂, dando lugar así el periodo de crecimiento, cuyo comienzo sería muy sensible al momento de la retirada de las nieves, el momento de las lluvias o las condiciones meteorológicas favorables. Esta es la razón por la que el comienzo del periodo de crecimiento fotosintético no coincide entre los dos años de estudio de cada zona experimental ni tampoco entre ambas zonas.

El momento y la cantidad de las lluvias primaverales influyen claramente en la duración y en el potencial del periodo de crecimiento. Por ejemplo, la escasez de lluvias durante el último mes de la primavera en la zona de Lanjarón (8 y 9 mm

en 2008 y 2009 respectivamente) comparado con Laguna Seca (19 y 16 mm en 2008 y 2009 respectivamente) o su menor cuantía podrían haber influido notablemente en la escasa duración de su periodo de crecimiento ya que el ecosistema de Lanjarón se torna fuente neta de CO₂ bastante antes que en Laguna Seca muy posiblemente debido a la escasez de recursos hídricos en el suelo o quizá debido a la mayor pérdida de agua en el suelo inducida por la gran pendiente de la zona de Lanjarón.

La duración del estrés hídrico que haya podido sufrir el ecosistema debido a la carencia de lluvias durante los últimos días de la primavera y debido al seco verano mediterráneo parece influir en las posteriores emisiones que se producen con el final del verano y entrada del otoño. Esto explicaría el hecho de las desproporcionadas emisiones de CO₂ que se producen en Lanjarón en comparación con Laguna Seca.

6.3. Estudio del intercambio neto de CO₂ a escala diaria y mensual

En el apartado anterior se estudió la dinámica estacional del ecosistema. Sin embargo, existen otros fenómenos que emergen si disminuimos la escala temporal. Para ello en este apartado se estudiará el comportamiento del ecosistema a escala mensual a partir de promedios diarios para así analizar, por ejemplo, las épocas de máximo o de menor secuestro de carbono, la respuesta del ecosistema a la irradiancia o la evolución diaria promedio en la asimilación del ecosistema. A raíz de tal estudio se observará la asimetría en tal asimilación respecto al mediodía o histéresis en la respuesta del ecosistema a la luz [Cabral et al., 2011; Gilmanov et al., 2003; Pingintha et al., 2010].

En el ecosistema de Laguna Seca se encuentran algunas diferencias diurnas entre los dos años. La figura 6.4a y 6.4b representa la evolución diaria del *NEE* a lo largo del año 2007 y 2008 respectivamente. Se encuentra que el secuestro de CO₂ se correlaciona con R_p durante todo el año excepto durante eventos de lluvia o estrés hídrico cuando se altera dicha relación. La misma figura también muestra una asimetría en el *NEE* en torno a mediodía; el máximo secuestro durante el día se produce sobre las 10h en el año 2007 y entre las 9h y las 12h en el año 2008. Los promedios para los meses de más alta actividad fotosintética se muestran en la figura 6.8, en la cual también se observa dicha asimetría respecto al mediodía: máximo secuestro antes del mediodía y una subsiguiente reducción del *NEE* por la tarde.

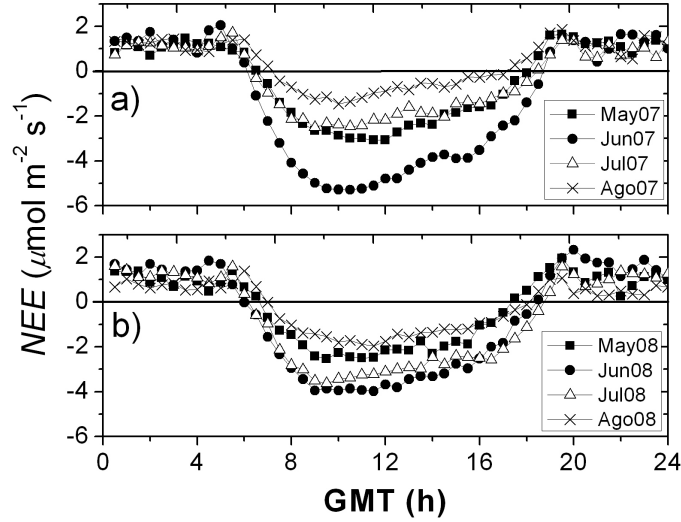


Figura 6.8: Evolución diaria de NEE mensualmente promediado durante los meses de Mayo, Junio, Julio y Agosto de 2007 (a) y 2008 (b) en la zona experimental de Laguna Seca.

Tal reducción también se observa en la curva diaria entre el NEE frente al flujo absorbido de fotones ($R_p^i - R_p^r$), es decir, NEE es más negativo para un nivel dado de radiación por la mañana que por la tarde (Fig. 6.9) representando histéresis.

Esto puede ser debido a una serie de factores interactuantes, los cuales pueden ser entendidos tanto de carácter ambiental como de carácter endógeno, es decir, resultante de un comportamiento intrínseco a las plantas. La temperatura es típicamente mayor por la tarde que por la mañana para un nivel dado de radiación, lo cual estimularía una mayor respiración del suelo.

La figura 6.10 muestra valores de respiración nocturna promediados y separados en distintas clases de humedades del suelo. Se encuentra tendencias que se ajustan a una exponencial para cada clase de θ_w ($R^2 = 0.56$ para $\theta_w > 18\%$, $R^2 = 0.80$ para $12\% < \theta_w < 18\%$ y $R^2 = 0.51$ para $8\% < \theta_w < 12\%$) excepto para los valores más bajos de contenido de agua en el suelo ($\theta_w < 8\%$) para los cuales el aumento vespertino de la temperatura no provoca un incremento de la respiración del suelo. Sin embargo, si se dibuja la curva de luz (Fig. 6.11) para tales datos ($\theta_w < 8\%$) se aprecia un claro ciclo de histéresis. Por lo tanto, la reducción vespertina que se produce en el NEE parece no deberse exclusivamente a un realce de la respiración del suelo que típicamente se produce por la tarde.

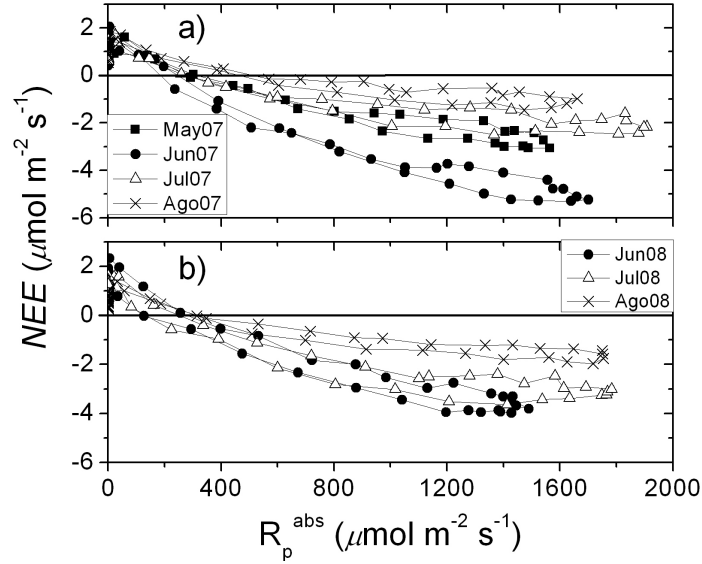


Figura 6.9: NEE mensualmente promediado frente al flujo de fotones absorbidos durante los meses de Mayo, Junio, Julio y Agosto de 2007 (a) y 2008 (b) en la zona experimental de Laguna Seca. En todos los casos la progresión diaria de los datos avanza por la curva en contra de las agujas del reloj.

Existen varios factores que potencialmente pueden interactuar en la histéresis que se produce en la curva de la Figura 6.11. En primer lugar, como la razón de Bowen y el déficit de presión de agua aumentan a mediodía, la conductancia estomatal cae para evitar que la planta cavite [Tyree y Sperry, 1988] provocando una disminución en la toma de carbono por la planta. El agua almacenada dentro del xilema del tallo disminuye durante el día de tal manera que, tras el cierre de los estomas por la tarde, las plantas no son del todo capaces de recuperar el nivel de conductancia estomatal que tenían por la mañana [Hölttä et al., 2009; Sperry et al., 2008]. En segundo lugar, la acumulación de azúcares dentro de la hoja podría conducir a una inhibición de la actividad del rubisco [Lambers et al., 1998]. Y en tercer lugar, se está comenzando a saber que los patrones diarios de la asimilación del carbono experimentan una regulación circadiana, tal que las plantas están de alguna manera 'programadas' para proceder a una mayor gesta de carbono por la mañana que por las tardes, independientemente de los factores ambientales [Doughy et al., 2006; Resco et al., 2009; Webb, 2003]. La conductancia del ecosistema, calculado a partir de la ecuación de Penman-Monteith (Ec. 3.113) muestra de hecho un ligero descenso en promedio por la tarde (Fig. 6.12), correspondiendo con la disminución de la asimilación de carbono evidenciada en

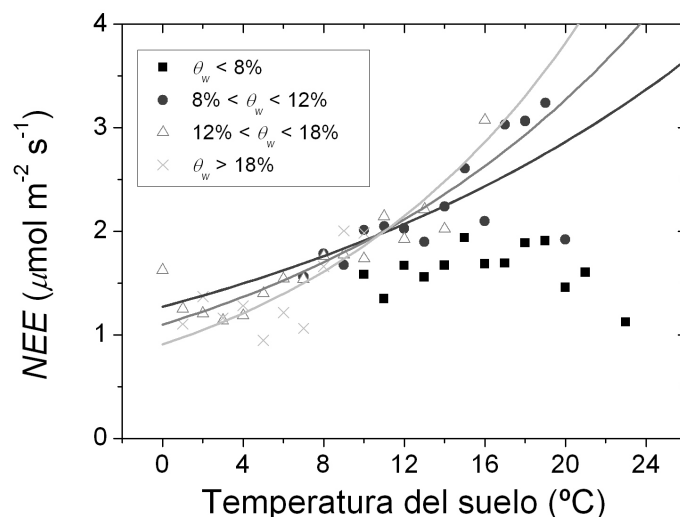


Figura 6.10: Promedio del NEE en 2007 frente a la temperatura del suelo separado en 4 clases de contenido de agua en el suelo. Tres de estas clases (para $\theta_w > 8\%$) se ajustan al modelo de respiración de Q_{10} (Ec. 3.112), pero no así la clase de contenido de agua en el suelo más bajo ($\theta_w < 8\%$).

las curvas de luz de las figuras 6.9 y 6.11 (histéresis).

La figura 6.13 presenta la evolución diaria para los principales meses de crecimiento en los dos años de estudio para el ecosistema de Lanjarón. Se observa que en 2008, Junio fue el mes de máximo secuestro de carbono durante el día mientras que para 2009 fue Mayo. Durante los meses de estío la absorción de CO₂ cae drásticamente. La respiración nocturna es mayor generalmente durante Mayo y Junio probablemente favorecida por la disponibilidad de agua en el suelo a pesar de encontrarse a temperaturas menores. A pesar de sufrir periodos de sequía similares, el ecosistema de Laguna Seca es más eficaz absorbiendo CO₂ durante el verano. Posiblemente esto sea debido a la gran inclinación de la zona de Lanjarón, que facilitaría la pérdida de agua en el suelo siendo contraproducente para la fotosíntesis. Laguna Seca es incluso también más eficaz para el resto de meses ya que en Lanjarón apenas se secuestra $4 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ en ningún mes. La clara asimetría respecto al mediodía que se encontró en Laguna Seca no queda aquí tan clara, pareciendo que incluso el secuestro es a veces ligeramente mayor por la tarde (Fig. 6.13a).

La figura 6.14 presenta el promedio de la curva diaria del NEE frente al flujo de

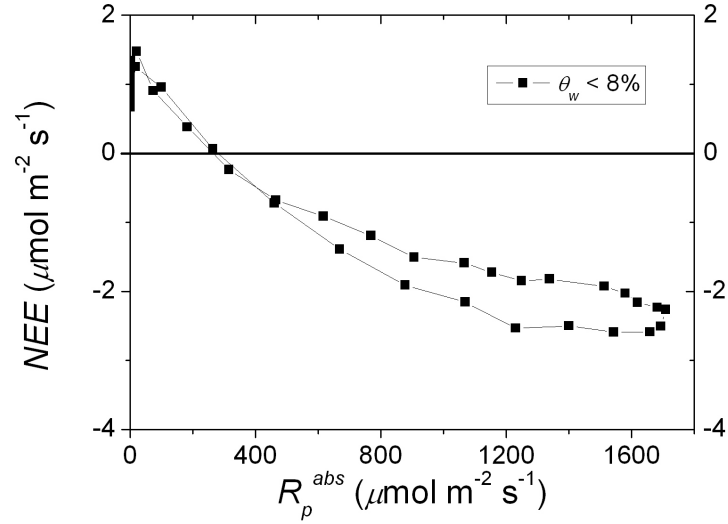


Figura 6.11: Promedio del NEE frente al flujo de fotones absorbidos para valores de contenido de agua en el suelo más bajos ($\theta_w < 8\%$) en la zona experimental de Laguna Seca en 2007. El NEE para estos valores más bajos no se ajusta al modelo Q_{10} (Fig. 6.10), sin embargo, presenta una clara histéresis indicando que el aumento vespertino de la temperatura del aire y del suelo no es la consecuencia de la histéresis. La progresión de los datos avanza por la curva en contra de las agujas del reloj.

fotones absorbidos. A diferencia de en Laguna Seca, el ciclo de la curva de luz encierra poca o ninguna área, no presentando por lo tanto una histéresis definida.

La figura 6.15 muestra la evolución de la conductancia estomatal para los meses de Mayo, Junio y Julio para 2009 en Lanjarón. La conductancia estomatal parece ser menor por la tarde para el mes de Junio, pero no presenta tal patrón para el resto de meses, siendo por ejemplo incluso mayor por la tarde en Mayo. Los ecosistemas de Laguna Seca y Lanjarón presentan entonces distintas características ecofisiológicas *a priori*.

En Laguna Seca se atribuyó la histéresis, la disminución vespertina en la gesta de carbono a tres posibles razones, siendo la regulación circadiana una de las posibles. En la zona experimental de Lanjarón no se encontró sin embargo un ciclo definido de histéresis en la curva de luz. No obstante, eso no quiere decir que la regulación circadiana solo se produzca en Laguna Seca. De hecho, se encuentra que tales patrones están altamente correlacionados con variaciones en radiación

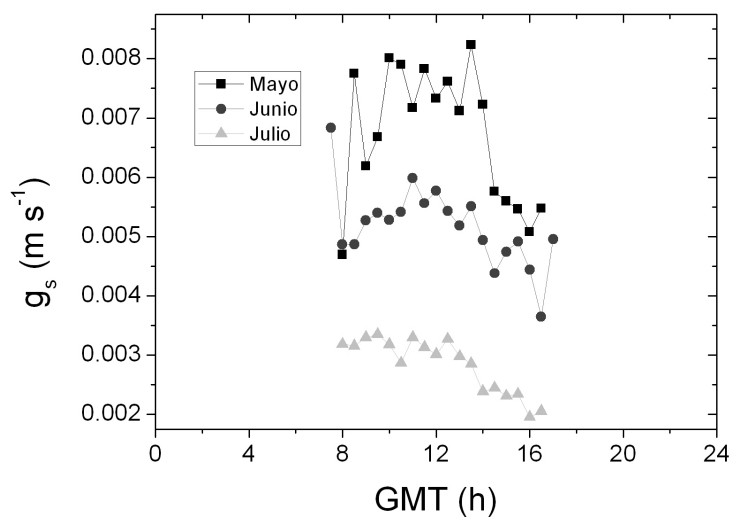


Figura 6.12: Evolución diaria de NEE mensualmente promediado durante los meses de Mayo, Junio, Julio y Agosto de 2008 (a) y 2009 (b) en la zona experimental de Laguna Seca.

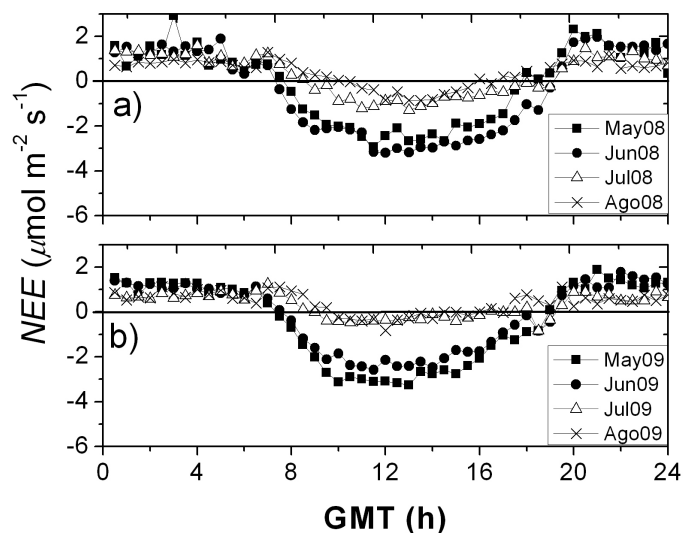


Figura 6.13: Evolución diaria de NEE mensualmente promediado durante los meses de Mayo, Junio, Julio y Agosto de 2008 (a) y 2009 (b) en la zona experimental de Lanjarón.

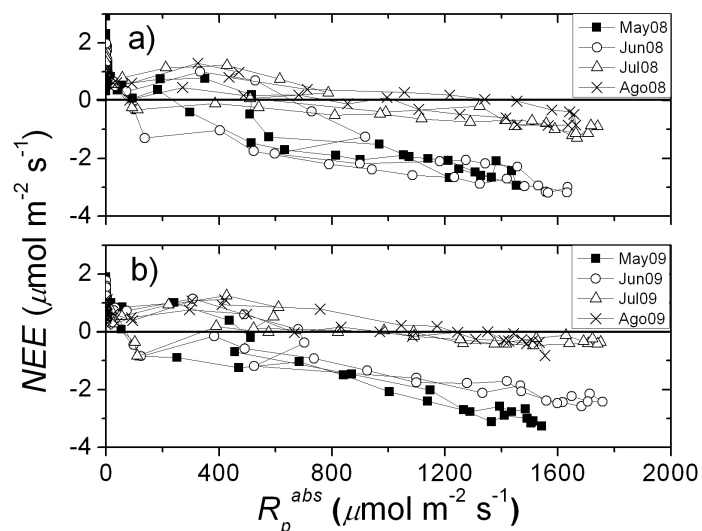


Figura 6.14: NEE mensualmente promediado frente al flujo de fotones absorbidos durante los meses de Mayo, Junio, Julio y Agosto de 2007 (a) y 2008 (b) en la zona experimental de Lanjarón.

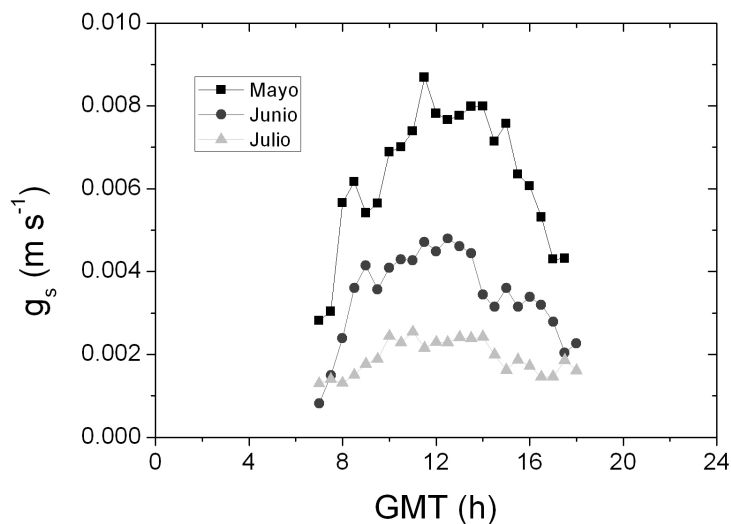


Figura 6.15: Evolución del promedio diario de la conductancia estomatal (g_s) durante los meses de crecimiento fotosintético de 2009 en la zona experimental de Lanjarón.

fotosintéticamente activa, en la temperatura, en el déficit de presión del vapor de agua, etc..., lo que dificulta el poder aislar el carácter circadiano de un ecosistema.

6.4. Balance anual de CO₂ y vapor de agua

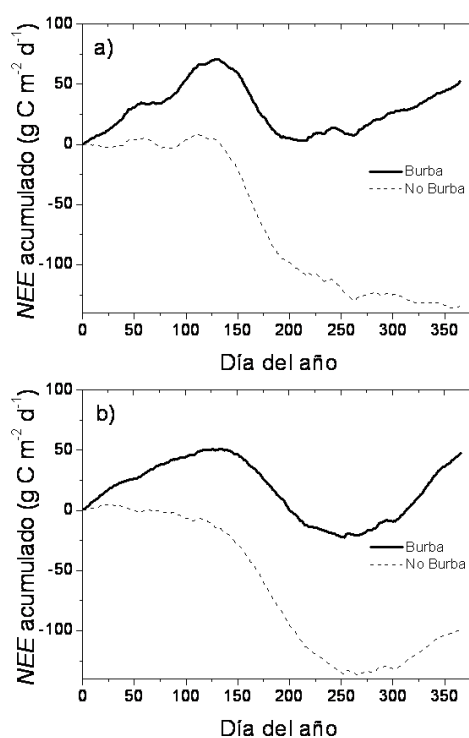


Figura 6.16: *NEE* acumulado (g C m^{-2}) en la zona experimental de Laguna Seca aplicando la corrección de Burba (línea lisa) y sin aplicar la corrección (línea punteada) en los años 2007 (a) y 2008 (b).

