

Master en Geofísica y Meteorología

Enero 2012

**ANÁLISIS DE LA FRACCIÓN MOLAR Y
FLUJO DE CO₂ EN EL SUBSUELO DE UN
ECOSISTEMA SEMIÁRIDO**

TESIS DE MASTER

Elaborado por: **Antonio Esteban Castillo**

Tutores:

Andrew S. Kowalski
Enrique Pérez-Sánchez Cañete



Departamento de Física Aplicada
Grupo de Física de la Atmósfera



Universidad de Granada

ÍNDICE

I.	INTRODUCCIÓN.....	3
	1.Motivación por estudiar el CO ₂	3
	2.Alcance de los estudios sobre el CO ₂ en el sistema tierra-atmósfera	4
	3.CO ₂ subterráneo	6
II.	CARACTERÍSTICAS DEL LUGAR EXPERIMENTAL.....	9
III.	MATERIALES Y MÉTODOS	12
	1.Medidas de campo. Instrumentación.....	12
	1.1. Sensor de CO ₂	12
	1.2. Sensor de temperatura del suelo.....	16
	1.3. Sensor del contenido volumétrico de agua en el suelo	16
	1.4. Sistema Eddy Covariance.....	17
	1.5. Sistema de registro y almacenamiento de datos.....	18
	2.Aplicación de un modelo dinámico de flujo de CO ₂	19
IV.	RESULTADOS	22
	1.Ciclos estacionales	22
	2.Comportamientos a escala sinóptica.....	26
	3.Comportamientos a escala diaria y horaria	31
V.	DISCUSIÓN	36
VI.	CONCLUSIONES	40
VII.	AGRADECIMIENTOS	42
VIII.	REFERENCIAS	43
IX.	APÉNDICE.....	47
	1.Crítica a las ecuaciones utilizadas para cálculo de transporte molecular y turbulento de calor y masa de fluidos compresibles.....	47

I. INTRODUCCIÓN

1. Motivación por estudiar el CO₂

El aumento de la temperatura del planeta ha sido atribuido a la presencia de los llamados gases de efecto invernadero. Este fenómeno, necesario para el mantenimiento de la vida tal cual la conocemos, está siendo agudizado por los compuestos emitidos a la atmósfera fruto de la actividad humana. Por ello, surge una inquietud al respecto que se hizo patente en Agosto de 1990 cuando se presenta el primer informe elaborado por los expertos del Panel Intergubernamental sobre Cambio Climático (IPCC), que sentará las bases de la negociación en el Convenio Marco de las Naciones Unidas sobre Cambio Climático y que culmina en el Protocolo de Kyoto en 1997, cuando realmente se establece la necesidad de reducir las emisiones de gases de efecto invernadero en términos netos, teniendo en cuenta no sólo la producción total de gases contaminantes, sino también la capacidad de fijación de contaminantes de cada país.

Para ello, se hace imprescindible el desarrollo de metodologías fiables para calcular las emisiones y las fijaciones de cada país o conjunto de países, lo que ha impulsado numerosos estudios para caracterizar el balance de CO₂ a escala planetaria. En este sentido, se ha demostrado que menos de la mitad de la cantidad de CO₂ que se emite como resultado de la quema de combustibles fósiles se acumula en la atmósfera. El resto debe acumularse en los océanos y los ecosistemas terrestres (Tans et al., 1990). Estudios isotópicos sugieren que los océanos no son responsables de toda esta asimilación, por lo que debe existir un sumidero desconocido de CO₂ en el ecosistema terrestre responsable de que la tasa de incremento de CO₂ en la atmósfera no sea tan elevada como era de esperar dado el reciente incremento de la actividad industrial y los cambios de uso del suelo (Houghton 2007).

2. Alcance de los estudios sobre el CO₂ en el sistema tierra-atmósfera

El estudio de intercambios de CO₂ entre atmósfera y superficie terrestre lleva un camino recorrido a lo largo de más de 20 años, en los que se han elaborado estudios con el fin de caracterizar el intercambio neto de CO₂ entre los ecosistemas terrestres y la atmósfera (NEE¹) (Baldocchi. et al, 2001; Schimel et al, 2001;. Chapin et al, 2006). Sin embargo, para mejorar nuestras estimaciones del potencial de secuestro de carbono de los ecosistemas y ser capaz de proyectar las observaciones actuales de flujo en el futuro, es importante para obtener una mejor comprensión de los componentes de NEE, y cómo son reguladas en respuesta a los cambios del entorno. Recientemente se ha planteado una introducción de algoritmos para separar las componentes del NEE, en productividad primaria bruta (GPP) y respiración del ecosistema (R_{ECO}), prescindiendo de los procesos abióticos; además, se concluyó que era necesario tener en cuenta los efectos del déficit de presión de vapor (VPD) en la fotosíntesis para que estos no fueran confundidos con los que ejerce la temperatura sobre el ecosistema (Lasslop et. al. 2010).

En la actualidad, los estudios de intercambios de CO₂ se han extendido a más de 400 localizaciones en los que se mide el intercambio de carbono en distintos ecosistemas. Para medir estos intercambios se utiliza la técnica de Correlación de Remolinos (*Eddy covariance* EC). Esta técnica está siendo aplicada en bosques (Valentini et al. 2000), cultivos (Anthoni et al. 2004), desiertos (Hasting et al. 2005), y otros ecosistemas por medio de la instalación de torres EC. Además se está aplicando para evaluar los efectos de perturbaciones como el fuego (Amiro et al. 2003, Serrano-Ortiz P. et al. 2011). La técnica de Correlación de Remolinos es la empleada por la red internacional FLUXNET (Baldocchi et al. 2001) para evaluar el intercambio de carbono en ecosistemas. Esta red cuenta con más de 400 lugares, redes a nivel europeo como es el caso de CARBOEUROPE y redes a nivel nacional como CARBORED-ES. Los programas propuestos por estas redes interpretan y modelizan los flujos terrestres de

¹ Intercambio neto en el ecosistema.

CO₂ desde un punto de vista biológico (Houghton et. al. 2002; Baldocchi et. al. 2003). No obstante, estudios recientes señalan que además de estos procesos hay que tener en cuenta otros procesos geoquímicos que podría afectar a los intercambios de CO₂ entre atmósfera y suelo (Kowalski et al. 2008; Sanchez Cañete et. al 2010, Serrano-Ortiz et al. 2009). En este sentido se ha puesto de manifiesto que en cuevas ligadas a procesos kársticos² (frecuentes en materiales carbonatados), el CO₂ es puesto en juego en procesos de disolución y precipitación de calcita, Serrano-Ortiz et. al. 2010) con lo que puede ser un componente importante del flujo.

Estos procesos de movilización masiva de carbono inorgánico no sólo son característicos de paisajes sobre litologías carbonatadas (calizas o dolomías). La acumulación de carbonatos en el suelo es un proceso prácticamente universal que se produce en la edafogénesis, aún en aquellos suelos cuyo material original no contenía carbonatos. En los suelos mediterráneos con una elevada evapotranspiración potencial y fuerte déficit hídrico, al menos estacional, la deposición del calcio de la atmósfera da lugar a la formación de carbonatos que se encuentran distribuidos en todo el perfil y/o acumulados en profundidad formando los llamados “horizontes cálcicos”. Este tipo de suelos está muy extendido en ecosistemas de clima mediterráneo, sobre todo en aquellas zonas más áridas, y en ellos el carbonato puede llegar a ser el componente mayoritario. Estas formas de carbonatos originados en el suelo son muy dinámicas y, dependiendo de las condiciones biológicas y fisicoquímicas del suelo, los procesos de disolución y reprecipitación son muy activos. Estos procesos geoquímicos son susceptibles de ser incluidos en la caracterización del ciclo de global del carbono (Cheng et al. 2005) con magnitudes que pueden representar una fracción no despreciable de “sumidero desconocido” del CO₂ atmosférico (Liu y Zhao 2000).

En la actualidad numerosos estudios muestran que el contenido de CO₂ en cuevas es muy superior al de la atmósfera (Baldini et al. 2006; Denis A. 2005,

² Un proceso kárstico es aquel por el que el agua penetra en las rocas calizas y circula fracturando la roca por disolución, produciendo gran variedad de morfologías tanto internas como externas.

Fernandez-Cortes et al. 2009). Según la Ley de Fick, cuando se producen gradientes de concentración de una sustancia entre dos lugares, se produce un flujo de partículas que tiende a homogeneizar la concentración. Así mismo, se ha planteado que las cavidades subterráneas pueden ejercer de almacén temporal de CO₂ y este excedente puede ser eventualmente eliminado por episodios de ventilación, contribuyendo al balance del carbono terrestre como flujos ocultos (Serrano-Ortiz et.al. 2010). Los procesos de ventilación en cavidades determinan la variación temporal del CO₂ y otros gases como el Rn²²². Las medidas de las variaciones de este gas se emplean para cuantificar los procesos de ventilación natural. En verano, por ejemplo, los poros y fisuras se encuentran deshidratados facilitando la salida al exterior del CO₂ o el Rn²²². Otras medidas con cámaras de acumulación muestran que las emisiones de CO₂ procedentes del suelo en volcanes se correlacionan con variaciones de la presión atmosférica y la velocidad del viento (Rogie et al. 2001). También se han encontrado correlaciones con otros factores como la temperatura del suelo, la humedad y la precipitación (Granieri et al. 2003). Así mismo, existen estudios que estiman los flujos de CO₂ en el suelo superficial a través de la utilización de cámaras de suelo (Davidson et al. 1998). Sin embargo, son muy pocos los estudios que han medido el CO₂ del suelo en profundidad (Fang y Moncrieff 1998; Kabwe et al. 2002; Tang et al. 2003; Jassal et al. 2005), así que conocer como se origina, transporta o retiene requiere seguir investigando en esta área.

3. CO₂ subterráneo

Los estudios que han medido el CO₂ en profundidad han utilizado diversas técnicas: muestreos de aire a través de tubos introducidos en el suelo que recirculan el aire (Flechard 2006); estudios que cuantifican los flujos de CO₂ suelo-atmósfera utilizando técnicas como cámaras dinámicas, cámaras estáticas y cálculos de gradiente (Kabwe et al. 2002); otros calculan el flujo de CO₂ basándose en el método del Rn²²² (Uchida et al. 1997) y también hay estudios dedicados a medir el CO₂ en profundidad a través de sensores instalados en el suelo que permiten una monitorización continua (Tang et al. 2003; Jassal et al. 2005). Esta última técnica fue un hito importante porque

hasta entonces el método de las cámaras no permitía el cálculo de los flujos entre los distintos horizontes edáficos del suelo. La obtención de diversos parámetros en el suelo a distintas profundidades ha propiciado la creación de modelos dinámicos que expliquen el flujo que se produce entre los distintos horizontes estudiados en el suelo (Pumpanen et. al. 2003), en concreto se ha podido estudiar la respiración en el suelo en un bosque boreal observando las fluctuaciones de esta en la capa húmica en los distintos horizontes (Pumpanen et. al. 2008).

Varios estudios se hicieron evidente que el transporte turbulento puede desempeñar un importante papel en las emisiones de CO₂ (Takle et al, 2004, Sanchez-Cañete et. al. 2010). Los flujos de CO₂ en superficie se incrementarían con el efecto de arrastre de aire del medio poroso por efecto de la turbulencia y, por tanto, de la velocidad media del viento (Takle et. al. 2004). También se comprobó que se inducen fluctuaciones de presión atmosférica por las interacciones viento-vegetación. Se ha comparado el efecto del arado o labranza de las parcelas y se ha podido observar que en las parcelas aradas existe mayor pérdida de CO₂, el viento y la fluctuación de presión afecta al intercambio de gases procedentes de suelos. (Reiconsky et. al. 2008). Sin embargo otros estudios (Subkle et. al. 2003) no hallaron una dependencia directa de los flujos de CO₂ en las fluctuaciones de presión y señalan que el viento explicaría el transporte de CO₂ pero no su producción.

Recientes estudios muestran el viento como principal factor en las emisiones de CO₂ procedentes de la ventilación del suelo y destacan la gran importancia que tiene el balance de carbono (Kowalski et. al. 2008, Rey et. al. 2011, Sanchez-Cañete et. al. 2010). Rey et. al. (2011) utilizó una torre Eddy Covariance situada en un ecosistema semiárido situada en el entorno de Cabo de Gata (Balsablanca) junto con medidas de cámaras de respiración del suelo para el estudio del intercambio de CO₂ en el ecosistema durante 3 años (2006-2009) a escalas diurnas, estacionales e interanuales. Se observó que el viento provocó grandes flujos de CO₂ sólo durante el día, además, también se verificó la

influencia de la humectación del suelo en los episodios de lluvias. Se hizo patente la necesidad de cuantificar el CO₂ inorgánico con técnicas isotópicas así como se sugirió que algunas variaciones en los flujos pudieran estar controladas por circulación de gases y fluidos a gran escala o regional, procedentes de la corteza profunda.

