



Universidad de Valladolid

FACULTAD DE CIENCIAS

DEPARTAMENTO DE FÍSICA APLICADA

TESIS DOCTORAL:

**Medida y parametrización de los flujos de CO₂ en un uso
de suelo agrícola de la meseta utilizando datos en
superficie y teledetección**

Presentada por **Vanessa Paredes Gómez**
para optar al grado de doctora por la Universidad de Valladolid

Dirigida por:
M^a Luisa Sánchez Gómez

2013



Universidad de Valladolid

FACULTAD DE CIENCIAS

DEPARTAMENTO DE FÍSICA APLICADA

TESIS DOCTORAL:

**Medida y parametrización de los flujos de CO₂ en un uso
de suelo agrícola de la meseta utilizando datos en
superficie y teledetección**

Presentada por **Vanessa Paredes Gómez**
para optar al grado de doctora por la Universidad de Valladolid

Dirigida por:
M^a Luisa Sánchez Gómez

2013

“No, aire,
no te vendas,
que no te canalicen,
que no te entuben,
que no te encajen,
ni te compriman,
que no te hagan tabletas,
que no te metan en una botella,
¡cuidado!”

Pablo Neruda,
Oda al aire

Este trabajo de tesis doctoral ha sido realizado en el marco del proyecto CGL2006-08760: “*Medida y parametrización de los flujos de CO₂ en un uso de suelo agrícola de la meseta utilizando datos en superficie y teledetección*”, financiado por el Plan Nacional de Investigación Científica, Desarrollo e Innovación Tecnológica 2004-2007 del Ministerio de Educación y Ciencia (España) y cofinanciado con fondos FEDER de la Comunidad Europea.

El estudio se desarrolla en el seno del grupo de investigación de Contaminación Atmosférica, reconocido por la Universidad de Valladolid.

Agradecimientos

Quiero expresar mi agradecimiento a todas las personas e instituciones que han hecho posible que esta tesis se haya llevado a cabo y haya llegado a su fin.

En primer lugar, la realización del siguiente trabajo ha sido posible gracias a la beca predoctoral de Formación de Personal Investigador (FPI) (Referencia de la beca: BES-2007-16738) concedida por el Ministerio de Educación y Ciencia en la convocatoria de 2007 enmarcada en el proyecto CGL2006-08760 y a la contribución de la Comisión Europea mediante la cofinanciación con fondos FEDER. Agradecer también a la Agencia Espacial Europea (ESA) por facilitarnos el acceso a las imágenes MERIS usadas en este trabajo.

A mi directora de tesis, Dra. María Luisa Sánchez Gómez, por darme la posibilidad en su día de incorporarme a su grupo de investigación y brindarme la oportunidad de llevar a cabo esta tesis doctoral. Al departamento de Física Aplicada y en especial a Pablo por su incondicional ayuda siempre que lo he necesitado en el laboratorio. A Abel por transmitirme su entusiasmo por la Ciencia y su ánimo. A Javier, por toda su ayuda recibida en el CIBA, siempre que algún problema técnico surgía, bien de una tormenta, un roedor o a saber qué.

A mis compañeros del Grupo de Investigación de Contaminación Atmosférica. Especialmente, a Isidro y M^a Ángeles por demostrarme en todo momento su disposición a ayudarme y resolver mis dudas siempre que lo he necesitado, pero sobre todo por el ánimo que siempre me han transmitido a lo largo de estos años. A Beatriz por ser mi guía e instructora en las medidas experimentales y compartir tanto tiempo conmigo en las arduas tareas de campo. Gracias por todo lo enseñado. A Carlos por estar siempre ahí cuando surgen problemas técnicos, pero sobre todo, por tu compañía en el laboratorio y por la complicidad mutua. A Nuria que aunque ha sido corto el tiempo compartido, las ilusiones son las mismas.

Y por último, pero en verdad, más importante, a toda mi familia y amigos, que con sus incansables palabras de aliento siempre me han animado. A mis padres por haberme transmitido siempre el valor del trabajo y el sacrificio, por el gran esfuerzo que habéis realizado para darme las mejores oportunidades posibles y apoyarme siempre incondicionalmente en aquello que persigo. En especial a mi madre, por ser mi consuelo y mi principal motivación y por enseñarme las cosas más importantes de la vida, como la perseverancia, la honestidad y la generosidad incondicional. A mi abuela Luchi, por ser tan importante para mí y darme tanto. Daros las gracias se me queda corto.

Y sobre todo a Rafa, por estar siempre ahí y creer siempre en mí, por motivarme cuando no parecía haber aliciente, por apoyarme en los momentos amargos de esta etapa y sacrificar tanto y por ser una persona maravillosa.

Tabla de contenido

<i>Tabla de contenido</i>	i
<i>Resumen</i>	iii
<i>Abstract</i>	v
<i>Glosario de términos</i>	vii
<i>Lista alfabética de abreviaturas y acrónimos</i>	xi
<i>Lista de tablas</i>	xv
<i>Lista de figuras</i>	xvii
I. INTRODUCCIÓN	1
II. MARCO TEÓRICO Y MÉTODOS DE MEDIDA	19
II.1 INTRODUCCIÓN	21
II.2 TRANSPORTE TURBULENTO	21
II.3 MÉTODOS MICROMETEOROLÓGICOS PARA LA MEDIDA DE FLUJOS DE CO ₂ EN EL AIRE	24
II.3.1 TÉCNICA EDDY COVARIANCE	26
II.3.1.1 Fundamentos teóricos	26
II.3.1.2 Correcciones necesarias a la técnica EC: Webb, Pearman y Leuning (WPL).....	31
II.4 BALANCE DE ENERGÍA Y TÉRMINOS IMPLICADOS	33
II.5 INSTRUMENTACIÓN EMPLEADA	38
II.5.1 INSTRUMENTACIÓN DE RESPUESTA RÁPIDA PARA LA APLICACIÓN DE LA TÉCNICA EC	38
II.5.1.1 Anemómetro sónico (CSAT3, Campbell Scientific, inc.).....	40
II.5.1.2 Analizador de gases CO ₂ /H ₂ O en el infrarrojo (LI-Cor 7500, Lincoln, NE, USA).....	44
II.5.1.3 Postprocesamiento de los datos de la torre de flujos: software TK2.....	49
II.5.2 INSTRUMENTACIÓN COMPLEMENTARIA: DE RESPUESTA LENTA	54
II.5.2.1 Torre meteorológica	54
II.5.2.2 Registro y procesado de los datos meteorológicos.....	55
III. CARACTERIZACIÓN METEOROLÓGICA Y MICROMETEOROLÓGICA DEL PERIODO DE ESTUDIO	57
III.1 INTRODUCCIÓN	59
III.2 DESCRIPCIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO	59
III.3 PERIODO DE ESTUDIO: BASE DE DATOS	63
III.4 CARACTERIZACIÓN METEOROLÓGICA	63
III.4.1 TEMPERATURA DEL AIRE	64
III.4.2 RADIACIÓN FOTOSÍNTETICA ACTIVA, PAR.....	69
III.4.3 DÉFICIT DE PRESIÓN DE VAPOR (VPD)	73
III.4.4 PLUVIOMETRÍA	76
III.5 FLUJOS DE ENERGÍA Y FRACCIÓN EVAPORATIVA	81
III.5.1 VALORACIÓN GENERAL.....	81
III.5.2 DINÁMICA EVOLUTIVA DE LA FRACCIÓN EVAPORATIVA.....	88
III.6 CIERRE DEL BALANCE DE ENERGÍA.....	93
III.7 RESUMEN DE LA CARACTERIZACIÓN METEOROLÓGICA	98
IV. MEDIDA Y PARAMETRIZACIÓN DE FLUJOS NETOS DE CO₂	101
IV.1 INTRODUCCIÓN.....	103
IV.2 BASE DE DATOS UTILIZADA: CRITERIOS DE CALIDAD Y CONTROL PARA LA SELECCIÓN DE DATOS.....	104

IV.2.1 APLICACIÓN DEL CRITERIO DE DEPURACIÓN DE DATOS SEGÚN LA VELOCIDAD DE FRICCIÓN, U^*	104
IV.2.2 TÉCNICAS EMPLEADAS EN EL RELLENO DE HUECOS	107
IV.3 RESULTADOS	109
IV.3.1 BALANCE DE CARBONO	109
IV.3.2 VARIABILIDAD ESTACIONAL, INTERANUAL Y DIARIA DE NEE	110
IV.3.3 CICLOS DIARIOS DE NEE	120
IV.4 ANÁLISIS DE LA VARIABILIDAD DE LOS VALORES DE NEE SEMIHORARIOS EN FUNCIÓN DE PAR	126
IV.4.1 EVOLUCIÓN DE LOS PARÁMETROS OBTENIDOS CON EL MODELO DE MICHAELIS-MENTEN	129
IV.4.2 CURVAS DE RESPUESTA A LA LUZ	134
IV.4.3 INTERPRETACIÓN DE LA VARIABILIDAD DE LA EFICIENCIA CUÁNTICA MÁXIMA (α) EN FUNCIÓN DE OTROS FACTORES ECOFISIOLÓGICOS	138
IV.5 CONCLUSIONES	139
V. ESTIMACIÓN DE LA RESPIRACIÓN Y DE LA GPP MEDIANTE LA TÉCNICA EC	143
V.1 INTRODUCCIÓN	145
V.2 METODOLOGÍA	145
V.2.1 ESTIMACIÓN DE LA RESPIRACIÓN DEL ECOSISTEMA	147
V.3 RESULTADOS	151
V.3.1 RESPIRACIÓN DEL ECOSISTEMA	151
V.3.1.1 Respiración nocturna y diurna del ecosistema	151
V.3.1.2 Respiración total del ecosistema, REco: variabilidad estacional e interanual	156
V.3.2 GPP OBTENIDA A PARTIR DE LA TÉCNICA EC	160
V.3.2.1 Variabilidad estacional, interanual y diaria de GPP	160
V.3.2.1 Ciclos diarios de GPP	167
V.3.3 CONTRIBUCIÓN DE CADA UNO DE LOS COMPONENTES PRINCIPALES DE LOS FLUJOS DE CO ₂	170
V.4 CONCLUSIONES	176
VI. ESTIMACIÓN DE LA GPP MEDIANTE EL USO DE TELEDETECCIÓN Y LA APLICACIÓN DE UN MODELO LUE	179
VI.1 INTRODUCCIÓN	181
VI.2 DESCRIPCIÓN DEL SENSOR MERIS/ENVISAT	181
VI.3 DESCRIPCIÓN, ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE LOS PRODUCTOS MERIS UTILIZADOS	183
VI.4 DESCRIPCIÓN Y CALIBRACIÓN DEL MODELO ECIBA-LUE	189
VI.5 RESULTADOS	194
VI.5.1 ELECCIÓN DEL ÁREA DE EXTRACCIÓN DE INFORMACIÓN DE LAS IMÁGENES MERIS: ¿1 PÍXEL O 9 PÍXELES?	194
VI.5.2 OBTENCIÓN DEL ϵ_{max} ESPECÍFICO DE NUESTRO ECOSISTEMA	201
VI.5.3 EFICIENCIA DEL USO DE LA LUZ ALCANZADA	203
VI.5.4 DINÁMICA EVOLUTIVA DE LOS COMPUESTOS GPP-8 DÍAS	208
VI.6 CONCLUSIONES	210
VII. CONCLUSIONES	213
VII.1 CONCLUSIONES	215
VII.2 CONCLUSIONS	219
VIII. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	223
IX. ANEXOS	243

Resumen

Esta tesis se enmarca dentro del proyecto CGL2006-08760 cofinanciado por el Ministerio de Ciencia e Innovación (MICINN) y fondos FEDER. Su principal cometido es cuantificar y parametrizar la evolución temporal de los flujos de CO₂ adquiridos durante 2007, 2008 y 2009 en un ecosistema agrícola del medio rural de la submeseta norte castellanoleonesa (CIBA, Centro de Investigación de la Baja Atmósfera), utilizando datos en superficie y teledetección. Dicha labor, además de estimar la función de fuente o sumidero de este ecosistema, aportará un mayor conocimiento del ciclo global del carbono, dado que cuantificar los flujos de dióxido de carbono es considerado requisito esencial para entender el papel de la biosfera en el cambio climático y un instrumento para garantizar el cumplimiento de los objetivos del Protocolo de Kioto. Así mismo, este trabajo estudiará la aplicabilidad de parámetros ecofisiológicos obtenidos mediante imágenes de satélite del sensor MERIS para estimar la producción primaria bruta, GPP, mediante la aplicación de un modelo LUE, modelo de eficiencia en el uso de la luz.

Mediante el método de *eddy covariance* hemos obtenido no sólo los flujos turbulentos de CO₂, sino también medidas complementarias tan importantes como los flujos de energía y vapor de agua. Éste es uno de los métodos micrometeorológicos más ampliamente usados por la comunidad científica internacional en los últimos años para dicho fin. También apoyándonos en la medida de variables meteorológicas convencionales se ha podido caracterizar el contexto meteorológico en el que se desarrolló la campaña de medidas CIBA070809. Por otro lado, el uso de la teledetección en el campo de las ciencias experimentales se ha convertido en una herramienta muy útil. En el caso que nos ocupa, los datos de satélite podrían reemplazar los exigentes y costosos datos obtenidos in situ mediante instrumentación sofisticada en un escenario futuro, por lo que es necesario un estudio pormenorizado de la aplicabilidad de la teledetección en este campo de estudio.

Con este trabajo se pretende determinar el comportamiento de un uso del suelo agrícola ante diferentes condiciones meteorológicas en el contexto del intercambio de

dióxido de carbono entre la atmósfera y la superficie terrestre. Además, se pretende obtener un modelo LUE que a partir de datos de teledetección estime dicho comportamiento en un ecosistema como el nuestro y tan representativo de la región de Castilla y León.

***Palabras clave:** correlación turbulenta, flujos turbulentos, CO₂, flujos de CO₂, intercambio neto del ecosistema, fotosíntesis, producción primaria bruta, intercambio de dióxido de carbono, respiración del ecosistema, eficiencia del uso de la luz (eficiencia del uso de la radiación), micrometeorología, fAPAR, MERIS.*

Abstract

This thesis has been carried out within the project CGL2006-08760 which has been jointly funded by the Spanish Ministry of Science and Innovation and also by ERDF (European Regional Development Fund). Its main objective is to quantify and parameterize the variance over time of CO₂ fluxes monitored between 2007 and 2009 at the Low Atmosphere Research Centre (Centro de Investigaciones de la Baja Atmósfera, CIBA), 41°48'49" N, 4°55'59" W, which is located over a flat elevation called "Montes Torozos" (800 km²) at 840 m above MSL in the geographical centre of the northern plateau of the Iberian peninsula. The site is within a semi-arid agricultural rural ecosystem where non-irrigated crops and grass make up the surrounding vegetation. The research work was carried out by using ground measurements and remote sensing data from MERIS (Medium Resolution Imaging Spectrometer) sensor on board ENVISAT satellite.

In this work, not only will it be determined if our ecosystem acts as a terrestrial source or sink of carbon dioxide, one of the chief greenhouse gases (GHGs), but also it will provide better knowledge about the global carbon cycle. This is because quantifying carbon dioxide fluxes is considered an essential requirement to understand the role that the biosphere plays within climate change, and an instrument to guarantee the fulfillment of the Kyoto Protocol objectives. Moreover, this work will study the usefulness of biophysical parameters obtained by MERIS sensor in order to estimate gross primary production (GPP), by applying a PEM (Production Efficiency Model), specifically the light use efficiency (LUE) model. The use of the latter is considered valuable given that few studies applying a LUE model over agricultural ecosystem exist.

Thanks to the *eddy covariance* method we have obtained not only CO₂ turbulent flux, but also ancillary measurements such as energy fluxes and water vapor. This micrometeorological method has been one of the most widely used by the scientific community in the last few decades. We have also obtained conventional meteorological

data to carry out a meteorological characterization of the three-year period in which the measurement campaign, CIBA070809, was done.

Additionally, the use of remote sensing imagery has increasingly become a very useful tool in the field of experimental sciences in recent years. As far as carbon fluxes are concerned, remote sensing data could possibly replace in situ measurements in the future, as these are obtained from expensive and advanced technological instruments. Thus, a deeper study about its suitability is necessary.

The main aim of this work is to assess the behavior of an agricultural ecosystem under different weather conditions in the context of carbon dioxide exchange between the atmosphere and the terrestrial surface, as well as to derive a LUE model which allows us to estimate the behavior of our ecosystem by means of remote sensing data.

Key words: *eddy covariance, turbulent fluxes, CO₂, CO₂ fluxes, net ecosystem Exchange, photosynthesis, gross primary production, carbon dioxide exchange, ecosystem respiration, light use efficiency (radiation use efficiency), micrometeorology, fAPAR, MERIS.*

Glosario de términos

Absorción: La adición de una sustancia de preocupación a un depósito. La absorción de sustancias que contienen carbono, en particular dióxido de carbono, se denomina a menudo secuestro (de carbono). Véase también *Secuestro*.¹

Antropogénico: Resultante o producido por acciones humanas¹.

Biota: Todos los organismos vivos de una zona; la flora y la fauna consideradas como una unidad¹.

Gases de efecto invernadero (GEI): Son aquellos gases presentes en la atmósfera que tienen la capacidad de absorber radiación infrarroja, la cual posteriormente es remitida hacia la superficie terrestre.

Dióxido de carbono (CO₂): Es el constituyente atmosférico que más contribuye al *efecto invernadero intensificado* aun cuando su concentración global en la atmósfera es de apenas 0,04%. En general, es responsable de más del 60% del efecto invernadero intensificado. En los países industrializados, el CO₂ representa más del 80% de las emisiones de gases invernadero. El CO₂ puede permanecer en la atmósfera entre 50 y 200 años, en función de cómo se recicle en la tierra o en los océanos.

Efecto invernadero: Se llama efecto invernadero al fenómeno natural por el que determinados gases componentes de una atmósfera planetaria retienen parte de la energía infrarroja que el suelo emite al haber sido calentado por la radiación solar incidente. Ocurre que la radiación de onda corta proveniente del sol atraviesa la atmósfera con facilidad, pero por el contrario, la radiación de onda larga que emite la superficie terrestre es retenida por los gases de efecto invernadero. Afecta a todos los cuerpos planetarios dotados de atmósfera. Este fenómeno evita que la energía total del sol recibida constantemente por la tierra vuelva inmediatamente al espacio, haciéndolo más lentamente y produciendo así, a escala planetaria, un efecto similar al observado en un invernadero. Este fenómeno permite que el planeta tenga una temperatura apta para el desarrollo de la vida tal como la conocemos, manteniendo ésta aproximadamente en torno a los 15 °C en lugar de los -18 °C que tendría en caso de que no existiera. De acuerdo con el actual consenso científico, el efecto invernadero se está acentuando en la tierra por la emisión de ciertos gases, como el dióxido de carbono y el metano, debido a la actividad económica humana. El aumento de gases de efecto invernadero provoca que una mayor cantidad de radiación infrarroja sea retenida en la atmósfera y un mayor porcentaje sea remitido a la superficie terrestre causando un desequilibrio en el sistema

¹ Información extraída de la página web oficial del Panel Intergubernamental de expertos sobre el cambio climático (IPCC): <http://www.ipcc.ch>

climático conllevando a un aumento de la temperatura media de la Tierra así como a diversas consecuencias derivadas.

Eficiencia en el uso de la luz: Es la eficiencia con la cual una planta o tipo de vegetación convierte los fotones de la radiación solar recibidos en carbono orgánico. En otras palabras, son los moles de CO₂ fijados por fotosíntesis por cada mol de PAR absorbido.

Evapotranspiración: Proceso combinado de evaporación de la superficie terrestre y transpiración de la vegetación¹.

Flujo turbulento: Este tipo de flujo se caracteriza por trayectorias circulares erráticas, semejantes a remolinos y porque el fluido continuamente se mezcla, de forma caótica, como consecuencia de la ruptura de un flujo ordenado de vórtices, que afectan zonas en dirección del movimiento. El flujo del agua en los ríos o el movimiento del aire cerca de la superficie de la tierra son ejemplos típicos de flujos turbulentos.

Forzamiento radiativo: El forzamiento radiativo de la atmósfera es la diferencia entre la energía entrante y la saliente en el sistema Tierra-Atmósfera (radiación incidente menos la radiación que sale del sistema, expresada en W m⁻²) causada por factores climáticos tales como los gases de efecto invernadero, aerosoles, cambios en la reflectividad según el uso de la tierra o la cubierta (hielo, nieve, etc). Por tanto, en equilibrio, la cantidad de radiación solar entrante en la atmósfera debe ser igual a la radiación solar reflejada saliente más la radiación infrarroja térmica saliente. Toda alteración de este balance de radiación en el sistema climático, es un forzamiento radiativo y supone un cambio de clima y del tiempo meteorológico asociado.

Fuente: Cualquier proceso, actividad o mecanismo que emite un gas de efecto invernadero, un aerosol, o un precursor de gases de efecto invernadero o aerosoles en la atmósfera¹.

Método de correlación turbulenta (EC): Es un método micrometeorológico utilizado para medir los intercambios de masa y energía entre la atmósfera y la biosfera.

Parámetro biofísico: Los parámetros biofísicos son aquellos que permiten describir el estado y los ritmos de cambio de una cubierta vegetal².

Pastizales: Tierras sin mejorar, llenas de hierbas, matorros, sabana y tundra¹.

Plantas C3, C4 y CAM: Véase Ruta metabólica C3, C4 y CAM.

Producción neta del ecosistema (NEP): Ganancias o pérdidas netas de carbono en un ecosistema. La NEP es igual a la Producción primaria neta menos el carbono perdido a través de la respiración heterotrófica¹.

² Calera, A., González-Piqueras, J. and Melia, J., 2004. Monitoring barley and corn growth from remote sensing data at field scale. International Journal of Remote Sensing, 25(1): 97-109.

Producción primaria neta (NPP): Aumento en biomasa o carbono en las plantas de una unidad de un paisaje determinado. La NPP es igual a la Producción primaria bruta menos el carbono perdido a través de la respiración autotrófica¹.

Producción primaria bruta (GPP): La producción primaria **bruta** de un ecosistema es la energía total fijada por fotosíntesis por las plantas, es decir, la cantidad de carbono atmosférico asimilado por las plantas por fotosíntesis.

Protocolo de Kyoto: El Protocolo de Kyoto a la Convención Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático (CMCC) se adoptó en el tercer periodo de sesiones de la Conferencia de las Partes de la CMCC en 1997 en Kyoto, Japón. Contiene unos compromisos legales vinculantes, además de los incluidos en la CMCC. Los países del Anexo B del Protocolo (la mayoría de los países en la Organización de Cooperación y Desarrollo Económicos (OCDE), y los países con economías en transición) acordaron la reducción de sus emisiones antropogénicas de gases de efecto invernadero (CO₂, CH₄, NO_x, hidrofluorocarbonos, perfluorocarbonos, y hexafluoruro de azufre) a al menos un 5% por debajo de los niveles en 1990 durante el período de compromiso de 2008 al 2012. El Protocolo de Kyoto no entró en vigor hasta el 16 de febrero de 2005.

Respiración oscura: Es parte de la respiración que es independiente de la luz y ocurre a la misma velocidad tanto en presencia de la luz como en la oscuridad. Además la respiración oscura tampoco depende de la concentración de oxígeno. El término opuesto es la fotorrespiración, que si depende de la luz.

Ruta metabólica C3, C4 y CAM: Según el mecanismo de fijación de CO₂ se establecen tres modelos fotosintéticos, el de las plantas C3, el de las C4 y el de las CAM (Crassulacean Acid Metabolism). Las más abundantes y más antiguas son las plantas C3, que incluyen la mayoría de cultivos en zonas templadas. La ruta metabólica C3 se encuentra en los organismos fotosintéticos como las cianobacterias, algas verdes y en la mayoría de las plantas vasculares. Las vías metabólicas C4 y CAM se encuentran sólo en plantas vasculares y son consideradas un mecanismo de adaptación fotosintético a variaciones climáticas. Las vías C4 y CAM involucran mecanismos especializados para la concentración y transporte del CO₂ a los sitios de fijación por la enzima RuBisCO (vía C3), pagando un precio extra en términos de ATP por unidad de CO₂ fijado, sin presentar ninguna modalidad o mejora bioquímica en términos de la eficiencia de RuBisCO sobre la vía C3, lo que las hace ser más eficientes en términos de fotosíntesis. Las plantas C4, como el maíz y la caña de azúcar, se llaman así debido a que prolongan el ciclo de Calvin con un modo alternativo de fijación del carbono que forma un compuesto de 4 carbonos como su primer producto. La ruta CAM es una segunda adaptación fotosintética principalmente de las plantas suculentas a las condiciones áridas y su mayor distinción, es que abren sus estomas durante la noche y los cierran durante el día, evitando así una importante pérdida de agua.

Secuestro de carbono: Es la asimilación y almacenamiento de carbono por un medio físico, por ejemplo los océanos o la vegetación mediante la fotosíntesis, que absorbe dióxido de carbono, libera oxígeno y almacena carbono en el tejido vegetal.

Sequía: Fenómeno que se produce cuando la precipitación ha estado muy por debajo de los niveles normalmente registrados, causando unos serios desequilibrios hidrológicos que afectan de manera adversa a los sistemas terrestres de producción de recursos¹.

Sumidero: Cualquier proceso, actividad o mecanismo que retira de la atmósfera un gas de efecto invernadero, un aerosol, o un precursor de gases de efecto invernadero¹.

Teledetección: Se refiere a la técnica de adquisición y posterior tratamiento de datos de la superficie terrestre desde sensores instalados en plataformas espaciales, en virtud de la interacción electromagnética existente entre la tierra y el sensor, siendo la fuente de radiación bien proveniente del sol (teledetección pasiva) o del propio sensor (teledetección activa).

Troposfera: Parte inferior de la atmósfera desde la superficie a 10 km de altitud en latitudes medias (entre 9 km en latitudes altas a 16 km en los trópicos) en donde están las nubes y ocurren los fenómenos ‘meteorológicos’. En la troposfera, las temperaturas suelen descender con la altura ³.

³ Información extraída de la página web oficial de la Agencia de Protección Ambiental de los Estados Unidos (EPA): <http://www.epa.gov/>

Lista alfabética de abreviaturas y acrónimos

APAR	Radiación fotosintéticamente activa absorbida, o Absorbed Photosynthetic Active Radiation, en inglés (= $fAPAR \times PAR$)
CIBA	Centro de Investigación de la Baja Atmósfera, siendo éste el lugar de las medidas experimentales en las cuales se basa el presente trabajo
Corrección WPL	Corrección de Webb, Pearman, and Leuning a los flujos como consecuencia de las fluctuaciones de densidad
CS	Capa superficial
DOY	Día del año, también referido como día juliano, o Day-Of-the-Year, en inglés
EBE	Ecuación del Balance de Energía
EC	Relativo al método <i>Eddy Covariance</i> o método de correlación turbulenta
EF	Fracción evaporativa (= $LE/LE+H$)
ESA	Agencia Espacial Europea, o European Space Agency, en inglés
ET	Evapotranspiración
F_{CO_2}	Flujo de CO_2 [$\mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$]
F_s	Flujo asociado al almacenamiento de CO_2 en la capa de aire por debajo de la altura a la que se toman las medidas EC (término de <i>storage</i>)
FAPAR o fAPAR	Fracción de radiación fotosintéticamente activa absorbida, o Fraction of Absorbed Photosynthetic Active Radiation, en inglés
G	Flujo de calor al suelo [W m^{-2}]
GEI	Gas de efecto invernadero
GPP	Producción primaria bruta, o Gross Primary Production, en inglés
GPP_{obs}	Producción primaria bruta calculada a partir de los datos en superficie de la torre de flujos [$\text{g C m}^{-2} \text{año}^{-1}$]
GPP_d	Producción primaria bruta diaria [$\text{g C m}^{-2} \text{día}^{-1}$]

GPP_{LAI}	Producción primaria bruta estimada mediante una regresión lineal entre GPP _{obs} y el LAI de MERIS [g C m ⁻² año ⁻¹]
GPP_{mod}	Producción primaria bruta estimada mediante la aplicación del modelo ECIBA-LUE y datos de satélite [g C m ⁻² año ⁻¹]
GPP_{sh}	Tasa de la producción primaria bruta semihoraria [μmol m ⁻² s ⁻¹]
H	Flujo de calor sensible [W m ⁻²]
HR	Humedad relativa (%)
IPCC	Panel Intergubernamental sobre el Cambio Climático, o Intergovernmental Panel on Climate Change, en inglés
IRGA	Analizador de gases por infrarrojo, o InfraRed Gas Analyser, en inglés
IV	Índices de vegetación
LAI	Índice de área foliar [m ² m ⁻²]
LE	Flujo de calor latente [W m ⁻²]
LUE	Eficiencia del uso de la luz, o Light Use Efficiency, en inglés (=GPP APAR ⁻¹); [g C MJ ⁻¹]
MAGRAMA	Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente
MERIS	Espectrómetro de imágenes de resolución media o MEdium Resolution Imaging Spectrometer, en inglés
MODIS	Espectrómetro de imágenes de resolución moderada o MODerate resolution Imaging Spectroradiometer, en inglés
NEE	Intercambio neto de dióxido de carbono del ecosistema, o Net Ecosystem Exchange, en inglés; [μmol m ⁻² s ⁻¹] o [g C m ⁻² año ⁻¹]
NEE_d	Datos de NEE diurnos [μmol m ⁻² s ⁻¹]
NEE_n	Datos de NEE nocturnos [μmol m ⁻² s ⁻¹] (= RE _{eco} en el periodo nocturno)
OMM	Organización Meteorológica Mundial

P_{max}	Tasa máxima fotosintética potencial obtenida a partir del ajuste de la función de Michaelis-Menten a los datos de NEE [$\mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$]
PAR	Radiación fotosintéticamente activa, o Photosynthetically Active Radiation, en inglés [μmol de fotones fotosintéticos $\text{m}^{-2}\text{s}^{-1}$]
PCL	Punto de compensación de la luz [μmol de fotones fotosintéticos $\text{m}^{-2}\text{s}^{-1}$]
PEM	Modelos de eficiencia de la luz, o Production Efficiency Models, en inglés
PMI	Periodo de máximo interés (o periodo de máximo crecimiento vegetativo)
PP	Precipitación acumulada [mm]
ppm	Partes por millón [e.g. $\mu\text{mol mol}^{-1}$]
ppt	Partes por trillón (anglosajón). 1 ppt= 10^{-6} ppm.
RE_d	Respiración diurna del ecosistema [$\mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$]
RE_{eco}	Respiración total del ecosistema [$\mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$]
R_o	Tasa de respiración en oscuridad obtenida mediante el modelo empírico de Michaelis-Menten [$\mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$]
R_N	Radiación solar neta [W m^{-2}]
RSG	Radiación solar global [W m^{-2}]
SI	Sistema Internacional de Unidades
T_{air}	Temperatura del aire [$^{\circ}\text{C}$]
u*	Velocidad de fricción [m s^{-1}]
VPD	Déficit de presión de vapor [kPa]

Lista de tablas

Tabla 2.1	<i>Sistema de etiquetado de calidad para los flujos obtenidos mediante el software TK2</i>	52
Tabla 2.2	<i>Listado de las variables meteorológicas medidas en el CIBA y características de los correspondientes sensores de medida</i>	55
Tabla 3.1	<i>Temperaturas medias mensuales de los periodos de máximo interés. Unidades en °C</i>	67
Tabla 3.2	<i>Temperaturas máximas medias mensuales de los periodos de máximo interés. Unidades en °C</i>	67
Tabla 3.3	<i>Temperaturas mínimas medias mensuales de los periodos de máximo interés. Unidades en °C</i>	67
Tabla 3.4	<i>Promedios mensuales y promedio total del PMI del PAR medio diurno durante cada uno de los PMI de cada año de medidas. Las unidades son $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$</i>	71
Tabla 3.5	<i>Promedios mensuales y promedio total del PMI del PAR máximo diurno durante cada uno de los PMI de cada año de medidas. Las unidades son $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$</i>	71
Tabla 3.6	<i>Valores medios mensuales de EF durante los periodos de máximo interés a partir de datos semihorarios con $\text{PAR} > 100 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ y $H > 100 \text{W m}^{-2}$</i>	91
Tabla 4.1	<i>Valores máximos de NEE de los periodos de máximo interés y el resto de meses del año base. Las unidades son $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$</i>	113
Tabla 4.2	<i>Valores mínimos de NEE de los periodos de máximo interés y el resto de meses del año base. Las unidades son $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$</i>	113
Tabla 5.1	<i>Algunas de las ecuaciones exponenciales aplicadas a los datos nocturnos de NEE en función de la temperatura del aire</i>	149
Tabla 5.2	<i>Valores promedios de la respiración nocturna obtenidos bien directamente con la técnica de correlación turbulenta (EC) o bien según el término independiente del modelo Michaelis-Menten (M-M) para distintas escalas temporales. Las unidades son $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$</i>	154
Tabla 5.3	<i>Valores máximos de GPP de los periodos de máximo interés y el resto de meses del año base. Las unidades son $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$</i>	163

<i>Tabla 5.4</i>	<i>Valores medios de la tasa fotosintética bruta para cada uno de los 3 PMI del periodo de medidas y algunos de sus estadísticos asociados.....</i>	<i>168</i>
<i>Tabla 6.1</i>	<i>Características de las 15 bandas espectrales del sensor MERIS.....</i>	<i>182</i>

Lista de figuras

<i>Figura 1.1</i>	<i>“Curva de Keeling” que muestra el aumento de las medidas de la concentración de CO₂ atmosférico desde que el climatólogo Charles Keeling comenzara a registrarlas en el observatorio de Mauna Loa (Hawaii) hasta la actualidad</i>	5
<i>Figura 1.2</i>	<i>Esquema del balance del carbono en los ecosistemas terrestres</i>	7
<i>Figura 2.1</i>	<i>Variación espectral de la energía cinética del viento</i>	23
<i>Figura 2.2</i>	<i>Representación conceptual de la fluctuación y la media de un serie temporal de una variable aleatoria como puede ser, velocidad de viento, temperatura, vapor de agua o dióxido de carbono</i>	26
<i>Figura 2.3</i>	<i>Convección de signos para los términos del balance de energía de una superficie</i>	34
<i>Figura 2.4</i>	<i>Anemómetro sónico CSAT3 junto al analizador de gases LI-7500 instalados en el CIBA</i>	39
<i>Figura 2.5</i>	<i>Anemómetro sónico CSAT3</i>	41
<i>Figura 2.6</i>	<i>Esquema de funcionamiento del sensor LI-7500</i>	45
<i>Figura 2.7</i>	<i>Modelo del sensor LI-7500, compuesto básicamente por 2 componentes, la cabeza del sensor (a la izquierda de la imagen) y la caja electrónica de control (a la derecha de la imagen)</i>	45
<i>Figura 2.8</i>	<i>Estructura de funcionamiento por etapas del TK2</i>	52
<i>Figura 2.9</i>	<i>Andamio en el cual se situó la instrumentación convencional para la adquisición de datos meteorológicos (foto izquierda). La torre de flujos EC (foto derecha)</i>	54
<i>Figura 3.1</i>	<i>Ubicación del sitio de medidas experimentales, CIBA, en el centro de la comunidad de Castilla y León</i>	61
<i>Figura 3.2</i>	<i>Vista aérea del CIBA</i>	62
<i>Figura 3.3</i>	<i>A) Foto aérea del CIBA y alcance (fetch) de la instrumentación de respuesta rápida. B) Porcentaje de los distintos usos del suelo existentes dentro del alcance de la instrumentación de respuesta rápida, siendo el 51% correspondiente a la asociación vegetal de pastizal-matorral, el</i>	

	<i>41.3% representa el cultivo de secano y el 7.7% restante corresponde a una asociación de coníferas-pastizal-matorral.....</i>	<i>62</i>
<i>Figura 3.4</i>	<i>Rosa de los vientos con las direcciones predominantes de los vientos durante el periodo de medidas.....</i>	<i>64</i>
<i>Figura 3.5</i>	<i>Variabilidad térmica durante el primer año continuo de medidas.....</i>	<i>65</i>
<i>Figura 3.6</i>	<i>Variabilidad térmica en los periodos de máximo interés de cada año de medidas.....</i>	<i>68</i>
<i>Figura 3.7</i>	<i>Variabilidad estacional de la radiación fotosintéticamente activa durante el primer año continuo de medidas.....</i>	<i>70</i>
<i>Figura 3.8</i>	<i>Variabilidad de los datos de PAR durante los periodos de máximo interés para cada uno de los años 2007, 2008 y 2009.....</i>	<i>72</i>
<i>Figura 3.9</i>	<i>Variabilidad estacional de los datos de déficit de presión de vapor durante el primer año completo de medidas.....</i>	<i>74</i>
<i>Figura 3.10</i>	<i>Variabilidad de los datos de déficit de presión de vapor en los periodos de máximo interés de cada año de medidas.....</i>	<i>75</i>
<i>Figura 3.11</i>	<i>Comparación de los datos de precipitación media mensual de los 3 años de medida, 2007, 2008 y 2009, así como datos de la media mensual histórica de los últimos 30 anteriores (1978-2007).....</i>	<i>77</i>
<i>Figura 3.12</i>	<i>Comparación de los datos de precipitación media mensual de los tres años de medida con los promedios mensuales históricos de los últimos 30 anteriores (1978-2007).....</i>	<i>78</i>
<i>Figura 3.13</i>	<i>Variabilidad estacional de los datos de precipitación durante el primer año completo de medidas.</i>	<i>78</i>
<i>Figura 3.14</i>	<i>Valores diarios de precipitación durante los PMI de los 3 años.....</i>	<i>79</i>
<i>Figura 3.15</i>	<i>Valores medios diarios de temperatura del aire (T_{air}), radiación fotosintéticamente activa (PAR), déficit de presión de vapor (VPD), y precipitación acumulada (PP) para los PMI de los años 2007, 2008 y 2009.....</i>	<i>80</i>
<i>Figura 3.16</i>	<i>Evolución de los flujos energéticos de radiación neta (R_N), calor sensible (H), calor latente (LE) y flujo de calor en el suelo (G) para un periodo de 20 días del 2007, desde el DOY 121 al 141.....</i>	<i>83</i>
<i>Figura 3.17</i>	<i>Valores medios de los datos semihorarios de EF con $PAR > 100 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ y $H > 100 \text{ W m}^{-2}$ para cada una de las medias horas. Las barras verticales representan la desviación estándar de los datos</i>	<i>89</i>

<i>Figura 3.18</i>	<i>Variación estacional de los datos semihorarios de EF con PAR >100 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ y $H > 100 \text{ W m}^{-2}$ de la fracción evaporativa durante el primer año continuo de medidas. Las fechas indicadas corresponden a cambios de comportamiento en la EF</i>	<i>90</i>
<i>Figura 3.19</i>	<i>Variación estacional de los datos diarios de EF en los periodos de máximo interés de cada uno de los años de medidas, 2007, 2008 y 2009.....</i>	<i>92</i>
<i>Figura 3.20</i>	<i>Ajuste lineal entre los dos términos de la EBE, para la base de datos de la campaña CIBA070809 en su totalidad.....</i>	<i>94</i>
<i>Figura 3.21</i>	<i>Ajuste lineal entre los dos términos de la EBE para el 2007.....</i>	<i>95</i>
<i>Figura 3.22</i>	<i>Ajuste lineal entre los dos términos de la EBE para el 2008.....</i>	<i>96</i>
<i>Figura 3.23</i>	<i>Ajuste lineal entre los dos términos de la EBE para el 2009.....</i>	<i>96</i>
<i>Figura 3.24</i>	<i>Proporción de cada uno de los flujos de energía al balance total en el conjunto de los datos de los tres años de medidas.....</i>	<i>97</i>
<i>Figura 3.25</i>	<i>Proporción de cada uno de los flujos de energía al balance total en cada uno de los PMI de los tres años de medidas.....</i>	<i>98</i>
<i>Figura 4.1</i>	<i>Análisis de las medias de NEE en ventiles en función de su valor de velocidad de fricción (u^*) mediante una ANOVA. Las cruces representan el valor medio de NEE para cada ventil y las barras verticales representan los errores estándares de las medias. La línea punteada representa el valor medio de todos los datos semihorarios de NEE. Los dos valores enmarcados con el círculo, representan los valores medios de NEE que son significativamente inferiores a la media total de NEE y al resto de medias, fijando así el umbral de $u^* < 0.1 \text{ m s}^{-1}$, usado como criterio para depurar los datos nocturnos con baja turbulencia.....</i>	<i>106</i>
<i>Figura 4.2</i>	<i>Variación estacional de los datos semihorarios de NEE durante el primer año continuo de medidas. Las fechas indicadas corresponden a cambios de comportamiento en los flujos de CO_2</i>	<i>111</i>
<i>Figura 4.3</i>	<i>Variación estacional de los datos semihorarios de NEE en los periodos de máximo interés de cada uno de los años de medidas, 2007, 2008 y 2009.....</i>	<i>114</i>
<i>Figura 4.4</i>	<i>Variación estacional del flujo de CO_2 (NEE) durante el periodo de medidas</i>	<i>115</i>

<i>Figura 4.5</i>	<i>Variación interanual de la cantidad integrada de NEE para cada uno de los PMI, y comparativa con la suma anual estimada de NEE según la relación empírica NEE_{8d}-LAI, para cada uno de los años 2007, 2008 y 2009.....</i>	<i>117</i>
<i>Figura 4.6</i>	<i>Valores promedios diarios del intercambio neto del ecosistema (NEE). Los días del año en los que el valor de NEE es positivo, el ecosistema está actuando de fuente y en los que es negativo actúa de sumidero, es decir, asimila CO₂. En el eje de abscisas tenemos los días julianos que componen cada año de medidas.....</i>	<i>119</i>
<i>Figura 4.7</i>	<i>Ciclo diario de los promedios semihorarios de las tres PMI, que muestra en que franja horaria el ecosistema se comporta como fuente (Respiración dominante) o como sumidero (Fotosíntesis dominante)..</i>	<i>120</i>
<i>Figura 4.8</i>	<i>Ciclo diario de los datos semihorarios de NEE durante cada uno de los PMI de los años 2007, 2008 y 2009. Se representa la totalidad de los datos. Los datos dentro de la caja representan el rango inter-cuartílico; la línea negra, la mediana; los bigotes, los percentiles 10 y 90; y la línea roja, el valor medio. Los puntos extremos están fuera de los percentiles 10 y 90.....</i>	<i>123</i>
<i>Figura 4.9</i>	<i>Ciclos diarios del NEE para cada uno de los meses de los años 2007 (color verde), 2008 (color rojo) y 2009 (color cyan). Los círculos representan las medias y los intervalos mostrados con las barras de error son \pm una vez el error estándar.....</i>	<i>124</i>
<i>Figura 4.10</i>	<i>Evolución horaria de los datos de NEE para los periodos de máximo interés de los tres años de estudio, 2007, 2008 y 2009.....</i>	<i>125</i>
<i>Figura 4.11</i>	<i>Curva típica de respuesta de la fotosíntesis neta de la hoja (P_n) a la densidad de flujo radiante (PAR) a concentración ambiente. R_o es la respiración oscura, PCL el punto de compensación para la luz, α la eficiencia en el uso de la radiación en condiciones de baja iluminación y P_n^* la tasa de fotosíntesis en condiciones de saturación lumínica.....</i>	<i>126</i>
<i>Figura 4.12</i>	<i>Típica curva de respuesta fotosintética a la luz en la que se muestran los puntos más característicos de la curva y los parámetros obtenidos del ajuste no lineal. Se ha invertido el convenio de signos de NEE seguido hasta ahora.....</i>	<i>130</i>
<i>Figura 4.13</i>	<i>Evolución de los parámetros característicos de las curvas de fotosíntesis en función de la intensidad luminosa ajustadas a la ecuación de Michaelis-Menten.....</i>	<i>132</i>

<i>Figura 4.14</i>	<i>Evolución de las curvas de respuesta de la fotosíntesis a la intensidad de la luz ajustadas, según el modelo de Michaelis-Menten, a los flujos NEE semihorarios para cada una de las quincenas del PMI de 2007 o de los meses para el resto del año que comprende entre marzo de 2007 y febrero de 2008.....</i>	<i>135</i>
<i>Figura 4.15</i>	<i>Evolución de las curvas de respuesta de la fotosíntesis a la intensidad de la luz ajustadas, según el modelo de Michaelis-Menten, a los flujos NEE semihorarios para cada una de las quincenas de los tres PMI de 2007, 2008 y 2009.....</i>	<i>136</i>
<i>Figura 4.16</i>	<i>Relación entre el NEE y PAR durante los PMI de los años 2007, 2008 y 2009. Los datos se han agrupado en intervalos temporales de media hora. Las flechas indican la dirección del efecto de histéresis.....</i>	<i>137</i>
<i>Figura 4.17</i>	<i>Ajuste de regresión lineal de la eficiencia cuántica obtenida por Michaelis-Menten, α, frente a la fracción evaporativa concurrente, EF.....</i>	<i>138</i>
<i>Figura 4.18</i>	<i>Ajuste de regresión lineal de la eficiencia cuántica obtenida por Michaelis-Menten, α, frente al LAI obtenido mediante teledetección... </i>	<i>139</i>
<i>Figura 5.1</i>	<i>Respiración nocturna del ecosistema (con $u^* > 0.1$) medida directamente con la técnica EC (NEE_{noct}) frente al término de respiración nocturna obtenida partir del ajuste de las curvas de respuesta la luz de Michaelis-Menten (RE_o)</i>	<i>153</i>
<i>Figura 5.2</i>	<i>Relación lineal entre valores diarios estimados para la respiración diurna y la respiración nocturna observada directamente por la torre de flujos EC considerando todo el conjunto de datos</i>	<i>155</i>
<i>Figura 5.3</i>	<i>Variación estacional de los datos semihorarios de RE_{eco} durante el primer año continuo de medidas. Las barras verticales azules representan la precipitación diaria concurrente.....</i>	<i>157</i>
<i>Figura 5.4</i>	<i>Variación estacional de los datos semihorarios de RE_{eco} en los periodos de máximo interés de cada uno de los años de medidas, 2007, 2008 y 2009</i>	<i>158</i>
<i>Figura 5.5</i>	<i>Comparación interanual de los valores acumulados mensuales de la respiración total del ecosistema.....</i>	<i>159</i>
<i>Figura 5.6</i>	<i>Variación interanual de la cantidad integrada de RE_{eco} para cada uno de los PMI de los años 2007, 2008 y 2009</i>	<i>160</i>
<i>Figura 5.7</i>	<i>Variación estacional de los datos semihorarios de GPP durante el primer año continuo de medidas</i>	<i>161</i>

<i>Figura 5.8</i>	<i>Variación estacional de los datos semihorarios de GPP en los periodos de máximo interés de cada uno de los años de medidas, 2007, 2008 y 2009</i>	162
<i>Figura 5.9</i>	<i>Variación estacional de los promedios mensuales estimados de GPP durante el periodo de medidas</i>	165
<i>Figura 5.10</i>	<i>Variación interanual de la cantidad integrada de GPP observada para cada uno de los PMI de los años 2007, 2008 y 2009 (barra color verde), y comparativa con las sumas anuales de GPP para cada uno de los 3 años de medida, estimadas con los valores observados disponibles y con el relleno de huecos según la regresión lineal en función del LAI de MERIS</i>	167
<i>Figura 5.11</i>	<i>Ciclo diario de la GPP (símbolos cuadrados) y PAR (círculos) para los periodos de máximo interés</i>	168
<i>Figura 5.12</i>	<i>Ciclo diario de los datos semihorarios de GPP durante cada uno de los periodos de máximo interés de los años 2007, 2008 y 2009. En el gráfico se representa la totalidad de los datos</i>	169
<i>Figura 5.13</i>	<i>Evolución estacional de los valores diarios de GPP_{obs}, RE_{eco} y NEE durante el primer año de medidas</i>	171
<i>Figura 5.14</i>	<i>Evolución estacional de los valores diarios de GPP_{obs}, RE_{eco} y NEE en los PMI de los tres años de medida 2007, 2008 y 2009</i>	171
<i>Figura 5.15</i>	<i>Valores acumulados de los 3 principales componentes de flujos de carbono, GPP_{obs}, RE_{eco} y NEE, en los PMI durante el primer año de medidas</i>	173
<i>Figura 5.16</i>	<i>Valores acumulados de los 3 principales componentes de flujos de carbono, GPP_{obs}, RE_{eco} y NEE, en los PMI de los tres años de medida 2007, 2008 y 2009</i>	173
<i>Figura 5.17</i>	<i>Evolución estacional de los cocientes de GPP/RE_{eco} a escala diaria durante el primer año de medidas. Los puntos que están por encima de la línea representan días en los que la fotosíntesis predominó sobre la respiración y viceversa</i>	176
<i>Figura 6.1</i>	<i>Evolución de los valores de LAI y $fAPAR$ obtenidos de las imágenes MERIS para dos niveles distintos de procesamiento. Los puntos rojos corresponden a los valores del nivel L1b y los puntos verdes al nivel L2</i>	187

Figura 6.2	<i>Ajustes de regresión lineal entre los productos diarios de MERIS según los valores obtenidos a partir de 1 píxel o 9 píxeles para el periodo de estudio 2007-2009</i>	195
Figura 6.3	<i>Valores medios del parámetro fAPAR obtenido del sensor MERIS para cada uno de los píxeles de la matriz de información 3 x 3 centrada en el lugar experimental de medidas (CIBA). Las barras verticales representan el error estándar de cada valor medio</i>	196
Figura 6.4	<i>Evolución temporal de los compuestos de 8 días de la producción primaria bruta medida en la torre de flujos (GPP_{obs}) y de los dos parámetros biofísicos de MERIS: LAI y fAPAR. Los valores del LAI y de fAPAR contienen información únicamente extraída del píxel en el que se ubica el CIBA (serie temporal situada arriba) o del promedio de los 9 píxeles circundantes (serie temporal situada abajo)</i>	198
Figura 6.5	<i>Ajustes lineales entre los compuestos de 8 días de la GPP obtenida a partir de las medidas de la torre de flujos (GPP_{obs}) y los compuestos de 8 días de fAPAR y del LAI para el píxel del CIBA o para los 9 píxeles circundantes. Todos los valores de R^2 tienen un nivel de significación de $p < 0.01$</i>	199
Figura 6.6.	<i>Ajuste lineal entre los compuestos de 8 días de la NEE y los compuestos de 8 días del LAI para los 9 píxeles circundantes. ($p < 0.001$)</i>	201
Figura 6.7	<i>Regresión lineal entre los valores de GPP observados en superficie mediante el sistema EC y la variable GPP_{PAR}</i>	202
Figura 6.8	<i>Representación de GPP_{obs} frente a APAR. Los datos han sido ajustados mediante una regresión lineal ($n=86$ y $p > 0.001$)</i>	203
Figura 6.9	<i>Evolución de los valores obtenidos de la eficiencia de conversión PAR efectiva (ϵ_g) durante el periodo de estudio</i>	205
Figura 6.10	<i>Evolución de la GPP_{obs} y de las eficiencias del uso de la luz ϵ_g, procedente del modelo ECIBA-LUE y α procedente del ajuste de las curvas de respuesta a la luz de los datos de GPP con el PAR multiplicado también por el factor limitante f</i>	207
Figura 6.11	<i>Regresiones lineales entre la producción primaria bruta obtenida mediante la técnica EC y las dos eficiencias de conversión de la luz, la alcanzada ϵ_g y la obtenida empleando Michaelis-Menten, α_{M-M}, multiplicada por el factor limitante f</i>	207
Figura 6.12	<i>Variabilidad estacional de la GPP modelada mediante el modelo ECIBA-LUE (GPP_{mod}) y de la GPP estimada con datos en superficie</i>	

	<i>(GPP_{obs}). La línea continua naranja representa la radiación fotosintéticamente activa (PAR).....</i>	209
Figura 6.13	<i>Estimaciones de la GPP_{mod} obtenida a partir de datos de satélite para cada uno de los años naturales 2007, 2008 y 2009, y comparativa con los valores estimados acumulados en sus PMI correspondientes</i>	210
Figura A.1	<i>Variabilidad estacional de la radiación neta durante el primer año continuo de medidas.....</i>	245
Figura A.2	<i>Variabilidad de los datos de R_N durante los periodos de máximo interés para cada uno de los años 2007, 2008 y 2009.....</i>	246
Figura A.3	<i>Ciclo diario de los datos semihorarios de la radiación neta durante cada uno de los periodos de máximo interés de los años 2007, 2008 y 2009</i>	247
Figura A.4	<i>Variación estacional del flujo de calor latente durante el primer año continuo de medidas.....</i>	248
Figura A.5	<i>Variación estacional del flujo de calor latente durante el primer año continuo de medidas. La línea discontinua representa la media. Los dos puntos extremos representan los datos en los percentiles 5 y 95.....</i>	248
Figura A.6	<i>Variación estacional de los datos semihorarios del flujo de calor latente en los periodos de máximo interés de cada uno de los años de medidas, 2007, 2008 y 2009.....</i>	249
Figura A.7	<i>Ciclo diario de los datos semihorarios de flujo de calor latente durante cada uno de los periodos de máximo interés de los años 2007, 2008 y 2009</i>	250
Figura A.8	<i>Variación estacional de los datos de flujo de calor sensible durante el primer año continuo de medidas</i>	251
Figura A.9	<i>Variación estacional del flujo de calor sensible durante el primer año continuo de medidas.....</i>	251
Figura A.10	<i>Variación estacional de los datos semihorarios del flujo de calor sensible en los periodos de máximo interés de cada uno de los años de medidas, 2007, 2008 y 2009.....</i>	252
Figura A.11	<i>Ciclo diario de los datos semihorarios de flujo de calor sensible durante cada uno de los periodos de máximo interés de los años 2007, 2008 y 2009</i>	253

<i>Figura A.12</i>	<i>Variabilidad estacional de los datos de flujo de calor en el suelo durante el primer año de medidas continuo: marzo de 2007 a febrero de 2008.....</i>	<i>254</i>
<i>Figura A.13</i>	<i>Ciclo diario de los datos semihorarios de flujo de calor en el suelo (G) durante el primer año de medidas, desde marzo de 2007 a febrero de 2008.....</i>	<i>254</i>

Capítulo I

INTRODUCCIÓN

El año 2007 pasará a la Historia como el momento en el que, por primera vez, se produjo el consenso entre los distintos gobiernos del mundo y la comunidad científica acerca de que el cambio climático que está sufriendo el planeta es debido a las actividades humanas. El Grupo Intergubernamental de Expertos sobre Cambio Climático (más conocido como IPCC), reunido en Valencia en el mes de noviembre de ese año, aprobó su IV Informe de Evaluación (AR4), el cual así lo afirma. El efecto invernadero intensificado, causante del cambio climático, tiene como principal precursor el dióxido de carbono, ya que es el gas de efecto invernadero de larga permanencia más abundante de la atmósfera y el que contribuye de manera más significativa al forzamiento radiativo del sistema climático que genera el calentamiento global, con un 64 %, seguido por otros GEI como el metano (CH₄) contribuyendo con un 18%, el óxido nitroso (N₂O) con un 6% y los clorofluorocarbonos (CFC), gases halogenados y hexafluoruro de azufre (SF₆) con un 12% en conjunto¹. En el contexto del estado español, tenemos esperanzas de que este año 2007 también pase a la Historia por ser el último año con tendencia en aumento en cuanto a las emisiones de GEI. Según el informe publicado recientemente por el MAGRAMA concerniente al diagnóstico ambiental de España en 2011, desde el 2008 se ha registrado un cambio de tendencia, consolidándose una significativa reducción de los GEI emitidos, de los cuales el CO₂ es el de mayor contribución, con un 80% de las emisiones totales en 2010 (Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente de España 2012).

Sin embargo, hace décadas el CO₂ no se solía considerar como un contaminante. Fue a partir del descubrimiento de un aumento vertiginoso de las concentraciones atmosféricas de CO₂ (Keeling, 1960) desde la era industrial y acentuado en las últimas décadas (ver figura 1.1). La concentración de dióxido de carbono en la atmósfera mundial ha pasado de un valor preindustrial de aproximadamente 280 ppm, el cual se había mantenido más o menos constante durante los 10.000 años anteriores, a 379 ppm en 2005. La concentración

¹ Según datos de la Organización Meteorológica Mundial (OMM) en el último boletín sobre los GEI según las observaciones mundiales realizadas en 2010 (Boletín nº 7 / 21 Noviembre de 2011)

atmosférica de dióxido de carbono en 2005 supera, en gran medida, su margen de variación natural durante los últimos 650.000 años (de 180 a 300 ppm), según muestran testigos de hielo. El ritmo anual de crecimiento de la concentración de dióxido de carbono ha sido mayor durante los últimos 10 años (1995 - 2005 una media de: 1,9 ppm al año), que los anteriores desde el comienzo de las mediciones directas continuas en la atmósfera (1960 - 2005 con una media de: 1,4 ppm al año), aunque existe una variabilidad interanual en el ritmo y crecimiento (IPCC, 2007). Es más, según el último boletín publicado por la Organización Meteorológica Mundial, el promedio mundial de CO₂ ascendió a 389.0 ppm en 2010 con una tendencia anual de crecimiento en base al año anterior de 2.3 ppm año⁻¹ y situándose la tasa de crecimiento en el último decenio en 1.97 ppm. Un estudio realizado por nuestro grupo de investigación, en el que presentó medidas en continuo de datos de concentración de CO₂ durante el periodo 2000-2008 en el mismo ecosistema rural agrícola objeto de la presente memoria, observó que esa tendencia creciente fue aún mayor, 2.98 ppm año⁻¹ (Sánchez *et al.*, 2010). Dada la característica intrínseca del dióxido de carbono de retener el calor absorbiendo radiación infrarroja para remitirlo posteriormente hacia la superficie terrestre, ese aumento intensifica el efecto invernadero natural y conlleva al consiguiente calentamiento global. Por ello, la comunidad internacional tomó conciencia de uno de los mayores problemas a escala global del último siglo y ante las evidencias surge en 1997 el Protocolo de Kyoto anexionándose al Convenio Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático (CMNUCC), como instrumento para reducir las emisiones de los principales gases de efecto invernadero, entre los que se encuentra el CO₂. En este acuerdo, se planteó por vez primera la necesidad de detectar y cuantificar las posibles fuentes y sumideros de dicho gas con el fin de gestionar las emisiones dentro del marco de los derechos de emisión, también como preservar y fomentar los principales sumideros de CO₂ del planeta, así como llegar a una más completa comprensión del ciclo del carbono global.

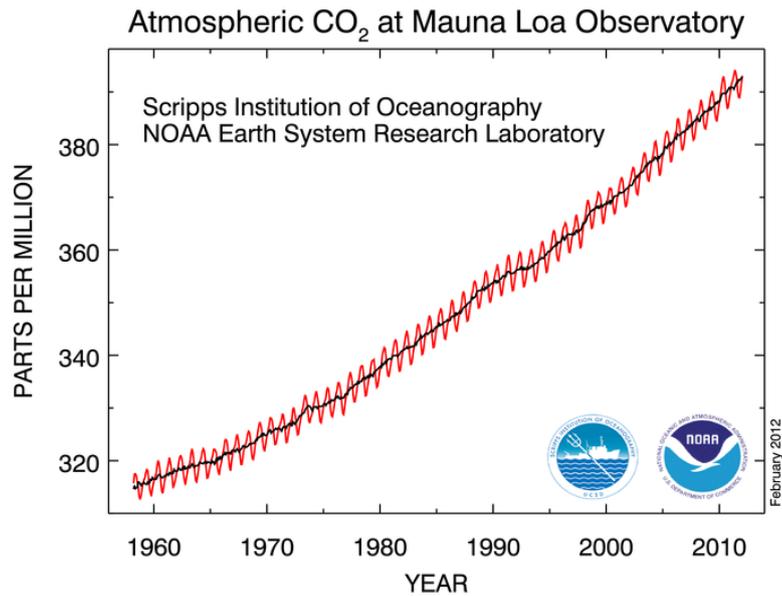


Figura 1.1 “Curva de Keeling” que muestra el aumento de las medidas de la concentración de CO₂ atmosférico desde que el climatólogo Charles Keeling comenzara a registrarlas en el observatorio de Mauna Loa (Hawaii) hasta la actualidad.

Dos actividades humanas, en particular, contribuyen drásticamente al incremento en la concentración de dióxido de carbono atmosférico: la combustión de combustibles fósiles (con la producción de gases de efecto invernadero) y el cambio de uso de suelo, en particular, la deforestación (la cual causa una reducción drástica en la fotosíntesis global ya que reduce la biomasa de las plantas).

El incremento de CO₂ atmosférico durante los últimos 200 años es considerado incuestionablemente uno de los principales colaboradores del calentamiento del sistema climático. Sin embargo, se estima que tan sólo entre un 40% y un 60 %² del total de las emisiones antropogénicas de la última mitad de siglo permanecen en la atmosfera; el resto ha sido asimilado por los océanos y fijado por la biosfera terrestre mediante el proceso fotosintético (Denning *et al.*, 1995; Deng y Chen, 2011). Concretamente, los ecosistemas terrestres han demostrado actuar como potentes sumideros netos de carbono en las últimas

² Según datos de la Organización Meteorológica Mundial (OMM) en el último boletín sobre los GEI según las observaciones mundiales realizadas en 2010 (Boletín n° 7 / 21 Noviembre de 2011)

décadas, contrarrestando el 15-34% de las emisiones antrópicas anuales de CO₂ emitidas a la atmósfera en las últimas décadas (Canadell *et al.*, 2007; Figeroa y Redondo, 2007; Friend *et al.*, 2007; Pregitzer *et al.*, 2008). En relación a la biosfera terrestre, existe un gradiente latitudinal de las concentraciones de CO₂ mayor en latitudes medias del hemisferio norte que en el sur del planeta, en consonancia con el hecho de que es precisamente en las latitudes medias del hemisferio norte desde donde se emite la mayor parte del CO₂ proveniente de la quema de combustibles fósiles, sin embargo la concentración en el norte es sólo 3-4 ppm mayor que la observada en el sur, comparada con las 5-6 ppm esperadas a priori (Denning *et al.*, 1995). Esto implica que las biotas terrestres del norte absorben de forma neta más CO₂ atmosférico que aquéllos del hemisferio sur, y que la presencia de un potente sumidero terrestre en el hemisferio norte podría explicar dicha anomalía. Por lo tanto hay suficientes evidencias de que el carbono es acumulado principalmente en los ecosistemas terrestres de latitudes medias del Hemisferio Norte y en bosques tropicales no perturbados, sin embargo, la magnitud, distribución geográfica y los mecanismos de asimilación de tal acumulación siguen siendo objeto de investigación (Denning *et al.*, 1995; Friend *et al.*, 2007).

Por todo ello, es fundamental tener conocimiento de los principales mecanismos de asimilación de CO₂ a la hora de afrontar el incremento de CO₂ troposférico, así la cuantificación de los flujos de CO₂ ha ido adquiriendo más relevancia en las últimas décadas y en la actualidad un gran número de grupos científicos están estudiando y caracterizando los intercambios de este gas entre la superficie terrestre y la atmósfera (Baldocchi *et al.*, 2001). Además los estudios que caracterizan los flujos de masa y energía son fundamentales para comprender procesos que van desde el comportamiento de la vegetación hasta el desarrollo de modelos orientados a predecir el tiempo y los cambios climáticos (Granier *et al.*, 2000). Dentro de los flujos de masa cabe resaltar el de vapor de agua (H₂O) y el de dióxido de carbono (CO₂) por ser los principales gases responsables del efecto invernadero.

El estudio del ciclo del dióxido de carbono debería ser por tanto, la piedra angular de cualquier política energética compatible con la gestión de nuestro

medio ambiente y el apoyo al desarrollo sostenible. Tener información de la distribución espacial y temporal de los flujos de carbono, así como de su tendencia es de vital importancia considerando el importante papel que el CO₂ tiene en la determinación del clima, además de ser esencial para entender, y en lo posible, gestionar el ciclo global de carbono con el fin de prevenir futuros cambios climáticos potencialmente catastróficos.



Figura 1.2 Esquema del balance del carbono en los ecosistemas terrestres.

Las principales componentes terrestres del ciclo global de carbono pueden estar englobadas en dos términos a su vez opuestos, los cuales representan procesos biológicos del ecosistema en conjunto: la productividad primaria bruta (GPP) y la respiración total del ecosistema (RE_{eco}). Para ponernos en contexto, antes de nada podemos definir la GPP como la velocidad a la cual los productores primarios u organismos autótrofos de un ecosistema, que en el caso de un ecosistema terrestre son básicamente las plantas y en menor medida la microflora del suelo, son capaces de capturar y almacenar una cierta cantidad de energía química proveniente del sol como biomasa en un periodo de tiempo dado. Parte de esa energía fijada es utilizada por los propios organismos autótrofos para la respiración celular o para el mantenimiento de sus propios tejidos, siendo este conjunto la respiración realizada por las plantas (ver figura 1.2). La energía fijada restante, en forma de fotosintatos o productos resultantes de la fotosíntesis, es lo que se denomina como producción primaria neta (NPP). Para entender lo que ocurre en el ciclo del carbono en un ecosistema cualquiera, necesitamos extrapolar estos conceptos a escala de ecosistema. En este caso, no

sólo habrá que tener en cuenta la respiración autótrofa sino también la respiración heterótrofa, proveniente de descomponedores de la materia orgánica y microfauna del suelo, englobándola como respiración total del ecosistema (RE_{eco}). Ahora bien, la diferencia entre estos dos flujos es típicamente un orden de magnitud inferior y se denomina Intercambio Neto del Ecosistema (NEE), el cual es considerado como la principal fuente de variabilidad interanual observada en la acumulación atmosférica de dióxido de carbono (Desai *et al.*, 2008). Por lo tanto, es crucial entender cómo afectan los procesos biológicos de plantas y suelo en esta variabilidad interanual, y para ello necesitamos cuantificar GPP y RE_{eco} . Sin embargo, actualmente no es sencillo medir estos dos flujos directamente. He aquí donde radica la importancia de la técnica empleada en la presente memoria, el método o técnica de correlaciones turbulentas o *eddy covariance* (EC) en inglés.

Varios métodos son propuestos en la literatura para determinar los flujos turbulentos de calor y masa entre una superficie natural horizontal y el aire, los cuales está basados en las ecuaciones físicas de transferencia turbulenta. Los intercambios más importantes de masa son los de vapor de agua y de dióxido de carbono. Estos intercambios se definen por una magnitud medible, la densidad de flujo, que expresa la cantidad del elemento considerado que atraviesa una unidad de superficie horizontal, por unidad de tiempo.

La técnica EC, es un método micrometeorológico consolidado y el único mediante el cual es posible obtener medidas directas tanto de flujos energéticos, e.g. el calor sensible, H, como de materia, esto es, vapor de agua y dióxido de carbono, que ocurren en la interfaz ecosistema-atmósfera, sobre áreas mayores que las típicas a nivel de parcela. La técnica EC proporciona medidas precisas y continuas del intercambio neto de CO_2 del ecosistema (NEE) a nivel de ecosistema (Aubinet *et al.*, 2000; Baldocchi, 2003).

El concepto del método de correlaciones turbulentas se le atribuye principalmente a Osborne Reynolds tras establecer su famoso concepto del número de Reynolds a finales del siglo XIX. Desde entonces la aplicación de este método se demoró durante muchos años por razones técnicas, ya que se basa en mediciones a muy pequeña escala temporal, es decir, se necesitan

realizar medidas con una frecuencia muy superior a lo que eran capaz los instrumentos de medida hasta hace algunas décadas (Baldocchi, 2008b). Otro hito histórico data en la década de los 40, cuando Monin y Obukhov establecieron los principios teóricos para calcular los flujos y gradientes de un escalar o momento en la capa superficial. La primera aplicación del método de correlaciones turbulentas destinado a medir intercambios de dióxido de carbono fue en la década de los 70 utilizando sensores de respuesta relativamente lenta, 2 Hz, que condujeron a errores de hasta el 40% en las medidas obtenidas (Desjardins, 1974). El siguiente avance tecnológico vino con la comercialización de anemómetros sónicos y el desarrollo de analizadores de gases por infrarrojo de trayectoria abierta y rápida respuesta, llegando a medir fluctuaciones diez veces por segundo (10 Hz). Su diseño abierto les capacitaba para muestrear parcelas de aire sin perturbaciones, pero todavía estos instrumentos tenían limitaciones de operación y los sistemas de adquisición de datos limitaban los estudios a campañas de corta duración en plena temporada de crecimiento sobre cultivos agrícolas como sobre soja (Anderson *et al.*, 1984), arroz (Ohtaki, 1984; Desjardins, 1985) o maíz (Desjardins, 1985), entre otros; o sobre ecosistemas naturales como bosques templados de hoja caduca (Verma *et al.*, 1986) o matorral mediterráneo (Valentini *et al.*, 1991). A partir de 1990 la comercialización de instrumentación de respuesta rápida más estable capacitó a los científicos a realizar estudios de campo en continuo con el método de EC por periodos largos. En 1993 se realizó el primer estudio que aplicó este método en un periodo superior a un año sobre un bosque de latitud media (Wofsy *et al.*, 1993). Hacia 1997, comenzaron a proliferar emplazamientos para la medida de flujos turbulentos a los largo del planeta. La mayoría de estas estaciones, en las dos últimas décadas, han ido formando parte de alguna de las redes regionales como CarboEurope, ICOS, AmeriFlux o AsiaFlux entre otras, o a su vez pertenecer a la red global de redes regionales FLUXNET establecida en 1997 (Baldocchi *et al.*, 2001). En octubre de 2011 la red global FLUXNET contaba con 547 emplazamientos para la medida de flujos mediante la técnica EC, incluyendo un amplio rango de tipos de vegetación y regímenes climáticos (<http://fluxnet.ornl.gov/introduction>).

Sin embargo, como ya mencionamos anteriormente, la técnica EC tiene un hándicap y es que no podemos discriminar entre los procesos que asimilan o emiten CO₂. En la actualidad no hay un método estándar en uso y numerosos métodos han sido desarrollados para discriminar los procesos de fotosíntesis y respiración, descomponiendo así el NEE medido directamente con la técnica EC en sus dos principales componentes, GPP y RE_{eco} (Reichstein *et al.*, 2005; Gilmanov *et al.*, 2007; Desai *et al.*, 2008, Lasslop *et al.*, 2010). Típicamente, una gran mayoría de estos métodos se han basado en el concepto de fotosíntesis nula (o GPP cero) por la noche y la existencia de una fuerte correlación entre GPP y RE_{eco} con distintas variables ambientales, tales como la radiación solar y la temperatura (Law *et al.*, 2002), aunque también se ha demostrado que la disponibilidad de agua es un factor de control importante sobre todo en ecosistemas semiáridos (Reichstein *et al.*, 2003). Como alternativa, existen otros métodos como la aplicación de redes neuronales (Papale y Valentini, 2003) o la técnica de isótopos estables, en la cual se analiza la relación isotópica del CO₂ contenido en el aire atmosférico para determinar si su procedencia es la respiración o fotosíntesis (Bowling *et al.*, 2001; Griffis *et al.*, 2005; Brüggemann *et al.*, 2011).

En este estudio los flujos de dióxido de carbono son atribuidos únicamente a procesos biológicos (fotosíntesis y respiración), considerando la contribución de los procesos geoquímicos en el balance neto de carbono despreciable (Kowalski *et al.*, 2008). En la anterior referencia se demuestra que en ecosistemas calcáreos los procesos geoquímicos que se dan en los sistemas kársticos suponen una fuente de emisiones de CO₂ a la atmósfera considerable debido a procesos de ventilación a través de los macroporos del suelo. Según dichos autores, esta contribución en dichos ecosistemas, aunque aún está muy poco estudiada, es significativa y no se debe despreciar. En el caso que nos ocupa, asumimos que la contribución de procesos geoquímicos en la variabilidad de los flujos de CO₂ es irrelevante y por lo tanto rechazamos que haya fuentes de origen geoquímico que aporten CO₂ a la atmósfera. Por ello no consideraremos este término en el presente trabajo.

Como ya se ha mencionado anteriormente, la producción primaria bruta (GPP) entendida como la cantidad de CO₂ absorbida por las plantas mediante la fotosíntesis, es una cantidad física fundamental para el cálculo del balance del carbono entre la atmósfera y la biosfera terrestre, por lo tanto su cuantificación, o mejor dicho, predicción se convierte en uno de los retos más importantes en el contexto del ciclo global del carbono. La estimación de la GPP a partir de medidas observadas en superficie mediante la medida de flujos turbulentos con la técnica EC implica un importante esfuerzo humano y una sofisticada instrumentación científica de elevado coste, sin tener en cuenta la escala espacial a cubrir, normalmente sobre un ecosistema, pero podríamos querer estimar la GPP a nivel regional o global. Por ello, el desarrollo de técnicas que permitan su estimación mediante instrumentación robusta constituye una línea de investigación de gran interés. En esta línea, el gran potencial de la Teledetección se ha abierto camino en este campo de estudio, ya que los datos proporcionan observaciones consistentes y sistemáticas de la vegetación y de los ecosistemas a lo largo del planeta y a muy diversas escalas temporales, y juega un papel cada vez más importante en la caracterización de la vegetación y en la estimación de la GPP (Xiao *et al.*, 2004). Como consecuencia, los estudios para su estimación basados en medidas de satélite han proliferado recientemente (Yuan *et al.*, 2007; Wu *et al.*, 2009; Yan *et al.*, 2009; Garbulsky *et al.*, 2010; Wang *et al.*, 2010; Wang *et al.*, 2010). La mayoría de estos trabajos hacen uso de métodos predictivos, como los modelos de eficiencia de producción (PEM) descritos en la bibliografía, tales como: CASA, GLO-PEM, TURC o C-Fix entre otros para estimar la GPP. Estos PEM están basados en la teoría de la eficiencia en el uso de la luz (LUE), basada en el concepto original de Monteith (Monteith, 1972), que establece la existencia de una relación relativamente constante entre la asimilación fotosintética de carbono y la radiación recibida a nivel de cobertura vegetal. Así, se relaciona la producción primaria bruta (GPP) directamente con la radiación fotosintéticamente activa absorbida (APAR) mediante la eficiencia en el uso de la luz (LUE).

Los modelos basados en la metodología LUE han demostrado ser muy operacionales ya que permiten valorar la productividad de un ecosistema

mediante parámetros biofísicos obtenidos por teledetección a distintas escalas espaciales, desde ecosistema a escala global, dependiendo de la cobertura espacial de los datos de satélite. En este contexto, hay que mencionar que en algunos estudios se ha aplicado en el modelo PEM un valor invariante de LUE, como es el caso del modelo C-Fix que asume un valor constante de $1.1 \text{ g C m}^{-2} \text{ MJ}^{-1}$ (Veroustraete *et al.*, 2002) o el modelo 3-PG que toma el valor de $1.8 \text{ g C m}^{-2} \text{ MJ}^{-1}$ para ecosistemas forestales (Landsberg y Waring, 1997). Sin embargo, se ha venido demostrando que los valores de LUE varían en gran medida según el tipo de vegetación, habiendo principalmente dos fuentes de variabilidad. La primera debida al tipo de vegetación que se trate y al camino fotosintético que realice, dándose mayores valores de LUE en las plantas vasculares del tipo C4, en comparación con las que tienen ruta metabólica C3. La segunda fuente de variabilidad viene dada por las condiciones climáticas dadas (Running *et al.*, 2000). De aquí que la práctica de considerar un valor constante para LUE conllevará un error asociado aún mayor cuanto más corto sea el periodo de estudio. De hecho, cada vez un mayor número de estudios avalan la necesidad de incorporar escalares en el modelo que representen limitaciones ambientales para un determinado lugar y periodo estudiado (McCallum *et al.*, 2009) y así reducir el valor del LUE máximo u óptimo de un ecosistema dado bajo unas condiciones específicas (Xiao *et al.*, 2004; Running *et al.*, 2000). De este modo, si nuestro ecosistema sufre algún tipo de estrés ambiental, esa limitación quedaría representada en el modelo. Por lo tanto, en este trabajo hemos procedido a hallar un valor de LUE óptimo, ϵ_{\max} a partir de ahora, específico de nuestro ecosistema que podamos usarlo de aquí en adelante para estimaciones de GPP.

Además del parámetro ϵ_{\max} , los PEM normalmente también requieren datos meteorológicos como radiación, temperatura, etc., y el parámetro obtenido por satélite, fAPAR, la fracción de radiación fotosintéticamente activa absorbida, como variables de entrada del modelo (McCallum *et al.*, 2009). fAPAR, ha sido típicamente calculado mediante una función lineal o no lineal de algún índice de vegetación obtenido por imágenes de satélite, principalmente del NDVI (Ruimy *et al.*, 1994; Xiao *et al.*, 2005; Olofsson *et al.*, 2007). Sin embargo, los productos biofísicos obtenidos de observaciones satelitales han sido desarrollados

recientemente, haciéndolos directamente disponibles a la comunidad científica (Baret *et al.*, 2007).

Desde el lanzamiento del primer satélite comercial para la observación de la tierra en 1972, LANDSAT-1, la teledetección ha mostrado ser una herramienta excelente para monitorizar y comprender los principales procesos biofísicos que se desarrollan en nuestro planeta y regulan los ecosistemas, tanto a una escala global como local. Consecuentemente, en los últimos años, muchos satélites han sido lanzados al espacio para observar la tierra, bien desde una órbita cuasipolar (como el Landsat de EEUU, el ERS europeo o el SPOT francés) o geoestacionaria (como el Meteosat de la ESA o el GOES de EEUU, ambos dedicados a la meteorología). Entre estos satélites de observación de la tierra se encuentra el satélite europeo ENVISAT (Environmental Satellite, en inglés), de órbita polar heliosíncrona, lanzado en Marzo de 2002 por la Agencia Espacial Europea (ESA de ahora en adelante). Los datos del ENVISAT sirven de apoyo al campo de la investigación de las ciencias de la Tierra y permite monitorear la evolución de la vegetación a cambios climáticos y ambientales. Su órbita se encuentra a una altitud de 800 km y al ser heliosíncrona, su plano orbital está sincronizado con el sol, es decir, que el ángulo que forma la dirección en la que se encuentra el sol y el plano orbital se mantiene constante. Esto es de gran interés, ya que significa que la zona sobrevolada por el satélite es siempre observada a la misma hora del día, lo cual permite estudiar la evolución temporal de los distintos parámetros calculados. Entre los 10 sensores que están a bordo de la plataforma ENVISAT, se encuentra el espectrómetro de imágenes de resolución media, MERIS (MEdium Resolution Imaging Spectrometer, en inglés), que ha sido el encargado de suministrarnos información para el desarrollo de esta memoria.

Los datos satelitales que hemos obtenido del sensor MERIS han sido dos parámetros biofísicos, fAPAR y LAI, que permiten analizar el estado fenológico de una cubierta vegetal. Más atención ha sido prestada al parámetro FAPAR, dado que ha sido una de las variables de entrada para aplicar el modelo ECIBA-LUE propuesto en este trabajo para estimar la GPP de forma alternativa a la

realizada mediante la separación del NEE medido con la técnica EC en sus dos principales componentes, GPP y RE_{eco} .

En la actualidad, las tierras de cultivo representan aproximadamente una tercera parte de la superficie terrestre de Europa (Smith *et al.*, 2005), pero su contribución en el ciclo del carbono global sigue siendo desconocida (Gilmanov *et al.*, 2010). Recientemente, se ha estimado que las tierras de cultivo son los terceros ecosistemas en importancia en cuanto a la cantidad de dióxido de carbono asimilado al año (GPP). Los ecosistemas agrícolas con terrenos cultivados asimilan el 12.2% de la GPP total a escala planetaria, precedido por el 33.5 % de la GPP total que asimilan los bosques tropicales y el 25.7% correspondiente al porcentaje asimilado por las sabanas tropicales (Beer *et al.*, 2010). En la referencia anterior también podemos observar que el área total ocupada por las tierras de cultivo es similar a la ocupada por bosques boreales, sin embargo cabe destacar que la cantidad de CO_2 (GPP) por unidad de área asimilada por los cultivos es casi el doble de la cantidad asimilada por los bosques boreales. Con esto, queremos resaltar la importancia de realizar estudios referentes a flujos de CO_2 a escala local sobre dichos ecosistemas, para con ello mejorar el conocimiento de su comportamiento de fuente/sumidero a escala global en el contexto del cambio climático. Sin embargo, parte de estos aparentes sumideros se acumulan en los cultivos y forrajes, que son reservorios de carbono que son cosechados, transportados y descompuestos fuera del sitio. Por lo tanto, aunque los campos agrícolas pueden ser predominantemente sumideros de CO_2 atmosférico, esto no implica que necesariamente estén aumentando sus reservas de carbono (Gilmanov *et al.*, 2010).