La figura 6.16 muestra los valores de *NEE* acumulado a lo largo del año 2007 para el ecosistema de Laguna Seca. En 2007 se estima un intercambio neto de CO₂ de $-135 \pm 7 \text{ g C m}^{-2}$ sin aplicar la corrección de Burba que se tornan en una fuente de $52 \pm 7 \text{ g C m}^{-2}$ si esta corrección se emplea. Para el año 2008, el hecho de aplicar la corrección convierte la estimación de un sumidero anual de $-100 \pm 6 \text{ g C m}^{-2}$ a una fuente de $48 \pm 7 \text{ g C m}^{-2}$. Por lo tanto, la corrección produce un incremento en las estimaciones hacia una pérdida de carbono de 187 g C año^{-1} en 2007 y 148 g C año^{-1} en 2008.

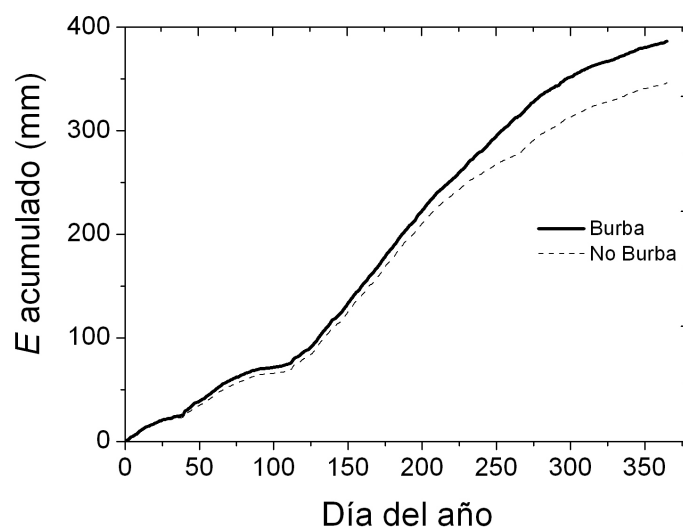


Figura 6.17: Flujo de vapor de agua acumulado (mm) en la zona experimental de Laguna Seca en 2007 aplicando la corrección de Burba (línea lisa) y sin aplicar la corrección (línea punteada).

La figura 6.17 muestra la evapotranspiración en el año 2007. Al contrario del caso del NEE acumulado, el efecto de aplicar la corrección altera los balances en menor medida. Los datos corregidos proporcionan un E anual de 386 ± 6 mm, frente un valor no corregido de 346 ± 5 mm en 2007 (Fig. 6.17) y 385 ± 8 mm frente a los 380 ± 7 mm no corregidos en 2008. Esta pequeña diferencia en E proviene de también pequeñas diferencias a escala diaria (típicamente $C_{B,V} = [0.01, 0.2]$ mg m⁻² s⁻¹). Como $C_{B,V}/E$ es 100 veces menor que $C_{B,C}/F$, la importancia de la corrección de Burba en el flujo de evapotranspiración a escala anual es bastante más pequeña comparada con la corrección sobre el flujo de CO₂, en concordancia con Burba et al. [2008].

Al igual que ocurría en la zona experimental de Laguna Seca, la aplicación de la corrección de Burba torna la estimación en el ecosistema de Lanjarón de fuente a sumidero de carbono. La figura 6.18 muestra este efecto.

El intercambio neto de carbono para la zona experimental de Lanjarón fue de 76 ± 13 g C m⁻² en el año 2009 si se aplica la corrección de Burba, la cual se ha demostrado necesaria. El no aplicar la corrección tornaría la estimación del ecosistema a sumidero de carbono con un balance neto anual de -85 ± 13 g C

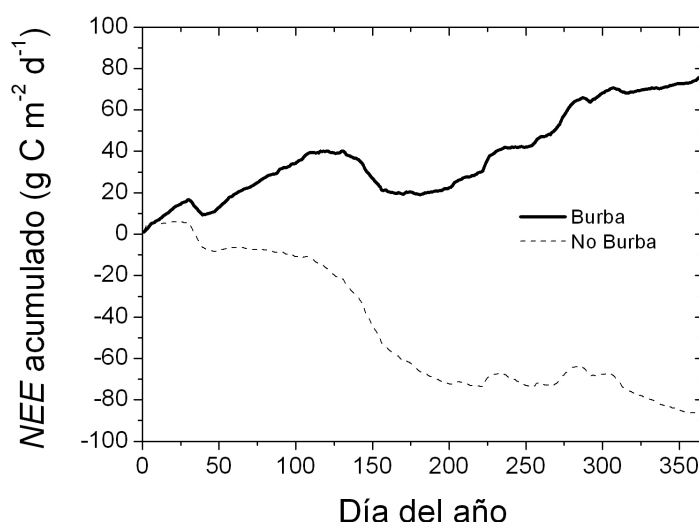


Figura 6.18: NEE acumulado (g C m^{-2}) en la zona experimental de Lanjarón en 2009 aplicando la corrección de Burba (línea lisa) y sin aplicar la corrección (línea punteada).

m^{-2} . Es decir, la aplicación de la corrección incrementaría el balance de carbono en $162 \text{ g C m}^{-2} \text{ año}^{-1}$. En el año 2008, puesto que faltaban los primeros 71 días del año, se estimó el balance anual rellenando estos días con los mismos del año siguiente. Tal aproximación se pensará algo somera y ruda, pero es la mejor posible ya que el ecosistema se encuentra típicamente senescente durante el invierno presentando flujos casi constantes debido a los bajos valores de temperatura y radiación. Tras esta sustitución trivial el ecosistema de Lanjarón en 2008 se estimó que actuó como una débil fuente de $19 \pm 24 \text{ g C m}^{-2} \text{ año}^{-1}$ sin la corrección de Burba aumentando a $191 \pm 24 \text{ g C m}^{-2} \text{ año}^{-1}$ con ella, generando por lo tanto una diferencia de $172 \text{ g C m}^{-2} \text{ año}^{-1}$.

Estas grandes diferencias en las emisiones de carbono entre el año 2008 y 2009 se explican por dos factores fundamentalmente:

1. Las continuas interrupciones debido a las condiciones meteorológicas desfavorables durante la primavera de 2008 que hicieron inhibir y retrasar la época de crecimiento biológico.
2. Los desproporcionados pulsos de respiración que se produjeron durante el otoño de 2008 en comparación con los de 2009 seguramente acrecentados por el largo periodo de sequía que se produjo en este primer año.

3. El ecosistema de Lanjarón se estaría regenerando del incendio que tuvo lugar en 2005 de tal manera que cada año fotosintetizara más, es decir, se redujeran las emisiones como de hecho así ocurre. Sin embargo, los estudios indican que tal recuperación no es tan rápida pudiendo necesitar al menos una década [Amiro, 2001; Slaughter et al., 1998] o incluso varias [Auclair y Carter, 1993; Dixon y Krankina, 1993; Kasischke et al., 1995; Kurz y Apps, 1999] según señalan los modelos.

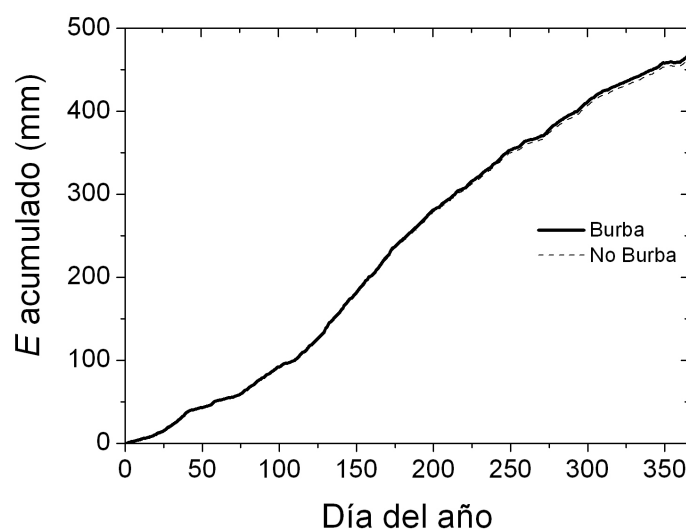


Figura 6.19: Flujo de vapor de agua acumulado (mm) en la zona experimental de Lanjarón en 2009 aplicando la corrección de Burba (línea lisa) y sin aplicar la corrección (línea punteada).

La figura 6.19 muestra la evolución anual del flujo acumulado de evapotranspiración en 2009 en Lanjarón. Al igual que en Laguna Seca, y si se compara con el flujo de carbono, el utilizar la corrección prácticamente no cambia los resultados (462 ± 12 mm sin la corrección de Burba frente a 467 ± 12 mm con la corrección). La magnitud de la corrección de Burba para el vapor de agua es entonces de solo 5 mm, bastante menor que los 40 mm que se obtienen en Laguna Seca en 2007. La razón de esta disparidad se atribuye única y exclusivamente a la incertidumbre que introduce el *gap filling* (piénsese que hubo un salto de dos meses de datos en la serie temporal del flujo de evapotranspiración en 2007 en Laguna Seca). Sustituyendo la ausencia de datos durante los 71 primeros días de 2008 por aquellos de 2009, se estima una evapotranspiración de 574 ± 22 mm

corregidos de Burba frente a 560 ± 22 mm sin corregir para ese año.

6.5. Aplicación de modelos ecofisiológicos de fotosíntesis y respiración

La figura 6.20 muestra el comportamiento del ecosistema según el nivel de radiación fotosintética durante 4 semanas de datos escogidas en las distintas estaciones del año en la zona experimental de Laguna Seca.

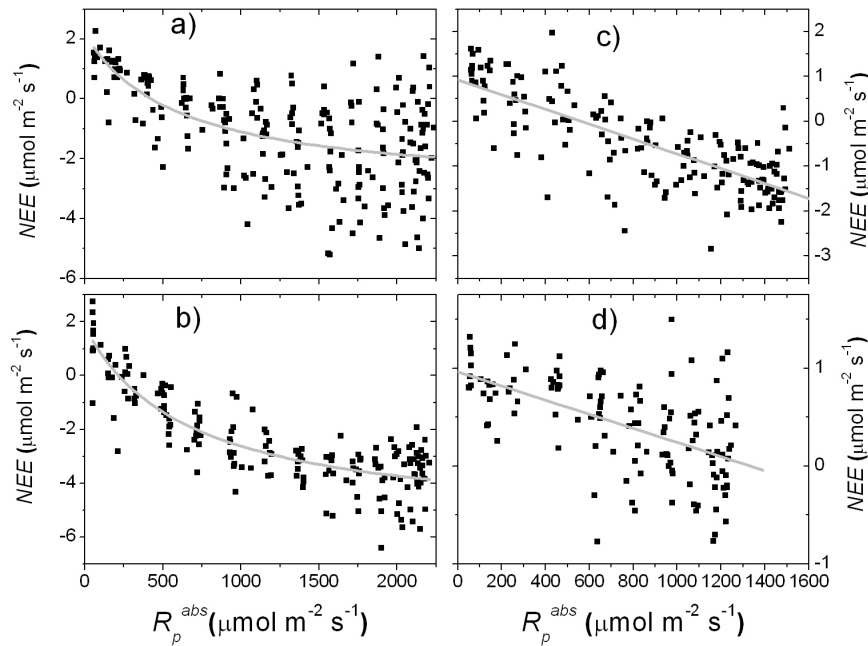


Figura 6.20: Respuesta fisiológica del ecosistema de Laguna Seca al flujo de fotones absorbido del 7-15 de Mayo (primavera; a), del 21-27 de Junio (verano; b), del 10-16 de Noviembre (otoño; c) y del 2-9 de Enero (invierno; d) de 2007.

Durante la época de crecimiento fotosintético (primavera y parte del verano; Fig. 6.20a y 6.20b) el ecosistema sigue el modelo hiperbólico de Michaelis-Menten (Ec. 3.111) con un $R^2 = 0.37$ y $R^2 = 0.76$ respectivamente. El ajuste a este modelo

6. INTERCAMBIOS DE CO₂ Y VAPOR DE AGUA

	a_1 $\mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$	a_2 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$	a_1/a_2	R_{eco}^d $\mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$
PrimaveraLAS	5.2±0.5	600±300	0.008±0.005	2.2±0.6
VeranoLAS	7.4±0.3	660±150	0.011±0.003	1.8±0.3
PrimaveraGAD	4.5±0.2	330±80	0.014±0.004	0.7±0.3

Cuadro 6.1: Parámetros del modelo hiperbólico de Michaelis-Menten durante la época de actividad fotosintética del 2007 en la zona experimental de Laguna Seca (LAS). Se incluyen también datos de la primavera de la zona de Gador, también de matorral mediterráneo, para comparación (GAD).

no lineal proporciona el valor de los parámetros incluidos en la tabla 6.1

Dentro de su error experimental el comportamiento del ecosistema en primavera y en verano es parecido (a_2 , R_{eco}^d y a_1/a_2 son similares). La diferencia más notable estriba en la capacidad fotosintética que es mayor en la época estival (a_1). Sin embargo, las conclusiones en el caso de la primavera podrían ser discutibles ya que la respuesta del ecosistema a la luz durante la primavera presenta gran dispersión (Fig. 6.20a) debido a la distinta respuesta que la luz genera sobre ecosistema por la mañana y por la tarde (histéresis en la curva de luz).

Si comparamos los valores obtenidos con los de la primavera en otros lugares de matorral de alta montaña (Sierra de Gádor, Almería; Tabla 6.1), el ecosistema de Laguna Seca presenta una respiración mayor y también una capacidad fotosintética ligeramente mayor. Por otro lado, según los resultados obtenidos el aprovechamiento de la radiación fotosintéticamente activa muestra demasiada incertidumbre como para establecer comparativas.

Durante el otoño y el invierno el comportamiento del flujo de CO₂ del ecosistema no se ajusta al modelo (Fig. 6.20c y 6.20d) si no más bien a una recta ($NEE = a - bR_p^{abs}$; $R = 0.78$ y $R = 0.57$ respectivamente) de parámetros:

$$a = 0.93 \pm 0.11 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$$

$$b = 0.00170 \pm 0.00011$$

durante el otoño y:

$$a = 0.96 \pm 0.08 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$$

$$b = 0.00072 \pm 0.00009$$

6. INTERCAMBIOS DE CO₂ Y VAPOR DE AGUA

durante el invierno.

El modelo hiperbólico no se ajusta a los datos de flujo de CO₂ durante el otoño ni durante el invierno. A pesar de que tal modelo sí responde adecuadamente en otras zonas de clima mediterráneo [Kowalski et al., 2004], esta eventualidad parece también tener lugar en otras zonas experimentales como la de Gádor [Serrano-Ortiz et al., 2007]. La razón podría ser simplemente la falta de la irradiancia suficiente para acercarse a la saturación lumínica. De hecho, respecto a los otros periodos analizados el flujo máximo de fotones disminuye en unos 1000 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ en otoño y en aproximadamente más de 1200 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ en invierno. Con tal carencia de energía, la fotosíntesis no llega ni si quiera a su máximo asintótico como ocurre en primavera y verano (Fig. 6.20a y 6.20b).

La figura 6.21 muestra la respuesta del ecosistema de Lanjarón al nivel de radiación fotosintéticamente activa. Los datos se escogieron aproximadamente sobre semanas en las que no ocurrieron anomalías meteorológicas, de primavera, verano y otoño de 2008. El comportamiento ecofisiológico durante el invierno no podrá estudiarse porque no se comenzó a medir hasta primavera de 2008 y en el invierno de 2009 el ecosistema estuvo casi completamente cubierto de nieve y en los pocos días sin presencia de nieves el porcentaje de huecos fue excesivamente alto.

El ecosistema de Lanjarón se ajustaría al modelo hiperbólico de Michaelis-Menten (Ec. 3.111) con un $R^2 = 0.53$ tan solo en primavera. Los parámetros que proporciona el modelo para este periodo se incluyen en la tabla 6.2.

	a_1 $\mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$	a_2 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$	a_1/a_2	R_{eco}^d $\mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$
PrimaveraLAF	6.9±0.9	1100±500	0.006±0.004	1.5±0.4
PrimaveraLAS	5.2±0.5	600±300	0.008±0.005	2.2±0.6
PrimaveraGAD	4.5±0.2	330±80	0.014±0.004	0.7±0.3

Cuadro 6.2: Parámetros del modelo hiperbólico de Michaelis-Menten durante la época de actividad fotosintética del 2009 en la zona experimental de Lanjarón (LAF). Se incluyen datos de otras zonas experimentales familiares también de matorral mediterráneo (Gádor: GAD y Laguna Seca: LAS) para comparación.

Durante la primavera el ecosistema de Lanjarón presenta una capacidad fotosintética algo mayor que en las otras zonas también de matorral mediterráneo

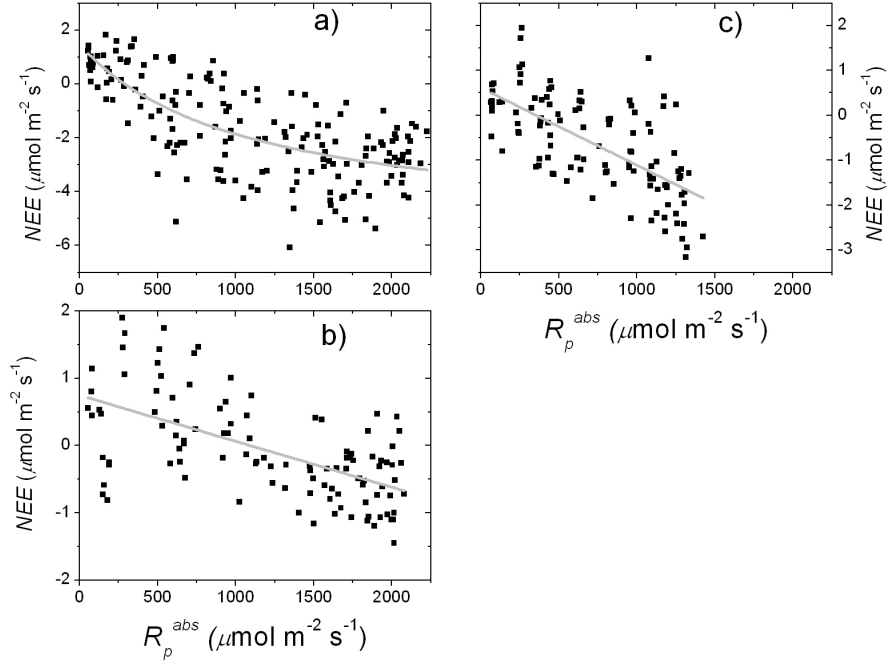


Figura 6.21: Respuesta fisiológica del ecosistema de Lanjarón al flujo de fotones absorbidos del 20-27 de Mayo (primavera; a), del 8-12 de Julio (verano; b) y del 13-19 de Noviembre (otoño; c) de 2009.

mientras que la eficiencia del uso de la luz es igual a la de Laguna Seca, pero menor que la de Gádor. Por el contrario, la respiración modelada durante el día es mayor que la Gádor, pero menor que la de Laguna Seca.

En otoño, al igual que en Laguna Seca, el comportamiento del ecosistema no se ajusta al modelo posiblemente por los valores tan bajos de radiación (Fig. 6.21c), si no más bien a una recta ($NEE = a - bR_p^{abs}$; $R^2 = 0.44$) con parámetros:

$$a = 0.61 \pm 0.16 \mu mol CO_2 m^{-2} s^{-1}$$

$$b = 0.00172 \pm 0.00019$$

cuya pendiente es equivalente a la obtenida en Laguna Seca para la misma estación del año.

El verano de 2008 en la zona experimental de Lanjarón fue, como se ha comprobado en apartados anteriores, bastante seco, lo que explica que tampoco en esta época los intercambios de carbono por parte del ecosistema puedan ser modelados. Un intento de ajuste al modelo de Michaelis-Menten (Ec. 3.111) proporcionaría una correlación por debajo del 15 %. Un ajuste no lineal a esos datos ($R^2 = 0.36$) proporcionaría los siguientes parámetros:

$$a = 0.75 \pm 0.12 \mu\text{molCO}_2\text{m}^{-2}\text{s}^{-1}$$

$$b = 0.00068 \pm 0.00009$$

6.6. Flujos de CO₂ con cámaras de suelo

La figura 6.22 esquematiza el flujo de carbono desde el suelo medido con la cámara de suelo LI-8100 para los 21 collares instalados en la zona experimental de Laguna Seca separados por series que indican distintas campañas de medida llevadas a cabo en distintos periodos.

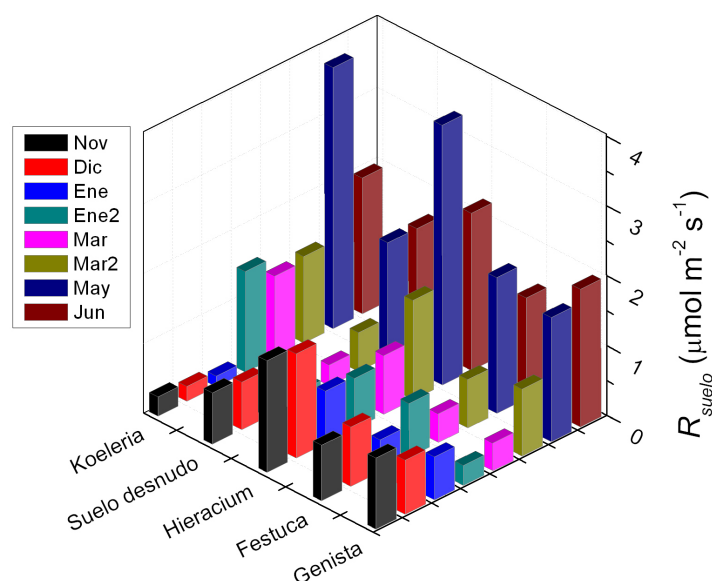


Figura 6.22: Variabilidad espacial y estacional en la respiración del suelo de Laguna Seca medida en cada collar con cámaras de suelo (LI-8100) para distintos periodos.

