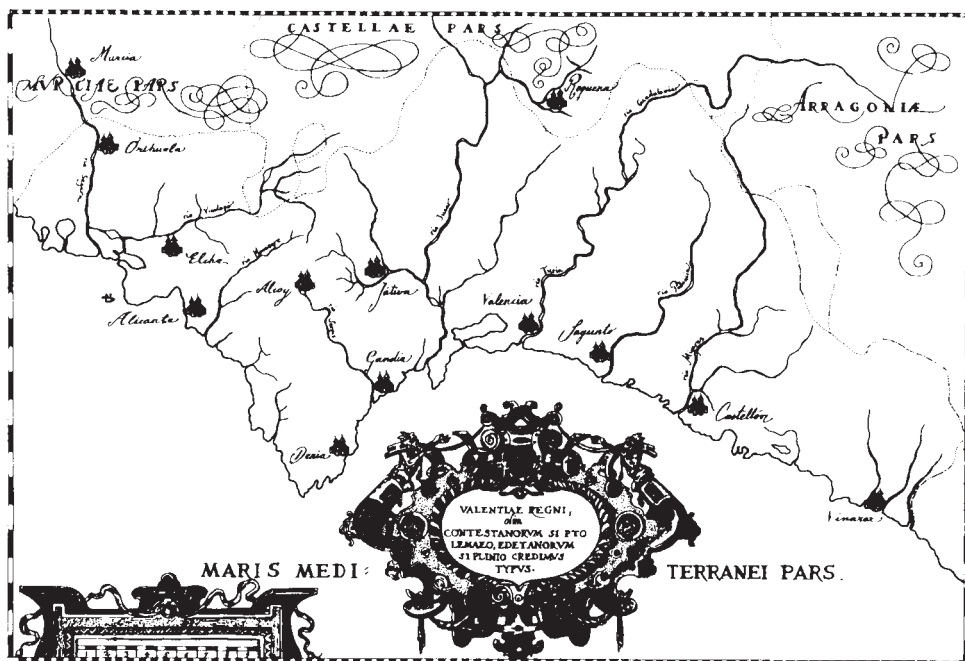


INVESTIGACIONES GEOGRÁFICAS

INSTITUTO UNIVERSITARIO DE GEOGRAFÍA
UNIVERSIDAD DE ALICANTE



ANALES DE LA UNIVERSIDAD DE ALICANTE
INSTITUTO UNIVERSITARIO DE GEOGRAFÍA
JULIO - DICIEMBRE 1996

16

DIÓXIDO DE CARBONO Y CLIMA EN EL LITORAL MEDITERRÁNEO

J. Quereda Sala *
E. Montón Chiva *

RESUMEN

El dióxido de carbono, principal protagonista del efecto invernadero, ha incrementado notablemente su concentración desde el inicio de la Revolución Industrial. Pero además de este aspecto, el dióxido de carbono experimenta una serie de variaciones a nivel diario y estacional, estrechamente vinculadas con los elementos climáticos. De todos ellos, la Radiación Solar es el factor esencial de control, con un régimen en antifase con el del dióxido. Las lluvias y los vientos, por medio de mecanismos diversos, dan lugar a un descenso en la concentración del gas, que, en contrapartida, tiende a aumentar en las situaciones de inversión térmica cercana a la superficie. Procesos de alto interés para el conocimiento de los mecanismos que rigen el ciclo del CO₂ y de la difusión de contaminantes atmosféricos.

SUMMARY

The carbon dioxide, the major protagonist of the greenhouse effect, has remarkably increased its concentration from the beginning of the Industrial Revolution. But, besides this item, the carbon dioxide concentration shows a whole of changes in the daily and seasonal levels, closely linked to the climatic elements. Between all of them, the solar radiation is the essential factor of control, with a inverse cycle respect to the carbon dioxide. Through several mechanisms, rainfall and wind cause a decrease in the carbonic gas concentration, that, inversely, trends to increase in the synoptic situations of a thermal inversion near the surface. These processes are very interesting to know the mechanisms that lead the CO₂ cycle and the diffusion of the atmospheric contaminant.