Desde los primeros pasos de los estudios de los flujos de dióxido de carbono mediante la técnica EC, muchos han sido los ecosistema estudiados, aunque los bosques han sido los que mayor atención han recibido (Wofsy *et al.*, 1993; Goulden *et al.*, 1996; Valentini *et al.*, 1996; Baldocchi *et al.*, 1997; Pilegaard *et al.*, 2001). Sin embargo, más escasos han sido hasta la fecha y en base a nuestro actual conocimiento, los estudios de flujos de CO_2 realizados sobre pastizales y ecosistemas agrícolas, y con menos frecuencia sobre tierras de cultivo de cereal, aunque debido a la extensa ocupación de estos ecosistemas a nivel mundial y a

la importancia que la agricultura representa sobre el concepto de sostenibilidad, en los últimos años se ha incrementado el número de estudios de flujos de CO₂ sobre estos ecosistemas (Wang *et al.*, 2010; Smith *et al.*, 2005; Soegaard *et al.*, 2003; Zhang *et al.*, 2007; Béziat *et al.*, 2009; Lei y Yang, 2010).

El interés de este trabajo radica en su contribución al entendimiento de los flujos de dióxido de carbono y al establecimiento de la técnica usada para el seguimiento de su evolución temporal sobre un suelo principalmente agrícola del norte de España. Los resultados de este trabajo son los primeros de medidas en continuo de flujos de CO₂ en la meseta castellana, significando un importante aporte científico debido a la gran extensión que ocupa en la península Ibérica este tipo de ecosistema. El objetivo principal es contribuir al aumento de conocimiento del ciclo del carbono global aportando información sobre el intercambio neto de dióxido de carbono que tuvo lugar en un periodo de tiempo considerablemente extenso como para analizar cuáles son los principales factores ambientales que gobiernan su variabilidad. Asimismo, se pretende cuantificar la capacidad que tiene este agroecosistema como sumidero de CO₂. Para cubrir este objetivo, en marzo de 2007 se comenzaron a tomar medidas sistemáticas de NEE en el Centro de Investigación de la Baja Atmósfera (situado al noroeste de la provincia de Valladolid). El primer objetivo de esta memoria es presentar los resultados experimentales de la magnitud y variabilidad del NEE y caracterizar la dinámica evolutiva de los principales componentes del flujo de dióxido de carbono: GPP, RE_{eco} y NEE obtenidos durante casi tres años de medida, hasta julio de 2009, sobre un ecosistema agrícola de importante representatividad en nuestra región, así como evaluar los factores ambientales implicados en los flujos de carbono. Para alcanzar este objetivo, hemos utilizado procedimientos ya presentados por otros autores, pero incluyendo modificaciones a los modelos para que se ajusten mejor a la idiosincrasia de nuestros datos, tal es el caso del modelo de parametrización de la respiración en el que incluimos la variable EF, además de la temperatura del aire, o la modificación en la ecuación de Michaelis-Menten para el relleno de los huecos de datos diurnos de NEE, en el que asignamos en el término independiente los valores dados por la anterior parametrización de la RE. El segundo objetivo

consiste en obtener el parámetro de máxima eficiencia de conversión de la luz (ϵ_{max}) característico de nuestro ecosistema que sirva para hacer un seguimiento futuro de la evolución temporal de los flujos, aspecto crucial considerando la variabilidad de este parámetro reportada en la bibliografía. Para ello valoraremos las posibilidades que ofrece la teledetección, y en concreto, los parámetros biofísicos proporcionados por el sensor MERIS, para estimar la dinámica evolutiva de la producción primaria bruta, GPP, utilizando un modelo de eficiencia de uso de la luz (LUE) que modificamos, incluyendo la EF como factor limitante que actúa sobre la ϵ_{max} , además de la temperatura, para así adaptarlo a nuestras premisas, que denominamos ECIBA-LUE.

La memoria que presentamos está estructurada de la siguiente forma:

En el **capítulo 2** se describen los fundamentos teóricos en los que se basa el trabajo realizado y en los que se apoya la instrumentación empleada en la adquisición de datos. También se describe en qué consiste el método de correlación por turbulencia, piedra angular de la presente memoria.

En el **capítulo 3** se lleva a cabo una caracterización meteorológica y micrometeorológica de los tres años de medida que constituyen este trabajo, dando una idea general y un análisis comparativo del contexto meteorológico.

En el **capítulo 4** se analizan en profundidad los flujos de dióxido de carbono medidos in situ para describir cuantitativamente la capacidad de este ecosistema como sumidero de CO₂ y su correspondiente comportamiento interanual, estacional y diario. Asimismo, se estudian que variables explican el comportamiento de estos flujos y en base a estos resultados, determinamos cuáles son los mejores métodos para el rellenado de huecos en la base de datos.

El fin último del **capítulo 5** es obtener una estimación de la cantidad de CO₂ absorbida por la vegetación de nuestro ecosistema mediante el proceso fotosintético (GPP) durante el periodo de estudio. Para ello, aplicamos un método de separación de NEE en sus dos componentes principales, GPP y RE_{eco}. La componente de respiración se obtiene parametrizando los datos nocturnos de

NEE en función de variables ambientales y posteriormente extrapolando la anterior relación al periodo diurno. La GPP es obtenida al restar a la componente RE_{eco} , los datos de NEE obtenido directamente por el sistema EC. Finalmente, estudiaremos la variabilidad interanual, estacional y diaria que presentan tanto la GPP como la RE_{eco} estimadas.

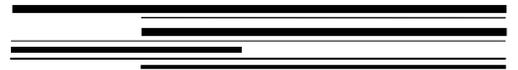
El **capítulo 6** está dedicado a la teledetección, y como el uso de ésta herramienta puede ayudarnos a predecir el comportamiento de un ecosistema determinado en cuanto a la producción primaria bruta (GPP) estudiando para ello la evolución temporal de los parámetros biofisiológicos obtenidos a partir de imágenes del sensor MERIS del satélite ENVISAT facilitadas por la ESA. Así, obtendremos una estimación de la GPP mediante la aplicación de un modelo LUE usando como parámetro de entrada del modelo entre otros, el producto fPAR proporcionado por MERIS. Para ello hemos calibrado el modelo propuesto (ECIBA-LUE), utilizando los datos experimentales in situ, y obtenido el parámetro de máxima eficiencia de conversión de la luz (ϵ_{max}) característico de nuestro ecosistema.

Por último, en el **capítulo 7** se recogen las principales conclusiones obtenidas durante la ejecución de esta Tesis doctoral.

La memoria recoge también la bibliografía más relevante y un apéndice, Apéndice A, donde hemos incluido las principales gráficas evolutivas de los términos energéticos medidos, el calor sensible, H, el calor latente, LE, el flujo térmico del suelo, G, y la radiación solar neta, R_N .

Capítulo II

*MARCO TEÓRICO Y MÉTODOS
DE MEDIDA*



II.1 INTRODUCCIÓN

En este capítulo se describen los fundamentos teóricos en los que se basa el trabajo realizado y en los que se apoya la instrumentación empleada en la adquisición de datos. Principalmente detallamos en qué consiste el método de correlaciones turbulentas, piedra angular de la presente memoria. También se enumeran y se describen brevemente los instrumentos usados en la campaña de medidas y el posterior registro y procesamiento de datos brutos. Así mismo, se explican las bases teóricas sobre las que se fundamentan los instrumentos clave en la aplicación de la técnica de correlación turbulenta o *eddy covariance* (EC).

II.2 TRANSPORTE TURBULENTO

Los procesos de transporte de momento, masa o energía que se producen en la superficie pueden modificar las características de la atmósfera hasta una altura que va desde decenas de metros a varios kilómetros, dependiendo de la rugosidad y la topografía del terreno, de la velocidad de calentamiento o enfriamiento de la superficie, de la fuerza del viento, de fenómenos de advección y de otros factores, dando lugar a la *capa límite planetaria* o *capa límite atmosférica* (Elías y Castellvi, 1996). Así podemos definir la *capa límite atmosférica* (Atmospheric Boundary Layer, ABL) como la parte de la troposfera que directamente se ve influenciada por la presencia de la superficie terrestre e interactúa con ésta respondiendo a estímulos provenientes de la superficie en escalas temporales de una hora o menos (Stull, 1988). Las fuerzas asociadas a la superficie de la Tierra incluyen fricción de arrastre, transferencia de calor, evaporación y transpiración, y fotosíntesis y respiración, que dan lugar a modificaciones en el flujo de momento, calor, vapor de agua y CO₂, respectivamente (Serrano-Ortiz, 2008).

La turbulencia es un mecanismo generado, entre otros, por la fricción del aire con la superficie terrestre y por las variaciones en el calentamiento superficial que provocan turbulencia térmica. Dicha turbulencia permite a la capa límite responder de una manera efectiva a los cambios que se producen en la superficie terrestre. Así, el intercambio de calor, cantidad de movimiento,

vapor de agua y CO₂ entre la superficie terrestre y la capa límite se produce de una manera rápida gracias a la turbulencia atmosférica, varios órdenes de magnitud más efectiva que la difusión molecular. De hecho, la importancia de la turbulencia en la capa límite es uno de sus rasgos distintivos, utilizándose en algunas ocasiones para definirla. Las medidas de los flujos se realizan frecuentemente en la parte inferior de la capa límite, denominada **capa superficial, CS**, que se caracteriza por un régimen turbulento originando fluctuaciones aleatorias y continuas en la velocidad, temperatura y en concentraciones de vapor de agua o anhídrido carbónico, alrededor de sus valores medios en el tiempo y en el espacio (Elías y Castellvi, 1996). Esta es la capa de mayor importancia para la micrometeorología y su espesor es variable, en el CIBA por ejemplo está situada a unos 30-35 m. En la capa superficial los flujos apenas varían con la altura, por lo que a veces se la denomina capa de flujos constantes. En particular, CS se define como la capa donde los flujos turbulentos varían menos del 10% del valor que tienen en la superficie terrestre (Panofsky y Dutton, 1984). En la inmediata vecindad de las superficies se encuentra la subcapa laminar, de unos pocos centímetros de espesor y donde el transporte molecular domina sobre el transporte turbulento.

La turbulencia consiste en remolinos de aire, también referidos como fluctuaciones, de distinto tamaño superpuestos unos a otros que se manifiestan en cambios súbitos, erráticos y continuos en la velocidad y dirección del viento. Los mayores remolinos de la capa límite tienen un tamaño aproximadamente igual a la profundidad de la capa, del orden de 10³ metros de diámetro. Son los remolinos más intensos asociados a bajas frecuencias y son el resultado de turbulencia térmica, debida al calentamiento solar, relacionada a los efectos de flotabilidad. Los remolinos de tamaño intermedio se alimentan de los más grandes. Los remolinos pequeños con alta frecuencia están asociados principalmente a la turbulencia mecánica, generada por efectos de fricción sobre la superficie (Jiménez y Lhomme, 1990). Los más pequeños, del orden de unos pocos milímetros, son muy débiles a causa de los efectos disipativos de la viscosidad molecular (Rodríguez de Torre, 1998).

La intensidad relativa de estos remolinos de diferente escala y su frecuencia definen el espectro de turbulencia. El espectro de turbulencia es una herramienta matemática que informa de la contribución de los remolinos de diferente tamaño al total de la energía cinética turbulenta. En la figura 2.1 se muestra un ejemplo de un espectro energético de la velocidad del viento cerca del suelo, también denominado espectro de Van der Hoven. La abscisa refleja el tamaño del remolino en términos del periodo y frecuencia de variación de la velocidad del viento. Los picos del espectro muestran cuáles son los tamaños de remolino que más contribuyen a la energía cinética turbulenta. El pico situado más a la derecha corresponde a la turbulencia, e indica remolinos de microescala con periodo entre 5 segundos y 5 minutos.

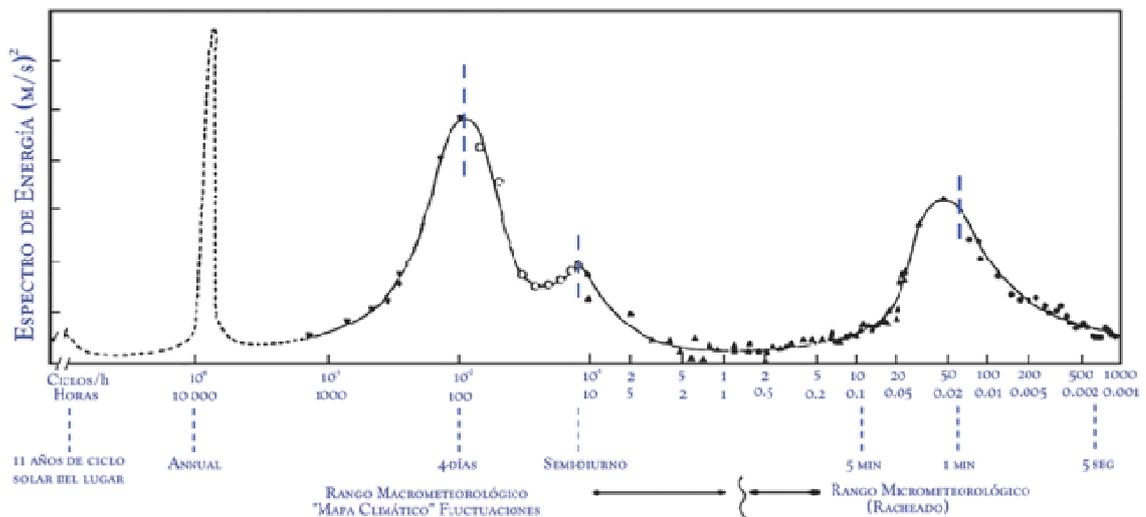


Figura 2.1 Variación espectral de la energía cinética del viento.

Para la correcta evaluación de la turbulencia se ha de elegir un período de duración muy superior a la escala mayor turbulenta (minutos), pero menor que los periodos asociados a escalas sinópticas. Por lo tanto, promediando las medidas recogidas de velocidad del viento sobre un periodo de 30 minutos a una hora, podemos sustraer las desviaciones sobre esa media, para obtener la parte turbulenta (también denominada fluctuación). Así, las fluctuaciones que tienen periodos inferiores a una hora definen la región micrometeorológica y

determinan el espectro de la turbulencia atmosférica donde se encuentra concentrado el interés de la dispersión atmosférica de contaminantes.

De este modo, cualquier variable puede descomponerse en media y fluctuación turbulenta en torno a la media:

$$u = \bar{u} + u' \quad (\text{Ec. 2.1})$$

donde el término de la izquierda representa el valor instantáneo de la variable y el de la derecha es la media más la parte fluctuante. La descomposición de una variable instantánea en términos de la media y la fluctuación se denomina descomposición de Reynolds.

II.3 MÉTODOS MICROMETEOROLÓGICOS PARA LA MEDIDA DE FLUJOS DE CO₂ EN EL AIRE

La medición de flujos turbulentos es esencial para la cuantificación del intercambio de CO₂ entre la atmósfera y la biosfera, y para entender los procesos físicos-químicos dados en la atmósfera, pero a menudo son difíciles de obtener. Cuando se usan métodos micrometeorológicos para este fin, las medidas se realizan por encima de la superficie receptora, y en la capa de flujo constante (ver apartado 1). Esta condición asegura que el flujo que medimos por encima de la superficie receptora es el mismo que existe en la propia superficie. Por otro lado, se requiere homogeneidad horizontal, esto es, que el terreno sea uniforme y llano a sotavento del punto de medida, es decir en la dirección de la que proceden los vientos predominantes, en una distancia superior a 100 veces la máxima altura de medición (ver apartado 5.1). Otra condición impuesta por los métodos micrometeorológicos es la ausencia de fuentes de polución cercanas. A pesar de que estas severas condiciones impuestas sobre las técnicas micrometeorológicas limitan su aplicación a unas pocas zonas de medida, permiten deducir la capacidad de los distintos ecosistemas para absorber gases o partículas, siendo estos resultados de gran valor en el contexto del cambio climático.

Por lo tanto, el uso de técnicas micrometeorológicas tiene importantes ventajas sobre los métodos estancos, como el método de cámaras. Primero, los flujos son promediados sobre grandes áreas y por lo tanto no están sujetos a problemas de muestreo asociados a los métodos de cámaras. Segundo, las medidas no perturban la vegetación o suelo dentro del “alcance de las medidas” ya que la instrumentación y la perturbación se localizan fuera de la zona donde ocurre el intercambio. Y tercero, el tiempo de muestreo necesario para medidas micrometeorológicas, típicamente entre 30 a 60 minutos (ver apartado 2) permite estudiar los cambios que se produzcan en las tasas de intercambio de un gas traza teniendo condiciones de la superficie y atmosféricas no uniformes (Fowler y Duyzer, 1989).

Los métodos micrometeorológicos usados para cuantificar el intercambio turbulento de un gas traza pueden clasificarse en dos categorías. Están los métodos directos, los cuales muestrean el aire mientras éste fluye alrededor de un punto de muestreo registrando su velocidad vertical de viento y su dirección y la concentración del gas a analizar (el método de correlaciones turbulentas o el método de acumulación de remolinos). También están, los métodos indirectos, basados en cuantificar la velocidad de difusión bajo un gradiente de concentración (el método aerodinámico y el método de la razón de Bowen). Los métodos directos implican muestrear a una única altura, pero mediante sistemas de adquisición de datos y sensores tecnológicamente avanzados. Los métodos basados en medir gradientes, se utilizan cuando no se dispone de medidas turbulentas directas y obviamente requieren medir a dos o más alturas, pero usan sensores más simples. La desventaja de la técnica de gradientes es, sin embargo, que puede requerir un número de funciones empíricas para tener en cuenta la estratificación térmica de la atmósfera y es necesario llevar a cabo también medidas de temperatura y viento en las distintas alturas de muestreo. Además, los gradientes de propiedades atmosféricas se presentan muy pequeños cerca del dosel vegetal (Moncrieff *et al.*, 1997).

II.3.1 TÉCNICA EDDY COVARIANCE

Entre los métodos micrometeorológicos usados para medir flujos de CO₂ destaca por el gran éxito tenido entre la comunidad científica en los últimos años, el método directo de correlaciones turbulentas o *eddy covariance*, EC a partir de ahora, el cual pasaremos a explicar a continuación.

II.3.1.1 Fundamentos teóricos

En el apartado 2 vimos que toda variable aleatoria, en un instante t , puede ser descompuesta en un valor medio sobre el intervalo de tiempo considerado y una fluctuación, lo que se denomina descomposición de Reynolds:

$$u = \bar{u} + u' \quad (\text{Ec. 2.1})$$

De la descomposición de Reynolds se deduce que la fluctuación de una variable es la desviación instantánea de su media (ver figura 2.2). Por definición, la media de las fluctuaciones de cualquier variable es cero: $\overline{u'} = 0$, dado que las fluctuaciones negativas se compensan con las positivas en el promedio.

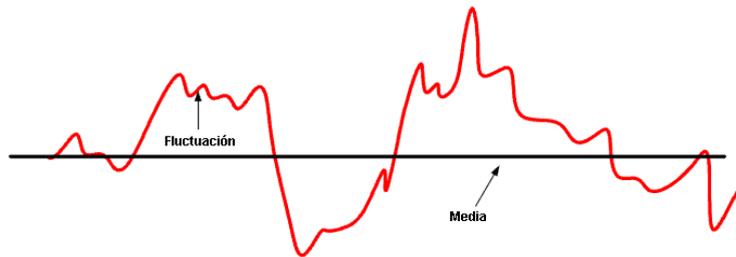


Figura 2.2 Representación conceptual de la fluctuación y la media de un serie temporal de una variable aleatoria como puede ser, velocidad de viento, temperatura, vapor de agua o dióxido de carbono.

La distribución de las variables medias, tales como las componentes de la velocidad, la temperatura, etc., pueden aportar mucha información acerca de la estructura de un flujo, pero poco o nada acerca de los intercambios turbulentos que suceden en el flujo. Se usan varias medidas estadísticas para estudiar y representar la estructura turbulenta, todas ellas basadas en los análisis

estadísticos de las fluctuaciones turbulentas observadas en el flujo. De estas medidas, las que tienen especial relevancia son las covarianzas, que están directamente relacionadas, y a veces referenciadas, como los flujos turbulentos de momento, de calor o de masa. Las covarianzas son promedios de los productos de dos variables fluctuantes y dependen de las correlaciones entre las variables involucradas. Éstas pueden ser positivas, negativas o cero, dependiendo del tipo de flujo. Por ejemplo, si u' y w' son las fluctuaciones de la velocidad del viento en las direcciones x y z , respectivamente, su producto será también una fluctuación cuantitativa pero de media no nula; $\overline{u'w'}$ será positivo (o negativo) si u y w están correlacionadas positivamente (o negativamente).

Para apreciar una clara conexión entre las covarianzas y los flujos turbulentos, consideramos el transporte vertical de una magnitud cualquiera de las que caracterizan el aire (cantidad de movimiento, calor, masa), donde la medida por unidad de volumen es c , cantidad que varía de un elemento del medio a otro. Si w es la velocidad vertical instantánea, el aire en movimiento efectúa el transporte de esa propiedad o magnitud a través de la unidad de superficie horizontal a una tasa cw por unidad de tiempo (Jiménez *et al.*, 1990). Es decir, la componente de la velocidad del viento en la dirección del flujo es responsable del transporte y, consecuentemente, del flujo. Por ejemplo, en la dirección vertical el flujo de un escalar en cualquier instante es cw , siendo c la concentración del escalar y w es la velocidad vertical del viento:

$$F = cw = (\bar{c} + c')(\bar{w} + w') = \bar{c}\bar{w} + \bar{c}w' + c'\bar{w} + c'w' \quad (\text{Ec. 2.2})$$

donde $\bar{c} = C$, equivale al valor medio del escalar de interés, y $\bar{w} = W$, es el valor medio de la velocidad vertical del viento.

Si queremos usar esta definición de flujo en lo referente a los intercambios de CO_2 entre superficie y la atmósfera, no nos interesan valores puntuales de flujo sino un valor promedio medido sobre un cierto periodo de tiempo, ya que un valor puntual de este flujo presentará una variabilidad enorme, dada la

naturaleza caótica de la turbulencia. Aplicando promedios a la ecuación 2.2 obtenemos:

$$\overline{cw} = \overline{CW} + \overline{\bar{c}w'} + \overline{c'\bar{w}} + \overline{c'w'} \quad (\text{Ec. 2.3})$$

donde $\overline{CW} = CW$ y el segundo y tercer sumando son cero, ya que anteriormente dijimos que de la definición de fluctuación tenemos que $\overline{u'} = 0$. Luego:

$$\overline{cw} = CW + \overline{c'w'} \quad (\text{Ec. 2.4})$$

Así, el flujo escalar total se puede representar como la suma del transporte medio (transporte producido por el movimiento medio) y el transporte turbulento. Este último, también llamado flujo turbulento, es matemáticamente idéntico a una covarianza y se ha considerado el término del transporte dominante.

Por lo tanto, el flujo vertical de masa para cualquier escalar puede ser dado por la siguiente expresión:

$$F = \overline{w'c'} \quad (\text{Ec. 2.5})$$

En el caso concreto del flujo turbulento de CO₂ nos interesa determinar, a nivel de ecosistema, la cantidad de dicho gas que es liberado a la atmósfera por respiración y otros procesos (ecosistema fuente) o asimilado en forma de carbono orgánico mediante la fotosíntesis (ecosistema sumidero). Debemos por tanto, elegir un escalar cuya magnitud únicamente varíe atendiendo a estos procesos. Para este fin, se elige la **razón de mezcla**, ya que es la única variable que se conserva durante los procesos de expansión y compresión, asociados a la transferencia de calor en el aire, y durante el proceso de difusión de vapor de agua por evaporación que hace que para un volumen dado las moléculas de CO₂ queden desplazadas al introducir moléculas de vapor de agua, disminuyendo así

la cantidad de CO₂ en relación a dicho volumen (Kowalski y Serrano-Ortiz, 2007).

Por lo tanto, uno puede simplemente definir la densidad de flujo de masa y energía entre la tierra y la atmósfera usando la ecuación de covarianza turbulenta:

$$F = \overline{\rho_a} \overline{w's'} \quad (\text{Ec. 2.6})$$

donde w es la velocidad vertical de viento, s es la razón de mezcla (ρ_c/ρ_a), multiplicada por ρ_a para obtener unas unidades más comunes de flujo por unidad de área ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ o $\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$), ρ_c y ρ_a son las densidades del CO₂ y aire seco, respectivamente.

Así mismo, en base a la ecuación 2.6 y considerando como constantes la masa volumétrica del aire, ρ_a (1.29 kg m^{-3}), el calor específico del aire a presión constante, c_p ($1004.67 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$), y el calor latente de vaporización L_v (2450 J kg^{-1}), los demás flujos se expresan por (Jiménez, Lhomme 1990):

$$\text{Cantidad de movimiento:} \quad \tau = \rho_a \overline{u'w'} \quad (\text{Ec. 2.7})$$

$$\text{Calor latente:} \quad LE = L_v \overline{w'\rho_v'} \quad (\text{Ec. 2.8})$$

$$\text{Calor sensible:} \quad H = \rho_a c_p \overline{T'w'} \quad (\text{Ec. 2.9})$$

De estos flujos, han tenido especial importancia los flujos de calor latente (LE) y calor sensible (H), por intervenir en el balance de energía.

El **flujo de calor latente** (LE), es la cantidad de energía por unidad de tiempo y área que es utilizada para evaporar agua desde la planta y el suelo al cambiar de estado de fase. De tal modo, que cuando el agua líquida contenida en la biosfera se evapore y pase a la atmósfera en forma de vapor, estará absorbiendo calor del medio. Por el contrario, cuando el vapor de agua

contenido en el aire se condense sobre la superficie estará cediendo calor. A la cantidad de energía que el agua cede o absorbe por unidad de masa durante el proceso de cambio de fase se le da el nombre de calor latente de vaporización (L_v). Los calores latentes varían en función de la temperatura pero muy levemente a temperaturas ambiente, por lo que se la considera constante para simplificar la ecuación 2.8., siendo el valor asignado el que corresponde a una temperatura de 20 °C.

El **flujo de calor sensible** es el proceso durante el cual la energía calorífica es transferida desde la superficie terrestre a la atmósfera por conducción y convección debido a una diferencia de temperaturas entre ambos medios. La conducción ocurre en primer lugar dentro de la interfase por contacto físico, mientras que la convección ocurre a escasos milímetros gracias al movimiento de masa vertical del aire. Por lo tanto, el flujo de calor sensible es el que se transmite por el contacto directo de las moléculas del sustrato terrestre con las del aire y es luego transmitido hacia arriba y disipado en la vertical de la atmósfera, gracias a las corrientes convectivas de aire.

Tanto el flujo de calor latente como el flujo de calor sensible, ambos se miden directamente con la técnica EC a través de la medida de la covarianza correspondiente, tal y como mostraban anteriormente las ecuaciones 2.8 y 2.9. Donde w' (m s^{-1}) es la variación instantánea de la velocidad vertical del viento, ρ_v' (kg m^{-3}) la variación instantánea de la densidad de vapor de agua, T' (°C) la variación instantánea de la temperatura del aire, $\overline{w'\rho_v'}$ la covarianza entre la velocidad vertical del viento y la densidad de vapor de agua y $\overline{w'T'}$ la covarianza entre la velocidad vertical del viento y la temperatura del aire. Las barras horizontales indican medias temporales y las primas indican desviaciones de los valores desde las medias temporales.

Según el convenio de signos, ambos flujos (LE y H), serán positivos cuando sean un flujo saliente, desde la superficie a la atmósfera (la atmósfera gana materia o energía), y negativos cuando sean un flujo entrante, dirigido a la superficie.

II.3.1.2 Correcciones necesarias a la técnica EC: Webb, Pearman y Leuning (WPL)

Antes de utilizar el método de covarianza turbulenta, uno debe ser consciente de qué escalar mide el sensor. Los sensores IRGA de camino abierto para vapor de agua y CO₂ no miden la razón de mezcla ($s = \rho_c / \rho_a$). Éstos usan espectrometría infrarroja y miden la transmisión de la luz a través de un tubo muestra o volumen. Consecuentemente, miden la densidad molar ρ_c , la cantidad de materia por unidad de volumen (mol m⁻³). Como mencionábamos en la subsección anterior, la densidad molar ρ_c , no se comporta de manera conservativa cuando hay cambios en el número de moléculas de un volumen controlado o cuando cambia el tamaño de éste debido a fluctuaciones en la temperatura, humedad y presión. Teniendo en cuenta esto, dado que los sistemas de EC miden la covarianza de flujo turbulento en términos de la densidad molar, habrá que analizar y corregir la densidad de flujo neto de CO₂ ($\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) a través de la interfase atmósfera-biosfera que queda reformulada como:

$$F_c = \underbrace{\overline{w\rho_c}}_{\text{I}} = \underbrace{\overline{w'\rho_c'}}_{\text{II}} + \overline{w\rho_c} \quad (\text{Ec. 2.10})$$

Normalmente, el último término de la ecuación anterior se consideraba despreciable, y al término turbulento I se le consideraba el responsable del flujo total del escalar (Liebethal y Foken, 2003). Esta simplificación no se sostiene por lo general por el siguiente razonamiento. El movimiento turbulento consiste en parcelas de aire ascendiendo y descendiendo, las cuales tienen diferentes densidades, ya que las parcelas de aire ascendentes son menos densas que las parcelas de aire descendentes. Para mantener este balance de masa, las velocidades verticales de las parcelas ascendentes tienen que ser distintas a aquellas de las parcelas descendentes. De esto se deduce, que el promedio temporal de la velocidad vertical es diferente de cero. Por lo tanto el flujo turbulento obtenido de las medidas EC tiene que ser corregido de los cambios de densidad del aire, para obtener el flujo total de la ecuación 2.10.

Los diferentes enfoques que tratan con la corrección de Web, parametrizan el promedio de la velocidad vertical del viento (\bar{w}) de diferentes maneras, mientras que el promedio de la concentración del constituyente del aire en cuestión ($\bar{\rho}_c$), ya sea CO₂ o H₂O, siempre se obtiene directamente de las medidas EC. Webb *et al.* (1980), obtuvieron las siguientes ecuaciones para el promedio de la velocidad vertical del aire:

$$\bar{w} = \mu \frac{\overline{w' \rho_v'}}{\bar{\rho}_a} + (1 + \mu\sigma) \frac{\overline{w' T'}}{\bar{T}}, \quad (\text{Ec. 2.11})$$

$$\mu = \frac{m_a}{m_v}, \quad (\text{Ec. 2.12})$$

$$\sigma = \frac{\bar{\rho}_v}{\bar{\rho}_a}, \quad (\text{Ec. 2.13})$$

donde el subíndice v hace referencia al vapor de agua y el subíndice c al aire seco. T es la temperatura del aire y m la masa molecular del correspondiente constituyente del aire. Si sustituimos las ecuaciones 2.11, 2.12 y 2.13 en la ecuación 2.10, ya podemos obtener la ecuación final de Webb-Pearman-Leuning que usamos para corregir medidas de densidades de flujo procedentes de sistemas EC de trayectoria abierta. Para el caso de la densidad de flujo de CO₂ tenemos que:

$$F_c = \underbrace{\overline{w' \rho_c'}}_I + \underbrace{\frac{m_a \bar{\rho}_c}{m_v \bar{\rho}_a} \overline{w' \rho_v'}}_II + \underbrace{\left(1 + \frac{m_a \bar{\rho}_v}{m_v \bar{\rho}_a}\right) \frac{\bar{\rho}_c}{\bar{T}} \overline{w' T'}}_III \quad (\text{Ec. 2.14})$$

Si analizamos en detalle la ecuación anterior comprobamos que el flujo total es función del flujo de calor latente y de calor sensible, así como de la cantidad del escalar en la atmósfera y de la temperatura del aire. De hecho, podemos decir, que el término II de la ecuación 2.14, es la contribución de la corrección debida al calor latente y el término III es la contribución de la corrección debida al calor sensible causada por fluctuaciones de temperatura.

Para el caso de la densidad de flujo de H₂O tenemos que:

$$F_v = \overline{w'\rho_v'} + \frac{m_a \overline{\rho_v}}{m_v \overline{\rho_a}} \overline{w'\rho_v'} + \left(1 + \frac{m_a \overline{\rho_v}}{m_v \overline{\rho_a}}\right) \frac{\overline{\rho_v}}{\overline{T}} \overline{w'T'} = \quad (\text{Ec. 2.15})$$

$$= (1 + \mu\sigma) \left(\overline{w'\rho_v'} + \overline{\rho_v} \frac{\overline{w'T'}}{\overline{T}} \right) \quad (\text{Ec. 2.16})$$

Según Liebethal y Foken (2003), la trascendencia de esta “corrección Webb” para los datos de flujo de vapor de agua varía en función de la humedad del aire y de la relación de Bowen ($\beta = H/LE$). La corrección a esta variable supone un porcentaje bajo, del orden del 2-3%. Para otros constituyentes del aire, como el CO₂, esta corrección es mucho más relevante, del orden del 20 al 30% del flujo total.

II.4 BALANCE DE ENERGÍA Y TÉRMINOS IMPLICADOS

Debido a la proliferación global de los sistemas de covarianza turbulenta para la medida de CO₂ y flujos de energía, se hace necesario echar mano de métodos que evalúen la fiabilidad de estas medidas. Uno de los métodos más recurridos por la comunidad científica para este fin ha sido el cierre del balance de energía (Wilson *et al.*, 2002).

La ecuación de balance de energía (EBE) de la superficie de un sistema formado por la vegetación, el suelo y la atmósfera que los rodea, viene dada por la expresión:

$$R_N = H + LE + G + S + A + Q \quad (\text{Ec. 2.17})$$

La radiación que es interceptada por una superficie se expresa normalmente en términos de energía por unidad de tiempo y por unidad de superficie (e.g. W m⁻²).

Los términos de almacenaje de la ecuación completa del balance de energía que incluyen: calor almacenado en el suelo (S), energía almacenada en la

biomasa de las planta (sólo relevante en bosques densos), la energía usada en la fotosíntesis (A), que según Sobrino *et al.* (2000) es entre el 2 al 3% de la radiación neta disponible (R_N), y la energía advectiva (Q); no fueron tenidos en cuenta por tener órdenes de magnitud mucho inferiores al resto de términos, por lo tanto se consideran despreciables. Así pues, la ecuación simplificada del balance energético usada para nuestro análisis de calidad de datos fue:

$$R_N = H + LE + G \quad (\text{Ec. 2.18})$$

donde R_N es el flujo de radiación neta (W m^{-2}), LE el flujo de calor latente (W m^{-2}), H el flujo de calor sensible (W m^{-2}) y G el flujo de calor en el suelo (W m^{-2}). El criterio de signos usado está representado en la figura 2.3.

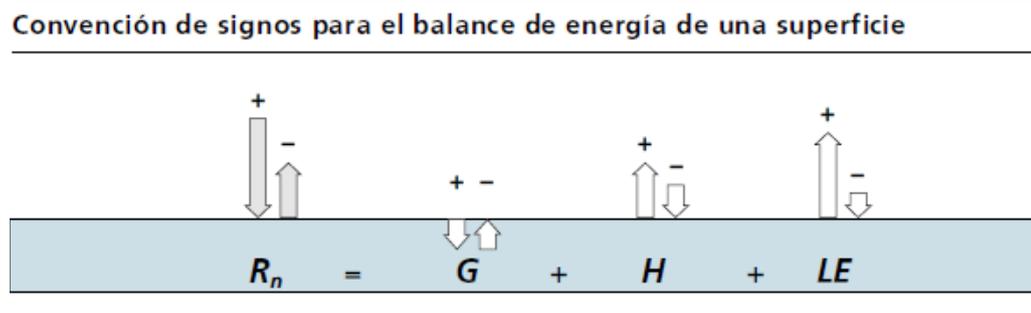


Figura 2.3 Convección de signos para los términos del balance de energía de una superficie.

El cierre del balance de energía viene derivado de la primera ley de la termodinámica y requiere que la suma de los flujos de calor latente (LE) y sensible (H) estimados sea equivalente a la suma de todas las fuentes y sumideros de energía del sistema.

Como ya adelantábamos al principio, el grado en el cual el balance de energía en superficie puede ser cerrado es una herramienta común que se usa como test para evaluar la calidad de los datos medidos con la técnica EC (Baldocchi *et al.*, 1997). Esto es debido a que uno de los usos que se le pueden

atribuir a la técnica EC es su contribución a los estudios del balance de energía de los ecosistemas (Wilson *et al.*, 2002), calculando el flujo de calor sensible y calor latente, componentes esenciales del balance energético. Los otros dos componentes esenciales de dicho balance, radiación neta (R_N) y flujo de calor del suelo (G) se miden de manera independiente al sistema EC. Por lo tanto, si restamos estos dos últimos términos (R_N-G) y los representamos en función de la suma de los flujos obtenidos mediante el sistema EC ($LE+H$), teóricamente debería dar como resultado una línea recta con pendiente la unidad. En su lugar, obtenemos una nube de puntos cercanos a esa línea recta y pendientes por lo general inferiores a la unidad, generalmente en el rango entre 0.7-0.9, pero que puede variar de 0.53 a 0.99 según los valores obtenidos en un trabajo que recopiló datos de una gran cantidad de sitios para hallar el cierre del balance de energía (Wilson *et al.*, 2002). En la literatura, comúnmente se encuentran discrepancias en el cierre del balance energético que varían desde 0-30%. Teniendo discrepancias mayores de un 30%, no se consideran de utilidad las medidas obtenidas de flujo de calor latente y sensible (Twine *et al.*, 2000). En esta última cita, Twine reporta cierres que varían de 71-91% para un uso de suelo de pastizales y praderas de 0.25 a 1 m de altura.

Algunos de los factores que contribuyen a los errores en el cierre del balance de energía incluyen: (1) filtrado de las contribuciones de los flujos de baja frecuencia, (2) advección, (3) que el término G está medido en un único punto, y éste punto puede que no sea completamente representativo del lugar de estudio en conjunto (Bi *et al.*, 2007) y (4) a causa de los diferentes alcances de representatividad entre los sistemas EC, que nos proporcionan H y LE , y los sensores que miden la energía disponible, esto es R_N y G (Baldocchi, 2003). Este es un problema ampliamente reconocido por la comunidad científica, al que también se le suele atribuir a una subestimación de los flujos medidos por la técnica EC (Foken *et al.*, 2005; Liu *et al.*, 2006).

De los términos implicados en la EBE, ya hemos hablado en el apartado anterior de los flujos de calor latente y calor sensible, por lo tanto, en este apartado veremos los restantes así como la fracción evaporativa, EF , que se

obtiene a partir de los flujos de LE y H y que tiene especial relevancia en este trabajo.

Radiación neta (R_N)

La radiación neta, o flujo neto de radiación solar es la diferencia entre los flujos de radiación solar incidente en la superficie y la reflejada desde ella.

$$R_N = K\downarrow - K\uparrow + L\downarrow - L\uparrow \quad (\text{Ec. 2.19})$$

siendo, K la radiación de onda corta proveniente del sol (0.15-3 μm) y L la radiación de onda larga proveniente de la atmósfera y de todos los cuerpos que posean una $T^a > 0 \text{ K}$ (3-100 μm). Además ésta última es la radiación responsable del efecto invernadero, sin el cual la temperatura media de la Tierra sería de $-18 \text{ }^\circ\text{C}$ en vez de los $15 \text{ }^\circ\text{C}$ actuales. Las flechas indican la dirección del flujo, donde \downarrow y \uparrow representarían la radiación incidente y saliente respectivamente (Bastiaanssen *et al.*, 1998). Esto es lo que se denomina como balance radiativo.

Desde el punto de vista del balance energético superficial, la radiación neta es un concepto importante porque da cuenta de los intercambios de energía en un ecosistema que influyen en diversos aspectos como, las temperaturas del suelo y aire, las tasas de producción de un cultivo y la pérdida de agua entre otras. La energía radiante también se convierte en energía química en la fotosíntesis, pero ésta es después liberada durante la respiración como calor sensible o radiación térmica (Connor y Loomis, 2002). Por lo tanto, R_N es la energía disponible en superficie que interviene en el conjunto de procesos energéticos, tanto físicos como fisiológicos, de ahí la importancia de su correcta estimación (Morillas *et al.*, 2008). Por lo tanto, en el siguiente capítulo realizaremos un balance de energía, a partir de R_N , que identifique cómo la energía se reparte dentro de nuestro ecosistema.

Flujo de calor en el suelo (G)

El flujo de calor en el suelo es el proceso por el cual, energía en forma de calor es transmitida desde la superficie de la Tierra al subsuelo que está inmediatamente después por conducción. Usando los sensores de flujo de suelo

o placas de flujo de suelo (ver apartado 5.2 de este capítulo), medimos la cantidad de energía almacenada en el suelo en función del tiempo, G . Ésta junto con la radiación neta, representa la energía disponible del ecosistema, por lo tanto es esencial su cálculo para un estudio del balance energético superficial.

Fracción evaporativa (EF)

Es conveniente destacar la importancia que tiene la variable fracción evaporativa (EF) en el desarrollo de este trabajo, la cual se obtiene mediante las medidas de flujos energéticos procedentes de la torre de flujos EC. Dado que durante el transcurso de la campaña de medidas CIBA070809 no dispusimos de un sensor de humedad del suelo, haremos uso de esta variable para estimar cualitativamente la disponibilidad de agua por parte del ecosistema de estudio, ya que la EF tiene una fuerte dependencia de la humedad del suelo y también de la temperatura (Sánchez-Laulhé *et al.*, 2010). Además EF representa el reparto de la radiación neta en superficie entre los flujos energéticos de calor sensible y calor latente y se define como la energía usada en el proceso de evaporación dividida por la cantidad total de energía disponible para el proceso de evaporación:

$$EF = \frac{LE}{R_N - G} \quad (\text{Ec. 2.20})$$

EF está directamente relacionada con la relación Bowen, β , (Wang, Li *et al.* 2006):

$$\beta = \frac{H}{LE} \quad (\text{Ec. 2.21})$$

Por lo que,

$$EF = \frac{LE}{R_N - G} = \frac{LE}{LE + H} = \frac{1}{1 + \beta} \quad (\text{Ec. 2.22})$$

Sin embargo, no se suele usar β porque no es un parámetro lineal para ET y porque no tienen un límite superior, ya que si LE se aproxima a 0, β tiende a

infinito. En comparación, EF tiene las ventajas de ser un índice apto para conocer las condiciones de humedad del suelo y de ser útil para un escalado temporal (Wang *et al.*, 2006). La estimación de este factor permite conocer por lo tanto, el agua disponible en el sistema para que se produzca el proceso de evapotranspiración (LE) y por lo tanto resulta esencial para evaluar ésta (Liu *et al.*, 2011).

La fracción evaporativa es una variable adimensional y sus valores de EF varían de cero a uno, de manera que un valor de 0.2 para EF significa que un 20% de la energía total disponible es usada para realizar la evapotranspiración, expresada como flujo de calor latente.

II.5 INSTRUMENTACIÓN EMPLEADA

A continuación detallaremos el conjunto de la instrumentación que ha sido usada para obtener los datos necesarios en el desarrollo de esta memoria. Sin embargo, todo lo concerniente a los parámetros biofísicos obtenidos de imágenes de satélite, se describirán en el capítulo VI dedicado al uso de la teledetección.

II.5.1 INSTRUMENTACIÓN DE RESPUESTA RÁPIDA PARA LA APLICACIÓN DE LA TÉCNICA EC

Para poder aplicar la técnica EC en un estudio cualquiera que requiera medidas de turbulencia y movimiento del aire a un alto grado de precisión, por ejemplo en micrometeorología o modelizaciones de flujos de aire, se hace necesario el uso de instrumentación meteorológica de respuesta rápida: el anemómetro sónico. Además, si el estudio incluye flujos vapor de agua o de dióxido de carbono como es nuestro caso, otro instrumento se hace imprescindible para medir su magnitud escalar: un analizador de estos gases en el infrarrojo (InfraRed Gas Analyzer, IRGA). Ambos sensores deberán estar sincronizados y separados una distancia de 15 cm desde el centro de los ejes del anemómetro al camino óptico del IRGA (LI-COR Inc., 2001).

Los sensores que miden las propiedades turbulentas del flujo necesitan una frecuencia de respuesta suficientemente alta como para poder cubrir todas las

escalas de los remolinos que contribuyen al proceso. Se consideran frecuencias aptas entre 10-20 Hz. La frecuencia con la que trabaja nuestra instrumentación de respuesta rápida es de 10 Hz, es decir, nos proporcionan un dato cada 0.1 segundo, que posteriormente serán tratados con un software específico para obtener un único dato promediado de 30 minutos.

Los instrumentos de respuesta rápida son, generalmente, más costosos de mantener y requieren equipos *datalogger* más caros. Los *dataloggers* o sistemas de adquisición de datos, deben poder registrar señales de alta frecuencia y poder acumular un gran volumen de datos generados. En nuestro caso, los datos fueron registrados en un sistema de adquisición de datos *CR23X Micrologger* (Campbell Scientific, Logan, UT, USA) que vuelca los datos a un ordenador cada 5 minutos garantizando la continuidad de la serie de datos y el muestreo constante de alta frecuencia sin pérdida de datos. Además, en dicho ordenador disponemos de conexión remota, lo que nos permite descargar los datos desde la facultad diariamente y así poder tener controlado el sistema EC casi a tiempo real.



Figura 2.4 Anemómetro sónico CSAT3 junto al analizador de gases LI-7500 instalados en el CIBA.

Los flujos medidos por el sistema EC son un compendio integrado por flujos procedentes de una variedad de fuentes y sumideros distribuidos por el territorio a una distancia de cientos de metros desde el punto de medida. Por lo que es

conveniente saber si el área fuente de nuestras medidas se corresponde o no con la extensión del área del ecosistema que queremos estudiar. La extensión del área fuente de las medidas es función de la altura a la que se encuentre la instrumentación del sistema EC. Una regla práctica y aproximada para saber cuál es el alcance, o *fetch*, de nuestras medidas es el ratio *fetch*:altura de medida de 100:1 (Moncrieff *et al.*, 1997). En nuestro caso, los sensores se encuentran situados sobre un mástil a una altura de 2.50 m, por lo que el área fuente que contribuye a los flujos medidos abarca aproximadamente unos 250 m a partir del punto de muestreo (ver figura 3.3 A del capítulo III).

II.5.1.1 Anemómetro sónico (CSAT3, Campbell Scientific, inc.).

El CSAT3 es un anemómetro ultrasónico que mide la velocidad del viento y la del sonido en tres dimensiones. Se compone de tres pares de transductores dispuestos en tres ejes no ortogonales. Cada par transmite y recibe un pulso ultrasónico, para el cual se determina el tiempo que tarda en recorrer el trayecto entre cada par de transductores sónicos. Ese tiempo está directamente relacionado con la velocidad del viento y obtendremos las tres componentes ortogonales de la dirección del viento: u_x , u_y y u_z . La velocidad del sonido se determina como media de los tres planos acústicos. A partir de estas medidas obtenemos por un lado, las fluctuaciones de la velocidad del viento (requerimiento imprescindible para la aplicación del método de EC). Por otro lado, la velocidad del sonido depende de la densidad del aire y ésta a su vez de la temperatura del aire, de manera que a menor temperatura y a presión constante, la densidad del aire aumenta y por lo tanto también la velocidad de propagación del sonido. Es decir, que a partir de la velocidad del sonido obtenida podemos inferir el valor de la temperatura virtual del aire.

El rango de medida del instrumento para las componentes u_x y u_y del viento es de $\pm 32.8 \text{ m s}^{-1}$ (o $\pm 65.5 \text{ m s}^{-1}$, siendo esto seleccionable por el usuario) con una sensibilidad de $\pm 0.015 \text{ m s}^{-1}$ (o $\pm 0.030 \text{ m s}^{-1}$), y $\pm 8.2 \text{ m s}^{-1}$ con una sensibilidad de $\pm 0.004 \text{ m s}^{-1}$ para la componente u_z . En el caso de la temperatura del aire el rango varía de $-50 \text{ }^\circ\text{C}$ a $+60 \text{ }^\circ\text{C}$ con una sensibilidad de $\pm 0.026 \text{ }^\circ\text{C}$.

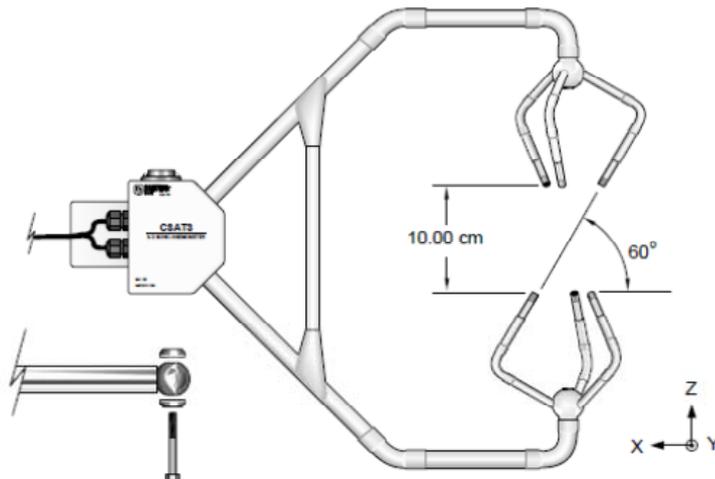


Figura 2.5 Anemómetro sónico CSAT3.

Teoría de Operación

Cada eje del CSAT3 envía dos señales ultrasónicas en direcciones opuestas. El tiempo que tarda la primera señal en llegar al transductor opuesto al de salida viene dada por:

$$t_o = \frac{d}{c + u_a} \quad (\text{Ec. 2.23})$$

Y el tiempo que tarda la segunda señal es dada por:

$$t_b = \frac{d}{c - u_a} \quad (\text{Ec. 2.24})$$

donde t_o es el tiempo que la señal tarda en recorrer el trayecto entre transductores, t_b es el tiempo de recorrido en la dirección contraria, d es la distancia entre transductores del mismo eje, u_a es la velocidad del viento a lo largo de dicho eje, y c es la velocidad del sonido.

La velocidad del viento, u_a , en uno de los ejes puede ser hallada invirtiendo las expresiones anteriores, posteriormente restar la ecuación 2.24 a la 2.23 y por último resolver para u_a :

$$u_a = \frac{d}{2} \left[\frac{1}{t_o} - \frac{1}{t_b} \right] \quad (\text{Ec. 2.25})$$

La velocidad del viento es medida en cada uno de los tres ejes no ortogonales del sónico, dando lugar a u_a , u_b y u_c , para cada uno de ellos.

Las componentes no ortogonales de la velocidad del viento se transforman en componentes ortogonales, u_x , u_y y u_z , mediante la siguiente expresión:

$$\begin{bmatrix} u_x \\ u_y \\ u_z \end{bmatrix} = A \begin{bmatrix} u_a \\ u_b \\ u_c \end{bmatrix} \quad (\text{Ec. 2.26})$$

donde A es una matriz 3 x 3 de transformación de coordenadas única de cada anemómetro CSAT3 y está almacenada en la memoria ROM de éste.

En cuanto a la temperatura, previamente obtenemos la velocidad del sonido sumando los inversos de las ecuaciones 2.23 y 2.24:

$$c = \frac{d}{2} \left[\frac{1}{t_o} + \frac{1}{t_b} \right] \quad (\text{Ec. 2.27})$$

El CSAT3 corrige internamente el efecto del viento que sopla perpendicularmente al camino del sónico y por lo tanto, no son necesarias correcciones posteriores.

La velocidad del sonido en el aire húmedo, la podemos expresar en función de la temperatura y la humedad del aire, haciendo uso de la Ley de los gases ideales y de la Ley de Dalton (Kaimal y Gaynor, 1991):

$$c^2 = \gamma P / \rho = \gamma R_d T_v = \gamma R_d T (1 + 0.61q) \quad (\text{Ec. 2.28})$$

donde γ es el cociente entre el calor específico del aire húmedo a presión constante y aquel a volumen constante (C_p/C_v), P es la presión atmosférica, ρ la densidad del aire húmedo, R_d es la constante de los gases para el aire seco, T_v es la temperatura virtual del aire definida por la ecuación 2.29 (Iribarne y

Godson, 1981), T la temperatura del aire y q es la humedad específica definida como el cociente entre la masa de vapor de agua y la masa total del aire.

$$T_v \cong T(1 + 0.61q) \quad (\text{Ec. 2.29})$$

Ya que γ es una función de la humedad específica, sería conveniente reflejar los efectos de la humedad en un solo término. Los calores específicos para el aire húmedo a presión y volumen constante vienen dados por (Fleagle y Businger, 1980):

$$C_p = qC_{pw} + (1 - q)C_{pd} = C_{pd}(1 + 0.84q) \quad (\text{Ec. 2.30})$$

$$C_v = qC_{vw} + (1 - q)C_{vd} = C_{vd}(1 + 0.93q) \quad (\text{Ec. 2.31})$$

donde C_p y C_v son los calores específicos del aire húmedo, C_{pw} y C_{vw} son los calores específicos del vapor de agua, y C_{pd} y C_{vd} son los calores específicos del aire seco, todo ellos a presión y volumen constante, respectivamente.

Si sustituimos las ecuaciones 2.30 y 2.31 en la ecuación 2.28 resulta:

$$c^2 = \frac{C_{pd}(1 + 0.84q)}{C_{vd}(1 + 0.93q)} R_d T (1 + 0.61q) \quad (\text{Ec. 2.32})$$

Desarrollando y agrupando términos:

$$c^2 = \frac{C_{pd}}{C_{vd}} R_d T \frac{(1 + 1.45q + 0.51q^2)}{(1 + 0.94q)} \quad (\text{Ec. 2.33})$$

Multiplicando numerador y denominador por $(1 - 0.94q)$ e ignorando los términos de segundo y tercer orden obtenemos:

$$c^2 = \gamma_d R_d T (1 + 0.51q) = \gamma_d R_d T_{vs} \quad (\text{Ec. 2.34})$$

donde T_{vs} es la temperatura virtual del sónico y γ_d es el cociente entre el calor específico del aire seco a presión constante y aquel a volumen constante.

Con la ecuación 2.34 se tiene en cuenta el efecto de la humedad en la velocidad del sonido y por lo tanto en la temperatura virtual obtenida del sónico, que vendría dada por la siguiente expresión:

$$T_{vs} = \frac{c^2}{\gamma_d R_d} - 273.15 \quad (\text{Ec. 2.35})$$

donde c se ha obtenido mediante la ecuación 2.27, $\gamma_d = 1.4$, $R_d = 287.04 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ y T_{vs} viene expresada en grados Celsius.

II.5.1.2 Analizador de gases CO₂/H₂O en el infrarrojo (LI-Cor 7500, Lincoln, NE, USA)

El LI-7500 es un analizador de gases por infrarrojo (IRGA) dedicado a medir las densidades de CO₂ y vapor de agua. Se trata de un IRGA de trayectoria abierta (*open-path*), no dispersivo y de alta calidad, diseñado para su uso en sistemas de medida de flujos turbulentos mediante la técnica EC. Realiza medidas simultáneas de CO₂ y vapor de agua en la atmósfera y es altamente resistente a condiciones de intemperie, sin sufrir daños ni cambios en la calibración. Además tiene una alta frecuencia de muestreo, a 150 Hz internamente, que posteriormente filtra digitalmente para proporcionarnos medidas a 5, 10 o 20 Hz, según el usuario determine. En nuestro caso, al igual que el anemómetro CSAT3, lo tenemos configurado para registrar a 10 Hz, es decir, 1 dato cada 0.1 segundos. Tiene una alta precisión en la medida, 0.11 ppm para el CO₂ y 0.0047 ppt para el H₂O.

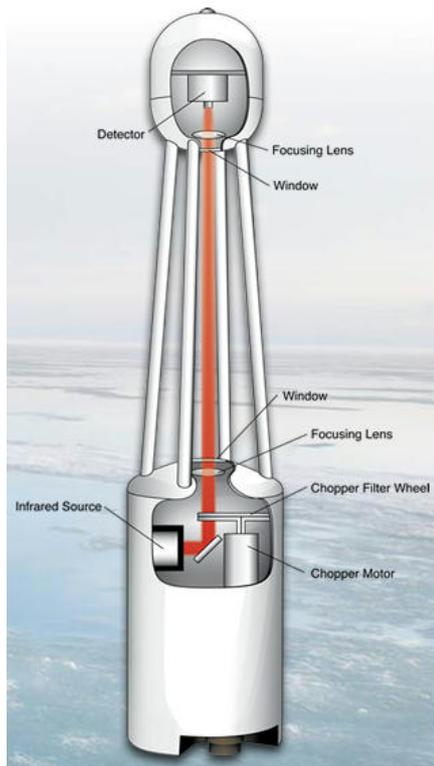


Figura 2.6 Esquema de funcionamiento del sensor LI-7500.



Figura 2.7 Modelo del sensor LI-7500, compuesto básicamente por 2 componentes, la cabeza del sensor (a la izquierda de la imagen) y la caja electrónica de control (a la derecha de la imagen).

El mecanismo de funcionamiento es relativamente simple, ya que esta detección se fundamenta en el hecho de que los gases con moléculas diatómicas, tales como el CO_2 y el H_2O , absorben radiación de ciertas longitudes de onda en el infrarrojo. Cada gas presenta un espectro de absorción particular y, en consecuencia, la concentración de moléculas de dicho gas puede deducirse a partir de la absorción producida en bandas específicas del infrarrojo. Para el caso del CO_2 , una región de fuerte absorción es la de 4.26 micras. Si se sitúa una fuente que emite a esa longitud de onda al final de un tubo, y en el extremo opuesto está instalado un sensor sensible a los fotones de 4.26 micras, se obtiene un sencillo analizador de gases por infrarrojo. Al pasar el dióxido de carbono por el camino óptico del sensor, el gas absorbe parte del infrarrojo y la señal que llega al detector decrece. Un IRGA mide por tanto la cantidad de moléculas que absorben en el infrarrojo por unidad de volumen, es decir, de densidades molares (Figuroa y Redondo, 2007).

Teoría de Operación

El LI-7500 es un sensor formado por un emisor de radiación infrarroja que emite a 4.26 μm (longitud de onda absorbida por el CO_2), 2.59 μm (longitud de onda absorbida por el vapor de agua) y 3.95 μm (longitud de onda de referencia, no absorbida por ningún componente del aire). La razón entre la cantidad de radiación con una longitud de onda determinada (4.26 μm o 2.59 μm) que deja pasar el aire atmosférico y la cantidad de radiación que deja pasar con una longitud de onda de referencia (3.95 μm), será proporcional a la cantidad de CO_2 o de vapor de agua por unidad de volumen. Por lo tanto, si medimos la absorbancia del CO_2 , esto es, la fracción de luz absorbida por la muestra de aire en el camino óptico, podremos obtener la concentración de absorbentes, bien sea CO_2 o H_2O . De forma más concreta, la absorbancia del CO_2 (α_c) queda definida en función de la siguiente ecuación:

$$\alpha_c = \left(\underbrace{1 - \left[\frac{A_c}{A_{co}} + X_{wc} \left[1 - \frac{A_w}{A_{wo}} \right] \right]}_a \right) \underbrace{(Z_{co} + Z_c V_d)}_c \quad (\text{Ec. 2.36})$$

donde A_c es la potencia recibida de la fuente emisora con una longitud de onda susceptible de ser absorbida por el CO_2 (4.26 μm), A_{co} es la potencia recibida de la fuente emisora con una longitud que no absorbe el CO_2 (en este caso la longitud de onda de referencia es 3.95 μm), X_{wc} es el factor de corrección de la sensibilidad cruzada del vapor de agua que afecta al CO_2 y que viene determinado de fábrica, A_w es la potencia recibida de la fuente emisora con una longitud de onda susceptible de ser absorbida por el vapor de agua (2.59 μm), A_{wo} es la potencia recibida de la fuente emisora con la longitud de onda de referencia, Z_{co} es el factor de corrección del cero para el CO_2 determinado cada vez que calibramos éste manualmente, Z_c es la pendiente de la recta de calibración del cero para el CO_2 dada de fábrica, y V_d es el voltaje del refrigerador del detector responsable del cero.

Es conveniente explicar cada uno de los principales términos de la ecuación 2.36. De manera que la parte de la ecuación subrayada con la letra *a*, procede de la propia definición de la absorptancia. La parte *b*, procede de la corrección del cruce de sensibilidad entre ambos gases a medir, CO₂ y H₂O, causado por las imperfecciones en la frecuencia del tiempo de respuesta del detector. Lo que ocurre es que el vapor de agua también absorbe una pequeña proporción de radiación con longitud de onda susceptible a ser absorbida por el CO₂, por lo que hay que hallar un factor de corrección que se determina durante la calibración de fábrica del equipo. Por último, la parte *c*, corrige la deriva o desplazamiento del cero provocado por los cambios de temperatura ambiente a que está expuesto el detector, a pesar de tener dispositivos para controlarla, hay siempre una pequeña deriva. Este efecto se corrige mediante coeficientes de calibración dados por fábrica y compensados internamente por software, y siempre que realizamos un ajuste del cero con un gas inerte libre de CO₂ (LI-COR Inc., 2001).

En el caso del vapor de agua la ecuación es análoga:

$$\alpha_w = \left(1 - \left[\frac{A_w}{A_{wo}} + X_{cw} \left[1 - \frac{A_c}{A_{co}} \right] \right] (Z_{wo} + Z_w V_d) \right) \quad (\text{Ec. 2.37})$$

donde X_{wc} es el factor de corrección de la sensibilidad cruzada del CO₂ que afecta al vapor de agua y que viene determinado de fábrica, Z_{wo} es el factor de corrección del cero para el vapor de agua determinado cada vez que calibramos éste manualmente, Z_w es la pendiente de la recta de calibración del cero para el vapor de agua dada de fábrica.

La densidad molar de CO₂ (mmol m⁻³) vendrá dada por la siguiente ecuación:

$$\rho_c = P_{ec} f_c \left(\frac{\alpha_c S_c}{P_{ec}} \right) \quad (\text{Ec. 2.38})$$

donde P_{ec} es la presión equivalente de CO₂ que dependerá de los otros gases que también absorban radiación de la misma longitud de onda que la absorbida por el CO₂ (este es el caso del vapor de agua y el O₂), f_c es un polinomio

específico de quinto orden y calculado para cada instrumento en fábrica, y S_c es el término de ajuste del span del CO₂ que determinamos cada vez que calibramos.

La ecuación de la densidad de vapor de agua (g m⁻³) vendrá dada por una ecuación análoga.

$$\rho_w = \frac{18}{1000} P f_w \left(\frac{\alpha_w S_w}{P} \right) \quad (\text{Ec. 2.39})$$

donde f_w es un polinomio específico de tercer orden y calculado para cada instrumento en fábrica, S_w es el término de ajuste del span del vapor de agua que determinamos cada vez que calibramos, y $P = P_{ew}$, ya que en la atmósfera, la absorción de radiación por parte del vapor de agua no está significativamente influenciado por otro gas, por lo que la presión efectiva para el vapor de agua P_{ew} es simplemente la presión total P .

La calibración de este instrumento la realizamos cada 6 meses, cada primavera y cada otoño, tal y como recomienda el protocolo de la red internacional FLUXNET. Mediante el tubo de calibración que suministra LICOR con el equipo, se hace pasar un flujo débil de aire libre de CO₂, en nuestro caso, con una botella ALPHAGAZ™ 2 de gas puro de nitrógeno, a través del camino óptico, obteniendo así el valor del cero de la recta de ajuste (Z_{co}). Posteriormente, se introduce otro flujo de aire con una concentración de CO₂ conocida, y próxima a la atmosférica, para ajustar el span del CO₂ (S_c). En nuestro caso se utilizó un patrón de referencia de 400 ppm, de acuerdo con las condiciones de la acreditación concedida por COFRAC, y una incertidumbre de 0.8 ppm. Independientemente de estas calibraciones periódicas el equipo ha sido calibrado 1 vez durante el período de 3 años de medidas por la casa LICOR en Nebraska.

II.5.1.3 Postprocesamiento de los datos de la torre de flujos: software TK2

Las medidas EC de flujos turbulentos de CO₂ son la base para una estimación anual del intercambio neto de CO₂ del ecosistema, NEE. En general, hemos visto como los flujos turbulentos son calculados como la covarianza entre las dos series temporales de alta frecuencia de la velocidad vertical del viento y de un escalar, sea densidad de CO₂ o vapor de agua, las cuales se miden en el mismo punto en el espacio y tiempo. Estas medidas atmosféricas tienen deficiencias intrínsecas que causarán violaciones más o menos importantes en las suposiciones de la teoría subyacente. Por lo tanto, además de procesar los datos brutos provenientes del sistema EC para obtener valores promedios semihorarios (ver apartado 2), se hace necesario realizar controles de calidad de los datos brutos, también varias correcciones de las covarianzas calculadas, así como controles de calidad para los flujos turbulentos resultantes. Para este fin, hemos utilizado el completo paquete de software TK2, desarrollado principalmente por Thomas Foken y Matthias Mauder de la Universidad de Bayreuth en 2004 (Mauder y Foken, 2004). Este software TK2 es uno de los software ampliamente usados en la red CarboEurope-IP y considerado como un referente para dicho fin (Mauder y Foken, 2004; Mauder *et al.*, 2007).

El paquete TK2 o Turbulenzknecht, traducción al alemán de “Caballero de la turbulencia” está basado en previo software que se han ido creando durante 15 años. La versión actual de esta aplicación permite no solo realizar el procesamiento de los datos brutos sino realizar correcciones y controles de calidad a ellos. Entre estas correcciones destacamos la corrección WPL (ver apartado 3.1.2). Además implementa las recomendaciones de la red AMERIFLUX que abarcan aspectos metodológicos de medidas EC (Lee *et al.*, 2004). Estas recomendaciones se reflejan en las principales tareas que este software realiza y que destacamos a continuación, agrupándolas en 3 bloques principales de actuación:

- ❖ Controles de verosimilitud de las series temporales:
 - Límites de coherencia de datos: valores que excedan ciertos umbrales o límites aceptables son excluidos en el posterior cálculo de medias, varianzas y covarianzas.
 - Detección de *spikes* o picos tras el trabajo de (Vickers y Mahrt, 1997) basado en (Højstrup, 1993): Cualquier valor que exceda 5.5 veces la desviación estándar de la media en una ventana de 10 valores, se considera como *spike* y se excluye de cálculos posteriores o se reemplaza usando interpolación lineal. Sin embargo, si tenemos 4 o más *spikes* consecutivos, no se consideraran como tales y no se reemplazan.
- ❖ Correcciones de los flujos:
 - Corrección del retraso temporal entre la dos series temporales procedentes de los dos sensores (el analizador de gases LI-7500 y el sónico CSAT3) usando análisis de correlación cruzada para cada intervalo promediado (Moore, 1986).
 - Corrección en la temperatura del sónico debido al viento de costado (Liu *et al.*, 2001). Esta corrección está relacionada con el sistema de coordenadas del anemómetro sónico. En caso del CSAT3 esta corrección se realiza internamente por software por lo que sería redundante aplicarla durante el postprocesamiento de datos.
 - Rotación de coordenadas por el método “*planar fit*” o búsqueda del plano ideal: dado que para aplicar el método EC necesitamos conocer la componente del viento normal a la superficie, si el terreno está inclinado o si el sensor no está correctamente situado en la vertical y muestra una ligera inclinación, será necesario realizar una rotación de coordenadas para tener una componente normal a la superficie (Wilczak *et al.*, 2001).
 - Corrección de pérdida espectral tras (Moore, 1986) usando modelos espectrales de (Kaimal *et al.*, 1972) y (Højstrup, 1981).
 - Transformación de fluctuaciones de la temperatura del sónico en fluctuaciones de la temperatura real, dado que los anemómetros sónicos no miden realmente la temperatura sino la velocidad del

- sonido. Ésta a su vez depende de la T_{air} y en menor medida de la cantidad de vapor de agua contenida en el aire, por lo que el efecto de la humedad tienen que ser corregido (Schotanus *et al.*, 1983).
- Corrección en los flujos turbulentos de escalares como H_2O y CO_2 debido a cambios en la densidad del aire y corrección para el promedio del flujo vertical de masa, dado que las velocidades verticales de las parcelas de aire ascendentes tienen que ser diferentes de las que tienen las parcelas descendentes debido a diferencias de densidad del aire (Webb *et al.*, 1980). Para más detalles ver el apartado 3.1.2.
 - Determinación iterativa de los pasos de corrección de los flujos de calor latente y sensible para su interdependencia: En las ecuaciones de las dos correcciones anteriores existe una interdependencia entre H y LE. Como no es posible calcular estos flujos simultáneamente sin simplificaciones no deseadas, los flujos de calor latente y sensible tienen que ser calculados iterativamente, de manera que dichos flujo no cambien en más de un 0.01% de una corrección a la anterior realizada.
 - ❖ Control de calidad de los flujos resultantes (QA/QC):
 - Se aplican pruebas para evaluar las condiciones de estado estacionario de las series temporales de datos (Foken y Wichura, 1996).
 - Se evalúan las características de turbulencia integral desarrolladas (Foken y Wichura, 1996; Thomas y Foken, 2002).
 - Etiquetado de calidad global: La etiqueta de calidad para un flujo se compone en función de los resultados de evaluación del estado estacionario y de las características de turbulencia integral de las dos series temporales con las cuales se calcula la covarianza respectiva (Foken *et al.*, 2005).

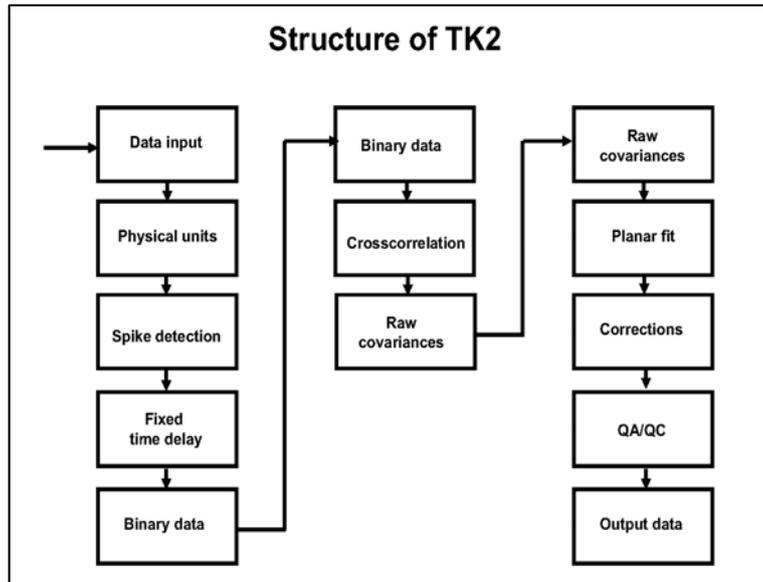


Figura 2.8 Estructura de funcionamiento por etapas del TK2.

Para poder usar este programa, previamente se ha tenido que desarrollar un script conteniendo una serie de instrucciones para convertir el formato de datos que obtenemos de nuestro sistema EC a uno que el TK2 asimile. Esto se debe a la reducida flexibilidad del TK2 en cuanto al formato de introducción de datos.

Tabla 2.1 Sistema de etiquetado de calidad para los flujos obtenidos mediante el software TK2.

steady state (deviation in %)	integral turbulence characteristic (deviation in %)	Final flag
0 – 15	0 – 30	1
16 – 30	0 – 30	2
0 – 30	31 – 75	3
31 – 75	0 – 30	4
0 – 75	31 – 100	5
76 – 100	0 – 100	6
0 – 250	0 – 250	7
0 – 1000	0 – 1000	8
> 1000	> 1000	9

Término de almacenamiento de CO₂ en la cubierta vegetal

El NEE es definido como la suma del término de flujo calculado a partir de la covarianza de las fluctuaciones a alta frecuencia de la velocidad vertical del viento y las concentraciones de CO₂, con sus oportunas correcciones, más el término de almacenamiento de CO₂ en la cubierta vegetal. Este término es esencialmente importante por la noche, además de las primeras horas de la mañana y las últimas de la tarde, durante el atardecer.

Un simple método para estimar el flujo asociado al cambio de almacenamiento de CO₂ (F_S) en la capa de aire por debajo de la altura a la que se toman las medidas EC fue propuesto por Hollinger *et al.* (1994) usando las concentraciones de CO₂ medidas por el LI-7500 (Hollinger *et al.*, 1994). F_S viene dado por la siguiente expresión:

$$F_{S(i)} = \frac{\Delta c(z)}{\Delta t} z_m = \frac{\overline{\rho_{c(i+1)}} - \overline{\rho_{c(i-1)}}}{t_{(i+1)} - t_{(i-1)}} z_m \quad (\text{Ec. 2.40})$$

donde $\Delta c(z)$ es el cambio en la concentración de CO₂ a la altura z , Δt es el periodo de tiempo de medida, z_m la altura de la capa de aire por debajo de los instrumentos, i se refiere a un cierto intervalo de medida y t el tiempo de referencia de ese intervalo de medida, y $\overline{\rho_c}$ la densidad media de CO₂. El intercambio neto de CO₂ (NEE) es por tanto calculado como:

$$NEE = F_C + F_S \quad (\text{Ec. 2.41})$$

siendo F_C resultado de la ecuación 2.14 para el flujo de CO₂ tras haber aplicado previamente la corrección WPL.

El término de almacenamiento de CO₂ es tenido en cuenta por el software TK2, según la ecuación 2.41.

II.5.2 INSTRUMENTACIÓN COMPLEMENTARIA: DE RESPUESTA LENTA

II.5.2.1 Torre meteorológica

En estudios que aplican el método EC, se hace necesaria la aplicación de instrumentación complementaria con el fin de poder caracterizar las condiciones atmosféricas, del suelo y de radiación. Durante la campaña CIBA070809 dispusimos de una torre meteorológica de 10 m de altura (ver figura 2.9) dotada de la instrumentación convencional para la medida de variables meteorológicas y fundamentales en cualquier estudio de esta naturaleza (ver tabla 2.2).



Figura 2.9 Andamio en el cual se situó la instrumentación convencional para la adquisición de datos meteorológicos (foto izquierda). La torre de flujos EC (foto derecha).

Tabla 2.2 Listado de las variables meteorológicas medidas en el CIBA y características de los correspondientes sensores de medida.

Variable meteorológica	Instrumento de medida	Fabricante y modelo	Altura medida	Frecuencia de adquisición / almacenaje
Radiación solar global	Piranómetro	Modelo 8101 de PH SCHENK	1.5 m	1 s / 30 min
Radiación solar neta	Radiómetro de radiación solar neta	Modelo 8110 de PH SCHENK	1.5 m	1 s / 30 min
Radiación fotosintéticamente activa	Sensor quantum	Modelo SKP215 de SKYE	1.5 m	1 s / 30 min
Temperatura del aire y humedad relativa	Sensor combinado de T y HR	Modelo TH-010 de SIR,S.A.	2.5 m	1 s / 30 min
Velocidad y dirección del viento	Anemómetro sensor de viento y veleta	Modelo 03002 de R.M. YOUNG	10 m	1 s / 30 min
Flujo de calor en el suelo	Plato de flujo térmico	Modelo HFP01 de Hukseflux Thermal Sensors	Entre 1-2 cm bajo el suelo	1 s / 30 min

II.5.2.2 Registro y procesado de los datos meteorológicos

La torre meteorológica está ubicada a una distancia muy próxima de la torre de flujos, a tan sólo 12 m (ver figura 2.9), por lo que asumimos que a tal distancia, la influencia de todas las variables meteorológicas es la misma en ambos puntos de medición. Todos los sensores fueron conectados a un sistema de adquisición de datos, modelo SIR S-4003 DATALOGGER, situado en la misma torre meteorológica. El S-4003 es un equipo de adquisición de datos orientado a aplicaciones de funcionamiento autónomo de forma desatendida que permite recoger y almacenar medidas de cualquier tipo de sensor con salida eléctrica. Incluye un software interno, SIRLog, que permite la comunicación con un PC local o remoto para una sencilla y rápida programación de cada una de las posibilidades del equipo en un entorno visual intuitivo, así como para la transmisión de datos a una localización remota. De esta manera, tenemos el sistema de adquisición de datos conectado a un ordenador en una caseta a 50 metros de distancia y en el cual se vuelcan los datos registrados en el *datalogger*

cada 5 minutos, de manera que éste queda libre de memoria. Además, la ventaja de este sistema es que podemos descargarnos los datos por conexión remota desde la facultad y así poder tener un control casi a tiempo real de los datos.

Aunque el software SIRLog del datalogger nos devuelve un dato por cada sensor cada 5 minutos, posteriormente se procesan esos datos para obtener promedios de media hora. De este modo, todos los datos obtenidos para el estudio de esta memoria tiene la misma resolución temporal, un dato cada media hora.

Merecen una atención destacada las unidades en las que se expresan los resultados de NEE, RE y GPP en la bibliografía y las que aquí se utilizaran. Los flujos de CO₂ en la bibliografía se expresan como [$\mu\text{mol m}^{-2}$ unidad de tiempo⁻¹] o [g C m^{-2} unidad de tiempo⁻¹], siendo la unidad de tiempo variable según los datos manejados, desde 30 min hasta 1 año. En este trabajo se han utilizado [$\mu\text{mol m}^{-2}$ unidad de tiempo⁻¹] para la mayor parte de los resultados y solamente se han considerado [g C m^{-2} unidad de tiempo⁻¹] en los valores acumulados de NEE, RE o GPP, por considerar que le podrían resultar más familiares a un potencial lector interesado en los reservorios de carbono. En lo que respecta al PAR, el equipo de medida está configurado para expresar los valores en [$\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$]. El factor de conversión a las unidades del SI, W m^{-2} , utilizado ha sido 4.57 (Aber *et al.*, 1996).

Capítulo III

*CARACTERIZACIÓN
METEOROLÓGICA Y
MICROMETEOROLÓGICA DEL
PERIODO DE ESTUDIO*



III.1 INTRODUCCIÓN

En este capítulo se presenta el análisis del comportamiento cualitativo y cuantitativo de las distintas variables meteorológicas registradas en la campaña CIBA070809 por la torre equipada con sensores meteorológicos convencionales, que nos permita describir el contexto meteorológico en el que se desarrolló la campaña de medidas. También proporcionamos una breve descripción de la zona de estudio y de la vegetación que la compone. Y por último, pero no por ello menos importante, analizamos el comportamiento de los distintos flujos de energía que intervienen en el balance de energía en superficie. Tras ello, comprobamos cuál es el cierre del balance de energía que obtenemos con los datos disponibles.

El hecho de que NEE y GPP presenten una respuesta negativa a incrementos del déficit de presión de vapor ha sido divulgado en la literatura en muchas ocasiones (Day, 2000; Wu *et al.*, 2010; Addington *et al.*, 2004), así como la relación de GPP con la temperatura de la superficie, lo que indica que las variables climáticas son muy importantes a la hora de estimar la GPP. Entre las variables meteorológicas de que disponemos, analizaremos en detalle aquellas más relevantes para el objetivo de este trabajo por su mayor impacto en la explicación de la variabilidad del NEE y en la estimación de la GPP. Éstas son principalmente cuatro: la temperatura del aire, la radiación solar, el déficit de presión de vapor y la precipitación.

III.2 DESCRIPCIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO

El conjunto de medidas realizadas en la campaña CIBA070809 para el desarrollo de este trabajo han sido tomadas en el CIBA, Centro de Investigación de la Baja Atmósfera, que pertenece a la Universidad de Valladolid y a la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET). La estación experimental del CIBA está situada en el centro geográfico de la comunidad de Castilla y León (lat.: 41°49'N, long.: 4°56'W) a una altitud de 840 m sobre el nivel del mar (ver figura 3.1). Se trata de un páramo de la meseta norte, Montes Torozos, situado sobre una extensa región de terreno llano, de unos 900 Km², el cual no presenta

elementos de relieve a más de 10 km a la redonda desde el punto de medida, excepto en el sector noroeste, donde la llanura se extiende hasta 5 km. Por lo tanto, podemos asumir la homogeneidad horizontal (Pérez *et al.*, 2006), condición ésta de necesario cumplimiento para la aplicación de los métodos micrometeorológicos (ver apartado 3 del capítulo II). El sitio se encuentra a poco más de 30 km al noroeste de la ciudad de Valladolid y a aproximadamente 40 km de Palencia, por lo tanto está lo suficientemente alejado de cualquier núcleo importante de civilización como para que sea considerado un lugar ideal para obtener medidas características de una zona rural, especialmente agrícola. La estación se encuentra en el término municipal de La Mudarra (a 3 km en línea recta de esta localidad) con una baja densidad poblacional (200 habitantes/km²) por lo que resulta ser una zona poco contaminada por la influencia de actividades antropogénicas, libre de focos de contaminación directos, e ideal para nuestro estudio (ver apartado 3.1 del capítulo II). Este emplazamiento ya ha sido considerado en estudios previos concernientes al dióxido de carbono, entre los que cabe destacar, la evolución de concentraciones de CO₂ (Sánchez *et al.*, 2010), su relación con las situaciones meteorológicas sinópticas (García *et al.*, 2010), la influencia de penachos urbanos en su transporte (Pérez *et al.*, 2009) y el análisis de la persistencia de sus concentraciones (Pérez *et al.*, 2011), entre otros.