La respiración del ecosistema en Laguna Seca presenta una gran variabilidad espacial tal y como representa la figura 6.22. En ella se observa como sistemática-

6. INTERCAMBIOS DE CO₂ Y VAPOR DE AGUA

mente ciertas especies vegetales respiran más que otras independientemente del periodo de medición. Concretamente, según la grafica, las mediciones entorno a la especie *Hieracium* son las ubicaciones con mayor actividad. Los flujos de CO₂ del suelo también presentan una gran variabilidad estacional como se observa en la figura 6.22. De hecho, la respiración es mayor durante la primavera (Mayo y Junio) que durante el resto de épocas.

La figura 6.23 describe el flujo de CO₂ medido también con cámaras de suelo (LI-8100) sobre un collar de respiración media entre los 21 instalados. Durante esta campaña el instrumento estuvo midiendo continuamente cada media hora hasta que se agotó su batería y, sincronizado con él, se instalaron alrededor del collar 3 hobos que registraban la temperatura del suelo. La temperatura que a continuación se representa es la temperatura media de las 3 sondas.

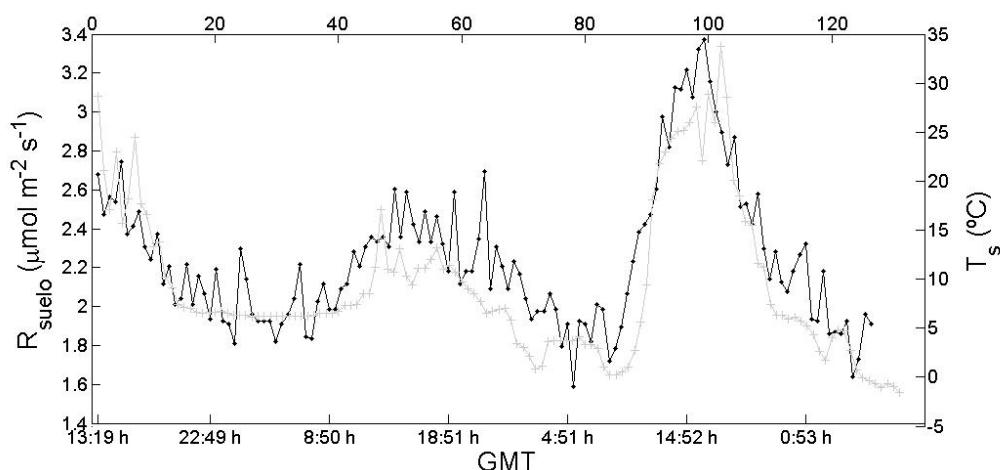


Figura 6.23: Variabilidad temporal en la respiración del ecosistema de Laguna Seca medida con la cámara LI-8100 de suelo (línea negra) sobre un collar de respiración media en Septiembre de 2009. La temperatura del suelo (línea gris) es el promedio de 3 hobos instalados alrededor del collar.

Como se observa, el flujo de CO₂ que proviene del suelo puede caer hasta casi $1.5 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ de madrugada y subir hasta una cantidad mayor del doble durante la tarde. Por lo tanto, la respiración del ecosistema de Laguna Seca también presenta gran variabilidad temporal. Tal variabilidad es fundamentalmente dependiente de la temperatura (obsérvese la alta correlación de la respiración con ésta; Fig. 6.23) y también de parámetros no medidos como el contenido de agua en el suelo, aunque esta dependencia no es correlacionada, ofreciendo más bien un

carácter limitante en la respiración en los ecosistemas mediterráneos [Rey et al., 2010].

La figura 6.24 presenta la relación entre la respiración en Laguna Seca y la temperatura del suelo y del aire en la que se promediaron los flujos de respiración de cada campaña descartando aquellas con estrés hídrico (contenido de agua en el suelo menor del 8 %). La curva gris representa un ajuste no lineal según el modelo ecofisiológico Q_{10} .

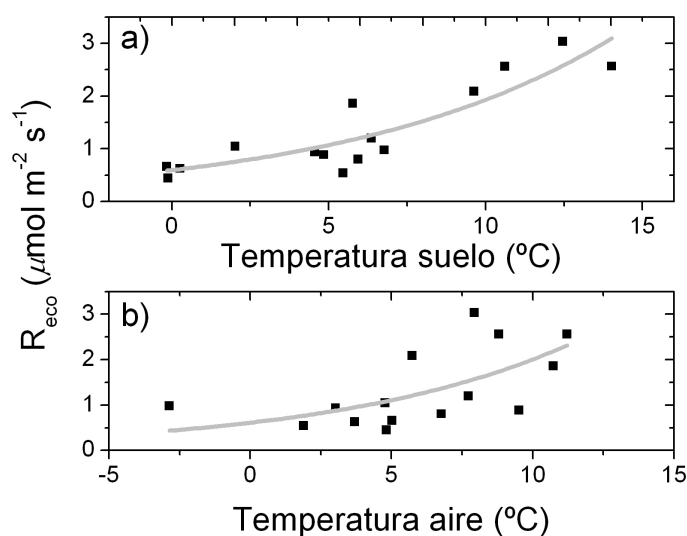


Figura 6.24: Respiración del suelo de Laguna Seca en función de la temperatura del suelo (a) y la temperatura del aire (b) para contenidos de agua en el suelo mayores del 8 %. La curva representa un ajuste no lineal ($R^2 = 0.78$ y $R^2 = 0.33$ respectivamente) al modelo ecofisiológico de Q_{10} .

El modelo Q_{10} ajusta adecuadamente ($R^2 = 0.78$, $N = 15$) los datos de respiración con la temperatura del suelo. En el análisis se eliminaron datos de dos campañas de medida en Julio y Septiembre en las que el ecosistema sufrió un gran estrés hídrico, no siendo entonces una época adecuadamente reproducible por el modelo. El ajuste proporciona los valores de la tabla 6.3.

Un ejercicio similar puede reconstruirse seleccionando los datos de flujo de CO₂ que proporciona la torre de flujos turbulentos durante la noche, filtrados por turbulencia, eliminando periodos de nieve y de estrés hídrico. Sin embargo, ya sea usando la temperatura del aire o la del suelo la correlación cae demasiado ($R^2 =$

6. INTERCAMBIOS DE CO₂ Y VAPOR DE AGUA

	Q_{10}	Error	R_{Tref} $\mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2}\text{s}^{-1}$	Error $\mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2}\text{s}^{-1}$	R^2
Temperatura suelo	3.2	0.6	1.53	0.12	0.78
Temperatura aire	3.3	1.5	1.58	0.20	0.33

Cuadro 6.3: Parámetros del ajuste al modelo Q_{10} con datos medidos con cámaras de suelo en el ecosistema de Laguna Seca.

	Q_{10}	Error	R_{Tref} $\mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2}\text{s}^{-1}$	Error $\mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2}\text{s}^{-1}$	R^2
Temperatura suelo	1.65	0.06	1.28	0.03	0.92
Temperatura aire	1.73	0.09	1.32	0.04	0.84

Cuadro 6.4: Parámetros del ajuste al modelo Q_{10} con datos medidos con la técnica *eddy covariance* de noche ecosistema de Laguna Seca.

0.11 escogiendo la temperatura del suelo y $R^2 = 0.06$ escogiendo la temperatura del aire). No obstante, si se separan los datos por clases de temperatura de un grado centígrado las correlaciones mejoran notablemente. En este caso, el ajuste al modelo proporcionaría los parámetros de la tabla 6.4.

El valor de Q_{10} que se obtiene medido con cámaras de suelo es comparable al estimado en otras zonas experimentales similares ($Q_{10} = 3.0 \pm 0.6$ bajo matorral mediterráneo en Gádor), encontrándose dentro del rango biológico esperado [Davidson y Janssens, 2006; Van Dijk y Dolman, 2004]. Este valor de Q_{10} indicaría que el ecosistema de Laguna Seca es bastante susceptible a cambios en la temperatura del suelo. El valor de la respiración a la temperatura de referencia (escogida a 8 °C), entra dentro del promedio de la respiración que proporciona el modelo hiperbólico de Michaelis-Menten durante las épocas en las que se puede aplicar ($R_{eco}^d = 2.0 \pm 0.5$, promedio entre primavera y verano; Tabla 6.1). Al contrario de las tesis de Van Dijk y Dolman [2004], la temperatura del suelo proporciona mejor ajuste al modelo Q_{10} que el escoger la temperatura del aire tanto para datos *eddy* como para datos de cámaras.

Si en vez de datos de cámaras de suelo se usan datos de flujos (con las temperaturas separadas por clases) se obtienen ajustes incluso mejores. El ajuste proporciona valores de respiración a la temperatura de referencia comparables (tablas 6.3 y 6.4), pero no así los valores de Q_{10} , siendo aproximadamente del orden de la mitad de los primeros. A pesar de lo que pueda parecer y, al contrario de lo que se encuentra en otros estudios [Kowalski et al., 2003] los parámetros

que proporciona el modelo no tienen porque ser iguales pudiendo depender de la técnica que se haya empleado para su obtención. Piénsese que:

- La medida con cámaras de suelo y con la técnica *eddy covariance* tiene *footprints* distintos.
- Los procesos que se miden con las cámaras de suelo son distintos a los que se miden con la técnica *eddy covariance* y por ello no tienen porque mostrar la misma dependencia con la temperatura.

Al contrario de en Laguna Seca, el modelo Q_{10} no se ajusta a los puntos ($R^2 < 0.1$, $N = 123$) para la zona experimental de Lanjarón (Fig. 6.25). La respiración en el ecosistema de Lanjarón no muestra por lo tanto una clara dependencia con la temperatura del suelo [Marañón Jiménez et al., 2011]. Este resultado es un tanto típico de ecosistemas mediterráneos donde la ausencia de agua en el suelo actúa como factor limitante inhibiendo la dependencia de la respiración con la temperatura [Serrano-Ortiz et al., 2007; Xu y Qi, 2001].

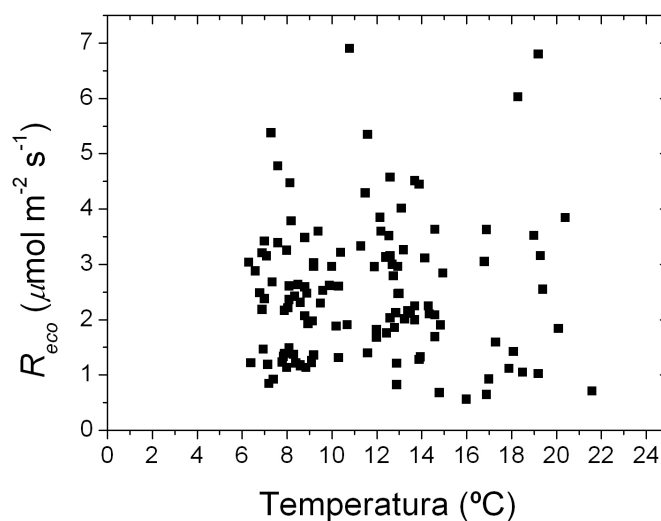


Figura 6.25: Respiración del ecosistema de Lanjarón en función de la temperatura del suelo. Los datos no se ajustan al modelo Q_{10} .

La irrigación del suelo sí produce variaciones en la respiración. Sin embargo, el ajuste de los datos de respiración al modelo Q_{10} a partir de la irrigación sigue sin proporcionar coeficientes de correlación medianamente aceptables [Marañón Jiménez et al., 2011] con lo que se refrenda el hecho de que la respiración en

6. INTERCAMBIOS DE CO₂ Y VAPOR DE AGUA

Lanjarón es insensible a los cambios en su temperatura del suelo. La explicación a las emisiones producidas después de la irrigación se atribuye entonces exclusivamente a la desgasificación que la entrada de agua genera en el ecosistema [Marañón Jiménez et al., 2011].

Capítulo 7

Conclusiones

La técnica *eddy covariance* se ha presentado como una herramienta útil para evaluar el intercambio de masa y energía entre los ecosistemas de alta montaña estudiados y la atmósfera. A pesar de las particularidades de éstos los datos acumulados superan los criterios de calidad (balance de energía dentro de lo admitido, término de almacenamiento de CO₂ despreciable,...) por lo que la aplicación de la técnica en este tipo de ecosistemas tan complejos como los de alta montaña se presenta viable.

El intercambio de CO₂ en los ecosistemas de estudio ofrece una variabilidad estacional que parece estar dirigida por la interacción entre R_p y precipitación o nieve y también hasta cierto punto probablemente por factores endógenos emergentes a escala diaria como así podría demostrar la histéresis que se encuentra en la respuesta del ecosistema de Laguna Seca a la radiación fotosintéticamente activa.

A pesar de partir de pasados distintos, existen particularidades comunes a los ecosistemas estudiados de Laguna Seca y Lanjarón y que podríamos exclusivamente atribuir a su condición de matorral alpino/subalpino mediterráneo. Estas particularidades pueden separarse y analizarse a escala estacional:

1. Durante el invierno, la presencia de nieve induce una alteración del ciclo natural del intercambio de carbono ya que la propia cobertura nival provoca un desacoplamiento entre la superficie del ecosistema y su atmósfera vecina. Tal efecto desencadena ciertas eventualidades inherentes exclusivamente a este tipo de ecosistemas de alta montaña.

En primer lugar, y dado que la mayoría de los modelos ecofisiológicos actuales de predicción (y por lo tanto de relleno de huecos) usan variables ambientales como entrada (temperatura del aire, radiación global, presión

7. CONCLUSIONES

del vapor de saturación,...), el pronóstico que ofrecerían podría estar especialmente prejuiciado sobre todo cuando la ausencia de datos sea considerable. Los modelos basados por el contrario exclusivamente en la propia auto correlación de la serie temporal podrían predecir más adecuadamente el flujo ya que no son tan dependientes de variables ambientales.

En segundo lugar, la cubierta de nieve aísla el suelo del aire frío permitiendo que la respiración se mantenga superior a la asimilación fotosintética (ciertas especies perfectamente adaptadas como el piornal se mantienen verdes incluso durante el invierno) siempre y cuando el paquete de nieve no sea demasiado espeso o compacto.

2. Durante la primavera, con el eventual derretimiento de nieve, el suelo de los ecosistemas de estudio recarga la reserva hídrica ofreciendo óptimas condiciones para que se produzca la explosión de crecimiento biológico siempre y cuando la meteorología sea favorable. La fecha del derretimiento de la posible cobertura de nieve asociada con la eventualidad de las lluvias primaverales influirían notablemente sobre el comienzo y duración del periodo de crecimiento y por lo tanto sobre su potencial de secuestro, generando así diferencias fundamentales entre distintos años de la misma zona experimental.
3. Durante el estío, la inercia de asimilación de carbono por parte del ecosistema se sostiene hasta el agotamiento de las reservas hídricas. A partir de ese momento, el agua del suelo se convierte en factor limitante produciendo que la gesta de carbono disminuya progresivamente hasta verse superado netamente por los procesos antagónicos de respiración, convirtiendo al ecosistema en fuente de carbono.
4. Con el otoño, o a veces final de verano, las primeras lluvias tras un largo estadio de sequía, característico de climas mediterráneos, hacen acto de presencia. El efecto inmediato es la rehumidificación del suelo que provoca notables pulsos de respiración posiblemente mayores cuanto mayor es el periodo de sequía sufrido. De hecho, exceptuando un pequeño evento sobre mitad de Junio, el ecosistema de Lanjarón en 2008 no registró lluvias durante más de 100 días provocando emisiones de más del doble de g C m^{-2} si son comparadas con otros años o con las emisiones del ecosistema de Laguna Seca.

Los eventos de lluvia otoñales recargarían los acuíferos y el ecosistema podría concurrir en una segunda etapa de asimilación neta, si las condiciones

7. CONCLUSIONES

ambientales lo permiten, como así ha sido detectado en 2007 en Laguna Seca y también en 2009 en Lanjarón, aunque no tan definido. Este fenómeno, conocido frecuentemente como *veranillo de San Miguel*, es también característico de climas mediterráneos.

Anualmente el ecosistema de Laguna Seca se comportó como una fuente de carbono para los dos años de estudio: $52 \pm 7 \text{ g C m}^{-2}$ en 2007 y $48 \pm 7 \text{ g C m}^{-2}$ en 2008. El ecosistema de Lanjarón se comportó también como una fuente anual de carbono: $191 \pm 24 \text{ g C m}^{-2}$ en 2008 y $76 \pm 13 \text{ g C m}^{-2}$ en 2009.

El ecosistema de Lanjarón presenta emisiones mayores que en Laguna Seca en los dos años de estudio. Este resultado es un tanto esperado pues estudios análogos en ecosistemas post-incendio demuestran que el lugar quemado se comportaría como fuente de CO_2 en los siguientes años después del incendio [Amiro et al., 2006b; Beringer et al., 2003; Kasischke et al., 1995].

Las emisiones en el ecosistema de Laguna Seca en los dos años de estudio son iguales considerando su rango de error, pero no así en la zona de Lanjarón. La explicación a esta gran disparidad entre estos dos años ($191 \pm 15 \text{ g C m}^{-2}$ en 2008 frente a $76 \pm 13 \text{ g C m}^{-2}$ en 2009) parece encontrarse exclusivamente en las diferentes y desproporcionadas emisiones otoñales que se producen en 2008 en comparación con 2009 debido a largo periodo de sequía de hasta más de 100 días, mas que a una posible recuperación tras el incendio.

Los ecosistemas estudiados no siempre se ajustan a los modelos ecofisiológicos para predecir el NEE y la respiración durante el día ya que los largos periodos de estrés hídrico condicionan la aplicabilidad de estos modelos en verano y la baja radiación solar la condicionan en otoño e invierno. Dentro de estas características, el ecosistema de Lanjarón es incluso más particular ya que apenas es sensible a los cambios en la temperatura del suelo aunque se irrigue. Las campañas temporales de respiración en el ecosistema de Laguna Seca sí demuestran tal sensibilidad (la temperatura del suelo correlaciona con la respiración), pero al contrario de lo que se espera la temperatura del aire ajusta mejor a la respiración del modelo Q_{10} . Las diferencias en la sensibilidad a la temperatura entre ambos ecosistemas podría deberse a la gran inclinación que presenta la zona de Lanjarón cuya fuga de agua por escorrentía, y por lo tanto rápida pérdida de acuíferos podría ser considerable.

La corrección de Burba se ha encontrado fundamental en los ecosistemas de alta montaña analizados para evitar secuestros puntuales de carbono sin ningún sentido físico. En este estudio se ha analizado los fundamentos de la corrección encontrándose que:

7. CONCLUSIONES

- El cálculo de la magnitud de la corrección podría estimarse de una manera alternativa más certera usando solamente variables meteorológicas.
- La corrección depende fuertemente del cambio día-noche y diferenciar correctamente entre ellos es fundamental para evitar grandes variaciones en el balance anual de carbono.
- La velocidad del viento y la temperatura del aire, sobre todo esta última, son las variables fundamentales que determinan la corrección y su magnitud anual podría directamente estimarse en cualquier lugar a partir de una ecuación lineal de la temperatura media anual con un bajo error.

El estudio llevado a cabo hasta cierto punto se podría considerar un tanto preliminar ya que probablemente plantea más preguntas que resuelve:

1. ¿El carácter de fuente anual de carbono encontrado en los ecosistemas de alta montaña es eventual, perpetuo o una artimaña de la corrección de Burba?
2. En caso de lo primero, ¿durante cuanto tiempo será así? ¿Es esta eventualidad consecuencia del calentamiento global?
3. En caso de lo segundo no siempre habrá sido así, ¿en qué punto los ecosistemas alpinos han dejado de ser sumideros carbono? ¿Sería tal vuelco atribuible también al cambio climático o a algún otro factor quizá también de carácter antropogénico?
4. En caso de lo tercero, ¿es la corrección de Burba correcta en general? ¿Es solo atribuible a climas fríos como los estudiados de alta montaña?

Para responder a la cuestión 2) habría que seguir recogiendo muestras del intercambio de gases de efecto invernadero durante años hasta acumular una base de datos ingente con la que se pueda registrar el sensible efecto que el cambio climático podría estar produciendo sobre los ecosistemas terrestres o viceversa.

La respuesta a 3) solo estaría en manos de los modelizadores, pero en cualquier caso cuanto más y con más calidad se mida mejor serán los modelos y de nuevo aquí se requerirán políticas continuistas de toma y gestión de datos.

La respuesta a 4) podría resolverse posiblemente en breve pues la corrección de Burba es un asunto muy preocupante actualmente en la comunidad científica. Su aplicabilidad quedará o no refrendada mediante las futuras comparaciones entre las distintas técnicas de medición (*open* y *closed path*). La entrada en el mercado de los nuevos *IRGAs* híbridos de bajo consumo facilitarán estas comparaciones

7. CONCLUSIONES

porque la instalación de estos sistemas de características closed path en las zonas experimentales será menos costosa que los *closed path* tradicionales.

Conclusions

The eddy covariance technique has been presented as a helpful tool for evaluating mass and energy exchanges between the studied mountain ecosystems and the atmosphere. Despite measuring in complex terrain, the measured datasets fulfill the quality control and quality assurance criteria (usual energy budgets, negligible CO₂ storage term,...) and thus, the applicability of the eddy covariance technique for these mountain-like sites is deemed viable.