Interés de los análisis de CO₂

El notable incremento en la concentración atmosférica del CO₂ y su consideración como «vedette» del denominado efecto invernadero, se ha convertido en uno de los más sugestivos y principales retos científicos para geógrafos, climatólogos y ambientalistas. No

* Universidad Jaume I de Castellón.

es para menos si, como se viene reiterando, ese incremento del dióxido de carbono y de otros gases, de los denominados en estado de trazos, puede provocar muy serios trastornos climatológicos y consecuentemente del sistema económico y social en los próximos cincuenta o cien años (M. A. K. KHALIL and R.A. RASMUSSEN, 1989, p. 554).

De este modo, el crecimiento en la concentración atmosférica de dióxido de carbono ha sido una de las cuestiones mejor investigadas. Los datos de las burbujas de aire atrapadas en los hielos polares y el control sistemático de la estación del Mauna Loa desde 1958 ofrecen ya pocas dudas sobre el rápido incremento del CO₂. Sin embargo, las incertidumbres son grandes en cuanto a los procesos fuentes y sumideros de este gas. Procesos que son fundamentales para estimar el futuro incremento del carbono atmosférico. Máxime en cuanto que la emisión por actividades humanas sólo parece representar un 2'5 % del CO₂ troposférico global. Los sistemas biosféricos terrestre y marino producirían así el 97'5 % del CO₂ atmosférico de la biosfera global. Una biosfera cuyas interacciones suscitan todavía muy serios interrogantes.

Algunas de estas interacciones las hemos podido experimentar en los registros que desde 1987 viene realizando la Estación de Climatología Aplicada de la Universidad Jaume I de Castellón. Estos registros han sido efectuados mediante tres estaciones automáticas de meteorología ubicadas, respectivamente, en altura (cima del pico Bartolo, 730 metros), sobre el mar (Plataforma de BPOil) y en el Campus Universitario (Figura 1). Una ubicación excelente para estudiar las interacciones fundamentales del CO₂ en una región caracterizada por el contacto entre un ecosistema terrestre y un ecosistema marino.

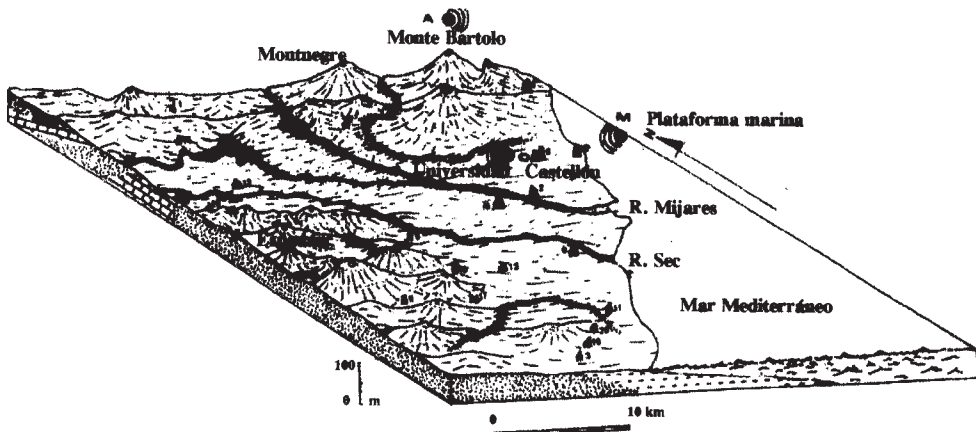


FIGURA 1. Red de observatorios automáticos de la Estación de Climatología Aplicada de la Universidad Jaume I.