El emplazamiento de la estación está sobre una zona rural agrícola (ver figura 3.2), dedicada en su mayoría al cereal, como es el uso de las fincas adyacentes al CIBA. La vegetación presente en el recinto del CIBA es de porte bajo, tipo prado natural o pastizal con matorral disperso. Más concretamente, el uso del suelo del lugar donde se realizaron las medidas está catalogado como pastizal, según SIGPAC. Según SIOSE, Sistema de Información de Ocupación del Suelo de España, elaborado en el 2005, se define el uso del suelo del CIBA principalmente como una asociación vegetal de pastizal-matorral y a las parcelas privadas adyacentes como cultivos de secano. Y según el proyecto Corine Land Cover el uso predominante de nuestro emplazamiento es pastizal (*grassland*) correspondiéndole un 77% del terreno dentro del alcance de las medidas.

Según la información suministrada por FEGA, Fondo Español de Garantía Agraria, el porcentaje de superficie total de Castilla y León ocupado por un uso de suelo de *tierra arable* (equivalente a cultivo) es de 41.9%. El mismo porcentaje (41.3%) hemos encontrado, según los datos de SIOSE (ver figura 3.3B), para el uso de suelo *cultivo de secano*, dentro del alcance, o “*fetch*”, de nuestra instrumentación (ver apartado 5.1 del capítulo II). Asimismo, para el uso del suelo pastizal-matorral obtenemos un 51% de cobertura del total del alcance de medias. Además, según la *Estrategia Regional de Cambio Climático 2009-2012-2020*, publicada en el BOCyL de 02-12-2009 y elaborada con datos del 2008, dos tercios de la superficie agrícola de Castilla y León están dedicados al cultivo del cereal en grano y de ésta más del 90% está cultivado bajo régimen de secano. Por tanto, nuestras medidas realizadas en el CIBA y objeto de este trabajo, son más que representativas de toda la región autonómica, en particular, de la meseta castellana.

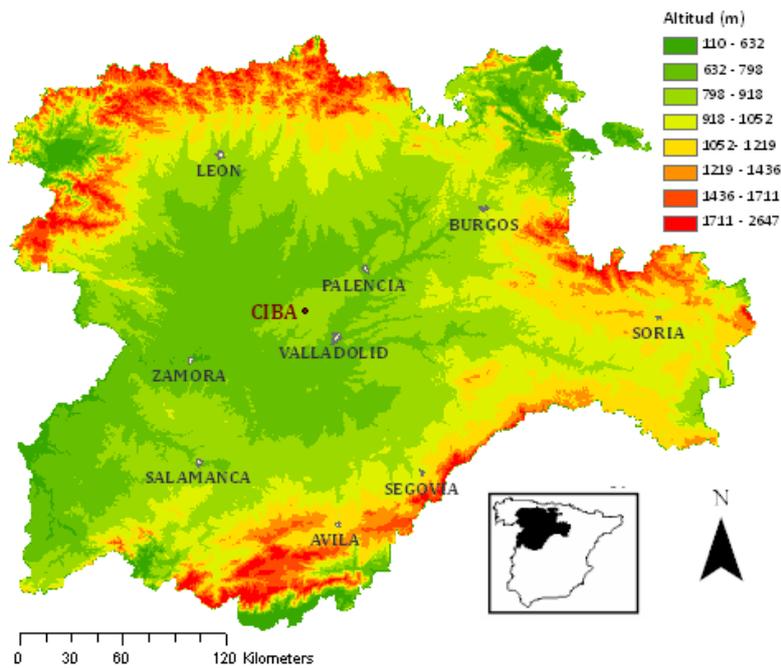


Figura 3.1 Ubicación del sitio de medidas experimentales, CIBA, en el centro de la comunidad de Castilla y León.

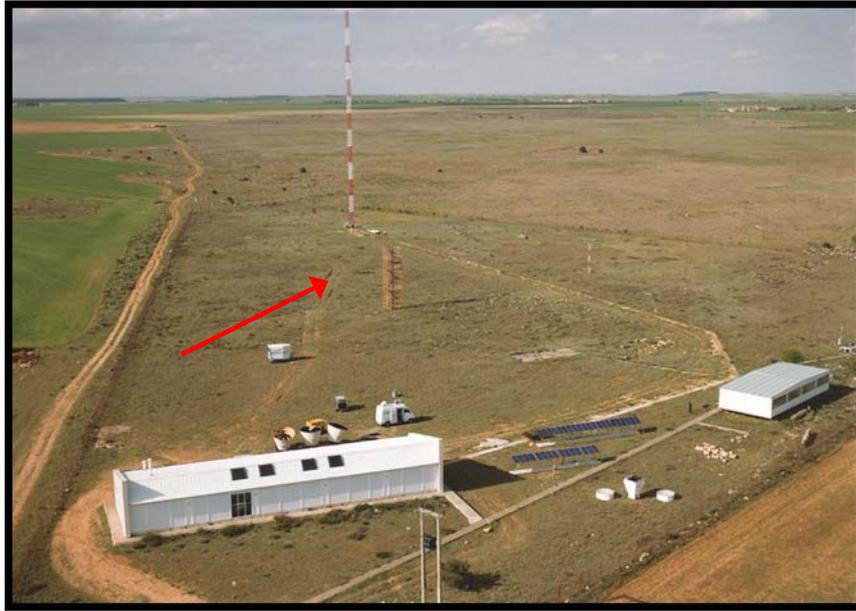


Figura 3.2 Vista aérea del CIBA.



Figura 3.3 A) Foto aérea del CIBA y alcance (fetch) de la instrumentación de respuesta rápida. B) Porcentaje de los distintos usos del suelo existentes dentro del alcance de la instrumentación, siendo el 51% correspondiente a la asociación vegetal de pastizal-matorral, el 41.3% representa el cultivo de secano y el 7.7% restante corresponde a una asociación de coníferas-pastizal-matorral¹.

¹ Fuente de datos: Fotos del proyecto PNOA y datos de uso del suelo del proyecto SIOSE, ambos en Castilla y León y suministrados a través de los servicios de mapas ITACyL y SITCyL.

III.3 PERIODO DE ESTUDIO: BASE DE DATOS

Las medidas experimentales tomadas para el estudio de flujos de CO₂ se extienden desde marzo de 2007 hasta julio de 2009. Hemos dividido el espacio temporal que abarca nuestro estudio en 3 sub-periodos. El primero que corresponde a un año completo de medidas, desde marzo de 2007 a febrero del 2008, que denominamos año base, y los otros dos correspondientes a los periodos de máximo interés (PMI) de 2008 y 2009, esto es desde marzo a julio, por ser este PMI el periodo de máximo crecimiento vegetativo y mayor actividad fotosintética.

A pesar de las incidencias que causaron discontinuidades en la serie de medidas, tales como fallos de alimentación, instrumentación afectada por descargas eléctricas, cables deteriorados por animales o inclemencias meteorológicas, la base de datos construida tuvo una satisfactoria cobertura de datos de flujos turbulentos adquiridos, con un porcentaje de datos brutos del 92% a lo largo de la campaña CIBA070809, especialmente durante el periodo de máximo interés.

III.4 CARACTERIZACIÓN METEOROLÓGICA

Un fenómeno meteorológico característico de la zona de estudio, es la frecuencia de días con fuertes **inversiones térmicas nocturnas**, de hasta 7.5 °C/100 m.

La **dirección de viento** predominante en nuestra zona de estudio sigue el eje NE-SW, siendo las direcciones dadas con más frecuencia las provenientes del noreste. El que las direcciones de los vientos sigan un eje concreto se explica por la orografía del terreno de esta zona de la meseta, donde existen dos pequeños valles fluviales que se extienden desde el noreste al suroeste de la meseta (ver figura 3.4).

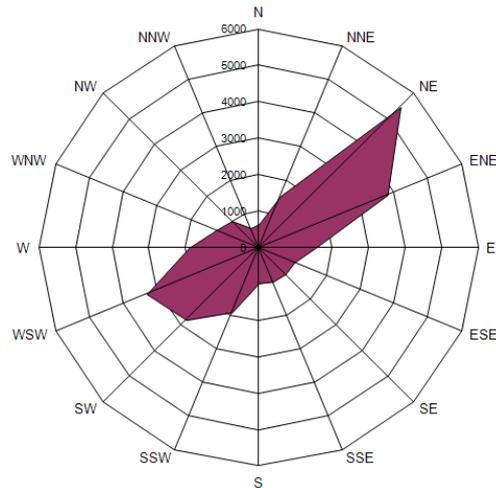


Figura 3.4 Rosa de los vientos con las direcciones predominantes de los vientos durante el periodo de medidas.

En el lugar donde se ubica la estación de medidas, predominan **vientos moderados** cuyas velocidades medias mensuales, durante el periodo de estudio, oscilaron entre 2.5 y 6 m s^{-1} . La velocidad media absoluta durante todo el periodo de estudio fue de 3.8 m s^{-1} y el rango de valores varió desde 0.0 a 23.7 m s^{-1} . Considerando sólo el primer año continuo de medidas, desde marzo de 2007 a febrero de 2008, la velocidad media anual fue de 3.3 m s^{-1} . Las velocidades medias de los 3 periodos de máximo interés estudiados fueron de 2.5 m s^{-1} para el PMI de 2007 y 3.3 m s^{-1} para los PMI de 2008 y 2009 respectivamente.

A continuación pasamos a describir más detalladamente la caracterización según las variables meteorológicas más relevantes en el contexto de los objetivos abordados en este trabajo.

III.4.1 TEMPERATURA DEL AIRE

En la figura 3.5 observamos que la temperatura del aire muestra una marcada oscilación a lo largo del año, así por ejemplo, para el primer año 2007-2008 la temperatura mínima registrada fue de $-8.7 \text{ }^{\circ}\text{C}$ el 17 de diciembre, y la máxima fue de $37 \text{ }^{\circ}\text{C}$ el 4 de agosto. Esta pronunciada oscilación térmica es característica del clima continental presente en la zona de estudio y su área de influencia. Presenta una amplitud térmica anual de $17.4 \text{ }^{\circ}\text{C}$, considerada como alta. Así, la

temperatura media mensual alcanza su máximo en el mes más cálido del año, julio, con 20.2 °C como valor medio mensual. En el invierno, diciembre destaca como el mes más frío, alcanzando los 2.9 °C de temperatura media mensual. La temperatura media anual de este primer año fue de 11.3 °C, prácticamente la misma que la media anual histórica de los últimos 30 años anteriores, periodo entre 1977-2006, registrada en la estación de Villanubla y que fue de 11.4 °C. Sin embargo, fue considerablemente menor que la temperatura media anual histórica registrada en el observatorio de Valladolid, 12.6 °C (<http://www.aemet.es>). Es lógico pensar en una temperatura algo más fría que la de Valladolid capital ya que el sitio de muestreo se encuentra a una altitud algo más elevada y a una distancia de 30 km de la ciudad. Por ello, esta ubicación no está influenciada por los efectos de la isla de calor que se genera en la capital castellanoleonesa y por tanto las temperaturas son menos elevadas en condiciones de estabilidad atmosférica.

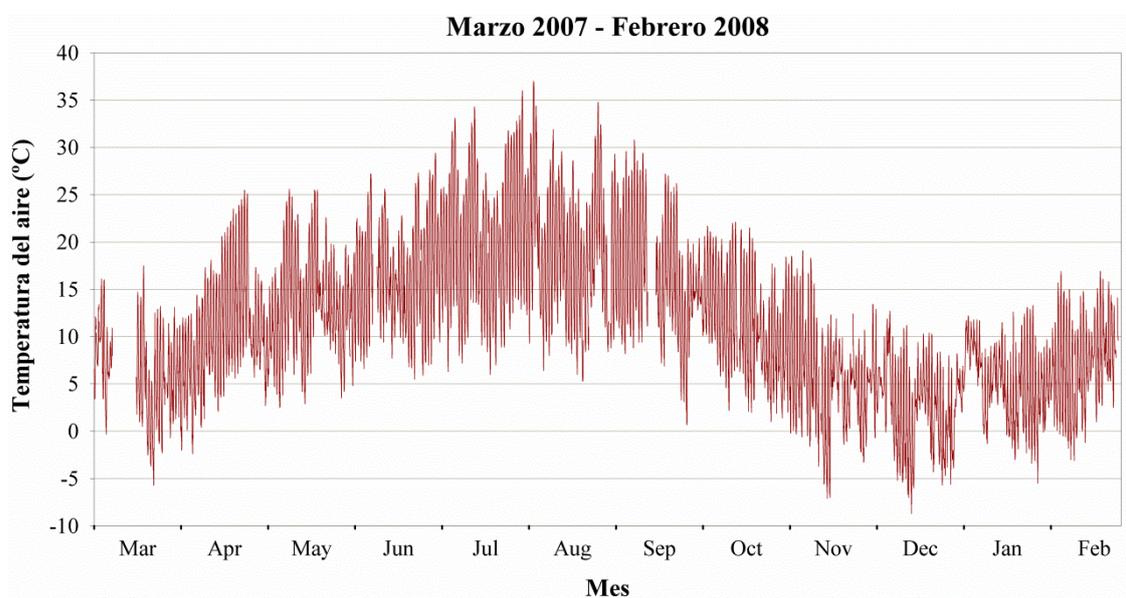


Figura 3.5 Variabilidad térmica durante el primer año continuo de medidas.

Merece especial interés el contraste térmico que hubo entre los periodos de máximo interés (de marzo a julio) del año 2009 y los dos años anteriores, 2007 y 2008. Las temperaturas medias registradas en nuestra estación durante los PMI fueron de 13.8, 13.4 y 14.4 °C para 2007, 2008 y 2009. Atendiendo a esta escala temporal, la temperatura media histórica (últimos 30 años anteriores) para el periodo entre marzo y julio correspondiente al PMI fue de 13.4 °C, según datos de la AEMET. Por tanto, podemos afirmar que el año 2009 fue considerablemente más cálido que la media histórica y el más cálido de los tres años estudiados en este trabajo. Se presentó con temperaturas medias mensuales más altas que en los años anteriores, acusándose a partir de mayo, donde la diferencia llega a alcanzar hasta los 3 °C en el mes de junio (ver tabla 3.1). Asimismo, este mes presenta las mayores diferencias en cuanto a las temperaturas máximas alcanzadas (ver tabla 3.2), 2 °C entre junio de 2007 y junio de 2008 y hasta casi 4 °C entre junio de 2007 y junio de 2009, siendo los valores de este mes en 2009 más propios del mes de julio. En resumen, podemos decir que el año 2009 fue más cálido y hubo un incremento anticipado de las temperaturas iniciándose en el mes de mayo.

Respecto a los dos primeros años, 2007 y 2008, las temperaturas registradas son análogas entre sí, exceptuando alguna discrepancia como es el caso de los meses de abril y mayo de 2008 que fueron algo más fríos que el año anterior (ver tabla 3.1). También es notable un incremento repentino de la temperatura en mitad del mes de junio de 2008, adelantándose así, aproximadamente quince días, la ocurrencia bastante consecutiva de temperaturas superiores a 30 °C con respecto al año anterior (ver figura 3.6).

Tabla 3.1 Temperaturas medias mensuales de los periodos de máximo interés. Unidades en °C.

	2007	2008	2009
Marzo	6.1	7.0	8.3
Abril	10.9	10.1	8.9
Mayo	13.3	12.6	15.0
Junio	16.3	17.3	19.3
Julio	20.2	20.2	21.3

Tabla 3.2 Temperaturas máximas medias mensuales de los periodos de máximo interés. Unidades en °C.

	2007	2008	2009
Marzo	11.7	13.1	16.3
Abril	17.4	16.3	15.4
Mayo	19.5	17.9	21.3
Junio	22.4	24.4	26.1
Julio	28.0	28.0	28.4

Tabla 3.3 Temperaturas mínimas medias mensuales de los periodos de máximo interés. Unidades en °C

	2007	2008	2009
Marzo	1.1	1.1	0.2
Abril	3.9	3.8	2.2
Mayo	7.1	7.9	6.7
Junio	9.0	9.8	11.5
Julio	10.8	10.9	12.5

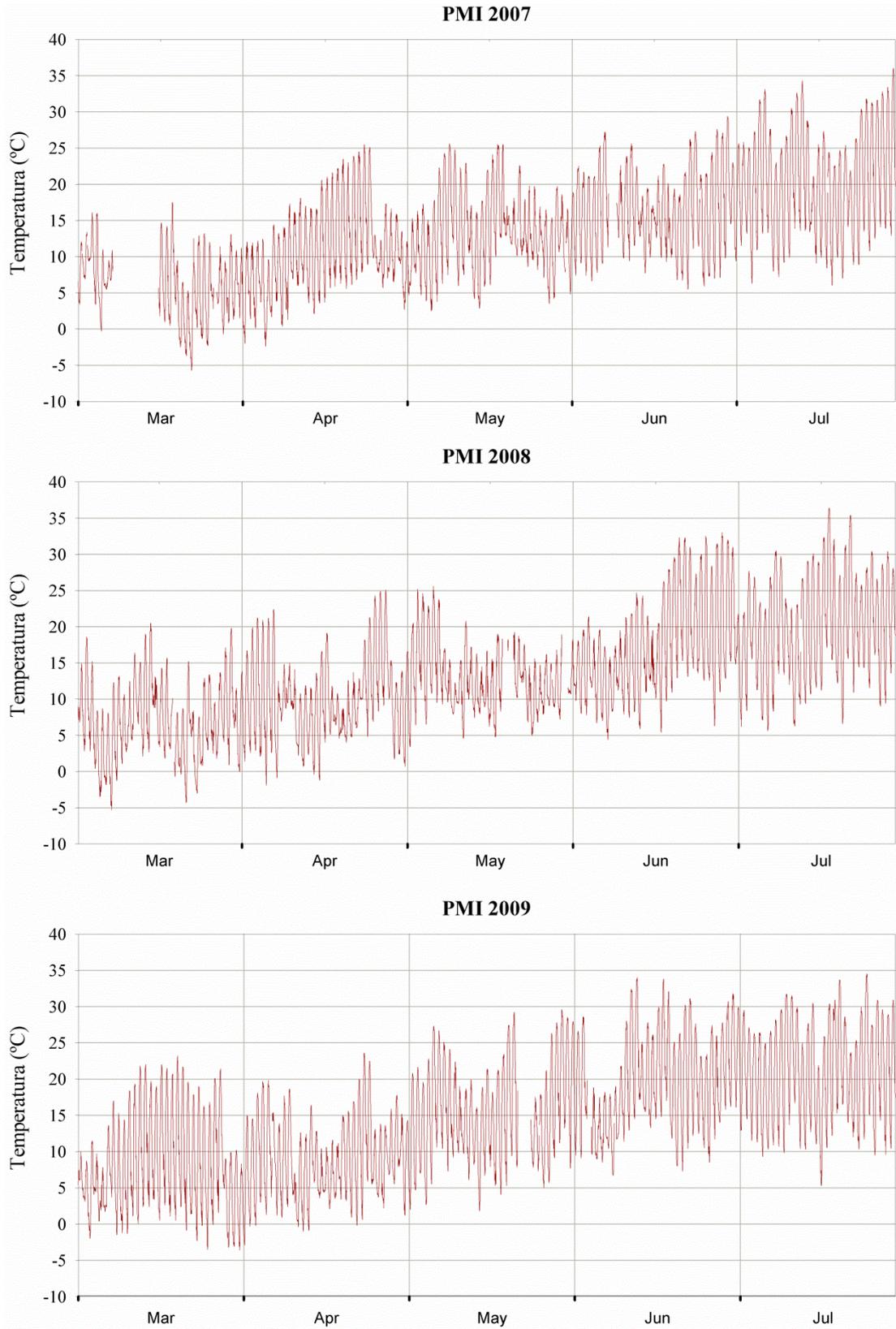


Figura 3.6 Variabilidad térmica en los periodos de máximo interés de cada año de medidas.

III.4.2 RADIACIÓN FOTOSÍNTETICA ACTIVA, PAR

La radiación solar es una de las variables meteorológicas con más relevancia en este estudio, ya que supone la fuente de energía proveniente del sol y gracias a la cual las plantas en el proceso de fotosíntesis transforman el dióxido de carbono, protagonista de este estudio, en compuestos orgánicos. Lógicamente si tenemos poca o escasa radiación proveniente del sol, las plantas reducirán su tasa fotosintética o incluso la inhibirán cesando la absorción de dióxido de carbono atmosférico. En tal caso, las plantas dejarían de actuar de sumideros del CO₂ para convertirse en fuentes de dicho gas. En realidad no toda la radiación que incide en la superficie terrestre puede ser aprovechada por las plantas. De toda la radiación solar incidente en la superficie de la Tierra únicamente una estrecha parte del espectro solar electromagnético comprendido entre las longitudes de onda de 400 nm y 700 nm puede ser absorbido por las plantas para realizar el proceso fotosintético. Este rango espectral corresponde también a la región visible de la luz solar. Ésta cantidad de radiación es lo que se denomina radiación fotosintéticamente activa o PAR, por sus siglas en inglés (Photosynthetically Active Radiation). Por lo tanto, conocer la distribución temporal de la misma es fundamental para el análisis de los procesos biológicos asociados.

Existen un amplio abanico de aplicaciones que tratan desde la fisiología de las plantas, iluminación natural de invernaderos como estudios de ecosistemas, los cuales requieren de un conocimiento de PAR (Alados-Arboledas *et al.*, 2000). En el caso que nos ocupa, el entendimiento de PAR nos es imprescindible para poder modelar el comportamiento fotosintético del ecosistema local objeto de esta memoria.

El sensor habilitado para medir la variable PAR, el sensor quantum, no fue instalado en la torre meteorológica hasta el día 16 de marzo de 2007. Para solventar esta ausencia de datos en el inicio de la campaña de medidas realizamos un ajuste de regresión lineal con la radiación solar global (RSG), ya que disponemos de esta medida desde el principio y además correlaciona muy

bien con PAR. La ecuación usada para rellenar los datos ausentes de PAR es la siguiente:

$$PAR = -6.5666 + 1.7430 RSG \quad R^2 = 0.99 \quad (\text{Ec. 3.1})$$

En la figura 3.7 podemos ver la variación estacional de esta variable, donde tenemos unos máximos, en torno a los $1800 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, desde finales del mes de mayo hasta mediados de julio, y unos mínimos, entre 600 y $800 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, en invierno, más acentuados desde la mitad del mes de noviembre hasta mediados de enero.

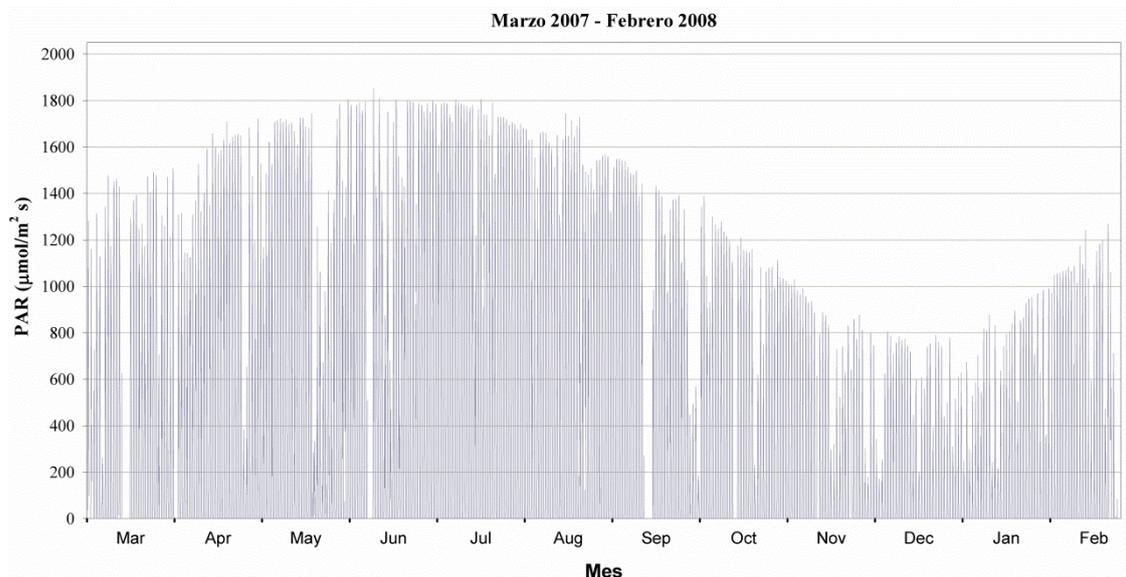


Figura 3.7 Variabilidad estacional de la radiación fotosintéticamente activa durante el primer año continuo de medidas.

Haciendo un análisis comparativo de los datos de PAR durante los tres años de medidas, destacamos el incremento en el valor de PAR medio diurno para el PMI de 2009 que estuvo en torno a los $947 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, valor significativamente más alto que en los periodos de máximo interés de los años 2007 y 2008 que dieron valores medios diurnos de PAR de 858 y $871 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, respectivamente. Un dato que llama poderosamente la atención es la divergencia entre los diferentes valores promedios del mes de mayo en cada uno de los años (ver tabla 3.4). Así tenemos, que el valor medio de PAR en el 2008 fue un 12% más bajo que el obtenido en 2007, y por el contrario, en el 2009, este mismo mes

tuvo un promedio un 23% más alto que en el año base, 2007. Asimismo, observamos un brusco aumento del promedio mensual del mes de mayo al mes de junio de 2008, lejos del progresivo aumento que se observó en el año anterior.

En la figura 3.8 se muestra la variabilidad de los datos de PAR durante los periodos de máximo interés para cada uno de los años de medidas. Si nos fijamos en los meses de abril, mayo y la primera quincena del mes de junio durante el año 2008, vemos que hay una mayor frecuencia de días con valores de PAR por debajo de aquél considerado como máximo en esa época del año. Esto indica que este periodo tuvo mayor nubosidad que la dada en los otros dos años y probablemente también esté asociada a mayores precipitaciones, dada la época del año en cuestión.

Tabla 3.4 Promedios mensuales y promedio total del PAR medio diurno durante cada uno de los PMI de cada año de medidas. Las unidades son $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$.

	2007	2008	2009
Marzo	696	740	826
Abril	775	787	832
Mayo	826	728	1015
Junio	926	1009	957
Julio	1057	1089	1106
PMI total	858	871	947

Tabla 3.5 Promedios mensuales y promedio total del PAR máximo diurno durante cada uno de los PMI de cada año de medidas. Las unidades son $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$.

	2007	2008	2009
Marzo	1237	1298	1349
Abril	1413	1441	1494
Mayo	1477	1476	1737
Junio	1583	1755	1698
Julio	1721	1821	1804
PMI total	1489	1558	1615

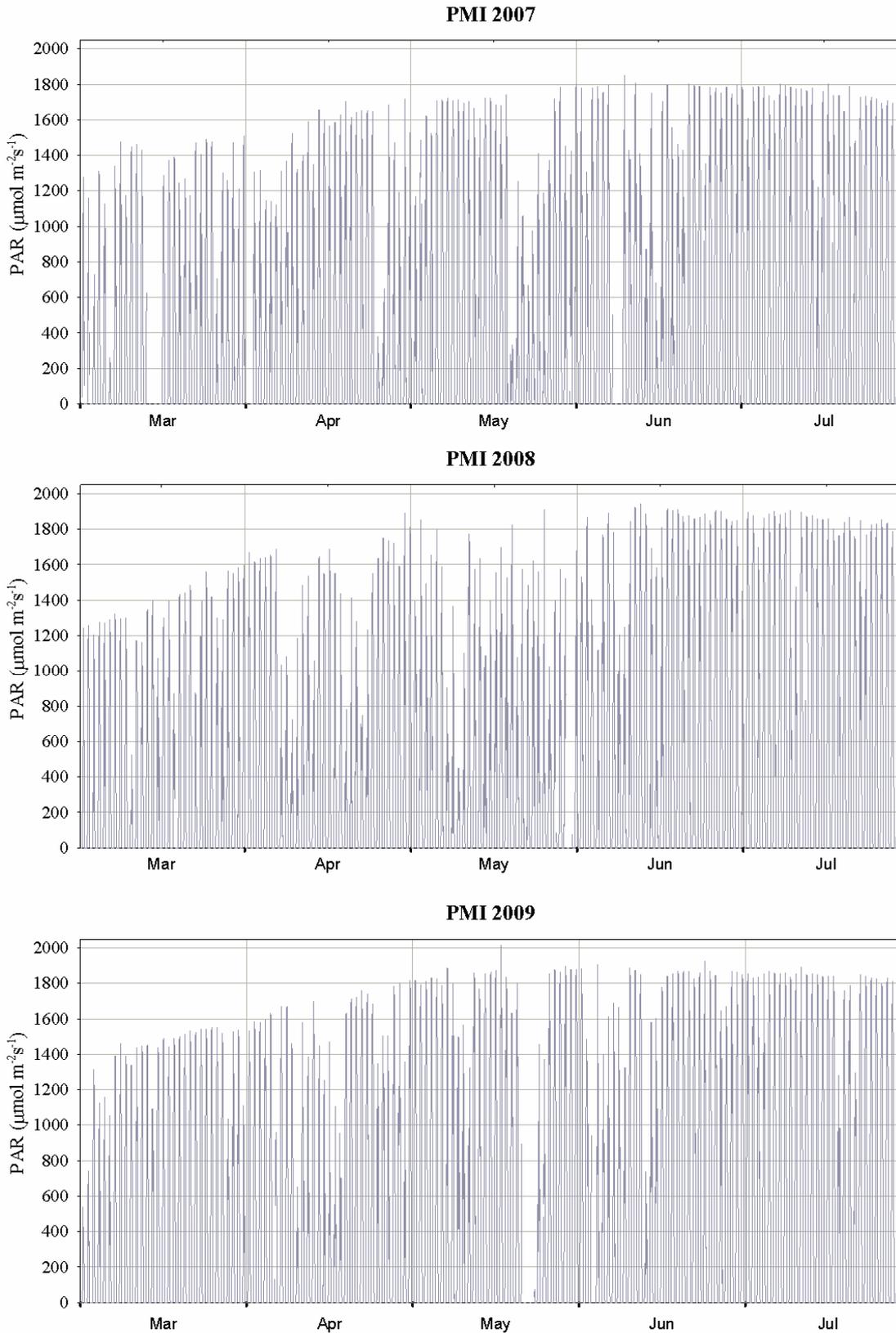


Figura 3.8 Variabilidad de los datos de PAR durante los periodos de máximo interés para cada uno de los años 2007, 2008 y 2009.

III.4.3 DÉFICIT DE PRESIÓN DE VAPOR (VPD)

El déficit de presión de vapor (VPD), o también llamado déficit de saturación, es un parámetro que describe el contenido de vapor de agua en el aire, es decir, la humedad contenida. Este parámetro nos da información sobre el grado de sequedad o humedad del aire, o en otras palabras, la capacidad que tiene para desecar el aire (“power dry”) y varía según la temperatura y las condiciones de humedad.

$$VPD = e_s(1 - HR), \quad (\text{Ec. 3.2})$$

siendo HR , la humedad relativa del aire y e_s , la presión de vapor en saturación (kPa), calculándose a partir de la siguiente expresión:

$$e_s = 0.611 \exp \left[\frac{17.27 T}{T + 237.3} \right], \quad (\text{Ec. 3.3})$$

siendo T , la temperatura del aire en grados centígrados.

Un aumento del VPD se traduce en una disminución del potencial hídrico de la atmósfera, con lo cual el gradiente de energía entre el agua del suelo terrestre y la atmósfera aumenta, de este modo la energía disponible para movilizar el agua entre estos puntos hace que se potencie la transpiración de la planta y por lo tanto aumente el flujo de calor latente.

Por otro lado, a medida que el déficit de presión de vapor entre la hoja de la planta y el aire incrementa, los estomas responden con un cierre parcial (Lange *et al.*, 1971), evitando así altas tasas de transpiración, es decir altos valores del flujo latente, que de lo contrario estarían inducidas por el aumento del VPD. De este modo, el cierre estomático evita el correspondiente descenso en el potencial hídrico de la planta y posibles daños fisiológicos (Saliendra *et al.*, 1995). Es decir, el déficit de presión de vapor es un gradiente de energía generado entre el agua de la superficie terrestre o plantas y el agua de la atmósfera, es decir, que podemos definir el déficit de presión de vapor como la fuerza motriz de la evapotranspiración, siempre y cuando la planta no presente déficit hídrico.

Los valores de VPD durante los tres años de medida varían desde 0 a 5.54 kPa, mostrando el valor de esta variable una clara evolución estacional, correspondiendo los valores más altos a los meses más cálidos, en especial durante julio y agosto, superando fácilmente los 4 kPa en dichos meses (ver figura 3.9). Sin embargo en 2009, a diferencia de los dos años anteriores, existen valores mayores de 4 kPa a partir de mediados del mes de junio y continúa habiendo valores tan extremos ya entrado septiembre. También se debe destacar los altos valores alcanzados en el mes de marzo y mayo del 2009, superando los 2 y 3 kPa respectivamente en dichos meses, lo que indica un cierto estrés hídrico en la vegetación para esos periodos y en general para el PMI del año 2009 (ver figura 3.10).

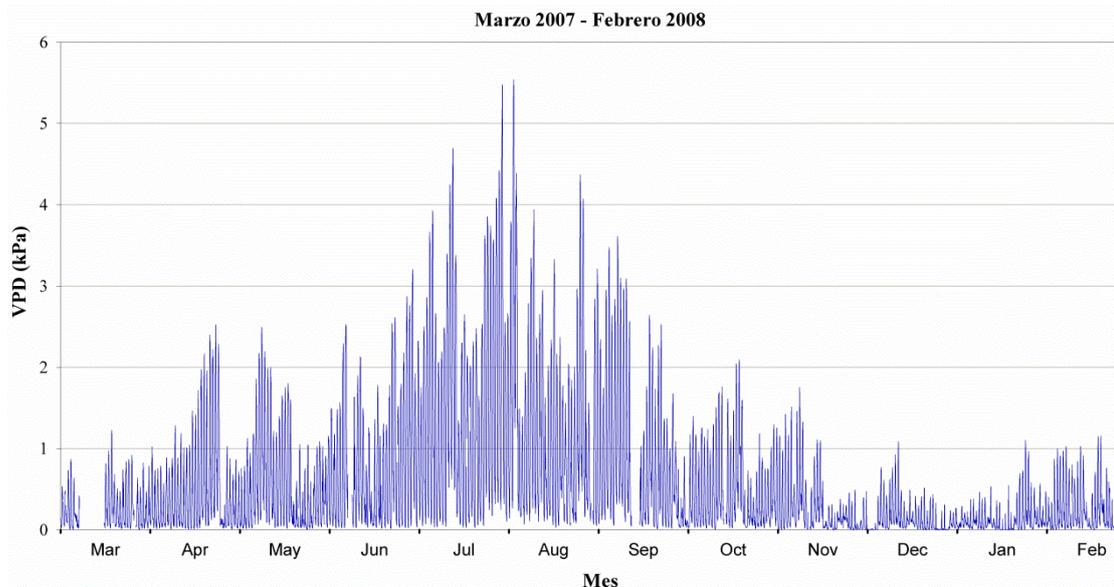


Figura 3.9 Variabilidad estacional de los datos de déficit de presión de vapor durante el primer año completo de medidas.

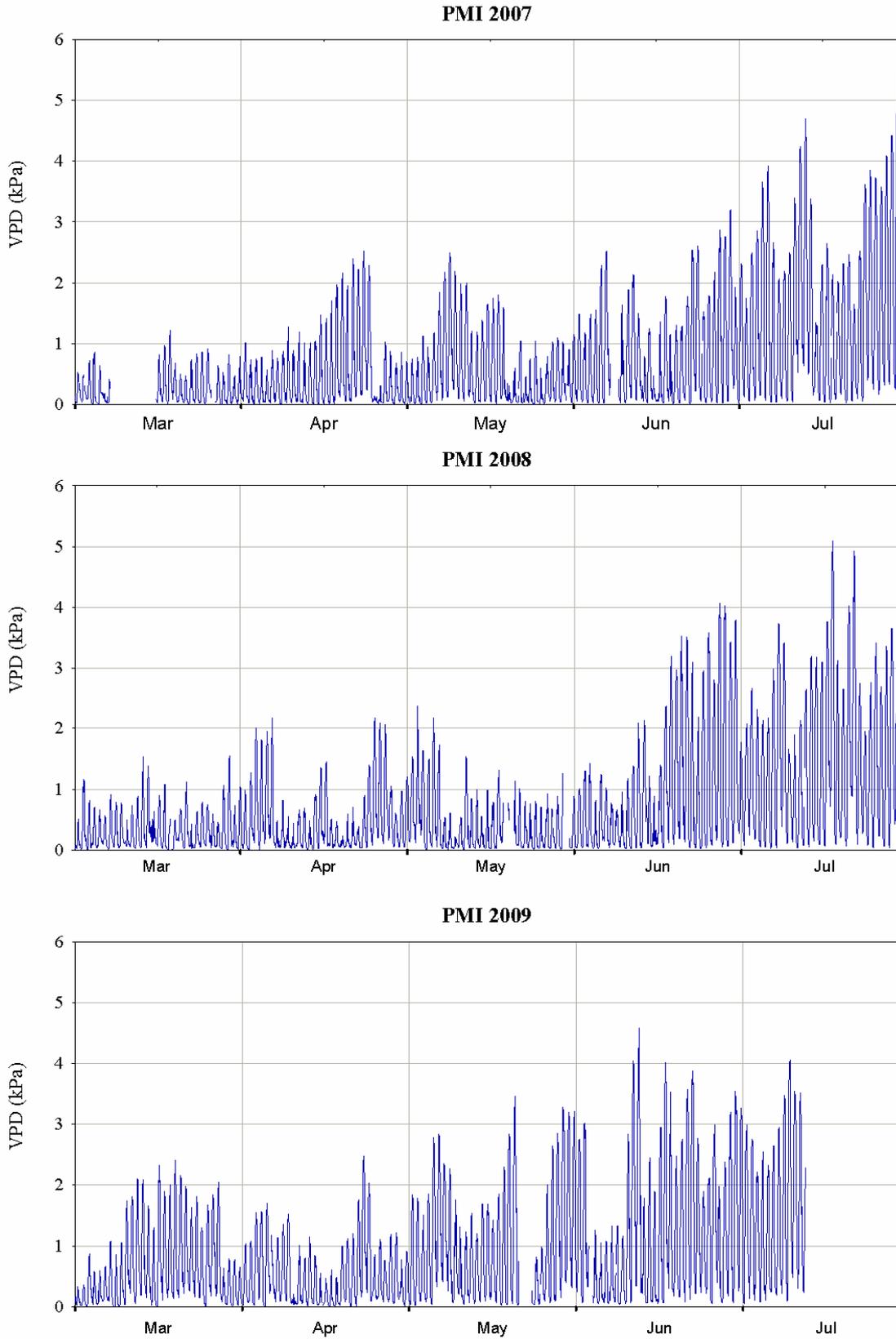


Figura 3.10 Variabilidad de los datos de déficit de presión de vapor en los periodos de máximo interés de cada año de medidas.

III.4.4 PLUVIOMETRÍA

Los datos pluviométricos de los que disponemos han sido facilitados por la AEMET y provienen de la estación meteorológica de Villanubla, a tan sólo 15 km de distancia de nuestra zona de estudio.

Durante los años 2007 y 2008 predominó el carácter húmedo en la zona de estudio, con una precipitación anual acumulada de 486 mm y 496.7 mm respectivamente, valores relativamente más altos que la precipitación anual acumulada histórica registrada de los últimos 30 años que fue de 445.7 mm. Por el contrario, en el año 2009 la precipitación anual acumulada que se registró fue de tan sólo 375.3 mm, un valor muy por debajo de la media anual histórica, lo que le confiere un carácter seco o muy seco. Podemos observar en la figura 3.11, que todos los valores mensuales del año 2009 están por debajo de la media mensual histórica a excepción del mes de junio y diciembre que las supera notablemente. Esta clara diferencia con los dos años anteriores, nos hacen pensar que habrá notorias discrepancias entre los comportamientos de los flujos de dióxido de carbono y de los demás flujos implicados en el balance de energía que veremos en el siguiente apartado. En este contexto, hemos incluido la figura 3.12 para visualizar mejor las anomalías de precipitación dadas en cada uno de los años del periodo de estudio en comparación con la media histórica. Es importante destacar la severa sequía que sufrió el mes de marzo de 2009 (ver figura 3.11 y 3.13), un mes que juega un papel muy importante en el marco de la fotosíntesis, ya que es la época del año en el que dominan las temperaturas moderadas, aumenta el número de horas de sol y las plantas comienzan su periodo de crecimiento. Si en dicho momento las condiciones ambientales, como pueden ser la humedad del suelo, no son favorables podrá influir en un detrimento de la cantidad de dióxido de carbono absorbida por las plantas, dado que éstas necesitan agua para realizar el proceso fotosintético. Lo mismo ocurre en el mes de mayo de 2009, en el cual la precipitación mensual acumulada disminuyó drásticamente en comparación con los dos años anteriores, siendo este mes clave para el proceso fotosintético junto con el mes de junio, ya que, como se describirá más adelante, suelen ser los que registran una mayor tasa de absorción de CO₂.

Asimismo, cabe destacar el cambio significativo a la baja de la precipitación acumulada en el PMI del 2009, que fue de 108.3 mm, menos de la mitad de la precipitación acumulada en los PMI de los dos años anteriores, que fue de 232.1 y 237.9 mm para 2007 y 2008 respectivamente. Concretamente, la cantidad de agua disponible en el PMI de 2009 fue tan sólo el 46.7% de la cantidad disponible en el PMI del 2007 y el 45.5% de la disponible en el PMI de 2008.

Respecto al año 2008, podemos observar diferencias significativas en la distribución de la precipitación en comparación al año anterior (ver figura 3.13 y 3.14). Básicamente llovió con frecuencia durante todo el mes de mayo de 2008 y gran parte del mes abril del mismo año, a diferencia del año anterior. Además tras el mes más lluvioso, mayo de 2008, la disminución en la cantidad de lluvia registrada se redujo drásticamente, observándose tan sólo 21.2 mm en el mes de junio. Por lo contrario en el 2007, esa disminución ocurrió más paulatinamente, registrándose 48.2 mm en el mes de junio.

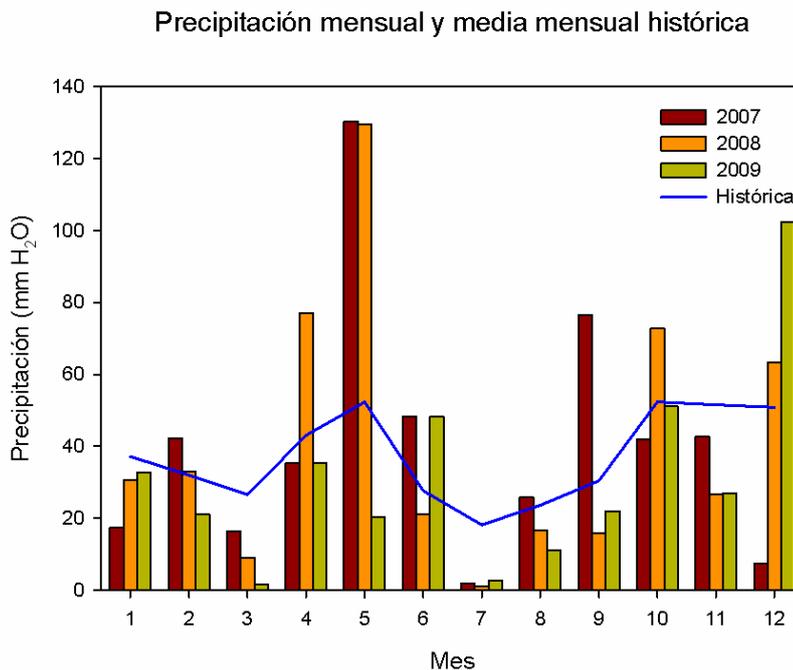


Figura 3.11 Comparación de los datos de precipitación media mensual de los 3 años de medida, 2007, 2008 y 2009, así como datos de la media mensual histórica de los últimos 30 anteriores (1978-2007).

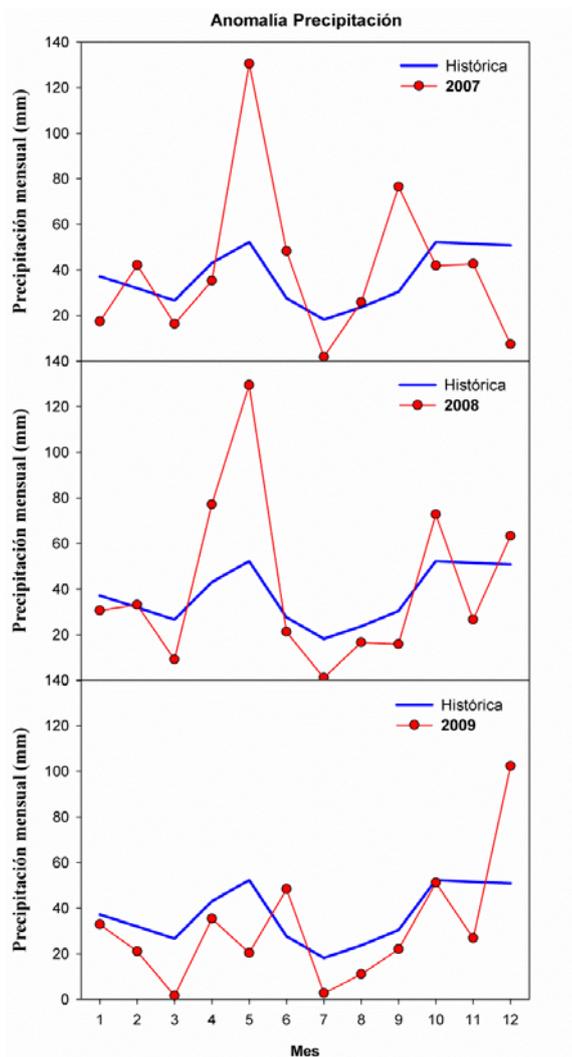


Figura 3.12 Comparación de los datos de precipitación media mensual de los tres años de medida con los promedios mensuales históricos de los últimos 30 anteriores (1978-2007).

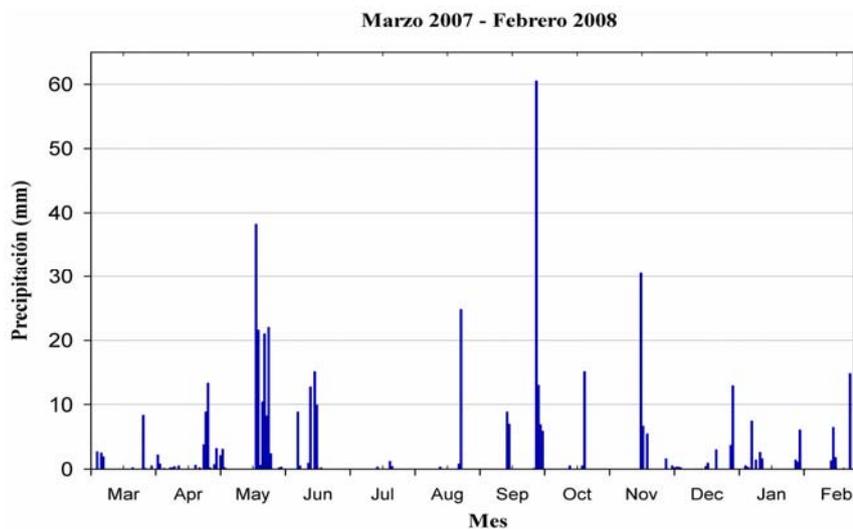


Figura 3.13 Variabilidad estacional de los datos de precipitación durante el primer año completo de medidas.

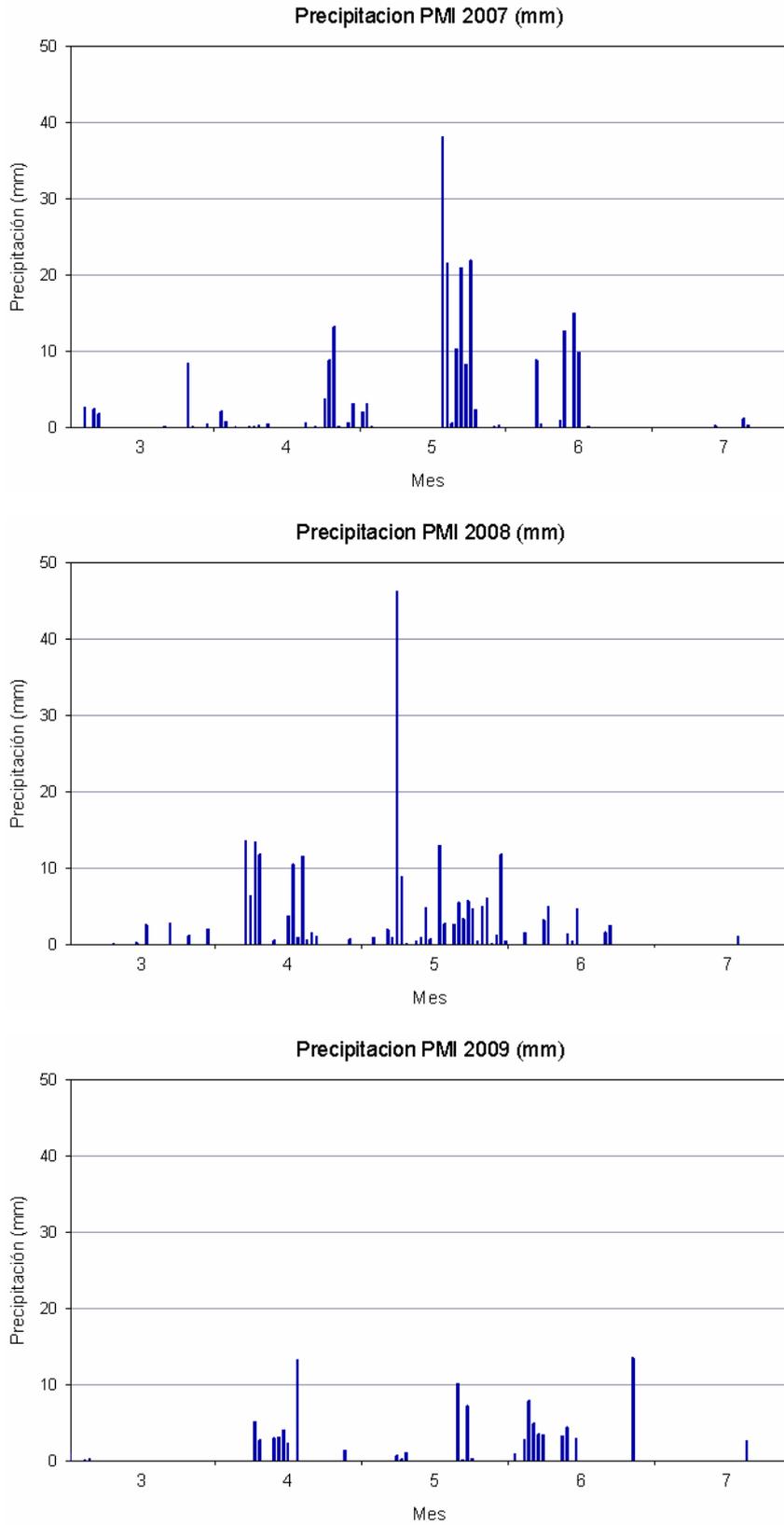


Figura 3.14 Valores diarios de precipitación durante los PMI de los 3 años.

La figura 3.15 compendia los resultados de las 4 variables, la precipitación, la radiación fotosintéticamente activa, la temperatura del aire y el déficit de presión de vapor durante los PMI de los 3 años. El valor más alto de VPD y de T^a del aire, T_{air} , se dieron en el PMI del 2009, siendo 0.95 kPa y 14.4 °C respectivamente. Además, el mismo periodo tuvo la precipitación acumulada más baja, que fue de 108.3 mm contrastando con los 232.1 y 237.9 mm obtenidos en los PMI de 2007 y 2009 respectivamente. Una alta temperatura media junto con una baja precipitación acumulada resulta en un alto VPD, el cual a su vez, es de esperar que contribuya a un descenso exponencial en la conductancia estomática de la cubierta vegetal y a reducir la tasa fotosintética neta, ya que la planta necesita extraer más agua de sus raíces bajo condiciones ambientales con alto VPD y alta T_{air} (Wu *et al.*, 2010).

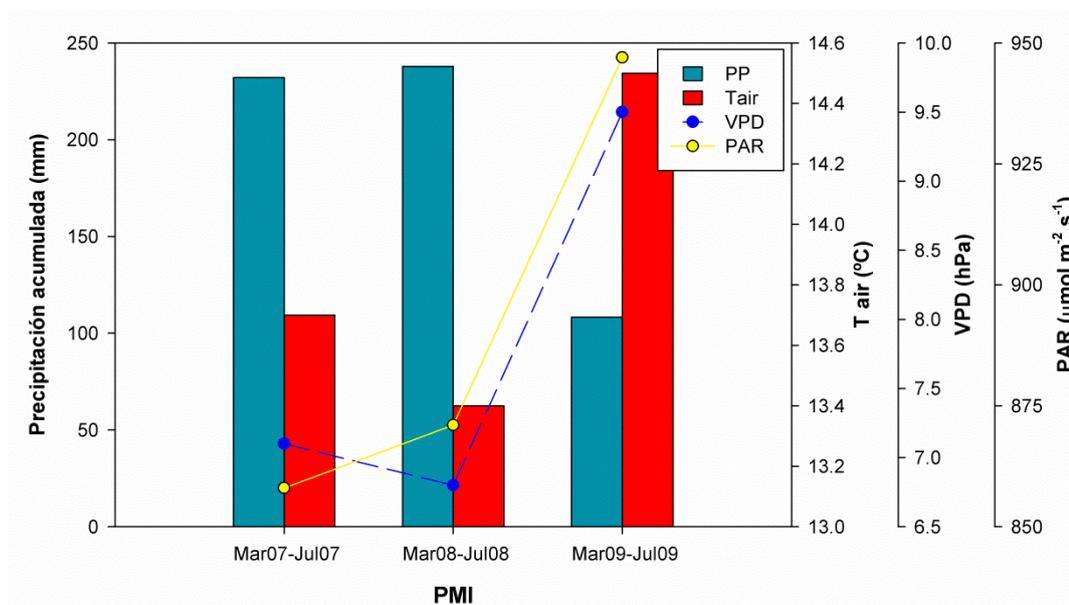


Figura 3.15 Valores medios diarios de temperatura del aire (T_{air}), radiación fotosintéticamente activa (PAR), déficit de presión de vapor (VPD), y precipitación acumulada (PP) para los PMI de los años 2007, 2008 y 2009.

III.5 FLUJOS DE ENERGÍA Y FRACCIÓN EVAPORATIVA

III.5.1 VALORACIÓN GENERAL

En este apartado presentamos un análisis similar al de las variables meteorológicas anteriormente descritas para cada uno de los términos implicados en el balance de energía. La voluminosa información obtenida nos ha llevado a incluir todos los gráficos que describen la dinámica temporal así como los ciclos diarios de cada variable en el apéndice A. Por lo tanto, aquí sólo presentaremos una valoración general de los resultados individuales más sobresalientes dedicando la atención preferente a la fracción evaporativa debido a la importancia que ha desempeñado esta variable en la ejecución de este trabajo.

Todas las variables aquí analizadas, R_N , LE, H y G, se comportaron como era de esperar, con valores máximos en las horas centrales del día o de máxima temperatura mostrando una distribución de los datos de forma simétrica respecto al mediodía y presentando una mayor variabilidad en el periodo de máximo interés que en el invierno.

Como ya se ha mencionado previamente, los principales flujos de energía asociados al sistema que abarca el volumen de aire que se extiende justo debajo del suelo hasta la altura a la que se mide el balance de energía, son el flujo radiativo neto de energía incidente a la superficie terrestre y los componentes no radiativos: el flujo de calor latente, el flujo de calor sensible y el flujo de calor almacenado en el suelo.

En la figura 3.16 mostramos un ejemplo de la evolución de los distintos flujos implicados en el balance de energía, R_N , LE, H y G. Merece destacar, cómo los flujos implicados en el BE, en su conjunto, son reducidos en presencia de precipitaciones, disminuyendo drásticamente cuando éstas son intensas. Así, la disminución de todos los flujos en el último día del gráfico (DOY: 140) se debe a fuertes lluvias junto con la consecuente disminución de la energía total incidente debido a cielos muy cubiertos. También es de interés señalar como tras las ligeras lluvias ocurridas en los primeros cuatro días de mayo (DOY: 121-124), el flujo de calor latente aumenta su valor debido al proceso de evaporación del agua contenida en el suelo y las plantas. Es esta la razón por la cual el LE es

superior al H en este ejemplo, siendo en términos generales al contrario, esto es, disipándose más energía en forma de calor sensible, como veremos más adelante. Paralelamente, podemos observar el comportamiento inverso (o antagónico) que existe entre el flujo de calor latente y de calor sensible; de esta manera cuando aumenta la energía perdida por el ecosistema de estudio mediante evapotranspiración del agua disponible en el suelo y vegetación, entonces disminuye la energía en forma de calor que es cedida por conducción desde la superficie terrestre a la masa de aire que está en contacto con ella y que luego es transferido a las capas superiores del aire por convección. Asimismo, cuando la evapotranspiración disminuye debido a la escasez de agua disponible, el flujo de calor sensible aumenta. Por lo tanto, en ausencia de evaporación como mecanismo de pérdida de energía, el principal mecanismo en el que la energía de la R_N se disipa es el calor sensible. Los valores nocturnos de R_N toman signo negativo debido a que por la noche la única radiación que capta el radiómetro neto es la infrarroja que el suelo emite en función de su temperatura. Cabe destacar que en las noches despejadas los valores de esta variable son más negativos y que se reducen considerablemente en caso de tener cielos cubiertos con nubes, como ocurre en las 4 primeras noches representadas. En cuanto al LE por la noche es casi insignificante lo que significa que no hay rocío y que la evaporación es mínima. H y G nocturnas son negativas lo que implica que el calor se transfiere hacia la atmósfera desde la superficie. Sin embargo, la suma de los términos H y G es menor que R_N , habiendo una pérdida de energía y tanto el aire como el cultivo se enfrían.

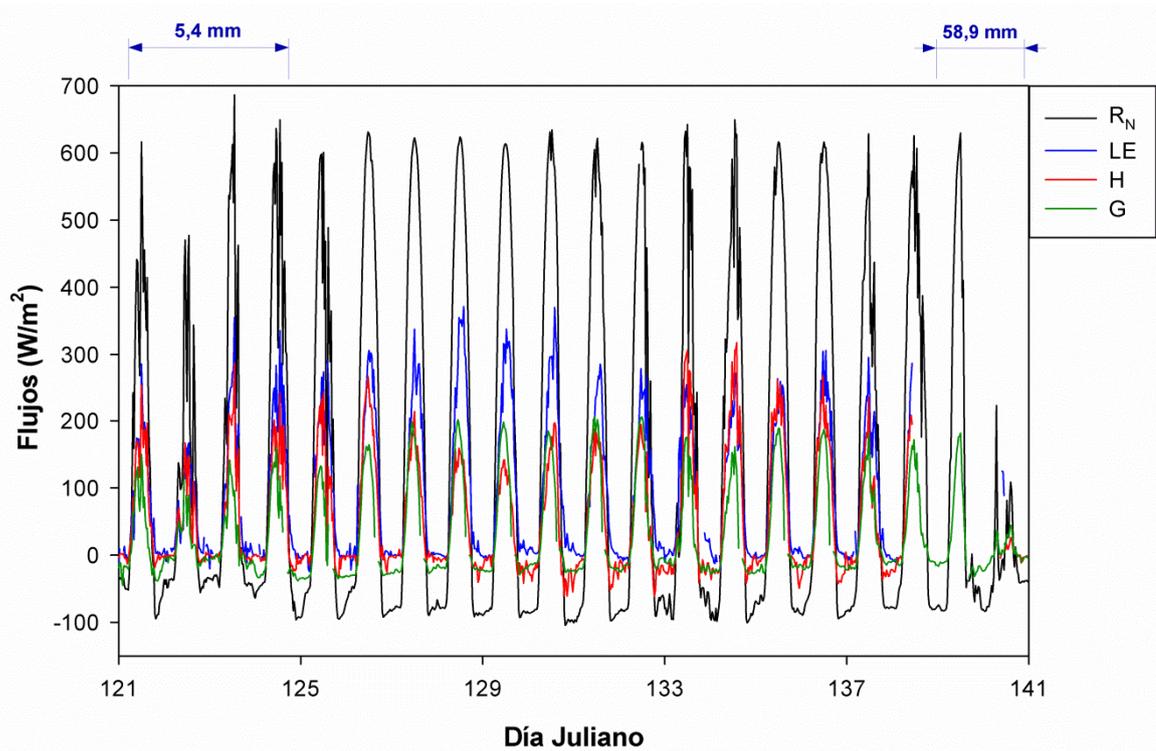


Figura 3.16 Evolución de los flujos energéticos de radiación neta (R_n), calor sensible (H), calor latente (LE) y flujo de calor en el suelo (G) para un periodo de 20 días del 2007, desde el DOY 121 al 141.

Radiación Neta (R_N)

El sensor habilitado para medir la radiación neta, el radiómetro neto, no estuvo operacional hasta el 13 de abril de 2007. De la misma manera que hicimos con la variable de PAR, para solventar la ausencia de datos realizamos un ajuste de regresión lineal con la radiación solar global, dado que sí disponíamos del sensor que mide esta variable y también correlaciona muy bien con la R_N . La ecuación usada para rellenar los datos ausentes de R_N es la siguiente:

$$R_N = -65.7127 + 0.7183 \text{ RSG} \quad R^2 = 0.97 \quad (\text{Ec. 3.4})$$

Por esta razón, los primeros datos nocturnos de R_N de los que disponemos son iguales, ya que al tener la RSG un valor de cero por la noche, la ecuación 3.4 nos devuelve siempre el mismo valor nocturno (ver apéndice). La evolución estacional de la R_N muestra, a diferencia de la variable PAR, un segundo

máximo entre el mes de septiembre y octubre. El motivo de este incremento probablemente se debe al hecho de que tras las lluvias normalmente acontecidas en esa época del año, el brote de vegetación hace que exista un menor albedo de la superficie terrestre y por lo tanto valores ligeramente más positivos.

Como era de esperar, las discrepancias entre los valores máximos registrados en el periodo de medidas suceden al igual que con la variable PAR, mencionada en el apartado anterior, con los máximos en los meses de mayo y junio, y los mínimos en invierno. La R_N media obtenida en el PMI de 2009 fue 141.6 W m^{-2} mientras que para el 2007 y 2008 fueron 122.0 W m^{-2} y 124.9 W m^{-2} respectivamente.

Flujo de calor latente (LE)

La variación estacional del flujo de calor latente (LE) que muestran nuestros datos, revela un aumento creciente a partir de marzo, inicio del periodo de máximo interés (PMI), cuando las temperaturas empiezan a suavizarse y la energía disponible que llega a la superficie terrestre es cada vez más intensa; de esta manera la vegetación del ecosistema aumenta la evapotranspiración a través de los estomas y el suelo evapora contenido de agua del suelo a medida que éste se va calentando. Así los máximos valores de LE durante el primer año completo de medidas se alcanzaron en junio con más de 300 W m^{-2} para después sufrir un severo descenso provocado por las altas temperaturas con el consiguiente estrés hídrico en las plantas, así como ausencia de contenido de agua suficiente en el suelo y la senescencia de la vegetación (ver apéndice). Estos valores bajos se mantienen hasta la próxima primavera exceptuando un ligero incremento en el mes de octubre provocado por las intensas lluvias de septiembre y las todavía suaves temperaturas y moderada radiación solar incidente. Los mínimos valores de LE se dan en diciembre, no superando en promedio los 50 W m^{-2} .

La respuesta de LE presenta importantes discrepancias en los diferentes PMI de los tres años de medida, no sólo en cuanto a la evolución de los valores y a los valores máximos alcanzados, sino también en el momento en el que éstos son alcanzados, así como en el modo en el que el flujo de calor latente disminuye en el periodo de senescencia de la vegetación. Así, en el 2007 el valor de LE alcanzó los 200 W m^{-2} durante prácticamente todo el mes de abril y superó los

300 W m⁻² al comienzo de mayo. Desde finales de junio hasta mediados de julio los valores máximos alcanzados fueron progresivamente disminuyendo hasta aproximadamente los 100 W m⁻². Sin embargo, en el 2008 los valores de LE no superaron los 200 W m⁻² hasta finales de abril y los 300 W m⁻² hasta el comienzo de junio, exactamente un mes después que el año anterior. A finales de junio de 2008 el valor de LE alcanzado sufrió una drástica disminución hasta aproximadamente los 150 W m⁻². En el 2009, las discrepancias son aún más significativas. LE no alcanzó los 200 W m⁻² hasta finales del mes de mayo e incluso no consiguió superar los 300 W m⁻² ese año.

En los ciclos diarios del LE observamos que los valores nocturnos son ligeramente negativos y cercanos a cero, indicando una ligera ganancia de energía debida probablemente a la formación de gotitas de agua sobre la superficie al condensarse el vapor de agua contenido en el aire tras enfriarse éste. Los valores medios máximos en el 2009 fueron de 116 W m⁻², mientras que para el 2007 y 2008 fueron 190 y 180 W m⁻², respectivamente.

Flujo de calor sensible (H)

La variación estacional del calor sensible (H) ofrece unos valores máximos en los meses de verano, en julio y agosto con 377.1 y 430.8 W m⁻² respectivamente, siendo esta época en la que más energía térmica se transfiere desde la superficie terrestre al aire. Además, en julio la vegetación presente en el CIBA ya está seca o incluso cosechada, con lo que el suelo absorbe más radiación y se calienta más (ver apéndice), provocando mayor transferencia de energía térmica a la atmósfera. Los mínimos valores de H se dan en diciembre y enero, debido al razonamiento inverso.

Los valores obtenidos de H durante los PMI de los tres años de medida discrepan entre ellos en menor grado en comparación con la respuesta de LE en esos mismos periodos. El rango de valores de H es similar en los tres PMI, oscilando entre -50 y 350 W m⁻². El mes en el que más diferencias significativas encontramos entre los tres PMI es el mes de mayo de 2008, en el que los máximos valores no superaron los 200 W m⁻² y los valores nocturnos fueron sensiblemente menores, reduciéndose los mínimos nocturnos alcanzados a la

mitad en comparación con los meses de mayo de 2007 y 2009, -30 W m^{-2} frente a los -60 W m^{-2} respectivamente.

En los ciclos diarios del H observamos que los valores medios máximos alcanzaron los 190 y 175 W m^{-2} , en los periodos de máximo interés de 2007 y 2008 respectivamente, mientras que en el periodo de máximo interés del año 2009 estos máximos alcanzaron valores medios de hasta 210 W m^{-2} .

Si observamos lo que ocurrió con el flujo de calor latente en el año 2009 en comparación con los dos años anteriores, comprobamos que los valores obtenidos para ese año disminuyeron drásticamente. Pues bien, los resultados muestran el efecto contrario para H, lo que muestra el comportamiento antagónico de ambos flujos de calor dadas ciertas circunstancias. Insistiendo algo más en esto último para entender mejor este comportamiento, observamos los valores medios para LE y H en los meses de julio y agosto de 2007. Altas temperaturas en superficie y alto calor sensible se asocian a baja humedad relativa y bajo flujo de calor latente.

Por otro lado, el aumento perceptible en el flujo de calor sensible en el 2009 es presumiblemente consecuencia directa del aumento de radiación solar global en término medio que tuvo lugar dicho año y del ligero aumento de temperatura. Además, la escasez de agua contenida en el suelo debió ser tan severa que hizo disminuir el flujo de calor latente de evaporación y por lo tanto, tal y como mencionamos en el párrafo anterior, utilizando la energía disponible en transferir flujo de calor sensible al aire.

Flujo de calor en el suelo (G)

Debido al mal funcionamiento del datalogger SIR S-4003, suministrado por la casa Sir S.A., durante el periodo de medidas objeto de este trabajo, los valores registrados por los platos de flujos de suelo de los que disponíamos han tenido que ser tratados de manera muy estricta. Decir, que estos problemas no fueron debidos a los sensores de flujo térmico del suelo en sí mismos sino al malfuncionamiento del datalogger. Esto se comprobó haciendo un estudio de intercomparación de los sensores en cuestión con otros dos que disponíamos en otro emplazamiento con otro datalogger cuyo comportamiento había sido

validado previamente. El resultado obtenido reveló su correcto funcionamiento registrando valores totalmente similares a los instalados en el segundo emplazamiento. Dado que, desafortunadamente, la casa suministradora no pudo solventar el problema, tras un exhaustivo análisis de los datos sólo hemos considerado fidedignos los valores registrados por un solo sensor durante el primer año de medidas o año base.

Debido a los problemas detallados anteriormente y con el propósito de poder calcular el cierre del balance de energía posteriormente, durante el año base hemos realizado el correspondiente BE considerando los tres términos medidos experimentalmente, mientras que durante los dos restantes, para poder estimar el BE, hemos optado por parametrizar los flujos del suelo utilizando los resultados obtenidos para el año 2007 ($R^2 = 0.79$), año en el cual el plato del suelo funcionó correctamente utilizando la siguiente relación obtenida en función de la radiación solar neta:

$$G = -3.9113 - 0.2672 R_N \quad (\text{Ec. 3.5})$$

Con el fin de verificar que la aplicación y extrapolación de los datos del flujo térmico del suelo en base al año 2007 dan un resultado acorde a lo esperado, estudiamos el comportamiento de los flujos térmicos que teníamos instalados en otro emplazamiento análogo para el año 2009, donde el tipo de suelo es tierra arable y el cultivo, trigo de invierno.

$$G = -25.75 + 0.2731 R_N \quad R^2 = 0.91 \quad (\text{Ec. 3.6})$$

La regresión lineal de los flujos térmicos del suelo en función de la R_N indica en este caso, que aproximadamente el mismo porcentaje de energía disponible, aproximadamente un 27% (ver ecuación 3.6), fue utilizada para el calentamiento del suelo en dicho emplazamiento en un año con un uso del suelo similar al del objeto de este estudio.

La variabilidad de los datos de flujo de calor en el suelo durante el primer año de medidas (ver apéndice), revela una clara estacionalidad. La amplitud del rango de valores aumenta desde marzo hasta junio, manteniéndose después algo

contante hasta septiembre. En los meses más fríos la amplitud se reduce drásticamente hasta comienzos de marzo.

La evolución de los valores de G muestra una marcada oscilación diaria. Tras una hora y media después de la salida del sol, los valores son positivos y se incrementan progresivamente hasta alcanzar un valor promedio máximo de 127.4 W m^{-2} al mediodía. A partir de ese momento los valores disminuyen a una velocidad mayor que cuando ascendían, hasta hacerse negativos aproximadamente dos horas antes de la puesta del sol y alcanzando un valor mínimo, en promedio, de -14.0 W m^{-2} a las 20:00 (GTM). Los valores con signo negativo durante el periodo nocturno y una parte del día suponen una liberación de calor por parte del suelo a la atmósfera y los valores positivos implican un almacenamiento de calor en el suelo. De esta manera, podemos afirmar que el suelo constituye un importante sistema de almacenamiento de calor, actuando como sumidero de energía durante el día y como fuente de calor desde la superficie durante la noche. Análogamente, y en términos anuales, las capas más profundas del suelo almacenan energía durante los meses más cálidos y la liberan al aire durante los meses más fríos del año (Gandía y Meliá, 1993).

III.5.2 DINÁMICA EVOLUTIVA DE LA FRACCIÓN EVAPORATIVA

Está ampliamente establecido que bajo condiciones de tiempo estable y cielos soleados, la fracción evaporativa (EF) es prácticamente constante durante el día (Gentine *et al.*, 2007). Sin embargo hay quien argumenta que para condiciones de mal tiempo, EF no es necesariamente constante durante el día. Si consideramos EF constante durante el día, conduciremos a pequeños errores en su estimación, en particular en las primeras horas de la mañana y las últimas de la tarde, debido a la típica forma convexa de EF (ver figura 3.17) que muestra un infravaloración en esos cortos periodos. Esto ya ha sido destacado por algunos autores (Brutsaert y Sugita, 1992). Aún así, si observamos la figura 3.17 vemos que no hay apenas discrepancia en los valores medios semihorarios durante la parte central del día, habiendo sólo diferencias significantes en las primeras dos medias horas de la mañana y las últimas de la tarde. Dicho esto, vemos apropiado para nuestro objetivo tomar un valor medio diario como homogéneo, al igual que ya hicieron otros autores (Crago, 1996; Gonzalez-Dugo *et al.*,

2009). Para ello el criterio que hemos seguido ha sido calcular promedios diarios a partir de los valores semihorarios de EF con $PAR > 100 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, para evitar los valores de las primeras y últimas horas matutinas y vespertinas respectivamente, y con $H > 100 \text{ W m}^{-2}$ para evitar que los valores demasiado bajos de H sobrevaloren los datos de EF, dado que en esas condiciones los resultados parecen sobrevalorados.

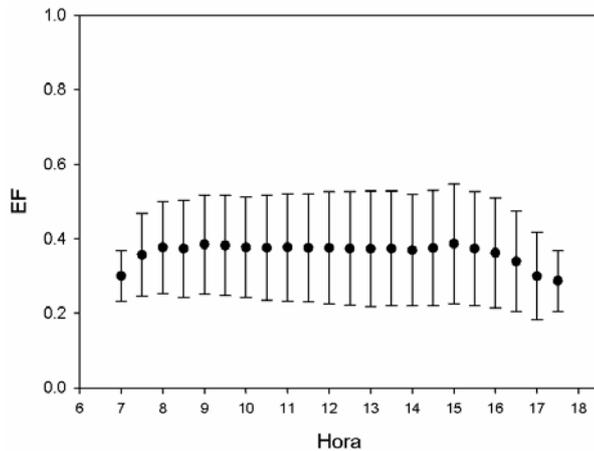


Figura 3.17 Valores medios de los datos semihorarios de EF con $PAR > 100 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ y $H > 100 \text{ W m}^{-2}$ para cada una de las medias horas. Las barras verticales representan la desviación estándar de los datos.

Como ya hemos mencionado en el capítulo anterior, los valores de EF varían de cero a uno, de manera que un valor de 0.2 significa que un 20% de la energía total disponible es usada para realizar la evapotranspiración, expresada como flujo de calor latente.

La figura 3.18 muestra la variación estacional de los valores de EF durante el primer año continuo de medidas. Los máximos valores aparecen en mayo y junio y los mínimos en agosto. En este mes hay una doble ocurrencia de episodios, por un lado tenemos el mayor estrés hídrico del ecosistema debido a las altas temperaturas y la baja humedad relativa, y por otro lado en este mes ya se han producido las cosechas, por lo que el aporte de transpiración al proceso de evapotranspiración también se ve mermado por la desaparición de parte de la vegetación de tipo cerealista. Destacamos también la influencia que tiene el régimen pluviométrico sobre EF, aumentando considerablemente el valor de esta variable tras un evento de lluvias, y este aumento será mayor a mayor

precipitación acumulada. En la figura 3.18 podemos observar dos ejemplos muy representativos de lo anteriormente mencionado. A finales de agosto el valor de EF pasó de ser poco más de 0.1 a casi 0.4. Este brusco aumento es consecuencia de los más de 25 mm de precipitación acumulada del día 25 de agosto de 2007, tras un largo periodo prácticamente con ausencia de lluvias, tan sólo 2.2 mm de precipitación registrada durante más de dos meses. El segundo pico destacado en la figura corresponde a los más de 60 mm de agua registrados el 30 de septiembre del mismo año. La lluvia continuó 3 días más pero de forma mucho menos intensa.

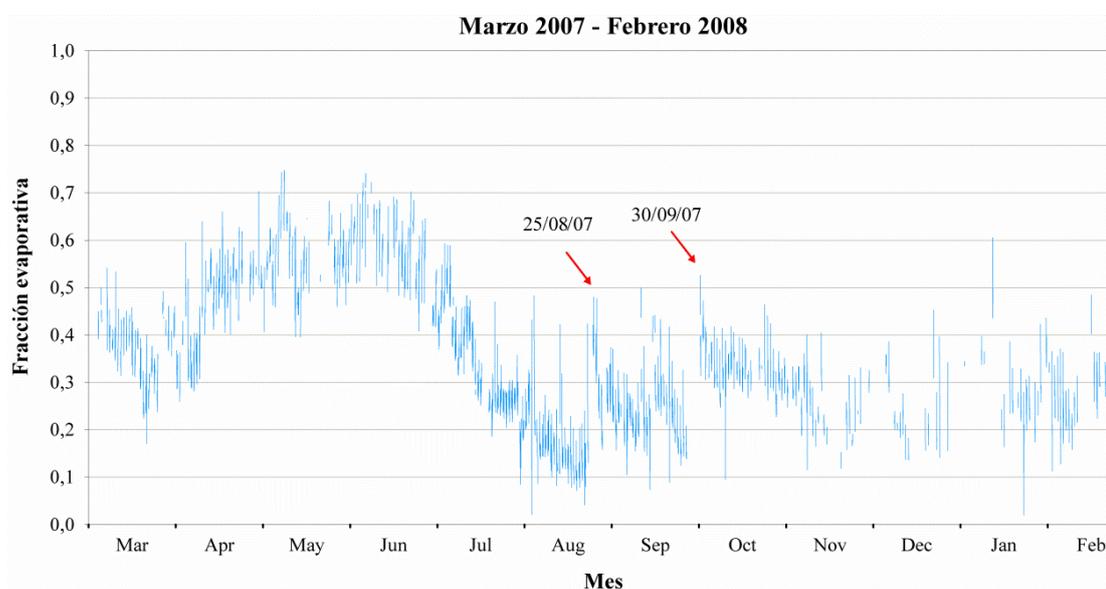


Figura 3.18 Variación estacional de los datos semihorarios de EF con $PAR > 100 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ y $H > 100 \text{ W m}^{-2}$ durante el primer año continuo de medidas. Las fechas indicadas corresponden a cambios de comportamiento en la EF.

Según los resultados obtenidos en cada uno de los PMI de los tres años de medida, notamos una importante disminución de la EF en el PMI de 2009, comenzando ya este periodo con valores significativamente más bajos que los presentados en el mes de marzo de los dos años anteriores (ver figura 3.19). En concreto, los valores medios mensuales obtenidos en dicho mes fueron de 0.37, 0.35 y 0.24 para 2007, 2008 y 2009 respectivamente (ver tabla 3.6). Análogamente, el valor promedio de EF durante el PMI de 2009 fue de 0.34, valor mucho menor que los valores promedios de EF para los PMI de 2007 y 2008, 0.46 y 0.47 respectivamente. Por consiguiente, durante el PMI de 2009, un

menor porcentaje de la energía disponible en el ecosistema será usado para realizar la evapotranspiración.

Tabla 3.6 Valores medios mensuales de EF durante los periodos de máximo interés a partir de datos semihorarios con $PAR > 100 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ y $H > 100 \text{ W m}^{-2}$.

	2007	2008	2009
Marzo	0.37	0.35	0.24
Abril	0.47	0.43	0.33
Mayo	0.56	0.56	0.41
Junio	0.59	0.61	0.43
Julio	0.35	0.37	0.24

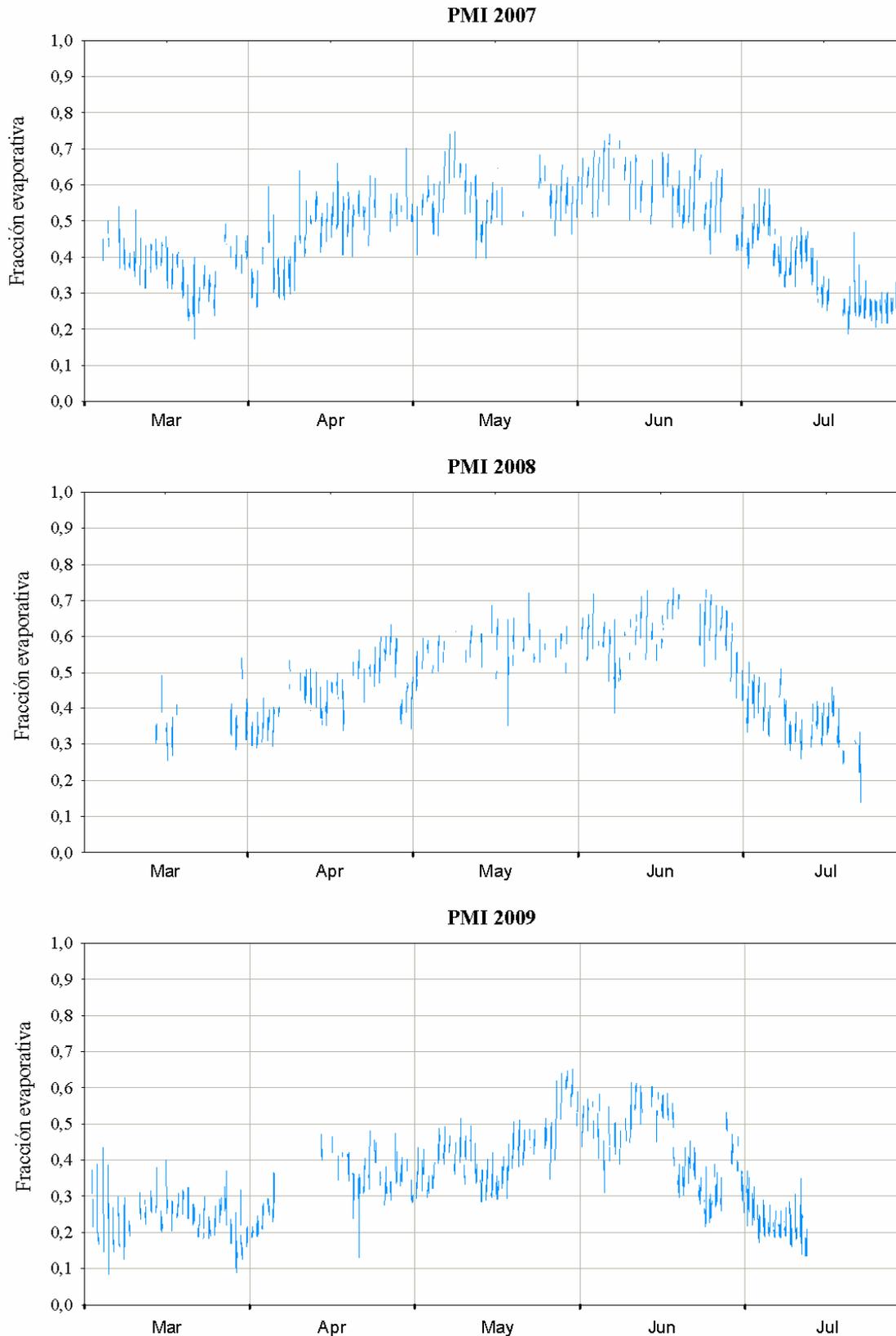


Figura 3.19 Variación estacional de los datos diarios de EF en los periodos de máximo interés de cada uno de los años de medidas, 2007, 2008 y 2009.