The CO₂ exchange for the studied ecosystems presents a seasonal variability that seems to be driven by the interaction between R_p and precipitation or snow but also to some extent by endogenous factors acting at daily scale, as it may explain the hysteresis found in the respond of the ecosystem of Laguna Seca to the photosynthetic active radiation.

Despite having different histories (the Lanjarón site burned in 2005), common features were found for both ecosystems which may be considered typical of alpine/subalpine Mediterranean shrubland. These particularities can be separated and analyzed at seasonal scale:

1. During the winter, the presence of snow induces an alteration of the natural carbon exchange cycle as the snow cover itself provokes a decoupling between the surface and the atmosphere. Such an effect explains certain idiosyncrasies of this type of ecosystem:

Firstly, due to fact that most current ecophysiological forecast models (like the gap-filling methods) use environmental variables as inputs (air temperature, global radiation, saturated vapour pressure,...), the forecast might be particularly biased, especially when missing data are prominent. On the contrary, forecast models based exclusively in the auto-correlation of the temporal series may predict more appropriately the fluxes as they are less dependent on environmental variables.

7. CONCLUSIONES

Secondly, the snow cover insulates the soil from the cold air enabling the respiration to dominate photosynthetic assimilation (although some species like *Cytisus purgans* seems to be fully adapted as they keep green during the winter) whenever the snowpack is not too thick or compact.

2. In spring when the snow melts, the soils of these studied ecosystems recharge their water stocks launching optimal conditions for the growing season while the weather is fair. The timing of the snow melt, as well as eventual spring rains, strongly influences the onset and the duration of the growing season, therefore driving the ecosystem carbon sequestration potential, and thereby driving fundamental differences between the different years at the same experimental site.
3. During the summer, the inertia of the ecosystem carbon fixation keeps up until the depletion of the soil water stock. From then on, soil water becomes the limiting factor inducing a progressive reduction in carbon fixation, which is subsequently overtaken by processes of respiratory loss, turning the ecosystem into a net source of carbon.
4. By the autumn, or sometimes by the end of the summer, the first rains arrive after a long drought period (typical of Mediterranean ecosystems). The immediate effect is the rehydration of the soil that provokes large respiration pulses whose magnitudes are related to the water stress suffered by the ecosystem. In fact, excluding a very small rain event in mid-June, the ecosystem of Lanjarón did not register subsequent rain events until more than 100 days after. Such late a rain event provoked more than double of carbon emissions as compared to other years at the Lanjarón site or to post-drought emissions at Laguna Seca.

Once the water stock has been recharged by the autumn rains, the ecosystem might experience another growing season period if the meteorological conditions are propitious. This 'second growing season' outbreak has been detected at Laguna Seca in 2007 and at Lanjarón in 2009. Such a reaction to the *Veranillo de San Miguel* might be characteristic of Mediterranean mountain ecosystems.

The ecosystem of Laguna Seca behaved as an annual source for the two studied years: $52 \pm 7 \text{ g C m}^{-2}$ in 2007 y $48 \pm 7 \text{ g C m}^{-2}$ in 2008. The ecosystem of Lanjarón also behaved as annual source for the studied years: $191 \pm 24 \text{ g C m}^{-2}$

7. CONCLUSIONES

in 2008 y $76 \pm 13 \text{ g C m}^{-2}$ in 2009.

The ecosystem of Lanjarón present larger emissions than Laguna Seca in the two studied years. This result might be expected as analogous studies at post-fire ecosystems demonstrate that burnt sites behave as annual carbon sources in the years following fire [Amiro et al., 2006b; Beringer et al., 2003; Kasischke et al., 1995].

The carbon emissions in the ecosystem of Laguna Seca were similar during the two studied years if considering the error range. Nevertheless, the Lanjarón site presented a large disparity between the two studied years. Rather than being related to the post-fire recovery, the reason appears to lie in the occurrence of localized autumn thunderstorms, which provoked disproportionate releases of carbon in 2008 if compared to 2009 due that long drought period of more than 100 days.

The studied ecosystems do not always fit the ecophysiological models to predict the *NEE* and the ecosystem respiration over the course of the day as the applicability of such models is conditioned in summer by very long dry periods and in winter and in autumn by cold temperatures and low solar radiation. The ecosystem of Lanjarón is even more particular since its respiration is barely sensitive to changes in soil temperature during the dry period. Temporal campaigns of soil respiration measurements at Laguna Seca do demonstrate such sensitivity (soil temperature correlates with respiration activity), but despite expectations air temperature fits better than soil temperature to Q_{10} respiration models.

The Burba correction has been found to be fundamental in the analyzed mountain ecosystems for avoiding apparent days of carbon fixation with no biological sense whatsoever. In this dissertation the bases of this instrument heating correction have been studied, finding that:

- The calculation of the magnitude of the correction may be assessed alternatively and accurately using meteorological data only (and no fluxes).
- The correction depends strongly on the definition of day/night and discriminating properly between them is fundamental to avoid large variations in the estimated annual carbon balance.
- The wind speed and the air temperature, above all the latter, are the key variables for characterizing the correction and so its annual magnitude may be assessed directly from a linear equation of temperature with little uncertainty elsewhere.

7. CONCLUSIONES

The present study carried out might be considered preliminary to some extent, as it likely raises more questions than it resolves:

1. Is the nature of annual carbon source found in the studied mountain ecosystems punctual, perpetual (meaning a long-term effect) or maybe even an artifact of the Burba correction?
2. If the former is true, then how long they will be behaving as annual carbon sources, and is this a consequence of global warming?
3. If they have long been carbon sources, when did they become so? Was such a turnover related to climate change or due perhaps to some other (possibly anthropogenic) factor?
4. If the latter is true, then is the Burba correction appropriate in general, or might it be applicable only in cold climates like the mountain ecosystems studied here?

For answering question (2), we should continue to measure greenhouse gas exchanges during years to come and accumulate a large database with which the subtle effects of climate change on terrestrial ecosystems (or vice versa) can be registered.

The answer to question (3) must come from modellers, but in any case the more data available and the better their quality, the more accurate the models will be, and so again policies promoting continuity of data acquisition and management are required.

The answer to question (4) might be resolved soon since the Burba correction is a major concern for the flux measurement community. Its applicability will be constrained or not by future inter-comparisons between the two different measurement techniques (open and closed-path). The arrival of the new hybrid IRGAs, combining the low-power (low-cost) and fast measurement capabilities of open path IRGAs with the closed-path determination of molar fractions, will facilitate such comparisons.

Resultados publicados

Parte de los resultados mostrados en este trabajo de tesis doctoral han sido ya publicados o están en curso de ello. Algunos también han sido expuestos en contribuciones a congresos internacionales.

Artículos Publicados

Autores: Borja Ruiz Reverter, Andrew S. Kowalski, Víctor Resco, Enrique Pérez Sánchez-Cañete, Penélope Serrano-Ortiz, Regino Zamora

Título: Analyzing the major drivers of NEE in a Mediterranean alpine shrubland

Revista: Biogeosciences

Volumen: 7

Páginas: 2601-2611

Año: 2010

ISSN:

DOI: 10.5194/bg-7-2601-2010

Autores: Borja Ruiz Reverter, Arnaud Carrara, Ana Fernández, Cristina Gimeno, María José Sanz, Penélope Serrano Ortiz, Enrique Pérez Sánchez-Cañete, Penélope Serrano-Ortiz, Ana Were, Francisco Domingo, Víctor Resco, George Burba, Andrew S. Kowalski

Título: Analyzing the major drivers of NEE in a Mediterranean alpine shrubland

Revista: Agricultural and Forest Meteorology (En revisión)

Volumen:

Páginas:

Año:

ISSN:

DOI:

Autores: Víctor Resco, Michael L. Goulden, Kiona Ogle, Andrew D. Richardson,

7. CONCLUSIONES

David Y. Hollinger, Eric A. Davidson, Josu G. Alday, Greg A. Barron-Gafford, Arnaud Carrara, Andrew S. Kowalski, Walt C. Oechel, Borja R. Reverter, Russell L. Scott, Ruth K. Varner, José M. Moreno

Título: Daily terrestrial carbon dioxide exchange fluctuations driven by endogenous plant rhythms

Revista: Nature (En revisión)

Volumen:

Páginas:

Año:

ISSN:

Autores: Penélope Serrano-Ortiz, Sara Marañón-Jiménez, Borja R. Reverter, Enrique P. Sánchez-Cañete, Jorge Castro, Regino Zamora, Andrew S. Kowalski

Título: Post-fire salvage logging reduces carbon sequestration in Mediterranean coniferous forest

Revista: Forest Ecology and Management (Enviado)

Volumen:

Páginas:

Año:

ISSN:

DOI:

Autores: Penélope Serrano-Ortiz, Andrew S. Kowalski, Francisco Domingo, Borja Ruiz, Lucas Alados-Arboledas
Título: Consequences on uncertainties in CO₂ density for estimating net ecosystem CO₂ exchange by open-path eddy covariance

Revista: Boundary Layer Meteorology

Volumen: 126

Páginas: 209-218

Año: 2008

ISSN:

DOI: 10.1007/s10546-007-9234-1

Autores: Marañón-Jiménez S., Castro J., Kowalski A. S., Serrano-Ortiz P., Ruiz B., Sánchez-Cañete E. P., Zamora R.

Título: Post-fire soil respiration in relation to the burnt wood management

Revista: Forest Ecology and Management (Aceptado)

Volumen:

Páginas:

Año:

ISSN:

7. CONCLUSIONES

Autores: Guerrero-Rascado J. L., Ruiz B., Alados-Arboledas L.
Título: Multi-spectral Lidar characterization of the vertical structure of Saharan dust aerosol over southern Spain
Revista: Atmospheric Environment
Volumen: 42
Páginas: 2668-2681
Año: 2008
ISSN: 1352-2310
DOI: 10.1016/j.atmosenv.2007.12.062

Autores: Guerrero-Rascado J. L., Ruiz B., Chourdakis G., Georgoussis G., Alados-Arboledas L.
Título: One year of water vapour Raman Lidar measurements at the Andalusian Center for Environmental Studies (CEAMA)
Revista: International Journal of Remote Sensing
Volumen: 29
Páginas: 5437-5453
Año: 2008
ISSN: 0143-1161
DOI: 10.1080/01431160802036433

Autores: Pérez-Ramírez D., Aceituno J., Ruiz B., Olmo F.J., Alados-Arboledas L.
Título: Development and calibration of a star photometer to measure the aerosol optical depth: smoke observations at a high mountain site
Revista: Atmospheric Environment
Volumen: 42 (11)
Páginas: 2733-2738
Año: 2008
ISSN: 1352-2310
DOI: 10.1016/j.atmosenv.2007.06.009

Autores: Pérez-Ramírez D., Ruiz B., Aceituno J., Olmo F.J., Alados-Arboledas L.
Título: Sun/star photometry to derive the aerosol optical depth
Revista: International Journal of Remote Sensing
Volumen: 29 (17-18)
Páginas: 5113-5132
Año: 2008
ISSN: 0143-1161
DOI: 10.1080/01431160802036425

Contribuciones a congresos

Autores: Ruiz B., Serrano-Ortiz P., Marañón S., Castro J., Zamora R., Kowalski A. S.

Título: Ongoing and future research on GHG exchange of Mediterranean ecosystems

Tipo de participación: Seminario

Congreso: Cost 639, Burnout (Viena, Austria)

Año: 2007

Autores: Ruiz B., Oviedo L. M., Castro J., Serrano-Ortiz P., Alonso M., Marañón S., Kowalski A. S., Zamora R.

Título: Do post-burn forest treatments determine soil respiration patterns?

Tipo de participación: Póster

Congreso: Carboeurope IP annual meeting (Poznan, Polonia)

Año: 2007

Autores: Ruiz B., Serrano-Ortiz P., Marañón S., Castro J., Aspizua R., Were A., Cuezva S., Sánchez S., Kowalski A. S., Domingo F., Sánchez J., Zamora R.

Título: Introduction to the GFAT

Tipo de participación: Charla oral

Congreso: Course in flux measurements and advance modeling (Boulder , CO, EE.UU.)

Año: 2008

Autores: Ruiz B., Kowalski A. S., Rey A., Oyonarte C., Serrano-Ortiz P., Olmo F. J., Were A., Cano J., Sánchez J., Castillo A., Pegoraro E., Alados-Arboledas L.

Título: Assessing the effect of disturbance on the CO₂ source/sink capacity Mediterranean shrublands

Tipo de participación: Póster

Congreso: CARBOEUROPE summer school on eddy covariance (Namur, Bélgica)

Año: 2006

Autores: Duarte H. F., Ruiz-Reverter B., Leclerc M. Y.

Título: Impact of nocturnal low-level jets on the terrestrial CO₂ fluxes: results from the Carbon Supersite Study

Tipo de participación: Póster

Congreso: Ameriflux meeting (Washington DC, EE.UU.)

Año: 2009

7. CONCLUSIONES

Autores: Marañón-Jiménez S., Castro J., Kowalski A. S., Serrano-Ortiz P., Sánchez-Cañete E., Ruiz B., Zamora R.

Título: Efecto de los tratamientos forestales post-incendio sobre los flujos de CO₂ de respiración del suelo

Tipo de participación: Seminario

Congreso: 5º Congreso forestal español (Ávila, España)

Año: 2009

Autores: Sánchez-Cañete E., Ruiz B., Serrano-Ortiz P., Marañón-Jiménez S., Castro J., Zamora R., Kowalski A. S.

Título: Evaluación preliminar de los intercambio de CO₂ producidos por diferentes tratamientos forestales post-incendio

Tipo de participación: Póster

Congreso: IX Congreso AEET (Úbeda, España)

Año: 2009

Autores: Serrano-Ortiz P., Kowalski A. S., Domingo F., Were A., Cuezva A., Sánchez-Moral S., Villagarcía L., Cazorla A., Ruiz B., Alados-Arboledas L.

Título: Interannual variability in net CO₂ exchange in a semi-arid carbonaceous ecosystem in the southeast of Spain

Tipo de participación: Póster

Congreso: General assembly (Viena, Austria)

Año: 2008

Autores: Marañón S., Ruiz B., Matías L., Serrano-Ortiz P., Kowalski A. S., Oviedo L. M., Castro J., Zamora R.

Título: Direct measurements of soil respiration in Mediterranean mountain ecosystems under forest fire perturbations regimes.

Tipo de participación: Póster

Congreso: Final conference of the ESF programme (Nancy, Francia)

Año: 2007

Autores: Serrano-Ortiz P., Kowalski A. S., Domingo F., Ruiz B., Alados-Arboledas L.

Título: Consequences on uncertainties in CO₂ density for estimating NEE by open-path eddy covariance

Tipo de participación: Póster

Congreso: Carboeurope IP annual meeting (Poznan, Polonia)

Año: 2007

7. CONCLUSIONES

Autores: Kowalski A. S., Zamora R., Castro J., Olmo F. J., Serrano-Ortiz P., Domingo F., Ruiz B., Alados-Arboledas L.

Título: El Centro Andaluz del Medio Ambiente (CEAMA) investiga los intercambios de gases de efecto invernadero

Tipo de participación: Póster

Congreso: 1er congreso internacional sobre cambio global (Madrid, España)

Año: 2007

Autores: Serrano-Ortiz P., Kowalski A. S., Janssens I. A., Sánchez-Moral S., Domingo F., Cuezva S., Delgado A., Ruiz B., Alados-Arboledas L.

Título: Can micrometeorological techniques detect geochemical influences on atmospheric CO₂? Confirmation using isotopic and chamber technique

Tipo de participación: Póster

Congreso: Open Science Conference on the GHG cycle in the northern hemisphere (Sissi-Lassithi, Crete)

Año: 2006

Autores: Rey A., Kowalski A. S., Sanz M. J., Estiarte M., Cosin S., Alados L., Carrara A., Carrillo B., Domingo F., Fernández J., Gimeno C., Lázaro R., Oyonarte C., Pegoraro E., Peñuelas J., Puigdefábregas J., Ruiz B., Serrano P. Solé A., Villagarcía L., Were A.

Título: A Spanish network of CO₂ and H₂O flux measurements in terrestrial ecosystems

Tipo de participación: Póster

Congreso: CARBOEUROPE summer school on eddy covariance (Namur, Bélgica)

Año: 2006

Apéndice A

Principio de medida de un LI-7500 *open path*.

El método de medida del LI-7500 *open path* se basa en el efecto de la presión sobre la absorción en el infrarrojo [Jamieson et al., 1963]. La cantidad de gas absorbente u_i (mol m⁻²) y la absorción en cierta banda están relacionados mediante cierta función h_i .

$$\frac{\alpha_i}{P_{ei}} = h_i\left(\frac{u_i}{P_{ei}}\right) \quad (\text{A.1})$$

Los subíndices i se refieren a cualquier gas particular. Así, P_{ei} es la presión equivalente del gas i cuya absorción es α_i . Podemos reescribir la ecuación anterior en términos de la densidad molar ρ_i (mol m⁻³) introduciendo la longitud del camino óptico (λ) y reparando en que entonces $u_i = \rho_i \lambda_i$. Sustituyendo esto en la ecuación anterior y despejando la densidad molar, quedaría:

$$\rho_i = \frac{P_{ei}}{\lambda} h_i^{-1}\left(\frac{\alpha_i}{P_{ei}}\right) \quad (\text{A.2})$$

O, escrita de esta otra manera:

$$\rho_i = P_{ei} f_i \left(\frac{\alpha_i}{P_{ei}} \right) \quad (\text{A.3})$$

en donde hemos incluido λ en la función inversa h_i generando otra nueva a la que hemos llamado f_i . Esta función f_i se genera midiendo un rango conocido de densidades ρ_i y ajustando ρ_i/P_{ei} frente a α_i/P_{ei} . Los valores de ρ_i son calculados a partir de la ley de los gases ideales introduciendo el valor de m_i (moles de gas por moles de aire):

$$\rho_i = m_i \frac{P}{RT} \quad (\text{A.4})$$

Dada una fuente con una potencia radiante Φ y un detector a cierta distancia de la fuente, en ausencia de reflexiones, la absorptividad del gas i se determina a través de la siguiente expresión:

$$\alpha_i = 1 - \tau_i = 1 - \frac{\Phi_i}{\Phi_0} \quad (\text{A.5})$$

donde τ_i es la transmitancia del gas i , Φ_i es la potencia radiante transmitida en la banda de absorción del gas i y Φ_0 es la potencia radiante transmitida en la misma banda de absorción pero bajo concentración cero del gas i . Esta absorptividad es en cambio aproximada por el LI-7500 por:

$$\alpha_i = 1 - \frac{A_i}{A_{i0}} \quad (\text{A.6})$$

donde A_i es la potencia recibida en la fuente en la longitud de onda de absorción del gas i y A_{i0} es la potencia recibida en la fuente en la longitud de onda de referencia no absorbente. El LI-7500 mide A_i y A_{i0} alternativamente 152 veces por segundo.

Si ahora combinamos esta última ecuación con la ecuación [A.3](#) obtenemos la expresión completa para calcular la densidad molar a partir de la absorptividad:

$$\rho_i = P_{ei} f_i \left(\left[1 - \frac{A_i}{A_{i0}} z_i \right] \frac{S_i}{P_{ei}} \right) \quad (\text{A.7})$$

donde z_i y S_i son respectivamente el término de cero y el término de *span*, constantes que se estiman durante un calibración del instrumento, que permiten afinar el calculo.

Apéndice B

Principio de medida de un anemómetro sónico.

El anemómetro sónico mide la velocidad del viento en las tres componentes espaciales además de la temperatura sónica. Para ello, el propio aparato cuenta con tres parejas de dos transductores enfrentados entre sí. La velocidad del viento se calcula a partir de la diferencia de tiempo que ambas ondas sónicas necesitan para alcanzar su transductor opuesto.

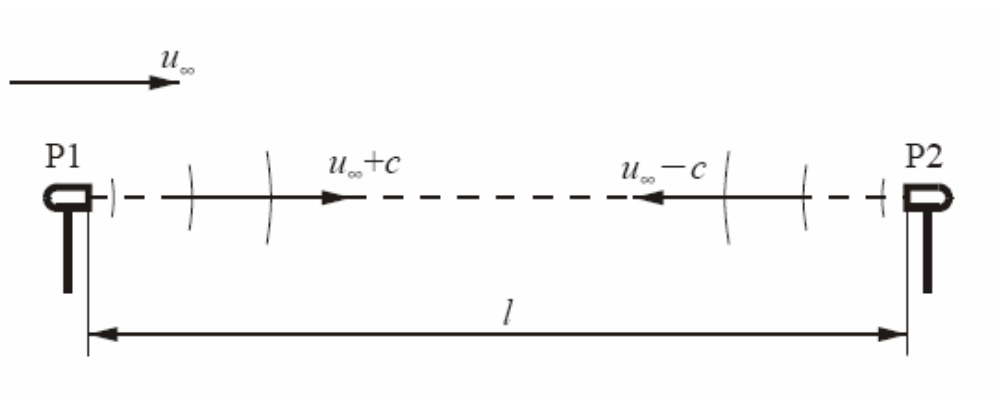


Figura B.1: Esquema de medición de anemometría sónica [Franchini, 2006].