En esta línea es en la que se mueve el presente trabajo. Estudiaremos los datos obtenidos mediante sensores instalados tanto en el subsuelo como los situados en la torre Eddy Covariance, para el año 2010 y así evaluar el comportamiento de las variables que pueden afectar a la fracción molar y flujo de CO₂. Para ello nos moveremos en el marco de distintas escalas temporales, que abarcarán escalas estacionales, sinópticas, diarias y horarias. Intentaremos dar explicación al comportamiento de las distintas variables y cuantificaremos las posibles dependencias entre ellas. También aplicaremos un modelo dinámico para la cuantificación del transporte de CO₂ entre los distintos horizontes (Pumpanen et. al. 2003). Así mismo, procederemos a hacer una breve discusión de los datos analizados interpretando los resultados obtenidos.

II. CARACTERÍSTICAS DEL LUGAR EXPERIMENTAL

En primer lugar describiremos algunas características del emplazamiento donde se han hecho las mediciones mediante la instrumentación que describiremos más adelante.



Fig. 1. Localización del lugar experimental.

El sitio experimental tiene unas coordenadas geográficas de $36^{\circ} 56' 21.39''$ N y $2^{\circ} 02' 01.22''$ W, a una altitud de 200 m sobre el nivel del mar, dentro del Parque Natural Cabo de Gata-Níjar. Balsa Blanca se sitúa a unos 30 km, hacia el NE, en línea recta del Aeropuerto de Almería, es una estepa cuyo clima es semiárido subtropical seco, con una precipitación media anual de unos 200 mm anuales, temperatura media anual de alrededor de 18 C y la evapotranspiración potencial anual de alrededor de 1,390 mm (estación meteorológica local, Níjar). El clima en esta región se caracteriza por sequías estivales prolongadas y especialmente por frecuentes episodios de lluvias al azar, en su mayoría ocurren en primavera y otoño. Geológicamente, el lugar se

caracteriza por una serie de abanicos aluviales (glacis) de suave pendiente (2-8%) con horizonte petrocálcico (Weijermars 1991). Los suelos dominantes se clasifican como Leptosoles líticos (WRB 2006). En general los suelos son delgados (hasta un máximo de unos 30 cm, pero en promedio 10 cm), alcalinos (pH superior a 8), saturados en carbonatos con un contenido moderado de gravas y rocas pertenecientes al sustrato rocoso. El sustrato se caracteriza principalmente por sedimentos marinos de naturaleza carbonatada y rocas volcánicas de edad Mioceno (16.8 m.a.) formadas por la actividad volcánica de Cabo de Gata (Fernández-Soler, 1996). Las rocas carbonatadas tienen altos valores de porosidad y permeabilidad por la presencia de fisuras y fracturas.

El ecosistema presenta escasa vegetación dominada por *Stipa tenacissima* L., con una altura promedio de entre 60-100 cm y la cobertura del suelo del 57%. Sin embargo, existen otras especies vegetales de escasa altura y cobertura del suelo bajo, tales como: *Chamaerops humilis*, *Rhamnus lycioides*, *Horridus espárragos* y *Pistacia lentiscus*. La altura media de la vegetación es de 0.71 m sin contar con la floración de la *Stipa tenacissima* durante la cual sus espigas pueden alcanzar los 2 m de altura. Por último apuntar que el sitio experimental es parte de la red internacional FLUXNET desde mayo de 2006.

La excavación de una zanja para ubicar los instrumentos de medida del CO₂ subterráneo permitió descubrir el terreno en el que se van a hacer las mediciones (Fig. 2). Se puede apreciar que existe unos 20 cm de suelo, edafológicamente denominado como Horizonte A (predomina la materia orgánica), a partir de ahí nos encontramos con el Horizonte C, donde encontramos material no edafizado. Consta en primer lugar de una costra carbonatada de un espesor en torno a 20 cm para posteriormente pasar a unas arenas con arcillas y algunos cantos.



Fig. 2. Ubicación de los sensores en la zanja excavada.

Edafológicamente hablando, el suelo presenta una profundidad bastante constante entorno a los 15-25 cm de profundidad promedio en toda el área experimental. La pedregosidad, considerada como porcentaje de contenido de gravas en el suelo, es de un 16.7% y la densidad aparente del suelo es de $1,22 \text{ g cm}^{-3}$. La humedad del suelo superficial varía en un rango volumétrico entre los 4.6% en verano y el 29% de humedad alcanzado tras los eventos de lluvia.

III. MATERIALES Y MÉTODOS

1. Medidas de campo. Instrumentación.

Las fracciones molares y flujos de CO₂ se han medido a través de la monitorización continua mediante sensores enterrados a distintas profundidades (0.1, 0.5 y 1.5 m) junto con los sensores de temperatura y contenido de agua para las mismas profundidades. También se dispone de una torre *Eddy Covariance* donde se mide el flujo de CO₂ y la velocidad de fricción (u^* ; ver fin de sección III.1.4) entre otras variables. Como mencionamos en el apartado anterior, se excavó una zanja para colocar los distintos sensores, esta operación se hizo con cuidado de causar la mínima perturbación en el suelo. No obstante para este estudio se desecharon las mediciones inmediatamente posteriores a la instalación de los sensores ya que el suelo necesita un cierto tiempo para recuperar plenamente las características físicas que poseía antes de la instalación. A continuación presentamos una descripción de los sensores utilizados para este estudio, para caracterizar la variabilidad temporal y espacial de los parámetros medidos.

1.1. Sensor de CO₂

Se midió la fracción molar de CO₂ del aire del suelo mediante un sensor de CO₂ de suelo (GMP-343, Vaissala, Inc., Finland), con un rango de medición de 0 a 20000 ppm. Las sondas de CO₂ GMP343 se basan en la nueva tecnología de sensores de Vaisala CARBOCAP (Vaisala Oyj., Vantaa, Finlandia). Es un sensor infrarrojo no dispersivo (NDIR) para la medición de CO₂ gaseoso. La sonda (de 55 mm de diámetro y 194 mm de longitud) está cubierta con una tapa que permite el intercambio de gases entre el suelo y la sonda y protegiéndola del agua. Gracias al material hidrofóbico y el pequeño tamaño de los poros, evita que el agua líquida entre en la sonda. Cubriendo la sonda hay una tapa protectora compuesta de 2 mm. de espesor polioximetileno (POM), que tiene una ranura, de 1 mm de ancho y 50 mm. de largo, por donde el gas entra a la sonda.

A continuación se describe su funcionamiento (Fig.3). La radiación infrarroja emitida atraviesa un volumen determinado y es recibida en un detector de infrarrojos que mide alternativamente entre una longitud de onda conocida en la banda de absorción del CO₂ y una banda de referencia en la que el CO₂ no absorbe la radiación. Para calcular la densidad de CO₂ mide el descenso en la transmisión del haz de radiación y lo compara con la banda de no absorción. Toma una medida cada 2 segundos.

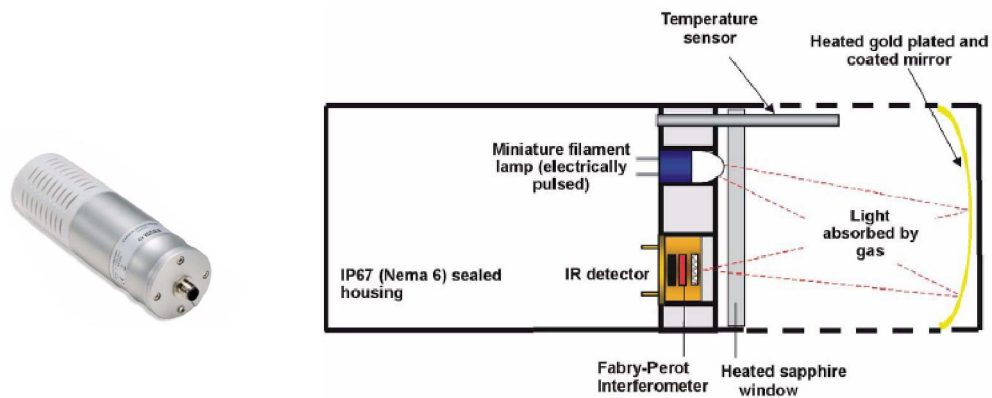


Fig. 3. Sensor de CO₂.

Este instrumento mide densidad de CO₂ pero la salida que ofrece el instrumento es en “ppm” y según la Ley de los gases:

$$ppm = \left(\frac{\rho_{CO_2} \cdot R \cdot T}{M \cdot P} \right) \cdot 10^6$$

Donde:

CO₂ = Densidad de CO₂ medida por el instrumento

R = Constante universal de los gases ideales

T = Temperatura

M = Masa molar del CO₂ (constante)

P = Presión

Por lo tanto la fracción molar (ppm) de CO₂ que nos da el instrumento son dependientes de la temperatura y de la presión, pero también influyen otros factores a la hora de obtener correctamente los “ppm”, como es la humedad absoluta y el contenido de oxígeno presentes en el suelo. Los efectos de estos factores son los siguientes:

Temperatura: -0.35% de la lectura / °C

Presión: + 0.15% de la lectura / hPa

Oxígeno: 0.09% de la lectura / %O₂

Humedad absoluta: +0.05% / g/m³ H₂O

El instrumento puede medir la temperatura pero no la presión, así que se configuró para que la salida que se obtiene, tome como constante la temperatura (25°C) y la presión (1013 hPa) y a posteriori nosotros introducimos la temperatura y la presión medida con otros sensores para obtener unos datos correctos. Desde el punto de vista del error de la medida, los errores que producen la humedad relativa y el oxígeno son significativamente muy pequeños con respecto a los producidos por la presión y la temperatura. De este modo, se suponen constantes los valores de oxígeno y humedad relativa a 20.95% y 50% respectivamente.

Los sensores GMP343 se instalaron en una cara vertical de un pozo de tierra excavado en el lugar escogido como se muestra a continuación (Fig. 4):

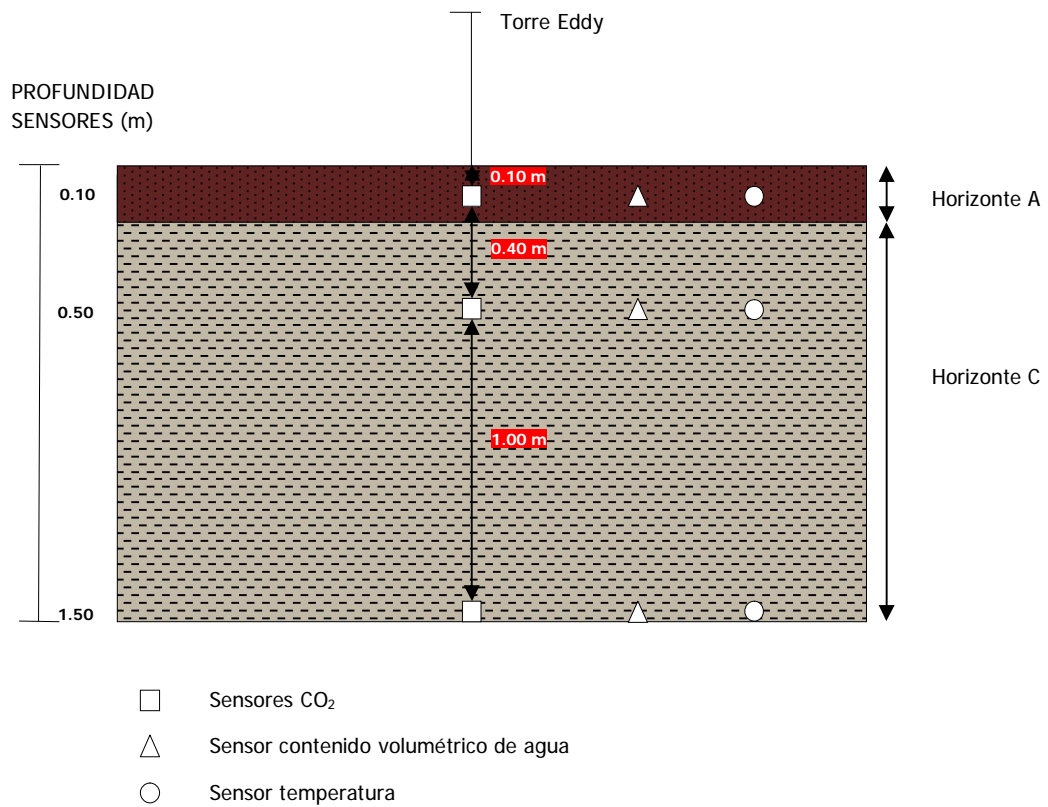


Fig. 4. Esquema de situación de los sensores en el suelo.