III.6 CIERRE DEL BALANCE DE ENERGÍA

Tal y como mencionamos en el anterior capítulo, calcular el cierre del balance de energía en superficie es un método importante para estimar la verosimilitud de las medidas realizadas mediante el método de correlaciones turbulentas con nuestra instrumentación de respuesta rápida. Por lo tanto, aquí se analizará el cierre del balance de energía y se discutirán los resultados en base a los datos encontrados en bibliografía. Si los resultados de este análisis reflejan una alta fiabilidad en las medidas de LE y H, esto se traducirá en medidas fiables de los flujos de CO₂.

Para el caso que nos ocupa de la base de datos de la campaña CIBA070809, para evaluar el cierre del balance energético hemos realizado un ajuste lineal entre la energía total incidente, R_N , y la suma de los componentes de la ecuación del balance de energía (LE, H, y flujo de calor al suelo, G). Este ajuste mostró una fuerte correlación entre ambos términos de la EBE, con un coeficiente R^2 mayor que 0.95 (ver figura 3.20) y una pendiente en torno a 0,9, lo que indica que aproximadamente el cierre del balance energético se incumple en torno a un 10%. Tradicionalmente, se ha considerado que estos problemas en el cierre del balance energético se deben a la subestimación en la medida directa de los flujos turbulentos H y LE, a través de los anemómetros sónicos. También influye y, quizá en mayor medida, el término del flujo de calor del suelo. En el manual de instrucciones del plato del suelo figura que una estimación realista del rango de error que tienen estos platos es de $\pm 20\%$, debido a que el contenido de humedad del suelo está continuamente cambiando y a que la temperatura ambiente tampoco es constante. Este error está ampliamente documentado en bibliografía y puede ascender en torno a un 20-30% (Sauer *et al.*, 2003; Chávez *et al.*, 2009; Liebethal *et al.*, 2005).

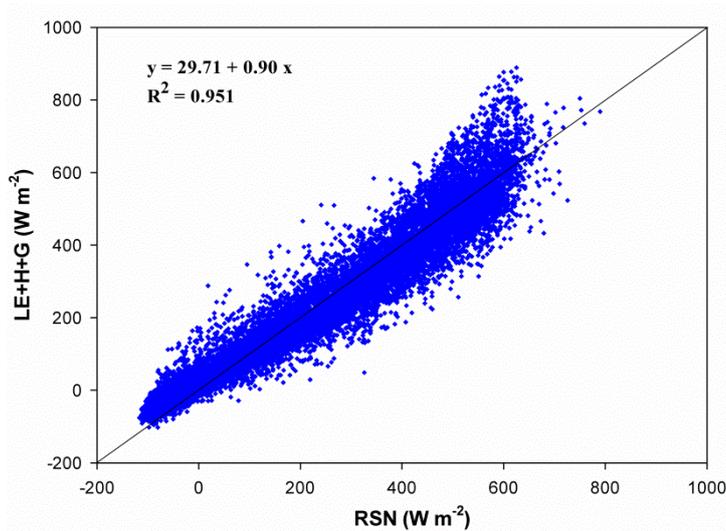


Figura 3.20 Ajuste lineal entre los dos términos de la EBE, para la base de datos de la campaña CIBA070809 en su totalidad.

El cierre de balance energético acumulado durante los tres periodos de máximo interés (de marzo a julio) únicamente, mejora, dando una pendiente de 0.91 y una ordenada en el origen de 29.22. Sin embargo, todavía sigue habiendo un descuadre del 9% en el cierre del balance energético.

Al igual que hizo Baldocchi *et al.* (1997), usando la ecuación de la regresión lineal del balance de energía podemos calcular el desajuste que ocurre a un valor dado de radiación neta, por ejemplo 350 W m^{-2} . En este caso obtenemos un desajuste del 1.6%, siendo un 8% el que obtuvo Baldocchi. Los valores máximos de R_N está en torno a 700 W m^{-2} , en este caso el desajuste se eleva a un 6%.

Al valorar el cierre del balance de energía con valores nocturnos, comprobamos el cierre es peor, teniendo un descuadre del 16% (pendiente de 0.84) y un peor coeficiente de determinación ($R^2 = 0.68$) en comparación con el obtenido considerando todos los datos. Por lo tanto, una mayor pérdida de energía ocurre en el periodo nocturno. Esto se debe a que por la noche hay situación de calma hasta las primeras horas del día, momento en el cual se inicia el desarrollo de turbulencia. Durante el día, al aumentar los flujos turbulentos de energía y el desarrollo de turbulencia, el cierre del BE mejora. Así, considerando sólo los datos diurnos, el desajuste es sólo del 7.7%.

A continuación, valoraremos el grado con el que se ajustan los cierres del balance energético para cada uno de los años de medida, realizando un ajuste lineal entre R_N y la suma del resto de términos de la ecuación del balance energético (LE+H+G). Para el año 2007, la pendiente obtenida fue de 0.95 y la ordenada en el origen 33.63, con un coeficiente de determinación (R^2) de 0.95 (ver figura 3.21).

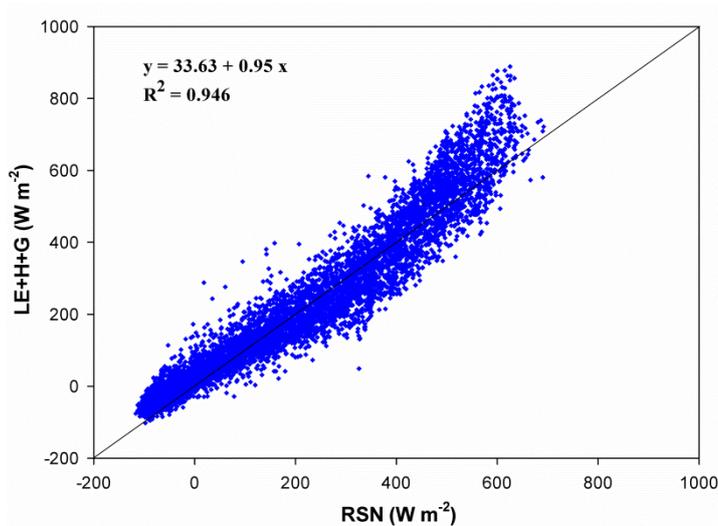


Figura 3.21 Ajuste lineal entre los dos términos de la EBE para el 2007.

Para el término G de la ecuación del balance energético durante los años 2008 y 2009, aplicamos la parametrización de los datos del plato del suelo que funcionó correctamente en el primer año base, mediante la ecuación 3.5. Así, mediante el ajuste lineal entre R_N y la suma del resto de términos de la EBE (LE+H+G), para el año **2008** la pendiente obtenida fue de 0.87 y la ordenada en el origen 28.17, con un coeficiente de determinación (R^2) de 0.97 (ver figura 3.22). Asimismo, para el año **2009**, la pendiente obtenida fue de 0.85 y la ordenada en el origen 23.03, con un coeficiente de determinación (R^2) de 0.96 (ver figura 3.23).

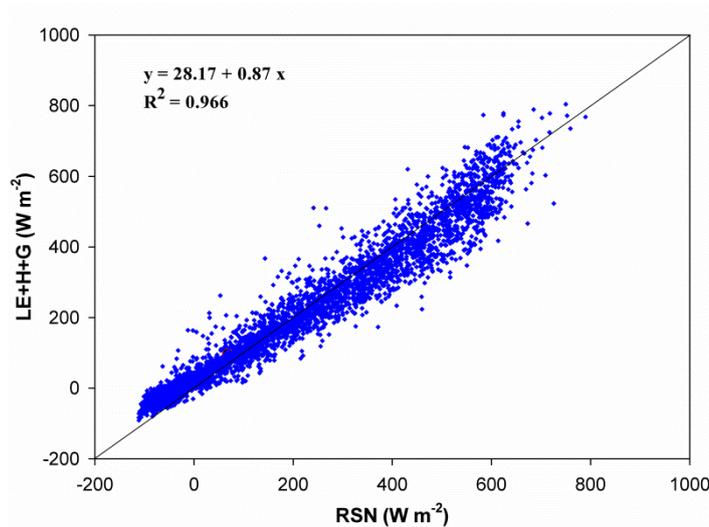


Figura 3.22 Ajuste lineal entre los dos términos de la EBE para el 2008.

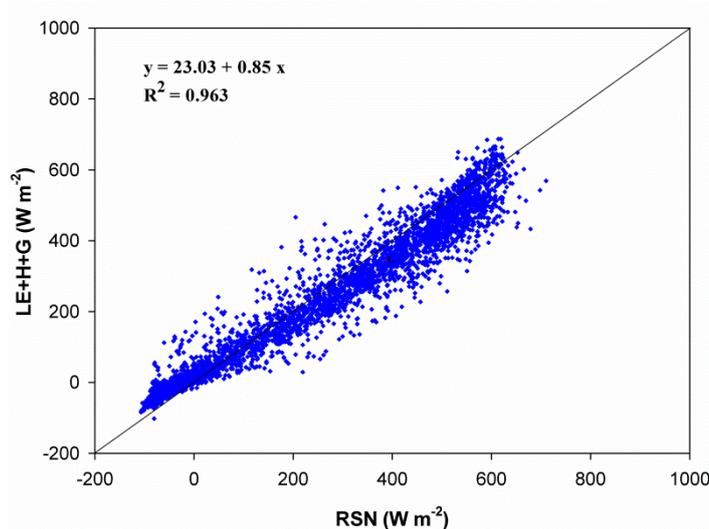


Figura 3.23 Ajuste lineal entre los dos términos de la EBE para el 2009.

En promedio, para las diferentes condiciones atmosféricas prevalecientes durante el estudio, los pesos de cada uno de los flujos de energía al balance total en el conjunto de los datos muestran que un 33.4% de la R_N se disipó en LE, un 40.26% en H y un 26.35% en G (ver figura 3.24). Esto indica que la transferencia de energía en forma de calor por convección a través de un gradiente de temperaturas es el principal mecanismo de disipación de la radiación neta sobre la superficie vegetal en nuestro ecosistema, seguido de cerca por la evapotranspiración. Si observamos cuales son las proporciones de cada uno de estos flujos al balance energético total en cada uno de los PMI de

los 3 años de medida (ver figura 3.25), vemos que la evapotranspiración (LE) fue el término en el que más energía disponible se empleó, entre un 41.3 y 40% en los dos primeros años, 2007 y 2008. Sin embargo, tenemos una clara discrepancia en la repartición de la energía disponible entre el LE y H en el año 2009, en el cual a diferencia de los dos años anteriores, la tendencia se invierte, y el flujo de calor sensible pasa a emplear el 42.2% de la energía disponible, en detrimento del calor latente que tan sólo participa con el 28.4%. Esto lo interpretamos como una defensa ecofisiológica de la vegetación, que como consecuencia de la sequía acontecida durante el 2009 y por lo tanto de la carencia de agua disponible en el suelo y plantas para evaporarse, éstas cierran los estomas para no perder más agua y evitar la desecación, con lo que la radiación absorbida por el ecosistema se disipa en forma de calor sensible, aumentando la temperatura de la capa de aire superficial. El flujo de calor en el suelo (G) se mantuvo más constante, entre 22.6 y 29.3%, siendo considerablemente menor su peso proporcional en el primer año de medidas.

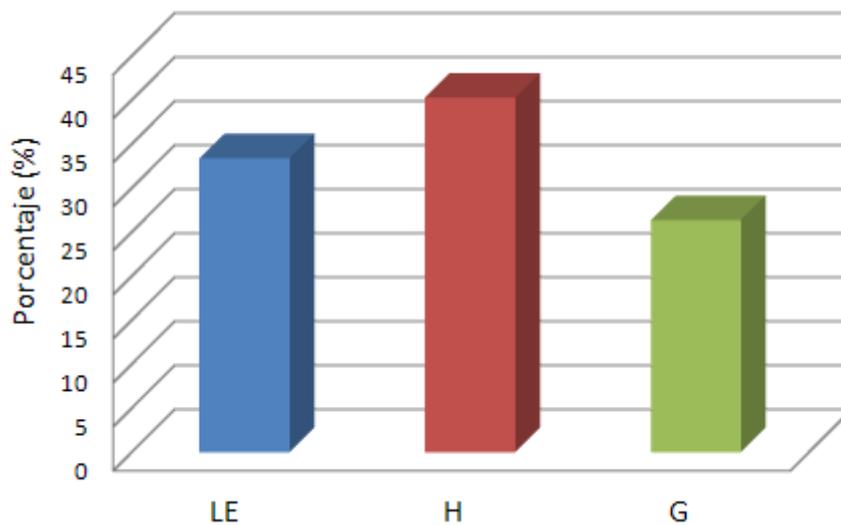


Figura 3.24 Proporción de cada uno de los flujos de energía al balance total en el conjunto de los datos de los tres años de medidas.

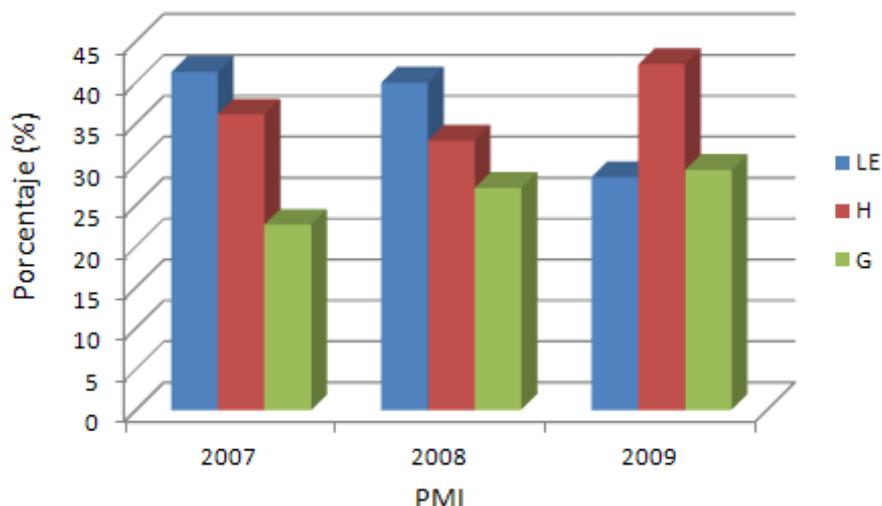


Figura 3.25 Proporción de cada uno de los flujos de energía al balance total en cada uno de los PMI de los tres años de medidas.

III.7 RESUMEN DE LA CARACTERIZACIÓN METEOROLÓGICA

Con las variables meteorológicas más influyentes descritas en este capítulo, podemos concluir con un análisis en conjunto de cada uno de los años. Como primera idea general podemos afirmar que en nuestro ecosistema de estudio los años 2007 y 2008 tuvieron un comportamiento meteorológico similar en comparación con el año 2009.

Los dos primeros años, 2007 y 2008, se caracterizan por ser años cálidos, con temperaturas moderadas y un régimen pluviométrico ligeramente húmedo. En contraste, el año 2009, se presentó muy cálido, con temperaturas algo más elevadas, notándose sobre todo en meses como marzo, mayo o junio. A esto, se le suma la escasa precipitación ocurrida que le confiere a este año un carácter mucho más seco que los años previos, incluso se registra este año como uno de los años más afectados por una sequía de las últimas décadas. La precipitación acumulada de este año fue de 375.3 mm, muy inferior a la de los dos años anteriores, ligeramente húmedos, y la media histórica, 486, 496.7 y 445.7 mm, respectivamente. Destacamos la escasa precipitación que tuvo lugar en los meses de marzo y mayo del 2009, por la relevancia que tienen estos meses a la hora de determinar la evolución de los procesos biofisiológicos del resto del año. En

contraposición, tanto para 2007 como para 2008, el mes de mayo fue el más húmedo del año, es decir, con mayor precipitación acumulada.

Cabe también destacar que a pesar de que los años 2007 y 2008 fueron muy similares meteorológicamente hablando, existieron diferencias que pueden ser significativas en cuanto al objetivo de este estudio se refiere. En especial, el cambio en los patrones temporales de lluvia ocurrido en el PMI del año 2008, con un mes de abril con abundante precipitación, siendo ésta muy superior a la media histórica registrada en los últimos 30 años. En cuanto a la temperatura, también observamos ligeras diferencias en los meses de abril y mayo de 2008 que fueron algo más fríos que el año anterior y un drástico incremento de la temperatura a mitad del mes de junio, que aumentó la frecuencia de temperaturas por encima de los 30 °C respecto al año anterior.

El cierre del balance energético obtenido fue altamente satisfactorio, del 90%, lo que conlleva a admitir una buena calidad de los datos obtenidos mediante el sistema EC. Los pesos de los términos del balance de energía para el conjunto de los datos, indican que el 33.4% de la R_N se disipó en LE, un 40.26% en H y un 26.35% en G. Sin embargo, si analizamos este reparto en cada PMI tenemos una clara discrepancia en la repartición de la energía disponible entre el LE y H en el año 2009, en el cual a diferencia de los dos años anteriores, como consecuencia de la carencia de agua disponible en el ecosistema de estudio, el peso del término de calor sensible sobrepasa al de calor latente. Esta misma conclusión se obtiene del análisis de la fracción evaporativa, EF. El valor promedio de EF durante el PMI de 2009 fue de 0.34, y para los PMI de 2007 y 2008, 0.46 y 0.47 respectivamente, lo que nos indica que durante el PMI de 2009, un menor porcentaje de la energía disponible en el ecosistema será usado para realizar la evapotranspiración.

Capítulo IV

*MEDIDA Y
PARAMETRIZACIÓN DE LOS
FLUJOS NETOS DE CO₂*

IV.1 INTRODUCCIÓN

En este capítulo analizaremos en profundidad los datos de flujos de CO₂ (NEE) medidos. Estudiaremos la variabilidad interanual, estacional y diaria y estimaremos la suma anual de NEE con el fin de valorar si nuestro ecosistema actúa como sumidero o fuente de CO₂. También, haremos un análisis más detallado de la influencia que ejercen las variables meteorológicas más relevantes. El capítulo asimismo describe los procedimientos de calidad utilizados para la selección de los datos así como las estrategias adoptadas para rellenar los datos ausentes. El convenio de signos que hemos seguido en este trabajo ha sido el siguiente: datos de NEE con signo positivo corresponden a flujos ascendentes, es decir, emisión de dióxido de carbono desde la superficie a la atmósfera y datos de NEE con signo negativo son flujos descendentes, e implican absorción o secuestro de CO₂ desde la atmósfera a la superficie.

La técnica EC proporciona una medida directa de los flujos de CO₂ entre la atmósfera y la vegetación terrestre, lo que nos permite estimar la cantidad total de NEE para distintas escalas de tiempo (Baldocchi *et al.*, 1988). Dado que en cualquier base de datos de esta naturaleza es imposible aceptar todos los datos de las 24 horas del día los 365 días del año sin sentido crítico (Falge *et al.*, 2001b), se hace necesario rechazar una proporción de datos siguiendo unos criterios de calidad basados en límites meteorológicos y observacionales, quedando así una serie de huecos en la base de datos. A estos, hay que sumar los datos ausentes debidos a un funcionamiento inapropiado de la instrumentación, fallos del sistema eléctrico, etc. Por lo tanto, se impone adoptar una estrategia para rellenarlos y así construir una serie continua de datos de NEE que permita calcular el intercambio neto anual y estacional de CO₂ en el ecosistema.

Tal y como ya explicamos en el capítulo III, la serie de datos de NEE utilizada corresponde a los valores semihorarios obtenidos durante un año completo de medidas, desde marzo de 2007 a febrero del 2008, y de los períodos de máximo interés de 2008 y 2009.

IV.2 BASE DE DATOS UTILIZADA: CRITERIOS DE CALIDAD Y CONTROL PARA LA SELECCIÓN DE DATOS

Además de los criterios de calidad que emplea el software empleado (TK2) para rechazar datos anómalos o de poca calidad, hemos procedido también a depurar los datos nocturnos asociados a una débil turbulencia, es decir, excluirlos de los análisis por considerarlos datos no válidos o de baja calidad. A continuación, pasamos a describir los criterios principalmente usados. También explicaremos qué técnicas han sido empleadas en el relleno de huecos de datos de nuestra base de datos.

IV.2.1 APLICACIÓN DEL CRITERIO DE DEPURACIÓN DE DATOS SEGÚN LA VELOCIDAD DE FRICCIÓN, u^*

Existen principalmente dos errores sistemáticos que afectan a las medidas EC. Uno es la ampliamente observada ausencia del cierre del balance de energía, cuando los investigadores encuentran que la suma de los flujos de calor latente y sensible medidos con la técnica EC no coinciden con las medidas independientes de energía disponible (ver apartado 6 del capítulo III). El otro error sistemático está asociado a una infraestimación observada de NEE bajo condiciones de viento débil o turbulencia débil (Baldochi, 2003). Una práctica común para tener en cuenta este último es rechazar los datos nocturnos asociados a condiciones atmosféricas estables, características de la inversión nocturna, de hecho, el 81% de todos los datos semihorarios que componen nuestra base de datos con una velocidad de fricción $u^* \leq 0.1 \text{ m s}^{-1}$, son datos nocturnos. En contraposición, sólo un 6% de todos los datos diurnos válidos de la campaña CIBA070809 tienen una $u^* < 0.1 \text{ m s}^{-1}$. Esta situación se caracteriza por tener una turbulencia muy débil, por lo que muchos investigadores rechazan y posteriormente sustituyen los datos nocturnos de flujo de CO₂ cuando la mezcla turbulenta no es suficiente, utilizando la velocidad de fricción u^* , dado que es un parámetro usado para la cuantificación de la turbulencia (Pilegaard *et al.*, 2001; Ooba *et al.*, 2006; Ruppert *et al.*, 2006). Altos valores de u^* implican mayor turbulencia, y por lo tanto, mejor mezcla. Los umbrales de velocidad de fricción

encontrados en la literatura y a partir de los cuales se obtienen valores de NEE de calidad varían desde 0.1 a 0.6 m s⁻¹ (Baldocchi, 2003). Aunque este valor mínimo es el referido a coberturas forestales, siendo 0.01 m s⁻¹ el umbral mínimo establecido para ecosistemas con vegetación de bajo porte que normalmente tienen valores de u^* más bajos (Papale *et al.*, 2006). En nuestro caso la velocidad de fricción límite (U^* threshold) a usar para el rechazo de datos nocturnos por insuficiente mezcla turbulenta es de $u^* < 0.1$ m s⁻¹, dado que este valor fue previamente usado en un estudio llevado a cabo en nuestro lugar de medidas, el CIBA (Sánchez *et al.*, 2007). No obstante, en este caso, si analizamos visualmente el gráfico generado al representar datos nocturnos de NEE frente a u^* (no mostrado aquí), éste no muestra ningún patrón clasificatorio para elegir un u^* u otro. Con el fin de corroborar la adecuación de ese umbral de 0.1 m s⁻¹ a nuestros datos, hemos seguido el método propuesto por Saleska *et al.* (2003). Sin embargo, existen métodos más complejos para hallar el umbral de u^* , como el algoritmo llamado test del punto móvil (the moving point test, MPT) (Gu *et al.*, 2005). En la aproximación de Saleska *et al.* (2003), los datos nocturnos de NEE son agrupados en deciles en función de su valor de u^* . Para tener más sensibilidad del método, hemos agrupado los datos nocturnos de NEE en ventiles, con intervalos de 0.05 m s⁻¹ en el valor de u^* , como puede observarse en la figura 4.1 (Papale *et al.*, 2006; Tong *et al.*, 2012). Mediante ambos métodos elegimos una velocidad de fricción límite de 0.1 m s⁻¹, por debajo de la cual los datos de NEE nocturnos fueron eliminados por baja turbulencia nocturna. Este mismo valor ha sido ampliamente usado en estudios anteriores hallados en bibliografía (Xu y Baldocchi, 2004; Reichstein *et al.*, 2005; Baker y Griffis, 2005; Moureaux *et al.*, 2006; Liu *et al.*, 2011; Patel *et al.*, 2011; Şaylan *et al.*, 2011) y para la mayoría de los sitios estudiados dentro de la red EUROGRASSFLUX (Gilmanov *et al.*, 2007). Similarmente, los flujos negativos nocturnos (con asimilación de carbono nocturno), fueron excluidos del análisis, dado que se asume que no hay fotosíntesis en el periodo nocturno.

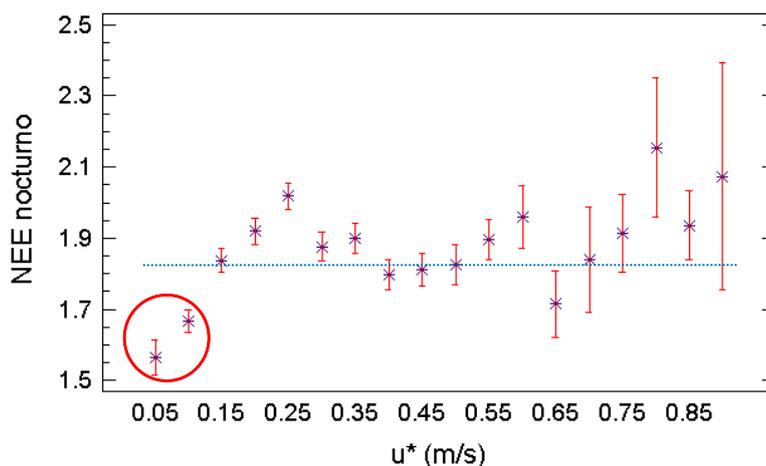


Figura 4.1 Análisis de las medias de NEE en ventiles en función de su valor de velocidad de fricción (u^*) mediante una ANOVA. Las cruces representan el valor medio de NEE para cada ventil y las barras verticales representan los errores estándar de las medias. La línea punteada representa el valor medio de todos los datos semihorarios de NEE. Los dos valores enmarcados con el círculo, representan los valores medios de NEE que son significativamente inferiores a la media total de NEE y al resto de medias, fijando así el umbral de $u^* < 0.1 \text{ m s}^{-1}$, usado como criterio para depurar los datos nocturnos con baja turbulencia.

Como contrapartida, los coeficientes de regresión entre NEE y la velocidad de fricción, u^* , tienden a ser pobres. El coeficiente de determinación (R^2) suele ser inferior a 0.2 (Aubinet *et al.*, 2000). Dada la incertidumbre generada con este procedimiento, Acevedo *et al.* (2009) proponen un método alternativo para rechazar datos nocturnos con baja turbulencia, en función de la desviación estándar de la velocidad vertical del viento, σ_w , demostrando que la σ_w , no siendo un flujo como lo es la u^* , no tiene la variabilidad influenciada por los flujos de mesoscala como pasa con la velocidad de fricción y que por lo tanto, σ_w es mejor escala para cuantificar los intercambios turbulentos que u^* . Por otro lado, varios estudios muestran que el rechazo de periodos de datos con valores bajos de u^* usando el criterio de la velocidad de fricción límite, conlleva a una disminución de la suma anual de NEE del orden de 50 a 100 g C m^{-2} (Ruppert *et al.*, 2006; Falge *et al.*, 2001a), aunque este no es nuestro caso ya que al seleccionar un límite de u^* bajo, no se descartan tantos datos. De hecho, nosotros observamos una disminución en la suma anual de NEE tras usar el criterio de u^* , de tan sólo 10 g C m^{-2} .

Cabe destacar, que tras aplicar el criterio de $u^* < 0.1 \text{ m s}^{-1}$ en este estudio, se han eliminado el 32.4% de todos los datos nocturnos existentes en nuestra base de datos. Así pues, el porcentaje de datos válidos que finalmente preservamos en la base de datos fue del 61%. Este resultado es satisfactorio, dado que es un valor similar o superior a los encontrados en bibliografía. El mismo porcentaje fue obtenido en una sabana poco densa (Sjöström *et al.*, 2009). Falge *et al.* (2001a) tras un análisis de datos provenientes de una amplia y diversa selección de sitios provistos con torres de flujos, obtuvieron de media un 65% de cobertura de datos promedio a lo largo de un año, con un rango entre el 90 y 40%. Otros autores como Jaksic *et al.* (2006), obtuvieron, sobre una pradera en Irlanda, un 54% y un 58% para dos años consecutivos (Jaksic *et al.*, 2006); sobre un pastizal mediterráneo en el sur de Portugal se obtuvo un 58% de cobertura de datos válidos (Pereira *et al.*, 2007), y la cobertura de datos que obtuvieron Amiro *et al.* (2006) osciló entre un 53 y 69%, porcentajes todos ellos bastante inferiores al nuestro. La cobertura de datos obtenida no se presenta homogénea a lo largo del día, siendo superior para datos diurnos, algo bastante habitual. En particular, la disponibilidad de datos válidos finales fue de un 44% para el periodo nocturno y un 75% de los datos diurnos. Estos datos son similares o incluso más optimistas que los encontrados en bibliografía (Desai *et al.*, 2008, Kurbatova *et al.*, 2008).

IV.2.2 TÉCNICAS EMPLEADAS EN EL RELLENO DE HUECOS

Si los valores ausentes o rechazados en el conjunto de datos semihorarios estuvieran distribuidos de una forma perfectamente aleatoria, el cálculo de la suma anual sería fácil de obtener, es decir, tomando la media de todos los datos y convirtiendo las unidades a aquellas apropiadas para un año (por ejemplo de $\mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ a $\text{g C m}^{-2} \text{ año}^{-1}$). Sin embargo, desafortunadamente, los huecos de datos no aparecen aleatoriamente. Los fallos puntuales del sistema o el rechazo de datos de poca calidad, entre otros, suelen estar asociados a determinadas horas del día o épocas del año (Falge *et al.*, 2001a). En el anterior estudio mencionado también se compararon distintos métodos para el relleno de huecos y encontraron que se obtenían resultados similares. Además vieron que un rechazo de hasta el 40% de los datos producía una repetibilidad en la medida de

la suma anual de NEE, siempre que haya un muestreo apropiado de los datos (Baldocchi, 2003).

Se han venido desarrollando diversos métodos para rellenar dichas ausencias de datos, de los cuales la amplia mayoría se basan en la descomposición de NEE en sus dos principales componentes, GPP y RE_{eco} (Reichstein *et al.*, 2005; Gilmanov *et al.*, 2007; Falge *et al.*, 2001a; Lasslop *et al.*, 2010). Además, existe un riguroso estudio para comparar las diferencias obtenidas en las sumas anuales de NEE aplicando un método de relleno de huecos u otro, resultando ser éstas poco significativas, dado que los errores en la estimación de RE compensan los errores al estimar la GPP, y por lo tanto éstos métodos son considerados adecuados para rellenar huecos (Moffat *et al.*, 2007).

En la presente memoria, los huecos de NEE para los datos diurnos semihorarios se han rellenado en base a la ecuación modificada de Michaelis-Menten que explica la variabilidad de los datos de NEE en función del PAR y que se verá más adelante en el apartado 4 de este capítulo.

Para rellenar los datos semihorarios de NEE nocturnos se ha aplicado la ecuación empírica obtenida, que se describirá en el siguiente capítulo, para explicar la variabilidad del NEE nocturno y según la cual se parametrizan los datos nocturnos de NEE para luego estimar la respiración diurna extrapolando dicha ecuación al periodo diurno (ver apartado 2 del capítulo V).

En algunos análisis hemos usado datos diarios en lugar de los semihorarios, por lo que en el caso de ausencia de datos diarios, se ha procedido a rellenarlos mediante el método de interpolación lineal con datos vecinos existentes. Esto ocurre especialmente en datos diarios nocturnos no rellenados previamente; para promedios diarios diurnos apenas tenemos huecos, salvo los días que falló la instrumentación. Además, han sido rechazados los promedios diarios calculados con menos del 20% del total de los datos semihorarios o con menos de dos horas en el caso de datos únicamente nocturnos.

Finalmente, hemos usado los resultados de la correlación de los compuestos de 8 días de NEE (NEE_{8d}) con el parámetro biofísico LAI concurrente (LAI_{8d}), obtenido de imágenes satelitales del sensor MERIS, para rellenar el NEE ausente

durante el período que no es de máximo interés de los años 2007, 2008 y 2009. Esta correlación la veremos en el capítulo VI destinado a las aplicaciones de la teledetección (ver ecuación 6.13), pero no obstante, mostraremos los resultados en este capítulo para estimar y poder valorar el NEE anual de los tres años, haciendo así posible una intercomparación anual.

IV.3 RESULTADOS

IV.3.1 BALANCE DE CARBONO

Para obtener un valor de NEE anual correspondiente al primer año completo de medidas, hemos sumado todos los valores semihorarios que componen dicho año y multiplicado por el factor de conversión correspondiente para pasar a las unidades temporales correspondientes ($\text{g C m}^{-2} \text{ año}^{-1}$).

La suma anual de NEE para el primer año completo de medidas, año base (desde marzo de 2007 a febrero de 2008), fue de $-180.94 \text{ g C m}^{-2} \text{ año}^{-1}$, lo que demuestra que nuestro ecosistema rural agrícola actuó como sumidero neto de carbono. Este valor está dentro del rango de datos encontrados en bibliografía para ecosistemas similares al nuestro, $-188 \text{ g C m}^{-2} \text{ año}^{-1}$ para un pastizal en un año de generosas precipitaciones (Nagy *et al.*, 2007), $-190 \text{ g C m}^{-2} \text{ año}^{-1}$ en un pastizal del sur de Portugal en un año con buenas condiciones de humedad (Pereira *et al.*, 2007) y $-193 \text{ g C m}^{-2} \text{ año}^{-1}$ en un pastizal del sur de Irlanda para un año húmedo (Jaksic *et al.*, 2006). Nótese, que en la última referencia los años secos de Irlanda son los más favorables para una mayor cantidad de CO₂ asimilado. Este mismo valor, $-193 \text{ g C m}^{-2} \text{ año}^{-1}$, resultó ser la suma anual de NEE registrada en un suelo agrícola cultivado con trigo de invierno (Anthoni *et al.*, 2004). También sobre trigo de invierno, Law *et al.* (2002) obtuvieron una suma anual de $-155 \text{ g C m}^{-2} \text{ año}^{-1}$. Sobre un bosque mediterráneo de *Quercus Ilex* en el sur de Francia obtuvieron una suma anual de $-254 \text{ g C m}^{-2} \text{ año}^{-1}$ (Allard *et al.*, 2008) y en un matorral de clima mediterráneo en el sur de California hallaron valores entre -96 y $-155 \text{ g C m}^{-2} \text{ año}^{-1}$ bajo condiciones climáticas normales (Luo *et al.*, 2007). Dentro del territorio español, también se han hallado valores similares en ecosistemas relacionados al nuestro. Así sobre

una dehesa en Cáceres, el NEE obtenido para 2007, 2008 y 2009 fue de -150, -100 y -104 g C m⁻² año⁻¹, respectivamente, y en un pastizal de montaña en Lleida obtuvieron -127.8 g C m⁻² año⁻¹ durante el periodo 2005-2008 (<http://portales.gva.es/ceam/balangeis/index.htm>). Sin embargo, una suma anual bastante inferior fue estimada en el sur de España sobre un matorral mediterráneo poco denso en el que obtuvieron valores desde -63 a 29 g C m⁻² año⁻¹ (Serrano-Ortiz *et al.*, 2009).

Creemos oportuno mencionar aquí la posibilidad que algunos autores plantean para corregir la suma anual de NEE usando un factor de corrección basado en el cierre del balance de energía, según el cual se tiene en cuenta la pérdida debida a la infraestimación de los flujos turbulentos valorada por la ausencia del cierre del balance de energía (Amiro *et al.*, 2006). Así pues, siguiendo esta consideración y según el cierre del balance de energía que obtuvimos en el anterior capítulo, la suma anual de NEE de nuestro año base pasaría a ser -200.6 g C m⁻² año⁻¹. Aplicando esta corrección a las sumas de NEE durante los PMI, observamos que la diferencia entre los PMI de los años 2007 y 2008 se reduce y pasa de una discrepancia del 28% actual a una diferencia del 20%. A pesar de ello, nosotros aquí seguiremos utilizando los valores obtenidos sin corrección del cierre.

IV.3.2 VARIABILIDAD ESTACIONAL, INTERANUAL Y DIARIA DE NEE

A continuación presentaremos la evolución estacional de todos los valores semihorarios de NEE obtenidos durante el primer año de medidas y la evolución estacional de los datos de NEE para cada uno de los PMI de los tres años de medida.

Si observamos la figura 4.2 vemos que existe una gran variabilidad de los valores de NEE semihorarios que se registran cada día. Destaca la distinta amplitud del rango de valores que tienen los meses del PMI, de marzo a principios de julio, en comparación con el rango de valores, mucho más estrecho, del resto del año. A partir de marzo, los valores máximos y mínimos de dicho rango aumentan progresivamente a partir de marzo, alcanzando la máxima

amplitud en el mes de mayo. En julio los valores experimentan un brusco descenso, tanto los valores negativos diurnos como los positivos nocturnos, manteniéndose esa estrecha amplitud de valores hasta el mes de octubre, durante el cual aumenta ligeramente. En noviembre y hasta febrero el rango de valores se mantiene similar. Destacan dos cambios de comportamiento en la evolución de los datos en los que la respiración aumenta bruscamente (indicados con flechas rojas en la figura 4.2) y que serán de nuevo discutidos en el siguiente capítulo dedicado a respiración y GPP. Esta discrepancia está asociada a dos eventos de gran intensidad pluviométrica, el 25 de agosto y el 30 de septiembre de 2007, con 25 y 61 mm en un solo día, respectivamente. Por lo tanto, podemos afirmar que la precipitación influye en el comportamiento de la NEE.

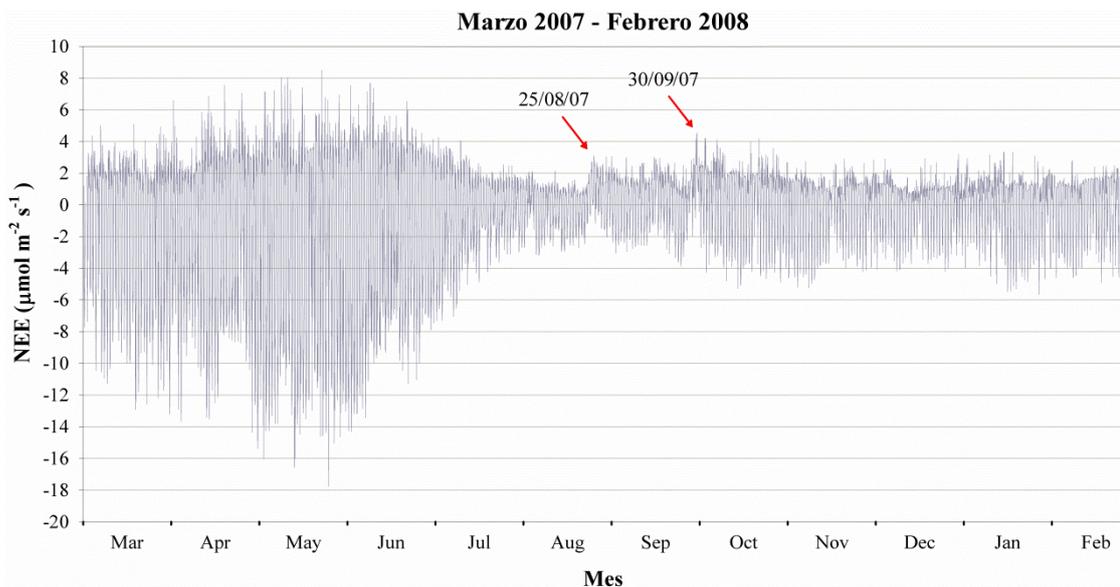


Figura 4.2 Variación estacional de los datos semihorarios de NEE durante el primer año continuo de medidas. Las fechas indicadas corresponden a cambios de comportamiento en los flujos de CO₂.

Mencionar también, que la mayor variabilidad de los datos durante los 5 meses del PMI (de marzo a julio), es debida a que es en este periodo cuando existe una mayor actividad fotosintética por parte de la vegetación herbácea, a veces ausente en la época invernal, y una mayor actividad microbiana en el suelo como consecuencia del incremento de las temperaturas. Si bien es cierto que en agosto, las temperaturas son las más elevadas junto con las de julio, en este último mes se procede a cosechar las fincas de cereal adyacentes a nuestro sitio

de muestreo, por lo que una gran parte de la vegetación herbácea ya no está y por lo tanto la actividad fotosintética disminuye. A esto hay que sumar el efecto de las altas temperaturas y baja humedad del suelo que hacen que la actividad biológica del suelo también descienda. Dicha actividad microbiana se recupera considerablemente debido a las precipitaciones acontecidas en septiembre y octubre, junto con la presencia de suaves temperaturas características del popularmente denominado *Veranillo de San Miguel* (29 de septiembre).

En las tablas 4.1 y 4.2 se muestran los valores semihorarios máximos y mínimos alcanzados en cada uno de los meses de los tres años de medida. Los rangos de variación entre los valores máximos y mínimos de NEE oscilan entre 26.28 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, obtenido en el mes de mayo de 2007, y 6.30 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, en el mes de agosto de 2007, meses asociados a la mayor y menor variabilidad de los datos, respectivamente. Los valores mínimos de 2007 y 2008 son muy similares, -17.77 y -16.97 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, respectivamente; sin embargo, existe una clara diferencia en los días en que se producen, dándose el máximo valor de 2007 en el mes de mayo y de 2008 en el mes de junio. En comparación, en el año 2009 el mínimo valor de NEE alcanzado fue tan sólo de -12.94 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, un 73% del valor alcanzado en 2007. En cuanto a los máximos valores, que indican respiración dominante, en el 2007 se alcanzó el valor de 8.51 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ en el mes de mayo, y en 2008 fue de 6.92 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, también en el mes de mayo, a diferencia del valor mínimo alcanzado en este año que se retrasó un mes con respecto al año anterior. En el año 2009 el valor máximo alcanzado fue de 4.32 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ en el mes de junio, siendo este valor el 50% del máximo alcanzado en el año 2007, año base.

En la figura 4.3 mostramos la evolución estacional de los valores semihorarios de NEE obtenidos durante cada una de las PMI de los tres años de medida. Una vez más hay que destacar la menor variabilidad que existe en los datos de NEE del PMI del año 2009. Por lo tanto, el rango de valores registrados es mucho más estrecho y tiene la estacionalidad mucho menos marcada que en los dos años anteriores. También destaca la gran variabilidad de datos dada en marzo de 2007 en comparación con el mismo mes de los dos años siguientes.

Tabla 4.1 Valores máximos de NEE de los periodos de máximo interés y el resto de meses del año base. Las unidades son $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$.

	2007	2008	2009
Enero		3.34	
Febrero		2.81	
Marzo	5.09	3.34	2.67
Abril	7.54	4.78	3.14
Mayo	8.51	6.92	4.24
Junio	7.68	5.55	4.32
Julio	4.27	3.51	2.80
Agosto	3.10		
Septiembre	3.06		
Octubre	4.55		
Noviembre	2.89		
Diciembre	2.92		

Tabla 4.2 Valores mínimos de NEE de los periodos de máximo interés y el resto de meses del año base. Las unidades son $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$.

	2007	2008	2009
Enero		-5.66	
Febrero		-5.52	
Marzo	-13.20	-10.28	-6.65
Abril	-14.36	-12.81	-10.23
Mayo	-17.77	-15.38	-12.94
Junio	-14.32	-16.97	-8.48
Julio	-7.90	-6.69	-5.32
Agosto	-3.20		
Septiembre	-3.88		
Octubre	-5.29		
Noviembre	-5.24		
Diciembre	-4.22		

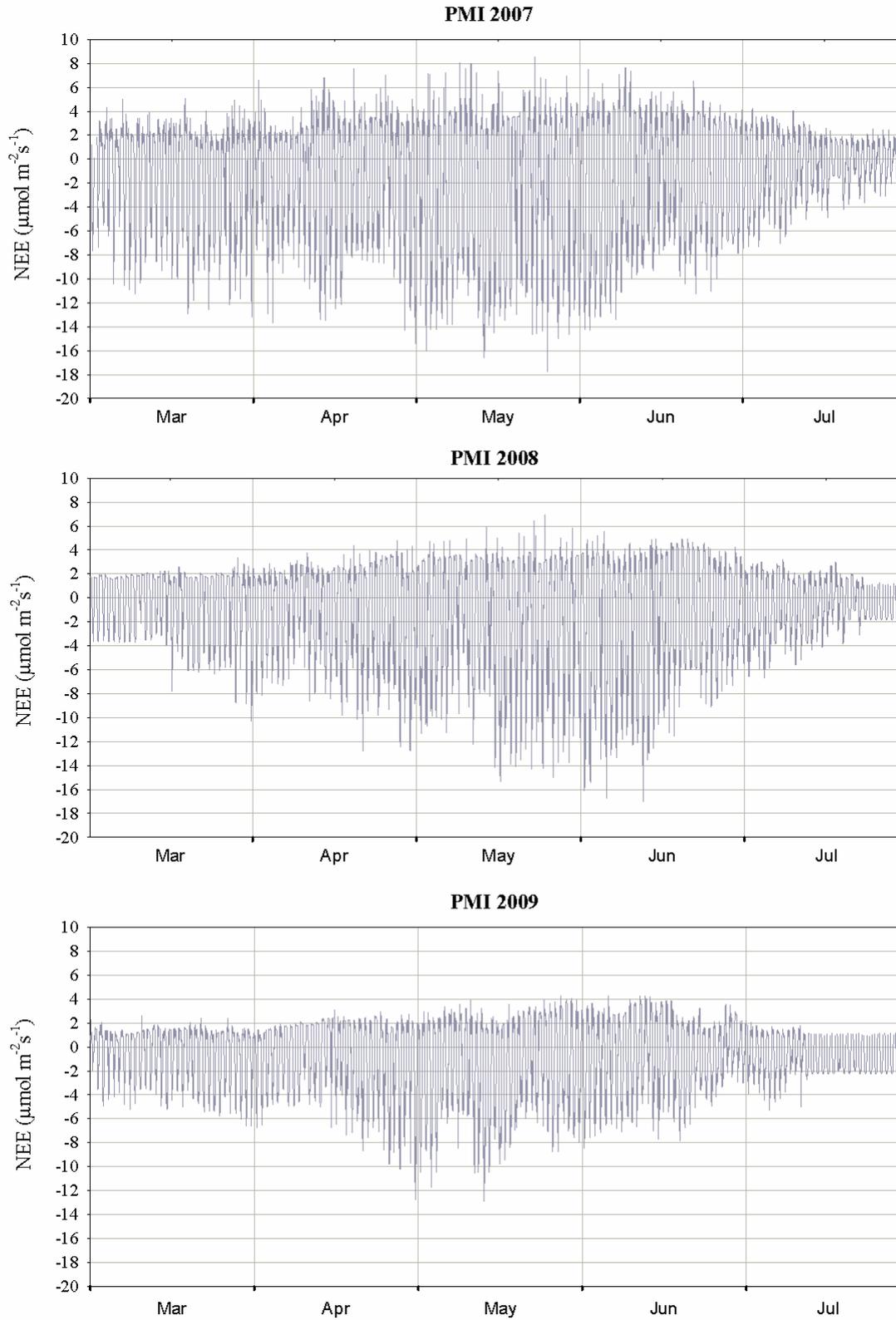


Figura 4.3 Variación estacional de los datos semihorarios de NEE en los periodos de máximo interés de cada uno de los años de medidas, 2007, 2008 y 2009.

Los valores de NEE mostrados en la figura 4.4 siguieron la evolución mensual esperada según el periodo de crecimiento vegetativo dado en latitudes medias y altas del hemisferio norte. La asimilación neta de CO₂ (balance neto negativo que indica que la fotosíntesis domina frente a la respiración) comienza en marzo, aumenta hasta llegar a un máximo entre mayo y junio, y posteriormente experimenta un rápido descenso coincidiendo con el comienzo de la senescencia de la vegetación del lugar. A partir de agosto, el ecosistema actúa de fuente de CO₂, presentando la máxima tasa neta de respiración en el mes de octubre, 0.64 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ de media, debido a las suaves temperaturas y a una mayor actividad microbiológica del suelo tras la presencia estacional de las precipitaciones. A partir de noviembre las temperaturas disminuyen drásticamente así como la radiación incidente, lo que provoca una menor actividad microbiana del suelo y que la vegetación, y el ecosistema en general, entre en un estado de casi letargo durante todo el periodo invernal, con tasas netas de respiración muy suaves y similares a las que se dieron en agosto, en torno a 0.17 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ de media.

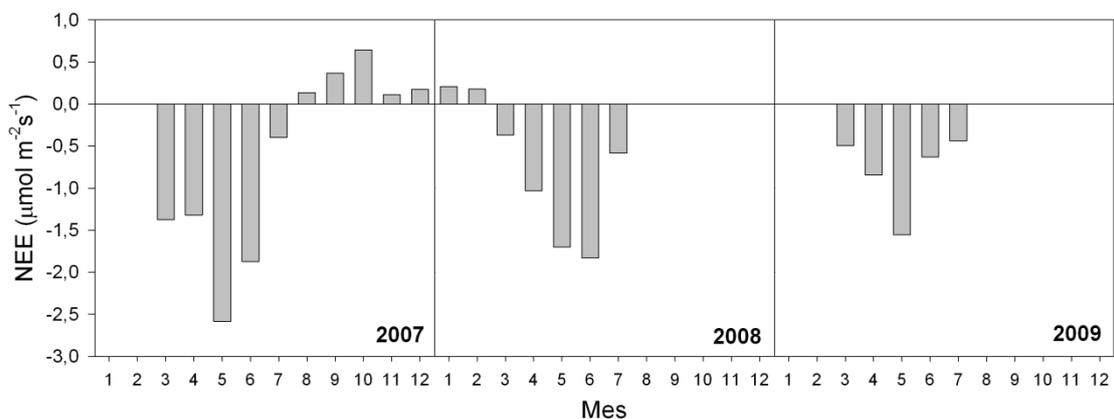


Figura 4.4 Variación estacional del flujo de CO₂ (NEE) durante el periodo de medidas.

Con los valores mensuales de NEE obtenidos durante el primer año base (ver figura 4.4), comprobamos que nuestro ecosistema actuó como sumidero de dióxido de carbono durante los meses de marzo, abril, mayo, junio y julio, en los que obtuvimos los siguientes valores acumulados: -44.2, -41.1, -83.1, -58.2 y -

12.8 g C m⁻² mes⁻¹, respectivamente. Esto significa que es precisamente en el periodo que nosotros hemos denominado periodo de máximo interés (PMI) cuando el ecosistema actúa de sumidero. En contraste, el ecosistema actuó de fuente de CO₂ durante los meses agosto, septiembre, octubre, noviembre, diciembre, enero y febrero, cuyos valores mensuales acumulados fueron 4.4, 11.5, 20.6, 3.4, 5.6, 6.7 y 5.5 g C m⁻² mes⁻¹, respectivamente. La suma neta de CO₂ liberada a la atmósfera durante estos meses supuso aproximadamente el 24% de la suma neta de CO₂ absorbida por el ecosistema durante los meses comprendidos en el PMI del año base 2007. Si lo cuantificamos en términos absolutos, la cantidad de CO₂ liberada por nuestro ecosistema durante el resto del año supone aproximadamente un 20% de la cantidad total de CO₂ intercambiada entre la atmósfera y nuestro ecosistema. En otras palabras, el CO₂ intercambiado entre la atmósfera y la superficie terrestre durante el PMI, de marzo a julio, representó el 80% del obtenido en el periodo anual del año base 2007. Este resultado es consistente con los valores encontrados en un bosque mediterráneo de hoja perenne del sur de Francia, donde un 83% de la suma anual neta de CO₂ ocurrió entre marzo y junio (Allard *et al.*, 2008).

Además del balance anual de NEE obtenido en el año base, calcularemos también los balances de NEE obtenidos para cada uno de los PMI de 2007, 2008 y 2009, dado que éstos son los datos medidos disponibles. Su cálculo ha sido realizado de manera análoga a la suma anual. De esta manera, podemos llevar a cabo una comparación interanual entre los tres años de medidas, cuyos resultados se muestran en la figura 4.5. La cantidad integrada de NEE obtenida para los PMI fue de: -238.42 y -168.57 g C m⁻², para los años 2007 y 2008, y tan sólo de -127.24 g C m⁻² para el PMI de 2009. Esto significa una considerable reducción de la función de sumidero que tuvo este ecosistema durante los PMI de 2008 y 2009 con respecto al año 2007, en concreto dicha capacidad se redujo en un 30% y un 50% respectivamente.

Tal y como ya hemos mencionado, vamos a usar la relación empírica que hemos obtenido en el capítulo VI entre los compuestos de NEE de 8 días (NEE_{8d}) y el parámetro biofísico LAI de MERIS, para obtener una estimación de los balances anuales de NEE de los tres años de medida y así poder compararlos.

Los valores anuales estimados para 2007, 2008 y 2009 fueron -197.77, -158,16 y -134,55 g C m⁻². Con estos valores estimados, la reducción en base anual de la capacidad de sumidero es menos drástica en los dos últimos años de medida, en comparación con la cantidad acumulada en los PMI, siendo sólo de un 80% y 68%, con respecto al año 2007. Según estos cálculos, la media anual de NEE estimada a partir de los 3 años de medidas aquí estudiados fue de -163.5 g C m⁻² año⁻¹.

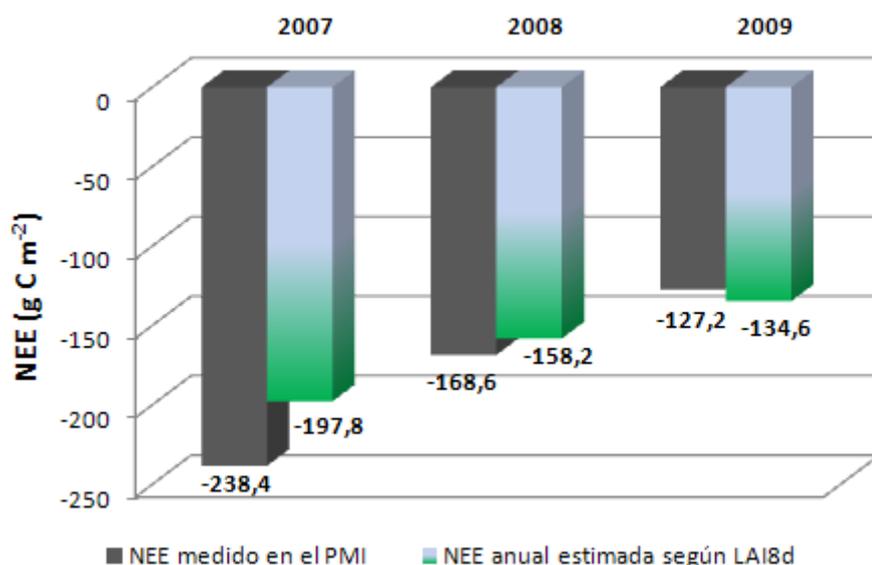


Figura 4.5 Variación interanual de la cantidad integrada de NEE para cada uno de los PMI, y comparativa con la suma anual estimada de NEE según la relación empírica NEE_{8d-LAI} , para cada uno de los años 2007, 2008 y 2009.

El valor promedio de NEE obtenido durante el primer año fue de $-0.48 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, mientras que los valores promedios registrados en los distintos PMI fueron -1.51 , -1.11 y $-0.84 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, para el 2007, 2008 y 2009 respectivamente. De lo anterior, destacamos que el valor promedio de NEE obtenido en el PMI de 2009 fue casi la mitad de aquél obtenido en el PMI de 2007, el más favorable de los años. La causa de esto debe atribuirse al mayor déficit hídrico que tuvo lugar en el PMI de 2009, consecuencia de la sequía que se produjo durante este año, así como al aumento de la temperatura tal y como describimos en el capítulo III. Por otro lado, la reducción de los flujos en 2008 frente a 2007 no fueron desencadenados por el anterior motivo, dado que no se registró estrés hídrico ni falta de precipitaciones en dicho año. Sin embargo,

creemos que lo que motivó esa disminución fue precisamente la ocurrencia de lluvias durante muchos más días consecutivos en el PMI de 2008, ya que llovió durante gran parte del mes de abril y prácticamente durante todo el mes de mayo. De hecho, mayo de 2008 fue bastante nuboso, registrándose un valor medio del PAR un 12% más bajo que el obtenido en 2007. Al llover frecuentemente durante estos casi dos meses, el pico de máxima actividad fotosintética se retrasó a junio, casi un mes más tarde que en 2007. A esto se añade el hecho de tener una menor temperatura del aire en promedio durante dicho PMI de 2008 (ver figura 3.15 del capítulo III), que contrariamente experimentó un repentino incremento sobrepasando los 30 °C durante la segunda quincena del mes de junio, al igual que ocurría en la última semana del mes de julio de 2007. Análogamente, el PAR experimentó un brusco incremento entre mayo y junio de 2008. Todo lo anterior, provocó una prematura senescencia en la vegetación o un mayor estrés inducido por el brusco cambio de condiciones meteorológicas, lo que explica la menor cantidad de NEE que se cuantificó en el PMI del 2008, en comparación con el 2007.

Analizando la evolución de NEE en los periodos de máximo interés de los tres años de medidas, 2007, 2008 y 2009, se detectan importantes discrepancias cualitativas y cuantitativas. En la figura 4.6 vemos dicha evolución con los valores diarios de NEE, y se muestra la gran variabilidad que existe día a día en el comportamiento del ecosistema. Valores positivos indican que nuestro ecosistema está actuando de fuente de carbono y los valores negativos que actúa de sumidero, es decir que asimila CO₂. En conjunto, los flujos dados en el PMI de 2007 fueron más altos, mientras que aquellos dados en el PMI de 2009 fueron extremadamente bajos con respecto a los dos años anteriores. El máximo diario de NEE en 2007 fue de $-5.06 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ($-5.24 \text{ g C m}^{-2} \text{ día}^{-1}$) y tuvo lugar el 14 de mayo, mientras que en 2008 y 2009, los valores más altos fueron sólo de -3.74 y $-3.80 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ (-3.87 y $-3.94 \text{ g C m}^{-2} \text{ día}^{-1}$), teniendo lugar el 13 de junio y el 14 de mayo, respectivamente. Este valor máximo diario es muy inferior a los máximos observados recientemente sobre trigo de invierno, entre -9 y $-13 \text{ g C m}^{-2} \text{ día}^{-1}$ (Moureaux *et al.* 2012). El valor máximo de NEE en 2008 se atrasó exactamente un mes con respecto al año anterior. Esto puede parecer

algo meramente puntual, pero si observamos detenidamente la figura 4.13, nos percatamos de que efectivamente el mes de 2007 con mayor asimilación neta de CO₂, fue mayo, con $-83.12 \text{ g C m}^{-2} \text{ mes}^{-1}$, mientras que junio fue el mes de 2008 con más capacidad de asimilación neta, con $-56.98 \text{ g C m}^{-2} \text{ mes}^{-1}$. Por su parte, en el 2009, a pesar de los bajos valores de flujo neto registrados, el menor valor de flujo neto mensual también fue en mayo, con $-50.02 \text{ g C m}^{-2} \text{ mes}^{-1}$. Sin embargo, la diferencia cuantitativa entre el 2007 y 2009, fue que el siguiente mes, junio, en 2007 todavía seguía teniendo una importante contribución al flujo neto total, con $-58.19 \text{ g C m}^{-2} \text{ mes}^{-1}$, mientras que en el 2009, junio terminó con un flujo neto de $-19.52 \text{ g C m}^{-2} \text{ mes}^{-1}$, valor semejante al de julio de 2007 y 2008, con -12.78 y $-18.75 \text{ g C m}^{-2} \text{ mes}^{-1}$, respectivamente. Por lo tanto, de lo anterior deducimos que al atrasarse los valores máximos en el 2008 hasta junio, y que tras este momento los flujos sufrieron un brusco descenso al comenzar la época de altas temperaturas y baja humedad, la duración del periodo de más actividad fotosintética se redujo en comparación con el año anterior. Por tanto, este resultado cabe atribuirlo al cambio brusco de condiciones meteorológicas experimentado en el PMI de 2008, ya descrito, justificando con ello el valor inferior de la NEE obtenida en el PMI de 2008 con respecto a la del 2007.

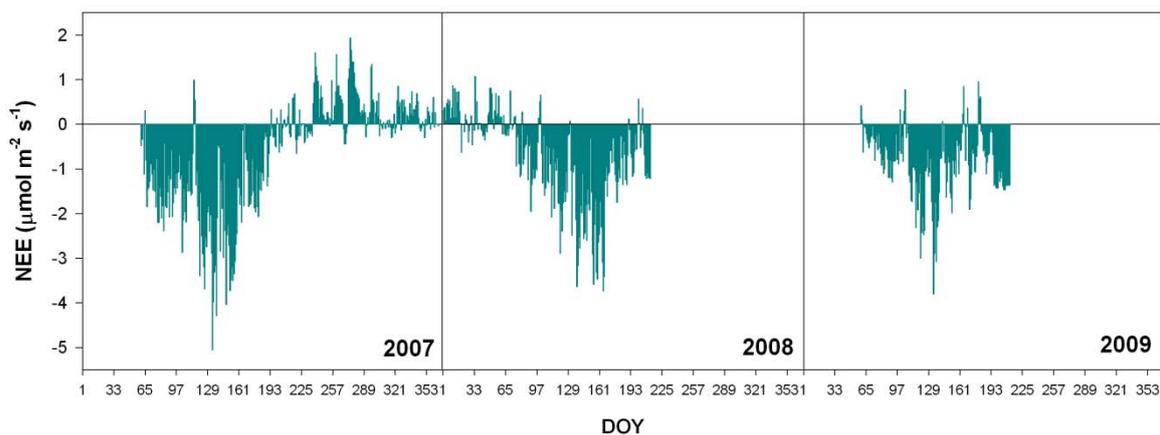


Figura 4.6 Valores promedios diarios del intercambio neto del ecosistema (NEE). Los días del año en los que el valor de NEE es positivo, el ecosistema está actuando de fuente y en los que es negativo actúa de sumidero, es decir asimila CO₂. En el eje de abscisas tenemos los días julianos que componen cada año de medidas.

IV.3.3 CICLOS DIARIOS DE NEE

Los valores de NEE son típicamente positivos por la noche debido al flujo de CO₂ emitido desde la superficie terrestre a la atmósfera a causa de la respiración del ecosistema, y son normalmente positivos durante las horas diurnas cuando la asimilación de CO₂ por parte de la vegetación es mayor que la respiración del ecosistema y por lo tanto el sistema absorbe carbono. El ciclo diario de NEE que muestran los datos de flujos de CO₂ sigue la evolución diaria del PAR, es decir presenta un máximo de tasa fotosintética neta en las horas centrales del día cuando el PAR es máximo, mientras que por la noche, sin radiación incidente, los flujos de CO₂ son debidos exclusivamente a la respiración del ecosistema. Además, durante las primeras horas de la mañana y las últimas de la tarde, la respiración domina sobre el proceso fotosintético, actuando el ecosistema de fuente de CO₂. En la figura 4.7, mediante un análisis de la varianza (ANOVA), hemos representado los valores medios obtenidos de cada media hora para los tres PMI de 2007, 2008 y 2009. En ella, podemos ver que la franja horaria en la que el ecosistema actuó de sumidero fue de 6:00 a 18:00 (GMT). Los valores medios oscilaron entre -5.85 y 2.42 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, a las 10:30 y 21:30 (GMT), respectivamente.

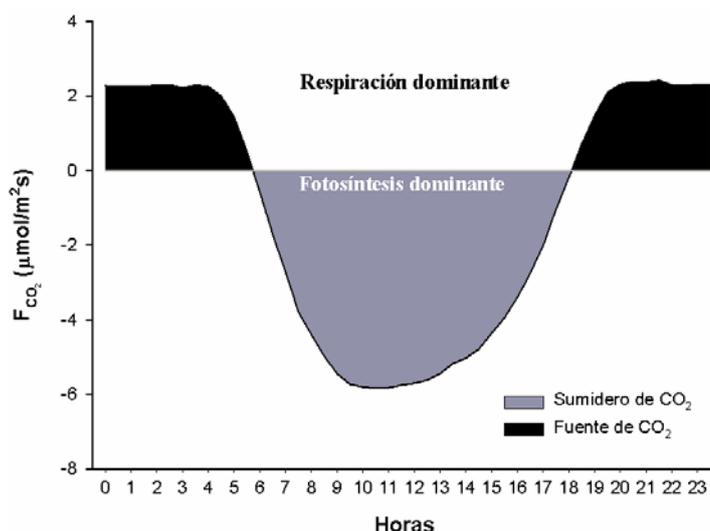


Figura 4.7 Ciclo diario de los promedios semihorarios de las tres PMI, que muestra en que franja horaria el ecosistema se comporta como fuente (Respiración dominante) o como sumidero (Fotosíntesis dominante).

Siguiendo el mismo procedimiento que en el capítulo anterior, vamos a analizar la variación horaria de NEE, que al igual que los flujos de energía presentados, se muestra prácticamente simétrica con respecto a los máximos valores alcanzados aproximadamente al mediodía, de forma similar al comportamiento de la R_N . Observando la figura 4.8 nos percatamos de que hay notorias discrepancias en la variabilidad de los datos en cada uno de los ciclos diarios de cada PMI, en concreto, en el año 2009, si lo comparamos con los dos años anteriores. Centrando nuestra atención en dicho PMI, vemos que la amplitud de la variabilidad de los datos es más estrecha y la forma cóncava que muestran los datos en la parte central del ciclo diario se hace mucho menos pronunciada que en los otros años. Esto evidencia una vez más, el hecho de que el 2009 fue un año menos activo en términos ecofisiológicos, alcanzando valores más bajos tanto de fotosíntesis neta como de respiración. Así, los datos semihorarios de NEE de 2009 parecen mostrar la presencia de estrés hídrico.

Para entrar más en detalle sobre las diferencias mostradas en el ciclo diario de los datos de cada uno de los años, hemos llevado a cabo un análisis de la varianza (ANOVA) para obtener el valor medio de cada media hora en cada uno de los PMI. Los valores más altos negativos de NEE se dieron a las 10:30 (GMT) en 2007 y 2009 y a las 12:00 (GMT) en 2008, con valores de -7.52 ± 0.29 , -5.81 ± 0.25 y $-4.28 \pm 0.16 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ para 2007, 2008 y 2009, respectivamente, habiéndose reducido los valores máximos en 2008 y 2009 un 77 y un 57% con respecto al año base 2007. En cuanto a las máximas tasas de respiración nocturna (valores positivos), en 2007 y 2008 se obtuvieron valores muy similares, 2.85 ± 0.09 y $2.64 \pm 0.09 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, respectivamente. Sin embargo, para el PMI del año 2009 se obtuvo una tasa máxima de respiración de $1.80 \pm 0.07 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, valor inferior a los obtenidos en los dos años anteriores, significando una reducción en dicha tasa promediada del 63 al 68% en base al año 2007 o 2008 respectivamente.

La variación diaria de los datos de NEE está muy condicionada por cambios estacionales durante el periodo de estudio. Así, en la figura 4.9 podemos ver cual es el comportamiento de los ciclos diarios en cada uno de los meses de los tres

años de medida. Desde octubre a febrero los valores negativos, indicativos de que la fotosíntesis predomina sobre la respiración, son moderados, al igual que los valores positivos de respiración, con unos máximos en torno a $-2.6 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ y $1.3 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, respectivamente, aunque en octubre los valores de respiración nocturna fueron más altos, alcanzando los $2 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, probablemente debido a las lluvias acontecidas en ese mes y las suaves temperaturas que todavía perduran en este mes. A partir de marzo el ciclo comienza a experimentar importantes cambios. Los valores positivos se incrementan gradualmente hasta llegar a máximos en mayo y junio, que varían su cantidad dependiendo del año. Lo mismo ocurre con los valores de respiración nocturna. También la amplitud del periodo diurno en el que la fotosíntesis predomina sobre la respiración se incrementa gradualmente, desde 7 horas y media durante octubre a febrero hasta las 13 horas en junio, mes en el que más horas de radiación solar tenemos. A partir de julio el ciclo diario se suaviza y los valores negativos descienden bruscamente, llegando a ser mínimos en agosto y septiembre. La respiración nocturna también disminuye considerablemente durante julio y agosto, aumentando ligeramente en septiembre. Un mes nos llama poderosamente la atención, el mes de marzo de 2007, en el cual el NEE alcanzó valores extraordinariamente altos en comparación con los dos años posteriores, siendo comparables con los valores que resultaron en el mes siguiente de abril. Esto indica que en el 2007 el periodo de máximo interés se adelanta considerablemente. Los datos que tenemos no son suficientes para explicar porqué este mes tuvo valores negativos tan altos. Sin embargo, este adelanto sí que explica porqué el valor acumulado de NEE durante el PMI de 2007 fue considerablemente mayor que el registrado en el 2008.

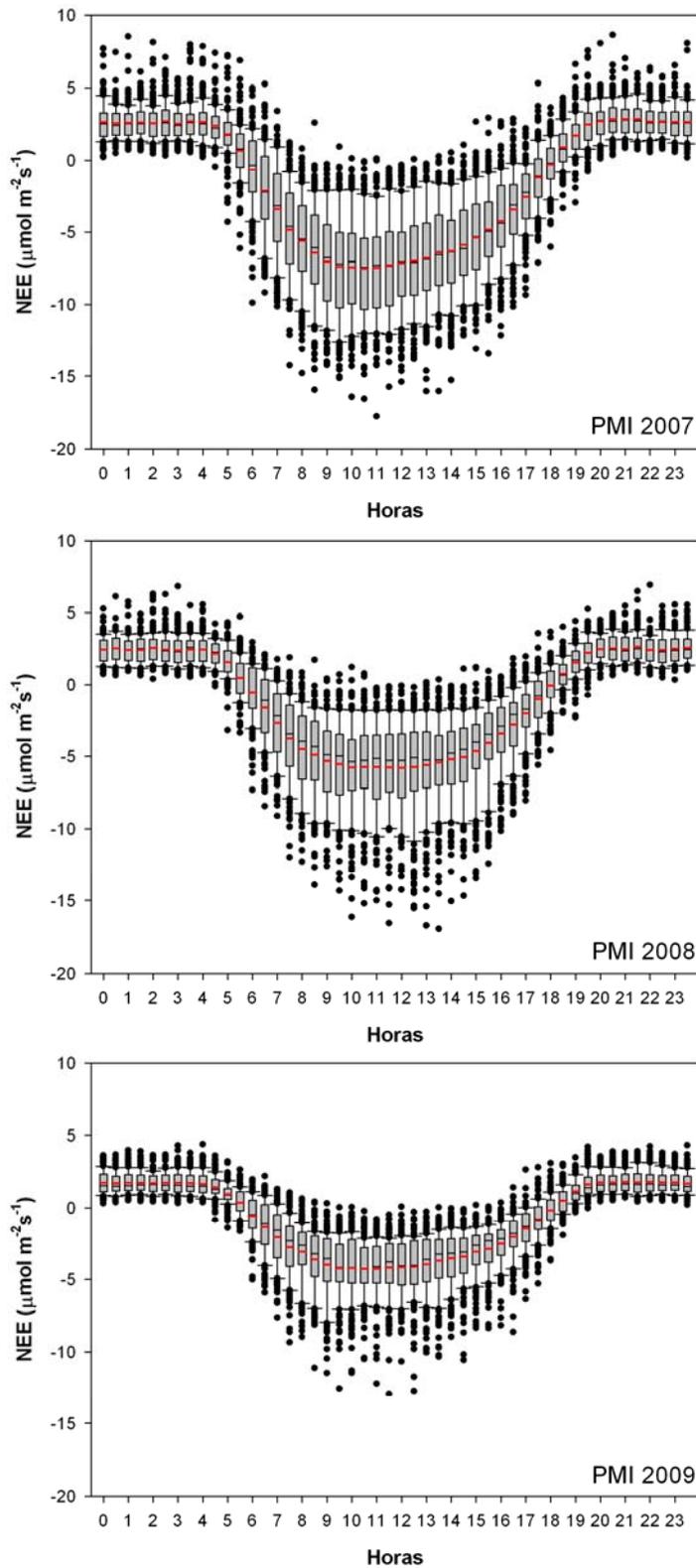


Figura 4.8 Ciclo diario de los datos semihorarios de NEE durante cada uno de los PMI de los años 2007, 2008 y 2009. Se representa la totalidad de los datos. Los datos dentro de la caja representan el rango inter-cuartílico; la línea negra, la mediana; los bigotes, los percentiles 10 y 90; y la línea roja, el valor medio. Los puntos extremos están fuera de los percentiles 10 y 90.

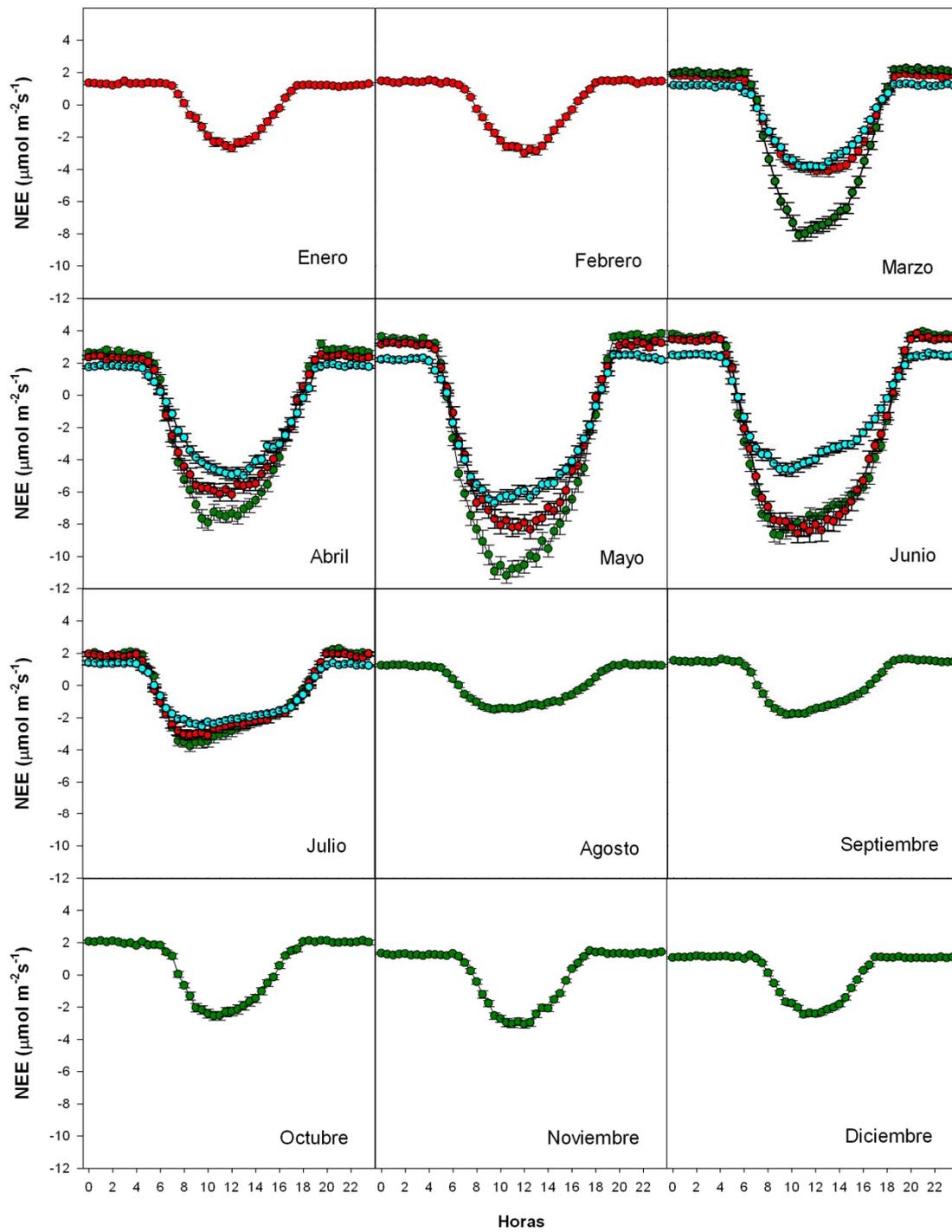


Figura 4.9 Ciclos diarios del NEE para cada uno de los meses de los años 2007 (color verde), 2008 (color rojo) y 2009 (color cyan). Los círculos representan las medias y los intervalos mostrados con las barras de error son \pm una vez el error estándar.

Para obtener una interpretación global más visual de todos los resultados anteriormente mencionados, mostramos la figura 4.10 como un compendio de resultados, en la que podemos ver claramente la evolución diaria que tuvieron los datos semihorarios de NEE para cada uno de los PMI de los tres años de medida. Nótese que cada pixel de la imagen contiene información del valor semihorario de NEE y que los últimos días del mes de julio de los años 2008 y 2009 no tuvieron datos nocturnos al no funcionar el sistema EC y no disponer del parámetro EF para rellenar dichos datos de respiración. Como síntesis, en la gráfica vemos de forma detallada cómo los valores máximos en 2008 se atrasan con respecto al año anterior. Asimismo, vemos los valores más bajos de NEE registrados en el PMI del 2009. Los valores nocturnos de respiración experimentan un incremento en mayo y junio, aunque en el año 2009 los valores no son tan altos, al igual que ocurre con los datos diurnos de asimilación neta.

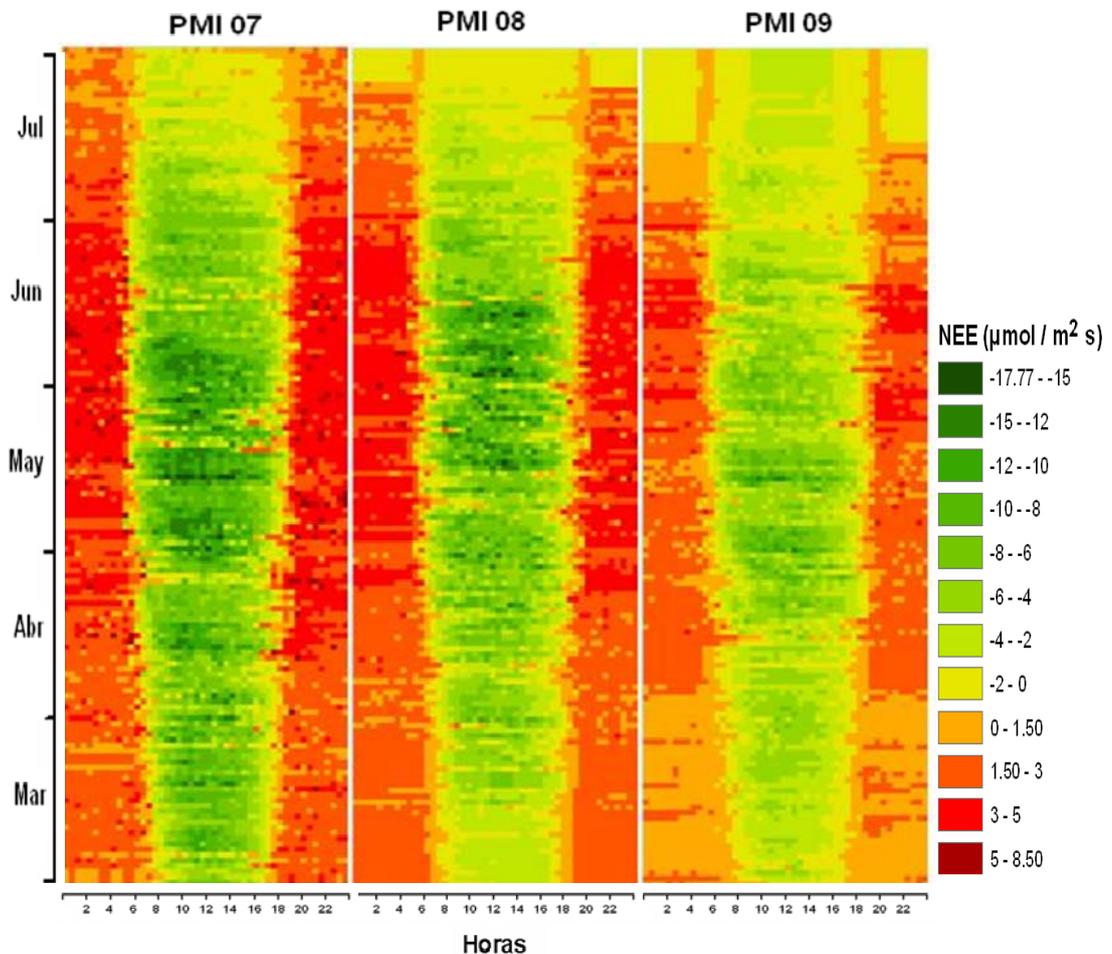


Figura 4.10 Evolución horaria de los datos de NEE para los periodos de máximo interés de los tres años de estudio, 2007, 2008 y 2009.