Cada eje del anemómetro produce dos señales ultrasónicas en direcciones opues-

B. PRINCIPIO DE MEDIDA DE UN ANEMÓMETRO SÓNICO.

tas. El tiempo de vuelo de la primera señal en el camino de ida es:

$$t \rightarrow = \frac{l}{(c + u_\infty)} \quad (\text{B.1})$$

y el tiempo de vuelo de la segunda señal en el camino de vuelta es:

$$t \leftarrow = \frac{l}{(c - u_\infty)} \quad (\text{B.2})$$

donde c es la velocidad del sonido, l es la distancia entre transductores y u_∞ es la velocidad del viento a lo largo de un eje originario. Invirtiendo ambas ecuaciones, restando B.2 a B.1 y despejando la velocidad del viento se obtiene:

$$u_\infty = \frac{l}{2} \left(\frac{1}{t \rightarrow} - \frac{1}{t \leftarrow} \right) \quad (\text{B.3})$$

Así calculamos las tres velocidades del viento, pero en ejes no ortogonales debido al diseño del anemómetro. Para obtener estas velocidades en el sistema coordinado habitual se ha de rotar estas velocidades. Utilizando los subíndices a , b y c para los ejes antiguos x , y y z para los nuevos, las componentes de las velocidades finales serán:

$$\begin{pmatrix} u_x \\ u_y \\ u_z \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} u_a \\ u_b \\ u_c \end{pmatrix} \quad (\text{B.4})$$

donde A es una matriz 3x3 de rotación que depende del diseño del anemómetro.

A su vez, la velocidad del sonido puede determinarse sumando los inversos de las ecuaciones B.2 y B.1:

$$c = \frac{l}{2} \left(\frac{1}{t \rightarrow} + \frac{1}{t \leftarrow} \right) \quad (\text{B.5})$$

Sin embargo, la velocidad del sonido en aire húmedo depende de la temperatura

B. PRINCIPIO DE MEDIDA DE UN ANEMÓMETRO SÓNICO.

y de la humedad de la siguiente manera:

$$c^2 = \gamma \frac{P}{\rho} = \gamma R_d T_v = \gamma R_d T (1 + 0.61q) \quad (\text{B.6})$$

donde γ es la razón entre el calor específico del aire húmedo a presión constante y a volumen constante, ρ es la densidad del aire, q es la humedad específica, R_d es la constante de los gases para aire seco y T_v y T son respectivamente la temperatura virtual y la temperatura del aire.

El problema es que γ depende también de la humedad específica. Es por lo tanto conveniente que todas las variables dependientes de la humedad quedaran agrupadas en tan solo un término. Los calores específicos para el aire húmedo a presión constante y a volumen constante vienen dados por:

$$c_p = qc_{pw} + (1 - q)c_{pd} = c_{pd}(1 + 0.84q) \quad (\text{B.7a})$$

$$c_v = qc_{vw} + (1 - q)c_{vd} = c_{vd}(1 + 0.93q) \quad (\text{B.7b})$$

donde los subíndices d y w hacen referencia al aire seco y húmedo y p y v indican si el proceso se realiza a presión o a volumen constante. Sustituyendo B.7 en B.6 e ignorando términos de alto orden llegamos a:

$$c^2 = \gamma_d R_d T_s = \gamma_d R_d T (1 + 0.51q) \quad (\text{B.8})$$

De esta manera los efectos de la humedad que afectan a la velocidad del sonido (c) están incluidos en la temperatura sónica T_s . Podemos entonces calcular la temperatura sónica en grados Celsius, mediante anemometría:

$$T_s = \frac{c^2}{\gamma_d R_d} - 273.15 \quad (\text{B.9})$$

pues γ_d tiene un valor de 1.4 y $R_d = 287.04 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ y la velocidad del sonido viene ya dada por la ecuación B.5.

Apéndice C

Resultados en otras zonas experimentales.

La utilización de la aplicación *PECADO* ha servido para obtener flujos de CO₂ y vapor de agua en distintas zonas experimentales englobadas la mayoría en la red de carbono española CARBORED-ES.

A continuación describimos sus características, algunos resultados preliminares que muestren el alcance de este trabajo y las perspectivas de futuro para estas zonas experimentales.

C.1. Gádor

En mayo de 2004 se instaló una estación *eddy covariance* sobre una planicie (Llano de los Juanes) de la sierra de Gádor con la pretensión de cuantificar los procesos que intervienen en el balance anual de carbono sobre un sistema semiárido de substrato carbonatado en el marco del protocolo de Kyoto. Desde entonces se continúa con tal seguimiento y los resultados que de ahí se extraen son frecuentemente publicados en revistas internacionales de impacto.

La zona experimental de Gádor se sitúa sobre una meseta subalpina cubierta de matorral (Fig. C.1), localizada a 1600 m de altitud sobre el nivel del mar en una penillanura culminal extensa de la Sierra de Gádor (36° 55' 41.7" N, 2° 45' 1.7"

C. RESULTADOS EN OTRAS ZONAS EXPERIMENTALES.

W). La sierra es un macizo montañoso de naturaleza predominantemente carbonatada. Climatológicamente el área presenta valores medios de precipitación y temperatura anual media de 475 mm y 12 °C respectivamente.



Figura C.1: Zona experimental de Sierra de Gádor.

La figura C.2 muestra un ejemplo de los intercambios de carbono y vapor de agua con la atmósfera del ecosistema de Gádor obtenidos con la aplicación *PECADO*.

El estudio de los flujos en la zona experimental de Gádor ha recobrado mucho interés al encontrarse con extrañas emisiones no asociadas a la ecofisiología. La caracterización de la huella isotópica proporcionó indicios de que tales emisiones anómalas podrían corresponderse con la geoquímica del ecosistema inducida por la karsticidad del sustrato. La utilización de la aplicación *PECADO* bajo este marco contribuirá a seguir recabando los flujos de masa y energía para así caracterizar dichos procesos de intercambio. Véase [Serrano-Ortiz et al. \[2009\]](#) para más información.

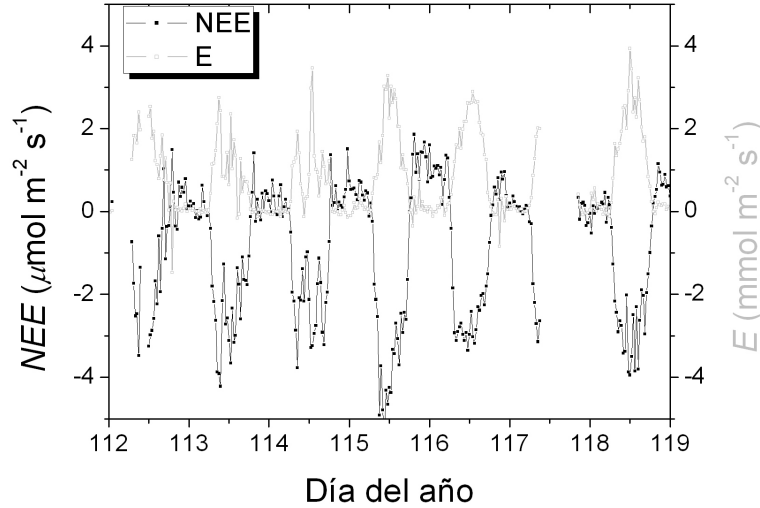


Figura C.2: Ejemplo de obtención de flujos turbulentos con la aplicación *PECADO* durante mediados de primavera en la zona experimental de Gádor.

C.2. Quintos de Mora

El sitio experimental de Quintos de Mora se encuentra localizado en la parte central del Sistema Oretano, dentro de los Montes de Toledo (39° 24' 23" N, 4° 4' 19" W). La temperatura anual media es de 14.6 °C y la precipitación media anual es 683 mm, de los cuales solo el 13 % cae durante los meses estivales (desde Junio a Septiembre). La vegetación de Quintos de Mora es altamente heterogénea, lo que proporciona una excelente oportunidad para estudiar la variabilidad espacial de los flujos de carbono en diferentes ecosistemas de España Central. Además, esto permite establecer sinergias entre las 3 estaciones (la distancia media entre ellas es de 1.5 km), ya que la climatología y las condiciones edáficas son comparables. Como parte del plan de reforestación que empezara en 1940, donde 6 Mha de pinos fueron plantadas en España, 2587 de ellos fueron plantadas en Quintos de Mora en 1945.

La densidad de la plantación original era de 3000 árboles por hectárea, que fue posteriormente reducida hasta la densidad actual de 900 árboles por hectárea, teniendo la última lugar hace 20 años. La especie dominante dentro del *fetch* de la torre es *Pinus pinea*. La altura y diámetro medio de los árboles es de 13 m y 31 cm respectivamente. La vegetación del sotobosque es rala y consiste principalmente en *rica arborea*, *Rosmarinus officinalis* y *Quercus saplings*.

C. RESULTADOS EN OTRAS ZONAS EXPERIMENTALES.

En la zona experimental de Quintos de Mora existen 3 estaciones *eddy covariance* gestionadas por el CIFU (Centro de Investigación del Fuego) perteneciente al Organismo Autónomo de Parques Nacionales. La figura C.3 representa una de ellas.



Figura C.3: Una de las torres *eddy covariance* de la estación experimental de Quintos de Mora.

La figura C.4 muestra un ejemplo de flujos de carbono y vapor de agua obtenidos a partir de datos brutos que fueron procesados con la aplicación *PECADO*.

La toma de medidas en la zona experimental de Quintos de Mora es relativamente reciente. Por eso, el objetivo prioritario de esta estación es la continuidad en éstas para así cuantificar el efecto fuente/sumidero de este ecosistema.

C.3. Altamira

El área de estudio de la Cueva de Altamira es una de las numerosas cavidades generadas como consecuencia de los procesos de disolución que tienen lugar en este sistema karstico. La cueva está ubicada en el norte de España en la provincia

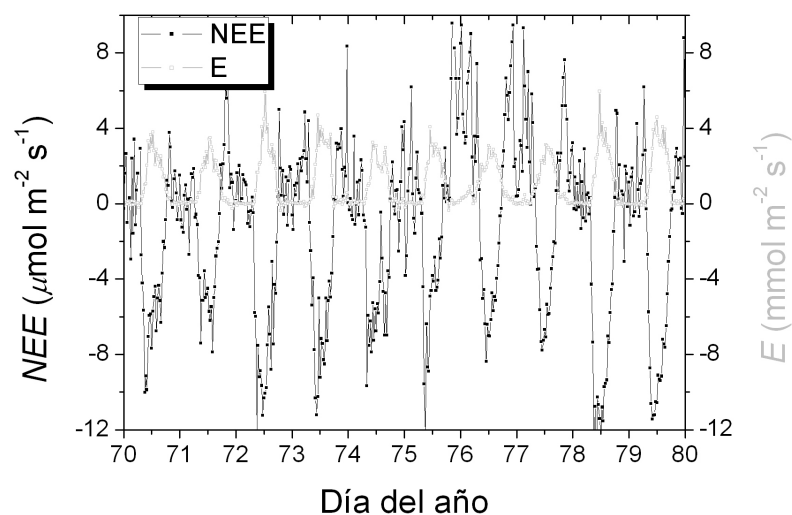


Figura C.4: Ejemplo de obtención de flujos turbulentos con la aplicación *PECADO* durante mediados de invierno en la zona experimental de Quintos de Mora (Cáceres).

de Cantabria ($43^{\circ} 22' 40''$ N, $4^{\circ} 7' 6''$ W) y constituye uno de las cuevas más famosas de Europa como consecuencia de la presencia en su interior de pinturas de la era del Paleolítico. Climatológicamente el área presenta valores medios de precipitación y temperatura anual de 1352 mm y 14°C respectivamente.

La profundidad de esta cueva varía entre los 3 y 22 m siendo su profundidad media 8 m. La roca es carbonatada de la era del Cenomanianse (etapa de la última época del Cretácico), predominando la caliza de baja porosidad ($< 5\%$). Sobre la roca descansa un suelo artificial muy poroso (entre 25% y 40%), de escasa profundidad (entre 3 y 60 cm) y recubierto de especies forrajeras de altura comprendida entre los 4 y 15 cm.

En abril de 2004, el equipo del MNCN (Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC) instaló, en el suelo ubicado por encima de la Cueva de Altamira, una torre de flujos turbulentos de 1.5 m de altura. Esta torre se compone de un anemómetro sónico (81000, R. M. Young company, Michigan, EE. UU.) y un analizador de gases por infrarrojo (LI-7500, LI-Cor, Lincoln, NE, EE. UU.), que envía los datos de voltaje muestreados a 20 Hz a un conversor analógico-digital localizado en el anemómetro. Un microprocesador recibe estos datos que son almacenados en un disco externo.



Figura C.5: Fotografía cedida por el grupo del MNCN (CSIC, Madrid) en la que se aprecia el suelo artificial poroso cubierto de especies forrajeras localizado sobre la cueva de Altamira.

Los datos brutos que genera la estación experimental de Altamira son también procesados por la aplicación *PECADO*. La figura C.6 es un ejemplo de este procesamiento en el que se muestra flujos de carbono y vapor de agua durante 3 días consecutivos sobre la cueva de Altamira [Cuezva, 2009; Cuezva et al., 2011].

Las extrañas emisiones detectadas en el ecosistema de Gádor, no atribuidas a la ecofisiología, condujeron al establecimiento de sinergias con la zona experimental de Altamira, susceptible también de ofrecer emisiones de origen geoquímico por fenómenos de desgasificación de la cueva.

C.4. Balsablanca

Este ecosistema se sitúa en un glacis cubierto de matorral situado en un piedemonte (Fig. C.7) en el Parque Natural de Cabo de Gata-Níjar ($36^{\circ} 56' 24''$ N, $2^{\circ} 18' 0''$ W) a 195 m de altura sobre el nivel del mar con una pendiente de menos del 5 %. Los suelos son de origen cuaternario presentando costras calcáreas, y clasi-

C. RESULTADOS EN OTRAS ZONAS EXPERIMENTALES.

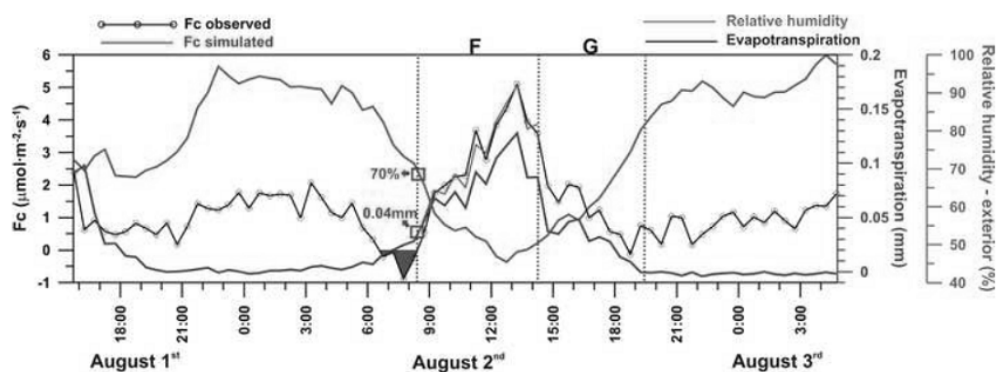


Figura C.6: Ejemplo de obtención de flujos turbulentos con la aplicación *PECADO* en la zona experimental de Altamira [Cuezva, 2009].

ficados como leptosoles mollicos [Rey et al., 2010]. El ecosistema se caracteriza por un clima semiárido con una temperatura anual media de 28.1 °C y un valor promedio de precipitación anual de 271 mm (estación meteorológica de Níjar).



Figura C.7: Estación experimental de Balsablanca.

La fracción de cobertura vegetal es del 63 %, representada por un matorral disperso compuesto principalmente por *Stipa tenacísima* L (91 % de la vegetación).

C. RESULTADOS EN OTRAS ZONAS EXPERIMENTALES.

La fracción no vegetal (37 %) esta formada principalmente por costras biológicas (48 %), grava (23 %) y residuos vegetales (21 %).

La figura C.8 presenta un extracto de flujos de carbono y vapor de agua en el ecosistema de Balsablanca obtenidos con la aplicación *PECADO*.

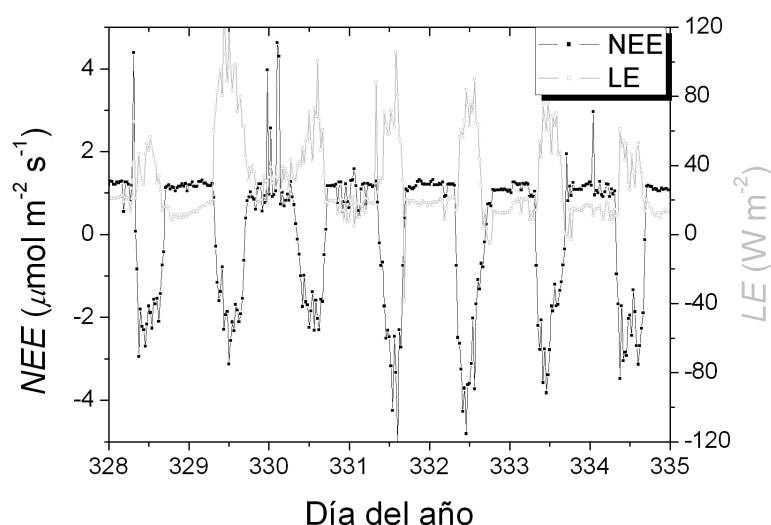


Figura C.8: Ejemplo de obtención de flujos turbulentos con la aplicación *PECADO* durante final de Noviembre en la zona experimental de Balsablanca (Almería).

La zona experimental de Balsablanca representa un ecosistema en degradación en el que la acción de cambio climático no hace sino agravar tal condición. El estudio de los flujos de masa y energía en este tipo de ecosistema es fundamental para entender la susceptibilidad de algunos de nuestros ecosistemas andaluces semiáridos al cambio global.

C.5. Amoladeras

Este ecosistema se sitúa en un glacis situado en un piedemonte en el Parque Natural de Cabo de Gata-Níjar (36° 49' 48" N, 2° 15' 0" W) a 60 m de altura sobre el nivel del mar con una pendiente de menos del 5 %. Los suelos son de

C. RESULTADOS EN OTRAS ZONAS EXPERIMENTALES.

origen cuaternario presentando costras calcáreas y clasificados como leptosoles calcaricos y líticos [Rey et al., 2010]. El ecosistema se caracteriza por un clima semiárido con una temperatura anual media de 20.2 °C y un valor promedio de precipitación anual de 191 mm (estación meteorológica de la empresa Michelin).

La cobertura vegetal representa el 23 % de la cobertura total y se compone de un matorral disperso compuesto principalmente por *Stipa tenacísima* L. (75 %) y otras especies arbustivas de pequeño porte. La fracción no vegetal (77 %) es diversa incluyendo costras biológicas (30.1 %), grava (27.4 %), afloramientos de costra calcárea subyacente (18.2 %), residuos vegetales (13.7 %) y suelo desnudo (10.6 %).



Figura C.9: Estación experimental de Amoladeras.

La figura C.10 presenta a modo de ejemplo la evolución de los flujos de carbono y vapor de agua durante algunos días en el ecosistema de Amoladeras obtenidos con la aplicación *PECADO*.

La zona de Amoladeras presenta un ecosistema más degradado que aquel de Balsablanca. Al igual que en la zona experimental de Balsablanca el objetivo es cuantificar el efecto fuente/sumidero de tales ecosistemas semiáridos ante el empuje del cambio climático.

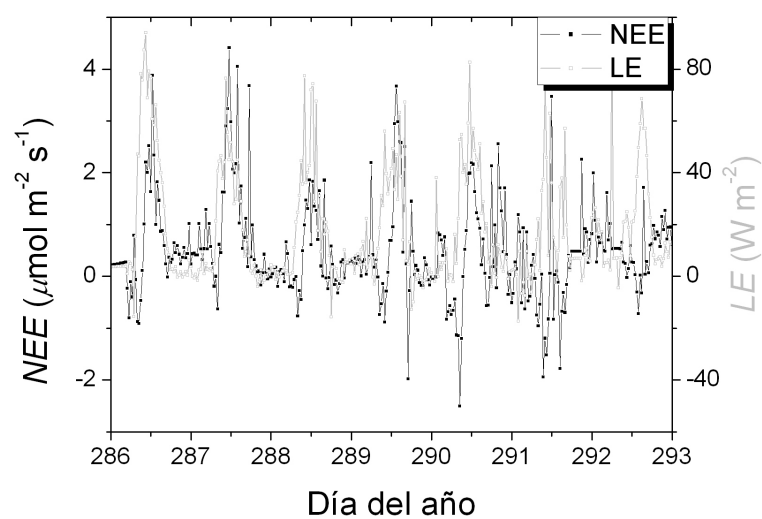


Figura C.10: Ejemplo de obtención de flujos turbulentos con la aplicación *PECADO* durante el mes de Octubre en la zona experimental de Amoladeras (Almería).