Se colocaron tres sondas de tal manera que la más superficial se situaba a una profundidad de 0.10 m dentro del horizonte A. Los siguientes fueron en el horizonte C, uno de ellas a una profundidad de 0.50 m (C1) y la siguiente a 1.50 m (C2). Se colocaron dos sensores en el mismo horizonte para poder realizar comparaciones de concentración de CO₂ en el mismo nivel. Para la instalación de los sensores, se hicieron pequeños agujeros de 0,10 m de profundidad, en la cara vertical de la fosa excavada donde los sensores se colocaron de forma que la ranura en cada cabeza del sensor se apunta hacia abajo para evitar la captura de agua dentro de la tapa protectora del sensor. Para la calibración de los sensores se lleva un tubo de nylon desde la punta de la tapa protectora del sensor hasta la superficie del suelo. Después de la instalación, el material extraído de las distintas capas se volvió a colocar en el mismo orden.

1.2. Sensor de temperatura del suelo

Se registró la temperatura del suelo a intervalos de 30 minutos utilizando termistores (107, Campbell Scientific, Logan, UT, USA, a partir de ahora CSI) instalados a las mismas profundidades que los sensores de CO₂.



Fig. 5. Sensor de temperatura 107.

1.3. Sensor del contenido volumétrico de agua en el suelo

El contenido volumétrico de agua fue controlado en los 3 niveles del suelo, en intervalos de una hora utilizando sensores de contenido de agua en el suelo (CS616, CSI). Las sondas actúan como guía-onda, La impedancia a lo largo de las varillas varía en función de la constante dieléctrica del suelo que rodea la sonda. Debido a que la constante dieléctrica del suelo depende principalmente de la cantidad de agua presente, el contenido de agua en suelo puede deducirse de la señal reflejada. El contenido volumétrico de agua es utilizado para calcular la difusividad de cada capa de suelo.



Fig. 6. Sensor de contenido volumétrico de agua CS616 Campbell.

La monitorización continua de las concentraciones de CO_2 , el contenido de agua del suelo, así como la temperatura del suelo, se inició en cada horizonte del suelo inmediatamente después de la instalación, pero debido a la perturbación el resultado de la excavación, se prefiere utilizar las medidas registradas unos meses después de la instalación de la instrumentación. Este período permite a las raíces recuperarse, debido a que para la instalación de los sensores se ha perturbado el terreno al hacer la zanja.

1.4 Sistema Eddy Covariance

La técnica Eddy Covariance consiste en última estancia en el cálculo de covarianzas a través de las cuales se puede estimar el intercambio de masa, energía y momento entre la superficie y la atmósfera. A continuación se exponen las ecuaciones de estas densidades de flujo turbulento recordando que, por economía de lenguaje, habitualmente se habla simplemente de flujo. Se utilizará el siguiente convenio de signos: + denotará un flujo desde la superficie a la atmósfera (fuente de CO_2 atmosférico) y - denotará un flujo desde la atmósfera a la superficie (sumidero).

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

$$F = \rho_a \overline{w'c'}$$

donde ρ_a es la densidad del aire seco, w la velocidad vertical del viento y c es la razón de mezcla de CO₂.

En nuestro caso contamos con un sistema Eddy Covariance instalado en una torre de aproximadamente 3.5 m de la que se obtienen datos de flujo de CO₂ ($\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) y la velocidad de fricción (u_*). La densidad de CO₂ fue medida con un analizador de gases CO₂/H₂O por infrarrojos (Li-Cor 7500, Lincoln, NE, USA).

La velocidad de fricción es obtenida por un anemómetro sónico (CSAT-3, CSI) que mide a alta frecuencia la velocidad, dirección del viento y la temperatura del aire. Valores elevados de la velocidad de fricción (u_*) implican una mayor turbulencia y por tanto una mejor mezcla. Se calcula del siguiente modo:

$$u_* = (\overline{u'w'^2} + \overline{v'w'^2})^{1/4}$$

1.5. Sistema de registro y almacenamiento de datos

Hay dos sistemas de registro de datos (también llamado datalogger); uno para la torre EC y otro para el perfil de CO₂ en profundidad (CR3000 y CR23X, CSI, respectivamente). Los datos generados por la torre EC son registrados a 10Hz y son almacenados como promedios de 15 minutos. Los datos generados por el perfil de CO₂ en profundidad son registrados cada 30 segundos y almacenados como promedios cada 5 minutos.

Posteriormente con los valores almacenados de todas las variables se calcularán los promedios de 30 minutos que es la unidad utilizada en la red internacional

FLUXNET para el estudio de intercambios entre atmósfera y ecosistema y la que nosotros hemos utilizado en este trabajo.

2. Aplicación de un modelo dinámico de flujo de CO₂

Se calculó el flujo de CO₂ del suelo con una modificación del modelo dinámico de Pumpanen et al. (2003) y presentado en Pihlatie et al. (2007), no obstante, a posteriori, presentamos una revisión de la formulación utilizada en dicho modelo (ver apartado IX. Apéndice). En el modelo, el suelo se describe como una estructura en capas, que se divide en horizontes distintos. Cuando se aplica al suelo podzólico³, los horizontes considerados son: una capa de humus seguidos de horizontes eluvial (A-), y iluvial (B-) y el material parental (horizonte C). En nuestro caso, haremos una adaptación del modelo ya que no tenemos un horizonte B definido, por tanto consideramos un horizonte A, y un horizonte C en el que distinguimos C1 y C2. Los procesos de transporte y las propiedades del suelo se describen por separado para cada capa. El movimiento de CO₂ entre las capas de suelo a la atmósfera es causado por la difusión que depende de la porosidad, contenido de agua, espesor y gradiente de concentración de dichas capas. El transporte por convección de CO₂ en el suelo causado por los cambios en la presión atmosférica y por la turbulencia del viento no está incluido en el modelo. A modo de ejemplo, presentamos aquí el cálculo flujo entre capa de humus y la atmósfera:

$$J_{H-Atm} = -D_H \frac{C_{ATM} - C_H}{L_H / 2} \quad [1]$$

donde J_{H-ATM} es el flujo de la capa de humus a la atmósfera ($\text{kg CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$), D_H es el coeficiente de difusión de CO₂ en la capa de humus ($\text{m}^2 \text{ s}^{-1}$), C_{ATM} y C_H son las concentraciones de CO₂ ($\text{g CO}_2 \text{ m}^{-3}$) de la atmósfera y la capa de humus,

³ Relativo al podzol, según el Soil Taxonomy, un tipo de suelo característico de climas fríos y húmedos que se caracteriza por una alta lixiviación, que propicia que una gran cantidad de sustancias superficiales migren a niveles inferiores.

respectivamente, y la L_H es el espesor de la capa de humus (m). Se calculó igualmente el transporte entre los horizontes A y C utilizando los valores promedio de los espesores y los coeficientes de difusión de las capas correspondientes. El coeficiente de difusión de CO_2 (D) en una capa de suelo es una fracción del coeficiente de difusión de CO_2 en el aire D_o ($m^2 s^{-1}$) de acuerdo con un modelo desarrollado por Troeh et al. (1982):

$$\frac{D}{D_o} = \left(\frac{E_g - u}{1 - u} \right)^h \quad [2]$$

donde E_g es el aire que rellena la porosidad del suelo ($m^3 m^{-3}$) y u y h son parámetros empíricos obtenidos de la literatura (Glinski y Stepniewski, 1985, p. 57). Los parámetros u y h describen la tortuosidad del suelo. La tortuosidad describe la distancia que la molécula de gas tiene que viajar entre las partículas del suelo cuando se mueve de un punto a otro y depende de la textura y estructura del suelo. El coeficiente de difusión del suelo D se determina por separado para cada capa. E_g se obtiene restando el contenido volumétrico de agua del total la porosidad del suelo, E_{tot} ($m^3 m^{-3}$). Para la respuesta de la temperatura de D_o hemos utilizado una función no lineal por Armstrong (1979):

$$\log(D_o) = 1.9975 \text{Log}(T) - 9.7273 \quad [3]$$

donde T es la temperatura de la capa del suelo (K).

Durante los rápidos cambios en el contenido de agua del suelo relacionada con episodios de lluvias, el agua se distribuye por el suelo y el aire junto con el CO_2 es empujado hacia arriba. Por ejemplo, flujo de CO_2 de un horizonte A a la capa de humus (J_{Ap}) causado por la variación de volumen de aire que rellena la porosidad del suelo del horizonte A:

$$J_{Ap} = \frac{(E_{gA}(t_i) - E_{gA}(t_{i+1})) \cdot I_A \cdot C_A(t_i)}{t_{i+1} - t_i} \quad [4]$$

donde $E_{gA}(t_i)$ es el aire que rellena la porosidad del horizonte A en el momento t_i y $C_A(t_i)$ es la concentración de CO_2 en la horizonte A ($\text{g CO}_2 \text{ m}^{-3}$) en el momento t_i . La porosidad total del suelo se estimó a partir de resultados de un análisis edafológico del suelo. Los valores de los parámetros α y λ en la ecuación [2] se obtuvieron de Glinski y Stepniewski (1985, p. 57). Así que se ha calculado el flujo de CO_2 con el modelo utilizando los valores promedios cada media hora, para las temperaturas del suelo, el contenido volumétrico de agua, y la fracción molar de CO_2 tanto en el suelo como en el aire.

IV. RESULTADOS

Dado el gran número de datos suministrados por la instrumentación localizada tanto en el perfil de CO₂ en profundidad como en la torre *Eddy Covariance*, se hace necesaria la creación de una base de datos. En nuestro caso hemos construido la base de datos con los promedios de media hora de las variables medidas a partir de los datos que nos proporcionaban los distintos sensores durante el año 2010. Además se hace necesario el establecimiento de una serie de criterios para la determinación de la calidad de las medidas tomadas y el relleno de huecos (Serrano-Ortiz 2008). En el anexo I de dicha tesis doctoral se explica, variable por variable, los criterios para el rechazo de datos y el relleno de huecos.

Una vez que se ha hecho este pos-proceso a la recogida de datos estamos en disposición de tratar los resultados obtenidos centrándonos en tres escalas temporales: estacionales, sinópticas y diaria/horaria.

1. Ciclos estacionales

Para esta escala temporal se trabajó con promedios diarios de algunas variables medidas, escogiendo un intervalo que va desde el día 78 al día 331, motivado por el rechazo de las mediciones inmediatamente posteriores a la instalación (día 18), ya que el suelo necesita un cierto tiempo para recuperar las características físicas que poseía antes de la instalación. Desde el día 331 hasta el 365 se han rechazado por falta de abundantes datos y la existencia de errores por fallos en la alimentación de las baterías.

La figura 7 muestra la fracción molar de CO₂ a distintas profundidades del suelo junto con la presión atmosférica. En primer lugar vemos que la fracción molar de CO₂ es muy superior en los horizontes más profundos, en segundo lugar se observa

una clara anticorrelación entre la fracción molar de CO₂ y la presión. Cuando la fracción molar aumenta la presión atmosférica desciende y viceversa.

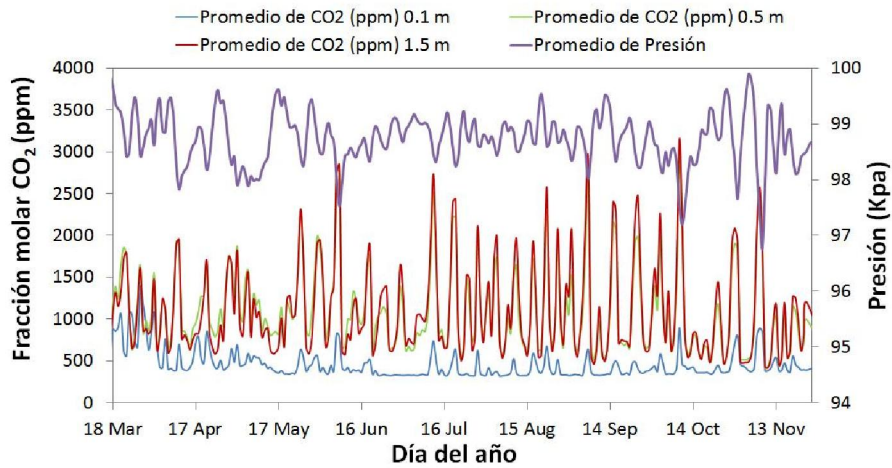


Fig. 7. Evolución de la fracción molar de CO₂ (ppm) y de la presión atmosférica (kpa).