IV.4 ANÁLISIS DE LA VARIABILIDAD DE LOS VALORES DE NEE SEMIHORARIOS EN FUNCIÓN DE PAR

En el apartado anterior hemos visto la gran variabilidad que tienen los datos de NEE. Ello implica la influencia de determinadas variables en el valor del NEE. La variable PAR es el principal factor climático que dirige el proceso fotosintético (Pingintha *et al.*, 2009). Como ya han hecho muchos otros investigadores anteriormente, vamos a examinar la respuesta de NEE a cambios en la variable PAR, mediante la ampliamente usada función hiperbólica de respuesta de la luz de Michaelis-Menten (ver ecuación 4.1), con el fin de describir la respuesta de los NEE promediados sobre un periodo de 30 minutos a cambios en la intensidad lumínica y así intentar dar explicación a su gran variabilidad. De esta manera, obtendremos las denominadas curvas de respuesta a la luz, que no son más que la representación de este cambio de NEE a distintas intensidades de PAR. Una curva típica de la respuesta fotosintética a la luz la podemos ver en la figura 4.11, que pasamos a explicar a continuación.

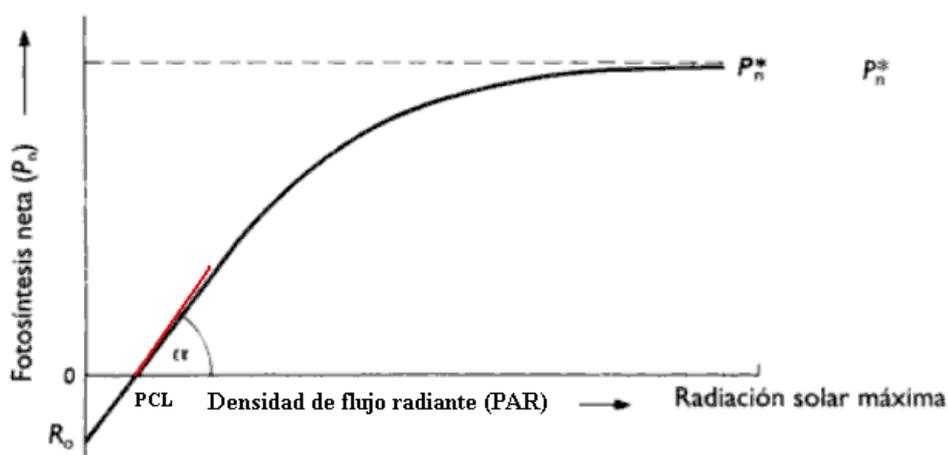


Figura 4.11 Curva típica de respuesta de la fotosíntesis neta de la hoja (P_n) a la densidad de flujo radiante (PAR) a concentración ambiente. R_0 es la respiración oscura, PCL el punto de compensación para la luz, α la eficiencia en el uso de la radiación en condiciones de baja iluminación y P_n^* la tasa de fotosíntesis en condiciones de saturación lumínica.

La fotosíntesis neta responde al incremento de la irradiancia o densidad de flujo radiante, de forma similar a la mostrada en la figura 4.11. Como de toda la

radiación recibida por el ecosistema, las plantas son sólo capaces de utilizar el PAR en el proceso fotosintético, nos referiremos a éste como densidad de flujo radiante. Cuando $PAR = 0$, la hoja desprende CO₂ por la respiración oscura a una tasa R_0 . Para $PAR = PCL$, el punto de compensación para la luz, la absorción neta de CO₂ o fotosíntesis neta es cero ($P_n = 0$), ya que la fotosíntesis equilibra exactamente las pérdidas por respiración oscura. Es decir, el PCL es el valor del PAR a partir del cual el término de fotosíntesis supera al de respiración. A medida que PAR aumenta por encima de PCL, la fotosíntesis neta (P_n) aumenta rápidamente hasta llegar a la saturación por la luz a una tasa máxima de fotosíntesis neta ($P_n^* = P_{max}$). Si observamos la figura 4.11, P_{max} alcanza la saturación lumínica bastante por debajo de la máxima insolación, lo que es característico de la mayoría de las especies C3. P_{max} varía notablemente entre las distintas especies vegetales. Sin embargo, la pendiente inicial (α) de la curva de respuesta a la luz es relativamente constante para todas las especies de plantas, con ligeras pero importantes diferencias.

Si R_0 permanece constante cuando PAR aumenta, asumiendo que R_0 es independiente de la luz (Farquhar *et al.*, 1980), podemos definir la fotosíntesis bruta (P_b) como $P_n + R_0$. Esta maniobra aritmética estima la verdadera tasa fotosintética porque considera el flujo respiratorio simultáneo, ya que éste también es parte del intercambio de CO₂ en la interfase planta-atmósfera. Sin embargo, es sólo una aproximación porque no es seguro que R_0 continúe a la misma tasa en condiciones de luz, ni qué proporción de ella se recicla cuando la planta se ilumina. Hay que destacar que no se incluye la fotorrespiración, ya que ecológicamente, es simplemente un proceso inevitable que reduce la fotosíntesis neta de las especies C3 en la luz (Loomis y Connor, 2002).

Las observaciones de la respuesta de P_b a la intensidad de iluminación PAR pueden ser ajustadas a varias funciones. Entre las diferentes funciones de respuesta fotosintética a la luz revisadas en la literatura, hemos seleccionado la función hiperbólica rectangular basada en la cinética de Michaelis-Menten (Michaelis y Menten, 1913) según la ecuación modificada (Richardson y Hollinger, 2007):

$$P_b = \frac{P_{max} PAR}{PAR + K_{50}} \quad (\text{Ec. 4.1})$$

En la que P_{max} es la capacidad máxima fotosintética potencial y K_{50} correspondería a la constante de Michaleis-Menten y en este caso representa el valor de PAR al cual la tasa fotosintética alcanza el 50% de su valor máximo y está definido por: $K_{50} = -\frac{P_{max}}{\alpha}$, donde α es la pendiente inicial de la curva de respuesta a la luz, es decir el indicador de la eficiencia inicial en el uso de la radiación. La hipérbola es útil para describir la respuesta fotosintética a la densidad de flujo radiante porque proporciona una buena explicación de los datos experimentales e identifica dos importantes componentes fisiológicos de la respuesta (P_{max} y α). Las tasas máximas de fotosíntesis (P_{max}) se consiguen con alta iluminación y bajo condiciones óptimas de nutrición, disponibilidad de agua y temperatura. Sin embargo, la eficiencia en el uso de la radiación de la fotosíntesis, decrece desde su valor máximo α , con el incremento de la radiación. La consecuencia importante es que la mayor eficiencia fotosintética de las cubiertas vegetales ocurre cuando el dosel vegetal recibe una baja densidad de flujo radiante y a medida que recibe mayor irradiancia la pendiente inicial de la curva va decreciendo. Cuando la irradiancia se expresa en unidades de PAR ($\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$), la pendiente inicial de la curva de respuesta a la luz es la eficiencia cuántica de la fotosíntesis y se define como el cociente entre los moles de CO₂ fijados por fotosíntesis y los moles de PAR absorbidos.

Para poder aplicar la ecuación 4.1 a nuestros datos debemos tener en cuenta además, el término de respiración oscura, ya que los datos disponibles medidos directamente por el sistema EC representan el intercambio neto del ecosistema y no la GPP. Por lo tanto, la ecuación a aplicar será:

$$NEE_d = \frac{P_{max} PAR}{PAR + K_{50}} + R_0 \quad (\text{Ec.4.2 a})$$

la cual puede escribirse alternativamente:

$$NEE_d = \frac{\alpha PAR P_{max}}{\alpha PAR + P_{max}} + R_0 \quad (\text{Ec. 4.2 b})$$

IV.4.1 EVOLUCIÓN DE LOS PARÁMETROS OBTENIDOS CON EL MODELO DE MICHAELIS-MENTEN

Los parámetros estimados de la ecuación modificada de Michaelis-Menten ajustada a nuestros datos fueron obtenidos haciendo un análisis de regresión no lineal, usando el programa estadístico STATGRAPHICS Plus 5.1. Dado que el PAR varía cuantitativamente en función de la época del año y sobre todo, dado que existe un rápido cambio de la fenología de la planta en los meses de máximo crecimiento, es conveniente reducir la envergadura temporal de los datos a analizar en dichos meses. La selección de este intervalo temporal es empírica, siendo común usar ventanas temporales desde 4 a 15 días para justificar la variabilidad de dichos parámetros en función del estado fenológico de las plantas (Zhao y Lüers, 2012). En nuestro caso, hemos empleado intervalos temporales de 15 días para los PMI y de un mes para el resto del año, para así interpretar mejor la evolución vegetal (Ooba *et al.*, 2006). A modo de ejemplo, en la figura 4.12 se muestran los parámetros y puntos más característicos que se obtienen del resultado del ajuste en un cierto intervalo temporal. En este caso, la ventana temporal corresponde a la segunda quincena del mes de abril de 2007. Nótese en la gráfica, que como excepción, se ha invertido el convenio de signos con el fin de facilitar la interpretación de los parámetros, así NEE positivo indica ganancia de carbono y NEE negativo indica pérdida de carbono por parte del ecosistema.

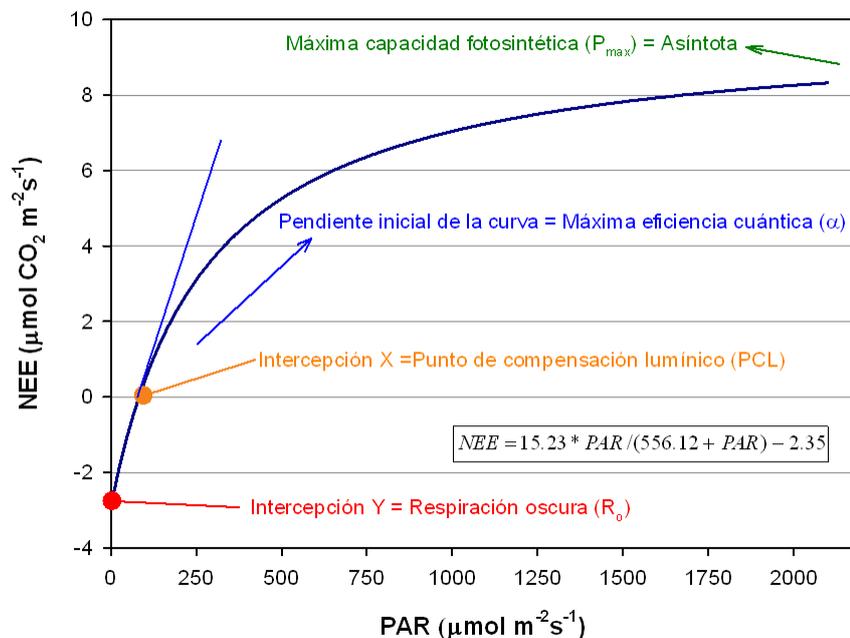


Figura 4.12 Típica curva de respuesta fotosintética a la luz en la que se muestran los puntos más característicos de la curva y los parámetros obtenidos del ajuste no lineal. Se ha invertido el convenio de signos de NEE seguido hasta ahora.

Los ajustes de las regresiones durante todo el periodo de medidas que abarca este estudio dieron valores del coeficiente de determinación, R^2 , satisfactorios, desde un 0.72 en la segunda quincena del mes de julio de 2007 hasta un 0.94 en la primera quincena de junio de 2008, por lo que queda demostrado que el PAR explica, en gran porcentaje, la variabilidad de NEE. Los valores de R^2 más bajos se dieron en los meses de verano, indicando que el ajuste de este modelo funciona peor para este periodo del año, aunque sigue siendo bueno. En contraposición, los R^2 más altos fueron obtenidos en primavera, en los meses de marzo, abril y mayo, coincidiendo con el periodo de crecimiento. Esto indica que el modelo usado se ajusta más que satisfactoriamente a dicho periodo del año, el cual es el más importante en términos de la fotosíntesis y de la asimilación de carbono neta.

Los valores de P_{max} oscilaron desde $-3.48 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ de la segunda quincena del mes de julio de 2007 hasta los $-21.39 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ alcanzados en la primera quincena de junio del mismo año. Los valores mínimos de P_{max} se dieron en la segunda quincena de julio, siendo este mes factor común para los 3 años de

medida y valores muy aproximados al que obtenemos en diciembre del 2007. En la figura 4.13, podemos observar la evolución de dichos parámetros. Cabe destacar la aparición de un segundo pico de máximos, es decir, un nuevo aumento del valor de P_{\max} llegando a -8.86 y $-10.19 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ en los meses de octubre y noviembre respectivamente, del primer año completo de medidas. Este segundo pico de máximos es consecuencia de las lluvias registradas a finales de septiembre y principios de octubre, muy comunes en esa época. Sobre todo destacar el episodio de lluvia ocurrido el 30 de septiembre de 2007, en el que las precipitaciones fueron muy elevadas, 60.5 mm de agua en un solo día. Otro episodio lluvioso a destacar fue el ocurrido el 9 de mayo de 2008 con 46.3 mm registrados en un solo día, lo que provocó que los flujos de la segunda quincena de mayo, pero sobre todo de la primera de junio cuando las condiciones meteorológicas mejoraron, alcanzasen tasas tan altas de fotosíntesis máxima. Llama la atención cómo este máximo de $-21.39 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ pasa en la siguiente semana a $-10.47 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. Este descenso en el valor de P_{\max} puede deberse al acontecimiento sucesivo de días despejados que conllevó al aumento repentino de temperaturas, claramente visible en el cambio de quincena, y al aumento asociado del déficit de presión de vapor, que llegó a triplicar los valores alcanzados en la primera quincena de ese mes (ver figuras 3.6 y 3.10).

Lo más destacable de los parámetros obtenidos a partir de la ecuación de Michaelis-Menten (ver ecuación 4.2), es el inferior orden de magnitud de los parámetros correspondientes al PMI de 2009, respecto a los dos años anteriores. El valor más alto de P_{\max} del PMI 2009, es el 58% del valor máximo alcanzado en el PMI 2008 y el 65.7% del que se alcanzó en el PMI del 2007. Al igual ocurre con la eficiencia cuántica máxima, α , y el término de respiración oscura, R_o , que fueron tan sólo el 48 y 60.5% de los valores máximos obtenidos en 2007 y 2008 respectivamente para α , y el 62.8 y 74.6% de aquellos obtenidos en 2007 y 2008 para la R_o (ver figura 4.13).



Figura 4.13 Evolución de los parámetros característicos de las curvas de fotosíntesis en función de la intensidad luminosa ajustadas a la ecuación de Michaelis-Menten.

Los valores de R_0 variaron desde $0.84 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ en la primera quincena del mes de abril de 2009 hasta $3.74 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ en la segunda quincena de mayo de 2007. Llama la atención que el valor más bajo sea en abril de 2009, aproximándose este valor al de un mes de invierno como el de diciembre de 2007 que fue de $0.93 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. Esto puede deberse a la escasa precipitación que hubo en el mes de marzo de 2009, con tan sólo 1.6 mm en todo el mes.

En cuanto a la eficiencia cuántica de la fotosíntesis obtenida por la aplicación del modelo de Michaelis-Menten, α , aumentó desde $0.006 \mu\text{mol} \mu\text{mol}^{-1}$ en agosto de 2007 hasta un valor máximo de $0.054 \mu\text{mol} \mu\text{mol}^{-1}$ durante la segunda quincena de mayo del 2007. Estos valores están dentro del rango documentado en literatura para usos de suelo similares: de 0.008 a $0.465 \mu\text{mol} \mu\text{mol}^{-1}$ para cereales y pastizales (Pingingtha *et al.*, 2009) o de 0.016 a $0.075 \mu\text{mol} \mu\text{mol}^{-1}$ para pastizales (Gilmanov *et al.*, 2007). El valor máximo obtenido es del mismo orden de magnitud que el hallado para trigo de invierno, $0.063 \mu\text{mol} \mu\text{mol}^{-1}$ (Yan *et al.*, 2009) y prácticamente igual a los hallados en un pastizal

combinado de C₃ y C₄ en Japón, 0.055 $\mu\text{mol } \mu\text{mol}^{-1}$ (Li *et al.*, 2003) y en una pradera de pastos altos de Oklahoma, 0.050 $\mu\text{mol } \mu\text{mol}^{-1}$ (Hanan *et al.*, 2002). Los valores máximos de α para los años 2007 y 2008, se obtuvieron en la segunda quincena de mayo, 0.054 y 0.043 $\mu\text{mol } \mu\text{mol}^{-1}$ respectivamente. Sin embargo en el 2009 este valor máximo se atrasó medio mes, además de ser mucho más bajo, tan sólo 0.026 $\mu\text{mol } \mu\text{mol}^{-1}$, aproximadamente la mitad del máximo obtenido en 2007.

Los valores del punto de compensación de la luz (PCL) variaron de 54 μmol de fotones fotosintéticos $\text{m}^{-2} \text{s}^{-1}$, en diciembre de 2007, hasta 291.7 $\mu\text{mol } \text{m}^{-2} \text{s}^{-1}$, en septiembre de 2007, con un valor medio de 122.7 $\mu\text{mol } \text{m}^{-2} \text{s}^{-1}$. Durante los 3 PMI los valores oscilaron desde 79.45 hasta 162.03 $\mu\text{mol } \text{m}^{-2} \text{s}^{-1}$, siendo su valor medio de 96.9, 105.8 y 117.3 $\mu\text{mol } \text{m}^{-2} \text{s}^{-1}$ para 2007, 2008 y 2009 respectivamente. Estos valores están dentro del rango de valores esperado, según la bibliografía consultada. Sobre un cultivo de soja se ha obtenido un PCL en torno a los 160 $\mu\text{mol } \text{m}^{-2} \text{s}^{-1}$ (Anderson *et al.*, 1984). Es similar también el rango de valores obtenido en un hayedo danés, entre los meses de junio a septiembre, desde 102 a 191 $\mu\text{mol } \text{m}^{-2} \text{s}^{-1}$ (Pilegaard *et al.*, 2001). Sin embargo, valores más altos fueron hallados sobre vegetación herbácea en Japón, entre 210 y 430 $\mu\text{mol } \text{m}^{-2} \text{s}^{-1}$, con una media de 310 $\mu\text{mol } \text{m}^{-2} \text{s}^{-1}$ (Li *et al.*, 2003). En general, un PCL más bajo favorece la asimilación de carbono, dado que se necesitará menor densidad de flujo de fotones incidentes para obtener una ganancia neta de carbono (NEE negativo) (Koch, 2008). Por lo tanto, los valores medios del PCL obtenidos en los PMI de cada año, justifican que los valores de NEE registrados durante los PMI de 2008 y 2009 fueran menores que los registrados en 2007, siendo éstos -238.4, -168.6 y -127.2 g C m^{-2} respectivamente.

Anteriormente hemos mencionado que la ecuación 4.2 modificada de Michaelis-Menten explica del 72 al 94% de la variabilidad de los datos de NEE, por lo que consideramos que puede ser aplicada de manera satisfactoria en el proceso de rellenado de datos diurnos ausentes o rechazados de nuestra base de datos. Para tal fin, hemos modificado la función hiperbólica de respuesta a la luz para tener en cuenta la dependencia de la temperatura y la EF por parte de la respiración (Lasslop *et al.*, 2010), de manera que hemos sustituido el término

constante R_o por la respiración diurna obtenida mediante un modelo empírico del que se hablará en el siguiente capítulo. Así, la ecuación que hemos aplicado para el relleno de datos semihorarios diurnos de NEE es:

$$NEE_d = \frac{P_{max} PAR}{PAR + K_{50}} + RE_d \quad (\text{Ec. 4.3})$$

donde RE_d es la respiración del ecosistema durante el día, PAR es la radiación fotosintéticamente activa, y P_{max} y K_{50} son los parámetros de regresión obtenidos del ajuste de la ecuación según el correspondiente intervalo temporal de quince días en el que se incluye el hueco del dato a rellenar. Esta ha venido siendo una de las metodologías más usadas (Pilegaard *et al.*, 2001; Richardson y Hollinger, 2007; Yuan *et al.*, 2010).

IV.4.2 CURVAS DE RESPUESTA A LA LUZ

Las curvas de respuesta a la luz, representadas a continuación, se han obtenido con los parámetros obtenidos del ajuste de la ecuación 4.2.a aplicada a los datos obtenidos mediante la técnica *EC*, en una ventana temporal de 15 días en los PMI y de un mes en el resto del año, ya que comprobamos que el cambio en estos meses era mucho menor que en los meses de máximo interés e incluso en algunos casos la diferencia era despreciable.

En figura 4.14 podemos vislumbrar una diferencia entre las curvas y así agruparlas en dos bloques en función de la pendiente inicial de la curva (α), la fotosíntesis máxima potencial y el término de R_o . El bloque de curvas A sería las correspondientes al periodo desde marzo hasta junio incluido, que se caracterizan por tener alcanzar unos valores más altos de P_{max} y R_o , y una pendiente inicial más acusada, es decir, tienen mayor eficiencia del uso de la luz. El bloque B va desde julio, mes en el que observamos un cambio significativo del comportamiento de la curva, y se prolonga hasta el mes de febrero, a partir del cual la curva da un salto cualitativo, representando el comienzo del periodo de crecimiento. El mes de diciembre aunque tiene las características del bloque

B, tiene una alta eficiencia cuántica, aproximada al valor de marzo, sin embargo en seguida tiende al valor asintótico de P_{max} ya que el K_{50} es muy bajo.

En la figura 4.15 podemos comparar las curvas de respuesta a la luz de los 3 PMI de estudio, 2007, 2008 y 2009. En el 2007, se puede deducir que la senescencia de la vegetación comienza a partir de la primera quincena de julio. En el 2008 la actividad fotosintética se retrasa, teniendo una curva en la primera quincena de marzo semejante a la primera de julio cuando comienza la senescencia. También resaltar las altas P_{max} y α alcanzadas en la segunda quincena de mayo y primera de junio, en detrimento del resto de meses. En el 2009, las curvas se muestran menos pronunciadas, con menores valores de P_{max} , α y R_0 .

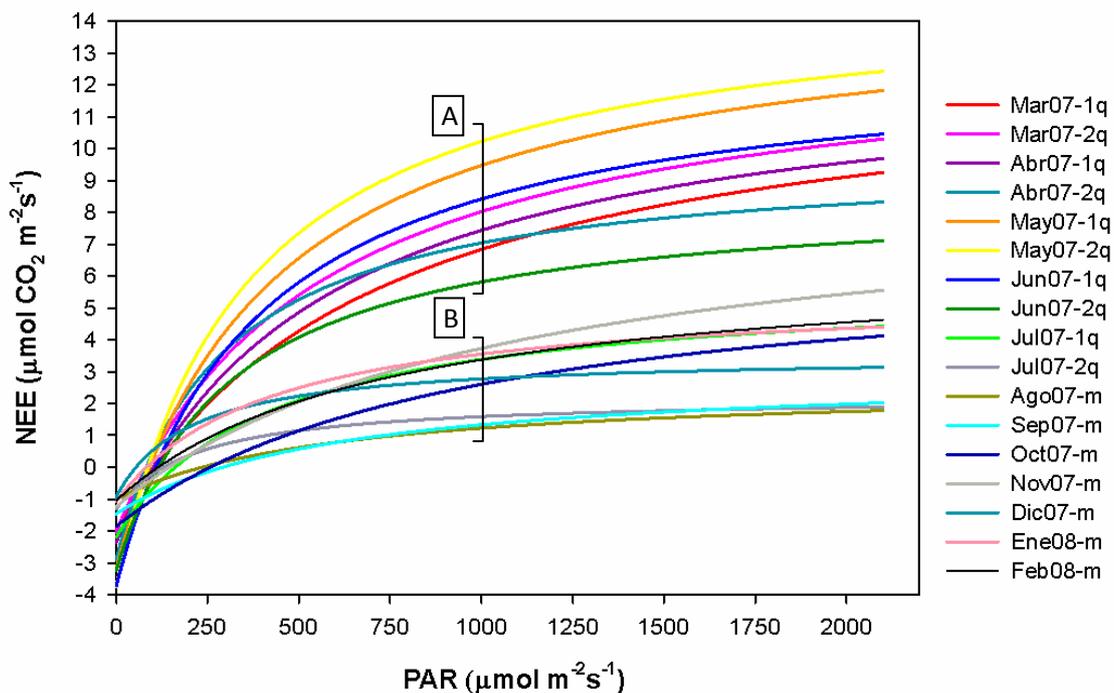


Figura 4.14 Evolución de las curvas de respuesta de la fotosíntesis a la intensidad de la luz ajustadas, según el modelo de Michaelis-Menten, a los flujos NEE semihorarios para cada una de las quincenas del PMI de 2007 o de los meses para el resto del año, desde marzo de 2007 y febrero de 2008.

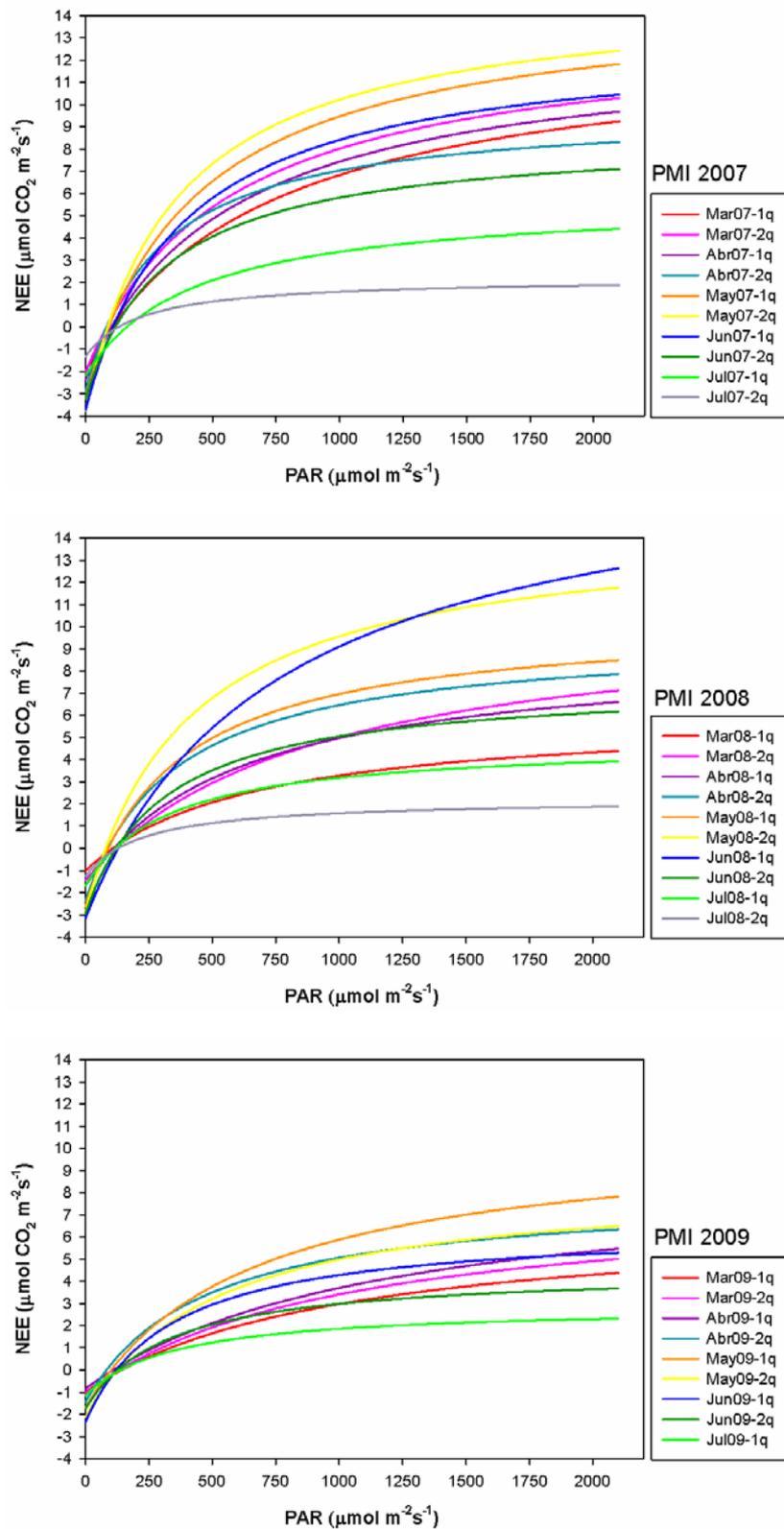


Figura 4.15 Evolución de las curvas de respuesta de la fotosíntesis a la intensidad de la luz ajustadas, según el modelo de Michaelis-Menten, a los flujos NEE semihorarios para cada una de las quincenas de los tres PMI de 2007, 2008 y 2009.

Por otro lado, se ha demostrado que el NEE obtenido a un valor de PAR dado, es mayor por las mañanas que por las tardes y que análogamente, el PCL obtenido por las tardes es más alto que por las mañanas. Así, se ha registrado un valor del PCL de $73.4 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ para los datos comprendidos entre las 6:00 y las 12:00 (GTM), mientras que para los datos posteriores al mediodía ese valor fue de $103.83 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. Este resultado se debe al efecto de histéresis que se observa en el NEE registrado, el cual tiene su origen en el hecho de que por las tardes una temperatura más elevada y un mayor VPD, provocan una menor conductancia estomática debido al cierre estomático, en detrimento de la asimilación de carbono (Syed *et al.*, 2006). La figura 4.16 muestra la influencia de este efecto en los datos de NEE medidos durante los tres periodos de máximo interés. A pesar de que en nuestro caso la disminución del NEE por la tarde a un mismo valor de PAR no es muy acusada, consideramos de interés mencionar este comportamiento.

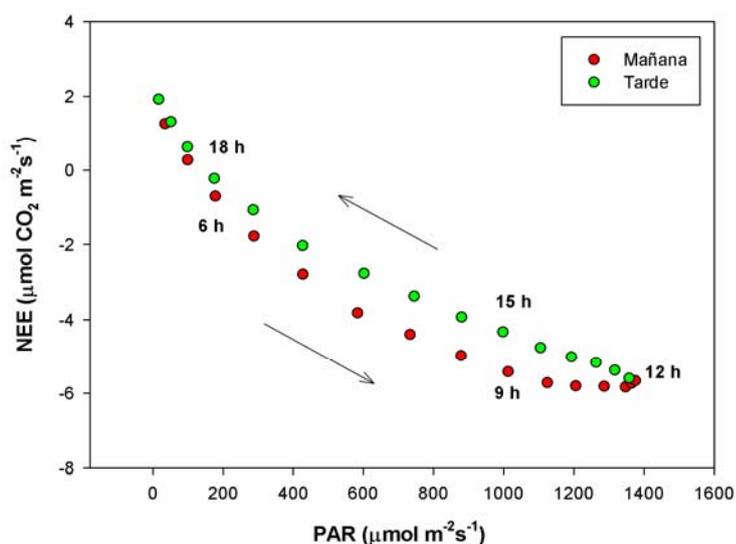


Figura 4.16 Relación entre el NEE y PAR durante los PMI de los años 2007, 2008 y 2009. Los datos se han agrupado en intervalos temporales de media hora. Las flechas indican la dirección del efecto de histéresis.

IV.4.3 INTERPRETACIÓN DE LA VARIABILIDAD DE LA EFICIENCIA CUÁNTICA MÁXIMA (α) EN FUNCIÓN DE OTROS FACTORES ECOFISIOLÓGICOS

Para interpretar la variabilidad de NEE mencionada, hemos procedido a correlacionar algunos de los parámetros obtenidos en el apartado anterior mediante las curvas de respuesta de la luz con otras variables de interés disponibles. A continuación mostramos las de mayor interés: la fracción evaporativa, EF, y el índice de área foliar, LAI. Este último se ha introducido debido a su gran influencia en el NEE. Como no hemos dispuesto de medidas de campo de LAI en nuestra área experimental, hemos hecho uso del LAI proporcionado por el sensor MERIS descrito en el capítulo VI.

En la figura 4.17, observamos que la variabilidad de la eficiencia cuántica máxima obtenida como uno de los parámetros del modelo de Michaelis-Menten, α , queda bien explicada por la fracción evaporativa, EF ($R^2 = 0.75$). En este caso, la EF se ha calculado de manera concurrente a los valores de α , promediando los valores diarios de EF de cada periodo en cuestión.

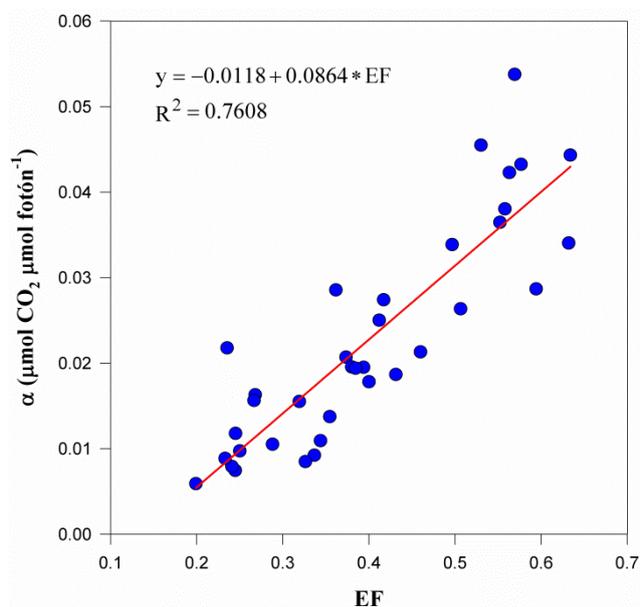


Figura 4.17 Ajuste de regresión lineal de la eficiencia cuántica obtenida por Michaelis-Menten, α , frente a la fracción evaporativa concurrente, EF.

En la figura 4.18, tenemos el ajuste de una regresión lineal en el que vemos como queda explicada la variabilidad de la eficiencia cuántica máxima, α , en función del índice de área foliar obtenido mediante teledetección. La variable que mejor explica dicha variabilidad es la EF.

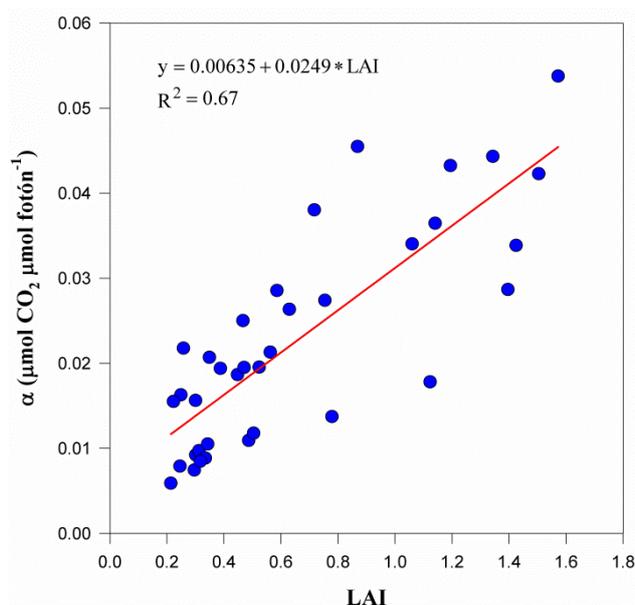


Figura 4.18 Ajuste de regresión lineal de la eficiencia cuántica obtenida por Michaelis-Menten, α , frente al LAI obtenido mediante teledetección.

IV.5 CONCLUSIONES

Los flujos de CO₂ siguieron la evolución mensual esperada según el periodo de crecimiento vegetativo dado en latitudes medias y altas del hemisferio norte. En base anual, el intercambio neto de carbono en el ecosistema aquí estudiado fue de $-181 \text{ g C m}^{-2} \text{ año}^{-1}$, lo que en términos del contexto del cambio climático podemos atribuir a este ecosistema la función de sumidero de carbono, dado que existe un flujo de CO₂ desde la atmósfera que es absorbido por la vegetación presente. En este resultado, no tenemos en cuenta obviamente, la pérdida de carbono que supone la cosecha del cereal próximo al punto de muestreo. Del análisis de los valores mensuales acumulados de NEE durante el primer año base (marzo de 2007 a febrero de 2008) podemos concluir que nuestro ecosistema se comportó como sumidero de carbono durante los 5 meses que comprende el periodo de crecimiento vegetativo (PMI), esto es de marzo a julio. Por el

contrario, se produjo un balance neto positivo, respiración neta, actuando así de fuente de carbono, durante los 7 meses restantes, desde agosto a febrero. No obstante, el peso del NEE positivo acumulado (o cantidad total acumulada de CO₂ liberada a la atmósfera) durante estos 7 meses supone menos del 25% de la cantidad neta absorbida durante el PMI del año base 2007. De aquí radica la importancia de analizar en más detalle este determinado periodo y priorizarlo ante la posibilidad de ausencia de medidas con respecto al resto del año.

Hemos observado una significativa variabilidad de día a día en los valores diarios de NEE, que se ha atribuido en gran medida a los diferentes valores de variable meteorológica PAR registrados. La variable PAR ha explicado entre un 72.4 y un 93.9% la variabilidad de los datos semihorarios del NEE. Los altos coeficientes de determinación fueron obtenidos al ajustar los datos al modelo de Michaelis-Menten, demostrando su adecuada aplicación. Según dichos coeficientes, el modelo tiene mejor bondad de ajuste en los meses de marzo, abril y mayo y se ajusta ligeramente peor en los meses de verano. Este resultado es satisfactorio dado que se ha demostrado que los meses del comienzo del PMI son los más influyentes en el comportamiento final del ecosistema en términos de asimilación de carbono.

Además, queda demostrada la influencia que el régimen pluviométrico tiene sobre el ciclo de carbono, dado que el descenso de las precipitaciones sufrido en 2009 o, contrariamente, el cambio en los patrones temporales de lluvia ocurrido en el 2008, llevaron asociados en ambos años, una reducción en la capacidad fotosintética de la vegetación del ecosistema para fijar CO₂, reduciéndose un 30% y hasta un 50% dicha capacidad para los respectivos PMI de esos años con respecto al PMI de 2007, a pesar del aumento progresivo de CO₂ atmosférico que se registra desde hace años (Hofmann *et al.*, 2009; Sánchez *et al.*, 2010). Por consiguiente, una reducción o cambio del régimen pluviométrico puede alterar la capacidad como sumidero o fuente que un ecosistema posee. Las altas temperaturas dadas en el año 2009 como consecuencia de la sequía registrada ese año también jugaron un papel importante en la reducción del NEE de dicho año. Igualmente, el brusco aumento de la temperatura a mitad de junio de 2008, superando la frecuencia de altas temperaturas por encima de los 30°C con

respecto al año anterior, también aminoró la cantidad de NEE para el PMI de ese año. Esto se explica porque la presencia de lluvias frecuentes durante los casi dos meses de abril y mayo en 2008, el pico de máxima actividad fotosintética se aplazo a junio y tras éste el periodo de máxima asimilación no duró mucho, en comparación con el 2007, ya que tras el pico máximo en seguida se alcanzaron temperaturas muy altas y escasez de agua, lo que hizo que la vegetación alcanzara la senescencia y la actividad fotosintética se redujera.

==== Capítulo V

*ESTIMACIÓN DE LA
RESPIRACIÓN Y DE LA GPP
MEDIANTE LA TÉCNICA EC*

====

V.1 INTRODUCCIÓN

Como ya se mencionó en la introducción de la presente memoria, si bien es de vital importancia el conocimiento del balance neto de carbono de un ecosistema para identificarle como fuente o sumidero de carbono, también lo es estimar los principales procesos que intervienen en dicho balance, esto es la fotosíntesis bruta o GPP y la respiración del ecosistema, RE_{eco} . Por lo tanto se hace necesario aplicar un método que descomponga el NEE en sus dos componentes principales, para así adquirir conocimiento y poder evaluar los distintos caminos que lleva el carbono en los ecosistemas y así entender mejor el ciclo global del carbono (Desai *et al.*, 2008).

Con estas premisas, en este capítulo se persiguen dos objetivos. Primeramente, describir el procedimiento mediante el cual calcularemos el término de respiración diurna (RE_d), necesario para hallar la respiración total del ecosistema (RE_{eco}) y en segundo lugar, presentar y analizar los resultados y el comportamiento de los valores estimados de GPP y RE_{eco} obtenidos durante el periodo de estudio, así como valorar la contribución que aportan ambos al intercambio neto del ecosistema, NEE.

V.2 METODOLOGÍA

Actualmente no existe un único método estándar para la separación de NEE en sus dos componentes principales. Sin embargo, uno de los más ampliamente usados es el que hemos aplicado en la presente memoria, que se basa en el razonamiento inicial de fotosíntesis nula durante el periodo nocturno, es decir, GPP nula por la noche, y una fuerte correlación entre GPP y RE_{eco} con variables ambientales que actúan de factores de control tales como la temperatura, la disponibilidad del agua por parte del ecosistema y la radiación solar incidente. Como información sobre las nuevas tendencias, decir que además de los métodos tradicionales para descomponer NEE, existen otras técnicas como las redes neuronales que apenas tienen asunciones subyacentes en referencia a las relaciones entre GPP y RE_{eco} con variables ambientales (Desai *et al.*, 2008).

Como ya hemos visto en los capítulos anteriores, los sistemas provistos con instrumentación para aplicar la técnica EC, miden directamente el intercambio neto de CO₂ entre el ecosistema terrestre y la atmósfera (NEE) y no la productividad primaria bruta (GPP). El NEE refleja el balance o diferencia neta entre la fotosíntesis o asimilación bruta de CO₂ (GPP) y la respiración del ecosistema (RE_{ecc}) que libera CO₂ a la atmósfera. Así, para poder estimar la GPP asumimos, siendo ésta una práctica habitual, que la asimilación fotosintética (GPP) es cero durante la noche y por lo tanto, el NEE nocturno medido in situ está compuesto exclusivamente por la respiración del ecosistema. Para obtener su estimación hemos utilizado la ecuación 5.1, aunque previamente se hace necesario estimar la respiración diurna del ecosistema (RE_d):

$$GPP = RE_d - NEE_d \quad (\text{Ec. 5.1})$$

donde NEE_d es el NEE referido únicamente al periodo diurno ya que por la noche la GPP es nula.

Cabe mencionar, que a diferencia de esta metodología, ampliamente usada, hay algunos autores que tienen en cuenta la respiración total del ecosistema (RE_{ecc}) y no sólo la diurna para calcular la GPP, lo que resultará en una GPP sobreestimada (Xu y Baldocchi, 2004; Du *et al.*, 2012).

Sobre la base de la ecuación 5.1, se requieren dos parámetros: NEE_d , medido directamente por el sistema EC y la respiración del ecosistema durante el período diurno, RE_d .

Teniendo en cuenta que la RE_d generalmente no se mide experimentalmente y tampoco aporta información la técnica EC, el procedimiento usual para calcular este término reside en parametrizar los datos de NEE nocturnos medidos directamente por el sistema EC durante la noche, período durante el cual sólo existe el proceso de respiración, en función de ciertas variables seleccionadas y finalmente extrapolar la ecuación obtenida a los datos diurnos (Xu y Baldocchi, 2004; Suyker *et al.*, 2005; Reichstein *et al.*, 2005; Yuan *et al.*, 2007; Chen *et al.*, 2007). No obstante, existe la posibilidad de aplicar un segundo método, ajustar

una función hiperbólica de respuesta a la luz a los datos diurnos de NEE, mediante la cual, la RE_d será estimada a partir de la ordenada en el origen (Gilmanov *et al.*, 2003; Gilmanov *et al.*, 2007; Lasslop *et al.*, 2010). Además, actualmente se han presentado métodos alternativos para estimar la RE_d , como por ejemplo el basado en los principios del método de Kok (Bruhn *et al.*, 2011b).

En esta memoria, el método usado pertenece a la primera clasificación mencionada, mediante el cual la respiración diurna del ecosistema, RE_d , es comúnmente estimada usando la temperatura diurna y una ecuación paramétrica que describe la dependencia de la respiración frente a la temperatura. En nuestro caso, también incluiremos la EF, como explicaremos a continuación.

V.2.1 ESTIMACIÓN DE LA RESPIRACIÓN DEL ECOSISTEMA

La parametrización de la respiración nocturna debe hacerse en función de variables meteorológicas que demuestren ser factores de control de los flujos nocturnos de CO_2 y que expliquen satisfactoriamente la variabilidad de dichos datos.

Muchos estudios han venido demostrando la correlación positiva que muestran los flujos nocturnos de NEE respecto a la temperatura, aunque no hay un consenso establecido que determine la forma exacta de dicha relación. Por lo tanto, la manera de relacionar los flujos nocturnos de CO_2 con dicha variable meteorológica depende del criterio elegido por cada autor en función de sus datos y así, varias ecuaciones han sido usadas por diversos autores: Lloyd & Taylor (Lloyd y Taylor, 1994), Arrhenius o Van't Hoff, entre las más extendidas (Falge *et al.*, 2001) u otras regresiones exponenciales simples (Goulden *et al.*, 1996), e incluso lineales y polinómicas. La mayoría de estas ecuaciones son modelos exponenciales de respiración basados en el coeficiente de temperatura Q_{10} (ver ecuación 5.2). El coeficiente de temperatura Q_{10} define la dependencia con la temperatura o sensibilidad de la respiración del suelo a la variación de temperatura y su valor se muestra diferente según el modelo que apliquemos. Es un concepto ecológico general que explica en qué grado la temperatura influye en la tasa de desarrollo metabólico, que en el caso que nos ocupa, explica la

influencia de la temperatura sobre la tasa fotosintética. Los valores ecológicamente aceptables de Q_{10} varían del 1 al 5 (Davidson *et al.*, 2006), lo que significa que a medida que aumenta la temperatura en 10°C, la tasa fotosintética se multiplicaría hasta por 5 veces. Se han reportado valores que incluso rebasan esos límites (Davidson *et al.*, 1998; Reichstein *et al.*, 2002).

$$Q_{10} = \left(\frac{R_2}{R_1} \right)^{10/(T_2 - T_1)} \quad (\text{Ec. 5.2})$$

La mayoría de las ecuaciones desarrolladas para relacionar la dependencia de la respiración con la temperatura se han basado en la temperatura del suelo (Lloyd y Taylor, 1994; Raich y Schlesinger, 1992; Parmentier *et al.*, 2009). Sin embargo, también han sido aplicadas con la temperatura del aire como variable explicativa (Goulden *et al.*, 1997; Bruhn *et al.*, 2011a; Ruppert *et al.*, 2006). Este ha sido nuestro proceder, ya que, no disponíamos de sonda de temperatura del suelo.

Hemos ajustado los datos nocturnos de NEE, referidos como respiración nocturna, con diversas funciones de respuesta a la temperatura, incluyendo las anteriormente mencionadas. Tal y como puede verse en la tabla 5.1, todas ellas aplicadas a nuestros datos obtuvieron unos ajustes muy pobres resultando tener coeficientes de correlación extremadamente bajos.

Si aplicamos a nuestros datos las ecuaciones tanto de Lloyd & Taylor, como la de Arrhenius, para temperaturas de referencia de 10°C y 20°C, hallamos el coeficiente de temperatura Q_{10} . En ambos casos, se obtiene un $Q_{10} = 1.21$, cuyo valor está dentro del rango biológico esperado, pero es inferior a los valores reportados en bibliografía para usos del suelo similar al nuestro (Xu y Baldocchi, 2004; Reichstein *et al.*, 2002; Flanagan y Johnson, 2005; Zhang *et al.*, 2007; Almagro *et al.*, 2009). Valores de Q_{10} similares fueron obtenidos sobre soja [1.26-1.56] y maíz [1.31-1.38], empleando también la temperatura del aire (Suyker *et al.*, 2005). El bajo valor de Q_{10} obtenido, indica que la respiración de nuestro ecosistema es poco sensible a la temperatura y probablemente ésta sea la razón por la cual todas las ecuaciones paramétricas anteriores arrojasen ajustes

tan pobres. Esto parece indicarnos la presencia de otra variable de la que depende el término de la respiración.

Tabla 5.1 Algunas de las ecuaciones exponenciales aplicadas a los datos nocturnos de NEE en función de la temperatura del aire.

Ecuación	Parámetros ajustados	R ²
<i>Lloyd&Taylor</i> (Lloyd y Taylor, 1994) $R = R_{10} \exp^{E_0 \left[\left(\frac{1}{283.15 - T_0} \right) - \left(\frac{1}{T_{air} - T_0} \right) \right]}$	$R_{10} = 1.917 \pm 0.014$; $E_0 = 69.073 \pm 4.156$	0.052
<i>Arrhenius</i> (Falge <i>et al.</i> , 2001) $R = R_{10} \exp \left[\frac{E_a}{R} \left(\frac{1}{T_{ref}} - \frac{1}{T_{air}} \right) \right]$	$R_{10} = 1.898 \pm 0.014$; $E_a = 13068.4 \pm 855.005$	0.043
<i>Van't Hoff</i> (van't Hoff, 1898) $R = R_0 \exp(b * T_{air})$	$R_0 = 1.5615 \pm 0.0240$; $b = 0.0193 \pm 0.0013$; $Q_{10} = 1.21$	0.041
<i>Modelo Q₁₀</i> (Jassal <i>et al.</i> , 2007) $R = R_{10} Q_{10}^{\left(\frac{T_{air} - 10}{10} \right)}$	$R_{10} = 1.894 \pm 0.014$; $Q_{10} = 1.21$	0.041

A pesar de que la principal variable a tener en cuenta para explicar la variabilidad de los datos nocturnos de NEE, había sido históricamente la temperatura del suelo o del aire, también se ha venido demostrando que en ecosistemas áridos, semiáridos o con épocas del año con prevalencia de estrés hídrico, la disponibilidad de agua en el suelo es una variable de gran importancia (López *et al.*, 1998; Reichstein *et al.*, 2003). Este factor puede ser particularmente importante en nuestro ecosistema, tal y como ha sido reportado en la bibliografía (Flanagan *et al.*, 2002). Dado que, en nuestro emplazamiento no dispusimos de una sonda de humedad del suelo durante el periodo de estudio aquí contemplado, hemos incluido la fracción evaporativa, EF, como variable sustitutiva (ver capítulo III).

Por tanto en este trabajo hemos parametrizado los flujos nocturnos de CO₂ (NEE_{noct}), considerando como variables rectoras la temperatura del aire (T_{air}) y EF. En lo que respecta a EF hemos asumido que los valores nocturnos son

iguales a los diurnos de cada uno de los días, buscando como objetivo encontrar un modelo lo más simple posible.

Tras aplicar a nuestros datos distintos modelos de regresión, el modelo que mejor bondad de ajuste mostró fue una función exponencial derivada de la ecuación de van't Hoff (ver tabla 5.1) y que mostramos en la siguiente expresión:

$$NEE_{noct} = a EF \exp(b T_{air}) \quad (\text{Ec. 5.3})$$

donde a y b son constantes desconocidas o parámetros de ajuste, los cuales hemos obtenido usando el algoritmo de Marquardt. Los datos nocturnos han sido depurados previamente según el criterio de u^* explicado en el capítulo anterior. Los resultados de esta parametrización se mostrarán posteriormente en el apartado de resultados.

Hemos encontrado solamente una referencia bibliográfica en la que los autores emplean el mismo modelo empírico aquí propuesto para parametrizar los datos de respiración nocturna. Sin embargo, en dicha referencia el modelo fue usado para explicar la variabilidad de la respiración del suelo observada mediante un sistema IRGA portátil de cámara cerrada. Las variables explicatorias en las que se basaron fueron la temperatura y el contenido volumétrico de agua en el suelo, ambas medidas a -10 cm de profundidad, en lugar de la temperatura del aire y la fracción evaporativa que aquí empleamos (Epron *et al.*, 1999).

Por último, con el fin de tener una mejor apreciación respecto a la cantidad total de dióxido de carbono liberado a la atmósfera mediante el proceso de respiración, no sólo tendremos en cuenta la parte diurna (RE_d), sino también la respiración ocurrida en el periodo nocturno (Jassal *et al.*, 2007). De esta manera podremos calcular la influencia que tiene la respiración total del ecosistema en el NEE. Así, la respiración total del ecosistema vendrá dada por la siguiente expresión:

$$RE_{eco} = RE_d + NEE_{noct} \quad (\text{Ec. 5.4})$$

El procedimiento que hemos seguido para obtener una estimación anual de la RE_{eco} , ha sido análogo al de la NEE. Tras calcular previamente los valores semihorarios de respiración del periodo diurno, RE_d , se suman los datos semihorarios de respiración nocturna, NEE_{noct} , que componen ese año, y se multiplica por el factor de conversión correspondiente para pasar a las unidades temporales necesarias ($\text{g C m}^{-2} \text{ año}^{-1}$).

De la misma manera, para calcular valores diarios de RE_{eco} , se han sumado todos los valores semihorarios de respiración de ambos periodos, diurno y nocturno. Dado que el número de horas de luz por día varía a lo largo del año, también se ha tenido en cuenta el número total de horas diurnas o nocturnas al calcular los promedios diarios de cada término de respiración por separado, NEE_{noct} o RE_d , al igual que para el término de fotosíntesis, GPP.

V.3 RESULTADOS

V.3.1 RESPIRACIÓN DEL ECOSISTEMA

V.3.1.1 Respiración nocturna y diurna del ecosistema

A partir del ajuste de la ecuación 5.3, presentada anteriormente, se obtuvo un coeficiente de determinación (R^2) de 0.56 para los datos semihorarios nocturnos del año base ($n = 4007$) y los valores de las constantes con sus errores estándar correspondientes fueron: $a = 4.8989 \pm 0.0652$ y $b = 0.0167 \pm 0.0012$. El conjunto de datos utilizado ha sido el primer año completo de medidas, ya que de esta manera hemos podido verificar la bondad de ajuste obtenido aplicando esa ecuación en cada uno de los PMI posteriores. Otros autores también emplearon una ventana temporal de un año para obtener la anterior relación empírica (Zhang *et al.*, 2011). Así, los ajustes lineales obtenidos al aplicar esta ecuación paramétrica a los PMI del 2008 y del 2009 dieron unos coeficientes de determinación, R^2 , de **0.45** y **0.51**, respectivamente. (Las pendientes y ordenadas en el origen respectivamente fueron: 0.89 y -0.22 para el PMI de 2008, y 0.67 y

0.29 para el PMI de 2009; y los errores estándar fueron 0.74 y 0.48, respectivamente).

Creemos también conveniente aplicar la ecuación 5.3 utilizando los datos diarios, y así poder comprobar qué grado de consistencia presentan los parámetros de ajuste en ambos casos. Así tenemos que:

$$NEE_{noct} = a' EF_{diaria} \exp(b' T_{air\ noct\ diaria}) \quad (\text{Ec. 5.5})$$

donde EF_{diaria} es el valor promedio diario de EF, $T_{air\ noct\ diaria}$ es el promedio diario de las temperaturas nocturnas, y a' y b' se han obtenido usando de nuevo el algoritmo de Marquardt. El coeficiente de determinación obtenido fue $R^2 = 0.79$ para los datos diarios nocturnos del primer año completo de medidas (n=364) y los valores de los coeficientes de regresión fueron: $a' = 4.9486 \pm 0.1471$ y $b' = 0.0165 \pm 0.0027$. El conjunto de datos tenido en cuenta para dicha parametrización ha sido, al igual que con los datos semihorarios, sólo el primer año base y poder así chequear cómo da la ecuación ajustada en cada uno de los PMI posteriores. Los coeficientes de determinación (R^2) obtenidos fueron **0.75** y **0.74** para los PMI del 2008 y del 2009, respectivamente (Las pendientes y ordenadas en el origen respectivamente fueron: 0.96 y -0.37 para el PMI de 2008, y 0.70 y 0.18 para el PMI de 2009; y los errores estándar fueron 0.43 y 0.32, respectivamente).

Los resultados del ajuste de la ecuación paramétrica propuesta mejoran considerablemente al usar datos diarios en lugar de los semihorarios, dado que éstos últimos presentan más dispersión de los datos. Sin embargo, al no existir importantes discrepancias entre los parámetros de ajuste de ambas ecuaciones, es decir, en base a datos semihorarios o datos diarios, hemos seleccionado finalmente la primera opción por ser la más completa, ya que nos permite obtener datos semihorarios de RE_d .

En el capítulo anterior se aplicó el modelo de Michaelis-Menten a todo el conjunto de datos y no sólo a los diurnos, por lo tanto el término R_o representaba una estimación de la respiración durante el periodo nocturno. Por ello, hemos

considerado también conveniente hacer una comparación entre los valores nocturnos de NEE medidos directamente con la técnica EC (NEE_{noct}) y los valores de R_o obtenidos en dicho procedimiento. Los valores de NEE_{noct} fueron promediados para que fueran concurrentes con los valores RE_o disponibles. Un análisis de regresión lineal demostró que existe una fuerte correlación entre ambas variables con una alta bondad de ajuste ($R^2 = 0.94$), dando una pendiente cercana a 1, y una ordenada en el origen de 0.38 (ver figura 5.1). Como era de esperar, existe un grado de acuerdo muy satisfactorio entre los datos nocturnos de NEE y los obtenidos en los ajustes de Michaelis-Menten para promedios de 15 días. El valor medio de R_o para todo el conjunto de datos fue de $2.22 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ y el de RE_o $1.94 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. En la tabla 5.2 se muestran los valores promedios obtenidos en cada año de medidas. Las discrepancias que se observan reflejan que la respiración nocturna representada por el término independiente de Michaelis-Menten está infravalorada de media un 12.7% respecto al valor NEE_{noct} . Otro dato que se extrae de la tabla es que el modelo infravalora más la respiración nocturna a medida que avanzamos de año, un 4, 17 y 21% para los PMI de 2007, 2008 y 2009. Presumiblemente, esto nos indica que el modelo se ajusta peor a los datos en 2008 y 2009 con respecto a 2007.

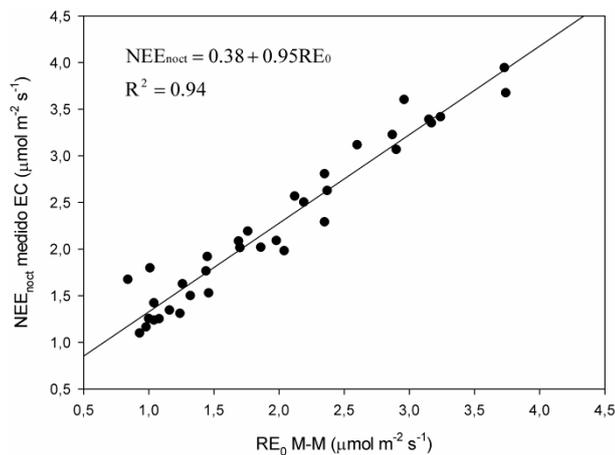


Figura 5.1 Respiración nocturna del ecosistema (con $u^* > 0.1$) medida directamente con la técnica EC (NEE_{noct}) frente al término de respiración nocturna obtenida a partir del ajuste de las curvas de respuesta a la luz de Michaelis-Menten (RE_o).

Tabla 5.2 Valores promedios de la respiración nocturna obtenidos bien directamente con la técnica de EC o bien según el término independiente del modelo de Michaelis-Menten (M-M) para distintas escalas temporales. Las unidades son $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$.

Periodo	NEE _{noct} (EC)	RE _o (M-M)	Diferencia
Todos los datos	2.218	1.937	12.7%
Años base	2.217	2.075	6.4%
PMI 2007	2.781	2.666	4.1%
PMI 2008	2.525	2.105	16.6%
PMI 2009	1.879	1.489	20.8%

Para la respiración nocturna (NEE_{noct}), la suma anual obtenida durante el año base ha sido de 339.48 g C m⁻² año⁻¹.

Asimismo, el valor estimado de la suma anual de la respiración diurna (RE_d) por parte del ecosistema para el año base ha sido de 451.93 g C m⁻² año⁻¹. En cuanto a la cantidad acumulada de RE_d únicamente para los periodos de crecimiento vegetativo (PMI) hemos obtenido las cantidades de 287.5, 288.5 y 212.8 g C m⁻² año⁻¹ para los PMI del 2007, 2008 y 2009, respectivamente.

Los valores semihorarios obtenidos para la RE_d oscilan entre los 0.60 y 5.68 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ y los valores diarios acumulados entre 0.29 y 3.57 g C m⁻² día⁻¹. Los valores mínimos tuvieron lugar en los meses de invierno, noviembre y diciembre y también en agosto, mientras que los máximos valores de RE_d tuvieron lugar en la segunda mitad de junio de 2008, probablemente debido al súbito incremento de temperaturas acaecido en dicho mes. La tasa de respiración máxima aquí obtenida, 5.68 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, está dentro del rango de valores obtenido para pastizales, entre 2.95 y 10.23 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, siendo próxima a la tasa máxima obtenida en pastizales de la península ibérica, en torno a 3.41 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ (Gilmanov *et al.*, 2007).

Hemos llevado a cabo una comparación entre los valores de la respiración diurna estimada (RE_d) y los datos de la respiración nocturna medida directamente por la torre de flujos (NEE_{noct}). Dado que los datos semihorarios no

son concurrentes entre sí, hemos calculado los valores diarios para que puedan ser comparados. Dado que la respiración diurna se ha estimado extrapolando los datos nocturnos de NEE mediante una ecuación en función de las variables de control T_{air} y EF, era de esperar que ambas respiraciones presenten una fuerte correlación positiva. Además, el resultado de la regresión lineal realizada nos demuestran que el valor de RE_d es estadísticamente más alto que NEE_{noct} dado que la línea de regresión se sitúa por encima de la línea 1:1 (ver figura 5.2). Estos resultados están de acuerdo con los encontrados por Gilmanov *et al.* (2007). Una posible contribución al hecho de que RE_d sea mayor que la NEE_{noct} puede ser debida a que las temperaturas diurnas sean mucho más altas que las nocturnas, y al estar estimada RE_d en función de ésta, de resultados mayores.

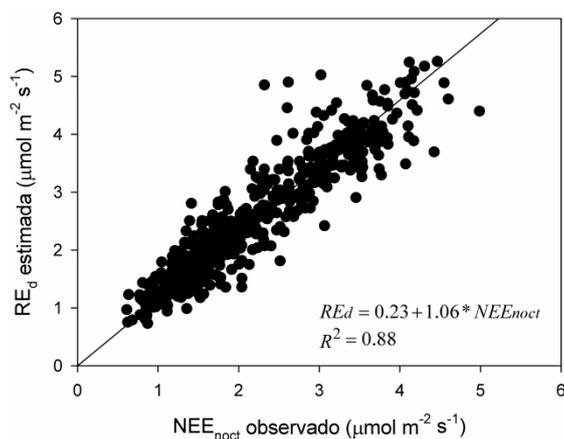


Figura 5.2 Relación lineal entre valores diarios estimados para la respiración diurna y la respiración nocturna observada directamente por la torre de flujos EC considerando todo el conjunto de datos.

Partiendo del hecho de que la producción primaria bruta (GPP) se calcula mediante la suma de los valores absolutos de la respiración diurna del ecosistema (RE_d) y de NEE_d (Ec. 5.1), los errores cometidos en la estimación de RE_d afectarán a la magnitud de las estimaciones de GPP. Con estas premisas, cabe mencionar que según algunos autores, nuestro modelo posee una limitación y es que no se tiene en cuenta la fotoinhibición o reducción de la respiración de la hoja en presencia de la luz y por la cual la respiración diurna debería ser menor que la respiración nocturna. Por lo tanto, esto conlleva a una sobreestimación de la respiración del ecosistema diurna y por lo tanto de la GPP

resultante. Estudios recientes tratan de cuantificar dicha sobreestimación (Wohlfahrt *et al.*, 2005) o de solventar este problema con una estimación de la RE_d alternativa (Jassal *et al.*, 2007). Siguiendo el procedimiento propuesto en la referencia anterior, los valores diarios de RE_d estimados en esta memoria se reducirían un 16%. No obstante, nosotros hemos decidido no aplicar esta reducción a los resultados obtenidos, ya que el modo de proceder en esta memoria ha venido siendo una práctica común.

V.3.1.2 Respiración total del ecosistema, RE_{eco} : variabilidad estacional e interanual

A partir de los datos de la respiración diurna y nocturna hemos calculado la respiración total, que para el año base, resultó ser $791.03 \text{ g C m}^{-2}\text{año}^{-1}$. Los valores semihorarios obtenidos para la RE_{eco} oscilan entre 0.03 y $8.51 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, dando lugar estos valores el 10 de noviembre de 2007 y el 24 de mayo de 2007, respectivamente, representando dos escenarios fenológicos claramente opuestos, el primero en el que la vegetación se encuentra en estado inactivo o durmiente y otro con una alta actividad de crecimiento vegetativo. La evolución estacional de todos los valores semihorarios del primer año de medida está representada en la figura 5.3. Siguiendo la metodología de presentación de resultados de los anteriores capítulos, a continuación veremos la evolución estacional de los datos de RE_{eco} para cada uno de los PMI de los tres años de medida (ver figura 5.4).

La dinámica estacional de la respiración del ecosistema es consistente con la evolución que presentaron los flujos netos de CO_2 (NEE). Así pues, la respiración de ecosistema manifiesta un ligero crecimiento al comenzar el periodo de máximo interés, en el mes de marzo, que se acentúa marcadamente en el mes de abril alcanzando los valores máximos en los meses de mayo y junio. A partir de entonces los valores de respiración sufren un drástico descenso en el mes de julio, cuando comienza la senescencia de la vegetación, hasta alcanzar los mínimos valores semihorarios en el mes de agosto y en promedio en el periodo de invierno. Hay una leve recuperación de los valores en el mes de septiembre y octubre, a pesar de que los valores máximos en este segundo pico

son muy inferiores a los registrados en el PMI, cuando la vegetación y la microfauna del suelo están en plena actividad biológica. Estos aumentos otoñales son probablemente debidos a la ocurrencia de lluvias que tienen un papel determinante en los valores de respiración del ecosistema alcanzados. Ejemplos claros de esto son los días 25 de agosto y 30 de septiembre de 2007, en los que la precipitación fue abundante y tras los cuales los valores de respiración se incrementaron considerablemente.

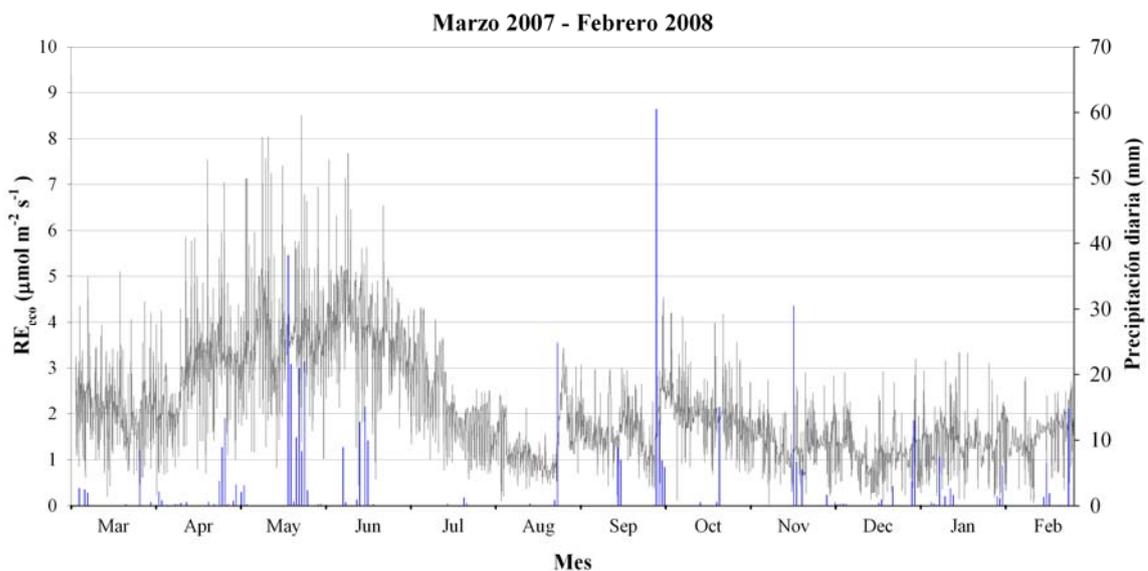


Figura 5.3 Variación estacional de los datos semihorarios de RE_{eco} durante el primer año continuo de medidas. Las barras verticales azules representan la precipitación diaria concurrente.

En la figura 5.4 debemos aclarar que los periodos en los que la amplitud del rango de valores es menor, por ejemplo, gran parte del mes de marzo de 2008, y los últimos días del mes de julio de 2008 y 2009, se corresponden a periodos en los que la respiración, tanto diurna como nocturna, ha sido parametrizada ya que no dispusimos de datos del sistema EC.

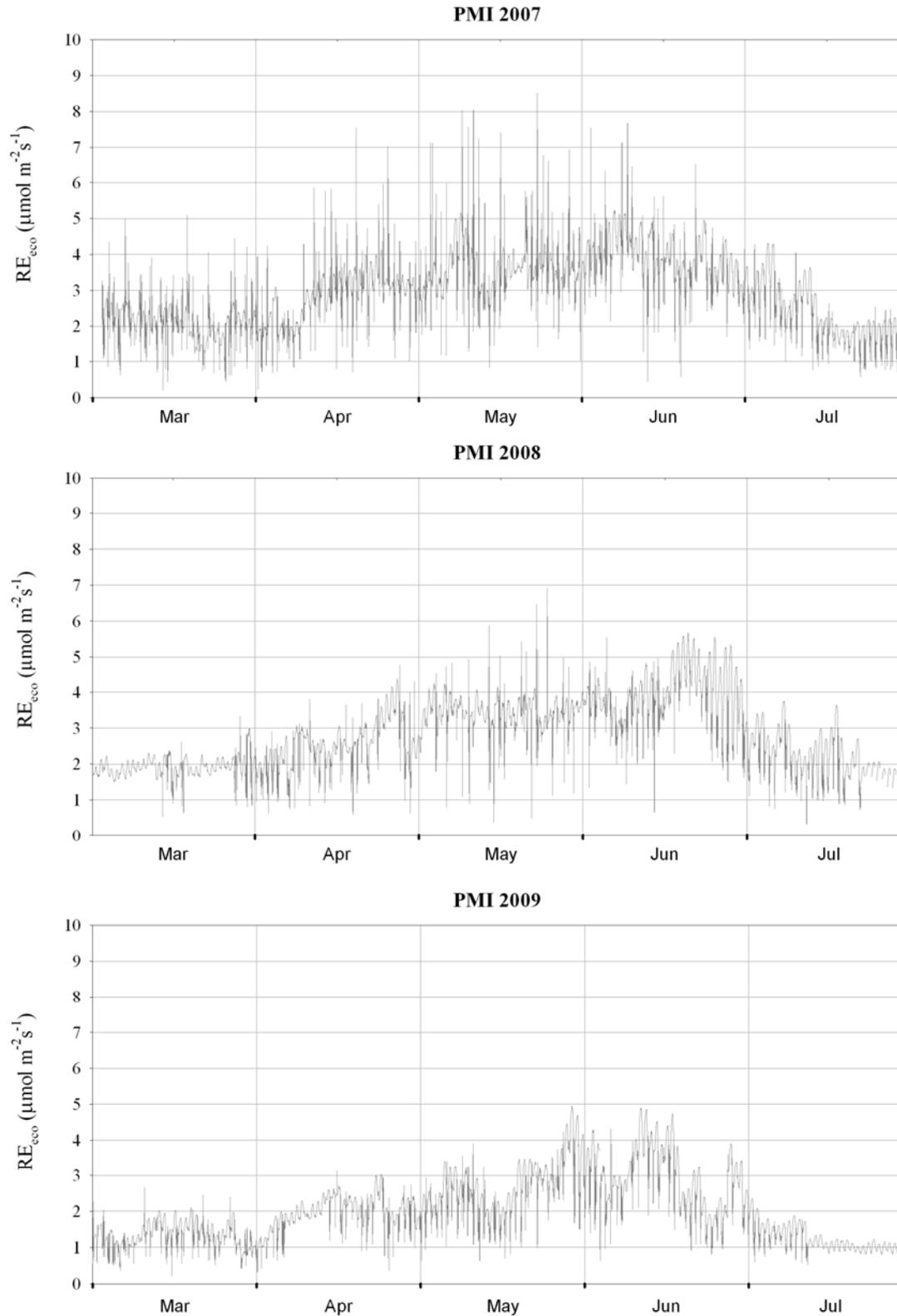


Figura 5.4 Variación estacional de los datos semihorarios de RE_{eco} en los periodos de máximo interés de cada uno de los años de medidas, 2007, 2008 y 2009.

Los valores semihorarios de RE_{eco} promediados para cada uno de los meses de los tres años de medidas suministran una interpretación más sencilla de la evolución mensual de este término (ver figura 5.5). Los valores máximos dados en junio fueron 3.91, 3.97 y 2.95 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ para 2007, 2008 y 2009 respectivamente. El mínimo secundario de agosto dio un valor de 1.34 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ y el máximo secundario que lo sigue en octubre, 2.07 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. Finalmente el mínimo de diciembre fue de 1.18 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. En compendio, las tasas mensuales de respiración del ecosistema (RE_{eco}) fueron ligeramente superiores para el año 2007, exceptuando el mes de junio de 2008. Esto puede ser debido al retraso que hubo en la aparición de los valores máximos en 2008, que provocó que el valor promedio mensual de junio de 2008 fuera mayor que el de junio de 2007, ya que los máximos de ese año se dieron tanto en mayo como en junio.

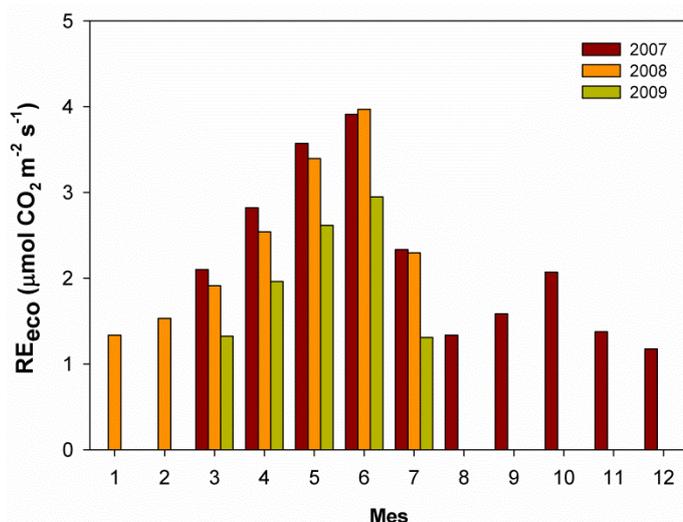


Figura 5.5 Comparación interanual de los valores acumulados mensuales de la respiración total del ecosistema.

Las sumas totales de la respiración total del ecosistema estimadas para cada uno de los PMI fueron 462.70, 438.14 y 320.95 g C m^{-2} para 2007, 2008 y 2009 respectivamente (ver figura 5.6). Por lo tanto, observamos una importante discrepancia cuantitativa en la RE_{eco} estimada para el PMI de 2009, en el que se redujo considerablemente su valor acumulado. Esto mismo ocurre al comparar los valores promedios de RE_{eco} para cada PMI, los cuales fueron muy similares

en los PMI de 2007 y 2008, siendo 2.95 y $2.81 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ respectivamente. Por el contrario, en el PMI de 2009 este valor disminuyó considerablemente hasta $2.03 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, siendo una valor cercano al promedio obtenido para el primer año completo de medidas, que fue de $2.10 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$.

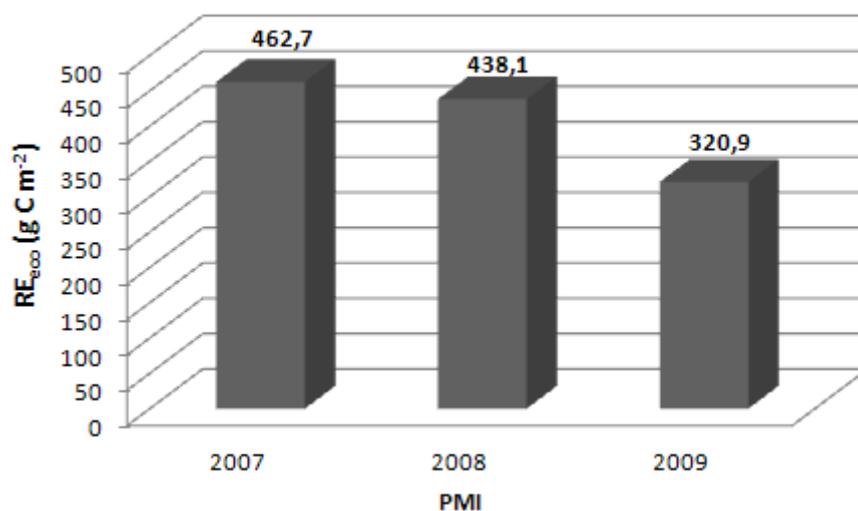


Figura 5.6 Variación interanual de la cantidad integrada de RE_{eco} para cada uno de los PMI de los años 2007, 2008 y 2009.

En aras de brevedad, omitimos los ciclos diarios de la respiración, considerando que ya se da esa información intrínsecamente en los ciclos diarios de GPP, que veremos a continuación, y los ya presentados de NEE.

V.3.2 GPP OBTENIDA A PARTIR DE LA TÉCNICA EC

V.3.2.1 Variabilidad estacional, interanual y diaria de GPP

Según la ecuación 5.1, la estimación de la producción primaria bruta, GPP, realizada por la vegetación de nuestro ecosistema mediante el proceso de fotosíntesis durante el primer año completo de medidas (desde marzo de 2007 a febrero de 2008) ha sido de $969.35 \text{ g C m}^{-2} \text{ año}^{-1}$ o lo que es lo mismo, $3554.28 \text{ g CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ año}^{-1}$. Esta cantidad ha sido obtenida como la suma de cada uno de los valores semihorarios de GPP con $\text{PAR} > 0 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, estimados en el año base (de manera análoga a como fue obtenido el NEE anual). Dicho valor esta

dentro del rango aceptable encontrado en bibliografía, [1713 - 6873 g CO₂ m⁻² año⁻¹] para sitios de la red EUROGRASSFLUX (Gilmanov *et al.*, 2007), o [542 - 1715 g C m⁻² año⁻¹] para sitios con pastizales y cereales de la red EUROFLUX (Falge *et al.*, 2002).

Siguiendo la metodología de presentación de resultados del capítulo anterior, en la figura 5.7 podemos ver la evolución estacional de todos los valores semihorarios de GPP obtenidos durante el primer año de medidas. A continuación veremos la evolución estacional de los datos semihorarios de GPP para cada uno de los PMI de los tres años de medida (ver figura 5.8).

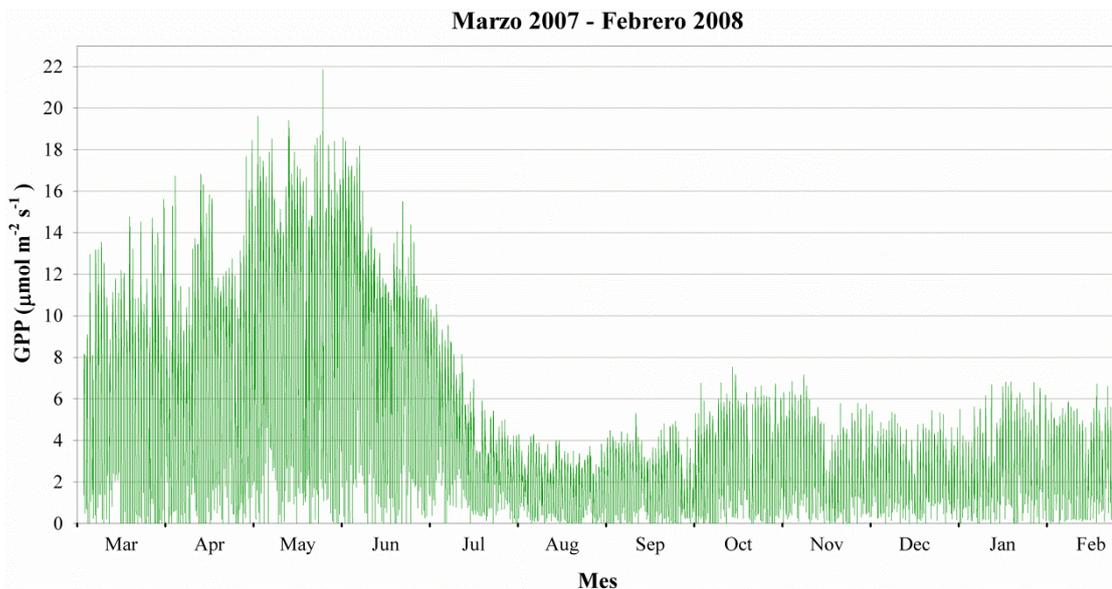


Figura 5.7 Variación estacional de los datos semihorarios de GPP durante el primer año continuo de medidas.