Bibliografía

- Aguilar, J., Simon, M., Medina, J., Gil de Carrasco, C., y Marañés, A. (1986).** “Mapa de suelos a escala 1:10.000 y memoria explicativa de la hoja de Aldeire.” *Proyecto LUCDEME*, Ed. Icona: Universidad de Granada. [14](#)
- Alberti, G., Vedove, G. D., Zuliani, M., Perossotti, A., Castaldi, S., y Giuseppe, Z. (2010).** “Changes in CO₂ emissions after crop conversion from continuous maize to alfalfa.” *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 136: 139–147. [53](#)
- Amiro, B. (2010).** “Estimating annual carbon dioxide eddy fluxes using open-path analysers for cold forest sites.” *Agricultural and Forest Meteorology*, xxx: doi:10.1016/j.agrformet.2010.06.007. [8](#), [54](#), [59](#)
- Amiro, B., Orchansky, A., y Sass, A. (2006a).** “A perspective on carbon dioxide flux measurements using an open-path infrared gas analyzer in cold environments.” *27th Conference on Agricultural and Forest Meteorology, American Meteorological Society*. [7](#), [54](#)
- Amiro, B. D. (2001).** “Paired-tower measurements of carbon and energy fluxes following disturbance in the boreal forest.” *Global Change Biology*, 7: 253–268. [180](#)
- Amiro, B. D., Barr, A. G., Black, T. A., Iwashita, H., Kljun, N., McCaughey, J. H., Morgenstern, K., Murayama, S., Nesic, Z., Orchansky, A. L., y Saigusa, N. (2006b).** “Carbon, energy and water fluxes at mature and disturbed forest sites, Saskatchewan, Canada.” *Agricultural and Forest Meteorology*, 136: 237–251. [194](#), [200](#)
- Amundson, R., Stern, L., Baisden, T., y Wang, Y. (1998).** “The isotopic composition of soil and soil-respired CO₂.” *Geodermatology*, 82: 83–114. [3](#)

- Anderson, D. E., Verma, S. B., y Rosenberg, N. J. (1984). "Eddy correlation measurements of CO₂, latent heat and sensible heat fluxes over a crop surface." *Boundary Layer Meteorology*, 29: 263–272. [5](#), [72](#)
- Anderson, D. J. y Verma, S. B. (1986). "Carbon dioxide, water vapor and sensible heat exchanges of a grain sorghum canopy." *Boundary Layer Meteorology*, 34: 317–331. [5](#)
- Aubinet, M., Berbigier, P., Bernhofer, C., Cescatti, A., Feigenwinter, C., Granier, A., Grünwald, T., Havrankova, K., Heinesch, B., Longdoz, B., Marcolla, B., Montagnani, L., y Sedlak, P. (2005). "Comparing CO₂ storage and advection conditions at night at different carboeuroflux sites." *Boundary Layer Meteorology*, 116: 63–94. [69](#)
- 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., y Vesala, T. (2000). "Estimates of the annual net carbon and water exchange of forests: the EUROFLUX methodology." *Advances in Ecological Research*, 30: 113–175. [5](#), [67](#), [72](#), [73](#), [85](#)
- Aubinet, M., Heinesch, B., y Longdoz, B. (2002). "Estimation of the carbon sequestration by a heterogeneous forest: night flux corrections, heterogeneity of the site and inter-annual variability." *Global Change Biology*, 8: 1053–1071. [10](#)
- Auclair, A. N. D. y Carter, T. B. (1993). "Forest wildfires as a recent source of CO₂ at northern latitudes." *Canadian Journal of Forest Research*, 23: 1528–1536. [180](#)
- Baldocchi, D. (1997). "Flux footprints within and over forest canopies." *Boundary Layer Meteorology*, 85: 273–292. [41](#)
- Baldocchi, D., Falge, E., Gu, L., Olson, R., Hollinger, D., Running, S., Anthoni, P., Bernhofer, C., Davis, K., Evans, R., Fuentes, J., Goldstein, A., Katul, G., Law, B., Lee, X., Malhi, Y., Meyers, T., Munger, W., Oechel, W., Paw, K. T., Pilegaard, K., Schmid, H. P., Valentini, R., Verma, S., Vesala, T., Wilson, K., y Wofsy, S. (2001). "FLUXNET: A new tool to study the temporal and spatial variability of ecosystem-scale carbon dioxide, water vapor, and energy flux densities." *Bulletin of the American Meteorological Society*, 82: 2415–2434. [4](#), [5](#), [53](#), [75](#)

- Baldocchi, D. D. (2003).** “Assessing the eddy covariance technique for evaluating carbon dioxide exchange rates of ecosystems: past, present and future.” *Global Change Biology*, 9: 479–492. [5](#)
- Beringer, J., Hutley, L. B., Tapper, N. J., Coutts, A., Kerley, A., y O’Grady, A. P. (2003).** “Fire impacts on surface heat, moisture and carbon fluxes from a tropical savanna in northern Australia.” *International Journal of Wildland Fire*, 12: 333–340. [194](#), [200](#)
- Billesbach, D. P. (2010).** “Estimating uncertainties in individual eddy covariance flux measurements: A comparison of methods and a proposed new method.” *Agricultural and Forest Meteorology*. [7](#), [53](#)
- Bishop, C. M. (1995).** “Neural networks for pattern recognition.” *Oxford University Press*, Oxford: UK. [70](#)
- Black, T. A., den Hartog, G., Neumann, H. H., Blanken, P. D., Yang, P. C., Russel, C., Nesic, Z., Lee, X., Chen, S. G., Staebler, R., y Novak, M. D. (1996).** “Annual cycles of CO₂ and water vapor fluxes above and within a boreal aspen stand.” *Global Change Biology*, 2: 219–230. [5](#)
- Blanken, P. D., Williams, M. W., Burns, S. P., Monson, R. K., Knowles, J., Chowanski, K., y Ackerman, T. (2009).** “A comparison of water and carbon dioxide exchange at a windy alpine tundra and subalpine forest site near Niwot Ridge, Colorado.” *Biogeochemistry*, 95: 61–76. [8](#)
- Bowling, D. R., Bethers-Marchetti, S., Lunch, C. K., Grote, E. E., y Belnap, J. (2010).** “Carbon, water, and energy fluxes in a semiarid cold desert grassland during and following multiyear drought.” *Journal of Geophysical Research*, 115: G04026, doi:10.1029/2010JG001322. [7](#), [54](#)
- Brach, E. J., Desjardins, R. L., y St Amour, G. T. (1981).** “Open path CO₂ analyser.” *Journal of Physics and Earth Science Instrumentation*, 14: 1415–1419. [5](#)
- Braswell, B. H., Sacks, B., Linder, E., y Schimel, D. S. (2005).** “Estimating ecosystem process parameters by assimilation of eddy flux observation of NEE.” *Global Change Biology*, 11: 335–355. [70](#)
- Burba, G. G., Mcdermitt, D. K., Grelle, A., Anderson, D. J., y Xu, L. (2008).** “Addressing the influence of instrument surface heat exchange on the measurements of CO₂ flux from open-path gas analyzers.” *Global Change Biology*, 14: 1854–1876. [7](#), [55](#), [56](#), [137](#), [141](#), [142](#), [178](#)

- Cabral, O. M. R., Gash, J. H. C., Rocha, H. R., Marsden, C., Ligo, M. A. V., Freitas, H. C., Tatsch, J. D., y Gomes, E. (2011). "Fluxes of CO₂ above a plantation of Eucalyptus in southeast Brazil." *Agricultural and Forest Meteorology*, 151: 49–59. [11](#), [170](#)
- Carlyle, J. C. y Bathan, U. (1988). "Abiotic controls of soil respiration beneath an eighteen year old Pinus radiata stand in south-east Australia." *Journal of Ecology*, 76: 654–662. [105](#)
- Carrara, A., Kowalski, A. S., Neiryneck, J. ., Janssens, I. A., Curiel-Yuste, J., y Ceulemans, R. (2003). "Net ecosystem CO₂ exchange of mixed forest in Belgium over 5 years." *Agricultural and Forest Meteorology*, 119: 209–227. [68](#)
- Casals, P., Gimeno, C., Carrara, A., López-Sangil, L., y Sanz, M. J. (2009). "Soil CO₂ efflux and extractable organic carbon fractions under simulated precipitation events in a Mediterranean Dehesa." *Soil Biology & Biochemistry*, 41: 1915–1922. [60](#)
- Castro, J., Allen, C. D., Molina-Morales, M., Marañón Jiménez, S., Sánchez-Miranda, a., y Zamora, R. (2010). "Salvage logging versus the use of burnt wood as a nurse object to promote post-fire tree seedling establishment." *Restoration Ecology*, doi:10.1111/j.1526-100X.2009.00619.x. [19](#)
- Chapin III, F. S., Woodwell, G. M., Randerson, J. T., Rastetter, E. B., Lovett, G. M., Baldocchi, D. D., Clark, D. A., Harmon, M. E., Schimel, D. S., Valentini, R., Wirth, C., Aber, J. D., Cole, J. J., Goulden, M. L., Harden, J. W., Heimann, M., Howarth, R. W., Matson, P. A., McGuire, A. D., Melillo, J. M., Mooney, H. A., Neff, J. C., Houghton, R. A., Pace, M. L., Ryan, M. G., Running, S. W., Sala, O. E., Schlesinger, W. H., y Schulze, E. D. (2006). "Reconciling carbon-cycle concepts, terminology, and methods." *Ecosystems*, 9: 1041–1050. [33](#)
- Ciais, P., Reichstein, M., Viovy, N., Granier, A., Ogée, J., Allard, V., Aubinet, M., Buchmann, N., Bernhofer, C., Carrara, A., Chevallier, F., De Noblet, N., Friend, A. D., Friedlingstein, P., Grünwald, T., Heinesch, B., Keronen, P., Knohl, A., Krinner, G., Loustau, D., Manca, G., Matteucci, G., Miglietta, F., Ourcival, J. M., Papale, D., Pilegaard, K., Rambal, S., Seufert, G., Soussana, J. F., Sanz, M. J., Schulze, E. D., Vesala, T., y Valentini, R. (2005). "Europe-wide reduction in primary productivity caused by the heat and drought in 2003." *Nature*, 437: 529–533. [5](#)

- Clark, D. A., Brown, S., Kicklighter, D. W., Chambers, J. Q., Thomlinson, J. R., y Ni, J. (2001). "Measuring net primary production in forest: concepts and field measurements." *Ecological Applications*, 11(2): 356–370. [3](#)
- Clement, R. J., Burba, G. G., Grelle, A., Anderson, D. J., y Moncrieff, J. B. (2009). "Improved trace gas flux estimation through IRGA sampling optimization." *Agricultural and Forest Meteorology*, 149: 623–638. [7](#), [53](#), [54](#)
- Collatz, G. J., Ball, J. T., Grivet, C., y Berry, J. A. (1991). "Regulation of stomatal conductance and transpiration: a physiological model of canopy processes." *Agricultural and Forest Meteorology*, 54: 107–136. [3](#)
- Corradi, C., Kolle, O., Walter, K., Zimov, S. A., y Schulze, E. D. (2005). "Carbon dioxide and methane exchange of a north-east Siberian tussock tundra." *Global Change Biology*, 11: 1910–1925. [10](#)
- Cox, P. M., Betts, R. A., Jones, C. D., Spall, S. A., y Totterdell, I. J. (2000). "Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model." *Nature*, 408: 184–187. [2](#)
- Cuezva, S. (2009). "Tesis doctoral "Dinámica medioambiental de un medio kárstico somero (Cueva de Altamira (Cantabria)): variabilidad natural y efectos antrópicos desestabilizadores"." pages Madrid, Museo Nacional de Ciencias Naturales (CSIC, Departamento de Geología), Universidad Complutense de Madrid. [223](#), [224](#)
- Cuezva, S., Fernandez-Cortes, A., Benavente, D., Serrano-Ortiz, P., Kowalski, A. S., y Sanchez-Moral, S. (2011). "Short-term CO₂ (g) exchange between a shallow karstic cavity and the external atmosphere during summer: Role of the surface soil layer." *Atmospheric Environment*, 45: 1418–1427. [223](#)
- Davidson, E. A., Belk, E., y Boone, R. D. (1998). "Soil water content and temperature as independent or confound factors controlling soil respiration in a temperature mixed hardwood forest." *Global Change Biology*, 4: 217–227. [104](#), [105](#)
- Davidson, E. A. y Janssens, I. A. (2006). "Temperature sensitivity of soil carbon decomposition and feedbacks to climate change." *Nature*, 440: 165–173. [188](#)
- Delpierre, N., Soudani, K., FranÃ§ois, C., Köstner, B., Pontailier, J.-Y., Nikinmaa, E., Misson, L., Aubinet, M., Bernhofer, C., Granier,

- A., Grünwald, T., Heinesch, B., Longdoz, B., Ourcival, J.-M., Rambal, S., Vesala, T., y Dufrêne, E. (2009). "Exceptional carbon uptake in European forest during warm spring of 2007: a data-model analysis." *Global Change Biology*, 15: 1455–1474. [53](#)
- Desjardins, R. L. (1974). "A technique to measure CO₂ exchange under field conditions." *International Journal of Biometeorology*, 18: 76–83. [4](#)
- Desjardins, R. L. (1985). "Carbon dioxide budget of maize." *Agricultural and Forest Meteorology*, 36: 29–41. [5](#)
- Desjardins, R. L. y Lemon, E. R. (1974). "Limitations of an eddy correlation technique for the determination of the carbon dioxide and sensible heat fluxes." *Boundary Layer Meteorology*, 5: 475–488. [4](#)
- Dixon, R. K. y Krankina, O. N. (1993). "Forest fires in Russia: carbon dioxide emissions to the atmosphere." *Canadian Journal of Forest Research*, 23: 700–705. [180](#)
- Domec, J.-C., King, J. S., Noormets, A., Treasure, E., Gavazzi, M. J., Sun, G., y McNulty, S. G. (2010). "Hydraulic redistribution of soil water by roots affects whole-stand evapotranspiration and net ecosystem carbon exchange." *New Phytologist*, 187: 171–183. [53](#)
- Domingo, F., Villagarcía, L., Brenner, A. J., y Puigdefábregas, J. (2000). "Measuring and modelling the radiation balance of a heterogeneous shrubland." *Plant, Cell and Environment*, 23: 27–38. [74](#)
- Doughy, C. E., Goulden, M. L., Miller, S. D., y da Rocha, H. R. (2006). "Circadian rhythms constrain leaf and canopy gas exchange in an Amazonian forest." *Geophysical Research Letters*, 33: L15 404 doi:10.1029/2006GL026 750. [172](#)
- Falge, E., Baldocchi, D., Olson, R., Anthoni, P., Aubinet, M., Bernhofer, C., Burba, G., Ceulemans, R., Clement, R., Dolman, H., Granier, A., Gross, P., Grünwald, T., Hollinger, D., Jensen, N.-O., Katul, G., Keronen, P., Kowalski, A., Ta Lai, C., Law, B. E., Meyers, T., Moncrieff, J., Moors, E., Munger, J. W., Pilegaard, K., Rannik, u., Rebmann, C., Suyker, A., Tenhunen, J., Tu, K., Verma, S., Vesala, T., Wilson, K., y Wofsy, S. (2001). "Gap filling strategies for defensible annual sums of net ecosystem exchange." *Agricultural and Forest Meteorology*, 107: 43–69. [59](#), [69](#), [70](#), [71](#), [75](#)

- Fan, S.-M., Wofsy, S. C., Bakwin, P. S., Jacob, D. J., y Fitzjarrald, D. R. (1990). "Atmosphere-biosphere exchange of CO₂ and O₃ in the central Amazon forest." *Journal of Geophysical Research*, 95: 16 851–16 864. [5](#)
- Field, C. B., Berry, J. A., y Mooney, H. A. (1982). "A portable system for measuring carbon dioxide and water vapor exchanges of leaves." *Plant, Cell and Environment*, 5: 179–186. [3](#)
- Finnigan, J. J., Clement, R., Malhi, Y., Leuning, R., y Cleugh, H. A. (2003). "A re-evaluation of long-term flux measurement techniques. Part I: Averaging and coordinate rotation." *Boundary Layer Meteorology*, 107: 1–48. [48](#)
- Flesch, T. K. (1996). "The footprint for flux measurements, from backward Lagrangian stochastic models." *Boundary Layer Meteorology*, 78: 399–404. [41](#)
- Foken, T. y Oncley, S. (1995). "Workshop on instrumental and methodical problems of land-surface flux measurements." *Bulletin of the American Meteorological Society*, 76(7): 1191–1193. [88](#)
- Foken, T. y Wichura, B. (1996). "Tools for quality assessment of surface-based flux measurements." *Agricultural and Forest Meteorology*, 78: 83–105. [61](#)
- Foken, T., Wimmer, F., Mauder, M., Thomas, C., y Liebethal, C. (2006). "Some aspects of the energy balance closure problem." *Atmospheric Chemistry and Physics*, 6: 4395–4402. [74](#)
- Forster, P., Ramaswamy, V., Artaxo, P., Berntsen, T., Betts, R., Fahey, D. W., Haywood, J., Lean, J., Lowe, D. C., Myhre, G., Nganga, J., Prinn, R., Raga, G., Schulz, M., y Van Dorland, R. (2007). "Changes in atmospheric constituents and in radiative forcing." *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*, Contribution of working group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. [2](#)
- Franchini, S. N. (2006). "Tesis doctoral: Fuentes de incertidumbre en anemometría sónica." pages E. T. S. I. Aeronáuticos, Departamento de Moto-propulsión y Termofluidodinámica), UPM. [214](#)
- Garratt, J. R. (1975). "Limitations of the eddy correlation technique for determination of turbulent fluxes near the surface." *Boundary Layer Meteorology*, 8: 255–259. [5](#)

- Gash, J. H. C. (1986). "A note on estimating the effect of a limited fetch on micrometeorological evaporation measurements." *Boundary Layer Meteorology*, 35: 409–413. [41](#)
- Gilmanov, T. G., Johnson, D. A., y Saliendra, N. Z. (2003). "Growing season CO₂ fluxes in a sagebrush-steppe ecosystem in Idaho: bowen ratio/energy balance measurements and modeling." *Basic and Applied Ecology*, 4: 167–183. [11](#), [170](#)
- Gilmanov, T. G., Soussana, J. F., Aires, L., Allard, V., Ammann, C., Balzarolo, M., Barcza, Z., Bernhofer, C., Campbell, C. L., Cernusca, A., Cescatti, A., Clifton-Brown, J., Dirks, B. O. M., Dore, S., Eugster, W., Fuhrer, J., Gimeno, C., Gruenwald, T., Haszpra, L., Hensen, A., Ibrom, A., Jacobs, A. F. G., Jones, M. B., Lanigan, G., Laurila, T., Lohila, A., Manca, G., Marcolla, B., Nagy, Z., Pilegaard, K., Pinter, K., Pio, C., Raschi, A., Rogiers, N., Sanz, M. J., Stefani, P., Sutton, M., Tuba, Z., Valentini, R., Williams, M. L., y Wohlfahrt, G. (2007). "Partitioning European grassland net ecosystem CO₂ exchange into gross primary productivity and ecosystem respiration using light response function analysis." *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 121: 93–120. [60](#)
- Goldstein, A. H., Hultman, N. E., Fracheboud, J. M., Bauer, M. R., Panek, J. A., Xu, M., Qi, Y., Guenther, A. B., y Baugh, W. (2000). "Effects of climate variability on the carbon dioxide, water and sensible heat flux above a ponderosa pine plantation in the Sierra Nevada (CA)." *Agricultural and Forest Meteorology*, 101: 113–129. [72](#)
- Gottfried, M., Pauli, H., Reiter, K., y Grabherr, G. (2002). "Potential effects of climate change on alpine and nival plants in the Alps." *Mountain Biodiversity: a Global Assessment*, pages 215–226. [9](#)
- Goulden, M. L. y Crill, P. M. (1997). "Automated measurements of CO₂ exchange at the moss surface of a black spruce forest." *Tree Physiology*, 17: 537–542. [3](#)
- Goulden, M. L., Munger, J. W., Song-Miao, F., Daube, B. C., y Wofsy, S. C. (1996). "Measurements of carbon sequestration by long-term eddy covariance: methods and critical evaluation of accuracy." *Global Change Biology*, 2: 169–182. [5](#), [67](#)
- Goulden, M. L., Winston, G. C., McMillan, A. M. S., Litvak, M., Read, E. L., Rocha, A. V., y Rob Elliot, J. (2006). "An eddy covariance mesonet to measure the effect of forest age on land-atmosphere exchange." *Global Change Biology*, 12: 2146–2162. [10](#)

- Gove, J. H. y Hollinger, D. Y. (2006).** “Application of a dual unscented Kalman filter for simultaneous state and parameter estimation in problems of surface-atmosphere exchange.” *Journal of Geophysical Research*, 111: D08S07, doi10.1029/2005JD006021. [70](#)
- Greco, S. y Baldocchi, D. D. (1996).** “Seasonal variations of CO₂ and water vapour exchange rates over a temperate deciduous forest.” *Global Change Biology*, 2: 183–197. [69](#)
- Hadfield, M. G. (1994).** “Passive scalar diffusion from surface sources in the convective boundary-layer.” *Boundary Layer Meteorology*, 69: 417–448. [41](#)
- Haenel, H. D. y Grünhage, L. (1999).** “Footprint analysis: a closed analytical solution based on height-dependent profiles of wind speed and eddy viscosity.” *Boundary Layer Meteorology*, 93: 395–409. [41](#)
- Haslwanter, A., Hammerle, A., y Wohlfahrt, G. (2009).** “Open-path vs. close-path eddy covariance measurements of the net ecosystem carbon dioxide and water vapor exchange: A long-term perspective.” *Agricultural and Forest Meteorology*, 149: 291–302. [7](#), [53](#), [54](#)
- Hastings, S. J., Oechel, W. C., y Muhlia-Melo, A. (2005).** “Diurnal, seasonal and annual variation in the net ecosystem CO₂ exchange of a desert shrub community (Sarcocaulis) in Baja California, Mexico.” *Global Change Biology*, 11: 927–939. [10](#)
- Hirata, R., Hirano, T., Mogami, J., Fujinuma, Y., Inukai, K., Saigusa, N., y Yamamoto, S. (2005).** “CO₂ flux measured by an open-path system over a larch forest during the snow-covered season.” *Phyton*, 45: 347–351. [7](#), [53](#)
- Hirata, R., Hirano, T., Saigusa, N., Fujinuma, Y., Inukai, K., Kitamori, Y., Takahashi, Y., y Yamamoto, S. (2007).** “Seasonal and interannual variations in carbon dioxide exchange of a temperate larch forest.” *Agricultural and Forest Meteorology*, 147: 110–124. [7](#), [10](#), [53](#)
- Hofer, T. (2005).** “Introduction: The international year of mountains challenge and opportunity for mountain research.” *Global Change and Mountain Regions*, 1: 1–8. [8](#)
- Hojstrup, J. (1993).** “A statistical data screening procedure.” *Measurement Science and Technology*, 4: 153–157. [62](#)