Se representan otras variables para el mismo periodo (fig. 8 y 9). En la figura 8 se pueden observar los eventos de precipitación esporádicos, típicos de una zona semiárida, y en la figura 9 se representa el contenido de humedad del suelo para los sensores instalados en el perfil subterráneo de CO₂ a distintas profundidades. Se puede observar que algunos episodios de precipitaciones se reflejan bien con la recarga de la humedad del suelo por infiltración, siendo más acusados estos cambios de humedad en el horizonte superior.

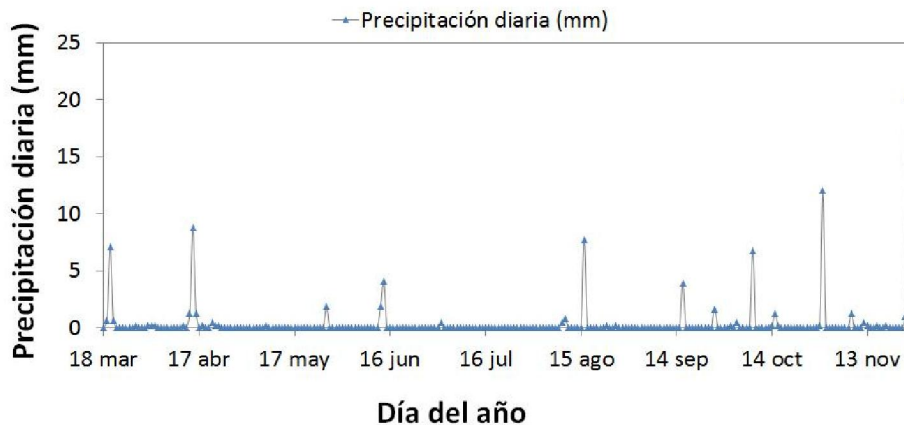


Fig. 8. Precipitación diaria (mm).

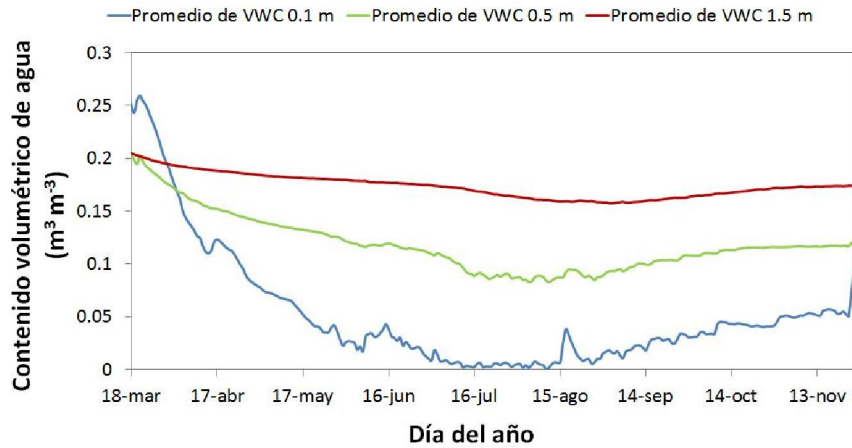


Fig. 9. Evolución del contenido volumétrico de agua en el suelo.

La figura 10 muestra la evolución de la temperatura en el suelo a distintas profundidades (0.1, 0.5 y 1.5 m). Se observa como, en general, la temperatura sigue una tendencia en aumento hasta el verano y posteriormente va decreciendo en otoño. El máximo es alcanzado a mediados del verano (julio y agosto) y no se produce simultáneamente para los tres horizontes, observándose que cuanto más profundo está el sensor más retardo con el sensor superficial. Se observa que el sensor colocado a 0.1 m fue más sensible a los cambios de temperatura del exterior mientras que a 1.5 m apenas se observan fluctuaciones más allá de las estacionales.

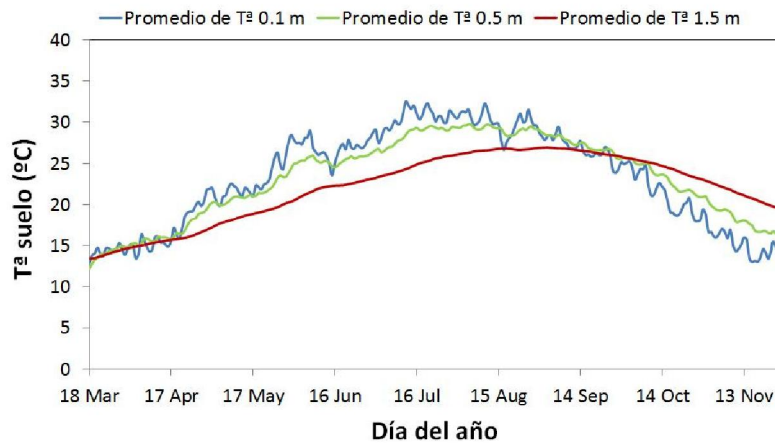


Fig. 10. Evolución de la temperatura en el suelo.

Se representan los flujos de CO₂ medidos en la torre *Eddy Covariance* (fig. 11) y la velocidad de fricción (fig. 12). Para el flujo se puede observar que en la época de crecimiento vegetal (primavera) existe fijación de CO₂ en el ecosistema y por tanto tenemos flujos negativos, en cambio, el resto del año el ecosistema se comporta de manera neutral con ciertas épocas en las que hay emisiones de CO₂ normalmente tras los eventos de lluvia.

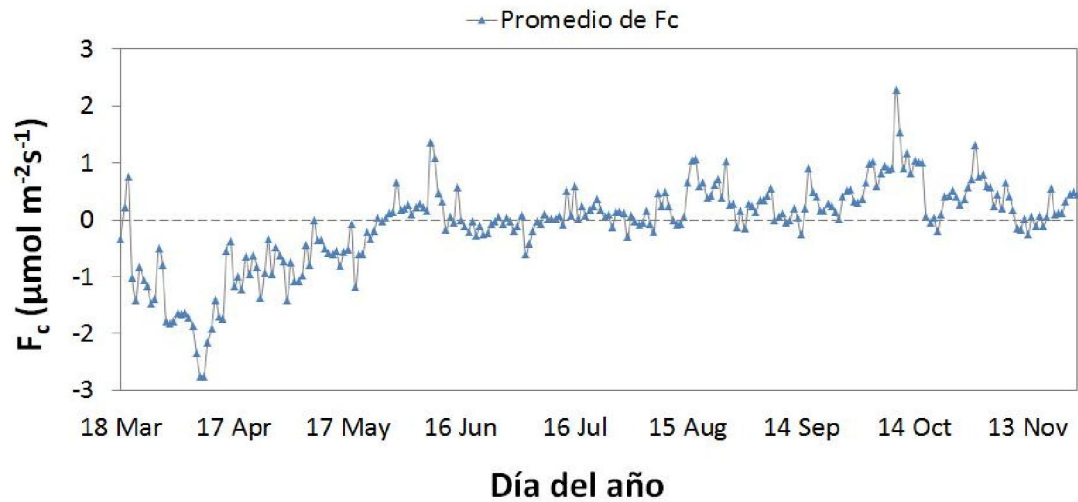


Fig. 11. Evolución del Flujo de CO₂ (μmol m²s⁻¹) medido en la torre Eddy a lo largo del año (promedios diarios).

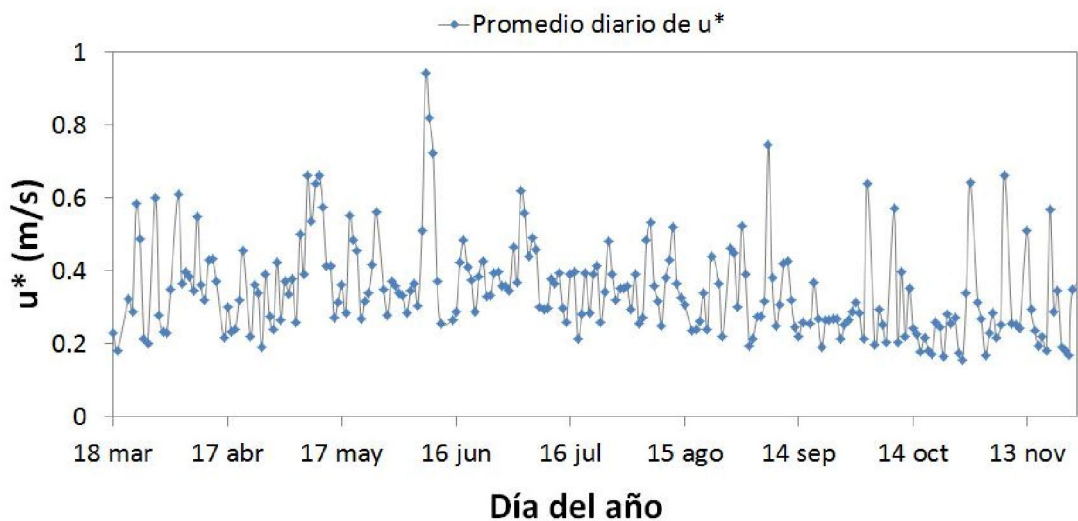


Fig. 12. Evolución de u* a lo largo del año (promedios diarios).

2. Comportamientos a escala sinóptica

Procedemos ahora a estudiar las variables en una escala temporal menor. En primer lugar hemos estudiado la evolución de la presión y la velocidad de fricción (u) junto a la fracción molar de CO_2 medidas con los sensores (fig. 13 y 14) para un periodo de senescencia⁴ (finales de verano). Hemos elegido estos días porque al estar prácticamente a finales del verano suponemos que la influencia de la vegetación en el suelo será menor y podremos estudiar nuestras variables mejor ya que las interferencias por factores bióticos serán mínimas. Hemos representado los promedios de 30 minutos de las variables anteriormente citadas y se pueden observar que la presión atmosférica sufre dos tipos de ciclos. Por un lado tenemos un ciclo que suele durar aproximadamente unos 4 días, podría estar ligado a paso de borrascas y anticiclones.

Por otro lado la presión atmosférica sufre algunas oscilaciones a escala diaria, de este aspecto nos ocuparemos más adelante. Se puede observar con claridad en la figura 13 que el descenso de presión atmosférica está ligado a un incremento de fracción molar de CO_2 en el suelo, este incremento se observa en los 3 perfiles estudiados aunque es más evidente en los horizontes más profundos.

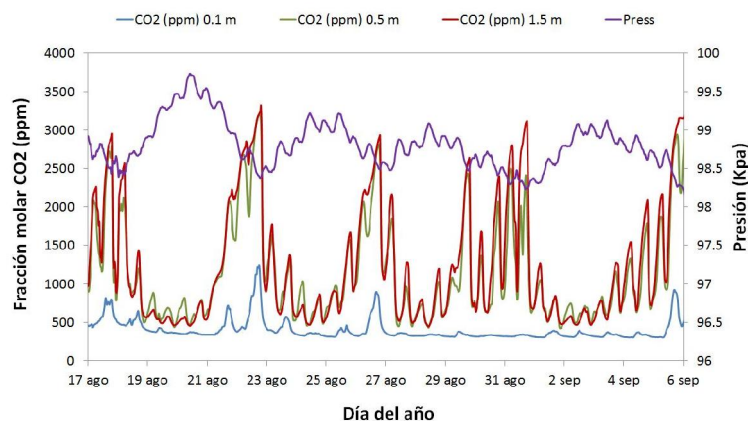


Fig. 13. Evolución de la presión atmosférica (kpa) y la fracción molar de CO_2 (ppm) en el suelo a finales de verano.

⁴ Aplicado a vegetales es el cambio gradual e intrínseco en un organismo que conduce a un riesgo creciente de vulnerabilidad, pérdida de vigor, enfermedad y muerte.

Al estudiar la evolución de la velocidad de fricción (u^*) a escala sinóptica (fig. 14) no se observó un patrón sinóptico, sino variaciones en una escala diaria de las que nos ocuparemos más adelante, aunque ya podemos intuir que la evolución de la fracción molar de CO_2 en el horizonte superficial (0.1 m) parece estar más ligada a ciclos diarios en la velocidad de fricción (fig. 14.B.) que a las variaciones de presión atmosférica (fig. 13). Se estudiaron los factores de correlación para las fracciones molares de CO_2 frente a la presión y frente a u^* y se pudo corroborar esto último (tabla 1).