Dióxido de carbono y clima

Tal y como muestran claramente los registros obtenidos, los regímenes diario y estacional del dióxido de carbono vienen sensiblemente influidos por los elementos climáticos regionales. A través de esta influencia, es posible estimar la importancia respectiva con que ambos ecosistemas, terrestre y marino, actúan en la emisión o sumisión del CO₂. Al mismo tiempo, el comportamiento atmosférico del dióxido de carbono se ha mostrado como uno de los mejores trazadores para la comprensión de algunos grandes problemas ambientales ligados a la concentración y difusión de contaminantes.

Fuente de energía por excelencia del crecimiento vegetal, la radiación solar es el factor determinante de la producción y el régimen del dióxido de carbono. La configuración de los regímenes diario y estacional muestran esa determinante influencia. Con ligeros desfases provocados por los otros factores climáticos y antropogénicos, ambos regímenes del CO₂ representan la antifase con la radiación solar. Los mínimos valores en la concentración atmosférica del dióxido de carbono se corresponden con los mayores valores de la radiación solar. Por el contrario, las mayores concentraciones de CO₂ se operan durante los períodos de menor radiación solar.

Esta relación fundamental entre el CO₂ y la radiación solar viene dada por los procesos de respiración y fotosíntesis vegetal. De un lado la fotosíntesis es el proceso por el cual las plantas sintetizan compuestos orgánicos a partir de sustancias inorgánicas en presencia de la luz solar, siguiendo la reacción química:



Es decir que el suministro de energía solar a compuestos de baja energía como el dióxido de carbono y el agua, los convierte en compuestos de elevada energía, caso de los hidratos de carbono y el oxígeno (D. O. HALL y K. K. RAO, 1983, p. 1).

En este proceso fotosintético, intervienen básicamente los cloroplastos. Estas células, que contienen la clorofila, absorben la radiación solar entre los 430 y 680 nm de longitud de onda (R. MARGALEF, 1981, p. 76). Simultáneamente se produce la intervención de los estomas a través de los cuales las plantas realizan la transpiración, pero que además son también la vía para los flujos de CO₂ y O₂. Una mayor apertura del estoma significará, pues, una más rápida entrada del CO₂ para ser utilizado por la fotosíntesis, una más rápida salida de O₂ y una más rápida pérdida de agua por las plantas, siendo la iluminación la llave de los estomas (J. BARCELO et al., 1984, p. 120).

Como fuente de energía esencial para el crecimiento, evaporación y calentamiento ambiental (A. L. FLINT and S. W. CHILDS, 1987, p. 233), las experiencias señalan que la tasa de producción de materia seca en las principales cosechas es proporcional a la radiación interceptada (A. FASHEUN and M. DENNETT, 1982, p. 221). En concreto, la energía emitida entre las longitudes de onda de 0'4 y 0'7 μm es la que consigue excitar las moléculas de clorofila y así iniciar la fotosíntesis. De ahí que a esta fracción del espectro solar se le denomine la PAR o radiación fotosintéticamente activa.

En consecuencia, el proceso de la fotosíntesis es el principal sumidero de CO₂, el más poderoso de todos. En cambio, durante la noche y en ausencia de radiación solar, la cubierta vegetal cumple esencialmente el proceso de respiración. En este período, el ecosistema terrestre es fuente de dióxido de carbono hacia la atmósfera. Estas circunstancias explican la elevada concentración de gas carbónico durante el período de ausencia de la luz solar y el brusco descenso de los valores al amanecer.

Si examinamos los datos del ciclo diario estival (Figura 2), el más marcado, obtenidos en la estación automática del Campus, se observa como la caída del CO₂ se produce justo en el período horario en el que la radiación solar sobrepasa los valores en torno a 100 W/m². Valor que constituye un aparente mínimo de energía precisa para la excitación de las moléculas de pigmento de la planta. A partir de ese momento, entre las 06 y 07 horas, la radiación solar sigue creciendo hasta alcanzar un máximo de 766 W/m², con el sol en el punto más alto del horizonte. Sin embargo ese incremento de la radiación no se acompaña de una reducción paralela del CO₂. Como bien se refleja en la figura 2, la curva de la radiación

solar presenta una clara forma apuntada, mientras que la dibujada por el CO_2 aparece como una artesa, con unos valores estables a lo largo del período diurno.