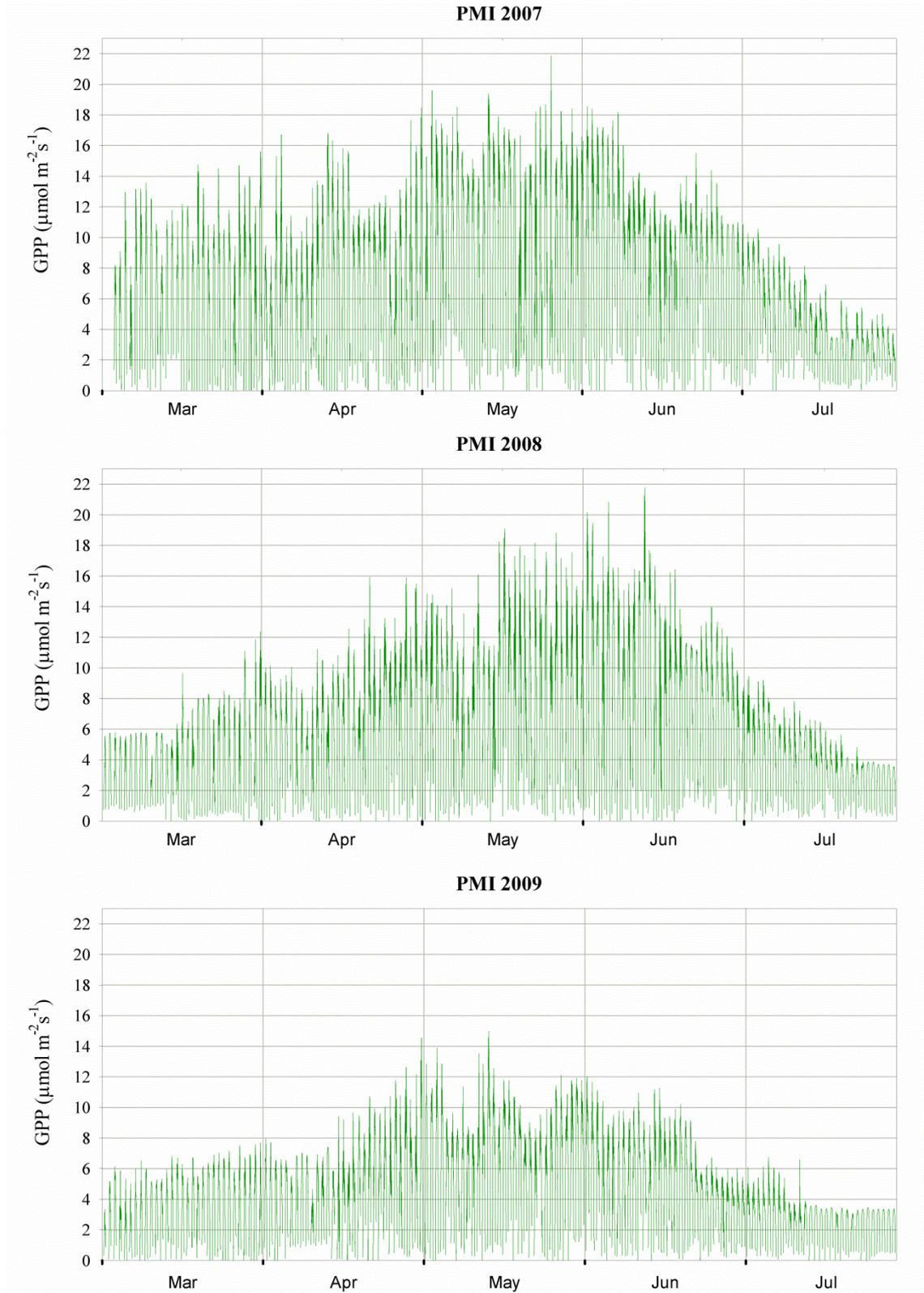


Figura 5.8 Variación estacional de los datos semihorarios de GPP en los periodos de máximo interés de cada uno de los años de medidas, 2007, 2008 y 2009.

Tabla 5.3 Valores máximos de GPP de los periodos de máximo interés y el resto de meses del año base. Las unidades son $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$.

	2007	2008	2009
Enero		6.82	
Febrero		7.34	
Marzo	15.61	12.37	7.69
Abril	17.66	15.93	12.61
Mayo	21.86	19.09	14.98
Junio	18.58	21.75	12.04
Julio	10.99	9.84	6.75
Agosto	4.29		
Septiembre	5.31		
Octubre	7.53		
Noviembre	7.16		
Diciembre	5.73		

La dinámica estacional de los valores de GPP muestra una clara estacionalidad de los datos. Los valores semihorarios obtenidos oscilan entre 0 y $21.86 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, presentando un crecimiento moderado a partir del día juliano (DOY) 60, día en el que da comienzo el periodo de crecimiento vegetativo (PMI), hasta alcanzar los valores máximos que discrepan según el año (ver tabla 5.3). Los máximos valores para cada uno de los tres años fueron 21.86, 21.75 y $14.98 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ en los DOY 146, 165 y 134 para 2007, 2008 y 2009, respectivamente. Dos aspectos importantes a destacar. Los valores máximos de 2007 y 2008 fueron prácticamente iguales con la diferencia que en el 2008 el máximo se atrasó casi un mes, resultando en una GPP acumulada más baja, como veremos más adelante. Lo segundo a destacar es el valor máximo de 2009, que se adelantó y fue mucho más bajo que los anteriores. Considerando valores diarios, los máximos valores fueron 8.17 , 7.84 y $5.76 \text{ g C m}^{-2} \text{ día}^{-1}$, en los DOY 134, 165 y 134 para los años 2007, 2008 y 2009 respectivamente. Tras el pico máximo de GPP los valores se suavizan y posteriormente experimentan una reducción más o menos drástica dependiendo del año en cuestión. En el 2008 la

decaencia en los valores de GPP fue mucho más acusada que el año anterior, que fue más paulatina. En el 2009 la reducción no fue tan notoria por el hecho de que no se alcanzaron valores tan altos como en los PMI de los dos años anteriores. Esta reducción es consecuencia de las altas temperaturas alcanzadas en esa época y una muy baja disponibilidad del agua, que se traduce en un alto déficit de presión de vapor y el comienzo de la senescencia de la vegetación presente. Además, hay que añadir que parte del cultivo cerealista existente cerca del punto de muestreo es cosechado en esta época. Los mínimos valores de GPP se alcanzaron durante el invierno correspondiendo a la época de reposo vegetativo, donde el valor mínimo absoluto fue de $0.42 \text{ g C m}^{-2} \text{ día}^{-1}$ el 20 de noviembre de 2007. Sin embargo, tiene lugar un ligerísimo aumento de GPP durante el mes de Octubre, con una duración aproximada de un mes y con valores máximos de $2.18 \text{ g C m}^{-2} \text{ día}^{-1}$. Este ligero aumento lo atribuimos a las favorables condiciones meteorológicas que por lo general ocurren en esa época, llegando las primeras precipitaciones del otoño y aumentando ligeramente las temperaturas en el denominado veranillo de San Miguel, ya mencionado previamente.

En la figura 5.9 podemos observar la evolución de los valores mensuales promediados de GPP. Los valores máximos se alcanzaron en el mes de mayo para 2007 y 2009, aunque con una significativa discrepancia cuantitativa entre ambos años, siendo los valores medios mensuales obtenidos de 6.16 y $4.17 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ para 2007 y 2009 respectivamente. En cuanto al 2008, el valor medio mensual máximo correspondió al mes de junio, con poca diferencia en el mes anterior de mayo, siendo 5.80 y $5.09 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, respectivamente. En este punto destacamos que los máximos alcanzados por la RE_{eco} se registran aproximadamente un mes más tarde, en junio, en comparación con los máximos alcanzados por la GPP que se dan en mayo principalmente. Otra discrepancia a destacar, es el valor medio mensual observado para el mes de marzo de 2007, cuyo valor de $3.24 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ fue casi igual al alcanzado en el siguiente mes de abril, $4.15 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, y superior a los valores obtenidos para los meses de marzo de los dos años siguientes que fueron de 2.28 y $1.82 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ para 2008 y 2009, respectivamente.

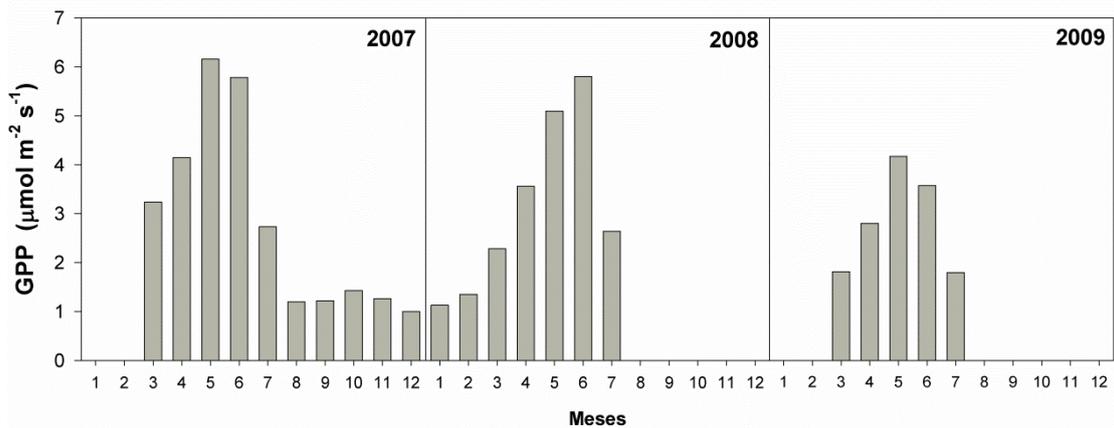


Figura 5.9 Variación estacional de los promedios mensuales estimados de GPP durante el periodo de medidas.

Los valores diarios de GPP oscilaron entre 0.42 y 8.21 g C m⁻² día⁻¹ para los días 20 de noviembre de 2007 y 14 de mayo de 2007, respectivamente. Por lo tanto, la GPP diaria máxima alcanzada fue de 30.10 g CO₂ m⁻² día⁻¹, siendo este un valor dentro del rango aceptable encontrado en bibliografía, entre 16.9 y 63.6 g CO₂ m⁻² día⁻¹, para pastizales europeos (Gilmanov *et al.*, 2007). En la referencia anterior, valores similares al nuestro fueron encontrados en un pastizal árido seminatural en Hungría, 20.3 g CO₂ m⁻² día⁻¹, con una precipitación media anual prácticamente igual a la nuestra (450 mm frente a los 445.7 mm de nuestro ecosistema). El valor que hemos obtenido como fotosíntesis total máxima diaria también fue similar a los 28 g CO₂ m⁻² día⁻¹ estimados sobre una estepa del centro de Asia (Gilmanov *et al.*, 2004).

Regresando al capítulo III y observando la figura 3.19, ya podíamos vaticinar importantes diferencias en la estimación de la GPP en cada uno de los años de medida, debido a los cambios significativos que se producen en las variables más influyentes en el comportamiento de los flujos de CO₂. Así, comprobamos que la GPP_{obs} obtenida para los PMI de 2007, 2008 y 2009 ha sido 698.42, 613.10 y 448.46 g C m⁻² año⁻¹, respectivamente (ver figura 5.10). Estos valores también son similares a los observados en un cultivo de trigo de invierno, cereal comúnmente cultivado en las parcelas adyacentes a nuestra estación experimental, donde hallaron valores de 603 y 728 g C m⁻² durante su correspondiente periodo de crecimiento vegetativo (Yan *et al.*, 2009).

El valor promedio de la tasa fotosintética (GPP) obtenido durante el año base fue de $4.93 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ($2.66 \text{ g C m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$). En los periodos de máximo interés los valores promedios fueron de $6.42 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ o ($4.63 \text{ g C m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$), $4.67 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ($4.01 \text{ g C m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) y $134.11 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ($2.89 \text{ g C m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) para los PMI de 2007, 2008 y 2009, respectivamente. Es importante enfatizar el hecho de que el valor promedio de GPP durante el PMI de 2009 sufrió un descenso tan importante que llega a ser inferior al valor promedio obtenido durante el primer año completo de medidas, en el que se cuantifica la fotosíntesis total, incluyendo obviamente épocas de senescencia y del letargo característico del invierno.

Con el fin de tener una idea de la actividad fotosintética del ecosistema en cada uno de los 3 años naturales que comprende nuestro periodo de estudio y realizar la consiguiente comparativa interanual, hemos decidido utilizar la dependencia funcional lineal entre el parámetro biofísico LAI de MERIS y los compuestos de 8 días del GPP observado, dado el satisfactorio coeficiente de determinación resultante de esa regresión lineal entre ambos parámetros y que detallaremos en el siguiente capítulo (ver ecuación 6.11). Por lo tanto, utilizamos dicha ecuación para rellenar los huecos de GPP_{obs} y así calcular una estimación anual de GPP. Siguiendo este procedimiento, las estimaciones anuales de la GPP observada para los años 2007, 2008 y 2009 han sido de 1004.4, 937.9 y 808.0 $\text{g C m}^{-2} \text{ año}^{-1}$, respectivamente (ver figura 5.10). Según estos cálculos, la media anual de la GPP observada estimada a partir de los 3 años de medidas aquí estudiados fue de $916.8 \text{ g C m}^{-2} \text{ año}^{-1}$. A partir de estas estimaciones podemos afirmar que la capacidad fotosintética de este ecosistema agrícola rural fue mayor durante el año 2007, viéndose ligeramente reducida el siguiente año, 2008, con condiciones meteorológicas de similares características al 2007, como ya vimos en el capítulo III. Sin embargo cabe resaltar la severa reducción de la capacidad de asimilación de CO_2 por parte del ecosistema que tiene lugar durante el año 2009 y que presumiblemente atribuimos a los efectos de la sequía detectada el último año de medidas.

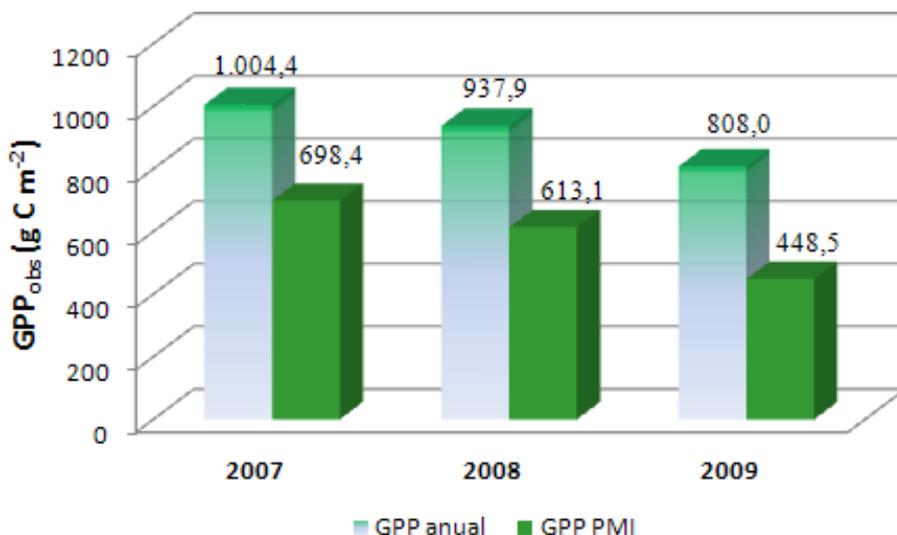


Figura 5.10 Variación interanual de la cantidad integrada de GPP observada para cada uno de los PMI de los años 2007, 2008 y 2009 (barra color verde), y comparativa con las sumas anuales de GPP para cada uno de los 3 años de medida, estimadas con los valores observados disponibles y con el relleno de huecos según la regresión lineal en función del LAI de MERIS.

V.3.2.2 Ciclos diarios de GPP

Las máximas tasas fotosintéticas se presentaron en las horas centrales del día, en torno al mediodía, que corresponde al momento de máxima radiación solar incidente (ver figura 5.11). Destacar que en promedio, la máxima tasa de GPP alcanzada fue $8.85 \pm 0.18 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ y se observa aproximadamente una hora antes del mediodía solar (12:00 GMT) y no exactamente en el meridiano solar, efecto comúnmente llamado histéresis, y que ya se ha explicado anteriormente. Este comportamiento se justifica porque a altas densidades de flujo de fotones (PAR) la fotosíntesis se inhibe debido a un cierre estomático por parte la vegetación, con el fin de evitar pérdidas de agua que causen su desecamiento.

En la figura 5.12 podemos observar los ciclos diarios que siguen los datos de GPP_{obs} en cada uno de los PMI de cada uno de los años. La tasa media de GPP obtenida en el PMI de 2009 es un 38% más baja que la obtenida en el PMI de 2007 y un 27% más baja que la del 2008 (ver tabla 5.4). Hemos llevado a cabo un análisis de la varianza (ANOVA) para obtener el valor medio de cada media hora en cada uno de los PMI (representados en la figura 5.12 por la línea roja).

Los valores más altos de la tasa fotosintética bruta se dieron entre las 10:30 y 11:30 (GMT), con valores de 10.67 ± 0.32 , 8.89 ± 0.32 y $6.54 \pm 0.19 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ para 2007, 2008 y 2009, respectivamente. Esto significa que los valores máximos en 2008 y 2009 se redujeron un 83 y un 61% con respecto al año base 2007. El valor medio máximo del 2007 aparece más temprano, a las 10:30 (GMT), provocando esto una cierta histéresis en los valores medios de la GPP. A pesar de que los máximos valores semihorarios de GPP alcanzados en el PMI de los años 2007 y 2008 tuvieron el mismo orden de magnitud, sin embargo los valores medios (representados en la figura por la línea roja) fueron considerablemente más altos en el PMI del 2007 que en el año 2008. Esto nos explica por qué la cantidad total acumulada en el PMI del 2008 fue menor que aquella acumulada en el PMI del 2007.

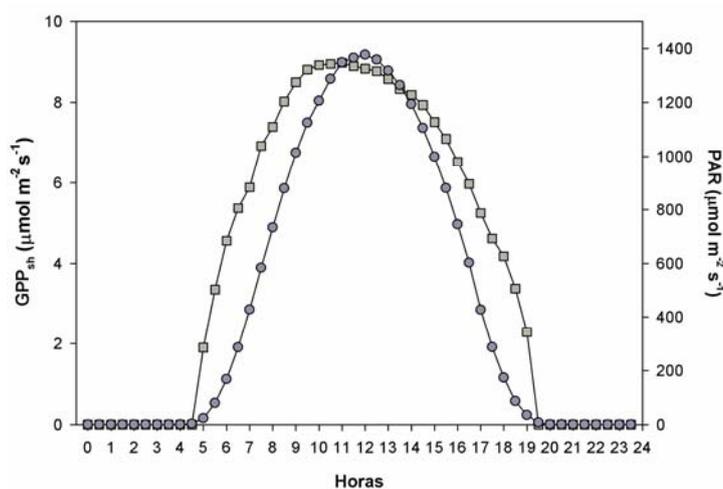


Figura 5.11 Ciclo diario de la GPP (símbolos cuadrados) y PAR (círculos) para los periodos de máximo interés.

Tabla 5.4 Valores medios de la tasa fotosintética bruta para cada uno de los 3 PMI del periodo de medidas y algunos de sus estadísticos asociados.

PMI	\overline{GPPins} ($\mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$)	Error estándar	Máximo valor ($\mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$)
2007	7.52	0.07	21.86
2008	6.42	0.06	21.75
2009	4.67	0.04	14.98

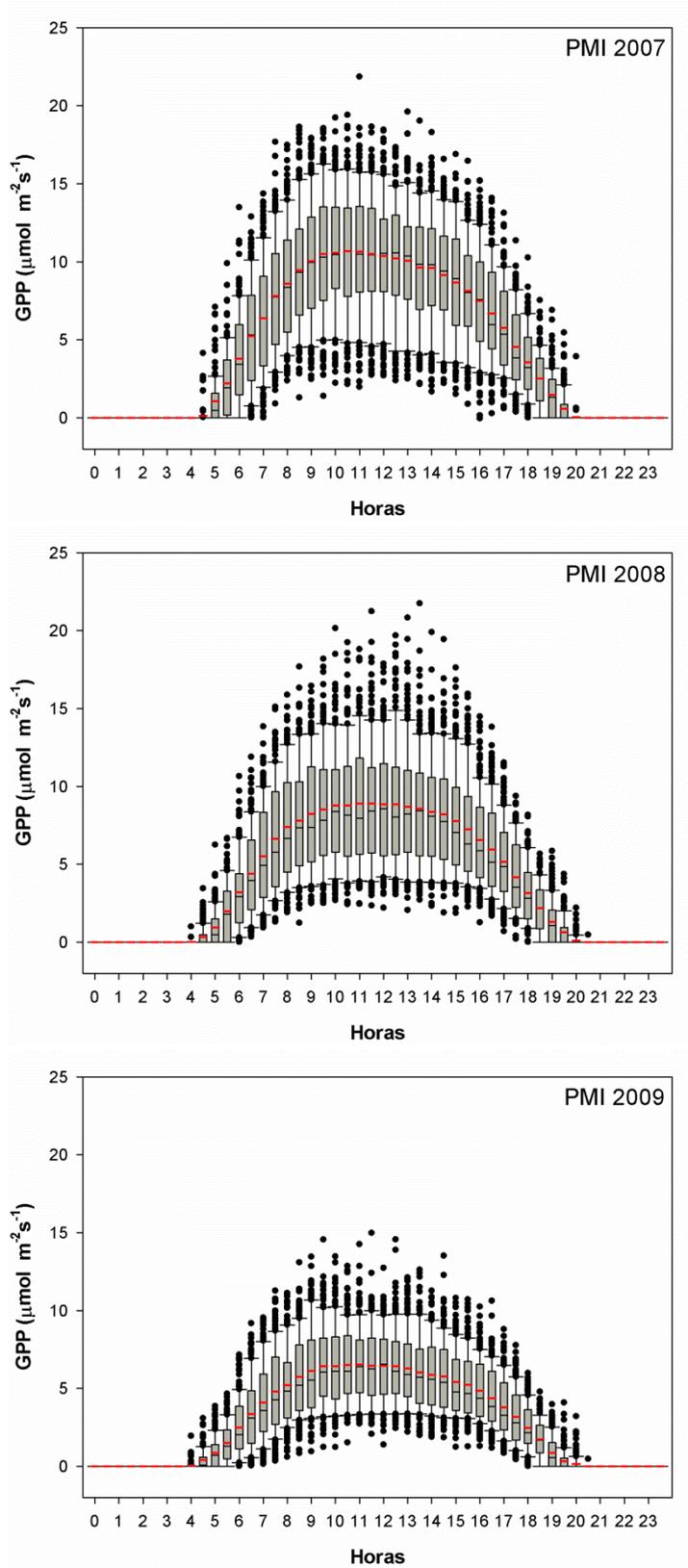


Figura 5.12 Ciclo diario de los datos semihorarios de GPP durante cada uno de los periodos de máximo interés de los años 2007, 2008 y 2009. En el gráfico se representa la totalidad de los datos.

Se evidencia una vez más, el hecho de que el 2009 fue un año menos activo en términos ecofisiológicos, alcanzando valores más bajos de fotosíntesis bruta, resultado que hemos atribuido a las condiciones de sequía presentes en dicho año.

V.3.3 CONTRIBUCIÓN DE CADA UNO DE LOS COMPONENTES PRINCIPALES DE LOS FLUJOS DE CO₂

Las figuras 5.13 y 5.14 muestran las variaciones estacionales de la NEE, GPP y RE_{eco} diaria en el desarrollo de medidas de este estudio, tanto para el año base como para los tres periodos de máximo interés del 2007 al 2009. Podemos detectar tres escenarios distintos durante el año base según la capacidad fotosintética que el ecosistema presentó. Desde el DOY 60 hasta aproximadamente el DOY 190, el CIBA actuó claramente como sumidero de CO₂, dado que los valores de GPP fueron superiores a los de RE_{eco}, resultando en valores de NEE negativos. Un poco antes de la finalización del PMI de 2007, esta tendencia cambia, igualándose los valores de GPP y de RE_{eco}, y por lo tanto NEE fue cercano a cero. Este escenario de neutralidad en cuanto al balance de carbono dura hasta aproximadamente el DOY 240 y se repite en los meses de invierno, desde el DOY 300 hasta el 75 del siguiente año 2008. Otro escenario diferente fue detectado entre los DOY 240 y 300 aproximadamente, que corresponde al inicio del otoño, en el que las primeras lluvias tras el periodo seco y las suaves temperaturas, incrementan la respiración del ecosistema por encima de los valores de GPP y resultando en una NEE positiva, actuando en este caso el CIBA como fuente de CO₂. Los resultados muestran que la capacidad del ecosistema respecto al balance de carbono para este agroecosistema varió acorde a las fluctuaciones de los factores ambientales y que estos fueron la principal explicación de la variabilidad diaria, estacional e interanual de los datos representados. Como muestra, podemos observar en las gráficas, días en los que NEE toma valores positivos o cercanos a cero dentro de la fase categorizada como sumidero. Dichos valores se corresponden a días inmediatamente posteriores a eventos de lluvia (ver figura 3.18), véase los DOY

115-116, 140-141 y 167 del año 2007, los DOY 99-101, 129-131 y 152 de 2008 y los 104-107, 143-145 y 163-166 de 2009.

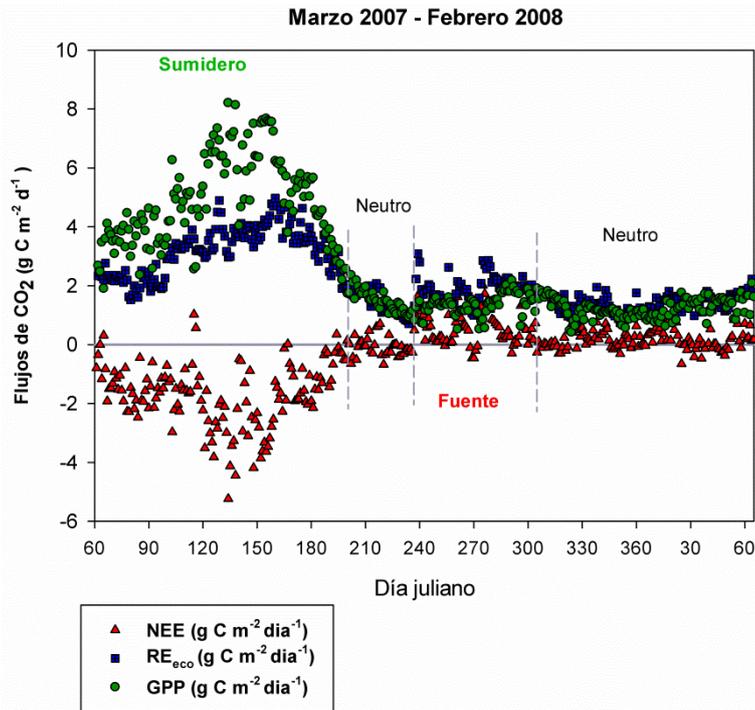


Figura 5.13 Evolución estacional de los valores diarios de GPP_{obs} , RE_{eco} y NEE durante el primer año de medidas.

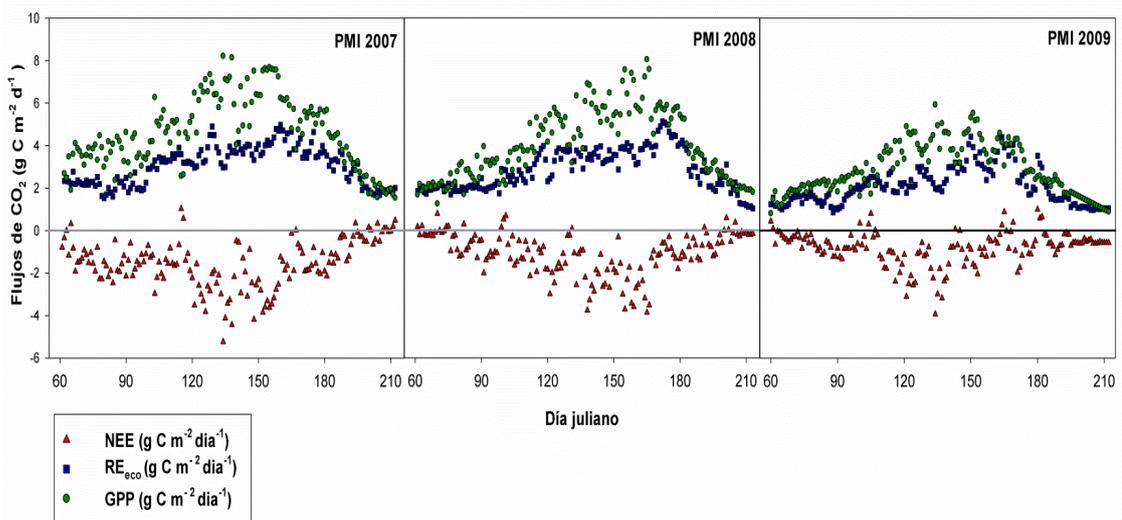


Figura 5.14 Evolución estacional de los valores diarios de GPP_{obs} , RE_{eco} y NEE en los PMI de los tres años de medida 2007, 2008 y 2009.

Las figuras 5.15 y 5.16 muestran GPP, RE_{eco} y NEE acumulativamente, de manera que también podemos identificar los tres posibles escenarios descritos anteriormente. Cuando la pendiente de la curva de NEE es fuertemente negativa el ecosistema actúa de sumidero de carbono, y es fuente cuando la pendiente se invierte y el valor acumulado tiende a ser menos negativo, como se aprecia claramente en el año base, desde el DOY 240 al 300. Las situaciones de neutralidad aparecen marcadas como mesetas planas en las curvas de NEE, como ocurre al final del primer año de medidas. Como compendio de los resultados ya mencionados, tenemos que los valores acumulados de GPP, RE_{eco} y NEE para el año base fueron 969.4, 791.0 y -180.9 g C m⁻² año⁻¹, respectivamente. Para el PMI de 2007, estos valores fueron 698.4, 462.7 y -238.4 g C m⁻² año⁻¹, para el PMI de 2008 fueron 613.1, 438.1 y -168.6 g C m⁻² año⁻¹, y para el PMI de 2009 fueron 448.5, 320.9 y -127.2 g C m⁻² año⁻¹, respectivamente.

En la figura 5.16 podemos apreciar cómo en el año 2008, la curva de NEE toma valores negativos con un retraso importante con respecto al año 2007 y que alcanza antes la neutralidad, indicando el adelanto de la senescencia de la vegetación en ese año. El mismo efecto ocurre de manera similar en el año 2009, aunque lo más destacado aquí es la reducción de los mínimos valores alcanzados de NEE, RE_{eco} y GPP.

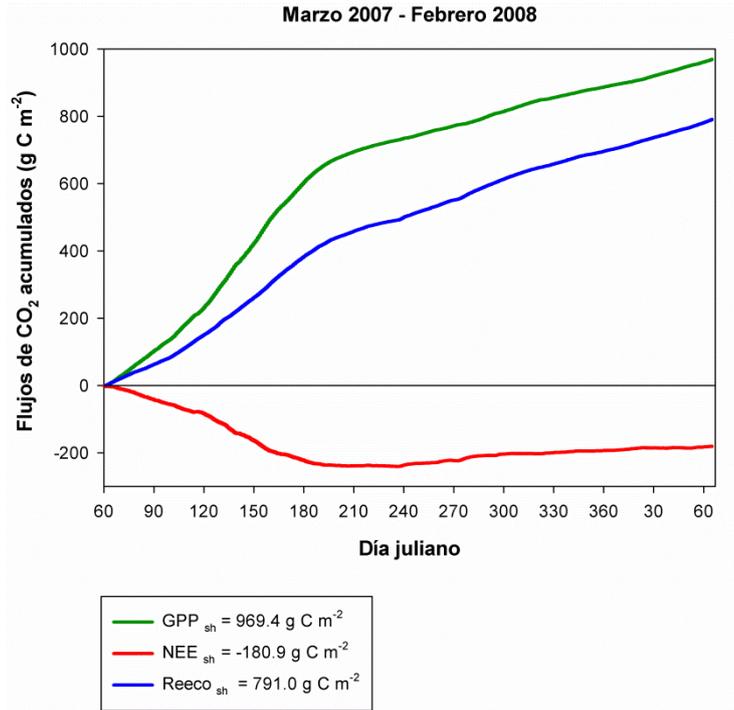


Figura 5.15 Valores acumulados de los 3 principales componentes de flujos de carbono, GPP_{obs} , RE_{eco} y NEE , en los PMI durante el primer año de medidas.

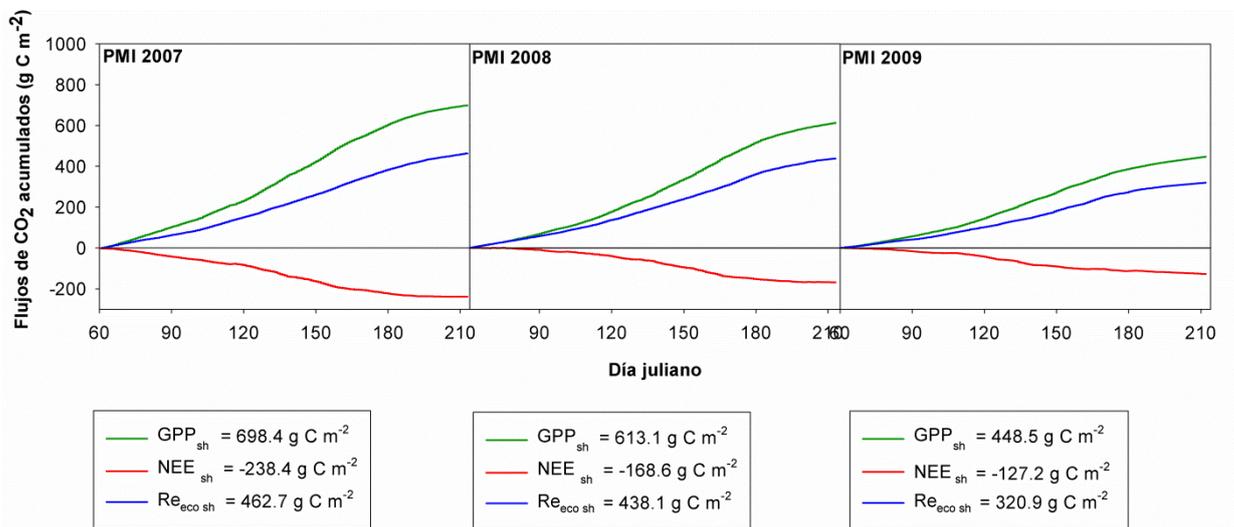


Figura 5.16 Valores acumulados de los 3 principales componentes de flujos de carbono, GPP_{obs} , RE_{eco} y NEE , en los PMI de los tres años de medida 2007, 2008 y 2009.

Si cuantificamos la contribución a la respiración total del ecosistema del PMI de 2007 frente a la suma anual del año base, obtenemos que un 58% del CO₂ respirado por el ecosistema en su conjunto, tiene lugar en los 5 meses del PMI. Este porcentaje comparado al obtenido, un 80%, por la contribución a los flujos netos de CO₂ (NEE) durante el PMI del año base nos lleva a pensar que el término de respiración es prácticamente igual de importante o cuantioso a lo largo del año, no existiendo diferencias tan significativas entre distintos meses, tal y como ocurría con el NEE.

Análogamente, siendo 698.42 g C m⁻² la cantidad de CO₂ asimilado en el PMI de 2007 y 969.35 g C m⁻² año⁻¹ la GPP anual obtenida mediante la técnica EC durante el primer año completo de medidas, obtenemos que un 72% de la cantidad total anual de carbono asimilado por la vegetación mediante el proceso fotosintético tiene lugar en los 5 meses comprendidos en el PMI. Este es un porcentaje, que está dentro del rango esperado según otros trabajos encontrados en bibliografía, por ejemplo, Allard *et al.* (2008) determinaron que el 83% de la cantidad total anual de carbono asimilado por la vegetación tuvo lugar en el PMI.

El cociente entre la respiración anual del ecosistema y la fotosíntesis anual bruta indica qué porción del carbono asimilado es utilizado por el ecosistema en la respiración. Dicho con otras palabras, la relación RE_{eco}/GPP determina la capacidad de sumidero de CO₂ que posee un ecosistema. En nuestro caso, este cociente es 0.81, dentro del rango esperado encontrado en bibliografía (Law *et al.*, 2002). Por lo tanto, la eficiencia de secuestro de carbono neto (1 – RE_{eco}/GPP) fue del 19% (Jassal *et al.*, 2007). Durante los 5 meses del periodo de crecimiento vegetativo (PMI) la cantidad de dióxido de carbono respirada por el ecosistema (RE_{eco}) constituyó el 66, 71 y 72%, del CO₂ total asimilado por fotosíntesis (GPP) para 2007, 2008 y 2009 respectivamente, indicando que en estos periodos nuestro ecosistema aumenta su capacidad como sumidero terrestre de carbono. Este resultado es lógico dado que es en ésta época cuando la fotosíntesis tiene prevalencia sobre la respiración de manera mucho más acusada. Estos porcentajes son satisfactorios, ya que según bibliografía, la respiración de un cultivo puede representar del 40 al 50% del carbono asimilado

por fotosíntesis en buenas condiciones por los cultivos, pero que con bajos niveles de radiación y/o alta temperatura esta fracción puede ser mucho mayor (Loomis y Connor, 2002). Además, tenemos que tener en cuenta que la respiración estimada aquí no sólo proviene de la vegetación presente en el ecosistema sino que además tiene en cuenta la propia respiración del suelo procedente de la actividad microbiana (respiración heterótrofa) y de la respiración de las raíces vegetales (respiración autótrofa), por lo que el porcentaje será aún mayor, siendo totalmente consistente el 81% que hemos obtenido. Encontramos en la bibliografía otro dato que sostiene la verosimilitud de este porcentaje obtenido, y es que según Baldocchi *et al.* (2008), en general, se pierden $77 \text{ g C m}^{-2} \text{ año}^{-1}$ de carbono por la respiración del ecosistema por cada $100 \text{ g C m}^{-2} \text{ año}^{-1}$ ganados mediante la fotosíntesis bruta, siempre y cuando, el ecosistema no haya experimentado una perturbación reciente y significativa, tal como una tala o daños por fuego (Baldocchi, 2008). Porcentajes del mismo orden han sido obtenidos por otros autores. RE_{eco} supone el $81 \pm 14\%$ de la GPP en emplazamientos de la red Euroflux y para un bosque de pinus pinaster cercano a Burdeos fue del 76% (Berbigier *et al.*, 2001). En un pastizal alpino de China se obtuvo un porcentaje del 74% (Zhang *et al.*, 2012), y porcentajes mayores, en torno al 90 y 92%, se obtuvieron sobre un pastizal en la Meseta de Edwards en Texas (Kjelgaard *et al.*, 2008).

Otros autores se han centrado en analizar el cociente entre GPP y RE_{eco} para entender si el ecosistema está almacenando carbono, si está en equilibrio cuando el NEE es aproximadamente cero o si es una fuente de carbono que libera CO_2 a la atmósfera. Se asume entonces que $z = \text{GPP}/RE_{\text{eco}}$. Así, si $z = 1$ el sistema está en equilibrio y si $z > 1$ el ecosistema estará almacenando carbono o contrariamente cuando $z < 1$ el ecosistema actuará de fuente (Falge *et al.*, 2002). En la figura 5.17 representamos este cociente para todos los días del primer año de medidas, así podemos identificar los días en que el ecosistema actuó de sumidero y en cuáles de fuente. Predominan los días con GPP mayor que RE_{eco} durante el PMI; análogamente, los días con RE_{eco} mayor que GPP predominan durante los meses de agosto y septiembre y los meses de invierno.

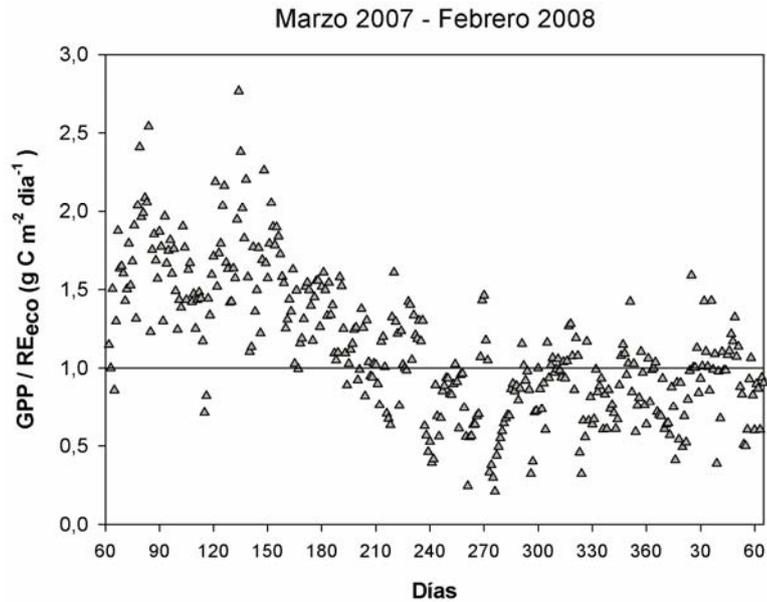


Figura 5.17 Evolución estacional de los cocientes de GPP/RE_{eco} a escala diaria durante el primer año de medidas. Los puntos que están por encima de la línea representan días en los que la fotosíntesis predominó sobre la respiración y viceversa.

V.4 CONCLUSIONES

En zonas semiáridas como el ecosistema que aquí presentamos, la variable que determina la disponibilidad de agua por parte del suelo, aquí representada por la fracción evaporativa, EF, es la que más influencia tiene para explicar la variabilidad de la respiración, aunque todavía ésta siga siendo dependiente de la temperatura. Este comportamiento ya se ha observado en otros ecosistemas similares al nuestro (Baldocchi, 2008).

Hemos detectado cómo el régimen pluviométrico acontecido en un determinado periodo, tiene una influencia notoria en la respiración del ecosistema, provocando un aumento considerable de ésta tras un evento de lluvias.

El ciclo diario de GPP reflejó una respuesta característica de los ecosistemas limitados por el agua, como el caso de ecosistemas semiáridos, exhibiendo así una tasa fotosintética máxima antes del mediodía solar (12:00 GMT) y una consiguiente histéresis en la respuesta fotosintética a la luz. Dicha histéresis a menudo dio como consecuencia, tasas de asimilación fotosintéticas

substancialmente más grandes por la mañana que aquellas dadas por la tarde para una misma cantidad de luz o PAR (Jenerette *et al.*, 2009).

La evolución de la GPP ha mostrado una marcada estacionalidad de los datos claramente influenciada por la fluctuación de los factores ambientales. Los máximos valores de GPP se presentaron en el mes de mayo para los años 2007 y 2009 o en el mes de junio para el año 2008, y los mínimos valores en invierno. Sin embargo, los máximos valores estimados de RE_{eco} se registraron en el mes de junio para cada uno de los años, evidenciando un retraso aproximadamente de un mes en la aparición de los máximos valores de RE_{eco} con respecto a los alcanzados por la GPP. Otra diferencia significativa entre los componentes principales del intercambio neto de carbono es que existe una mayor diferencia entre los valores máximos y mínimos en la RE_{eco} en detrimento de la diferencia encontrada en los valores de la GPP. De especial interés resultó que el pico del valor máximo de GPP en 2008 estuviera retrasado un mes con respecto al mostrado en 2007 y 2009. Es probable que este retardo en los valores máximos junto con el hecho de que el valor medio mensual de marzo de 2007 fue muy superior a los valores dados para este mismo en los dos años siguientes, hayan sido la causa de la menor GPP acumulada en el PMI del 2008 con respecto al año anterior y de la inferior cantidad GPP anual estimada para ese mismo año. Esto podría haberse debido a que, tras el pico máximo de actividad fotosintética, la vegetación, ha dispuesto de menos tiempo de desarrollo vegetativo antes del comienzo de las altas temperaturas que maduran repentinamente el cereal, y la vegetación herbácea en general, y dan por lo tanto por finalizado el periodo de crecimiento vegetativo. Este aumento de las temperaturas y el aumento del déficit de presión de vapor por parte de la atmósfera, también provocaron un brusco descenso en los valores de GPP, destacando que en 2009, esta disminución de la GPP tuvo lugar antes. Tras esta brusca disminución de la capacidad fotosintética del ecosistema, se pudo observar una leve recuperación de ésta por el mes de octubre, como consecuencia de las lluvias acaecidas en septiembre y las aún suaves temperaturas que favorecen el rebrote de vegetación y la reactivación de la microflora y de las raíces del suelo.

Los valores acumulados de GPP y RE_{eco} para el año base fueron 969.4 y 791.0 $g C m^{-2} año^{-1}$, respectivamente. Las cantidades acumuladas de GPP para los PMI de cada uno de los años fueron, 698.42, 613.10 y 448.46 $g C m^{-2} año^{-1}$. Para RE_{eco} estos valores fueron 462.7, 438.1 y 320.9 $g C m^{-2} año^{-1}$ para 2007, 2008 y 2009, respectivamente. Estos resultados demuestran la alta sensibilidad de nuestro ecosistema a la sequía, ya que el PMI del año 2009 presentó condiciones ambientales de sequía, con altas temperaturas y escasa precipitación, con 70.4 mm por debajo de la media histórica, destacando la anomalía ocurrida en los meses de marzo y mayo, con una muy escasa precipitación.

Durante el primer año de medidas, la cantidad estimada de dióxido de carbono respirada por el ecosistema (RE_{eco}) constituyó el 81% del CO_2 total asimilado por fotosíntesis (GPP). Este porcentaje se vio reducido para los PMI, siendo 66, 71 y 72% para los años 2007, 2008 y 2009, respectivamente.

Capítulo VI

*ESTIMACIÓN DE LA GPP
MEDIANTE EL USO DE
TELEDETECCIÓN Y LA
APLICACIÓN DE UN
MODELO LUE*



VI.1 INTRODUCCIÓN

En los últimos años, se ha demostrado que la teledetección puede ayudar a mejorar las estimaciones de la producción primaria bruta (GPP). Cada vez es más frecuente usar imágenes de satélite como herramienta para el estudio del estado fenológico de la vegetación mediante los índices de vegetación obtenidos. Éstos pueden ser utilizados para estimar los parámetros biofísicos que sirven como variables de entrada en los modelos que simulan la transferencia de masa y energía en el sistema suelo-planta-atmósfera, e incluso en modelos climáticos (Glenn *et al.* 2008). En el caso concreto de la estimación de la GPP, es común la aplicación de un modelo LUE que requiere principalmente como variables de entrada del modelo, datos meteorológicos como el PAR y el parámetro biofísico fAPAR.

Para poder seguir el estado fenológico de la vegetación objeto de estudio, se han recogido distintos parámetros biofísicos obtenidos mediante series temporales de imágenes del satélite MERIS, sobre un ecosistema rural agrícola, las cuales tienen una resolución espacial consistente con el alcance de las medidas de flujos. Uno de estos parámetros biofísicos (fAPAR) ha sido usado para desarrollar un modelo LUE (ECIBA-LUE), el cual posteriormente calibraremos con las medidas realizadas in situ para hallar un valor de la eficiencia en el uso de la luz óptimo y específico de nuestro ecosistema, ϵ_{max} , y así finalmente obtener la dinámica evolutiva de una GPP modelada (GPP_{mod}).

VI.2 DESCRIPCIÓN DEL SENSOR MERIS/ENVISAT

MERIS es un sensor óptico a bordo del satélite europeo ENVISAT ubicado a 800 km de altitud, que mide la radiación solar reflejada por la Tierra en 15 bandas espectrales dentro del espectro visible (VIS) e infrarrojo cercano (IRC), con longitud de onda y ancho de banda programable en un rango espectral entre los 390 nm y los 1040 nm (ver tabla 6.1). La resolución temporal o tiempo de revisita de MERIS es de 3 días, es decir, ese es el tiempo que tarda el satélite en pasar por la misma zona de la Tierra, obteniendo así una cobertura global de la Tierra en 3 días, aunque el ciclo de repetición del sensor MERIS es de 35 días

(501 orbitas), esto es, el tiempo que tarda el sensor en volver a sobrepasar una zona exactamente por el mismo punto. Este instrumento escanea la Tierra con una resolución espacial de hasta 300 m en el nadir que proporciona datos de alta resolución (FR, o Full Resolution). Las imágenes que hemos utilizado en este trabajo tienen una resolución espacial reducida (RR, *Reduced Resolution*) cubriendo cada pixel una superficie terrestre de 1040 m x 1160 m. Esta resolución cercana a 1 km, es la que se utiliza normalmente en la bibliografía (Running *et al.*, 2000; Wylie *et al.*, 2004; Reichstein *et al.*, 2007).

Tabla 6.1 Características de las 15 bandas espectrales del sensor MERIS.

Nº Banda	λ del centro de la banda (nm)	Ancho de banda (nm)
1 (VIS)	412.5	10
2 (VIS)	442.5	10
3 (VIS)	490	10
4 (VIS)	510	10
5 (VIS)	560	10
6 (VIS)	620	10
7 (VIS)	665	10
8 (VIS)	681.25	7.5
9 (VIS)	708.75	10
10 (VIS)	753.75	7.5
11 (VIS)	760.625	3.75
12 (VIS)	778.75	15
13 (IRC)	865	20
14 (IRC)	885	10
15 (IRC)	900	10

VI.3 DESCRIPCIÓN, ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE LOS PRODUCTOS MERIS UTILIZADOS

De los 4 productos que obtendremos mediante teledetección a partir de las imágenes de MERIS, queremos destacar la importancia del LAI y de fAPAR, ya que son los dos parámetros biofísicos que usaremos en esta memoria. Ambos parámetros son considerados “variables climáticas esenciales” (ECV) en el ámbito de la superficie terrestre por parte del Sistema Mundial de Observación del Clima (SMOC, o GCOS en la nomenclatura anglosajona), dado que son variables clave en disciplinas relacionadas con el cambio climático (Global Climate Observing System (GCOS) Steering Committee, 2010).

Fracción de radiación fotosintéticamente activa absorbida (fAPAR)

fAPAR es un parámetro adimensional que mide la fracción de la radiación solar incidente en la parte superior del dosel vegetal que contribuye a la actividad fotosintética de las plantas. Por lo tanto, es el resultado de dividir la cantidad de radiación absorbida entre la cantidad total de radiación fotosintéticamente activa incidente:

$$fAPAR = \frac{APAR}{PAR} \quad (\text{Ec. 6.1})$$

fAPAR es un indicador fundamental del estado de las cubiertas vegetales relacionado con la cantidad y vigor de la vegetación (<http://www.aet.org.es/congresos/xiii/cal105.pdf>). Por lo tanto, fAPAR indica la presencia y productividad de la vegetación en buen estado, de ahí su incidencia en las estimaciones de los flujos de carbono. Así en el contexto del cambio climático, obteniendo datos espacialmente distribuidos de fAPAR se puede conseguir información de la fortaleza y ubicación de los sumideros terrestres de carbono. Esto puede ser de gran interés para corroborar la efectividad de los mecanismos a implantar mediante el Protocolo de Kyoto (Global Climate Observing System (GCOS) Steering Committee, 2010). Por todo ello, fAPAR está comúnmente aceptada como un parámetro biofísico fundamental en el

marco del cambio climático, siendo una variable clave en los modelos de ecosistemas. En este contexto, veremos más adelante que fAPAR es un parámetro clave en la aplicación de un modelo de eficiencia de uso de la luz para la estimación de la GPP. Además, ya ha sido destacada la capacidad que el parámetro fAPAR de MERIS tiene para detectar sequías, dado que una consecuencia de la sequía es una reducción de la radiación interceptada, y por lo tanto de fAPAR (Rossi *et al.*, 2008). En la referencia anterior el parámetro fAPAR se obtuvo mediante el algoritmo MGVI y no con el TOCVEG que nosotros usamos en la presente memoria, pero ambos provienen del sensor MERIS.

Índice de área foliar (LAI)

El LAI mide la cantidad de materia foliar verde por unidad de superficie de terreno, siendo una variable adimensional (m^2 de superficie de hoja verde / m^2 de terreno). Es uno de los parámetros más útiles para caracterizar el estado fenológico de la vegetación y es una variable clave que aparece en muchos modelos que describen interacciones entre la vegetación y la atmósfera. Si nos centramos en el intercambio de CO_2 en dicha interfase, durante el PMI es cuando las plantas experimentan una mayor tasa de crecimiento a causa de las condiciones meteorológicas y a la mayor energía lumínica interceptada, lo que se traduce en magnitudes más altas de radiación fotosintéticamente activa (PAR) captada por un vegetal y usada para la fijación bruta de CO_2 en la fotosíntesis. En el contexto de un suelo agrícola, cabe destacar que los cultivos anuales generalmente captan el mayor porcentaje de la radiación disponible cuando el desarrollo del área foliar está completo (Szeicz, 1974), es decir cuando el índice de área foliar (LAI) es máximo. Aquí radica la importancia del seguimiento de éste parámetro y su relación con el ciclo de carbono.

Adquisición y procesamiento

Las imágenes del instrumento multispectral MERIS fueron facilitadas por la Agencia Espacial Europea (ESA) tras la aceptación de un proyecto CAT -1 presentado por el grupo investigador. La adquisición de las imágenes se realizó a través de MERCI, que es un sistema que incluye todos los datos consolidados de

MERIS de resolución reducida (MER_RR) y de los niveles de procesamiento L1b y L2 (MER_RR_1P / MER_RR_2P) desde 2002 hasta la actualidad. Esta plataforma permite al usuario la descarga directa de los datos requeridos.

Básicamente, los datos de MERIS se diferencian en “niveles” según el tratamiento de procesamiento que se les haya dado. Así, el nivel 0 solo contiene valores en bruto, las imágenes de nivel 1 (L1b) proporcionan los valores de la radiancia percibidas en el sensor desde lo alto de la atmósfera, y las imágenes de nivel 2 (L2) proporcionan valores de reflectividad de la superficie terrestre combinados con productos de parámetros geofísicos ya calculados.

Para discernir cuál de los dos niveles de procesamiento, facilitados por la interfaz de usuario MERCI, debíamos emplear en este estudio, nos hemos basado en los resultados obtenidos en un estudio que habíamos llevado a cabo previamente con el fin de crear una rutina para la adquisición y procesamiento de imágenes de MERIS. En dicho estudio, se compararon los valores obtenidos de los parámetros biofísicos LAI y fAPAR procedentes de imágenes de MERIS, tanto de nivel de procesamiento L1b, como L2, para los años comprendidos entre 2003 y 2006, ambos inclusive (Sánchez *et al.*, 2008). El número de imágenes con información del CIBA que fueron procesadas en dicho estudio, y que a su vez contenían un dato válido, fue de 538 para el nivel L1b y de 408 para el nivel L2. Ya con esto, deducimos que las imágenes del nivel 2 tienen un filtrado de depuración de datos más estricto y por ello tuvimos menor cantidad de imágenes. El procesamiento del total de imágenes MERIS ha sido llevado a cabo mediante el software de libre disposición de la ESA, Beam VISAT versión 4.5.1, aplicando el algoritmo Top-Of-Atmosphere Vegetation Processor, TOAVEG (Baret *et al.*, 2006b) para las imágenes MERIS L1b y el Top-Of-Canopy Vegetation Processor, TOCVEG (Baret *et al.*, 2006a) para las imágenes MERIS L2. Las bandas espectrales 11 y 15 no son usadas por el algoritmo TOAVEG y a éstas se suman las bandas 1 y 2 en el algoritmo TOCVEG. Ambos algoritmos están basados en el entrenamiento de redes neuronales mediante la inversión de los modelos de transferencia radiativa SAIL y PROSPECT para obtener productos biofísicos terrestres a partir de las reflectancias observadas por un determinado número de bandas de MERIS (Bacour *et al.*, 2006).

Como ya se mencionó en el apartado anterior, dado que el ciclo de repetición del sensor MERIS es de 35 días, puede resultar difícil saber si un píxel en concreto incluye toda el área de alcance de las medidas EC. Por ello, no sólo hemos extraído el valor del píxel centrado en el CIBA, sino también la información recogida en los 9 píxeles circundantes, en una matriz 3 x 3 centrada en nuestro punto de muestreo (CIBA) para cada uno de los niveles de procesamiento. La práctica de considerar un área de información satelital de 9 píxeles es habitual (Giménez *et al.*, 2008; Chasmer *et al.*, 2009). Posteriormente determinaremos cuál es el área de información más conveniente para llevar a cabo nuestro objetivo. No obstante, Sims *et al.* (Sims *et al.*, 2006a; Sims *et al.*, 2006b), utilizando imágenes MODIS, demostraron que los índices de vegetación (IV) medidos sobre un área mayor, de 3 x 3 píxeles ($\approx 3 \times 3$ km), producían mejores correlaciones con el GPP observado con la torre de flujo que las obtenidas con el valor únicamente del píxel central (≈ 1 km). Por lo tanto, llegaron a la conclusión de que el uso de un área más grande de píxeles mejora la predicción de GPP a partir de IV. Estos autores también destacan la necesidad de llevar a cabo más estudios que evalúen la fuerza de esas correlaciones en función del área de píxeles seleccionada. Así pues, del mismo modo calcularemos en un apartado posterior los coeficientes de determinación obtenidos al aplicar un modelo lineal entre los parámetros biofísicos extraídos de las imágenes MERIS que usaremos en este trabajo, y las medidas de GPP estimadas en superficie mediante el sistema EC. Tras esto, elegiremos los parámetros biofísicos que mejor correlación den en global, según su área de extracción de información (1 píxel central o 3 x 3 píxeles) para el resto de nuestro análisis.

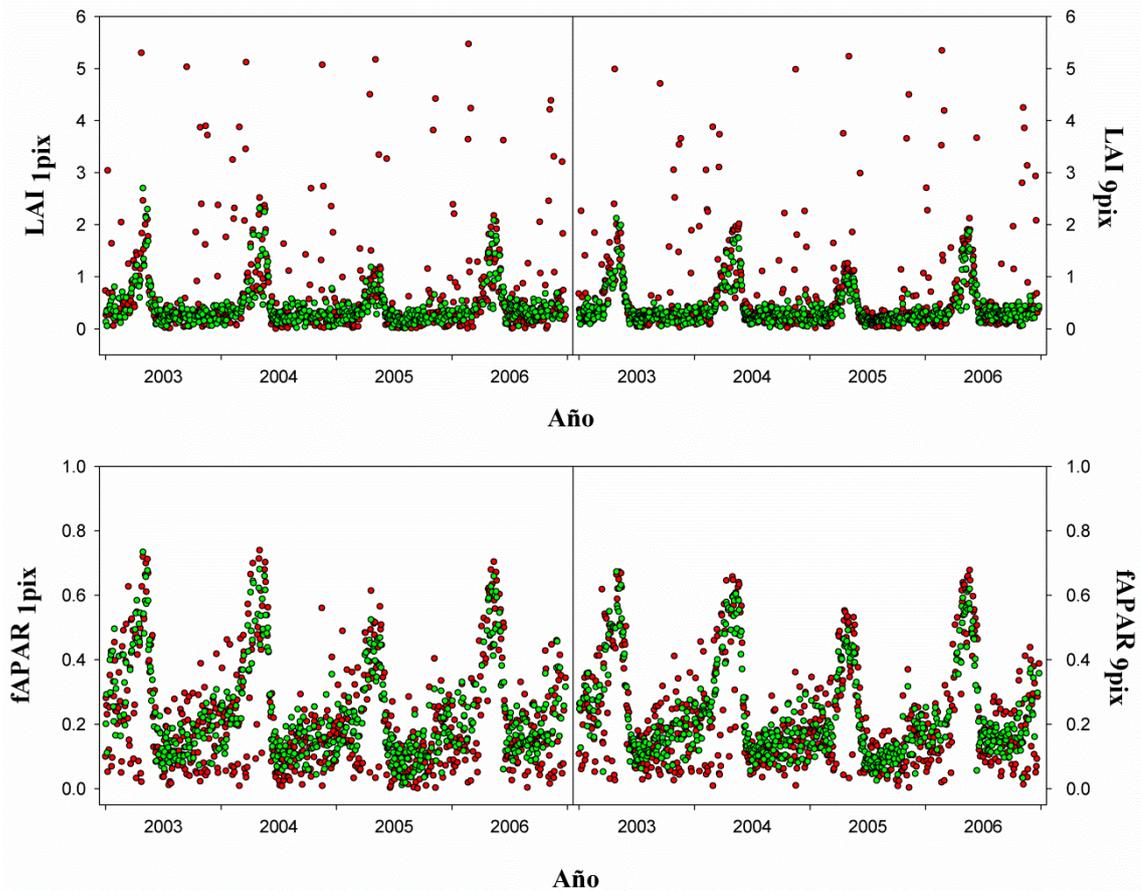


Figura 6.1 Evolución de los valores de LAI y fAPAR obtenidos de las imágenes MERIS para dos niveles distintos de procesamiento. Los puntos rojos corresponden a los valores del nivel L1b y los puntos verdes al nivel L2.

En la figura 6.1, podemos observar los resultados del estudio anteriormente mencionado. Cabe destacar, el gran número de datos anómalos obtenidos mediante el procesador TOAVEG aplicado a imágenes del nivel L1b en comparación con los datos procedentes del nivel 2 aplicando el procesador TOCVEG. Además, se demostró que existe una fuerte dependencia lineal positiva entre los valores de los parámetros biofísicos obtenidos mediante ambos niveles y la correlación obtenida es muy alta, con coeficientes de determinación (R^2) entre 0.81 y 0.88. Las pendientes del ajuste lineal obtenido fueron cercanas a uno (entre 1.011 y 1.105) y las ordenadas en el origen prácticamente cero (entre -0.041 y 0.018), mostrando unas diferencias mínimas entre ambos conjuntos de datos. Considerando todo lo anterior, llegamos a la conclusión de que los datos procedentes del nivel L2 eran los más adecuados para proseguir

con nuestro estudio y por lo tanto de aquí en adelante se decidió crear una rutina de adquisición de datos MERIS empleando únicamente las imágenes del nivel L2 aplicando el procesador TOCVEG (Sánchez *et al.*, 2008).

Las imágenes MERIS del nivel 2 son imágenes georreferenciadas y corregidas de los efectos atmosféricos que incluyen productos biofísicos con unidades geofísicas que varían según la superficie subyacente de la que se trate: terrestre, océano o nubes. Así pues, al procesar las imágenes hay que aplicar una máscara según la superficie que queramos estudiar. En nuestro caso, aplicamos la máscara “Land” para procesar un producto terrestre. Los 4 parámetros biofísicos obtenidos al aplicar el algoritmo TOCVEG son: LAI (índice de área foliar), fCover (fracción de cobertura vegetal), LAI.C_{ab} (contenido clorofílico a nivel de cubierta vegetal) y fAPAR (fracción de la radiación fotosintéticamente activa absorbida). De todos ellos, en este trabajo hemos utilizado fAPAR y LAI.

En total, el número de imágenes de MERIS adquiridas y procesadas que incluyeron las coordenadas geográficas correspondientes a nuestro lugar de medidas, durante el periodo de 3 años entre 2007 y 2009, fueron de 515, de las cuales 423 fueron aceptadas al contener datos válidos en alguno de los 9 píxeles circundantes al CIBA y de éstas, 400 suministraron información válida en el píxel del CIBA.

Cuando se hace uso de parámetros biofísicos obtenidos mediante satélite, lo habitual es considerar compuestos de 8 o 10 días (Wylie *et al.*, 2004; Xiao *et al.*, 2004; Goerner *et al.*, 2011; Li *et al.*, 2012). Esta misma resolución temporal proporciona la NASA mediante compuestos de 8 días de parámetros biofísicos provenientes del sensor MODIS, en particular para LAI y FPAR que son suministrados por los productos MOD15 o MYD15 (<http://daac.ornl.gov/MODIS/MODIS-menu/products.html>). Por ello, en este trabajo, hemos obtenido compuestos de 8 días para los índices de vegetación obtenidos de MERIS promediando los valores existentes en dicho periodo temporal, con el fin de tener una evolución de las series temporales del LAI y de fAPAR menos perturbadas por la presencia de un dato anómalo y proporcionando de este modo, un registro de datos con menos ruido. Este hecho también ha sido destacado por otros autores utilizando compuestos de 10 días de

fAPAR obtenidos del sensor americano SeaWiFS y valores obtenidos de la matriz 3 x 3 píxeles sobre el área experimental (Jung *et al.*, 2008). Otros autores que han comparado parámetros biofísicos de MERIS con los obtenidos mediante otros sensores también usan promedios de 8 días (García-Haro *et al.*, 2008).

La existencia de huecos aislados de datos en las series temporales de compuestos 8-d de LAI y de fAPAR, fueron rellenados por interpolación lineal mediante los datos anterior y posterior. Cuando sólo se ha dispuesto de un único dato en cada periodo de 8 días, la consistencia de este valor fue cuidadosamente examinada, aceptando o rechazando dicho valor según los dos datos vecinos.

VI.4 DESCRIPCIÓN Y CALIBRACIÓN DEL MODELO ECIBA-LUE

Entre todos los métodos predictivos para estimar la GPP, el modelo de eficiencia en el uso de la luz (LUE) puede que tenga el mayor potencial para determinar adecuadamente la dinámica espacial y temporal de GPP a causa de sus bases teóricas y factibilidad (Running *et al.*, 2000), de hecho es el más extendido y por ello, es el que hemos usado en este trabajo.

Cómo ya hemos citado, el modelo LUE se construye en base a dos pilares fundamentales. El primero es consecuencia directa de la teoría del concepto LUE (Monteith, 1972) y es que la GPP del ecosistema está directamente relacionada con la radiación fotosintéticamente activa absorbida (APAR) mediante el parámetro ε , que se define como la cantidad de carbono producido por unidad de APAR. El otro pilar es que el ε alcanzado puede ser reducido por debajo de su valor potencial teórico por factores de estrés ambiental tales como bajas temperaturas o escasez de agua (Yuan *et al.*, 2007). El modelo LUE, en general, viene definido por la siguiente expresión:

$$GPP = \varepsilon_g f_{APAR} PAR \quad (\text{Ec. 6.2})$$

siendo $f_{APAR} PAR = APAR$ (Ec. 6.3)

$$y \quad \varepsilon_g = \varepsilon_{max} f \quad (\text{Ec. 6.4})$$

donde ε_{max} es la máxima eficiencia biológica de conversión de PAR a materia seca, también conocida como máxima eficiencia de conversión o LUE máximo [g C MJ^{-1}], sin estrés ambiental, y f es un escalar que varía entre 0 y 1, para tener en cuenta la reducción del ε_{max} bajo condiciones ambientales de estrés o limitantes. La multiplicación de ε_{max} por f es la eficiencia de conversión PAR efectiva (ε_g). fAPAR es el parámetro biofísico que representa la fracción de PAR absorbida por la vegetación y los valores son obtenidos mediante el sensor MERIS y promediados en compuestos de 8 días. Mientras que PAR, la radiación fotosintéticamente activa incidente [MJ m^{-2}], en cambio, representa la suma de 8 días de las medidas realizadas en la torre meteorológica instalada en el CIBA para ser consistente con la resolución temporal del producto promediado de MERIS (fAPAR_{8d}).

En el presente trabajo, la máxima eficiencia de conversión de PAR (ε_{max}) se reduce por los factores limitantes de temperaturas no óptimas y estrés hídrico:

$$\varepsilon_g = \varepsilon_{max} f = \varepsilon_{max} T_s W_s \quad (\text{Ec. 6.5})$$

donde T_s y W_s son los escalares de regulación para los correspondientes efectos de reducción que ejercen la temperatura y la humedad en el ε_{max} de la vegetación de estudio. Ambos escalares varían entre 0 y 1, y dependen de las condiciones ambientales, siendo los valores más bajos los que indican un mayor impacto negativo sobre el ε_{max} . Entre los modelos LUE descritos en la bibliografía que regulan el ε_{max} , hemos seguido un procedimiento similar al utilizado por Yuan *et al.* (2007), con la diferencia de que nosotros, al igual que otros autores (Heinsch *et al.*, 2003; Hashimoto *et al.*, 2004), hemos asumido que los impactos de la temperatura y la humedad son multiplicativos, obteniendo un escalar reductor f como resultado de multiplicar ambos factores limitantes. Por el contrario, Yuan *et al.* (2007) asumieron que los factores de control que regulan el ε_{max} se basan de acuerdo a la Ley del mínimo de Liebig, en que la eficiencia

del uso de la luz estará únicamente afectada por el factor más limitante en cualquier momento dado, como vemos en la siguiente expresión:

$$\varepsilon_g = \varepsilon_{max} \min (T_s, W_s) \quad (\text{Ec. 6.6})$$

De acuerdo a lo anterior, también debemos mencionar la Ley de Shelford, según la cual no sólo las cantidades mínimas de alguna sustancia o factor abiótico pueden ser un factor limitante, sino también su exceso, tal y como puede acontecer con factores como el agua, la luz y el calor. En concreto, nuestro modelo refleja que tanto una muy baja o alta temperatura actúan como factor limitante, dado que en ambos casos se inhibirá el proceso fotosintético debido al estrés.

A continuación, describimos los dos factores limitantes involucrados en el modelo ECIBA-LUE:

El escalador T_s es estimado para cada compuesto de 8 días basándonos en la ecuación desarrollada en el modelo TEM (Terrestrial Ecosystem Model) (Raich *et al.*, 1991):

$$T_s = \frac{(T - T_{min})(T - T_{max})}{[(T - T_{min})(T - T_{max})] - (T - T_{opt})^2} \quad (\text{Ec. 6.7})$$

donde T es la temperatura promediada de cada compuesto 8-d y T_{min} , T_{max} , y T_{opt} son las temperaturas del aire mínima, máxima y óptima para desarrollar actividad fotosintética, respectivamente, todas ellas expresadas en grados Celsius ($^{\circ}\text{C}$). De acuerdo con los resultados publicados en bibliografía, se han venido considerando distintos valores para el máximo y mínimo de este parámetro. Por ejemplo, los valores $T_{min} = 0^{\circ}\text{C}$ y $T_{max} = 40^{\circ}\text{C}$ fueron establecidos en un estudio sobre varios tipos de vegetación (Yuan *et al.*, 2007), $T_{min} = 5^{\circ}\text{C}$ y $T_{max} = 35^{\circ}\text{C}$ sobre trigo (Patel *et al.*, 2010) o $T_{min} = -3^{\circ}\text{C}$ y $T_{max} = 42^{\circ}\text{C}$ en trigo de invierno (Arora, 2003). En este trabajo hemos optado por tomar los valores de referencia obtenidos considerando la base de datos en su

conjunto, y en concreto, el valor mínimo y máximo de los promedios de temperaturas semihorarias diurnas con $\text{PAR} > 100 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, ya que éste valor es aproximadamente igual al Punto de Compensación de la Luz medio (PCL) (ver capítulo IV), a partir del cual las tasas de fotosíntesis superan a las de respiración. Así pues, los valores aquí usados han sido $T_{\min} = -5.4 \text{ }^{\circ}\text{C}$ y $T_{\max} = 37 \text{ }^{\circ}\text{C}$.

Para determinar el escalar que representa la reducción de ε_{\max} por estrés hídrico, W_s , se ha usado la fracción evaporativa (EF). Como ya mencionamos en el capítulo III, EF es un importante indicador del estrés hídrico de la vegetación y de esta manera, introducimos en el modelo el impacto que la disponibilidad de agua por parte del ecosistema tiene sobre la fotosíntesis. EF ya ha sido anteriormente usado por otros autores para determinar condiciones de humedad en ecosistemas (Suleiman, 2004; Hoedjes *et al.*, 2008). Además, EF puede ser obtenido a partir de la teledetección mediante índices de vegetación y productos de la temperatura de la superficie de la tierra obtenidos mediante datos de satélites tales como AVHRR y MODIS, siendo esto una importante ventaja de este modelo (Yuan *et al.*, 2007).

Dos parámetros del modelo quedarían pendientes de determinar, la temperatura óptima (T_{opt}) y la eficiencia de conversión PAR máxima (ε_{\max}). Por lo tanto, el procedimiento a seguir es llevar a cabo la calibración del modelo ECIBA-LUE para optimizar y estimar dichos parámetros.

Según Albergel *et al.* (2010), una temperatura óptima, para una mayor actividad o eficiencia fotosintética, puede ser obtenida a partir de aquella alcanzada por los valores máximos de GPP. Por lo tanto, de acuerdo con los valores máximos de los compuestos de 8 días de la GPP observada en superficie ($\text{GPP}_{\text{obs } 8\text{d}}$) para cada año de medidas, la T_{opt} corresponde a un valor de $17.7 \text{ }^{\circ}\text{C}$ en promedio. Considerando únicamente el año base, este parámetro toma el valor de 17.3°C . Para corroborarlo, asumimos que cuando un cultivo anual alcanza los máximos valores respecto al LAI y a fAPAR, su correspondiente valor de la GPP también será máximo. De este modo, obtenemos un valor óptimo de $17 \text{ }^{\circ}\text{C}$ en promedio para el conjunto de medidas y por lo tanto, hemos

consideramos oportuno tomar de referencia este valor para el parámetro T_{opt} . Valores ligeramente superiores han sido descritos en la bibliografía, como los 22 °C establecidos en un cultivo de trigo, (Patel *et al.*, 2010), o los 20.3 °C estimados sobre diversos tipos de vegetación (Yuan *et al.*, 2007).

De este modo, el valor del escalador T_s vendrá dado por la siguiente expresión:

$$T_s = \frac{(T + 5.4)(T - 37)}{[(T + 5.4)(T - 37)] - (T - 17)^2} \quad (\text{Ec. 6.8})$$

Para determinar el parámetro clave del modelo LUE, ϵ_{max} , intercompararemos los resultados de los valores de los compuestos de 8 días de GPP observados en superficie, obtenidos a partir de los datos de NEE medidos directamente y los de RE diurna parametrizados, con los compuestos de 8 días de GPP_{PAR} mediante una regresión lineal. GPP_{PAR} es obtenido como combinación de las ecuaciones que definen nuestro modelo ECIBA-LUE mediante la siguiente expresión:

$$GPP_{mod} = \epsilon_{max} T_s W_s fAPAR PAR = \epsilon_{max} GPP_{PAR} \quad (\text{Ec. 6.9})$$

Los resultados de dicha intercomparación nos suministrarán el valor del parámetro ϵ_{max} , específico para el tipo de ecosistema propuesto.

Según el concepto LUE introducido por primera vez por Monteith (1972) tenemos que en ausencia de condiciones de estrés del ecosistema, la tasa de asimilación de carbono por la cobertura vegetal es casi linealmente proporcional al flujo de radiación fotosintéticamente activa absorbida por la vegetación verde de manera que se ajusta a la siguiente expresión:

$$LUE = \frac{GPP_{obs}}{APAR} \quad (\text{Ec. 6.10})$$

Bajo condiciones óptimas, el valor LUE resulta ser relativamente constante dentro del mismo tipo de vegetación. Sin embargo, como ya se ha discutido anteriormente, el LUE se desviará de su valor óptimo como respuesta a la variación de ciertas condiciones ambientales (Anderson *et al.*, 2000). Está ampliamente reconocido que los dos factores de control que afectan a la regulación del ε_{max} son la temperatura y la disponibilidad de agua por parte del ecosistema, siendo esta última más notoria en ecosistemas áridos o semiáridos como el nuestro.

Gracias a las medidas estimadas in situ por la aplicación de la técnica EC, podemos analizar la evolución del ε teórico que se dio en el ecosistema de estudio según la ecuación 6.10, así como estimar un valor promedio de la eficiencia de conversión del PAR alcanzado.

VI.5 RESULTADOS

VI.5.1 ELECCIÓN DEL ÁREA DE EXTRACCIÓN DE INFORMACIÓN DE LAS IMÁGENES MERIS: ¿1 PÍXEL O 9 PÍXELES?

Antes de proseguir con la aplicación del método ECIBA-LUE debemos decidir cuál es el área de extracción de información de las imágenes MERIS más apropiado para la mejor estimación de la GPP_{mod} en base a tomar datos de un pixel centrado en el lugar de medidas o los 9 píxeles circundantes. Para ello, se ha estudiado qué correlación hay entre los valores obtenidos con ambas opciones, además de un análisis comparativo de los valores medios de cada uno de los 9 píxeles. Por último hemos realizado los ajustes lineales entre estos parámetros de MERIS y la producción primaria bruta que se obtuvo mediante la aplicación de la técnica EC (GPP_{obs}).

Hemos realizado un análisis de regresión lineal entre los productos de MERIS según los valores obtenidos a partir de 1 pixel o 9 píxeles para el periodo de estudio 2007 - 2009. Los altos coeficientes de determinación resultantes (R^2),

0.94 y 0.90 para fAPAR y LAI, respectivamente, indican un alto grado de correlación entre ambas opciones.

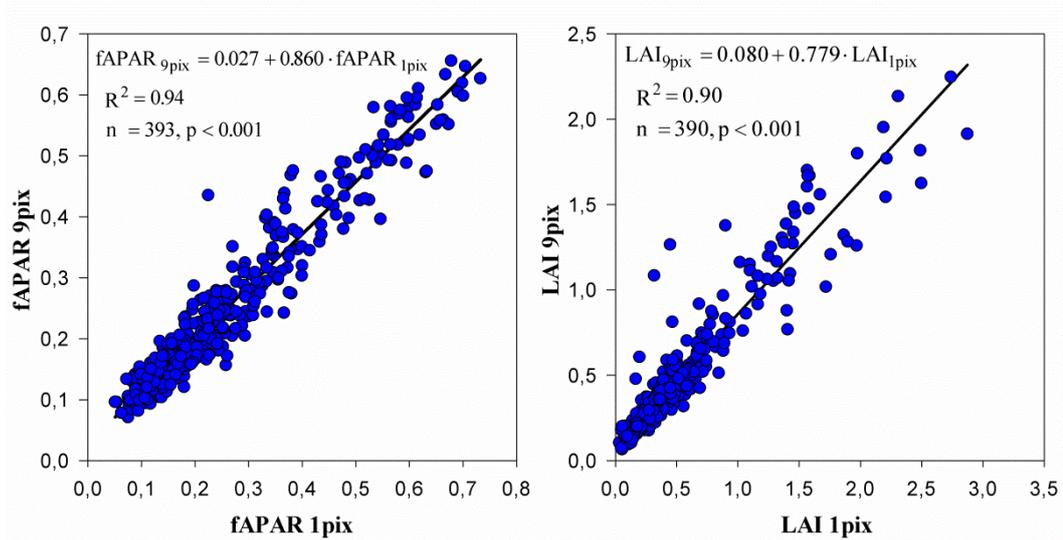


Figura 6.2 Ajustes de regresión lineal entre los productos diarios de MERIS según los valores obtenidos a partir de 1 píxel o 9 píxeles para el periodo de estudio 2007 - 2009.

Para facilitar la labor de discernir cual es el área de extracción de información más apropiada a partir de las imágenes de MERIS, hemos llevado a cabo un análisis comparativo de los valores de los 9 píxeles individualmente. Para ello, hemos realizado un análisis de la varianza simple para cada uno de los dos parámetros biofísicos de MERIS usados posteriormente en este trabajo. De esta manera comparamos los valores medios de fAPAR y LAI para cada uno de los 9 píxeles y el F-test de la tabla de ANOVA comprueba si hay alguna diferencia significativa entre las medias. Puesto que el p-valor del test F resultó ser superior o igual a 0.05 para ambos parámetros, podemos determinar que no hay diferencia estadísticamente significativa entre los valores de fAPAR y LAI de un píxel a otro para un nivel del 95% de confianza.

Con ello determinamos que los valores medios obtenidos a partir del área de la matriz 3 x 3 píxeles, son prácticamente iguales que el valor obtenido del píxel central, y esto asumimos que es debido a la homogeneidad que existe del uso del suelo dentro del área de estudio. En la figura 6.3 podemos observar los valores

medios de fAPAR para cada uno de los píxeles de la matriz de información 3 x 3 centrada en el lugar experimental de medidas y contrastarlos con el valor promediado de los 9 píxeles representado por una línea. Nótese que si el valor promedio de cada pixel no se aleja mucho del promedio de los 9 píxeles, hay menor diferencia entre el valor del pixel central (nº 5) y el valor promedio de los 9 píxeles. Queremos destacar también que los valores obtenidos de fAPAR para el año 2009 se redujeron drásticamente, en torno a un 67%, en comparación con los datos en los dos años anteriores que tuvieron el mismo orden de magnitud, aunque ligeramente inferior el valor medio del año 2008. Acorde a los resultados obtenidos de fAPAR y según la caracterización meteorológica de los tres años de estudio, como ya mencionamos previamente, podemos corroborar que este parámetro biofísico es apropiado para detectar regímenes de sequía en determinados ecosistemas (Rossi *et al.*, 2008), dado que la influencia de la sequía detectada en el último año de estudio, 2009, disminuyó considerablemente el valor de dicho parámetro.