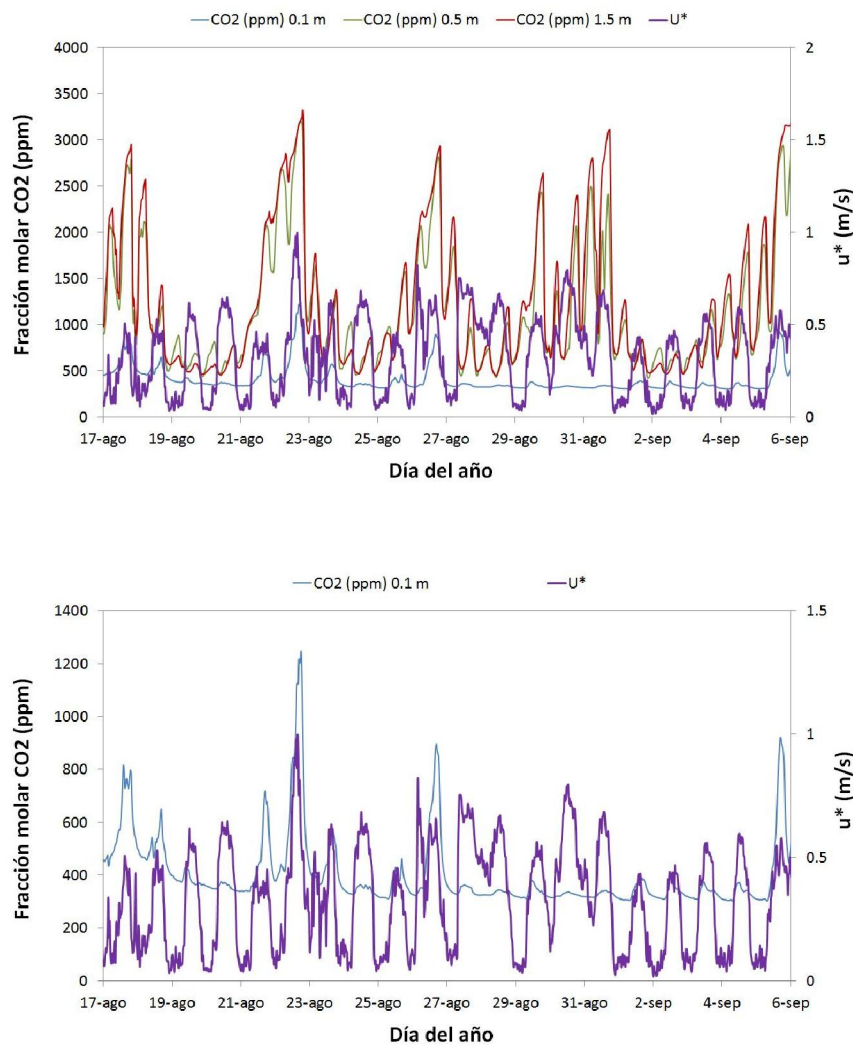


Fig. 14. Evolución de la velocidad de fricción u^* (m/s) y la fracción molar de CO_2 (ppm) en el suelo para el intervalo de días 230-250.

Variabes	Profundidad (m)	Coefficiente correlación "r"
[CO ₂] - P	0.1	-0.235
[CO ₂] - P	0.5	-0.551
[CO ₂] - P	1.5	-0.602
[CO ₂] - u*	0.1	0.318
[CO ₂] - u*	0.5	0.204
[CO ₂] - u*	1.5	0.231

Tabla 1. Coeficiente correlación "r" para la fracción molar de CO₂ a distintas profundidades, presión y u* para el intervalo de días 230-250.

Se estudió si había una posible correlación con los diferenciales de las variables estudiadas (dP/dt , du^*/dt , y $d[CO_2]/dt$) aunque se obtuvieron factores de correlación menores que los indicados anteriormente (Tabla 1) por lo que no aportaron resultados relevantes en nuestro trabajo.

Se ha estudiado el flujo y la fracción molar de CO₂ para dos épocas del año distintas, una época de crecimiento vegetal y otra en la que no se prevé gran actividad de la vegetación del ecosistema por el déficit hídrico (finales de verano). En la fig. 15 observamos que el comportamiento del flujo de CO₂ sigue un marcado patrón diario, con fijación de carbono durante el día y pequeñas emisiones durante la noche. La fracción molar de CO₂ sigue un comportamiento sinóptico de acuerdo a lo que ya hemos detectado con respecto a las variaciones de presión (ver fig. 13). Sin embargo, encontramos descensos bruscos de la fracción molar de CO₂ en los horizontes más profundos (0.5 y 1.5 m) asociados a flujos de emisión mayores (29 marzo y 7 de abril).

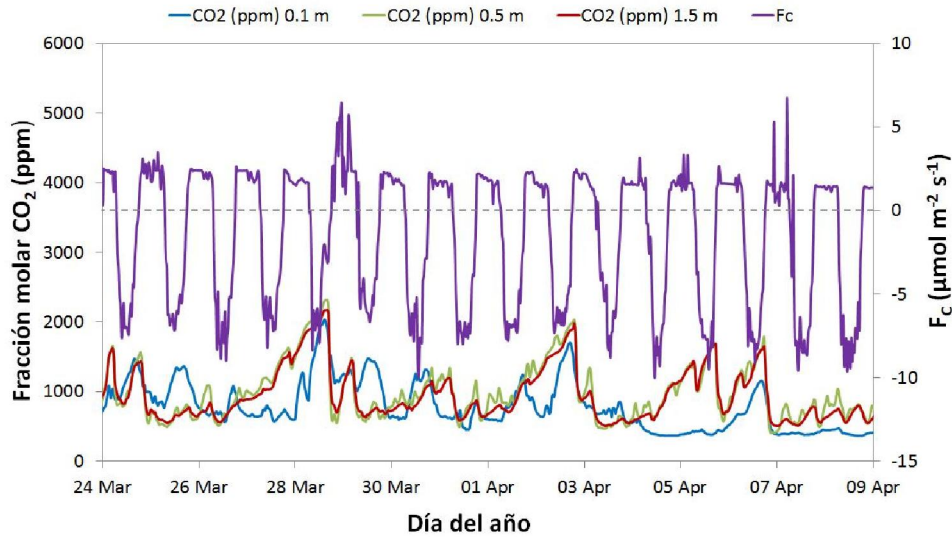


Fig. 15. Evolución de la fracción molar de CO₂ del suelo (ppm) y el flujo de CO₂ (µmol m²s⁻¹) en época de crecimiento.

Analizando estas variables a finales del periodo estival (fig. 16), vemos que el comportamiento del flujo de CO₂ detectado por la torre *Eddy Covariance* es totalmente diferente al registrado en la época de crecimiento, con un leve patrón diario. Sin embargo de nuevo la fracción molar de CO₂ del suelo si parece seguir el patrón sinóptico dependiente de la presión que se observa en figura 13.

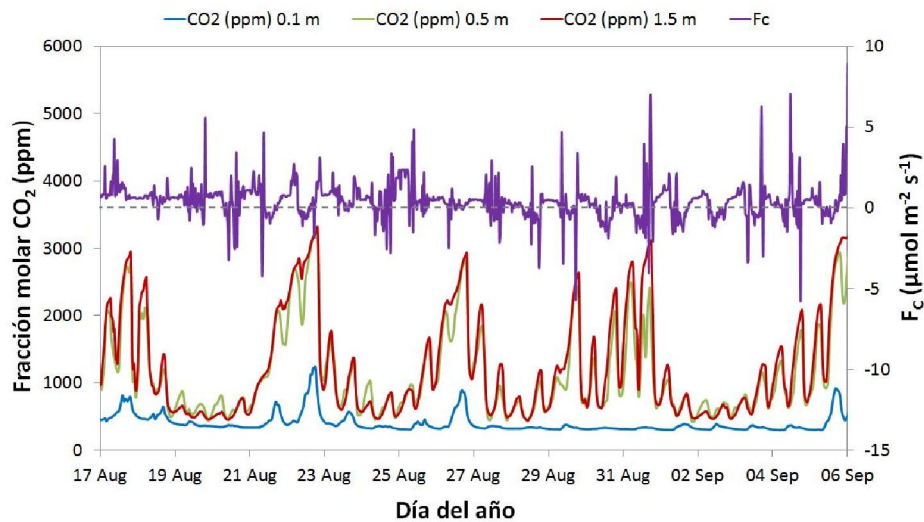


Fig. 16. Evolución de la fracción molar (ppm) y el flujo de CO₂ (µmol m²s⁻¹) en época estival.

Se representaron también los resultados (promedios diarios) obtenidos con la aplicación del modelo dinámico propuesto por Pumpanen et al. (2003), obteniendo una modelización de los flujos de CO₂ desde el suelo. En primer lugar (fig. 17) comparamos el transporte calculado con el modelo, la fracción molar y el flujo medido por la torre *Eddy Covariance*, en época de crecimiento vegetal durante la primavera (9-29 de abril). El modelo indica que entre los horizontes más profundos el transporte fue prácticamente nulo, ya que las fracciones molares de esos horizontes son muy similares, siendo la del horizonte superficial menor que los citados.

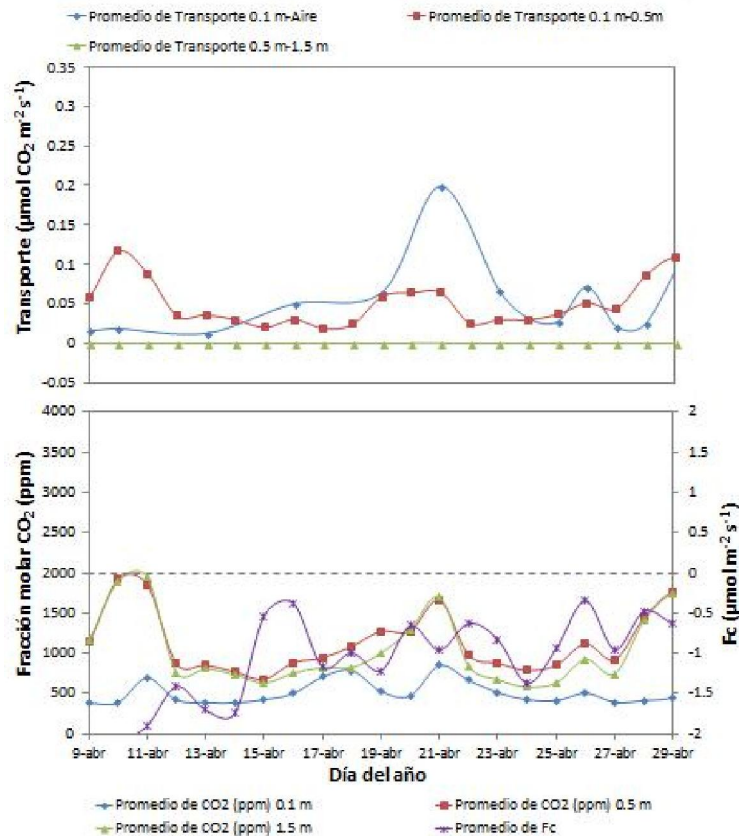
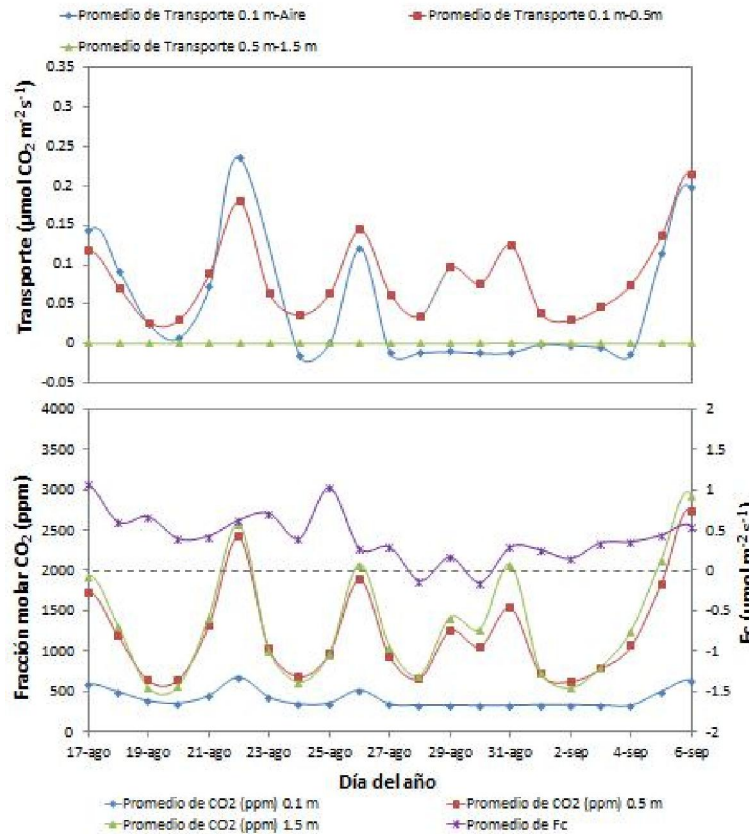


Fig. 17. Modelo de predicción de transporte y fracción molar de CO₂ del suelo frente al flujo medido en la torre EC, para época de crecimiento vegetal.