Esta circunstancia se explica por el llamado punto de compensación del CO_2 . El descenso del CO_2 por el aumento de la radiación solar alcanza un límite con la saturación de la luz (R. MARGALEF, 1981, p. 85). En efecto, el cloroplasto está hecho de manera que la amplia antena o pantalla de recepción asegura un uso eficiente de la luz si los fotones caen espaciadamente, pero si la luz es muy intensa no todos ellos son aprovechados. Las plantas tienen tanta clorofila que unas unidades se hacen sombra a las otras (R. MARGALEF, 1981, p. 80), de modo que por encima de ese nivel de saturación de luz, un incremento de la misma no trae una mayor actividad fotosintética y tampoco el consiguiente descenso del CO_2 .

En la parte final de la evolución diaria, con la progresiva caída del sol, el aumento nocturno del CO_2 viene iniciado por la disminución del flujo energético solar a valores inferiores a 100 W/m^2 , confirmando el papel de este rango de radiación como el mínimo que marca el inicio o finalización de la fotosíntesis. La disminución de la luz cierra los estomas en una respuesta tan rápida como su apertura ante la presencia de luz (J. BARCELLO et al., 1984, p. 111 y p. 120).

La correlación entre la variación del CO_2 y la radiación solar a través de la fotosíntesis se confirma por el elevado coeficiente, $-0,77$, próximo a -1 , entre las evoluciones diarias medias de la radiación y el dióxido de carbono. Un valor que, aunque elevado, sugiere ya que la explicación del ciclo diario de CO_2 no resulte tan simple como una perfecta y exclusiva correlación con los valores de radiación solar. Otros factores climáticos, también determinados por las variaciones de energía, intervienen en los procesos del CO_2 .

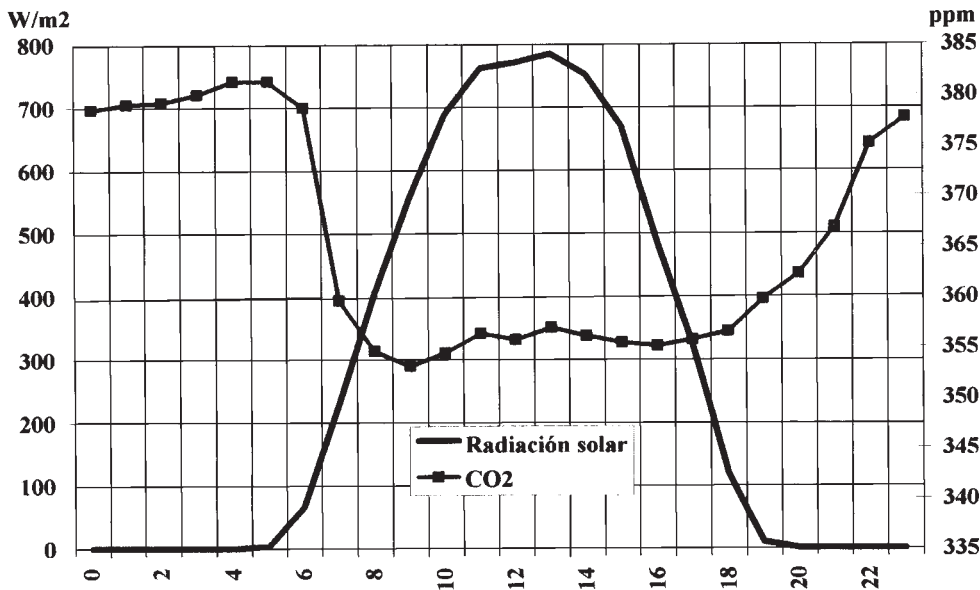


FIGURA 2. Radiación Solar y CO_2 durante el verano. Es evidente que son ciclos completamente en antifase (Estación de Climatología Aplicada, Universidad Jaume I).