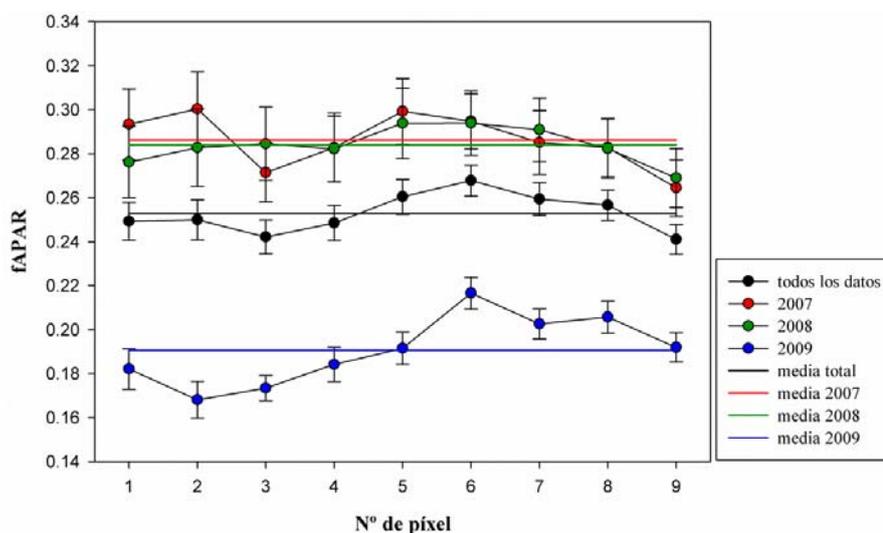


Figura 6.3 Valores medios del parámetro fAPAR obtenido del sensor MERIS para cada uno de los píxeles de la matriz de información 3 x 3 centrada en el lugar experimental de medidas (CIBA). Las barras verticales representan el error estándar de cada valor medio.

Examinando la evolución temporal de los parámetros biofísicos de MERIS y de la GPP_{obs} obtenida a partir de medidas in situ en la torre de flujos, representadas en la figura 6.4, vemos que existe una buena correspondencia entre ambos. En esta figura podemos observar la evolución fenológica de la vegetación de nuestro ecosistema; así por ejemplo, se muestra el aumento progresivo que experimenta el compuesto de 8 días del promedio de los 9 píxeles de fAPAR al comienzo de cada PMI. Esto ocurre en el mes de marzo durante el año 2007 y 2008, pero en el año 2009, este progresivo ascenso no tiene lugar hasta finales del mes de abril. Continúa este aumento hasta llegar a sus máximos valores, **0.605**, **0.582** y **0.338** en los años 2007, 2008 y 2009 respectivamente, aunque con ligeras diferencias en cuanto a la distribución de los días en que se producen estos máximos, ya que en el año 2007 y 2009 los máximos se dieron en el DOY 129. Por el contrario, el máximo de fAPAR para el 2008 presentó un retraso hasta el DOY 153. A partir de entonces este parámetro experimenta un brusco descenso hasta alcanzar los mínimos valores en los meses de verano. En este caso los valores mínimos alcanzados son similares durante los tres años y ocurren aproximadamente a la vez. La evolución de $fAPAR_{8d}$ presenta unos máximos secundarios menores que los anteriores en los meses de otoño, octubre y noviembre e incluso diciembre. En el 2009 estos valores máximos alcanzados en otoño fueron casi tan altos como los alcanzados en primavera, **0.268**, y ligeramente superiores a los alcanzados en esta época en los dos años anteriores, **0.222** y **0.212** para 2007 y 2008 respectivamente. Esto puede deberse a que el 2009 estuvo afectado por la sequía dada ese año, así que el valor máximo durante el PMI disminuyó drásticamente a causa del estrés hídrico que sufrió la vegetación. Del mismo modo, el valor superior del máximo secundario en este año sea probablemente debido a que tras la época de lluvia a finales de septiembre el ecosistema recupera las condiciones de humedad favorables y por lo tanto recupera la actividad fotosintética con mayor énfasis para intentar recuperarse del menoscabo sufrido durante el periodo de máximo interés. La evolución estacional del LAI es semejante a la de fAPAR aunque con ligeras diferencias. En este caso, la existencia de máximos secundarios en el otoño pasa prácticamente desapercibida. Los valores máximos del LAI_{8d} alcanzados durante el PMI fueron **1.750**, **1.542** y **0.621** para los días

julianos 145, 153 y 161 para los años 2007, 2008 y 2009 respectivamente. En este caso, los máximos secundarios fueron 0.418, 0.407 y 0.340 respectivamente.

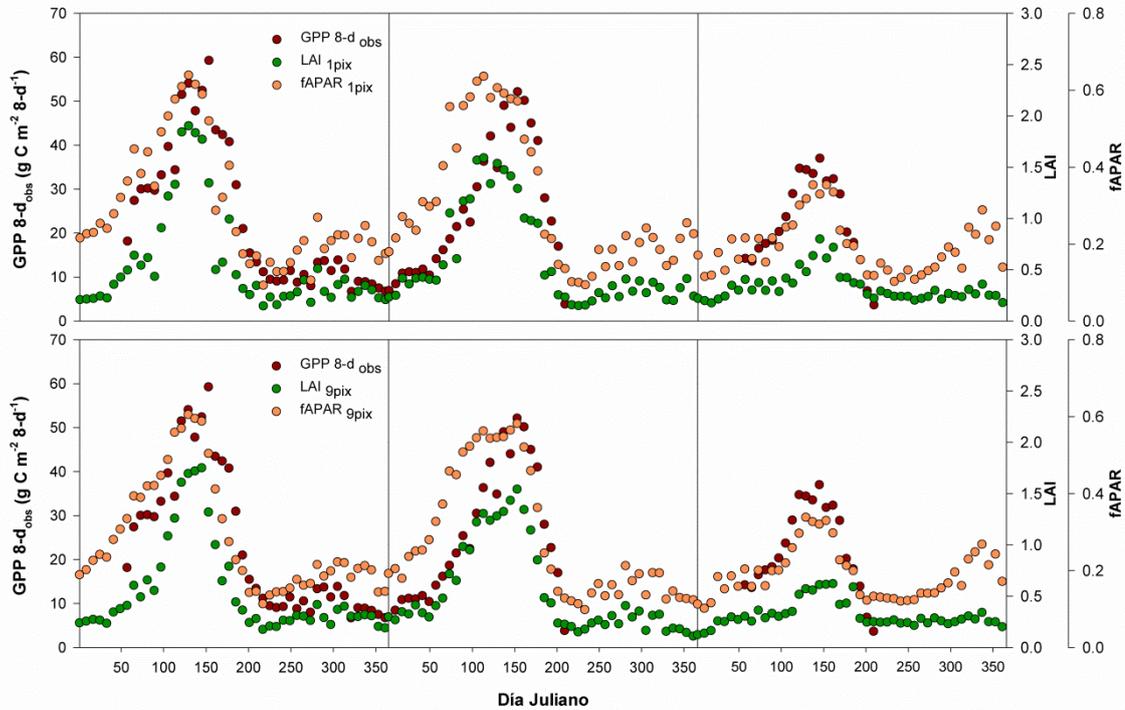


Figura 6.4 Evolución temporal de los compuestos de 8 días de la producción primaria bruta medida en la torre de flujos (GPP_{obs}) y de los dos parámetros biofísicos de MERIS: LAI y fAPAR. Los valores del LAI y de fAPAR contienen información únicamente extraída del píxel en el que se ubica el CIBA (serie temporal situada arriba) o del promedio de los 9 píxeles circundantes (serie temporal situada abajo).

Como ya hemos mencionado previamente, vamos a analizar las correlaciones entre la GPP_{obs} obtenida a partir de medidas de la torre de flujos y los parámetros biofísicos fAPAR y LAI de MERIS, según se hayan obtenido los valores del píxel centrado en el CIBA o de los 9 píxeles circundantes (ver figura 6.5). Para esto, realizamos regresiones lineales simples entre ambos parámetros biofísicos y la GPP_{obs} basándonos en el conjunto completo de datos disponibles de la campaña CIBA070809. Todos los valores de R^2 tuvieron un nivel de significación de $p < 0.01$. Los coeficientes de determinación (R^2) obtenidos tras los ajustes lineales fueron de 0.608 y 0.665 para el valor del píxel centrado en el CIBA y para el parámetro fAPAR y LAI, respectivamente. Los parámetros

fAPAR y LAI obtenidos como promedio de los 9 píxeles explicaron el mayor porcentaje de la varianza de la GPP obtenida aplicando la técnica EC, con un 68.0 y 76.3% respectivamente. En términos globales, el coeficiente de determinación para el área de 3 x 3 píxeles fue considerablemente mayor que el obtenido considerando sólo un píxel. Estos resultados son consistentes con los publicados en bibliografía (Sims *et al.*, 2006a; Sims *et al.*, 2006b).

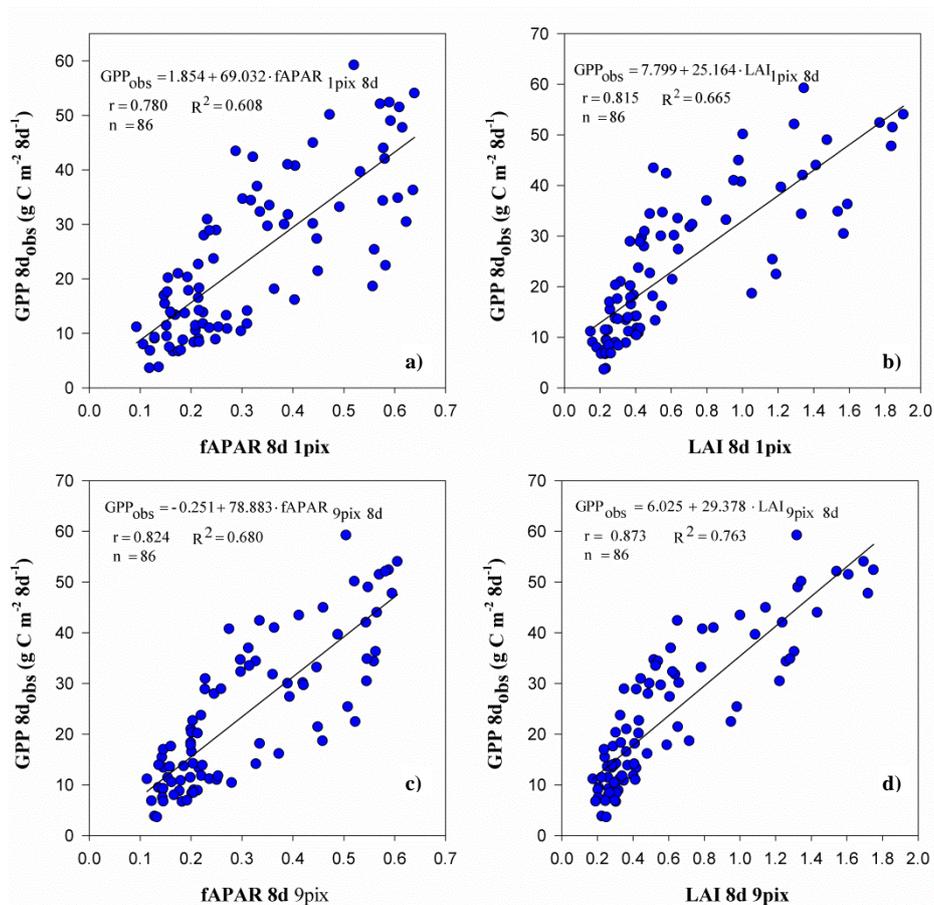


Figura 6.5 Ajustes lineales entre los compuestos de 8 días de la GPP obtenida a partir de las medidas de la torre de flujos (GPP_{obs}) y los compuestos de 8 días de fAPAR y del LAI para el píxel del CIBA o para los 9 píxeles circundantes. Todos los valores de R^2 tienen un nivel de significación de $p < 0.01$.

Acorde a los resultados anteriormente obtenidos, finalmente hemos decidido usar en el consecuente desarrollo de esta memoria los compuestos de 8 días de los parámetros biofísicos de MERIS procedentes de la matriz 3 x 3 píxeles

centrada en el CIBA. Por lo tanto, la ecuación finalmente usada para calcular los compuestos de 8 días de GPP se basa en la siguiente expresión:

$$GPP_{mod} = \varepsilon_{max} T_s W_s fAPAR_{9pix} PAR \quad (\text{Ec. 6.9})$$

La satisfactoria correlación encontrada entre GPP_{obs} y el LAI de MERIS (ver gráfica d en la figura 6.5) nos ha llevado a utilizar la ecuación del ajuste descrita en la ecuación 6.11 ($R^2 = 0.76$, $p < 0.00001$) para rellenar importantes huecos en la serie temporal suministrada por el sistema EC y así estimar los valores anuales acumulativos de GPP_{obs} descritos en el capítulo anterior. Los huecos corresponden a los meses de enero a febrero de 2007, de agosto de 2008 a febrero de 2009 y de agosto 2009 a diciembre de 2009.

$$GPP_{obs LAI} = 6.025 + 29.378 LAI \quad (\text{Ec. 6.11})$$

Asimismo, dado que durante los tres años de estudio tenemos periodos de tiempo en los cuales no disponemos de medidas meteorológicas, en concreto del PAR, ni del valor EF obtenido mediante el sistema EC, no podremos por lo tanto aplicar el modelo ECIBA-LUE propuesto en esta memoria, para obtener estimaciones de la GPP mediante productos satelitales en dichos lapsos temporales. Por lo tanto, hemos considerado conveniente hacer uso de este mismo parámetro biofísico proporcionado por MERIS para el relleno de huecos de la serie temporal de la GPP_{mod} , correspondientes al periodo temporal fuera de los PMI de los años 2007, 2008 y 2009 y obtener de esta manera una evolución continua de la GPP_{mod} durante los 3 años de medida. Se ha utilizado la dependencia funcional lineal obtenida entre ambas variables según la siguiente ecuación ($R^2 = 0.85$, $p < 0.00001$):

$$GPP_{mod LAI} = 6.569 + 28.962 LAI \quad (\text{Ec. 6.12})$$

Siguiendo esta metodología para el relleno de huecos, este mismo compuesto de 8 días del LAI de MERIS fue usado en el capítulo IV para completar las sumas anuales de NEE de cada uno de los años naturales de medida. La ecuación empleada para ello es la que se muestra a continuación, mostrándose los resultados de la regresión lineal en la figura 6.6:

$$NEE_{8d} = 3.262 - 14.567 LAI \quad (\text{Ec. 6.13})$$

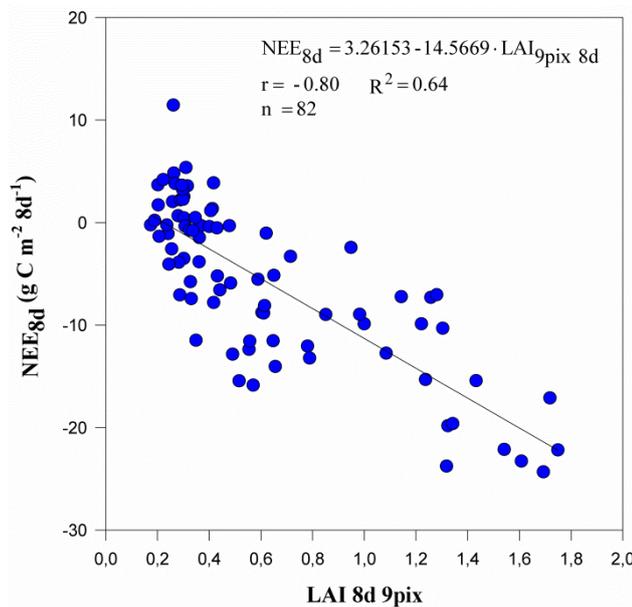


Figura 6.6. Ajuste lineal entre los compuestos de 8 días de la NEE y los compuestos de 8 días del LAI para los 9 píxeles circundantes. ($p < 0.001$).

VI.5.2 OBTENCIÓN DEL ε_{max} ESPECÍFICO DE NUESTRO ECOSISTEMA

Como ya mencionamos, los resultados de la intercomparación entre GPP_{obs} y GPP_{PAR} nos suministrará el valor del parámetro de conversión de la luz máxima, ε_{max} , en concreto este valor vendrá dado por la pendiente de la regresión lineal entre ambas variables.

En la figura 6.7 podemos observar que la regresión lineal obtenida entre GPP_{obs} y GPP_{PAR} resulta tener una ordenada en el origen de 9.83 ± 0.70 , una pendiente de 1.90 ± 0.07 y presenta un coeficiente de determinación altamente significativo ($R^2 = 0.909$, $p < 0.001$, error estándar de la estimación = 4.33).

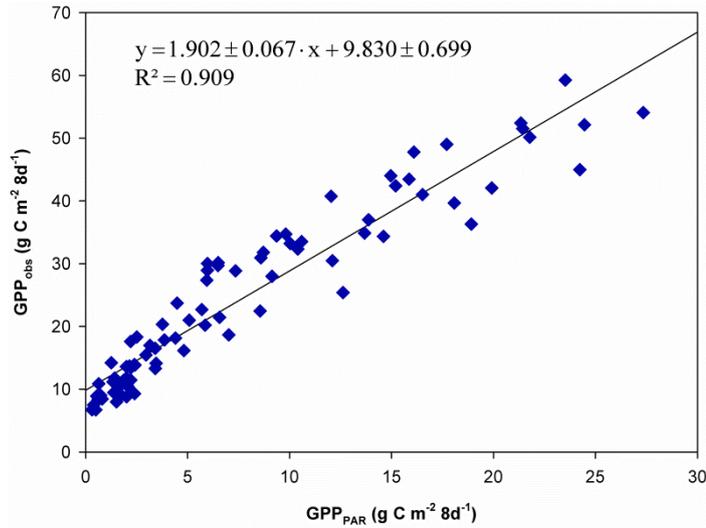


Figura 6.7 Regresión lineal entre los valores de GPP observados en superficie mediante el sistema EC y la variable GPP_{PAR} .

Así, de acuerdo con el modelo ECIBA-LUE aquí propuesto la eficiencia de conversión máxima específica de nuestro ecosistema obtenida es, $\varepsilon_{max} = 1.902 \pm 0.067$ g C MJ⁻¹. Este valor es consistente con los valores descritos en la bibliografía para ecosistemas similares, por ejemplo, en un ecosistema semiárido con cultivo de trigo se obtuvo un ε_{max} igual a 1.81 g C MJ⁻¹ (O'Connell *et al.*, 2004), además la ε_{max} que hemos obtenido está dentro del rango de valores recogidos en la anterior referencia (1.2 - 2.93 g C MJ⁻¹). El mismo valor de ε_{max} (1.9 g C MJ⁻¹) fue usado como parámetro optimizado en un modelo de diagnóstico del ciclo de carbono sobre cultivos (King *et al.*, 2011). En otro trabajo la ε_{max} obtenida para pastizales degradados fue 1.702 g C MJ⁻¹ (Wang *et al.*, 2010), valor muy similar al nuestro pero en este caso el valor fue obtenido mediante la aplicación de la ecuación de Michaelis-Menten, siendo éste el rendimiento cuántico aparente (α). Sin embargo, de acuerdo con los resultados publicados recientemente, la ε_{max} que hemos obtenido es ligeramente menor al rango de valores máximos observados para ε sobre trigo que oscila entre 2.0 y 2.8 g C MJ⁻¹ (Patel *et al.*, 2010), estableciéndose en esta referencia el valor de 2.8 g C MJ⁻¹ como la ε_{max} de cultivos con ruta metabólica C3. Este mismo valor fue hallado para la ε_{max} sobre cultivos anuales (Garbulsy *et al.*, 2010).

VI.5.3 EFICIENCIA DEL USO DE LA LUZ ALCANZADA

Las torres de flujos EC ofrecen la mejor oportunidad para estimar GPP a escala del ecosistema, y mejorar la estimación de la eficiencia de conversión PAR a partir de GPP y APAR (Yuan *et al.*, 2007). Sin embargo, hasta la fecha no existe un consenso generalizado que determine cuál es la metodología más apropiada para estimar el valor de ε . De aquí que nos haya parecido conveniente comparar algunas de las alternativas reportadas en bibliografía para este fin.

Por un lado, hemos obtenido el valor de ε para nuestro ecosistema según la definición teórica basada en la ecuación 6.10, realizando un ajuste de regresión lineal, usando todos los datos disponibles, entre la GPP, obtenida en el capítulo anterior a partir de datos de la torre de flujos (GPP_{obs}), frente al APAR, obtenido por multiplicar el PAR medido in situ en la torre meteorológica y el parámetro fAPAR obtenido mediante teledetección. En este procedimiento, se considera que la ε es igual a la pendiente resultante del ajuste lineal entre GPP y APAR (Schwalm *et al.*, 2006; Polley *et al.*, 2011).

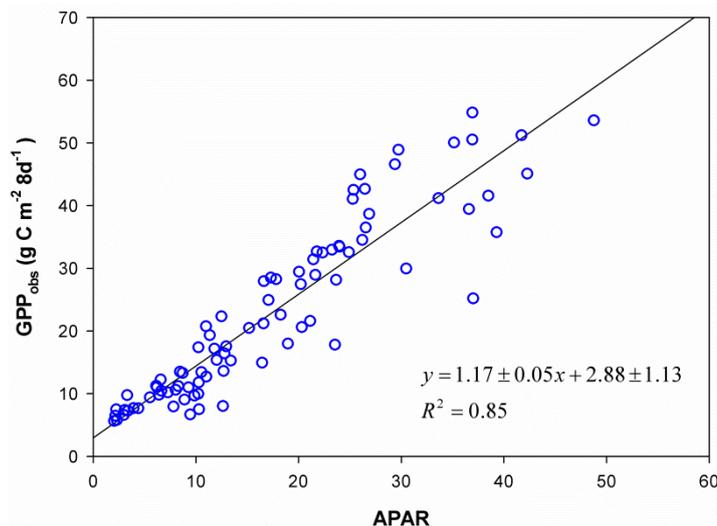


Figura 6.8 Representación de GPP_{obs} frente a APAR. Los datos han sido ajustados mediante una regresión lineal ($n=86$ y $p>0.001$).

Con esto, el valor ε alcanzado por nuestro ecosistema, según ecuación 6.10, y calculado mediante la regresión lineal mostrada en la figura anterior considerando todo el conjunto de datos fue de **1.17 g C MJ⁻¹**. Si consideramos únicamente los datos del primer año de medidas, este valor aumenta considerablemente, resultando 1.29 g C MJ⁻¹. Con este mismo procedimiento, un valor superior fue obtenido por Polley *et al.* (2011) en las praderas y estepas de las grandes llanuras de EEUU, 1.76 g C MJ⁻¹. Con todo ello, nuestro valor medio del ε alcanzado obtenido a partir de la pendiente de la regresión lineal entre la GPP y APAR, está dentro del rango de valores encontrados en bibliografía (0.09 – 2.89 g C MJ⁻¹) para una amplia diversidad de especies estudiadas (Green *et al.*, 2003) y en particular, dentro del rango aceptable de valores (1.0 – 1.8 g C MJ⁻¹) para vegetación herbácea de tipo C3 (Prince, 1991).

Otros autores han calculado una estimación de la eficiencia del uso de la luz a nivel de ecosistema y en términos medios anuales mediante el cociente entre la suma anual de GPP y la suma anual del APAR. Esto queda expresado en la siguiente ecuación, derivada del concepto de Monteith (Garbulsky *et al.*, 2010; Wang y Zhou, 2012):

$$\varepsilon_{\text{anual}} \text{ (g C MJ}^{-1}\text{)} = \frac{\text{GPP}_{\text{obs anual}} \text{ (g C m}^{-2} \text{ año}^{-1}\text{)}}{\text{APAR}_{\text{anual}} \text{ (MJ m}^{-2} \text{ año}^{-1}\text{)}} \quad \text{(Ec. 6.14)}$$

Aplicando la ecuación 6.14, el ε anual obtenido para el primer año completo de medidas es de 1.46 g C MJ⁻¹. En las referencias anteriores, los valores obtenidos para ε anual sobre pastizales fueron muy variables con un rango de valores entre 0.34 y 2.01 g C MJ⁻¹, sin embargo el ε anual que obtuvo Garbulsky *et al.* (2010) sobre cultivos anuales fue de 1.25 g C MJ⁻¹ en promedio, valor muy similar al aquí obtenido.

Por otro lado, a partir de las ecuaciones 6.1 y 6.3, el rango de los valores del ε_g que hemos obtenido en esta memoria oscila entre 0.265 y 1.211 g C MJ⁻¹, como consecuencia de que el escalar f o factor limitante del valor máximo de eficiencia del uso de la luz varió entre los valores 0.14 y 0.64. Los valores

medios en el periodo de máximo interés fueron 0.874 y 0.832 g C MJ⁻¹ para los PMI de 2007 y 2008 respectivamente. En el PMI del 2009 este valor promedio se redujo a 0.614 g C MJ⁻¹. Los máximos valores alcanzados en cada uno de los PMI fueron, 1.211, 1.127 y 0.970 g C MJ⁻¹, para 2007, 2008 y 2009 respectivamente. Estos valores fueron menores que los descritos en bibliografía, como el valor obtenido por Yuan *et al.* (2007) para pastizales, que fue de 1.38 g C MJ⁻¹, como promedio durante el PMI, ligeramente superior al obtenido en la presente memoria. En la referencia anterior, la precipitación anual fue de 1045 mm, más del doble que la que se produce en el CIBA. Además según dicho trabajo, este valor de ϵ_g lo identifica como alto y lo atribuye a la existencia de plantas con metabolismo C4, que pueden mantener una tasa fotosintética dada con menos cantidad de agua en comparación con las plantas C3.

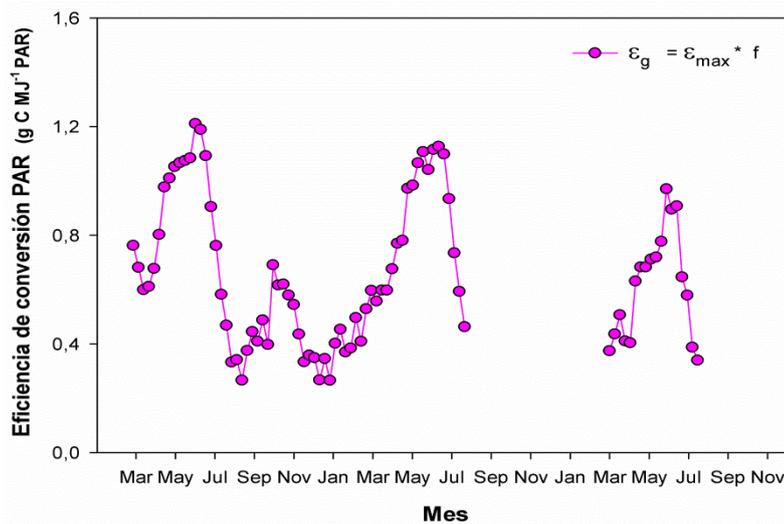


Figura 6.9 Evolución de los valores obtenidos de la eficiencia de conversión PAR efectiva (ϵ_g) durante el periodo de estudio.

Como decíamos al principio, hasta donde tenemos conocimiento, son muchos y muy dispares los procedimientos que han sido empleados por la comunidad científica para la obtención de este parámetro clave para la estimación de la producción primaria bruta (Kalfas *et al.*, 2011). Quizá, uno de los procedimientos más ampliamente difundido sea utilizar como parámetro de eficiencia de conversión de la luz el parámetro de eficiencia cuántica (α) que fue obtenida mediante los ajustes de las curvas de respuesta de luz de Michaelis-

Menten (Wang *et al.*, 2010). Por lo tanto, vamos a comparar el ε_g que hemos obtenido aquí por cada compuesto de 8 días con el parámetro α (o α_{M-M}) que obtuvimos al ajustar los datos de GPP con el PAR mediante la curvas de respuesta a la luz. A continuación analizaremos la evolución de ambos parámetros y mostraremos los coeficientes de determinación obtenidos al correlacionar la GPP_{obs} con dichos parámetros. Con esto podemos dilucidar cuál es el más idóneo para estimar el GPP_{mod} . En la figura 6.10 podemos ver la evolución de ambos parámetros de eficiencia del uso de la luz, así como también la evolución del GPP calculado mediante las medidas de la torre de flujos. Ambos parámetros siguen adecuadamente la evolución de la GPP_{obs} excepto en el periodo de invierno en el que los valores de la eficiencia cuántica obtenida a partir de las curvas de respuesta de la luz son más altos de lo esperado. Esto podría deberse a que las ecuaciones de Michaelis-Menten que aplicamos no son aptas para parametrizar los flujos de CO_2 durante el invierno. El rango de valores para ε_g fue de 0.265 a 1.211 g C MJ⁻¹, y para la eficiencia cuántica, α_{M-M} , fue de 0.325 a 2.967 g C MJ⁻¹. Los valores de α_{M-M} son lógicamente más altos respecto a los de ε_g , dado que no tuvieron en cuenta el factor f de reducción de la ε_{max} en condiciones de estrés. Por ello, hemos considerado adecuado, multiplicar los valores α_{M-M} por el factor limitante f , para tener en cuenta las condiciones de estrés hídrico. El rango de valores resultante para $f \alpha_{M-M}$ fue de 0.05 a 1,69 g C MJ⁻¹.

No obstante, los ajustes de regresión lineal obtenidos (ver figura 6.11) muestran un valor del coeficiente de determinación superior utilizando la eficiencia de conversión ε_g , con un R^2 de 0.87 en comparación con el obtenido para el producto de la eficiencia cuántica y el factor limitante, $f \alpha_{M-M}$, 0.82. A partir de estos resultados asumimos que el ε_g es el parámetro más apropiado para estimar la GPP_{mod} .

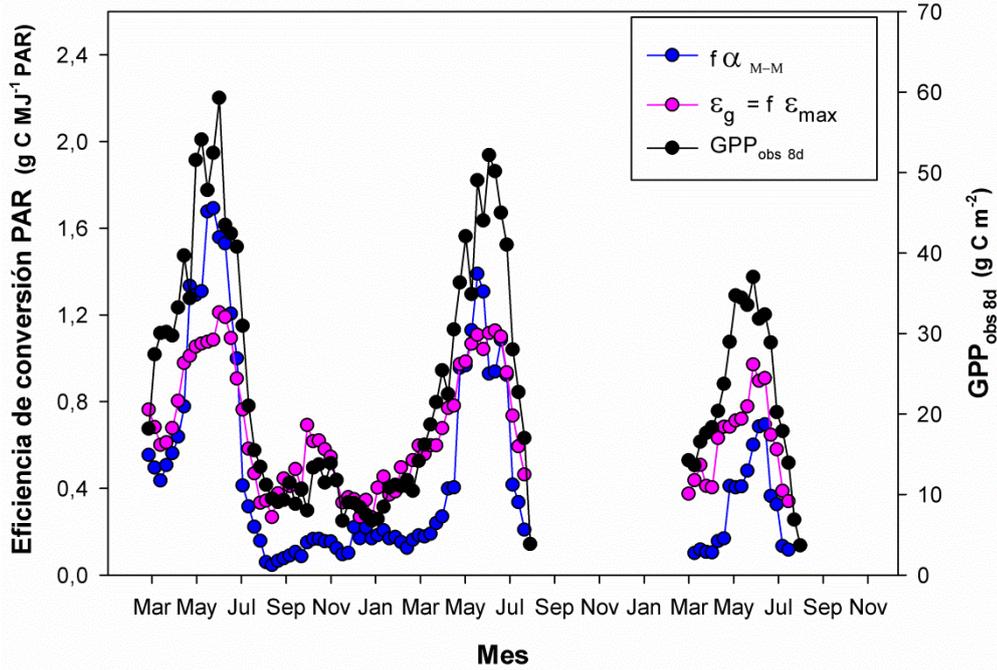


Figura 6.10 Evolución de la GPP_{obs} y de las eficiencias del uso de la luz ϵ_g , procedente del modelo ECIBA-LUE y α procedente del ajuste de las curvas de respuesta a la luz de los datos de GPP con el PAR multiplicado también por el factor limitante f .

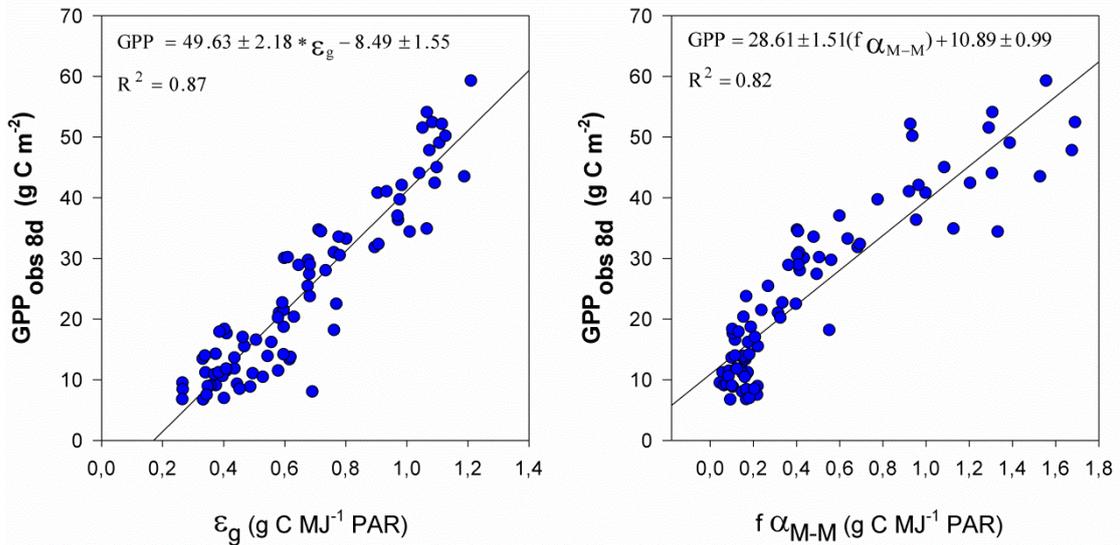


Figura 6.11 Regresiones lineales entre la producción primaria bruta obtenida mediante la técnica EC y las dos eficiencias de conversión de la luz, la alcanzada ϵ_g y la obtenida empleando Michaelis-Menten, α_{M-M} , multiplicada por el factor limitante f .

VI.5.4 DINÁMICA EVOLUTIVA DE LOS COMPUESTOS GPP-8 DÍAS

En este apartado mostramos la dinámica evolutiva de las medidas de GPP predichas (GPP_{mod}) mediante el uso de datos de MERIS y del ε_{max} obtenido anteriormente con el modelo ECIBA-LUE. Asimismo compararemos esta dinámica evolutiva de GPP_{mod} respecto a la que tuvieron las medidas de GPP observadas mediante el sistema EC (GPP_{obs}).

En la figura 6.12 hemos representado la evolución estacional resultante de los valores predichos de GPP con el modelo ECIBA-LUE (GPP_{mod}) y los correspondientes datos experimentales de GPP (GPP_{obs}). También se han incluido los valores de GPP estimados obtenidos mediante la regresión lineal con el LAI para rellenar los huecos fuera del PMI. Las fluctuaciones estacionales y anuales de los compuestos 8-d estimados mediante nuestro modelo (GPP_{mod}) muestran un patrón similar al obtenido con los datos observados in situ para los tres años de medida, siguiendo fielmente la dinámica evolutiva que presentó la GPP_{obs} . Los valores de GPP_{mod} para el primer año de medidas, oscilaron entre $10.4 \text{ g C m}^{-2} \text{ 8d}^{-1}$ dado en invierno (DOY ≈ 361) y $61.9 \text{ g C m}^{-2} \text{ 8d}^{-1}$, siendo este el pico máximo dentro del PMI de 2007 (DOY ≈ 129). En 2008 el valor máximo alcanzado se retrasó casi un mes y fue ligeramente inferior al obtenido el año anterior, alcanzando los $56.4 \text{ g C m}^{-2} \text{ 8d}^{-1}$ (DOY ≈ 153). Mucho menor fue el máximo alcanzado en el año 2009, que fue de $36.2 \text{ g C m}^{-2} \text{ 8d}^{-1}$ (DOY ≈ 145), siendo casi la mitad del máximo alcanzado en 2007. También se observaron importantes discrepancias en los valores de la GPP al inicio de los PMI de cada uno de los años, así los valores promedios durante el primer mes del PMI para el año 2007 y 2008 fueron de 20.7 y $20.2 \text{ g C m}^{-2} \text{ 8d}^{-1}$, mientras que este valor promedio en 2009 se redujo más de un 30%, siendo $14.1 \text{ g C m}^{-2} \text{ 8d}^{-1}$. A partir del final del periodo de crecimiento (DOY ≈ 200) los valores de GPP_{mod} disminuyeron considerablemente para alcanzar los valores mínimos, en torno a valores de $11\text{-}13 \text{ g C m}^{-2} \text{ 8d}^{-1}$. En el mes de Octubre, los valores de GPP_{mod} aumentan levemente hasta $16.3 \text{ g C m}^{-2} \text{ 8d}^{-1}$ (DOY ≈ 281) para posteriormente volver a descender a valores mínimos. Consideramos importante prestar atención a los picos o ruido que se generan durante los periodos de máxima actividad fotosintética tanto para los valores experimentales de la GPP como

para los valores predichos por el modelo ECIBA-LUE. Como se puede ver en la figura 6.12, estos picos son consecuencia de considerables disminuciones en la radiación solar incidente y como consecuencia directa en los valores de la variable PAR, que como ya vimos en capítulos anteriores es el principal factor de control de los flujos de CO₂.

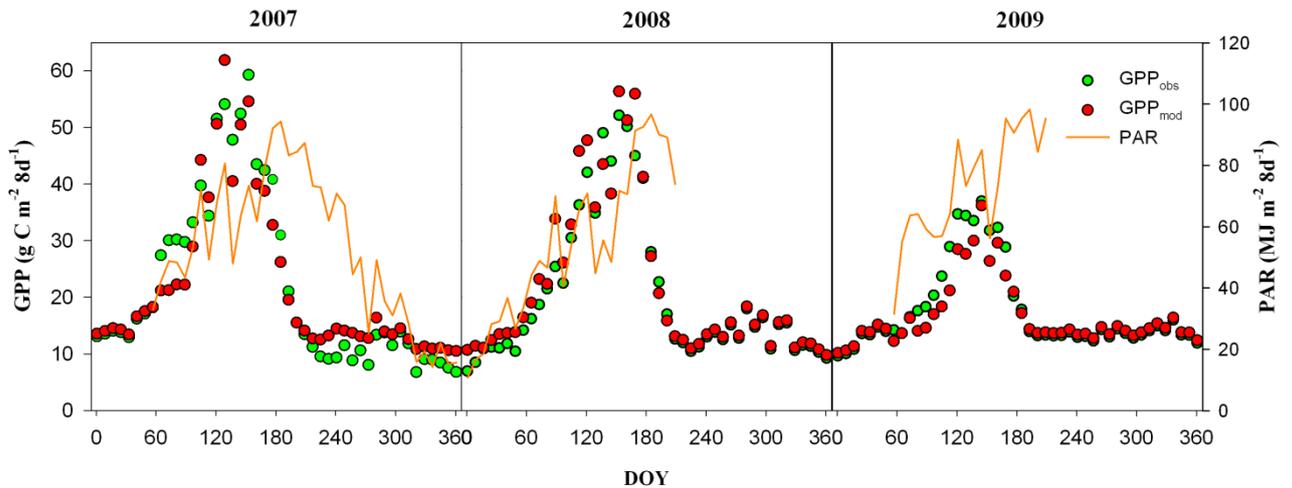


Figura 6.12 Variabilidad estacional de la GPP modelada mediante el modelo ECIBA-LUE (GPP_{mod}) y de la GPP estimada con datos en superficie (GPP_{obs}). La línea continua naranja representa la radiación fotosintéticamente activa (PAR).

Disponiendo de una serie temporal continua de datos de GPP_{mod} , habiendo rellenado los huecos existentes mediante la dependencia lineal de $GPP_{8d\ mod}$ con el $LAI_{8d\ 9pix}$ (ver ecuación 6.12) ya estamos en condiciones de estimar valores anuales de la GPP_{mod} . Así, los valores anuales predichos para cada año natural de medidas han sido 1005.4, 1005.7 y 756.3 g C m⁻² año⁻¹, y la GPP predicha acumulada en cada PMI fue de 646.1, 653.4 y 395.8 g C m⁻² para 2007, 2008 y 2009 respectivamente. Teniendo únicamente en cuenta el primer año completo de medidas, desde marzo de 2007 a febrero de 2008, la GPP_{mod} anual estimada nos da un valor de 988.13 g C m⁻² año⁻¹. En la figura 6.13 podemos percibir que la cantidad bruta estimada de carbono asimilado por el ecosistema durante los PMI de 2007 y 2008 supone aproximadamente el 65% de la cantidad anual estimada en esos años. Cabe destacar, la considerable reducción de este porcentaje ocurrida en el año 2009, donde la cantidad asimilada estimada

durante el PMI supone tan sólo el 52% de la estimada para ese año. Según estos resultados, podemos deducir que en el 2009, la fotosíntesis realizada fuera del periodo de máximo interés compensó la drástica reducción ocurrida en dicho periodo y por lo tanto el valor final anual estimado no fue tan bajo como el que podíamos haber esperado. Esto mismo puede deducirse de los resultados que obtuvimos con la GPP_{obs} en el capítulo anterior.

Los resultados muestran que los valores de GPP_{obs} (ver resultados capítulo anterior) son similares a los obtenidos ahora con GPP_{mod} . La raíz del error cuadrático medio (RMSE) obtenido fue de $4.27 \text{ g C m}^{-2} \text{ 8d}^{-1}$.

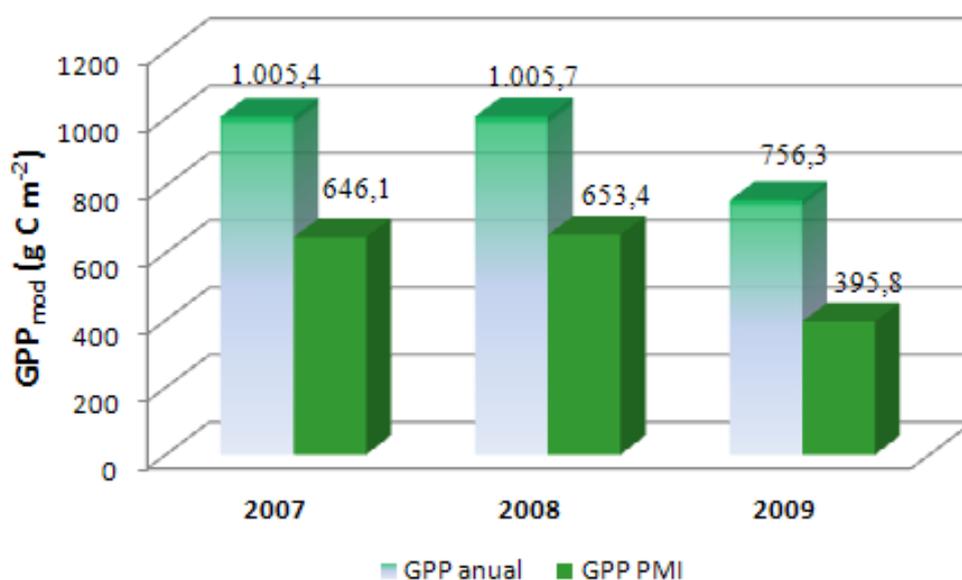


Figura 6.13 Estimaciones de la GPP_{mod} obtenida a partir de datos de satélite para cada uno de los años naturales 2007, 2008 y 2009, y comparativa con los valores estimados acumulados en sus PMI correspondientes.

VI.6 CONCLUSIONES

Los parámetros biofísicos fAPAR y LAI obtenidos mediante el sensor MERIS describieron satisfactoriamente la evolución fenológica de la vegetación de nuestro ecosistema de estudio, siendo consistente esta evolución con aquella presentada en el capítulo anterior por la producción primaria bruta estimada mediante las medidas de flujos de la torre del sistema EC (GPP_{obs}). En particular, cabe destacar que los máximos de GPP_{obs} fueron precedidos por los

máximos de fAPAR. Así tenemos que los máximos valores de fAPAR se dieron en los días julianos 129, 153 y 129 para el año 200, 2008 y 2009 respectivamente. Consecuentemente, los máximos valores diarios de GPP_{obs} resultaron en los días julianos 134, 165 y 134 respectivamente. La correlación entre estos dos parámetros biofísicos y la GPP_{obs} dieron coeficientes de determinación (R^2) satisfactorios, un 68.0% de la variabilidad de GPP_{obs} fue explicada por el parámetro fAPAR y un 76.3% fue explicada por el LAI.

En este trabajo, se ha aplicado y calibrado un modelo de eficiencia del uso de la luz (ECIBA-LUE) para describir la dinámica estacional y estimar la variación interanual de la GPP sobre un ecosistema agrícola rural semiárido como alternativa a la GPP_{obs} obtenida a partir de las medidas de la torre de flujos. Este modelo, que se basa en una eficiencia máxima de conversión del PAR, ϵ_{max} , específica para el ecosistema de estudio, depende de cuatro variables como datos de entrada: PAR, fAPAR, temperatura del aire y la fracción evaporativa, EF.

El valor ϵ_{max} obtenido en este trabajo, $1.902 \text{ g C MJ}^{-1}$, con un coeficiente de determinación de 0.91, es consistente con los valores encontrados en bibliografía y supone un paso establecido en las predicciones futuras de GPP en nuestro ecosistema o similares.

El modelo ECIBA-LUE presentado en este estudio resultó ser adecuado para obtener predicciones de GPP, dado que los valores obtenidos muestran la misma tendencia en la evolución de los datos que aquella dada con los valores de GPP observados a partir de los datos en superficie del sistema EC. La raíz del error cuadrático medio (RMSE) de las predicciones es de $4.27 \text{ g C m}^{-2} \text{ 8d}^{-1}$.

El modelo ECIBA-LUE aquí considerado resulta ser óptimo para detectar condiciones ambientales de sequía presentes en el periodo de estudio. Este hecho se evidencia con la reducción del valor de GPP_{mod} obtenido en el periodo de máximo interés del 2009 que fue de 395.8 g C m^{-2} en comparación con los valores alcanzados durante los PMI de los dos años anteriores, siendo éstos de 646.1 y 653.4 g C m^{-2} para el 2007 y 2008 respectivamente. Esta reducción en el valor de la GPP mediante nuestro modelo LUE es un poco más acusada que la reducción que se observó en ese mismo año con los datos en superficie. En

efecto, la GPP_{mod} durante el PMI de 2009 se redujo en un 39% respecto al valor dado en el PMI del 2007 y para la GPP_{obs} esa reducción significó un 36%, demostrando así la alta sensibilidad del modelo al estrés ambiental sufrido por el ecosistema.

Capítulo VII

CONCLUSIONES



VII.1 CONCLUSIONES

1. La campaña de medidas CIBA070809 objeto de esta memoria supone un primer paso establecido para el normal desarrollo de la medida en continuo de flujos turbulentos de CO_2 y H_2O mediante la aplicación de la técnica de correlaciones turbulentas en el CIBA. Esta ubicación reúne las características ecofisiológicas comunes de la mayor parte de la meseta nortecastellana, con predominio del uso cerealista. En el desarrollo de este proyecto, se ha puesto a punto la correspondiente instrumentación de respuesta rápida y de respuesta lenta necesaria y establecido una metodología a seguir para la adquisición, procesado y depuración de los datos obtenidos por el sistema instalado.

2. El ajuste de regresión lineal de la energía saliente, (LE+H+G) frente a la energía entrante (R_N) fue satisfactorio, $R^2 = 0.95$, arrojando un cierre de dicho balance del 90%. Este resultado indica una alta fiabilidad en las medidas de LE y H obtenidas por la instrumentación rápida, lo que avala la calidad de los datos de los flujos de CO_2 obtenidos.

3. La aplicación de las ecuaciones empíricas obtenidas en este estudio para parametrizar los flujos de CO_2 que intervienen en el intercambio biosfera-atmósfera, tanto para los datos de NEE como para la respiración, ha resultado ser satisfactoria. Los datos semihorarios de NEE muestran una fuerte correlación con la radiación fotosintéticamente activa, PAR. Los altos coeficientes de determinación (R^2), entre un 0.72 y 0.94, fueron obtenidos al ajustar los datos al modelo de Michaelis-Menten, demostrando su adecuada aplicación para rellenar datos diurnos de NEE. Sin embargo, la ecuación empírica usada para parametrizar la respiración, arrojó R^2 inferiores, entre 0.45 y 0.56, y tiene como variables dependientes, la temperatura y la fracción evaporativa, siendo ésta la variable más influyente para explicar la variabilidad de los datos.

4. Los resultados obtenidos en este trabajo demuestran el potencial de un ecosistema rural agrícola dominado por asociaciones vegetales pastizal-matorral y cultivos cerealistas para el secuestro de CO_2 atmosférico, actuando como

sumidero neto de carbono, con un valor anual acumulado durante el año base (de marzo 2007 a febrero de 2008) de $-181 \text{ g C m}^{-2} \text{ año}^{-1}$. El ecosistema se comportó como sumidero de carbono durante los 5 meses que comprende el periodo de crecimiento vegetativo (PMI), de marzo a julio, y como fuente de carbono, durante los 7 meses restantes, desde agosto a febrero. No obstante, la cantidad total acumulada de CO_2 liberada a la atmósfera durante estos 7 meses supone menos del 25% de la cantidad neta absorbida durante el PMI del año base 2007. De aquí se desprende la importancia de seguir la evolución de los flujos de CO_2 durante dicho período de tiempo.

5. Las cantidades acumuladas de NEE durante los PMI mostraron una gran variabilidad interanual, siendo -238.42 , -168.57 y $-127.24 \text{ g C m}^{-2}$ durante 2007, 2008 y 2009 respectivamente, reduciéndose un 50% en 2009 frente a 2007. A pesar de ello dichos valores fueron del mismo orden de magnitud que los obtenidos en otros estudios sobre ecosistemas agrícolas de características similares.

6. Las cantidades integradas de GPP_{obs} y RE_{eco} durante el año base fueron 969.4 y $791.0 \text{ g C m}^{-2} \text{ año}^{-1}$, respectivamente. Las cantidades acumuladas de GPP_{obs} y de RE_{eco} durante los 3 PMI también experimentaron una gran variabilidad interanual. Las de la GPP_{obs} fueron 698.4 , 613.1 y 448.5 g C m^{-2} durante 2007, 2008 y 2009 y las de la RE_{eco} 462.7 , 438.1 y 320.9 g C m^{-2} , respectivamente.

7. Durante el primer año de medidas la cantidad estimada de dióxido de carbono respirada por el ecosistema (RE_{eco}) constituyó el 81% del C O_2 total asimilado por fotosíntesis (GPP). Este porcentaje se vio reducido para los PMI, siendo 66, 71 y 72% para los años 2007, 2008 y 2009 respectivamente, dado que en estos periodos nuestro ecosistema aumenta su capacidad como sumidero terrestre de carbono.

8. La acusada variabilidad interanual de los flujos cabe atribuirlos a la influencia que ejercen las condiciones meteorológicas y en especial la presencia

de sequías. Cabe destacar la influencia de la sequía acontecida en el año 2009, caracterizado por temperaturas más cálidas y una precipitación acumulada de 375.3 mm, muy inferior a la media histórica, 445.7 mm, y a la precipitación acumulada en los dos años anteriores, considerados ligeramente húmedos, cuyos registros anuales fueron 486 y 496.7 mm, para 2007 y 2008 respectivamente. Asimismo, los flujos de CO₂ durante el PMI del 2008 también fueron inferiores debido a la reducción del período de condiciones climáticas favorables para el crecimiento vegetativo, influyendo el cambio en los patrones temporales de lluvia, con un mes de abril con abundante precipitación y el drástico incremento de la temperatura a mitad del mes de junio, lo que provocó una temprana senescencia en la vegetación.

9. Se han procesado los parámetros biofísicos de MERIS seleccionando para este trabajo los del nivel de procesamiento 2 y para un área de 3 x 3 píxeles centrados en el pixel que cubre el área de medidas. Los resultados han demostrado la efectividad del LAI y fAPAR, para el seguimiento de la evolución estacional de la GPP. En particular, cabe destacar que los máximos de GPP_{obs} fueron precedidos por los máximos de fAPAR. La correlación entre los dos parámetros, fAPAR y LAI, y la GPP_{obs} dieron coeficientes de determinación satisfactorios, 0.68 y 0.76, respectivamente.

10. La satisfactoria correlación entre los compuestos 8-d de la NEE y GPP observados con el sistema EC y el LAI ($R^2 = 0.64$ y 0.76 , respectivamente) nos ha llevado a utilizar el ajuste lineal obtenido para estimar las sumas anuales de NEE y de GPP para cada año natural del período de estudio. Los valores acumulados anuales fueron -197.8, -158.2 y -134.6 g C m⁻² para NEE y 1004.4, 937.9 y 808 g C m⁻² para GPP durante 2007, 2008 y 2009, respectivamente. Por lo tanto, los valores promedios anuales para NEE y GPP_{obs} fueron -163.5 y 916.8 g C m⁻² respectivamente.

11. Utilizando datos satelitales de fAPAR suministrados por el sensor MERIS y datos in situ de PAR, T_{air} y EF, hemos aplicado un modelo LUE para estimar la dinámica evolutiva de los compuestos 8-d de GPP. La

intercomparación de los resultados modelados y observados nos ha permitido determinar el parámetro más crítico del modelo, la eficiencia máxima del uso de la luz (ϵ_{max}) específico del ecosistema. El valor de ϵ_{max} obtenido ha sido de **1.902 ± 0.067** g C MJ⁻¹. El ajuste de correlación lineal entre los valores modelados y los observados ha arrojado un R² igual a 0.91, probando la bondad del modelo para la predicción de los compuestos de GPP de 8-d.

12. El modelo ECIBA-LUE aquí considerado resulta adecuado para detectar condiciones ambientales de sequía presentes en el periodo de estudio. Así observamos una importante reducción del valor de GPP_{mod} obtenido en el PMI de 2009, 395.8 g C m⁻², en comparación con los valores alcanzados durante los PMI de los dos años anteriores, 646.1 y 653.4 g C m⁻² para el 2007 y 2008 respectivamente.

13. Por último, considerando la representatividad del ecosistema elegido en la meseta norte, creemos que los resultados obtenidos han contribuido a aumentar el conocimiento del ciclo de carbono a escala regional de la Comunidad de Castilla y León y con ello ayudar a comprender mejor la respuesta de los agroecosistemas castellanos frente al cambio o variabilidad climática.

VII.2 CONCLUSIONS

1. The measurement campaign CIBA070809 subject of this report is a first step to establishing a normal development of the continuous measurement of turbulent CO₂ and H₂O fluxes. In this study the eddy covariance technique has been applied to measure net ecosystem exchange (NEE) in the CIBA. This location represents the common ecophysiological characteristics of most of the northern Spanish plateau. This project has installed both the necessary fast response and slow response instrumentation as well as established a methodology for the acquisition, processing and treatment of the data obtained.
2. The regression fit line of the outgoing energy (LE+H+G) versus input energy (R_N) was satisfactory, $R^2 = 0.95$, yielding an energy balance closure of 90%. This result indicates a high reliability in measurements of both H and LE obtained by fast response instrumentation, which supports the quality of the CO₂ fluxes data obtained.
3. The application of the empirical equations obtained in this study to parameterize CO₂ fluxes involved in biosphere-atmosphere exchange, both for NEE data and respiration, has turned out satisfactory. The half-hour values of NEE show a strong correlation with photosynthetically active radiation, PAR. The high coefficients of determination (R^2), ranging from 0.72 to 0.94, were obtained by adjusting the data to the Michaelis-Menten model, proving that its application is suitable for filling daytime NEE data gaps. However, the empirical equation used to parameterize the ecosystem respiration resulted in lower R^2 values, between 0.45 and 0.56, and includes dependent variables, temperature and evaporative fraction, the latter having the most influence on the variability of the data.
4. The results of this study indicate the experimental site's potential as a sink or source for atmospheric CO₂, representative of agricultural rural ecosystems dominated by pasture-scrub plant associations and cereal crops. In general, this ecosystem acts as a moderate sink for atmospheric CO₂, with a cumulative sum

of $-181 \text{ g C m}^{-2} \text{ year}^{-1}$, for the base year (from March 2007 to February 2008). Specifically, the ecosystem behaved as a carbon sink for the five months of the vegetative growth period (PMI), March to July. It acted as a carbon source, on the other hand, for the remaining seven months, from August to February. However, the total accumulated amount of CO_2 released into the atmosphere during this particular period was less than 25% of the amount absorbed in the PMI net base year 2007. Such results support the importance of studying the evolution of CO_2 fluxes during the PMI, when the vegetation is especially photosynthetically active.

5. Cumulative sums of NEE during the three PMIs were -238.42 , -168.57 y $-127.24 \text{ g C m}^{-2}$ in 2007, 2008 and 2009 respectively, showing high inter-annual variability and a decreasing value, by almost 50% in 2009 when compared to 2007. In spite of this, these results were of the same order of magnitude as those found other studies of similar ecosystems.

6. Cumulative sums of GPP_{obs} and RE_{eco} during the base year were 969.4 and $791.0 \text{ g C m}^{-2} \text{ year}^{-1}$ respectively. Cumulative sums of GPP_{obs} and RE_{eco} during the three PMIs also show a high inter-annual variability. The obtained values were 698.4 , 613.1 y 448.5 g C m^{-2} for GPP, and 462.7 , 438.1 y 320.9 g C m^{-2} for RE_{eco} , in 2007, 2008 y 2009 respectively.

7. During the base year, the estimated amount of carbon dioxide released by the ecosystem (RE_{eco}) accounted for 81% of total the CO_2 assimilated by photosynthesis (GPP). This percentage reduces in the PMIs, at 66%, 71%, and 72% in 2007, 2008 y 2009 respectively, since during this period our ecosystem increases its capacity as a terrestrial carbon sink.

8. The notable inter-annual variability of the fluxes can be attributed to the influence of weather conditions and especially the presence of droughts. It is important to highlight the influence of the drought which occurred in 2009, a year characterized by warmer temperatures and a cumulative rainfall of 375.3 mm , when the historical average has been 445.7 mm . The accumulated rainfall

in the previous two years, considered slightly wet, were 486 and 496.7 mm in 2007 and 2008 respectively. On the other hand, the CO₂ flux during the 2008 PMI was also lower than previous years, due to the reduced time period of favorable weather conditions for vegetative growth. The temporal distribution of rainfall events also influenced the fluxes; there was abundant rainfall in April and a drastic increase in temperature from the middle of June on, resulting in an early senescence of vegetation.

9. In this study, MERIS biophysical parameters have been processed, selecting the level 2 data and an area of 3 x 3 pixels centered on the pixel containing the experimental site. The results have shown the effectiveness of LAI and fAPAR to monitor the seasonal evolution of the GPP. In particular, it is important to highlight that the temporary occurrence which gave the highest GPP_{obs} values was closely accompanied by maximum fAPAR parameter values. The correlations between both fAPAR and GPP_{obs} and LAI and GPP_{obs}, yielded satisfactory R² values, 0.68 and 0.76, respectively.

10. Due to the satisfactory correlation founded between the eight-day composites (8-d) of the NEE and GPP observed by EC system and the LAI (R² = 0.64 and 0.76, respectively), the obtained best-fit line was used to estimate the annual amounts of NEE y GPP_{obs} for each calendar year of the study period. The annual cumulative sums were -197.8, -158.2 and -134.6 g C m⁻² for NEE and 1004.4, 937.9 and 808 g C m⁻² for GPP_{obs} in 2007, 2008 and 2009, respectively. Therefore, the annual averages of NEE and GPP_{obs} were -163.5 and 916.8 g C m⁻², respectively.

11. A LUE model, specifically ECIBA- LUE, was applied to estimate the seasonal evolution of the 8-d composites of GPP, by using fAPAR satellite data provided by MERIS sensor and also in situ data of PAR, T_{air} and EF. The comparison between modeled and observed results allowed the determination of a key parameter of the model, the maximum light use efficiency (ϵ_{max}), which is specific to the ecosystem studied. The ϵ_{max} value obtained was 1.902 ± 0067 g C MJ⁻¹. The result of the best-fit regression line between observed and modeled

values shows a R^2 of 0.91, indicating the high suitability of the model for predicting GPP 8-d composites.

12. The ECIBA-LUE model chosen suitably detected the environmental conditions of drought present in the studied period. Thus, one can observe a significant decrease in the GPP_{mod} value obtained in the PMI of 2009, 395.8 g C m^{-2} , compared to values reached during the PMI of the two previous years, 646.1 and 653.4 g C m^{-2} in 2007 and 2008 respectively.

13. Finally, bearing in mind that our ecosystem is highly representative of the northern plateau, we consider that the results obtained in this thesis have contributed to the knowledge of the carbon cycle at the regional level of Castilla y León. It also helps understand better the response of Castilian agro-ecosystems to climate change or climatic variability.

- ABER, J.D., REICH, P.B. and GOULDEN, M.L., 1996. Extrapolating leaf CO₂ exchange to the canopy: a generalized model of forest photosynthesis compared with measurements by eddy correlation. *Oecologia*, **106**(2), pp. 257-265.
- ACEVEDO, O.C., MORAES, O.L.L., DEGRAZIA, G.A., FITZJARRALD, D.R., MANZI, A.O. and CAMPOS, J.G., 2009. Is friction velocity the most appropriate scale for correcting nocturnal carbon dioxide fluxes? *Agricultural and Forest Meteorology*, **149**(1), pp. 1-10.
- ADDINGTON, R.N., MITCHELL, R.J., OREN, R. and DONOVAN, L.A., 2004. Stomatal sensitivity to vapor pressure deficit and its relationship to hydraulic conductance in *Pinus palustris*. *Tree physiology*, **24**(5), pp. 561.
- ALADOS-ARBOLEDAS, L., OLMO, F., ALADOS, I. and PEREZ, M., 2000. Parametric models to estimate photosynthetically active radiation in Spain. *Agricultural and Forest Meteorology*, **101**(2-3), pp. 187-201.
- ALBERGEL, C., CALVET, J., GIBELIN, A., LAFONT, S., ROUJEAN, J., BERNE, C., TRAUILLÉ, O. and FRITZ, N., 2010. Observed and modelled ecosystem respiration and gross primary production of a grassland in southwestern France. *Biogeosciences*, **7**(5), pp. 1657-1668.
- ALLARD, V., OURCIVAL, J., RAMBAL, S., JOFFRE, R. and ROCHETEAU, A., 2008. Seasonal and annual variation of carbon exchange in an evergreen Mediterranean forest in southern France. *Global Change Biology*, **14**(4), pp. 714-725.
- ALMAGRO, M., LÓPEZ, J., QUEREJETA, J.I. and MARTÍNEZ-MENA, M., 2009. Temperature dependence of soil CO₂ efflux is strongly modulated by seasonal patterns of moisture availability in a Mediterranean ecosystem. *Soil Biology and Biochemistry*, **41**(3), pp. 594-605.
- 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. and SAIGUSA, N., 2006. Carbon, energy and water fluxes at mature and disturbed forest sites, Saskatchewan, Canada. *Agricultural and Forest Meteorology*, **136**(3-4), pp. 237-251.
- ANDERSON, D.E., VERMA, S.B. and ROSENBERG, N.J., 1984. Eddy correlation measurements of CO₂, latent heat, and sensible heat fluxes over a crop surface. *Boundary-Layer Meteorology*, **29**(3), pp. 263-272.
- ANDERSON, M., NORMAN, J., MEYERS, T. and DIAK, G., 2000. An analytical model for estimating canopy transpiration and carbon assimilation fluxes based on canopy light-use efficiency. *Agricultural and Forest Meteorology*, **101**(4), pp. 265-289.
- ANTHONI, P.M., KNOHL, A., REBMANN, C., FREIBAUER, A., MUND, M., ZIEGLER, W., KOLLE, O. and SCHULZE, E.D., 2004. Forest and agricultural land-use-dependent CO₂ exchange in Thuringia, Germany. *Global Change Biology*, **10**(12), pp. 2005-2019.

ARORA, V.K., 2003. Simulating energy and carbon fluxes over winter wheat using coupled land surface and terrestrial ecosystem models. *Agricultural and Forest Meteorology*, **118**(1-2), pp. 21-47.

AUBINET, M., GRELLE, A., IBROM, A., RANNIK, Ü., MONCRIEFF, J., FOKEN, T., KOWALSKI, A.S., MARTIN, P.H., BERBIGIER, P., BERNHOFER, C. and CLEMENT, R., ELBERS, J., GRANIER, A., GRÜNWARD, T., MORGENSTERN, K., PILEGAARD, K., REBMANN, C., SNIJDERS, W., VALENTINI, R. AND VESALA, T., 2000. Estimates of the annual net carbon and water exchange of forests: the EUROFLUX methodology. *Advances in Ecological Research*, **30**, pp. 113-175.

BACOUR, C., BARET, F., BEAL, D., WEISS, M. and PAVAGEAU, K., 2006. Neural network estimation of LAI, fAPAR, fCover and LAIxC_{ab}, from top of canopy MERIS reflectance data: Principles and validation. *Remote Sensing of Environment*, **105**(4), pp. 313-325.

BAKER, J. and GRIFFIS, T., 2005. Examining strategies to improve the carbon balance of corn/soybean agriculture using eddy covariance and mass balance techniques. *Agricultural and Forest Meteorology*, **128**(3-4), pp. 163-177.

BALDOCCHI, D., 2008a. "Breathing" of the terrestrial biosphere: lessons learned from a global network of carbon dioxide flux measurement systems. *Australian Journal of Botany*, **56**(1), pp. 1-26.

BALDOCCHI, D., 2008b. Lecture 3 Micromet Flux Measurements, Eddy Covariance, Part 1.

BALDOCCHI, D.D., HINCKS, B.B. and MEYERS, T.P., 1988. Measuring Biosphere-Atmosphere Exchanges of Biologically Related Gases with Micrometeorological Methods. *Ecology*, **69**, 15 1331-1340, 1988, **69**(5), pp. 1331-1340.

BALDOCCHI, D., FALGE, E., GU, L., OLSON, R., HOLLINGER, D., RUNNING, S., ANTHONI, P., BERNHOFER, C., DAVIS, K. and EVANS, R., 2001. FLUXNET: A New Tool to Study the Temporal and Spatial Variability of Ecosystem-Scale Carbon Dioxide, Water Vapor, and Energy Flux Densities. .

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**(4), pp. 479-492.

BALDOCCHI, D.D., VOGEL, C.A. and HALL, B., 1997. Seasonal variation of carbon dioxide exchange rates above and below a boreal jack pine forest. *Agricultural and Forest Meteorology*, **83**(1-2), pp. 147-170.

BARET, F., BACOUR, C., BÉAL, D., WEISS, M., BERTHELOT, B. and REGNER, P., 2006a. *Algorithm Theoretical Basis Document for MERIS Top of canopy Land Products (TOC_VEG)*. Avignon: INRA-CSE.

BARET, F., PAVAGEAU, K., BÉAL, D., WEISS, M., BERTHELOT, V. and REGNER, P., 2006b. *Algorithm Theoretical Basis Document for MERIS Top of Atmosphere Land Products (TOA_VEG)*. Avignon: INRA-CSE.

BARET, F., HAGOLLE, O., GEIGER, B., BICHERON, P., MIRAS, B., HUC, M., BERTHELOT, B., NIÑO, F., WEISS, M., SAMAIN, O., ROUJEAN, J.L. and LEROY, M., 2007. LAI, fAPAR and fCover CYCLOPES global products derived from VEGETATION: Part 1: Principles of the algorithm. *Remote Sensing of Environment*, **110**(3), pp. 275-286.

BASTIAANSEN, W.G.M., PELGRUM, H., WANG, J., MA, Y., MORENO, J.F., ROERINK, G.J. and VAN DER WAL, T., 1998. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL): Part 2: Validation. *Journal of Hydrology*, **212-213**, pp. 213-229.

BEER, C., REICHSTEIN, M., TOMELLERI, E., CIAIS, P., JUNG, M., CARVALHAIS, N., RÖDENBECK, C., ARAIN, M.A., BALDOCCHI, D. and BONAN, G.B., 2010. Terrestrial gross carbon dioxide uptake: global distribution and covariation with climate. *Science*, **329**(5993), pp. 834.

BERBIGIER, P., BONNEFOND, J. and MELLMANN, P., 2001. CO₂ and water vapour fluxes for 2 years above Euroflux forest site. *Agricultural and Forest Meteorology*, **108**(3), pp. 183-197.

BÉZIAT, P., CESCHIA, E. and DEDIEU, G., 2009. Carbon balance of a three crop succession over two cropland sites in South West France. *Agricultural and Forest Meteorology*, **149**(10), pp. 1628-1645.

BI, X., GAO, Z., DENG, X., WU, D., LIANG, J., ZHANG, H., SPARROW, M., DU, J., LI, F. and TAN, H., 2007. Seasonal and diurnal variations in moisture, heat, and CO₂ fluxes over grassland in the tropical monsoon region of southern China. *J.Geophys.Res.*, **112**.

BOWLING, D.R., TANS, P.P. and MONSON, R.K., 2001. Partitioning net ecosystem carbon exchange with isotopic fluxes of CO₂. *Global Change Biology*, **7**(2), pp. 127-145.

BRÜGGEMANN, N., GESSLER, A., KAYLER, Z., KEEL, S.G., BADECK, F., BARTHEL, M., BOECKX, P., BUCHMANN, N., BRUGNOLI, E., ESPERSCHÜTZ, J., GAVRICHKOVA, O., GHASHGHAIE, J., GOMEZ-CASANOVAS, N., KEITEL, C., KNOHL, A., KUPTZ, D., PALACIO, S., SALMON, Y., UCHIDA, Y. and BAHN, M., 2011. Carbon allocation and carbon isotope fluxes in the plant-soil-atmosphere continuum: a review. *Biogeosciences Discussions*, **8**, pp. 3619–3695.

BRUHN, D., MIKKELSEN, T.N., HERBST, M., KUTSCH, W.L., BALL, M.C. and PILEGAARD, K., 2011a. Estimating daytime ecosystem respiration from eddy-flux data. *Biosystems*, **103**(2), pp. 309-313.

BRUHN, D., MIKKELSEN, T.N., HERBST, M., KUTSCH, W.L., BALL, M.C. and PILEGAARD, K., 2011b. Estimating daytime ecosystem respiration from eddy-flux data. *Biosystems*, **103**(2), pp. 309-313.

BRUTSAERT, W. and SUGITA, M., 1992. Application of self-preservation in the diurnal evolution of the surface energy budget to determine daily evaporation. *Journal of Geophysical Research*, **97**(D17), pp. 18377-18,382.

CAMPBELL, N.A. and REECE, J.B., 2007. *Biología*. 7ª edn. España: Editorial Médica Panamericana S.A.

CANADELL, J., PATAKI, D., GIFFORD, R., HOUGHTON, R., LUO, Y., RAUPACH, M., SMITH, P. and STEFFEN, W., 2007. Saturation of the Terrestrial Carbon Sink. In: J.G. CANADELL, D.E. PATAKI and L.F. PITELKA (eds), *Terrestrial Ecosystems in a Changing World*. Springer Berlin Heidelberg, pp. 59-78.

CHASMER, L., BARR, A., HOPKINSON, C., MCCAUGHEY, H., TREITZ, P., BLACK, A. and SHASHKOV, A., 2009. Scaling and assessment of GPP from MODIS using a combination of airborne lidar and eddy covariance measurements over jack pine forests. *Remote Sensing of Environment*, **113**(1), pp. 82-93.

CHÁVEZ, J.L., HOWELL, T.A. and COPELAND, K.S., 2009. Evaluating eddy covariance cotton ET measurements in an advective environment with large weighing lysimeters. *Irrigation Science*, **28**(1), pp. 35-50.

CHEN, J.M., CHEN, B. and TANS, P., 2007. Deriving daily carbon fluxes from hourly CO₂ mixing ratios measured on the WLEF tall tower: An upscaling methodology. *Journal of Geophysical Research*, **112**(G01015), pp. 1-14.

CONNOR, D.J. and LOOMIS, R.S., 2002. *Ecología de cultivos*. Edición española edn. Mundi-prensa.

CRAGO, R.D., 1996. Conservation and variability of the evaporative fraction during the daytime. *Journal of Hydrology*, **180**(1-4), pp. 173-194.

DAVIDSON, E.A., BELK, E. and BOONE, R.D., 1998. Soil water content and temperature as independent or confounded factors controlling soil respiration in a temperate mixed hardwood forest. *Global Change Biology*, **4**(2), pp. 217-227.

DAVIDSON, E.A., JANSSENS, I.A. and LUO, Y., 2006. On the variability of respiration in terrestrial ecosystems: moving beyond Q₁₀. *Global Change Biology*, **12**(2), pp. 154-164.

DAY, M.E., 2000. Influence of temperature and leaf-to-air vapor pressure deficit on net photosynthesis and stomatal conductance in red spruce (*Picea rubens*). *Tree physiology*, **20**(1), pp. 57-63.

DENG, F. and CHEN, J.M., 2011. Recent global CO₂ flux inferred from atmospheric CO₂ observations and its regional analyses. *Biogeosciences Discuss.*, 8, 3497-3536, 2011, (8), pp. 3497-3536.

DENNING, A.S., FUNG, I.Y. and RANDALL, D., 1995. Latitudinal gradient of atmospheric CO₂ due to seasonal exchange with land biota. *Nature*, **376**(6537), pp. 240-243.

DESAI, A.R., RICHARDSON, A.D., MOFFAT, A.M., KATTGE, J., HOLLINGER, D.Y., BARR, A., FALGE, E., NOORMETS, A., PAPALE, D., REICHSTEIN, M. and STAUCH, V.J., 2008. Cross-site evaluation of eddy covariance GPP and RE decomposition techniques. *Agricultural and Forest Meteorology*, **148**(6-7), pp. 821-838.

DESJARDINS, R.L., 1985. Carbon dioxide budget of maize. *Agricultural and Forest Meteorology*, **36**(1), pp. 29-41.

DESJARDINS, R.L., 1974. A technique to measure CO₂ exchange under field conditions. *International journal of biometeorology*, **18**(1), pp. 76-83.

DU, Q., LIU, H.Z., FENG, J.W., WANG, L., HUANG, J.P., ZHANG, W. and BERNHOFER, C., 2012. Carbon dioxide exchange processes over the grassland ecosystems in semiarid areas of China. *Science China Earth Sciences*, **55**(4), pp. 644-655.

ELÍAS, F. and CASTELLVI, F., 1996. *Agrometeorología*. Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación, Madrid: Ediciones Mundi-Prensa.

EPRON, D., FARQUE, L., LUCOT, É. and BADOT, P.M., 1999. Soil CO₂ efflux in a beech forest: dependence on soil temperature and soil water content. *Annals of Forest Science*, **56**(3), pp. 221-226.

FALGE, E., BALDOCCHI, D., TENHUNEN, J., AUBINET, M., BAKWIN, P., BERBIGIER, P., BERNHOFER, C., BURBA, G., CLEMENT, R. and DAVIS, K.J., 2002. Seasonality of ecosystem respiration and gross primary production as derived from FLUXNET measurements. *Agricultural and Forest Meteorology*, **113**(1-4), pp. 53-74.

FALGE, E., BALDOCCHI, D., OLSON, R., ANTHONI, P., AUBINET, M., BERNHOFER, C., BURBA, G., CEULEMANS, R., CLEMENT, R., DOLMAN, H., GRANIER, A., GROSS, P., GRÜNWARD, T., HOLLINGER, D., JENSEN, N., KATUL, G., KERONEN, P., KOWALSKI, A., LAI, C.T., LAW, B.E., MEYERS, T., MONCRIEFF, J., MOORS, E., MUNGER, J.W., PILEGAARD, K., RANNIK, Ü., REBMANN, C., SUYKER, A., TENHUNEN, J., TU, K., VERMA, S., VESALA, T., WILSON, K. and WOFSY, S., 2001a. Gap filling strategies for defensible annual sums of net ecosystem exchange. *Agricultural and Forest Meteorology*, **107**(1), pp. 43-69.

FALGE, E., BALDOCCHI, D., OLSON, R., ANTHONI, P., AUBINET, M., BERNHOFER, C., BURBA, G., CEULEMANS, R., CLEMENT, R., DOLMAN, H., GRANIER, A., GROSS, P., GRÜNWARD, T., HOLLINGER, D., JENSEN, N.,

KATUL, G., KERONEN, P., KOWALSKI, A., TA LAI, C., LAW, B.E., MEYERS, T., MONCRIEFF, J., MOORS, E., WILLIAM MUNGER, J., PILEGAARD, K., RANNIK, Ü., REBMANN, C., SUYKER, A., TENHUNEN, J., TU, K., VERMA, S., VESALA, T., WILSON, K. and WOFSY, S., 2001b. Gap filling strategies for long term energy flux data sets. *Agricultural and Forest Meteorology*, **107**(1), pp. 71-77.

FARQUHAR, G.D., CAEMMERER, S. and BERRY, J.A., 1980. A biochemical model of photosynthetic CO₂ assimilation in leaves of C₃ species. *Planta*, **149**(1), pp. 78-90.

FIGUEROA, M.E. and REDONDO, S., 2007. *Los sumideros naturales de CO₂: Una estrategia sostenible entre el cambio climático y el Protocolo de Kyoto desde las perspectivas urbana y territorial*. Primera edición. Brenes: Universidad de Sevilla.

FLANAGAN, L.B., WEVER, L.A. and CARLSON, P.J., 2002. Seasonal and interannual variation in carbon dioxide exchange and carbon balance in a northern temperate grassland. *Global Change Biology*, **8**(7), pp. 599-615.

FLANAGAN, L.B. and JOHNSON, B.G., 2005. Interacting effects of temperature, soil moisture and plant biomass production on ecosystem respiration in a northern temperate grassland. *Agricultural and Forest Meteorology*, **130**(3-4), pp. 237-253.

FLEAGLE, R.G. and BUSINGER, J.A., 1980. *An introduction to atmospheric physics*. Academic Press.

FOKEN, T., GÖCKEDE, M., MAUDER, M., MAHRT, L., AMIRO, B. and MUNGER, W., 2004. Post-field data quality control. In: X. LEE, W.J. MASSMAN and B.E. LAW (eds), *Handbook of micrometeorology: A guide for surface flux measurements and analysis*. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, pp. 181-208.

FOKEN, T. and WICHURA, B., 1996. Tools for quality assessment of surface-based flux measurements. *Agricultural and Forest Meteorology*, **78**(1-2), pp. 83-105.

FOWLER, D. and DUYZER, J.H., 1989. Micrometeorological techniques for the measurement of trace gas exchange. In: M.O. ANDREAE and D.S. SCHIMMEL (eds), *Exchange of trace gases between terrestrial ecosystems and the atmosphere*. Chichester: John Wiley and Sons, pp. 189-207.

FRIEND, A.D., ARNETH, A., KIANG, N.Y., LOMAS, M., OGÉE, J., RÖDENBECK, C., RUNNING, S.W., SANTAREN, J.D., SITCH, S., VIOVY, N., WOODWARD, F.I. and ZAEHLE, S., 2007. FLUXNET and modelling the global carbon cycle. *Global Change Biology*, **13**(3), pp. 610-633.

GANDÍA, S. and MELIÁ, J., 1993. *La teledetección en el seguimiento de los fenómenos naturales: climatología y desertificación*. Valencia: Universitat de Valencia.

GARBULSKY, M.F., PEÑUELAS, J., PAPALE, D., ARDÖ, J., GOULDEN, M.L., KIELY, G., RICHARDSON, A.D., ROTENBERG, E., VEENENDAAL, E.M. and FILELLA, I., 2010. Patterns and controls of the variability of radiation use efficiency

and primary productivity across terrestrial ecosystems. *Global Ecology and Biogeography*, **19**(2), pp. 253-267.

GARCÍA, M.Á., SÁNCHEZ, M.L. and PÉREZ, I.A., 2010. Synoptic weather patterns associated with carbon dioxide levels in Northern Spain. *Science of The Total Environment*, **408**(16), pp. 3411-3417.

GARCÍA-HARO, F.J., CAMACHO-DE COCA, F. and MIRALLES, J.M., 2008. Inter-comparison of SEVIRI/MSG and MERIS/ENVISAT biophysical products over Europe and Africa, *Proceedings of the 2nd MERIS/(A) ATSR User Workshop, Frascati, Italy 2008*, pp. 22–26.