En las figura 18 representamos los mismos parámetros pero para finales de verano observando los mismos resultados con la excepción de que el modelo predijo un pequeño flujo negativo entre el nivel más superficial del suelo y el aire.



Figuras 18. Modelo de predicción de transporte y fracción molar de CO₂ del suelo frente al flujo medido en la torre EC, para época de senescencia.

3. Comportamientos a escala diaria y horaria

Ahora nos vamos a centrar en el comportamiento de la presión atmosférica y la velocidad de fricción a escala diaria y horaria para poder estudiar con más detalle algunas variaciones que ya se intuían a escala sinóptica. Las siguientes gráficas muestran el comportamiento de algunas variables comparadas con la fracción molar del CO₂ para un intervalo de 2 días durante el final de la época estival. También han sido contrastados los resultados para otras épocas del año obteniéndose resultados similares (datos no mostrados).

En primer lugar se observa (fig.19) la anticorrelación existente entre la presión y el contenido de CO₂ en los sensores más profundos. A lo largo de un día la presión atmosférica alcanza máximos justo antes de medianoche y mediodía que corresponden

con los mínimos alcanzados en la fracción molar de CO₂ de los sensores más profundos.

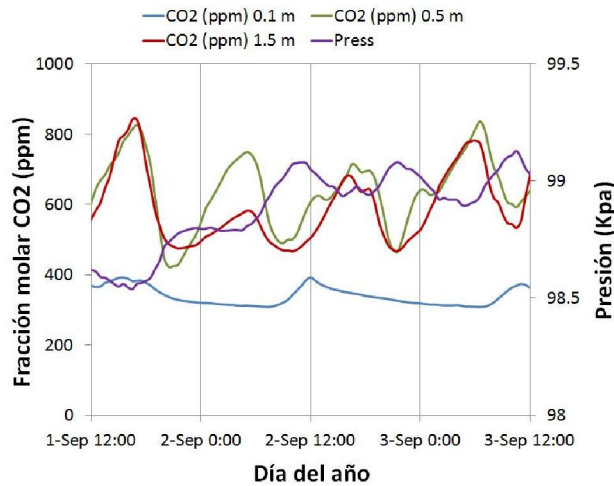


Fig. 19. Ciclos diarios de la presión atmosférica (kpa) y la fracción molar de CO₂ (ppm) en el suelo durante los días 1 y 3 de septiembre.

Si nos fijamos en la figura 20 vemos que en el horizonte superior (0.1 m) se detectaron máximos de fracción molar de CO₂ coincidiendo con el mediodía, algo que también ocurría con el comportamiento de la velocidad de fricción.

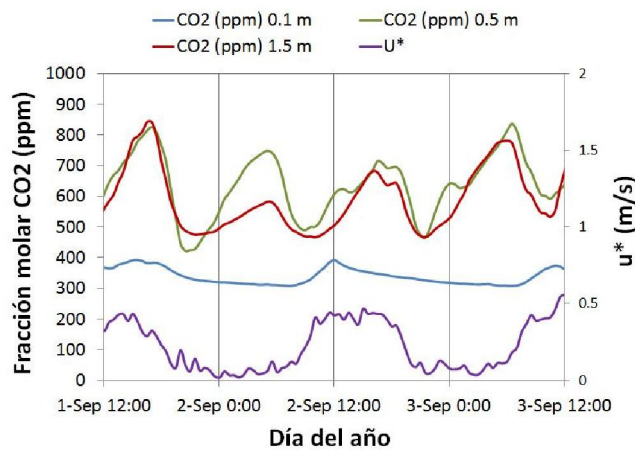


Fig. 20. Ciclos diarios de la velocidad de fricción u^* (m/s) y la fracción molar de CO₂ (ppm) en el suelo durante los días 1 y 3 de septiembre.

Centrándonos en la época de crecimiento se han obtenido los resultados que se muestran a continuación. En la figura 21 se representa la fracción molar de CO₂ en el

suelo para las profundidades estudiadas y el flujo detectado por la torre *Eddy Covariance*, para el intervalo del 28 al 30 de marzo, observándose un fuerte descenso de la fracción molar de CO₂ del suelo junto a un incremento del flujo de emisión de CO₂ detectado en la torre, como ya vimos a escala sinóptica (fig. 13).

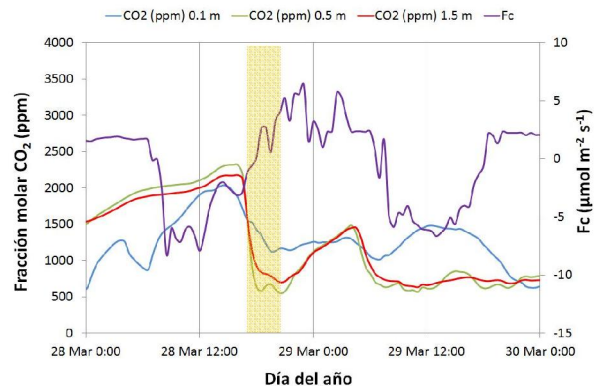


Fig. 21. Ciclos diarios del flujo de CO₂ medido en la torre EC frente a la fracción molar de CO₂ en el suelo durante los días 28 y 29 de marzo.

En la figura 22 se representa la fracción molar de CO₂ y el flujo medido por la torre *Eddy Covariance* para un intervalo de cuatro días, también en la época de crecimiento (9-13 de abril). En este caso se observa un máximo en la fracción molar de CO₂, aunque en este caso no está asociado con un máximo de emisión mayor como en la figura 21. La figura 22.B, muestra el transporte que se produce entre los distintos horizontes del suelo, el transporte representado por la línea azul, muestra la emisión de CO₂ que se produciría desde el horizonte a 0.1m y la atmósfera. Un transporte positivo indicaría emisiones de CO₂ desde el suelo a la atmósfera y viceversa. En la figura 22.B. (11-12 abril) el transporte modelizado predijo un máximo para el transporte del horizonte superior hacia la atmósfera que se correlaciona con el máximo de fracción molar de CO₂ en el horizonte superior (Fig. 22.A. 11-12 abril).

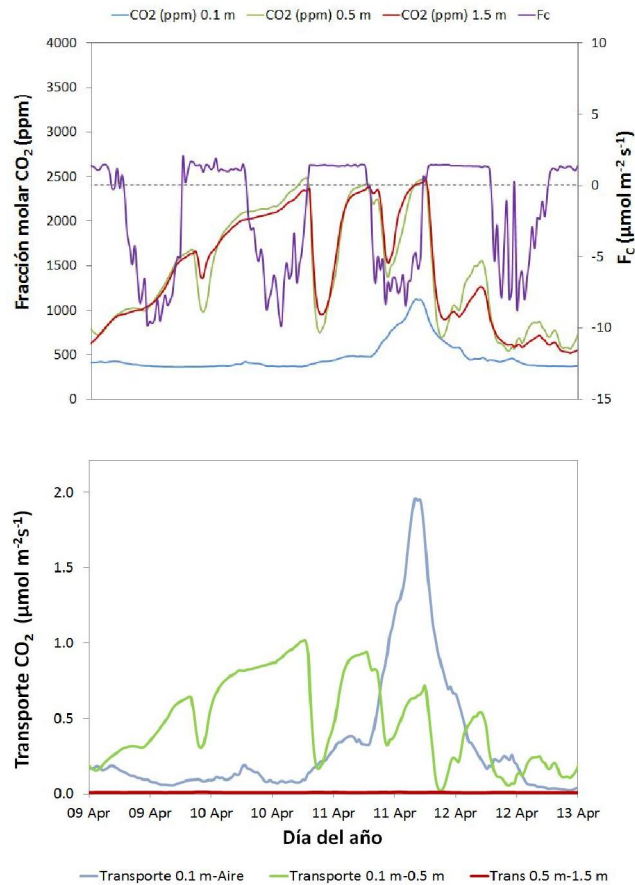


Fig. 22. Ciclos diarios del flujo de CO₂ medidos en la torre EC frente a la fracción molar de CO₂ (ppm) en el suelo, y su reflejo en el modelo de transporte utilizado.

Se representa la fracción molar de CO₂ y el transporte modelizado en la figura 23 para un intervalo de dos días en la época estival (1-3 de septiembre). Se aprecia que el transporte entre los horizontes inferiores (0.5 y 1.5 m) resulta prácticamente nulo, el transporte entre 0.1 y 0.5 m resulta ser siempre positivo (en sentido hacia la superficie) con máximos que se producían cuando la fracción molar de CO₂ era también máxima. En cambio el transporte calculado entre el horizonte superior (0.1 m) y el sensor instalado en la atmósfera es a veces levemente negativo (flujos desde el aire atmosférico hacia el suelo), algo que también observamos a escala sinóptica, en la época de senescencia vegetal (fig. 18.A.)

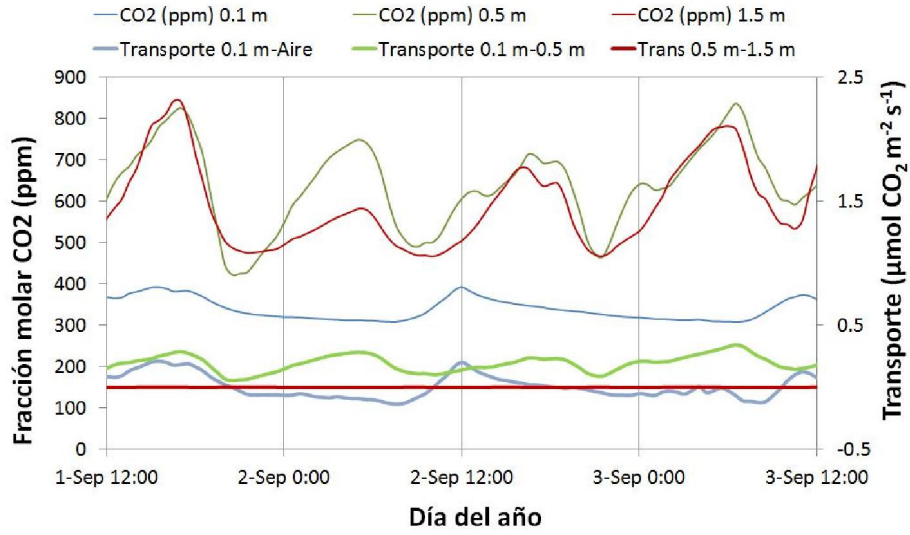


Fig. 23. Evolución de la fracción molar y el transporte de CO₂ calculado con la aplicación de nuestro modelo para días 1-3 septiembre.

V. DISCUSIÓN

En el ciclo estacional (fig. 7) se ha visto que la fracción molar de CO₂ en el suelo es mayor, en los días en los que la presión atmosférica es menor y viceversa. Al analizar estas fluctuaciones a escala sinóptica (fig. 13) se comprueba que existen unos ciclos de unos 4-5 días para dichas variables, y que posiblemente ese ciclo estaría dominado por la influencia del paso de ciclones y anticiclones. Si nos fijamos en lo que ocurre a escala diaria (fig. 19) observamos la existencia, también, de ciclos semidiurnos, por tanto constatamos que la fracción molar de CO₂ del suelo depende íntimamente del fenómeno de las “variaciones semidiurnas de presión” (Retallack, B.J. 1973).

Sin embargo se observó que el horizonte superficial del suelo (0.1 m), estudiado a escala sinóptica, presentaba los máximos de la fracción molar de CO₂ durante el día (fig. 14 y 20), coincidiendo con el mediodía, justamente con el mismo comportamiento que mostraba la velocidad de fricción. Por tanto, la velocidad de fricción probablemente tiene una influencia directa en la fracción molar de CO₂ el suelo pero solo en su nivel más superficial. De manera que la turbulencia en superficie ocasionaría que el CO₂ de los horizontes más profundos no se viera afectado y sólo se moviliza hacia el superficial, de acuerdo con el gradiente de CO₂ que se ha constatado que existe en el suelo. Por tanto los horizontes profundos se comportan como un “almacén” desde los que se transporta el CO₂ hacia el nivel más superficial.