- Hollinger, D. Y., Aber, J., Bail, B., Davidson, E. A., Goltz, S. M., Hughes, H., Leclerc, M. Y., Lee, J. T., Richardson, A. D., Rodrigues, C., Scott, N. A., Achuatavarier, D., y Walsh, J. (2004). "Spatial and temporal variability in forest-atmosphere CO₂ exchange." *Global Change Biology*, 10: 1689–1706. [77](#)
- Hollinger, D. Y., Kelliher, F. M., Byers, J. N., Hunt, J. E., McSeveny, T. M., y Weir, P. L. (1994). "Carbon dioxide exchange between an undisturbed old-growth temperate forest and the atmosphere." *Ecology*, 75: 134–150. [69](#)
- Hollinger, D. Y. y Richardson, A. D. (2005). "Uncertainty in eddy covariance measurements and its application to physiological models." *Tree Physiology*, 25: 873–885. [75](#), [77](#), [78](#), [81](#)
- Hölttä, T., Cochard, H., Nikinmaa, E., y Mencuccini, M. (2009). "Capacitive effect of cavitation in xylem conduits: results from a dynamic model." *Plant, Cell and Environment*, 32: 10–21. [172](#)
- Horst, T. W. (1999). "The footprint for estimation of atmosphere-surface exchange fluxes by profile techniques." *Boundary Layer Meteorology*, 90: 171–188. [41](#)
- Horst, T. W. y Weil, J. C. (1992). "Footprint estimation for scalar flux measurements in the atmospheric surface-layer." *Boundary Layer Meteorology*, 59: 279–296. [41](#)
- Horst, T. W. y Weil, J. C. (1994). "How far is far enough – the fetch requirements for micrometeorological measurement of surface fluxes." *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 11: 1018–1025. [41](#)
- Hsieh, C. I., Katul, G., y Chi, T. (2000). "An approximate analytical model for footprint estimation of scalar fluxes in thermally stratified atmospheric flows." *Advances in Water Resources*, 23(7): 765–772. [41](#)
- Hui, D., Wan, S., Su, B., Katul, G., R., M., y Luo, Y. (2004). "Gap-filling missing data in eddy covariance measurements using multiple imputation (MI) for annual estimations." *Agricultural and Forest Meteorology*, 121: 93–111. [71](#)
- Hunt, J. E., Kelliher, F. M., McSeveny, T. M., y Byers, J. N. (2002). "Evaporation and carbon dioxide exchange between the atmosphere and a tussock grassland during a summer drought." *Agricultural and Forest Meteorology*, 111: 65–82. [99](#)

- Hunt, J. E., Kelliher, F. M., McSeveny, T. M., Ross, D. J., y Whitehead, D. (2004). "Long-term carbon exchange in a sparse, seasonally dry tussock grassland." *Global Change Biology*, 10: 1785–1800. [10](#), [99](#)
- Huxman, T. E., Snyder, K. A., Tissue, D., Leffler, A. J., Ogle, K., Pockman, W. T., Sandquist, D. R., Potts, D. L., y Schwinning, S. (2004). "Precipitation pulses and carbon fluxes in semiarid and arid ecosystems." *Oecologia*, 141: 254–268. [165](#)
- Inoue, I. (1958). "An aerodynamic measurement of photosynthesis over a paddy field." *Proceedings of the 7th Japan National Congress of Applied Mechanics*, pages pp. 211–214. [4](#)
- IPCC (2007). "Climate change 2007: The physical science basis, contribution of working group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, edited by: Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K. B., Tignor, M., and Miller, H. L. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996pp." [2](#)
- Jamieson, J. A., McFee, R. H., Plass, G. N., Grube, R. H., y Richards, R. G. (1963). "Infrared physics and engineering." *McGraw-Hill*, New York: 673pp. [210](#)
- Janssens, I. A., Kowalski, A. S., Longdoz, B., y Ceulemans, R. (1999). "Assessing forest soil CO₂ efflux: an in situ comparison of four techniques." *Tree Physiology*, 20: 23–32. [105](#)
- Järvi, L., Mammarella, I., Eugster, W., Ibrom, A., Siivola, E., Dellwik, E., Keronen, P., Burba, G., y Vesala, T. (2009). "Comparison of net CO₂ fluxes measured with open- and closed-path infrared gas analyzers in urban complex environment." *Boreal Environment Research*, 14: 499–514. [54](#)
- Jarvis, P. G., Massheder, J. M., Hale, S. E., Moncrieff, J. B., Rayment, M., y Scott, S. L. (1997). "Seasonal variation of carbon dioxide, water vapor, and energy exchanges of a boreal black spruce forest." *Journal of Geophysical Research*, 102: NO. D24, Pages 28 953–28 966. [67](#)
- Jones, E. P., Ward, T. V., y Zwick, H. H. (1978). "A fast response atmospheric CO₂ sensor for eddy correlation flux measurement." *Atmospheric Environment*, 12: 845–851. [5](#)
- Jones, H. G. (1992). "Plants and microclimate: A Quantitative Approach to Environmental Plant Physiology." *Cambridge University Press, New York*, ISBN: 9780521425247. [99](#)

- Kaimal, J. C. y Wyngaard, J. C. (1990).** “The Kansas and Minnesota experiments.” *Boundary Layer Meteorology*, 50: 31–47. [4](#)
- Kasischke, E. S., Christensen, N. L., y Stocks, B. J. (1995).** “Fire, global warming, and the carbon balance of boreal forests.” *Ecological Applications*, 5(2): 437–451. [180](#), [194](#), [200](#)
- Keeling, C. D. y Whorf, T. P. (1999).** “Atmospheric CO₂ records from sites in the SIO air sampling network.” *In Trends: A Compendium of Data on Global Change*, Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory: Oak Ridge, Tenn., U.S.A. [2](#)
- Kirschbaum, M. U. F. (2000).** “Will changes in soil organic carbon act as a positive or negative feedback on global warming?” *Biogeochemistry*, 48(1): 21–51. [104](#)
- Kljun, N., Rotach, M. W., y Schmid, H. P. (2002).** “A 3-D backward lagrangian footprint model for a wide range of boundary layer stratifications.” *Boundary Layer Meteorology*, 103: 205–226. [41](#)
- Knohl, A., Schulze, E. D., Kolle, O., y Buchmann, N. (2003).** “Large carbon uptake by an unmanaged 250-year-old deciduous forest in Central Germany.” *Agricultural and Forest Meteorology*, 118: 151–167. [143](#)
- Knorr, W. y Kattge, J. (2005).** “Inversion of terrestrial ecosystem model parameters values against eddy covariance measurements by Monte Carlo sampling.” *Global Change Biology*, 11: 1333–1351. [71](#)
- Kormann, R. y Meixner, F. X. (2001).** “An analytic footprint model for neutral stratification.” *Boundary Layer Meteorology*, 99: 207–224. [41](#)
- Kosugi, Y., Takanashi, S., Ohkubo, S., Matsuo, N., Tani, M., Mitani, T., Tsutsumi, D., y Nik, A. R. (2008).** “CO₂ exchange of a tropical rainforest at Pasoh in Peninsular Malaysia.” *Agricultural and Forest Meteorology*, 148: 439–452. [10](#)
- Kowalski, A. S. (2006).** “Comment on ‘An alternative approach for CO₂ flux correction caused by heat and water vapour transfer’ by Liu.” *Boundary Layer Meteorology*, 120: 353–355. [6](#), [25](#), [51](#)
- Kowalski, A. S., Anthoni, P. M., y Vong, R. J. (1997).** “Deployment and evaluation of a system for ground-based measurements of cloud liquid water turbulent fluxes.” *American Meteorological Society*, 14: 468–479. [48](#), [50](#)

- Kowalski, A. S., Loustau, D., Berbigier, P., Manca, G., Tedeschi, V., Borghetti, M., Valentini, R., Kolari, P., Berninger, F., Rannik, u., Hari, P., Rayment, M., Mencuccini, M., Moncrieff, J., y Grace, J. (2004). "Paired comparisons of carbon exchange between undisturbed and regenerating stands in four managed forests in Europe." *Global Change Biology*, 10: 1707–1723. [98](#), [183](#)
- Kowalski, A. S., Sartore, M., Burlett, R., Berbigier, P., y Loustau, D. (2003). "The annual carbon budget of a French pine forest (*Pinus Pinaster*) following harvest." *Global Change Biology*, 9: 1051–1065. [33](#), [188](#)
- Kowalski, A. S. y Serrano-Ortiz, P. (2007). "On the relationship between the eddy covariance, the turbulent flux, and surface exchange for a trace gas such as CO₂." *Boundary Layer Meteorology*, 124: 129–141. [6](#), [25](#), [50](#), [52](#)
- Kurz, W. A. y Apps, M. J. (1999). "A 70-year retrospective analysis of carbon fluxes in the Canadian forest sector." *Ecological Applications*, 9: 526–547. [180](#)
- Kutzbach, L., Wille, C., y Pfeiffer, E.-M. (2007). "The exchange of carbon dioxide between wet arctic tundra and the atmosphere at the Lena River Delta, Northern Siberia." *Biogeosciences*, 4: 869–890. [10](#)
- Lafleur, P. M. y Humphreys, E. R. (2007). "Spring warming and carbon dioxide exchange over low Arctic tundra in central Canada." *Global Change Biology*, 14: 740–756. [7](#)
- Lal, R. (2004). "Soil carbon sequestration to mitigate climate change." *Geodermatology*, 123(1-2): 1–22. [104](#)
- Lal, R., Kimble, J. M., Follet, R. F., y Stewart, B. A. (2001). "Assessment method for soil carbon." *Advances in Soil Science*, Lewis Press: Boca Raton, FL. [3](#)
- Lambers, H., Chapin, F. S., y Pons, T. L. (1998). "Plant physiological ecology." *Springer-Verlag*, 540pp. [172](#)
- Lasslop, G., Reichstein, M., Papale, D., Richardson, A. D., Arneth, A., Barr, A., Stoy, P., y Wohlfahrt, G. (2010). "Separation of net ecosystem exchange into assimilation and respiration using a light response curve approach: critical issues and global evaluation." *Global Change Biology*, 16: 187–208. [105](#)

- Law, B. E., Kelliher, F. M., Baldocchi, D. D., Anthoni, P. M., Irvine, J., Moore, D., y Van Tuyl, S. (2001). "Spatial and temporal variation in respiration in a young Ponderosa pine forest during a summer drought." *Agricultural and Forest Meteorology*, 110: 27–43. [3](#)
- Leclerc, M. . Y., Shen, S. H., y Lamb, B. (1997). "Observations and large-eddy simulation modeling of footprints in the lower convective boundary layer." *Journal of Geophysical Research*, 102: 9323–9334. [41](#)
- Leclerc, M. . Y. y Thurtell, G. W. (1990). "Footprint prediction of scalar fluxes using a Markovian analysis." *Boundary Layer Meteorology*, 52: 247–258. [41](#)
- Lee, X., Wu, H. J., Sigler, J., Oischi, C., y Siccama, T. (2004). "Rapid and transient response of soil respiration to rain." *Global Change Biology*, 10(6): 1017–1026. [105](#)
- Lemon, E. R. (1960). "Photosynthesis under field conditions. II. An aerodynamic method for determining the turbulent carbon dioxide exchange between the atmosphere and a corn field." *Agronomy Journal*, 52: 697–703. [4](#)
- LI-8100 (2005). "Automated soil CO₂ flux system." *Instruction Manual*, Lincoln: Nebraska, USA. [104](#)
- Liu, H. (2005). "An alternative approach for CO₂ flux correction caused by heat and water vapour transfer." *Boundary Layer Meteorology*, 115: 151–168. [6](#), [25](#)
- Liu, H., Randerson, J. D., Lindfors, J., Massman, W. J., y Foken, T. (2006). "Consequences of incomplete surface energy balance closure for CO₂ fluxes from open-path CO₂/H₂O infrared gas analysers." *Boundary Layer Meteorology*, 120: 65–85. [74](#)
- Liu, X., Wan, S., Su, B., Hui, D., y Luo, Y. (2002). "Response of soil CO₂ efflux to water manipulation in a tallgrass prairie ecosystem." *Plant and Soil*, 240: 213–223. [105](#)
- Livingston, G. P. y Hutchinson, G. L. (1995). "Enclosure-based measurements of trace gas exchange: applications and source of error." *Biogenic Trace Gases: Measuring Emissions from Soil and Water* (eds Matson P. A., Harriss R. C.), Blackwell Science, London: 14–51. [3](#)
- Lloyd, J. y Taylor, J. A. (1994). "On the temperature dependence of soil respiration." *Functional Ecology*, 8: 315–323. [98](#), [104](#)

- Loescher, H. W., Oberbauer, S. F., Gholz, H. L., y Clark, D. B. (2003). "Environmental controls on net ecosystem-level carbon exchange and productivity in a central american tropical wet forest." *Global Change Biology*, 9: 296–412. [10](#)
- Lohila, A., Laurila, T., Aro, L., Aurela, M., Tuovinen, J., Laine, J., Kolari, P., y Minkkinen, K. (2007). "Carbon dioxide exchange above a 30-year-old Scots pine plantation established on organic-soil cropland." *Boreal Environment Research*, 12: 141–157. [10](#)
- Luhar, A. K. y Rao, K. S. (1994). "Source footprint analysis for scalar fluxes measured in flows over inhomogeneous surface." In: *Gryning, S. e, Millan, M. M. (Eds.), Air Pollution Modelling and its Application*, Vol. X Plenum Press, New York: pp. 315–323. [41](#)
- Lund, C. P., Riley, W. J., Pierce, L. L., y Field, C. B. (1999). "The effects of chamber pressurization on soil-surface CO₂ flux and the implications for NEE measurements under elevated CO₂." *Global Change Biology*, 5: 269–281. [3](#)
- Luo, Y. y Zhou, X. (2006). "Soil respiration and the environment." *Elsevier*, Oxford: 328pp. [104](#)
- Luyssaert, S., Inglima, I., Jung, M., Richardson, A. D., Reichstein, M., Papale, D., Piao, S. L., Schulze, E. D., Wingate, L., Matteucci, G., Aragao, L., Aubinet, M., Beer, C., Bernhofer, C. ., Black, K. G., Bonal, D., Bonnefond, J. M., Chambers, J., Ciais, P., Cook, P., Davis, K. J., Dolman, A. J., Gielen, B., Goulden, M., Grace, J., Granier, A., Grelle, A., Griffis, T., Grünwald, T., Guidolotti, G., Hanson, P. J., Harding, R., Hollinger, D. Y., Hutya, L. R., Kolari, P., Kruijt, B., Kutsch, W., Lagergren, F., Laurila, T., Law, B. E., Le Maire, G., Lindroth, A., Loustau, D., Malhi, Y., Mateus, J., Migliavacca, M., Misson, L., Montagnani, L., Moncrieff, J., Moors, E., Munger, J. W., Nikinmaa, E., Ollinger, S. V., Pita, G., Rebmann, C., Rouspard, O., Saigusa, N., Sanz, M. J., Seufert, G., Sierra, C., Smith, M. L., Tang, J., Valentini, R., Vesala, T., y Janssens, I. A. (2007). "CO₂ balance of boreal, temperate, and tropical forest derived from a global database." *Global Change Biology*, 13: 2509–2537. [53](#)
- Mahrt, L., Sun, J., Blumen, W., Delany, T., y Oncley, S. (1998). "Nocturnal boundary-layer regimes." *Boundary Layer Meteorology*, 88: 255–278. [77](#)

- Mahrt, L. y Vickers, D. (2002).** “Concrasting vertical structures of nocturnal boundary layers.” *Boundary Layer Meteorology*, 105: 351–363. [126](#)
- Marañón Jiménez, S., Castro, J., Kowalski, A. . S. ., Serrano-Ortiz, P., Reverter, B. R., Sánchez-Cañete, E. P., y Zamora, R. (2011).** “Post-fire soil respiration in relation to burnt wood management in a Mediterranean mountain ecosystem.” *Forest Ecology and Management*. [20](#), [113](#), [133](#), [189](#), [190](#)
- Massman, W. J. y Frank, J. M. (2009).** “Three issues concerning open- and closed-path sensors: self-heating, pressure effects, and tube wall adsorption.” *AsiaFlux Workshop*, Sapporo: Japan. [142](#)
- Massman, W. J. y Tuovinen, J. (2006).** “An analysis and implications of alternative methods of deriving the density (WPL) terms for eddy covariance flux measurements.” *Boundary Layer Meteorology*, 121(121): 221–227. [6](#), [25](#), [52](#)
- McCaughey, J. H., Pejam, M. R., Arain, M. A., y Cameron, D. A. (2006).** “Carbon dioxide and energy fluxes from a boreal mixedwood forest ecosystem in Ontario, Canada.” *Agricultural and Forest Meteorology*, 140: 79–96. [10](#)
- McMillen, R. T. (1988).** “An eddy correlation technique with extended applicability to non-simple terrain.” *Boundary Layer Meteorology*, 43: 231–245. [48](#)
- Moffat, A. M., Papale, D., Reichstein, M., Hollinger, D. Y., Richardson, A. D., Barr, A. G., Beckstein, C., Braswell, B. H., Churkina, G., Desai, A. R., Falge, E., Gove, J. H., Heimann, M., Hui, D., Jarvis, A. J., Kattge, J., Noormets, A., y Stauch, V. J. (2007).** “Comprehensive comparasion of gap-filling techniques for eddy covariance net carbon fluxes.” *Agricultural and Forest Meteorology*, 147: 209–232. [69](#)
- Moncrieff, J. B., Malhi, Y., 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. [75](#), [76](#)
- Monteith, J. L. y Unsworth, M. H. (1990).** “Principles of environmental physics.” *Routledge*, Chapman and Hall: New York, USA: XII+291P. [99](#)
- Nappo, C. (1991).** “Sporadic breakdowns of stability in the PBL over simple and complex terrain.” *Boundary Layer Meteorology*, 54: 69–87. [125](#)

- Nobel, P. S. (1983). "Biophysical Plant Physiology." W. H., Freeman and Company, San Francisco. 55
- Noormets, A., Gavazzi, M. J., McNulty, S. G., Domec, J.-C., Sun, G., King, J. S., y Chen, J. (2010). "Response of carbon fluxes to drought in a coastal plain loblolly pine forest." *Global Change Biology*, 16: 272–287. 53
- Oechel, W. C., Hastings, S. J., Vourlitis, G., Jenkins, M., Riechers, G., y Grulke, N. (1993). "Recent change of Arctic tundra ecosystems from a net carbon dioxide sink to a source." *Nature*, 361: 520–523. 9, 10
- Ohtaki, E. (1984). "Application of an infrared carbon dioxide and humidity instrument to studies of turbulent transport." *Boundary Layer Meteorology*, 24: 85–107. 5
- Ono, K., Miyata, A., y Yamada, T. (2008). "Apparent downward CO₂ flux observed with open-path eddy covariance over a non-vegetated surface." *Theoretical and Applied Climatology*, 92: 195–208. 7
- Papale, D. y Valentini, R. (2003). "A new assessment of European forest carbon exchanges by eddy fluxes and artificial neural networks spatialization." *Global Change Biology*, 9: 525–535. 70
- Pasquill, F. (1972). "Some aspects of boundary layer description." *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 98: 469–494. 39, 41
- Pasquill, F. y Smith, F. B. (1983). "Atmospheric Diffusion." III Ed., J. Wiley & Sons, New York: 437p. 39, 74
- Pauli, H., Gottfried, M., Hohenwallner, D., Reiter, K., y Grabherr, G. (2005). "Ecological climate impact research in high mountain environments: GLORIA (Global Observations Research Initiative in Alpine Environments) - its roots, purpose and long-term perspectives." *Global Change and Mountain Regions*, 1: 383–391. 9
- Pérez-Ruiz, E. R., Garatuza-Payán, J., Watts, C. J., Rodríguez, J. C., Yezpez, E. A., y Scott, R. L. (2010). "Carbon dioxide and water vapour exchange in a tropical dry forest as influenced by the North American Monsoon System (NAMS)." *Journal of Arid Environments*, 74: 556–563. 10
- Pilegaard, K., Hummelshøj, P., Jensen, N. O., y Chen, Z. (2001). "Two years of continuous CO₂ eddy-flux measurements over a Danish beech forest." *Agricultural and Forest Meteorology*, 107: 29–41. 10