GENTINE, P., ENTEKHABI, D., CHEHBOUNI, A., BOULET, G. and DUCHEMIN, B., 2007. Analysis of evaporative fraction diurnal behaviour. *Agricultural and Forest Meteorology*, **143**(1-2), pp. 13-29.

GILMANOV, T.G., AIRES, L., BARCZA, Z., BARON, V., BELELLI, L., BERINGER, J., BILLESBACH, D., BONAL, D., BRADFORD, J. and CESCHIA, E., 2010. Productivity, respiration, and light-response parameters of world grassland and agroecosystems derived from flux-tower measurements. *Rangeland ecology & management*, **63**(1), pp. 16-39.

GILMANOV, T.G., JOHNSON, D.A., SALIENDRA, N.Z., AKSHALOV, K. and WYLIE, B.K., 2004. Gross primary productivity of the true steppe in Central Asia in relation to NDVI: scaling up CO₂ fluxes. *Environmental management*, **33**, pp. 492-508.

GILMANOV, T.G., VERMA, S.B., SIMS, P.L., MEYERS, T.P., BRADFORD, J.A., BURBA, G.G. and SUYKER, A.E., 2003. Gross primary production and light response parameters of four Southern Plains ecosystems estimated using long-term CO₂-flux tower measurements. *Global Biogeochemical Cycles*, **17**(2), pp. 1071-1086.

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., G.MANCA, 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. and WOHLFAHRT, G., 2007. Partitioning European grassland net ecosystem CO₂ exchange into gross primary productivity and ecosystem respiration using light response function analysis. *Agriculture, Ecosystems & Environment*, **121**(1-2), pp. 93-120.

GIMÉNEZ, J., MARTIN, C., PORCEL, P. and ESCUDERO, R., 2008. Estimación mediante Imágenes MERIS de la Detracción de Agua debida al Regadío. *Revista de la Asociación Española de Teledetección*, (29), pp. 52-66.

GLENN, E.P., HUETE, A.R., NAGLER, P.L. and NELSON, S.G., 2008. Relationship between remotely-sensed vegetation indices, canopy attributes and plant physiological

processes: What vegetation indices can and cannot tell us about the landscape. *Sensors*, **8**(4), pp. 2136-2160.

GLOBAL CLIMATE OBSERVING SYSTEM (GCOS) STEERING COMMITTEE, 2010. *Implementation Plan for the Global Observing Systems for Climate in support of the UNFCCC*.

GOERNER, A., REICHSTEIN, M., TOMELLERI, E., HANAN, N., RAMBAL, S., PAPALE, D., DRAGONI, D. and SCHMULLIUS, C., 2011. Remote sensing of ecosystem light use efficiency with MODIS-based PRI. *Biogeosciences*, **8**, pp. 189-202.

GONZALEZ-DUGO, M.P., NEALE, C.M.U., MATEOS, L., KUSTAS, W.P., PRUEGER, J.H., ANDERSON, M.C. and LI, F., 2009. A comparison of operational remote sensing-based models for estimating crop evapotranspiration. *Agricultural and Forest Meteorology*, **149**(11), pp. 1843-1853.

GOULDEN, M.L., DAUBE, B.C., FAN, S.M., SUTTON, D.J., BAZZAZ, A., MUNGER, J.W. and WOFSY, S.C., 1997. Physiological responses of a black spruce forest to weather. *Journal of Geophysical Research*, **102**(D24), pp. 28987-28996.

GOULDEN, M.L., MUNGER, J.W., FAN, S.M., DAUBE, B.C. and WOFSY, S.C., 1996a. Exchange of carbon dioxide by a deciduous forest: response to interannual climate variability. *Science*, **271**(5255), pp. 1576.

GOULDEN, M.L., MUNGER, J.W., FAN, S.M., DAUBE, B.C. and WOFSY, S.C., 1996b. Measurements of carbon sequestration by long-term eddy covariance: methods and a critical evaluation of accuracy. *Global Change Biology*, **2**(3), pp. 169-182.

GRANIER, A., CESCHIA, E., DAMESIN, C., DUFRÊNE, E., EPRON, D., GROSS, P., LEBAUDE, S., LE DANTEC, V., LE GOFF, N., LEMOINE, D., LUCOT, E., OTTORINI, J.M., PONTAILLER, J.Y. and SAUGIER, B., 2000. The carbon balance of a young Beech forest. *Functional Ecology*, **14**(3), pp. 312-325.

GREEN, D.S., ERICKSON, J.E. and KRUGER, E.L., 2003. Foliar morphology and canopy nitrogen as predictors of light-use efficiency in terrestrial vegetation. *Agricultural and Forest Meteorology*, **115**(3-4), pp. 163-171.

GRIFFIS, T.J., BAKER, J.M. and ZHANG, J., 2005. Seasonal dynamics and partitioning of isotopic CO₂ exchange in a C₃/C₄ managed ecosystem. *Agricultural and Forest Meteorology*, **132**(1-2), pp. 1-19.

GU, L., FALGE, E.M., BODEN, T., BALDOCCHI, D.D., BLACK, T.A., SALESKA, S.R., SUNI, T., VERMA, S.B., VESALA, T., WOFSY, S.C. and XU, L., 2005. Objective threshold determination for nighttime eddy flux filtering. *Agricultural and Forest Meteorology*, **128**(3-4), pp. 179-197.

HANAN, N.P., BURBA, G., VERMA, S.B., BERRY, J.A., SUYKER, A. and WALTER-SHEA, E.A., 2002. Inversion of net ecosystem CO₂ flux measurements for estimation of canopy PAR absorption. *Global Change Biology*, **8**(6), pp. 563-574.

HASHIMOTO, H., NEMANI, R.R., WHITE, M.A., JOLLY, W.M., PIPER, S.C., KEELING, C.D., MYNENI, R.B. and RUNNING, S.W., 2004. El Niño–Southern Oscillation–induced variability in terrestrial carbon cycling. *J.Geophys.Res*, **109**, pp. D23110.

HEINSCH, F.A., REEVES, M., VOTAVA, P., KANG, S., MILESI, C., ZHAO, M., GLASSY, J., JOLLY, W.M., LOEHMAN, R., BOWKER, C.F., KIMBALL, J.S., NEMANI, R.R. and AND RUNNING, S.W., 2003. *User's Guide GPP and NPP (MOD17A2/A3) Products NASA MODIS Land Algorithm*. Washington, DC: Report, NASA.

HOEDJES, J., CHEHBOUNI, A., JACOB, F., EZZAHAR, J. and BOULET, G., 2008. Deriving daily evapotranspiration from remotely sensed instantaneous evaporative fraction over olive orchard in semi-arid Morocco. *Journal of Hydrology*, **354**(1-4), pp. 53-64.

HOFMANN, D.J., BUTLER, J.H. and TANS, P.P., 2009. A new look at atmospheric carbon dioxide. *Atmospheric Environment*, **43**(12), pp. 2084-2086.

HØJSTRUP, J., 1981. A simple model for the adjustment of velocity spectra in unstable conditions downstream of an abrupt change in roughness and heat flux. *Boundary-Layer Meteorology*, **21**(3), pp. 341-356.

HØJSTRUP, J., 1993. A statistical data screening procedure. *Measurement Science and Technology*, **4**, pp. 153.

HOLLINGER, D., KELLIHER, F., BYERS, J., HUNT, J., MCSEVENY, T. and WEIR, P., 1994. Carbon dioxide exchange between an undisturbed old-growth temperate forest and the atmosphere. *Ecology*, **75**(1), pp. 134-150.

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* Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press.

IRIBARNE, J.V. and GODSON, W.L., 1981. *Atmospheric thermodynamics*. Second edition edn. Dordrecht: Reidel.

JAKSIC, V., KIELY, G., ALBERTSON, J., OREN, R., KATUL, G., LEAHY, P. and BYRNE, K.A., 2006. Net ecosystem exchange of grassland in contrasting wet and dry years. *Agricultural and Forest Meteorology*, **139**(3-4), pp. 323-334.

JASSAL, R.S., BLACK, T.A., CAI, T., MORGENSTERN, K., LI, Z., GAUMONT-GUAY, D. and NESIC, Z., 2007. Components of ecosystem respiration and an estimate of net primary productivity of an intermediate-aged Douglas-fir stand. *Agricultural and Forest Meteorology*, **144**(1-2), pp. 44-57.

JENERETTE, G.D., SCOTT, R.L., BARRON-GAFFORD, G.A. and HUXMAN, T.E., 2009. Gross primary production variability associated with meteorology, physiology,

leaf area, and water supply in contrasting woodland and grassland semiarid riparian ecosystems. *Journal of Geophysical Research*, **114**(G04010), pp. G04010.

JIMÉNEZ, F. and LHOMME, J.P., 1990. *Elementos de micrometeorología*. Costa Rica: Turrialba, CATIE, CR.

JUNG, M., VERSTRAETE, M., GOBRON, N., REICHSTEIN, M., PAPAIE, D., BONDEAU, A., ROBUSTELLI, M. and PINTY, B., 2008. Diagnostic assessment of European gross primary production. *Global Change Biology*, **14**(10), pp. 2349-2364.

KAIMAL, J.C. and GAYNOR, J.E., 1991. Another look at sonic thermometry. *Boundary-Layer Meteorology*, **56**(4), pp. 401-410.

KAIMAL, J.C., WYNGAARD, J.C., IZUMI, Y. and COTE, O.R., 1972. Spectral characteristics of surface-layer turbulence. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **98**(417), pp. 563-589.

KALFAS, J.L., XIAO, X., VANEGAS, D.X., VERMA, S.B. and SUYKER, A.E., 2011. Modeling gross primary production of irrigated and rain-fed maize using MODIS imagery and CO₂ flux tower data. *Agricultural and Forest Meteorology*, **151**(12), pp. 1514-1528.

KEELING, C.D., 1960. The concentration and isotopic abundances of carbon dioxide in the atmosphere. *Tellus*, **12**(2), pp. 200-203.

KING, D.A., TURNER, D.P. and RITTS, W.D., 2011. Parameterization of a diagnostic carbon cycle model for continental scale application. *Remote Sensing of Environment*, **115**(7), pp. 1653-1664.

KJELGAARD, J.F., HEILMAN, J.L., MCINNES, K.J., OWENS, M.K. and KAMPS, R.H., 2008. Carbon dioxide exchange in a subtropical, mixed C3/C4 grassland on the Edwards Plateau, Texas. *Agricultural and Forest Meteorology*, **148**(6-7), pp. 953-963.

KOCH, O., 2008. Carbon and nitrogen transformations in alpine ecosystems of the Eastern Alps, Austria.

KOWALSKI, A.S. and 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**(2), pp. 129-141.

KOWALSKI, A.S., SERRANO-ORTIZ, P., JANSSENS, I.A., SANCHEZ-MORAL, S., CUEZVA, S., DOMINGO, F., WERE, A. and ALADOS-ARBOLEDAS, L., 2008. Can flux tower research neglect geochemical CO₂ exchange? *Agricultural and Forest Meteorology*, **148**(6-7), pp. 1045-1054.

KURBATOVA, J., LI, C., VARLAGIN, A., XIAO, X. and VYGODSKAYA, N., 2008. Modeling carbon dynamics in two adjacent spruce forests with different soil conditions in Russia. *Biogeosciences Discussions*, **5**(1), pp. 271-296.

- LANDSBERG, J. and WARING, R., 1997. A generalised model of forest productivity using simplified concepts of radiation-use efficiency, carbon balance and partitioning. *Forest Ecology and Management*, **95**(3), pp. 209-228.
- LANGE, O.L., LÖSCH, R., SCHULZE, E.D. and KAPPEN, L., 1971. Responses of stomata to changes in humidity. *Planta*, **100**(1), pp. 76-86.
- LASSLOP, G., REICHSTEIN, M., PAPALE, D., RICHARDSON, A.D., ARNETH, A., BARR, A., STOY, P. and 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**(1), pp. 187-208.
- LAW, B., FALGE, E., GU, L., BALDOCCHI, D., BAKWIN, P., BERBIGIER, P., DAVIS, K., DOLMAN, A., FALK, M. and FUENTES, J., 2002. Environmental controls over carbon dioxide and water vapor exchange of terrestrial vegetation. *Agricultural and Forest Meteorology*, **113**(1-4), pp. 97-120.
- LEE, X., MASSMAN, W.J. and LAW, B.E., 2004. *Handbook of micrometeorology: a guide for surface flux measurement and analysis*. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers.
- LEI, H. and YANG, D., 2010. Seasonal and interannual variations in carbon dioxide exchange over a cropland in the North China Plain. *Global Change Biology*, **16**(11), pp. 2944-2957.
- LI, S., XIAO, J., XU, W. and YAN, H., 2012. Modelling gross primary production in the Heihe river basin and uncertainty analysis. *International Journal of Remote Sensing*, **33**(3), pp. 836-847.
- LI, S.G., LAI, C.T., YOKOYAMA, T. and OIKAWA, T., 2003. Carbon dioxide and water vapor exchange over a Miscanthus-type grassland: Effects of development of the canopy. *Ecological Research*, **18**(6), pp. 661-675.
- LI-COR INC., 2001. *LI-7500 CO₂/H₂O Analyzer Instruction Manual*. Lincoln, Nebraska, USA: LI-COR, Inc.
- LIEBETHAL, C. and FOKEN, T., 2003. On the significance of the Webb correction to fluxes. *Boundary-Layer Meteorology*, **109**(1), pp. 99-106.
- LIEBETHAL, C., HUWE, B. and FOKEN, T., 2005. Sensitivity analysis for two ground heat flux calculation approaches. *Agricultural and Forest Meteorology*, **132**(3-4), pp. 253-262.
- LIU, G., LIU, Y. and ENDO, S., 2011. *Evaluation of surface flux parameterizations with long-term arm observations*.
- LIU, H., PETERS, G. and FOKEN, T., 2001. New equations for sonic temperature variance and buoyancy heat flux with an omnidirectional sonic anemometer. *Boundary-Layer Meteorology*, **100**(3), pp. 459-468.

- LIU, R., LI, Y. and WANG, Q.X., 2011. Variations in water and CO₂ fluxes over a saline desert in western China. *Hydrological Processes*, **26**(4), pp. 513-522.
- LIU, Y., YU, G., WEN, X., WANG, Y., SONG, X., LI, J., SUN, X., YANG, F., CHEN, Y. and LIU, Q., 2006. Seasonal dynamics of CO₂ fluxes from subtropical plantation coniferous ecosystem. *Science in China Series D: Earth Sciences*, **49**, pp. 99-109.
- LLOYD, J. and TAYLOR, J., 1994. On the temperature dependence of soil respiration. *Functional Ecology*, **8**(3), pp. 315-323.
- LOOMIS, R.S. and CONNOR, D.J., 2002. *Ecología de cultivos: Productividad y manejo en sistemas agrarios*. Edición española edn. Madrid, España: Mundi-Prensa.
- LÓPEZ, B., SABATÉ, S. and GRACIA, C., 1998. Fine roots dynamics in a Mediterranean forest: effects of drought and stem density. *Tree physiology*, **18**(8-9), pp. 601-606.
- LUO, H., OECHEL, W.C., HASTINGS, S.J., ZULUETA, R., QIAN, Y. and KWON, H., 2007. Mature semiarid chaparral ecosystems can be a significant sink for atmospheric carbon dioxide. *Global Change Biology*, **13**(2), pp. 386-396.
- MAUDER, M. and FOKEN, T., 2004. Documentation and instruction manual of the eddy covariance software package TK2. **26**, pp. 45pp.
- MAUDER, M., FOKEN, T., CLEMENT, R., ELBERS, J.A., EUGSTER, W., GRÜNWALD, T., HEUSINKVELD, B. and KOLLE, O., 2007. Quality control of CarboEurope flux data? Part II: Inter-comparison of eddy-covariance software. *Biogeosciences Discussions*, **4**(6), pp. 4067-4099.
- MCCALLUM, I., WAGNER, W., SCHMULLIUS, C., SHVIDENKO, A., OBERSTEINER, M., FRITZ, S. and NILSSON, S., 2009. Satellite-based terrestrial production efficiency modeling. *Carbon balance and management*, **4**(1), pp. 1-14.
- MICHAELIS, L. and MENTEN, M.L., 1913. Die Kinetik der InwertinWirkung. *Biochem.*, (49), pp. 333-369.
- MINISTERIO DE AGRICULTURA, ALIMENTACIÓN Y MEDIO AMBIENTE DE ESPAÑA, ed, 2012. *Perfil Ambiental de España 2011: Informe basado en indicadores*. Madrid: Publicaciones del Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente de España.
- MOFFAT, A.M., PAPALE, D., REICHSTEIN, M., HOLLINGER, D.Y., RICHARDSON, A.D., BARR, A.G., BECKSTEIN, C., BRASWELL, B.H., CHURKINA, G. and DESAI, A.R., 2007. Comprehensive comparison of gap-filling techniques for eddy covariance net carbon fluxes. *Agricultural and Forest Meteorology*, **147**(3-4), pp. 209-232.

- MONCRIEFF, J., VALENTINI, R., GRECO, S., GUENTHER, S. and CICCIOLI, P., 1997. Trace gas exchange over terrestrial ecosystems: methods and perspectives in micrometeorology. *Journal of experimental botany*, **48**(310), pp. 1133-1142.
- MONTEITH, J., 1972. Solar radiation and productivity in tropical ecosystems. *Journal of Applied Ecology*, **9**(3), pp. 747-766.
- MOORE, C.J., 1986. Frequency response corrections for eddy correlation systems. *Boundary-Layer Meteorology*, **37**(1), pp. 17-35.
- MORILLAS, L., WERE, A., SERRANO-ORTIZ, P., GARCÍA, M., VILLAGARCÍA, L., KOWALSKI, A.S. and DOMINGO, F., 2008. *Estimación de la radiación neta a escala diaria/diurna a partir de datos instantáneos para la determinación de la evapotranspiración real mediante teledetección en medios semiáridos*. VII Simposio del Agua en Andalucía, Baeza (Jaén).
- MOUREAUX, C., DEBACQ, A., BODSON, B., HEINESCH, B. and AUBINET, M., 2006. Annual net ecosystem carbon exchange by a sugar beet crop. *Agricultural and Forest Meteorology*, **139**(1-2), pp. 25-39.
- MOUREAUX, C., CESCHIA, E., ARRIGA, N., BÉZIAT, P., EUGSTER, W., KUTSCH, W.L. and PATTEY, E., 2012. Eddy Covariance Measurements over Crops. In: M. AUBINET, T. VESALA and D. PAPAIE (eds), *Eddy Covariance*. Springer Atmospheric Sciences, pp. 319-331.
- NAGY, Z., PINTÉR, K., CZÓBEL, S., BALOGH, J., HORVÁTH, L., FÓTI, S., BARCZA, Z., WEIDINGER, T., CSINTALAN, Z. and DINH, N., 2007. The carbon budget of semi-arid grassland in a wet and a dry year in Hungary. *Agriculture, Ecosystems & Environment*, **121**(1-2), pp. 21-29.
- O'CONNELL, M.G., O'LEARY, G.J., WHITFIELD, D.M. and CONNOR, D.J., 2004. Interception of photosynthetically active radiation and radiation-use efficiency of wheat, field pea and mustard in a semi-arid environment. *Field Crops Research*, **85**(2-3), pp. 111-124.
- OHTAKI, E., 1984. Application of an infrared carbon dioxide and humidity instrument to studies of turbulent transport. *Boundary-Layer Meteorology*, **29**(1), pp. 85-107.
- OLOFSSON, P., EKLUNDH, L., LAGERGREN, F., JÖNSSON, P. and LINDROTH, A., 2007. Estimating net primary production for Scandinavian forests using data from Terra/MODIS. *Advances in Space Research*, **39**(1), pp. 125-130.
- Ooba, M., HIRANO, T., MOGAMI, J., HIRATA, R. and FUJINUMA, Y., 2006. Comparisons of gap-filling methods for carbon flux dataset: A combination of a genetic algorithm and an artificial neural network. *Ecological Modelling*, **198**(3-4), pp. 473-486.
- PANOFSKY, H.A. and DUTTON, J.A., 1984. *Atmospheric Turbulence - Models and methods for engineering applications*. John Wiley and Sons, New York.

PAPALE, D., REICHSTEIN, M., AUBINET, M., CANFORA, E., BERNHOFER, C., LONGDOZ, B., KUTSCH, W., RAMBAL, S., VALENTINI, R., VESALA, T. and YAKIR, D., 2006. Towards a standardized processing of Net Ecosystem Exchange measured with eddy covariance technique: algorithms and uncertainty estimation. *Biogeosciences*, **3**, pp. 571-583.

PAPALE, D. and VALENTINI, R., 2003. A new assessment of European forests carbon exchanges by eddy fluxes and artificial neural network spatialization. *Global Change Biology*, **9**(4), pp. 525-535.

PARMENTIER, F., VAN DER MOLEN, M., DE JEU, R., HENDRIKS, D. and DOLMAN, A., 2009. CO₂ fluxes and evaporation on a peatland in the Netherlands appear not affected by water table fluctuations. *Agricultural and Forest Meteorology*, **149**(6-7), pp. 1201-1208.

PATEL, N.R., DADHWAL, V.K. and SAHA, S.K., 2011. Measurement and Scaling of Carbon Dioxide (CO₂) Exchanges in Wheat Using Flux-Tower and Remote Sensing. *Journal of the Indian Society of Remote Sensing*, **39**(4), pp. 383-391.

PATEL, N.R., DADHWAL, V.K., SAHA, S.K., GARG, A. and SHARMA, N., 2010. Evaluation of MODIS data potential to infer water stress for wheat NPP estimation. *Tropical Ecology*, **51**(1), pp. 93-105.

PEREIRA, J.S., MATEUS, J.A., AIRES, L.M., PITA, G., PIO, C., DAVID, J.S., ANDRADE, V., BANZA, J., DAVID, T.S. and PAÇO, T.A., 2007. Net ecosystem carbon exchange in three contrasting Mediterranean ecosystems? the effect of drought. *Biogeosciences*, **4**(5), pp. 791-802.

PÉREZ, I.A., GARCÍA, M.A., SÁNCHEZ, M.L. and DE TORRE, B., 2006. Analysis of wind data in the low atmosphere from a RASS sodar. *Annales Geophysicae*, **24**(2), pp. 415-426.

PÉREZ, I.A., SÁNCHEZ, M.L., GARCÍA, M.Á. and DE TORRE, B., 2009. CO₂ transport by urban plumes in the upper Spanish plateau. *Science of The Total Environment*, **407**(17), pp. 4934-4938.

PÉREZ, I.A., SÁNCHEZ, M.L., GARCÍA, M.Á. and PAREDES, V., 2011. Persistence analysis of CO₂ concentrations recorded at a rural site in the upper Spanish plateau. *Atmospheric Research*, **100**(1), pp. 45-50.

PILEGAARD, K., HUMMELSHUJ, P., JENSEN, N. and CHEN, Z., 2001. Two years of continuous CO₂ eddy-flux measurements over a Danish beech forest. *Agricultural and Forest Meteorology*, **107**(1), pp. 29-41.

PINGINTHA, N., LECLERC, M., BEASLEY JR, J., ZHANG, G., SENTHONG, C. and ROWLAND, D., 2009. Hysteresis response of daytime net ecosystem CO₂ exchange during a drought. *Biogeosciences Discussions*, **6**, pp. 10707-10735.

- POLLEY, H.W., PHILLIPS, R.L., FRANK, A.B., BRADFORD, J.A., SIMS, P.L., MORGAN, J.A. and KINIRY, J.R., 2011. Variability in light-use efficiency for gross primary productivity on great plains grasslands. *Ecosystems*, **14**(1), pp. 15-27.
- PREGITZER, K.S., BURTON, A.J., ZAK, D.R. and TALHELM, A.F., 2008. Simulated chronic nitrogen deposition increases carbon storage in Northern Temperate forests. *Global Change Biology*, **14**(1), pp. 142-153.
- PRINCE, S., 1991. A model of regional primary production for use with coarse resolution satellite data. *International Journal of Remote Sensing*, **12**(6), pp. 1313-1330.
- RAICH, J., RASTETTER, E., MELILLO, J., KICKLIGHTER, D., STEUDLER, P., PETERSON, B., GRACE, A., MOORE III, B. and VOROSMARTY, C., 1991. Potential net primary productivity in South America: application of a global model. *Ecological Applications*, **1**(4), pp. 399-429.
- RAICH, J. and SCHLESINGER, W., 1992. The global carbon dioxide flux in soil respiration and its relationship to vegetation and climate. *Tellus B*, **44**(2), pp. 81-99.
- REICHSTEIN, M., CIAIS, P., PAPAIE, D., VALENTINI, R., RUNNING, S., VIOVY, N., CRAMER, W., GRANIER, A., OGEE, J. and ALLARD, V., 2007. Reduction of ecosystem productivity and respiration during the European summer 2003 climate anomaly: a joint flux tower, remote sensing and modelling analysis. *Global Change Biology*, **13**(3), pp. 634-651.
- REICHSTEIN, M., FALGE, E., BALDOCCHI, D., PAPAIE, D., AUBINET, M., BERBIGIER, P., BERNHOFER, C., BUCHMANN, N., GILMANOV, T. and GRANIER, A., 2005. On the separation of net ecosystem exchange into assimilation and ecosystem respiration: review and improved algorithm. *Global Change Biology*, **11**(9), pp. 1424-1439.
- REICHSTEIN, M., REY, A., FREIBAUER, A., TENHUNEN, J., VALENTINI, R., BANZA, J., CASALS, P., CHENG, Y., GRUNZWEIG, J. and IRVINE, J., 2003. Modeling temporal and large-scale spatial variability of soil respiration from soil water availability, temperature and vegetation productivity indices. *Global Biogeochemical Cycles*, **17**(4), pp. 1104-1118.
- REICHSTEIN, M., TENHUNEN, J.D., ROUPSARD, O., OURCIVAL, J., RAMBAL, S., MIGLIETTA, F., PERESSOTTI, A., PECCHIARI, M., TIRONE, G. and VALENTINI, R., 2002. Severe drought effects on ecosystem CO₂ and H₂O fluxes at three Mediterranean evergreen sites: revision of current hypotheses? *Global Change Biology*, **8**(10), pp. 999-1017.
- RICHARDSON, A.D. and 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**(3-4), pp. 199-208.

RODRIGUEZ DE TORRE, R., 1998. *Determinacion de los parametros micrometeorológicos y flujos de deposicion seca de ozono y aerosoles de carácter ácido en un bosque de coníferas*. Valladolid: Universidad de Valladolid.

ROSSI, S., WEISSTEINER, C., LAGUARDIA, G., KURNIK, B., ROBUSTELLI, M., NIEMEYER, S. and GOBRON, N., 2008. Potential of MERIS fAPAR for drought detection, *Proceedings of the 2nd MERIS/(A) ATSR User Workshop, Frascati (Italy) 2008*, pp. 22-26.

RUIMY, A., SAUGIER, B. and DEDIEU, G., 1994. Methodology for the estimation of terrestrial net primary production from remotely sensed data. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH-ALL SERIES-*, **99**, pp. 5263-5263.

RUNNING, S.W., THORNTON, P.E., NEMANI, R. and GLASSY, J.M., 2000. Global terrestrial gross and net primary productivity from the earth observing system. In: O.E. SALA, R.B. JACKSON, H.A. MOONEY and R.W. HOWARTH (eds), *Methods in Ecosystem Science*. New York: Springer-Verlag, pp. 44-57.

RUPPERT, J., MAUDER, M., THOMAS, C. and LÜERS, J., 2006. Innovative gap-filling strategy for annual sums of CO₂ net ecosystem exchange. *Agricultural and Forest Meteorology*, **138**(1-4), pp. 5-18.

SALESKA, S.R., MILLER, S.D., MATROSS, D.M., GOULDEN, M.L., WOFSEY, S.C., DA ROCHA, H.R., DE CAMARGO, P.B., CRILL, P., DAUBE, B.C. and DE FREITAS, H.C., 2003. Carbon in Amazon forests: unexpected seasonal fluxes and disturbance-induced losses. *Science*, **302**(5650), pp. 1554.

SALIENDRA, N.Z., SPERRY, J.S. and COMSTOCK, J.P., 1995. Influence of leaf water status on stomatal response to humidity, hydraulic conductance, and soil drought in *Betula occidentalis*. *Planta*, **196**(2), pp. 357-366.

SÁNCHEZ, M.L., DE TORRE, B., PÉREZ, I.A., PAREDES, V. and GARCÍA, M.A., 2008. *Deriving GPP by means of the fAPAR MERIS product in an agricultural ecosystem of Castile and Leon (Spain)*. 2nd MERIS/(A)ATSR User Workshop: ESA/ESRIN.

SÁNCHEZ, M.L., TORRE, B., PÉREZ, I.A. and GARCÍA, M.A., 2007. Net CO₂ exchange in a rural area of the upper Spanish plateau. *Física de la Tierra*, (19), pp. 107-116.

SÁNCHEZ, M.L., PÉREZ, I.A. and GARCÍA, M.A., 2010. Study of CO₂ variability at different temporal scales recorded in a rural Spanish site. *Agricultural and Forest Meteorology*, **150**(9), pp. 1168-1173.

SÁNCHEZ-LAULHÉ, J.M., SÁNCHEZ, M.C. and JIMÉNEZ, C., 2010. "Los balances hídrico y energético en el suelo de la península ibérica en los modelos climáticos regionales del proyecto "Prudence": Evaluación y proyecciones climáticas". Nota técnica 1 de AEMET edn. Centro Meteorológico de Málaga: Agencia Estatal de Meteorología (AEMET).

SAUER, T., MEEK, D., OCHSNER, T., HARRIS, A. and HORTON, R., 2003. Errors in heat flux measurement by flux plates of contrasting design and thermal conductivity. *Vadose Zone Journal*, **2**(4), pp. 580.

ŞAYLAN, L., KIMURA, R., MUNKHTSETSEG, E. and KAMICHIKA, M., 2011. Seasonal variation of carbon dioxide fluxes over irrigated soybean (*Glycine max L.*). *Theoretical and Applied Climatology*, **105**(1-2), pp. 277-286.

SCHOTANUS, P., NIEUWSTADT, F.T.M. and BRUIN, H.A.R., 1983. Temperature measurement with a sonic anemometer and its application to heat and moisture fluxes. *Boundary-Layer Meteorology*, **26**(1), pp. 81-93.

SCHWALM, C.R., BLACK, T.A., AMIRO, B.D., ARAIN, M.A., BARR, A.G., BOURQUE, C.P.-., DUNN, A.L., FLANAGAN, L.B., GIASSON, M., LAFLEUR, P.M., MARGOLIS, H.A., MCCAUGHEY, J.H., ORCHANSKY, A.L. and WOFSY, S.C., 2006. Photosynthetic light use efficiency of three biomes across an east-west continental-scale transect in Canada. *Agricultural and Forest Meteorology*, **140**(1-4), pp. 269-286.

SERRANO-ORTIZ, P., 2008. *Intercambios de CO₂ entre atmósfera y ecosistemas kársticos: Aplicabilidad de las técnicas comúnmente empleadas*, Editorial de la Universidad de Granada.

SERRANO-ORTIZ, P., DOMINGO, F., CAZORLA, A., WERE, A., CUEZVA, S., VILLAGARCÍA, L., ALADOS-ARBOLEDAS, L. and KOWALSKI, A., 2009. Interannual CO₂ exchange of a sparse Mediterranean shrubland on a carbonaceous substrate. *Journal of Geophysical Research*, **114**(G4), pp. G04015.

SIMS, D.A., LUO, H., HASTINGS, S., OECHEL, W.C., RAHMAN, A.F. and GAMON, J.A., 2006a. Parallel adjustments in vegetation greenness and ecosystem CO₂ exchange in response to drought in a Southern California chaparral ecosystem. *Remote Sensing of Environment*, **103**(3), pp. 289-303.

SIMS, D.A., RAHMAN, A.F., CORDOVA, V.D., EL-MASRI, B.Z., BALDOCCHI, D.D., FLANAGAN, L.B., GOLDSTEIN, A.H., HOLLINGER, D.Y., MISSON, L. and MONSON, R.K., 2006b. On the use of MODIS EVI to assess gross primary productivity of North American ecosystems. *Journal of Geophysical Research*, **111**(G04015), pp. 10.1029.

SJÖSTRÖM, M., ARDÖ, J., EKLUNDH, L., EL-TAHIR, B., EL-KHIDIR, H., HELLSTRÖM, M., PILESJÖ, P. and SEAQUIST, J., 2009. Evaluation of satellite based indices for gross primary production estimates in a sparse savanna in the Sudan. *Biogeosciences*, **6**(1), pp. 129-138.

SMITH, P., ANDRÉN, O., KARLSSON, T., PERÄLÄ, P., REGINA, K., ROUNSEVELL, M. and WESEMAEL, B., 2005. Carbon sequestration potential in European croplands has been overestimated. *Global Change Biology*, **11**(12), pp. 2153-2163.

SOBRINO, J.A., RAISSOUNI, N. and KERR, N., 2000. *Teledetección*. Universitat de Valencia.

SOEGAARD, H., JENSEN, N.O., BOEGH, E., HASAGER, C.B., SCHELDE, K. and THOMSEN, A., 2003. Carbon dioxide exchange over agricultural landscape using eddy correlation and footprint modelling. *Agricultural and Forest Meteorology*, **114**(3-4), pp. 153-173.

STULL, R.B., 1988. *An introduction to boundary layer meteorology*. The Netherlands: Kluwer Academic.

SULEIMAN, A.C., 2004. Hourly and daytime evapotranspiration from grassland using radiometric surface temperatures. *Agronomy Journal*, **96**(2), pp. 384.

SUYKER, A.E., VERMA, S.B., BURBA, G.G. and ARKEBAUER, T.J., 2005. Gross primary production and ecosystem respiration of irrigated maize and irrigated soybean during a growing season. *Agricultural and Forest Meteorology*, **131**(3-4), pp. 180-190.

SYED, K.H., FLANAGAN, L.B., CARLSON, P.J., GLENN, A.J. and VAN GAALLEN, K.E., 2006. Environmental control of net ecosystem CO₂ exchange in a treed, moderately rich fen in northern Alberta. *Agricultural and Forest Meteorology*, **140**(1-4), pp. 97-114.

SZEICZ, G., 1974. Solar radiation in crop canopies. *Journal of Applied Ecology*, **11**(3), pp. 1117-1156.

THOMAS, C. and FOKEN, T., 2002. Re-evaluation of integral turbulence characteristics and their parameterisations, *15th Conference on Turbulence and Boundary Layers*. Am. Meteorol. Soc., Wageningen, NL, 15th Conference on Turbulence and Boundary Layers. Am. Meteorol. Soc. 2002, pp. 129-132.

TONG, X., MENG, P., ZHANG, J., LI, J., ZHENG, N. and HUANG, H., 2012. Ecosystem carbon exchange over a warm-temperate mixed plantation in the lithoid hilly area of the North China. *Atmospheric Environment*, **49**, pp. 257-267.

TWINE, T.E., KUSTAS, W.P., NORMAN, J.M., COOK, D.R., HOUSER, P.R., MEYERS, T.P., PRUEGER, J.H., STARKS, P.J. and WESELY, M.L., 2000. Correcting eddy-covariance flux underestimates over a grassland. *Agricultural and Forest Meteorology*, **103**(3), pp. 279-300.

VALENTINI, R., ANGELIS, P., MATTEUCCI, G., MONACO, R., DORE, S. and MUCNOZZA, G.E.S., 1996. Seasonal net carbon dioxide exchange of a beech forest with the atmosphere. *Global Change Biology*, **2**(3), pp. 199-207.

VALENTINI, R., SCARASCIA, M., DEANGELLS, P. and BIMBI, R., 1991. An experimental test of the eddy correlation technique over a Mediterranean macchia canopy. *Plant, Cell & Environment*, **14**(9), pp. 987-994.

- VAN'T HOFF, J.H., 1898. *Lectures on theoretical and physical chemistry. Part I. Chemical Dynamics*. London: Edward Arnold.
- VERMA, S.B., BALDOCCHI, D.D., ANDERSON, D.E., MATT, D.R. and CLEMENT, R.J., 1986. Eddy fluxes of CO₂, water vapor, and sensible heat over a deciduous forest. *Boundary-Layer Meteorology*, **36**(1), pp. 71-91.
- VEROUSTRAETE, F., SABBE, H. and EERENS, H., 2002. Estimation of carbon mass fluxes over Europe using the C-Fix model and Euroflux data. *Remote Sensing of Environment*, **83**(3), pp. 376-399.
- VICKERS, D. and MAHRT, L., 1997. Quality control and flux sampling problems for tower and aircraft data. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **14**(3), pp. 512-526.
- WANG, K., LI, Z. and CRIBB, M., 2006. Estimation of evaporative fraction from a combination of day and night land surface temperatures and NDVI: A new method to determine the Priestley-Taylor parameter. *Remote Sensing of Environment*, **102**(3-4), pp. 293-305.
- WANG, Y. and ZHOU, G., 2012. Light Use Efficiency over Two Temperate Steppes in Inner Mongolia, China. *PloS one*, **7**(8), pp. e43614.
- WANG, H., JIA, G., FU, C., FENG, J., ZHAO, T. and MA, Z., 2010. Deriving maximal light use efficiency from coordinated flux measurements and satellite data for regional gross primary production modeling. *Remote Sensing of Environment*, **114**(10), pp. 2248-2258.
- WANG, Z., XIAO, X. and YAN, X., 2010. Modeling gross primary production of maize cropland and degraded grassland in northeastern China. *Agricultural and Forest Meteorology*, **150**(9), pp. 1160-1167.
- WEBB, E.K., PEARMAN, G.I. and LEUNING, R., 1980. Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **106**(447), pp. 85-100.
- WILCZAK, J.M., ONCLEY, S.P. and STAGE, S.A., 2001. Sonic anemometer tilt correction algorithms. *Boundary-Layer Meteorology*, **99**(1), pp. 127-150.
- WILSON, K., GOLDSTEIN, A., FALGE, E., AUBINET, M., BALDOCCHI, D., BERBIGIER, P., BERNHOFER, C., CEULEMANS, R., DOLMAN, H., FIELD, C., GRELLER, A., IBROM, A., LAW, B.E., KOWALSKI, A., MEYERS, T., MONCRIEFF, J., MONSON, R., OECHEL, W., TENHUNEN, J., VALENTINI, R. and VERMA, S., 2002. Energy balance closure at FLUXNET sites. *Agricultural and Forest Meteorology*, **113**(1-4), pp. 223-243.
- WOFSY, S.C., GOULDEN, M.L., MUNGER, J.W., FAN, S.M., BAKWIN, P.S., DAUBE, B.C., BASSOW, S.L. and BAZZAZ, F.A., 1993. Net exchange of CO₂ in a mid-latitude forest. *Science*, **260**(5112), pp. 1314.

WOHLFAHRT, G., BAHN, M., HASLWANTER, A., NEWSELY, C. and CERNUSCA, A., 2005. Estimation of daytime ecosystem respiration to determine gross primary production of a mountain meadow. *Agricultural and Forest Meteorology*, **130**(1-2), pp. 13-25.

WU, C., NIU, Z., TANG, Q., HUANG, W., RIVARD, B. and FENG, J., 2009. Remote estimation of gross primary production in wheat using chlorophyll-related vegetation indices. *Agricultural and Forest Meteorology*, **149**(6-7), pp. 1015-1021.

WU, C., MUNGER, J.W., NIU, Z. and KUANG, D., 2010. Comparison of multiple models for estimating gross primary production using MODIS and eddy covariance data in Harvard Forest. *Remote Sensing of Environment*, **114**(12), pp. 2925-2939.

WYLIE, B.K., GILMANOV, T.G., JOHNSON, D.A., SALIENDRA, N.Z., AKSHALOV, K., TIESZEN, L.L., REED, B.C. and LACA, E., 2004. Intra-seasonal mapping of CO₂ flux in rangelands of northern Kazakhstan at one-kilometer resolution. *Environmental management*, **33**, pp. 482-491.

XIAO, X., HOLLINGER, D., ABER, J., GOLTZ, M., DAVIDSON, E.A., ZHANG, Q. and MOORE, B., 2004. Satellite-based modeling of gross primary production in an evergreen needleleaf forest. *Remote Sensing of Environment*, **89**(4), pp. 519-534.

XIAO, X., ZHANG, Q., HOLLINGER, D., ABER, J. and MOORE III, B., 2005. Modeling gross primary production of an evergreen needleleaf forest using MODIS and climate data. *Ecological Applications*, **15**(3), pp. 954-969.

XU, L. and BALDOCCHI, D.D., 2004. Seasonal variation in carbon dioxide exchange over a Mediterranean annual grassland in California. *Agricultural and Forest Meteorology*, **123**(1-2), pp. 79-96.

YAN, H., FU, Y., XIAO, X., HUANG, H.Q., HE, H. and EDIGER, L., 2009. Modeling gross primary productivity for winter wheat-maize double cropping system using MODIS time series and CO₂ eddy flux tower data. *Agriculture, Ecosystems & Environment*, **129**(4), pp. 391-400.

YUAN, W., LIU, S., YU, G., BONNEFOND, J., CHEN, J., DAVIS, K., DESAI, A.R., GOLDSTEIN, A.H., GIANELLE, D., ROSSI, F., SUYKER, A.E. and VERMA, S.B., 2010. Global estimates of evapotranspiration and gross primary production based on MODIS and global meteorology data. *Remote Sensing of Environment*, **114**(7), pp. 1416-1431.

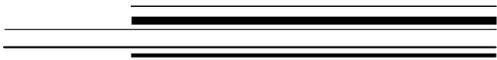
YUAN, W., LIU, S., ZHOU, G., ZHOU, G., TIESZEN, L.L., BALDOCCHI, D., BERNHOFER, C., GHOLZ, H., GOLDSTEIN, A.H., GOULDEN, M.L., HOLLINGER, D.Y., HU, Y., LAW, B.E., STOY, P.C., VESALA, T. and WOFSY, S.C., 2007. Deriving a light use efficiency model from eddy covariance flux data for predicting daily gross primary production across biomes. *Agricultural and Forest Meteorology*, **143**(3-4), pp. 189-207.

ZHANG, F.W., YING-NIAN, L., GUANG-MIN, C., FENG-XIA, L., GUANG-JI, Y., JI-HONG, L., YONG-LIN, W. and XIN-QUAN, Z., 2012. CO₂ fluxes and their driving factors over alpine meadow grassland ecosystems in the northern shore of Qinghai Lake, China. *Chinese Journal of Plant Ecology*, **36**(3), pp. 187-198.

ZHANG, W.J., WANG, H.M., YANG, F.T., YI, Y.H., WEN, X.F., SUN, X.M., YU, G.R., WANG, Y.D. and NING, J.C., 2011. Underestimated effects of low temperature during early growing season on carbon sequestration of a subtropical coniferous plantation. *Biogeosciences*, **8**, pp. 1667-1678.

ZHANG, W., CHEN, S., CHEN, J., WEI, L., HAN, X. and LIN, G., 2007. Biophysical regulations of carbon fluxes of a steppe and a cultivated cropland in semiarid Inner Mongolia. *Agricultural and Forest Meteorology*, **146**(3-4), pp. 216-229.

ZHAO, P. and LÜERS, J., 2012. Improved determination of daytime net ecosystem exchange of carbon dioxide at croplands. *Biogeosciences*, **9**, pp. 3173-3184.



Capítulo IX

ANEXOS



APÉNDICE A

GRÁFICAS EVOLUTIVAS DE LOS TÉRMINOS IMPLICADOS EN EL BALANCE DE ENERGÍA

RADIACIÓN NETA (RN)

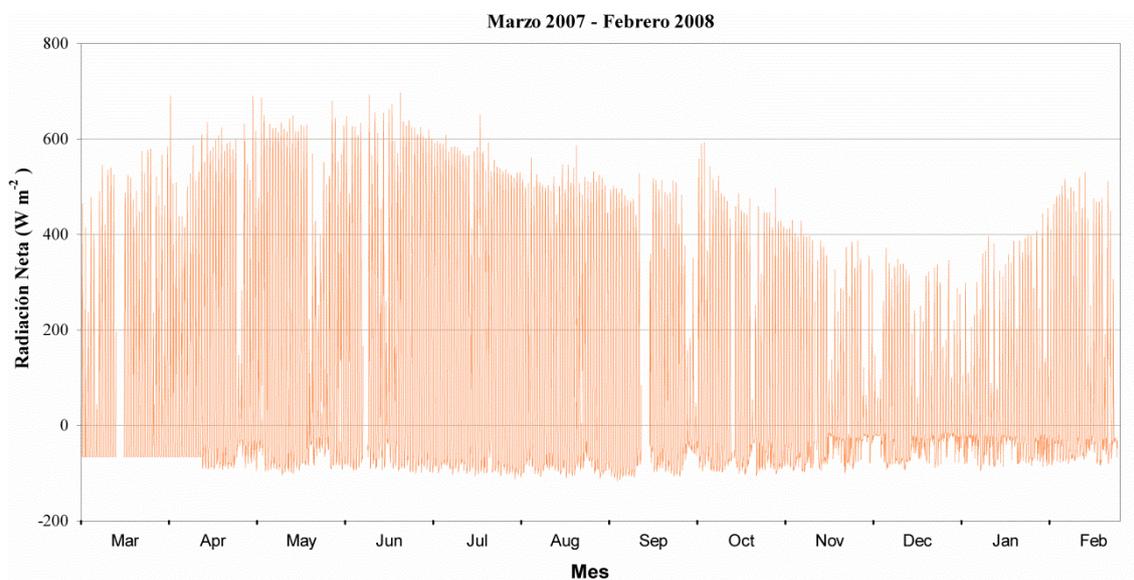


Figura A.1 Variabilidad estacional de la radiación neta durante el primer año continuo de medidas.

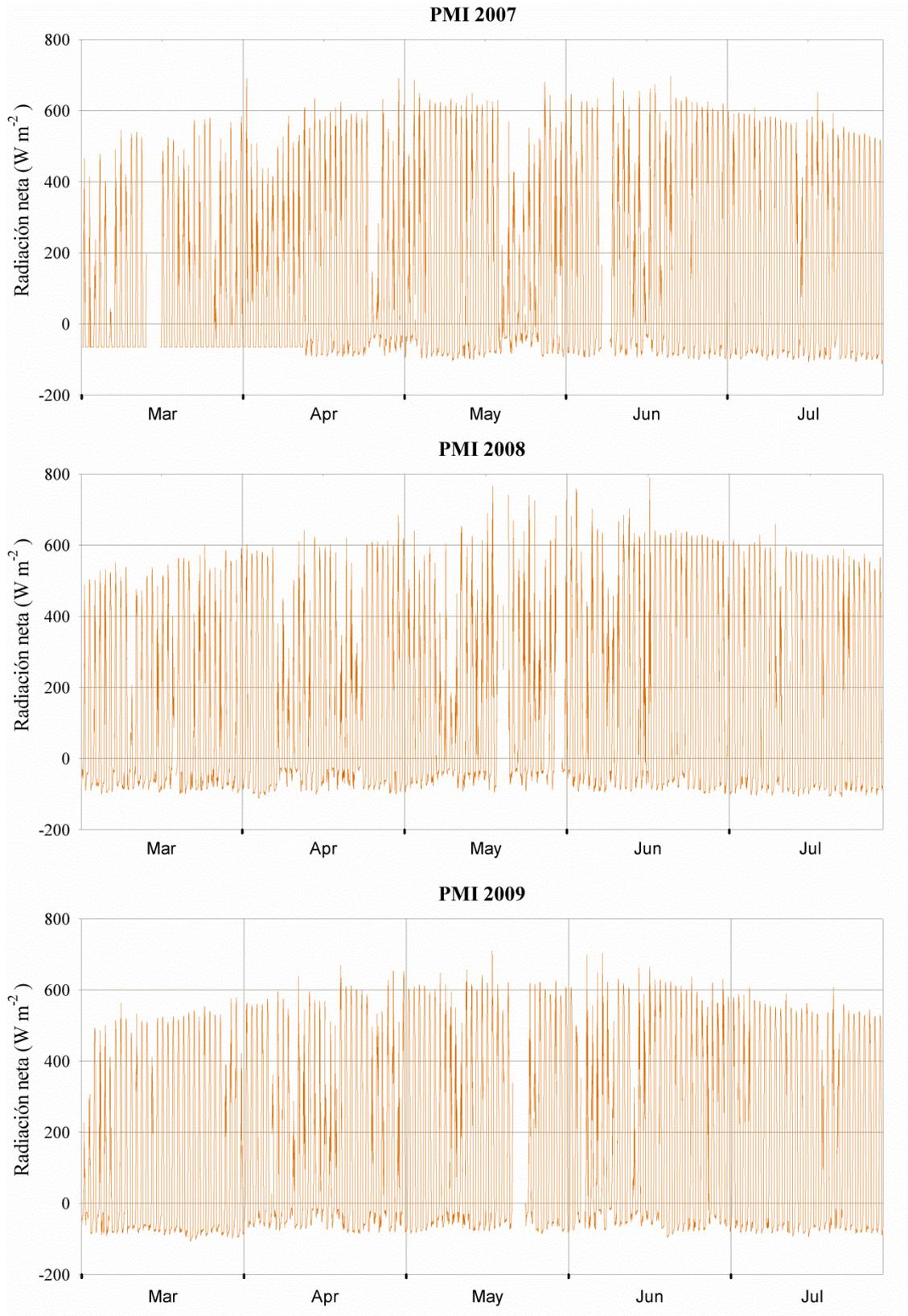


Figura A.2 Variabilidad de los datos de R_N durante los periodos de máximo interés para cada uno de los años 2007, 2008 y 2009.

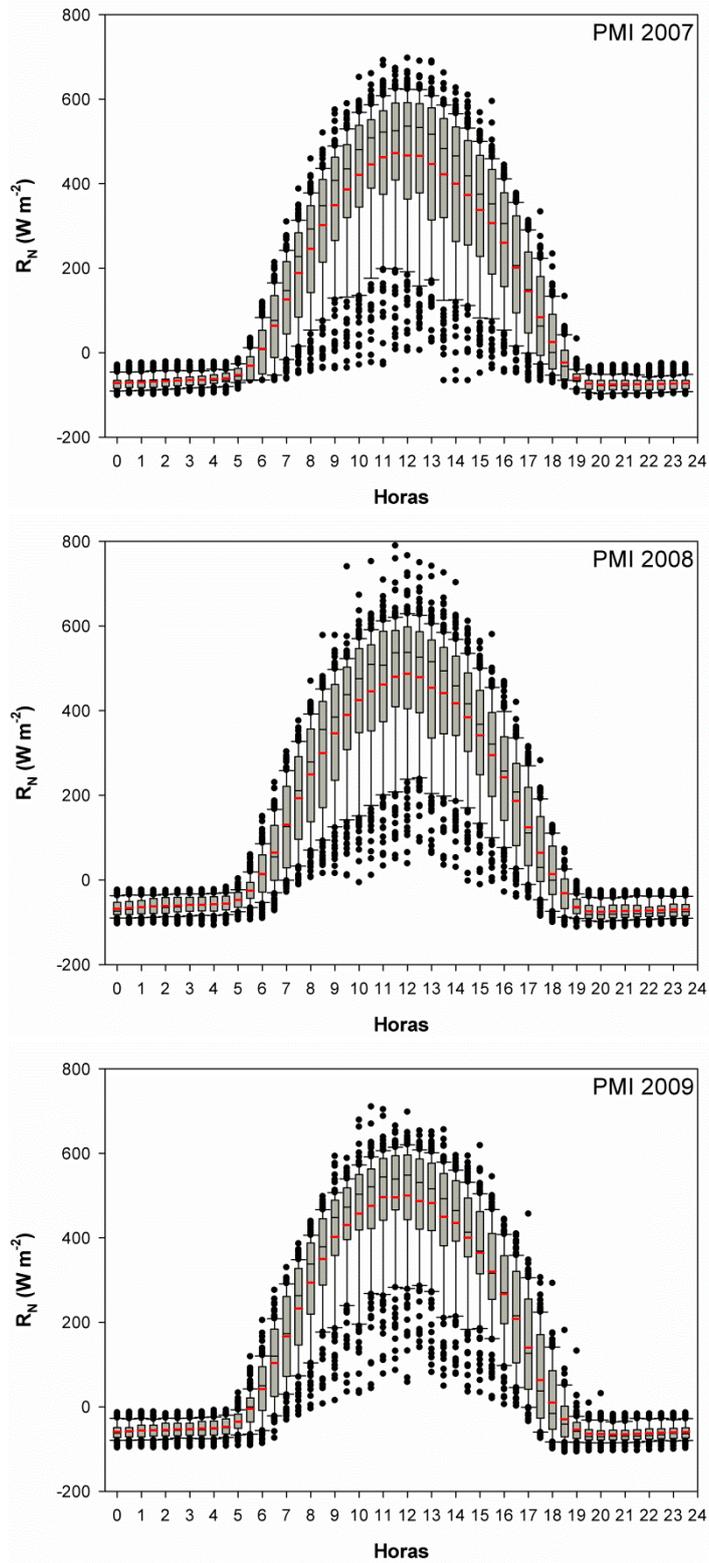


Figura A.3 Ciclo diario de los datos semihorarios de la radiación neta durante cada uno de los periodos de máximo interés de los años 2007, 2008 y 2009.

CALOR LATENTE (LE)

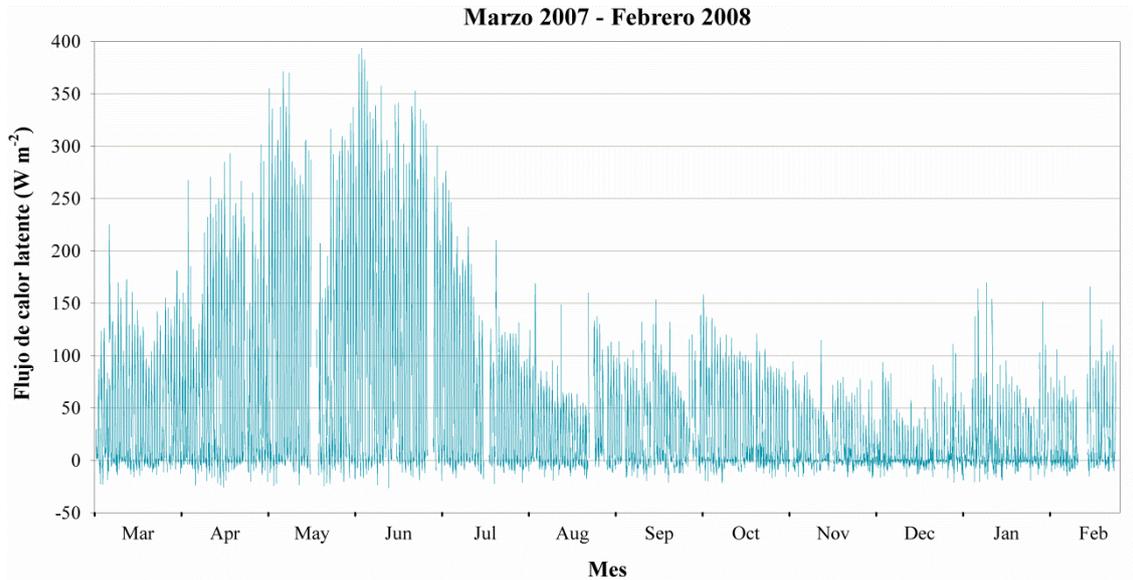


Figura A.4 Variación estacional del flujo de calor latente durante el primer año continuo de medidas.

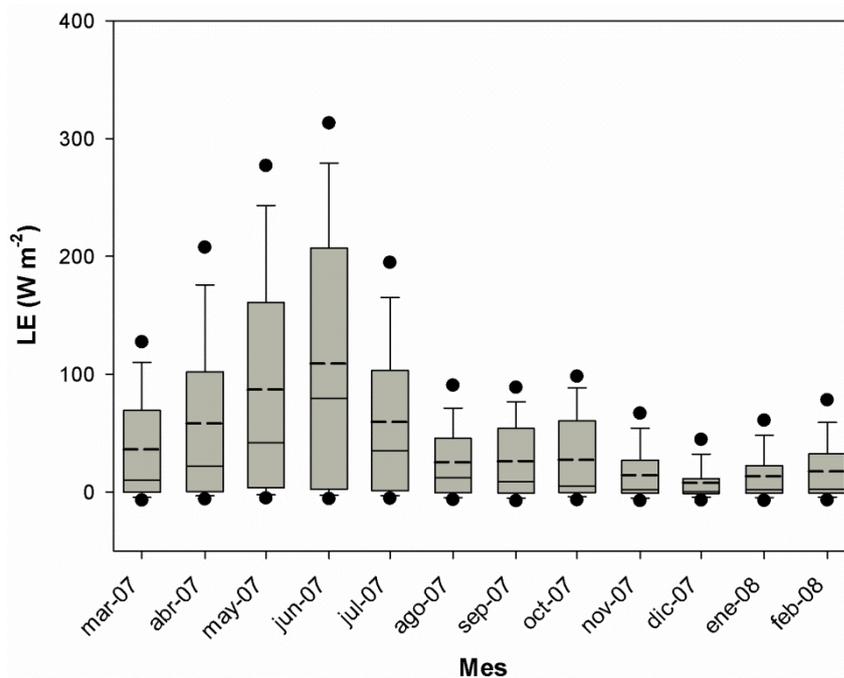


Figura A.5 Variación estacional del flujo de calor latente durante el primer año continuo de medidas. La línea discontinua representa la media. Los dos puntos extremos representan los datos en los percentiles 5 y 95.

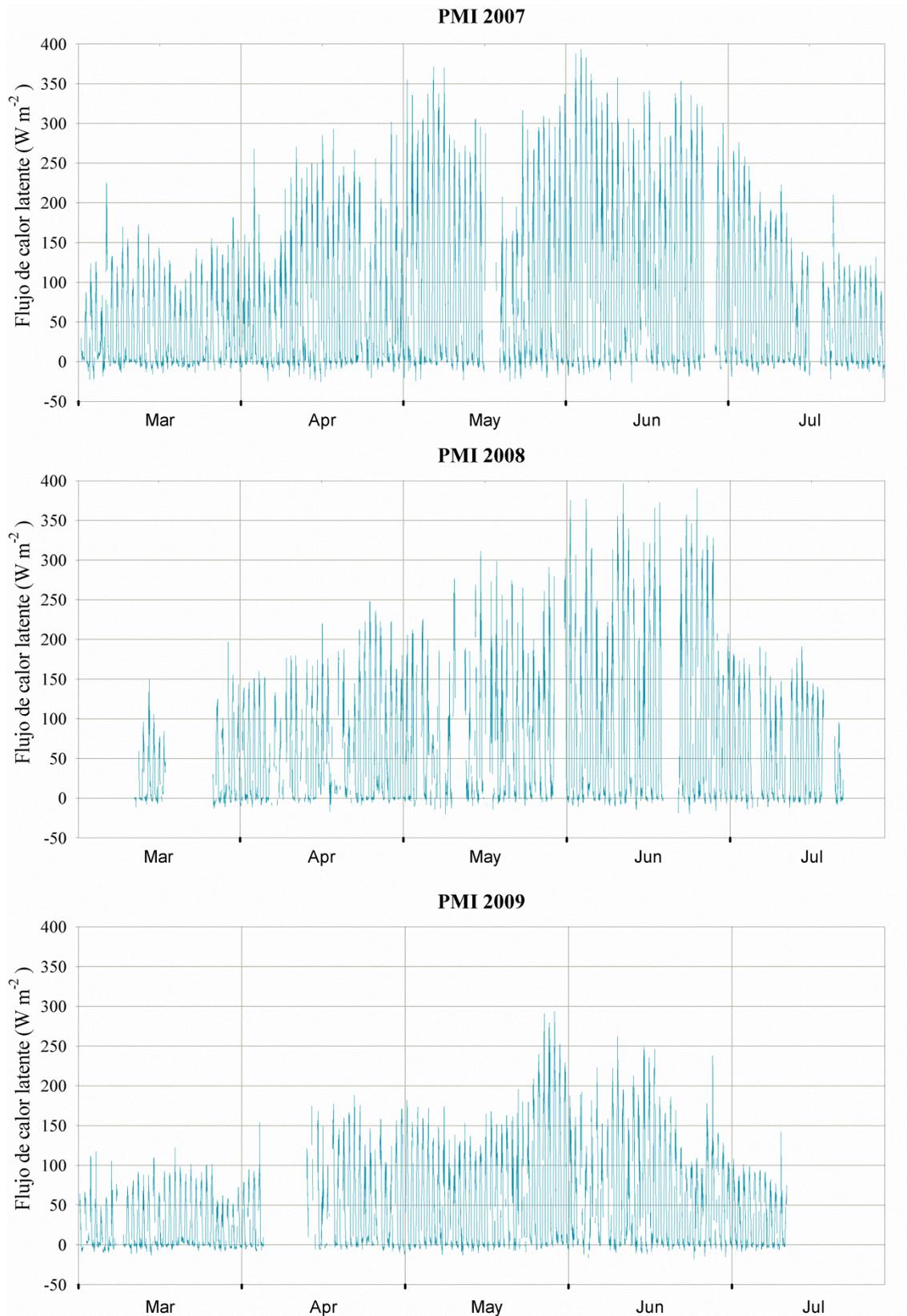


Figura A.6 Variación estacional de los datos semihorarios del flujo de calor latente en los periodos de máximo interés de cada uno de los años de medidas, 2007, 2008 y 2009.

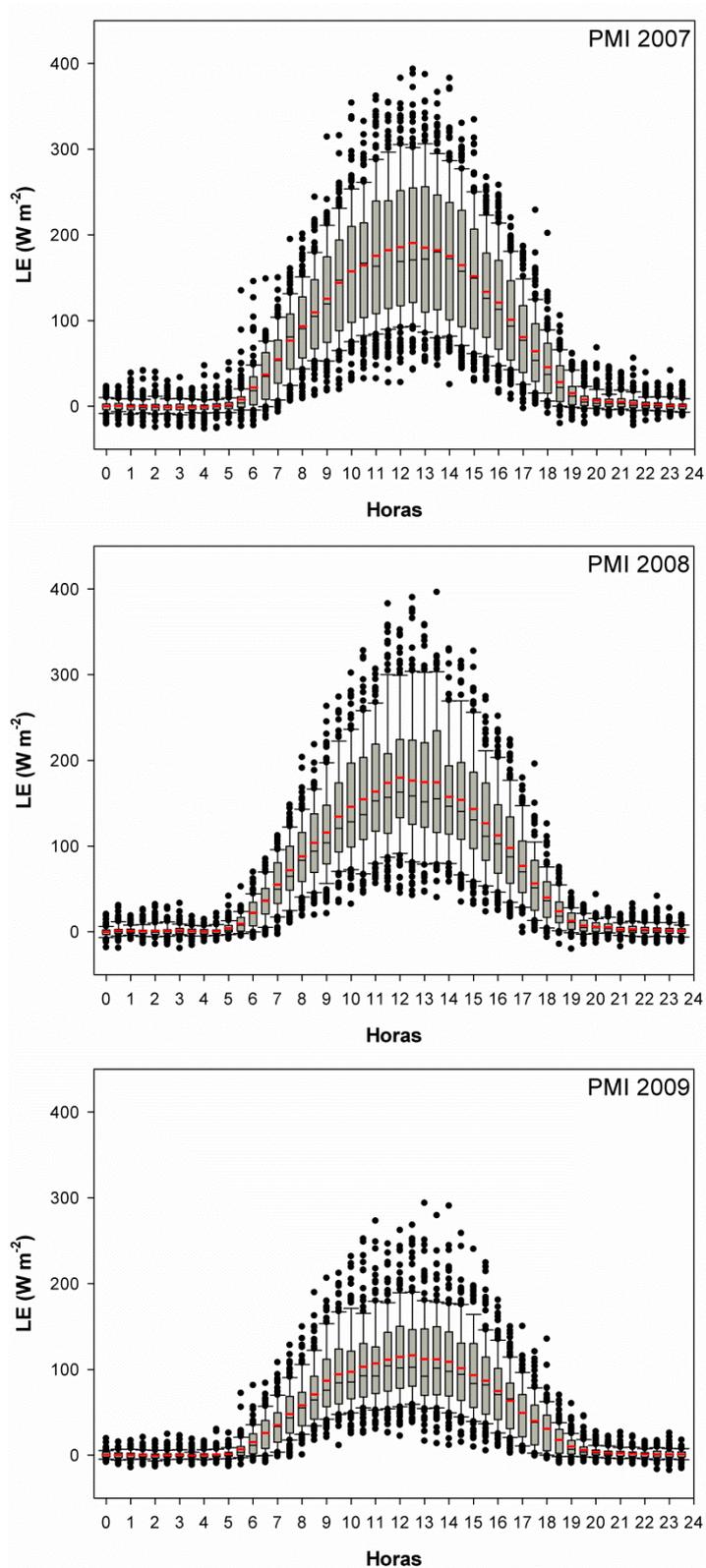


Figura A.7 Ciclo diario de los datos semihorarios de flujo de calor latente durante cada uno de los periodos de máximo interés de los años 2007, 2008 y 2009.

CALOR SENSIBLE (H)

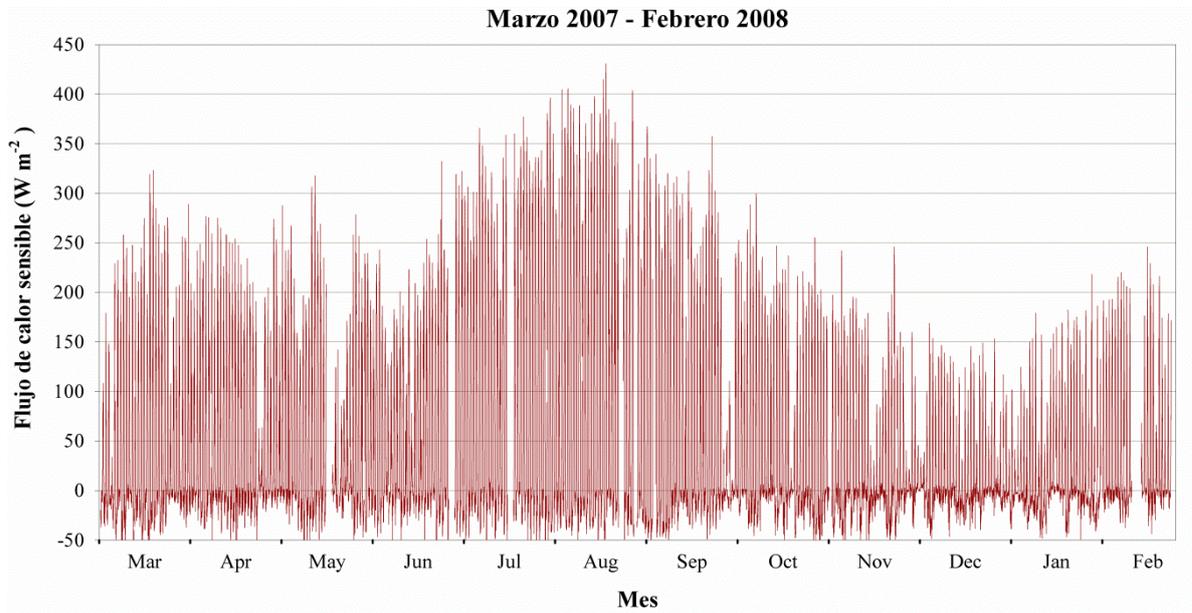


Figura A.8 Variación estacional de los datos de flujo de calor sensible durante el primer año continuo de medidas.

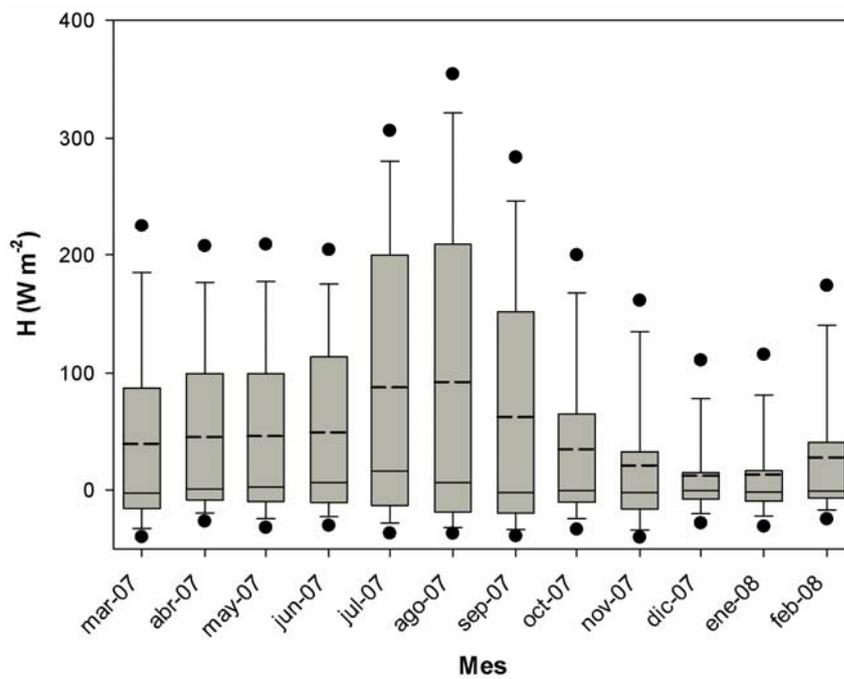


Figura A.9 Variación estacional del flujo de calor sensible durante el primer año continuo de medidas.

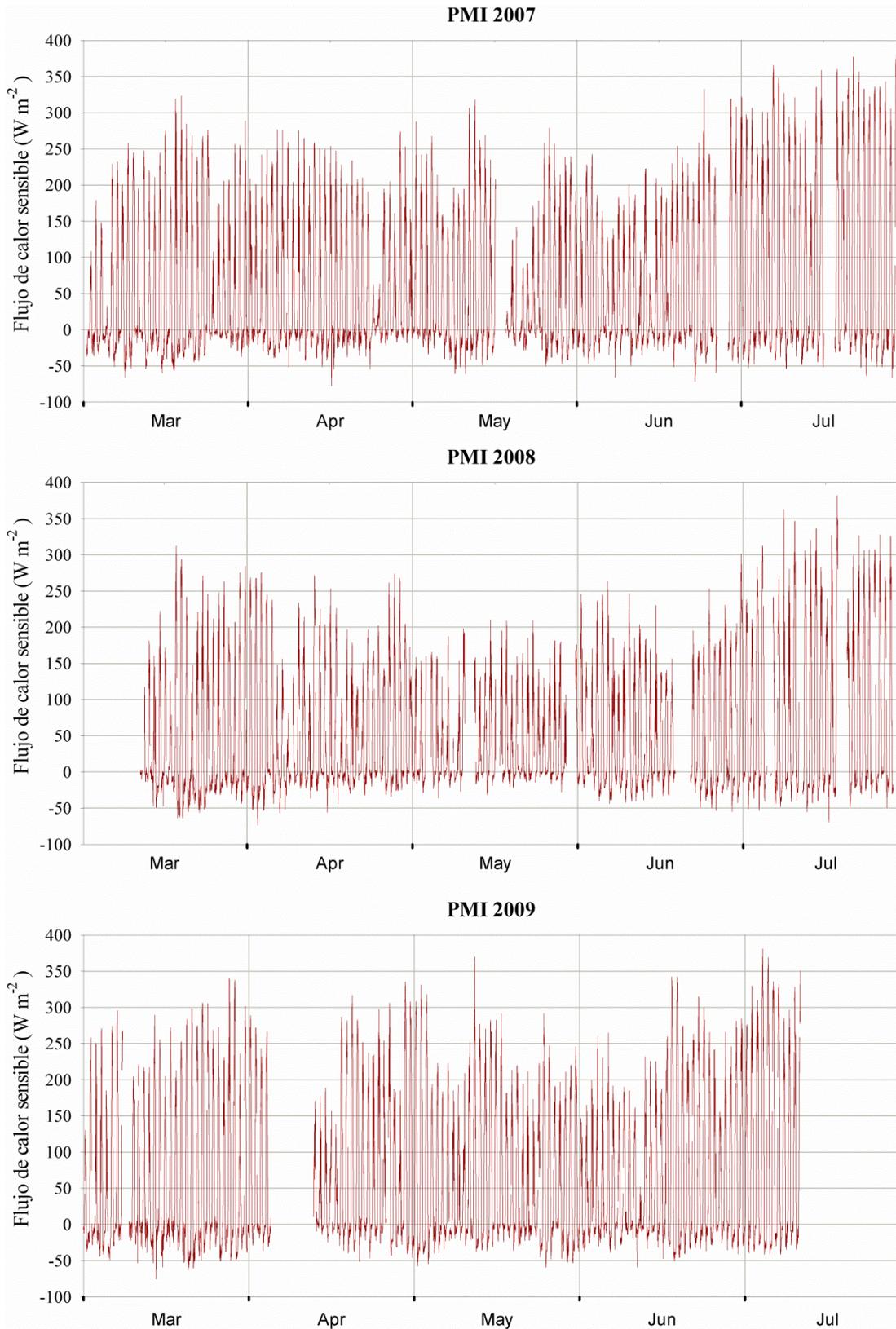


Figura A.10 Variación estacional de los datos semihorarios del flujo de calor sensible en los periodos de máximo interés de cada uno de los años de medidas, 2007, 2008 y 2009.

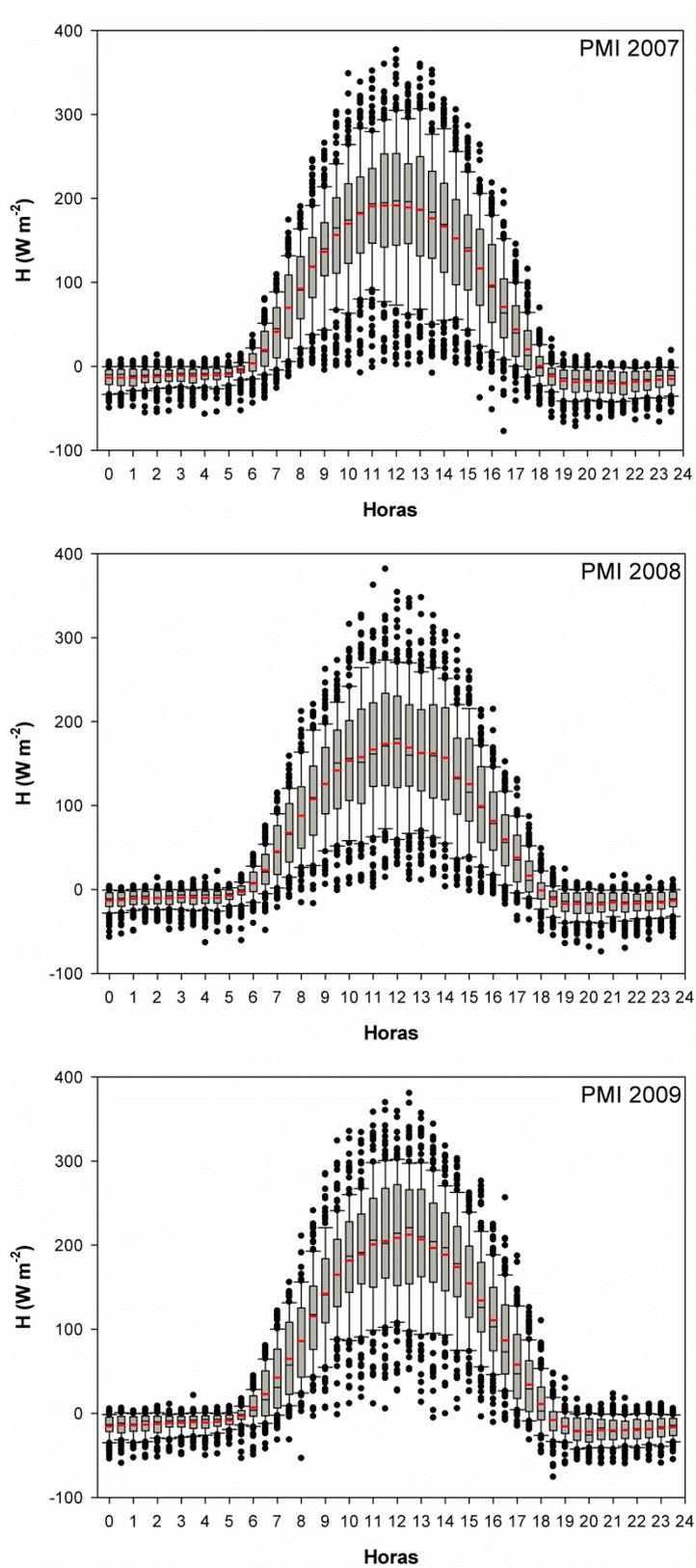


Figura A.11 Ciclo diario de los datos semihorarios de flujo de calor sensible durante cada uno de los periodos de máximo interés de los años 2007, 2008 y 2009.

FLUJO DE CALOR EN EL SUELO (G)

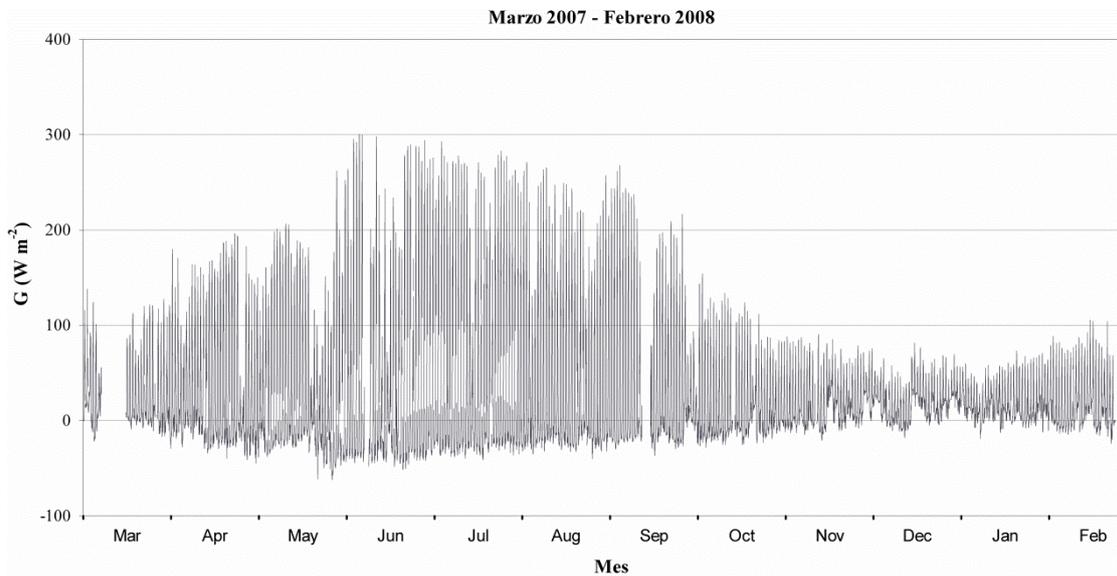


Figura A.12 Variabilidad estacional de los datos de flujo de calor en el suelo durante el primer año de medidas continuo: marzo de 2007 a febrero de 2008.

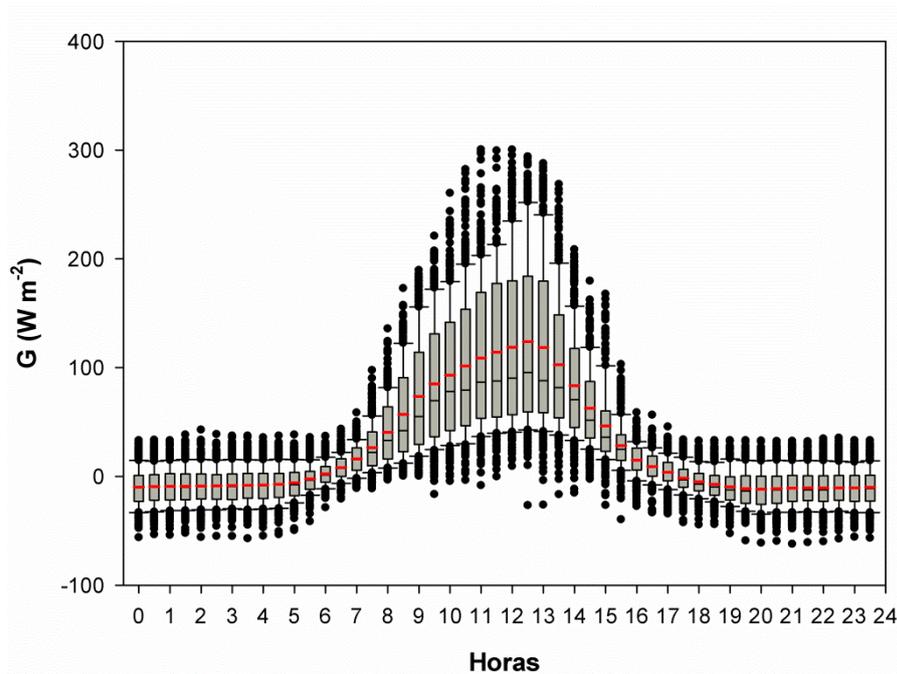


Figura A.13 Ciclo diario de los datos semihorarios de flujo de calor en el suelo (G) durante el primer año de medidas, desde marzo de 2007 a febrero de 2008.