Como veíamos en la figura 21, descensos bruscos de fracción molar de CO₂ están asociados a flujos de emisión mayores de CO₂ a la atmósfera que se pudieron constatar con la torre *Eddy Covariance*. Si observamos con detalle (fig.24) las fluctuaciones de la velocidad de fricción para los días 28-30 de marzo, se observa que existen un máximo para el día 28 de marzo en el que observábamos ese descenso brusco de fracción molar de CO₂ en el suelo, así como un flujo positivo en la torre

durante la noche. Esto nos conduce a pensar que de alguna manera el CO₂ podría escapar del suelo ayudado por el efecto de succión que ejerce la turbulencia.

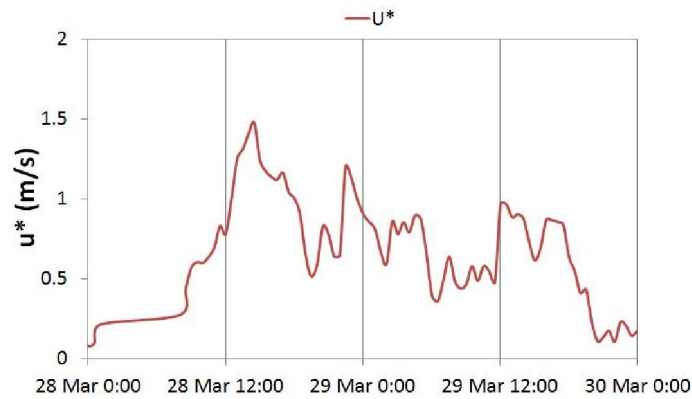


Fig. 24. Evolución de la velocidad de fricción (u^*) para los días 28-30 de marzo.

No obstante también se detectaron días en los que la torre *Eddy Covariance* no detectó en superficie variaciones importantes en la fracción molar de CO₂ en el suelo (fig. 22), esto puede deberse a que no hay suficiente turbulencia durante la noche para que la torre registrara esos valores.

Como vimos en las figuras 18 y 23 nuestro modelo de transporte de CO₂ muestra algunos resultados anómalos en la época de sequía ya que para el horizonte superior (0.1 m) puntualmente predice flujos negativos. Esto quiere decir que en esos momentos existiría un gradiente en la fracción molar de CO₂ desde la atmósfera al suelo, lo cual parece improbable.

Por último en relación las fluctuaciones y anomalías detectadas en el flujo y en la fracción molar de CO₂ en el suelo hay que recordar que la geología de la zona es particularmente especial. Nos encontramos en una zona con tectónica activa, es decir que en la actualidad registra actividad sísmica ligada a la colisión de la placa africana y la euroasiática.

Balsablanca se sitúa al E de la Serrata de Níjar que es una elevación del terreno producida por el movimiento compresivo de dos fallas de desgarre paralelas que al norte de nuestro área de estudio solo aparecen como una sola falla de movimiento sinistrorso⁵ (fig. 25.A.). Si observamos con detalle un corte de la Serrata de Níjar (fig. 25.B.) en realidad nos encontramos con un conjunto de fallas que se prolongan en profundidad, este hecho es el que hace pensar que en la zona debería tenerse en cuenta aportes de CO₂ procedentes de fluidos y gases ligados a la dinámica a escala tectónica y profunda.

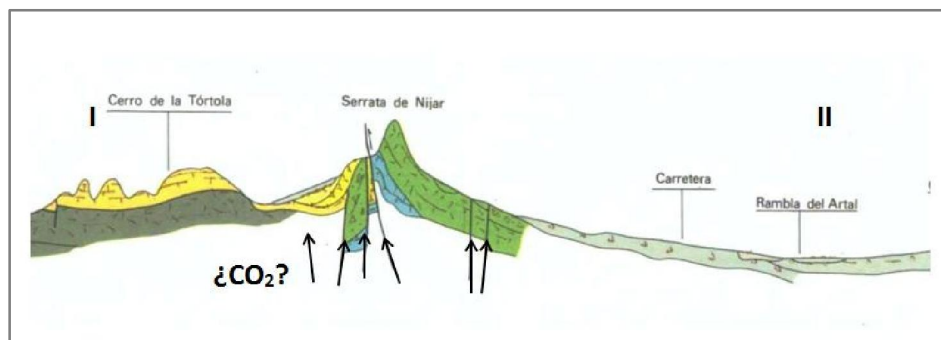
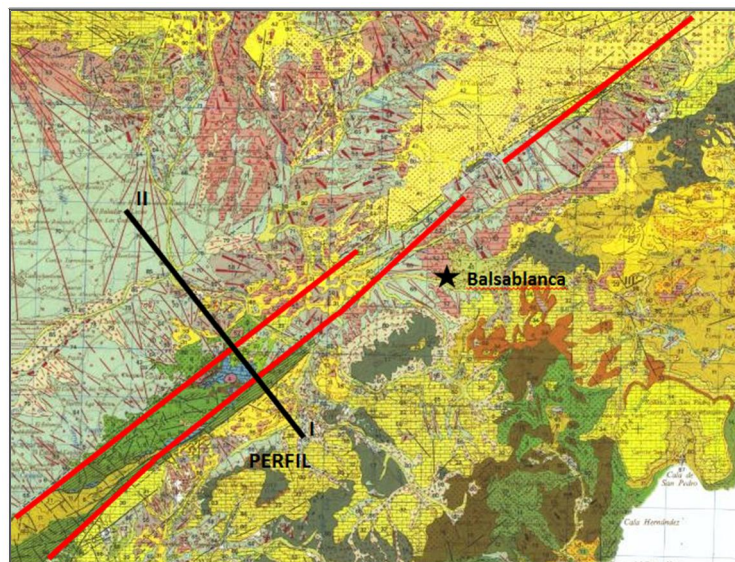


Fig. 25. Mapa 1:50.000 y corte geológico de la Serrata de Níjar (IGME, 1983).

⁵ De movimiento contrario al sentido de las agujas del reloj.

Por otro lado, no es descartable que los microseísmos que tienen lugar en la zona puedan ayudar a que los gases (incluido el CO₂) escape a través de las discontinuidades del terreno. Análisis preliminares no parecen encontrar relación entre los movimientos sísmicos y las emisiones de CO₂, ya que se estudió el seísmo más alto y superficial registrado en la zona en muchos años (terremoto de Lorca, 11-05-2011).

VI. CONCLUSIONES

Se ha observado para ciclos estacionales que la fracción molar de CO₂ en el suelo a 0.5 y 1.5 m de profundidad presentaba una dependencia con la presión atmosférica de tal manera que los incrementos de fracción molar de CO₂ se producen cuando la presión desciende y viceversa. En el horizonte superficial (0.1 m) también ocurre pero de una forma más atenuada. Cuando reducimos la escala temporal, se observó, además, que ambos parámetros (presión y fracción molar de CO₂ en los horizontes más profundos) fluctúan con un patrón bimodal diario, por tanto a lo largo de un día se producen dos mínimos y dos máximos en cada una de esas variables.

Cuando examinamos la influencia de la velocidad de fricción en la fracción molar de CO₂ en el suelo a escala sinóptica, se observa que los incrementos de esta fracción molar en el horizonte más superficial (a 0.1 m) se producen simultáneamente con los máximos diarios en la velocidad de fricción producidos hacia mediodía. Esto corrobora el efecto de la turbulencia del aire en el arrastre de CO₂ del suelo. Este incremento de la fracción molar puede explicarse por aporte de zonas profundas que denominaremos almacén. En este sentido sería adecuado investigar la influencia de la geología regional, ya que la circulación de fluidos a través de las discontinuidades del terreno puede ser un factor importante.

El modelo dinámico de transporte de CO₂ con el que hemos trabajado señala que el transporte entre las profundidades de 0.5 y 1.5 m es prácticamente nulo, en cambio entre 0.1 y 0.5 m si existe un transporte del nivel inferior al superior, es decir existe un gradiente de fracción molar en el suelo con sentido de transporte hacia superficie.

El flujo de CO₂ en la torre *Eddy Covariance* a lo largo del año muestra valores negativos durante la primavera que se corresponden con la época de crecimiento

vegetal. Concretamente al analizar los ciclos sinópticos y diarios de esta variable se pudo comprobar que durante el día estos valores eran claramente negativos lo cual está ligado con el proceso de fijación de carbono por parte de las plantas como parte de su proceso fotosintético.

En momentos puntuales en los que se ha producido un descenso brusco de la fracción molar de CO₂ del suelo se ha producido un incremento del flujo de CO₂ medido en la torre *Eddy Covariance*. Esos descensos en la fracción molar de CO₂ se daban con incrementos de la velocidad de fricción, es decir, la turbulencia ayudaría a emitir CO₂ del suelo.

VII. AGRADECIMIENTOS

Este trabajo de investigación no habría sido posible sin la inestimable ayuda de Enrique, tanto en la tarea de organizar la base de datos con la que hemos trabajado como sus consejos, correcciones y orientación a la hora de enfocar el análisis de los datos. Así mismo, hay que indicar que este trabajo se engloba en las distintas investigaciones que está haciendo mi compañero con el fin de obtener su Tesis Doctoral, espero que estos resultados sirvan tanto para él como para la comunidad científica. También quería dar las gracias a Penélope por la ayuda con la ayuda con la base de datos con las que hemos trabajado.

En segundo lugar, y no menos importante, quería agradecer a Andy por su motivación, paciencia y orientación para que este trabajo haya podido realizarse en un tiempo limitado por otras tareas que he tenido que compaginar con la elaboración del mismo.

VIII. REFERENCIAS

- Amiro, B. D., J. Ian MacPherson, R. L. Desjardins, J. M. Chen y J. Liu (2003). "Post-fire carbon dioxide fluxes in the western Canadian boreal forest: evidence from towers, aircraft and remote sensing." *Agricultural and Forest Meteorology* **115**: 91 - 107.
- Anthoni, P. M., A. Knohl, C. Rebmann, A. Freibauer, M. Mund, W. Ziegler, O. Kolle y E.-D. Schulze (2004). "Forest and agricultural land-use-dependent CO₂ exchange in Thuringia, Germany." *Global Change Biology* **10**: 2005-2019.
- Armstrong, W. 1979. "Aeration in higher plants." *Adv. Bot Res* **7**:225-233.
- Baldini, J., L. Baldini, F. McDermott y N. Clipson (2006). "Carbon dioxide sources, sinks, and spatial variability in shallow temperate zone caves: evidence from Ballynamintra cave, Ireland." *Journal of Cave and Karst Studies* **68**: 4-11.
- Baldocchi, D. D. (2003). "Assessing the eddy covariance technique for evaluating carbon dioxide exchange rate of ecosystem: past, present and future." *Global Change Biology* **9**: 479-492.
- Baldocchi, D. D., E. Falge, L. Gu, R. Olson, D. Hollinger, D. Running, P. M. Anthoni, C. Bernhofer, K. J. Davis, R. Evans, J. D. Fuentes, A. H. Goldstein, G. G. Katul, B. E. Law, Z. Lee, Y. Malhi, T. P. Meyers, W. Munger, W. Oechel, K. T. Paw U, K. Pilegaard, H. P. Schmid, R. Valentini, S. B. Verma, T. Vesala, K. B. Wilson y S. C. Wofsy (2001). "FLUXNET: A new tool to study the temporal and spatial variability of ecosystem-scale carbon dioxide, water vapor, and energy flux densities." *Bulletin of the American Meteorological Society* **82**: 2415-2434.
- Chapin III, F.S., G. M. Woodwell, J. T. Randerson, E. B. Rastetter, G. M. Lovett, D. D. Baldocchi, D. A. Clark, M. E. Harmon, D. S. Schimel, R. Valentini, C. Wirth, J. D. Aber, J. J. Cole, M. L. Goulden, J. W. Harden, M. Heimann, R. W. Howarth, P. A. Matson, A. D. McGuire, J. M. Melillo, H. A. Mooney, J. C. Neff, R. A. Houghton, M. L. Pace, M. G. Ryan, S. W. Running, O. E. Sala, W. H. Schlesinger, and E.-D. Schulze (2006). "Reconciling Carbon-cycle Concepts, Terminology, and Methods". *Ecosystems* **9**: 1041-1050.
- Cheng, Z., Y. Daoxian y C. Jianhua (2005). "Analysis of the environmental sensitivities of a typical dynamic epikarst system at the Nongla monitoring site, Guangxi, China." *Environmental Geology* **47**: 615-619.
- Davidson, E. A., E. Belk y R. D. Boone (1998). "Soil water content and temperature as independent or confounded factors controlling soil respiration in a temperate mixed hardwood forest." *Global Change Biology* **4**: 217-227.
- Denis, A. 2005, R. Lastennet, F. Huneau, and P. Malaurent (2005). "Identification of functional relationship between atmospheric pressure and CO₂ in the cave of Lascaux using the concept of entropy of curves." *Geophysical Research Letters*, Vol. 32, L05810, doi: 10.1029/2004GL022226, 2005.
- Fang, C. y J. B. Moncrieff (1998). "Simple and fast technique to measure CO₂ profiles in soil." *Soil Biology & Biochemistry* **14**(doi:10.1016/S0038-0717(98)00088-1).