- Pingintha, N., Leclerc, M. Y., Beasley, J. P., Durden, D., Zhang, G., Senthong, C., y Rowland, D. L. (2010). "Hysteresis response of daytime net ecosystem exchange during drought." *Biogeosciences*, 7: 1159–1170. [11](#), [53](#), [170](#)
- Pinter, K., Barcza, Z., Balogh, J., y Nagy, Z. (2008). "Continuous eddy covariance measurements of grass lands' carbon balance in Hungary." *Cereal Research Communications*, 36: 563–566. [10](#)
- Powell, T. L., Gholz, H. L., Clark, K. L., Starr, G., Cropper, W. P., y Martin, T. A. (2008). "Carbon exchange of a mature, naturally regenerated pine forest in north Florida." *Global Change Biology*, 14(11): 2523–2538. [10](#)
- Prandtl, L. (1949). "Führer durch die Strömungslehre." *Auflage, Friedrich Vieweg & Sohn, Braunschweig*, 3: 407pp. [31](#)
- Pryor, S., Barthelmie, R. J., y Jensen, B. (1999). "Nitrogen dry deposition at an AmeriFlux site in a hardwood forest in the MidWest." *Geophysical Research Letters*, 26(6): 691–694. [5](#)
- Ramanathan, V., Lian, M. S., y Cess, R. D. (1979). "Increased atmospheric CO₂: zonal and seasonal estimates of the effect on the radiation energy balance and surface temperature." *Journal of Geophysical Research*, 84: 4949–4958. [2](#)
- Ramaswamy, V., Boucher, O., Haigh, J., Hauglustaine, D., Haywood, J., Myhre, G., Nakajima, T., Shi, G., Solomon, S., Betts, R. E., Charlson, R., Chuang, C. C., Daniel, J. S., Del Genio, A. D., Feichter, J., Fuglestvedt, J., Forster, P. M., Ghan, S. J., Jones, A., Kiehl, J. T., Koch, D., Land, C., Lean, J., Lohmann, U., Minschwaner, K., Penner, J. E., Roberts, D. L., Rodhe, H., Roelofs, G. J., Rotstayn, L. D., Schneider, T. L., Schumann, U., Schwartz, S. E., Schwartzkopf, M. D., Shine, K. P., Smith, S. J., Stevenson, D. S., Stordal, F., Tegen, I., van Dorland, R., Zhang, Y., Srinivasan, J., y Joos, F. (2001). "Radiative Forcing of Climate Change." *Related Information: Climate Change 2001: The Scientific Basis*, page Medium: ED; Size: HTML. [3](#)
- Rannik, u., Aubinet, M., Kurbanmuradov, O., Sabelfeld, K. K., Markkanen, T., y Vesala, T. (2000). "Footprint analysis for measurements over a heterogeneous forest." *Boundary Layer Meteorology*, 97: 137–166. [41](#)
- Raupach, M., Rayner, P. J., Barrett, D. J., Defries, R. S., Heimann, M., Ojima, D. S., Quegan, S., y Schimmlus, C. C. (2005). "Model-data

- synthesis in terrestrial carbon observation: methods, data requirements and data uncertainty specifications.” *Global Change Biology*, 11: 378–397. [75](#)
- Reichstein, M., Falge, E., Baldocchi, D., Papale, D., Aubinet, M., Berbigier, P., Bernhofer, C., Buchmann, N., Gilmanov, T., Granier, A., Grünwald, T., Havránková, K., Ilvesniemi, H., Janous, D., Knohl, A., Laurila, T., Lohila, A., Loustau, D., Matteucci, G., Meyers, T., Miglietta, F., Ourcival, J.-M., Pumpanen, J., Rambal, S., Rotenger, E., Sanz, M., Tenhunen, J., Seufert, G., Vaccari, F., Vesala, T., Yakir, D., y Valentini, R. (2005). “On the separation of net ecosystem exchange into assimilation and ecosystem respiration: review and improved algorithm.” *Global Change Biology*, 11: 1424–1439. [70](#), [71](#), [72](#), [105](#)
- Reichstein, M., Rey, A., Freibauer, A., Tenhunen, J. D., Valentini, R., Banza, J., Casals, P., Cheng, Y., Grünzweig, J. M., Irvine, J., Joffre, R., Law, B. E., Loustau, D., Miglietta, f., Oechel, W., Ourcival, J. M., Pereira, J. S., Peressotti, A., Ponti, F., Qi, Y., Rambal, S., Rayment, M., Romanya, J., Rossi, F., Tedeschi, V., Tirone, G., Xu, M., y Yakir, D. (2003). “Modeling temporal and large-scale spatial variability of soil respiration from soil water availability, temperatura and vegetation productivity indices.” *Global Biogeochemical Cycles*, 17(4): DOI: 10.1029/2003GB002035. [105](#)
- Resco, V., Hartwell, J., y Hall, A. (2009). “Ecological implications of plants’ ability to tell the time.” *Ecology Letters*, 12: 583–592. [172](#)
- Reverter, B. R., Sánchez-Cañete, E. P., Resco, V., Serrano-Ortiz, P., Oyonarte, C., y Kowalski, A. S. (2010). “Analyzing the major drivers of NEE in a Mediterranean alpine shrubland.” *Biogeosciences*, 7: 2601–2611 doi:10.5194/bg-7-2601-2010. [8](#), [53](#), [59](#), [60](#)
- Rey, A., Pegoraro, E., Oyonarte, C., Were, A., Escribano, P., y Raimundo, J. (2010). “Impact of land degradation on soil respiration in a steppe (*Stipa tenacissima* L.) semiarid ecosystem in the SE of Spain.” *Soil Biology & Biochemistry*, in press: 1–11. [60](#), [187](#), [224](#), [226](#)
- Rey, A., Pegoraro, E., Tedeschi, V., De Parri, I., Jarvis, P. G., y Valentini, R. (2002). “Annual variation in soil respiration and its components in a coppice oak forest in central Italy.” *Global Change Biology*, 8: 851–866. [99](#)
- Reynolds, O. (1895). “On the dynamical theory of incompressible viscous fluids and the determination of criterion.” *Philosophical Transactions of Royal Society of London*, A174: 935–982. [4](#)

- Richardson, A. D. y 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. [80](#), [83](#), [151](#)
- 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., y 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. [80](#), [146](#), [150](#)
- Running, S. W., Baldocchi, D. D., Turner, D. P., Gower, S. T., Bakwin, P. S., y Hibbard, K. A. (1999).** “A global terrestrial monitoring network integrating tower fluxes, flask sampling, ecosystem modeling and EOS satellite data.” *Remote Sensing Environment*, 70: 108–127. [3](#)
- Saigusa, N., Yamamoto, S., Murayama, S., Kondo, H., y Nishimura, N. (2002).** “Gross primary production and net ecosystem exchange of a cool-temperate deciduous forest estimated by the eddy covariance method.” *Agricultural and Forest Meteorology*, 112: 203–215. [10](#)
- Sala, O. E., Lauenroth, W. K., y Parton, W. J. (1982).** “Plant recovery following prolonged drought in a shortgrass steppe.” *Agricultural Meteorology*, 27: 49–58. [165](#)
- Sánchez, S., Simon, M., García, I., y Gómez Ortiz, A. (1988).** “Morfo-genesis de un sistema nival de Sierra Nevada: Laguna Seca (provincia de Granada).” *Cuaternalario y Geomorfología*, 2(1-4): 99–105. [14](#)
- Sanz, M. J., Carrara, A., Gimeno, C., E., B. A., y López, R. (2004).** “Effects of a dry and warm summer conditions on CO₂ and Energy fluxes from three Mediterranean ecosystems.” *Geophysical Research Abstracts*, 6: 3239–3239. [60](#)
- Schimel, D., Kittel, T. G. F., Running, S., Monson, R., Turnipseed, A., y Anderson, D. (2002).** “Carbon sequestration studied in western US mountains.” *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, 83: 445–449. [8](#)
- Schmid, H. P. (1994).** “Source areas for scalars and scalar fluxes.” *Boundary Layer Meteorology*, 67: 293–318. [4](#), [40](#), [41](#), [42](#), [116](#), [117](#), [118](#), [119](#), [121](#), [122](#)
- Schmid, H. P. (2002).** “Footprint modeling for vegetation atmosphere exchange studies: a review and perspective.” *Agricultural and Forest Meteorology*, 113: 159–183. [40](#), [41](#)

- Schmid, H. P. y Oke, T. R. (1988). “Estimating the source area of a turbulent flux measurement over a patchy surface.” *Preprints, 8th Symposium on Turbulence and Diffusion, San Diego, CA.*, American Meteorological Society: 123–126. [39](#)
- Schmid, H. P. y Oke, T. R. (1990). “A model to estimate the source area contributing to turbulent exchange in the surface-layer over patchy terrain.” *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 116: 965–988. [41](#)
- Schuepp, P. H., Leclerc, M. . Y., Macpherson, J. I., y Desjardins, R. L. (1990). “Footprint prediction of scalar fluxes from analytical solutions of the diffusion equation.” *Boundary Layer Meteorology*, 50: 353–373. [41](#)
- Scrase, F. J. (1930). “Some characteristics of eddy motion in the atmosphere.” *Meteorological Office Geophysical Memoirs*, 52: 16pp. [4](#)
- Serrano-Ortiz, P., Domingo, F., Cazorla, A., Were, A., Cuezva, S., Villagarcía, L., Alados-Arboledas, L., y Kowalski, A. S. (2009). “Inter-annual CO₂ exchange of a sparse Mediterranean shrubland on a carbonaceous substrate.” *Journal of Geophysical Research*, 114: G04015. [219](#)
- Serrano-Ortiz, P., Kowalski, A. S., Domingo, F., Rey, A., Pegoraro, E., Villagarcía, L., y Alados-Arboledas, L. (2007). “Variations in daytime net carbon and water exchange in a montane shrubland ecosystem in southeast Spain.” *Photosynthetica*, 45(1): 30–35. [60](#), [143](#), [183](#), [189](#)
- Sevruk, B. (1996). “Adjustment of tipping-bucket precipitation gauge measurements.” *Atmospheric Research*, 42: 237–246. [159](#), [161](#)
- Skinner, H. (2007). “Winter carbon dioxide fluxes in humid-temperate pastures.” *Agricultural and Forest Meteorology*, 144: 32–43. [7](#)
- Slaughter, K. W., Grigal, D. F., y Ohmann, L. F. (1998). “Carbon storage in southern boreal forest following fire.” *Scandinavian Journal of Forest Research*, 13: 119–127. [180](#)
- Smith, S. R., Camp, J. P., y Legler, D. M. (1996). “TOGA/COARE handbook of quality control procedures and methods for surface meteorology data.” *Center for Ocean Atmospheric Prediction Studies Tech. Rep.* 96-3: 60pp. [61](#)
- Spahni, R., Chappellaz, J., Stocker, T. F., Loulergue, L., Hausmann, G., Kawamura, K., Flückiger, J., Schwander, J., Raynaud, D., Masson-Delmotte, V., y Jouzel, J. (2005). “Atmospheric Methane

- and Nitrous Oxide of the Late Pleistocene from Antarctic Ice Cores.” *Science*, 310: 1317–1321. [2](#)
- Spehn, E. M. y Körner, C. (2005).** “A global assessment of mountain biodiversity and its function.” *Global Change and Mountain Regions*, 1: 393–400. [8](#)
- Sperry, J. S., Meinzer, F. C., y McCulloh, K. A. (2008).** “Safety and efficiency conflicts in hydraulic architecture: scaling from tissues to trees.” *Plant, Cell and Environment*, 31: 632–645. [172](#)
- Stannard, D. I. (1997).** “A theoretically based determination of Bowen ratio fetch requirements.” *Boundary Layer Meteorology*, 83: 375–406. [41](#)
- Stauch, V. J. y Jarvis, A. J. (2006).** “A semi-parametric model for eddy covariance CO2 flux time series data.” *Global Change Biology*, 12(9): 1707–1716. [70](#)
- Stull, R. B. (1988).** “An Introduction to Boundary Layer Meteorology.” *Atmospheric and Oceanographic Sciences Library*, 13: ISBN: 978–90–277–2769–5. [24](#), [26](#), [32](#), [36](#), [38](#)
- Su, H.-B. y Leclerc, M. Y. (1998).** “Large-eddy simulation of trace gas footprints from infinite crosswind line sources inside a forest canopy.” *In: Proceedings of the 23rd Conference on Agricultural and Forest Meteorology*, Preprints. American Meteorological Society, Boston, MA: pp. 388–391. [41](#)
- Sun, G., Noormets, A., Gavazzi, M. J., McNulty, S. G., Chen, J., Domec, J. C., King, J. S., Amatya, D. M., y Skaggs, R. W. (2010).** “Energy and water balance of two contrasting loblolly pine plantations on the lower coastal plain of North Carolina, USA.” *Forest Ecology and Management*, 259: 1299–1310. [53](#)
- Sun, J., Lenschow, D. H., Burns, S. P., Banta, R. M., Newsom, R. K., Coulter, R., Frasier, S., Ince, T., Nappo, C., Balsley, B. B., Jensen, M., Mahrt, L., Miller, D., y Skelly, B. (2004).** “Atmospheric disturbances that generate intermittent turbulence in nocturnal boundary layers.” *Boundary Layer Meteorology*, 110: 255–279. [125](#)
- Suyker, A. E. y Verma, S. B. (2001).** “Year-round observations of the net ecosystem exchange of carbon dioxide in a native tallgrass prairie.” *Global Change Biology*, 7: 279–289. [33](#), [98](#)

- Swinbank, M. C. (1951).** “Measurements of vertical transfer of heat and water vapor by eddies in the lower atmosphere.” *Journal of Meteorology*, 8: 135–145. [4](#)
- Tang, J., Misson, L., Gerherson, A., Cheng, W., y Goldstein, A. H. (2005).** “Continuous measurements of soil respiration with and without roots in a ponderosa pine plantation in the Sierra Nevada Mountains.” *Agricultural and Forest Meteorology*, 132: 212–227. [105](#)
- Taylor, G. I. (1938).** “The spectrum of turbulence.” *Proceedings of the Royal Society of London*, A164: 476–490. [27](#)
- Teklemariam, T., Staebler, R. M., y Barr, A. G. (2009).** “Eight year of carbon dioxide exchange above a mixed forest at Borden, Ontario.” *Agricultural and Forest Meteorology*, 149: 2040–2053. [10](#)
- Thornthwaite, C. W. y Mather, J. R. (1955).** “The water balance.” *Publication in Climatology, Lab. Climatol. Dresel Inst. Technol.*, 8(8): 1–104. [100](#)
- Twine, T. E., Kustas, W. P., Norman, J. M., Cook, D. R., Houser, P. R., Meyers, T., Prueger, J. H., Stark, P. J., y Wesely, M. L. (2000).** “Correcting eddy-covariance flux underestimates over a grassland.” *Agricultural and Forest Meteorology*, 103: 279–300. [74](#)
- Tyree, M. T. y Sperry, J. S. (1988).** “Do woody plants operate near the point of catastrophic xylem dysfunction caused by dynamics water stress? Answers from a model.” *Plant Phtologist*, 119: 345–360. [172](#)
- Valentini, R., De Angelis, G., Matteucci, G., Dore, S., y Scarascia Mugnozza, G. E. (1996).** “Seasonal net carbon dioxide exchange of a beech forest with the atmosphere.” *Global Change Biology*, 2: 199–208. [5](#)
- Valentini, R., Scarascia Mugnozza, G. E., De Angelis, P., y Bimbi, R. (1991).** “An experimental test of the eddy correlation technique over a Mediterranean macchia canopy.” *Plant, Cell and Environment*, 14: 987–994. [5](#)
- Van Dijk, A. y Dolman, A. J. (2004).** “Estimates of CO₂ uptake and release among European forest based on eddy covariance data.” *Global Change Biology*, 10: 1445–1459. [188](#)
- Verma, S. B., Baldocchi, D. D., Anderson, D. E., Matt, D. R., y Clement, R. J. (1986).** “Eddy fluxes of CO₂, water vapor, and sensible heat over a deciduous forest.” *Boundary Layer Meteorology*, 36: 71–91. [5](#)

- Verma, S. B., Kim, J., y Clement, R. J. (1989). "Carbon dioxide, water vapor and sensible heat fluxes over a tall grass prairie." *Boundary Layer Meteorology*, 46: 53–67. [5](#)
- Vickers, D. y Mahrt, L. (1997). "Quality control and flux sampling problems for tower and aircraft data." *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 14: 512–526. [61](#), [65](#)
- Wang, C., Yu, G., Zhou, G., Yan, J., Zhang, L., Wang, X., Tang, X., y Sun, X. (2006a). "CO₂ flux evaluations over the evergreen coniferous and broad-leaved mixed forest in Ginghushan, China." *Science in China Series D: Earth Sciences*, 49(Supp. II): 127–138. [10](#)
- Wang, M., Guan, D., Wang, Y., Hao, Z., y Liu, Y. (2006b). "Estimate of productivity in ecosystem of the broad-leaved Korean pine mixed forest in Changbai Mountain." *Science in China Series D: Earth Sciences*, 49(Supp. II): 74–88. [10](#)
- Webb, A. A. R. (2003). "The physiology of circadian rhythms in plants." *New Phytologist*, 160: 281–303. [172](#)
- Webb, E. K., Pearman, G. I., y Leuning, R. (1980). "Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer." *QJMRS*, 106: 85–100. [6](#), [25](#), [26](#), [50](#), [53](#)
- Weil, J. C. y Horst, T. W. (1992). "Footprint estimates for atmospheric flux measurements in the convective boundary layer." In: Schwartz, S. E., Slinn, W. G. N. (Eds), *Precipitation Scavenging and Atmosphere-Surface Exchange*, Vol 2. Hemisphere, Washington, DC: pp. 717–728. [41](#)
- Wesely, M. L., Cook, D. R., y Hart, R. L. (1983). "Fluxes of gases and particles above a deciduous forest in wintertime." *Boundary Layer Meteorology*, 27: 237–255. [5](#)
- Wilson, J. D. y Swaters, G. E. (1991). "The source area influencing a measurement in the planetary boundary-layer – the footprint and the distribution of contact distance." *Boundary Layer Meteorology*, 55: 25–46. [41](#)
- Wilson, K., Goldstein, A., Falge, E., Aubinet, M., Baldocchi, D., Berbigier, P., Bernhofer, C., Ceulemans, R., Dolman, H., Field, C., Grelle, A., Ibrom, A., Law, B. E., Kowalski, A., Meyers, T., Moncrieff, J., Monson, R., Oechel, W., Tenhunen, J., Valentini, R., y Verma, S. (2002). "Energy balance closure at FLUXNET sites." *Agricultural and Forest Meteorology*, 113: 223–243. [73](#), [74](#)

- Wofsy, S. C., Goulden, M. L., Munger, J. W., Fan, S. M., Bakwin, P. S., Daube, B. C., Bassow, S. L., y Bazzaz, F. A. (1993). "Net exchange of CO₂ in a mid-latitude forest." *Science*, 260: 1314–1317. [4](#), [5](#)
- Wohlfahrt, G., Fenstermaker, L. F., y Arnone, J. A. (2008). "Large annual net ecosystem CO₂ uptake of a Mojave Desert ecosystem." *Global Change Biology*, 14: 1475–1487. [8](#), [10](#), [54](#), [59](#), [165](#)
- Xu, L., Baldocchi, D. D., y Tang, J. (2004). "How soil moisture, rain pulses, and growth alter the response of ecosystem respiration to temperature." *Global Biogeochemical Cycles*, 18: GB4002, doi:10.1029/2004GB002281. [105](#)
- Xu, M. y Qi, Y. (2001). "Spatial and seasonal variations of Q₁₀ determined by soil respiration measurements at a Sierra Nevada forest." *Global Biogeochemical Cycles*, 15: 687–696. [105](#), [189](#)
- Yamamoto, S., Murayama, S., Saigusa, N., y Kondo, H. (1999). "Seasonal and interannual variation of CO₂ flux between a temperate forest and the atmosphere in Japan." *Tellus*, 51B: 402–413. [5](#)
- Yasuda, Y. y Watanabe, T. (2001). "Comparative measurements of CO₂ flux over a forest using closed-path and open-path CO₂ analysers." *Boundary Layer Meteorology*, 100: 191–208. [7](#), [53](#)
- Yu, G. R., Wen, X. F., Sun, X. M., Tarner, B. D., Lee, X., y Chen, J. Y. (2006). "Overview of ChinaFLUX and evaluation of its eddy covariance measurements." *Agricultural and Forest Meteorology*, 137: 125–137. [5](#)
- Yuste, J. C., Janssens, I. A., Carrara, A., Meiresonne, L., y Ceulemans, R. (2003). "Interactive effects of temperature and precipitation on soil respiration in a temperate maritime pine forest." *Tree Physiology*, 23(18): 1263–1270. [105](#)
- Zeeman, M. J., Hiller, R., Gilgen, A. K., Michna, P., Plüss, P., Buchmann, N., y Eugster, W. (2010). "Management and climate impacts on net CO₂ fluxes and carbon budgets of three grasslands along an elevational gradient in Switzerland." *Agricultural and Forest Meteorology*, 150: 519–530. [10](#), [53](#)
- Zha, T., Kellomäki, S., Wang, K.-Y., y Rouvinen, I. (2004). "Carbon sequestration and ecosystem respiration for 4 years in a Scots pine forest." *Global Change Biology*, 10: 1492–1503. [10](#)

- Zhao, L., Li, J., Xu, S., Zhou, H., Li, Y., Gu, S., y Zhao, X. (2010).** “Seasonal variations in carbon dioxide exchange in an alpine wetland meadow on the Qinghai-Tibetan Plateau.” *Biogeosciences*, 7(4): 1207–1221. [10](#)
- Zhao, L., Li, Y., Xu, S., Zhou, H., Gu, S., Yu, G., y Zhao, X. (2006).** “Diurnal, seasonal and annual variation in net ecosystem CO₂ exchange of an alpine shrubland on Qinghai-Tibetan plateau.” *Global Change Biology*, 12: 1940–1953. [10](#)
- Zona, D., Oechel, W. C., Peterson, K. M., Clement, R. J., Paw U, K. T., y Ustin, S. L. (2010).** “Characterization of the carbon fluxes of a vegetated drained lake basin chronosequence on the Alaskan Arctic Coastal Plain.” *Global Change Biology*, 16: 1870–1882. [54](#)