- Fernandez-Cortes, A., S. Sanchez-Moral, S. Cuezva, J. C. Cañaveras y R. Abella (2009). "Annual and transient signatures of gas exchange and transport in the Castañar de Ibor cave (Spain)." *International Journal of Speleology* 38: 153-162.
- Flechard, C.R., A. Neftel, M. Jocher, C. Ammann, J. Leifeld, J. Fuhrer (2007). "Temporal changes in soil pore space CO₂ concentration and storage under permanent grassland". *Agricultural And Forest Meteorology* 142 (2007) 66-84.
- Fernández Soler, J. M. (1996). "El vulcanismo calco-alcalino en el Parque Natural de Cabo de Gata-Nijar (Almería). Estudio vulcanológico y petrológico." *Tesis Doctoral, Universidad de Granada. Sociedad Almeriense de Historia Natural*, 295 pp.
- Glinski, J., and W. Stepniewski. 1985. "Soil aeration and its role for plants. *CRC Press*, Boca Raton, FL (p. 57).
- Granieri, D., G. Chiodini, W. Marzocchi y R. Avino (2003). "Continuous monitoring of CO₂ soil diffuse degassing at Phlegraean Fields (Italy): influence of environmental and volcanic parameters." *Earth and Planetary Science Letters* 212: 167-179.
- Hasting, S. J., W. C. Oechel y A. Muhlia-Melo (2005). "Diurnal, seasonal and annual variation in the net ecosystem CO₂ exchange of a desert shrub community (Sarcocaulis) in Baja California, Mexico." *Global Change Biology* 11: 1-13.
- Houghton, R. A. (2002). "Terrestrial carbon sink." *Biologist* 49(4): 155-160.
- IGME (1983). "Hoja geológica 1: 50.000, 1046 24-43, Carboneras. Mapa Geológico de España".
- ISSS Working Group WRB (2006). "World Reference Base for Soil Resources. 2nd edition." *World Soil Resources Reports No. 103*. FAO, Rome. 91 pp.
- Jassal, R., A. Black, M. Novak, K. Morgenstern, Z. Nestic y D. Gaumont-Guay (2005). "Relationship between soil CO₂ concentrations and forest-floor CO₂ effluxes " *Agricultural and Forest Meteorology*. 130 (2005) 176-192.
- Kabwe, L. K., M. J. Hendry, G. W. Wilson y J. R. Lawrence (2002). "Quantifying CO₂ fluxes from soil surfaces to the atmosphere." *Journal of Hydrology* 260: 1-14.
- Kowalski, A. S., D. Argüeso, (2011). "Scalar arguments of the mathematical functions defining molecular and turbulent transport of heat and mass in compressible fluids." *Tellus* (2011), 63B, 1059–1066.
- Kowalski, A. S., P. Serrano-Ortiz, I. A. Janssens, S. Sánchez-Moral, S. Cuezva, F. Domingo y L. Alados-Arboledas (2008). "Can flux tower research neglect 1 geochemical CO₂ exchange?" *Agricultural and Forest Meteorology* 148(6-7): 1045-1054.
- Lasslop, G., M. Reichstein, D. Papale, A. D. Richardson, A. Arneeth, A. Barr, P. Stoy and G. Wohlfahrt (2010). "Separation of net ecosystem exchange into assimilation and respiration using a light response curve approach: critical issues and global evaluation ". *Global Change Biology* 16, 187-208, doi: 10.1111/j.1365-2486.2009.02041.x.

- Liu, Z. y J. Zhao (2000). "Contribution of carbonate rock weathering to the atmospheric CO₂ sink." *Environmental Geology* 39(9): 1053-1058.
- Philite, M., J. Pumpanen, J. Rinne, H. Ilvesniemi, A. Simojoki, P. Hari and T. Vesala (2007). "Gas concentration driven fluxes of nitrous oxide and carbon dioxide in boreal forest soil." *Tellus* (2007), 59B, 458–469.
- Pumpanen, J., H. Ilvesniemi and P. Hari (2003). "A Process-Based Model For Predicting Soil Carbon Dioxide Efflux and Concentration." *Soil Sci. Soc. Am J* 67:402-413.
- Pumpanen, J., H. Ilvesniemi, L. Kulmala, E. Siivola, H. Laakso, P. Kolari, C. Helenelund, M. Laakso, M. Uusimaa, P. Hari (2008). "Respiration in Boreal Forest Soil as Determined from Carbon Dioxide Concentration Profile." *Soil Sci. Soc. Am J* 72: 1187-1196.
- Reiconsky, D.C., R.W. Gesch, S.W. Wagner, R.A. Gilbert, C.D. Wentz, D.R. Morris (2008). "Tillage and wind effects on soil CO₂ concentrations in muck soils". *Soil & Tillage Research* 99 221-231.
- Retallack, B.J. (1973). "Compendio de apuntes para la formación del personal meteorológico de la Clase IV. *OMM*. Ginebra (Suiza), 266 pp.
- Rey A., L. Beilelli-Marchesini, A. Were, P. Serrano-Ortiz, G. Etiope, D. Papale, F. Domingo, E. Pegoraro (2011). "Wind as a main driver of the net ecosystem carbon balance of a semiarid Mediterranean steppe in the South East of Spain". *Global Change Biology* doi: 10.1111/j.1365-2486.2011.02534.x.
- Rogie, J. D., D. M. Kerrick, M. L. Sorey, G. Chiodin y D. L. Galloway (2001). "Dynamics of carbon dioxide emission at Mammoth Mountain, California." *Earth and Planetary Science Letters* 188: 535-541.
- Ruiz Reverter B. (2011). "Intercambios de CO₂ y vapor de agua en ecosistemas de matorral mediterráneo." *Tesis doctoral* 255 pp. (33).
- Schimel, D.S., J. I. House, K. A. Hibbard, P. Bousquet, P. Ciais, P. Peylin, B. H. Braswell, M. J. Apps, D. Baker, A. Bondeau, J. Canadell, G. Churkina, W. Cramer, A. S. Denning, C. B. Field, P. Friedlingstein, C. Goodale, M. Heimann, R. A. Houghton, J. M. Melillo, B. Moore III, D. Murdiyarso, I. Noble, S. W. Pacala, I. C. Prentice, M. R. Raupach, P. J. Rayner, R. J. Scholes, W. L. Steffen & C. Wirth (2001). *Nature* Vol. 414 169-172.
- Sanchez-Cañete, E. P., P. Serrano-Ortiz, A.S. Kowalski, C. Oyonarte, F. Domingo (2011). "Subterranean CO₂ ventilation and its role in the net ecosystem carbon balance of a karstic shrubland." *Geophysical Research Letters*, Vol. 38, L09802, doi:10.1029/2011GL047077, 201.
- Serrano-Ortiz P. (2008). "Intercambios de CO₂ entre atmósfera y ecosistemas kársticos: Aplicabilidad de las técnicas comúnmente empleadas". *Tesis doctoral* 296 pp. (267-296).
- Serrano-Ortiz, P., F. Domingo, A. Cazorla, A. Were, S. Cuezva, L. Villagarcía, L. Alados-Arboledas y A. S. Kowalski (2009). "Interannual CO₂ exchange of a sparse Mediterranean shrubland on a carbonaceous substrate." *Journal of geophysical research* 114, G04015, doi:10.1029/2009JG000983.
- Serrano-Ortiz, P., M. Roland, S. Sanchez-Moral, I. A. Janssens, F. Domingo, Y. Goddérís, A. S. Kowalski (2010). *Agricultural and Forest Meteorology* 150 321-329.

- Subkle, J-A., M Reichstein, J. D. Tenhunen (2003). "Explaining temporal variation in soil CO₂ efflux in a mature spruce forest in Southern Germany ". *Soil Biology & Biochemistry*35 (2003) 1467-1483.
- Takle, E. S. , W. J. Massman, J. R. Brandle, R. A. Schmidt, X. Zhou, I. V. Litvina, R. Garcia, G. Doyle, C. W. Rice (2004). "Influence of high-frequency ambient pressure pumping on carbon dioxide efflux from soil". *Agricultural and Forest Meteorology*124 (2004) 193-206.
- Tang, J., D. D. Baldocchi, Y. Qi y L. Xu (2003). "Assessing soil CO₂ efflux using continuous measurements of CO₂ profiles in soils with small solid-state sensors " *Agricultural and Forest Meteorology*118: 207-220.
- Tans, P. P., I. Y. Fung y T. Takahashi (1990). "Observational Constraints on the Global Atmospheric CO₂ Budget." *Science*247: 1431-1438.
- Troeh, F.R., J.D. Jabro, D. Kirkham (1982). "Gaseous diffusion equations for porous materials". *Geoderma*27, 239-253 (1982). doi:10.1016/0016-7061(82)90033-7.
- Uchida, M., Y. Nojiri, N. Saigusa y T. Oikawa (1997). "Calculati3n of CO₂ flux from forest soil using ²²²Rn calibrated method." *Agricultural and Forest Meteorology*87: 301-311.
- Valentini, R., G. Matteucci, A. J. Dolman, E.-D. Schulze, C. Rebmann, E. J. Moors, A. Granier, P. Gross, N. O. Jensen, K. Pilegaard, A. Lindroth, A. Grelle, C. Bernhofer, T. Gr3nwald, M. Aubinet, R. Ceulemans, A. S. Kowalski, T. Vesala, 3. Rannik, P. Berbigier, D. Loustau, J. Gu3ndmonson, H. Thorgeirsson, A. Ibrom, K. Morgenstern, R. Clement, J. B. Moncrieff, L. Montagnani, S. Minerbi y P. G. Jarvis (2000). "Respiration as the main determinant of carbon balance in European forests." *Nature*404: 861 - 865.
- Weijermars, R. (1991). "Geology and tectonics of the Betic Zone, SE Spain", *Earth Science Review*, 31: 135-236.

IX. APÉNDICE

1. Crítica a las ecuaciones utilizadas para cálculo de transporte molecular y turbulento de calor y masa de fluidos compresibles

Veíamos en el apartado III.2 que la cuantificación del transporte de CO₂ se hacía mediante el uso de un modelo dinámico (Pumpanen J. et al. 2003), en el que se utilizaba la siguiente ecuación:

$$J_{H-Atm} = -D_H \frac{C_{ATM} - C_H}{L_H / 2}$$

donde $J_{H,ATM}$ es el flujo de la capa de humus a la atmósfera ($\text{g CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$), D_H es el coeficiente de difusión de CO₂ en la capa de humus ($\text{m}^2 \text{ s}^{-1}$), C_{ATM} y C_H son la concentración de CO₂ ($\text{g CO}_2 \text{ m}^{-3}$) de la atmósfera y la capa de humus, respectivamente, y la L_H es el espesor de la capa de humus (m).

Debemos hacer una crítica a esta formulación ya que recientemente se ha publicado una revisión sobre ecuaciones de difusión-advección (Kowalski et al. 2011). Básicamente se analizaron las ecuaciones utilizadas en las investigaciones micrometeorológicas para resolver las discrepancias en sus variables escalares que se utilizan para calcular el transporte de masa.

Se acepta que la advección de masa y la difusión dependen directamente de los gradientes de “concentración” del gas, que no obstante es un término ambiguo. Dependiendo del autor la concentración puede definirse como una proporción sin dimensiones o con dimensiones de densidad, con diferencias que no son desdeñables para la fase gaseosa. El análisis de las leyes que rigen la atmósfera, la conservación escalar y la teoría de la Similitud demuestran que la masa de advección-difusión de los gases depende de los gradientes, no en la densidad sino más bien en una proporción conservada.

En nuestro caso particular creemos que la ecuación [1] debería reformularse de esta manera:

$$J_{H-Atm} = -\rho D_H \frac{C_{ATM} - C_H}{L_H / 2}$$

donde J_{H_ATM} es el flujo de la capa de humus a la atmósfera ($\text{kg CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$), ρ es la densidad del aire (kg m^{-3}), D_H es el coeficiente de difusión de CO_2 en la capa de humus ($\text{m}^2 \text{ s}^{-1}$), C_{ATM} y C_H son las fracciones molares de CO_2 (adimensionales) de la atmósfera y la capa de humus, respectivamente, y la L_H es el espesor de la capa de humus (m).