Obviamente manifiesta con respecto al CO_2 correlaciones semejantes a las de la Radiación Solar. Sin embargo, las situaciones de inversión térmica baja se han mostrado de gran interés. En esas situaciones, el CO_2 aparece atrapado en las capas más bajas de la troposfera. La emisión de dióxido de carbono por la biosfera queda contenida completamente en los niveles superficiales, con rápida disminución a unos pocos metros del suelo. Un comportamiento que viene a poner de manifiesto el gran efecto que pueden tener estas situaciones de inversión térmica baja sobre la difusión de los contaminantes atmosféricos procedentes de fuentes y chimeneas bajas (Figura 3).

Los Vientos

Si bien la Radiación Solar, actuando sobre la biosfera, es el factor por excelencia en el control del CO_2 , el régimen aéreo juega un activo papel en la concentración y régimen regionales. Este papel viene vinculado a los efectos del viento como vector atmosférico y de renovación ambiental. Por ello, en el caso de las regiones litorales, sometidas a un frecuente régimen aéreo de brisas, el viento adquiere una gran importancia. Este régimen va a oponer vientos terrestres de alto contenido en CO_2 a vientos marinos de menor concentración en dióxido de carbono.

Parece lógico que si este régimen de brisa está condicionado por la radiación solar, muestre, de igual modo que esta última, una gran correlación respecto de la concentración de CO_2 . Los valores mínimos de CO_2 se alcanzan durante el período diurno y coincidiendo con el soplo de la brisa marina. Por el contrario, las mayores concentraciones de CO_2 se alcanzan durante el período nocturno y coincidiendo con el soplo de los terrales o brisas de tierra (Figura 4).

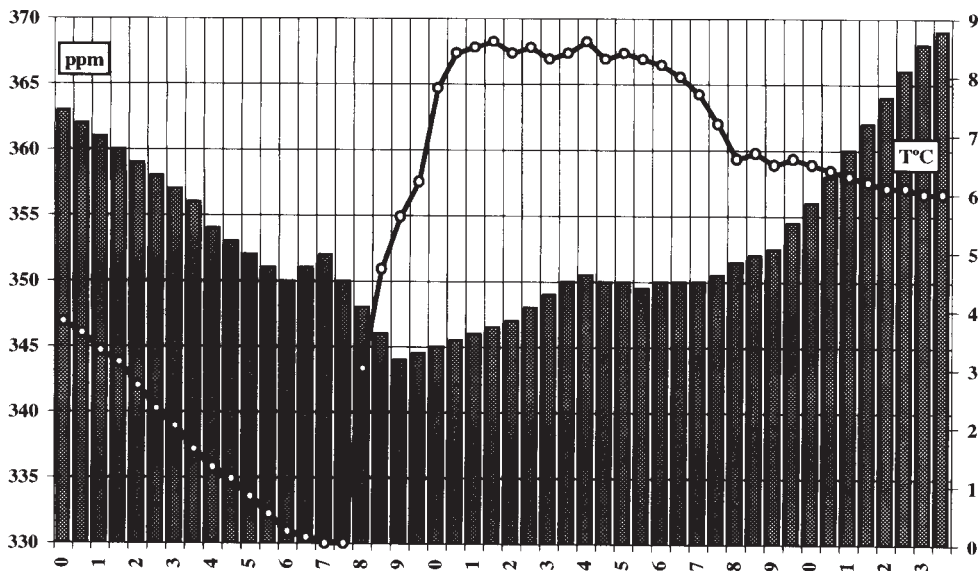


FIGURA 3. La inversión térmica por irradiación nocturna supone la concentración del CO_2 a niveles superficiales. Los registros a 15 metros de altura muestran la rápida disminución del CO_2 a medida que la inversión se intensifica (ECA, Campus universitario, 21 de febrero de 1996).

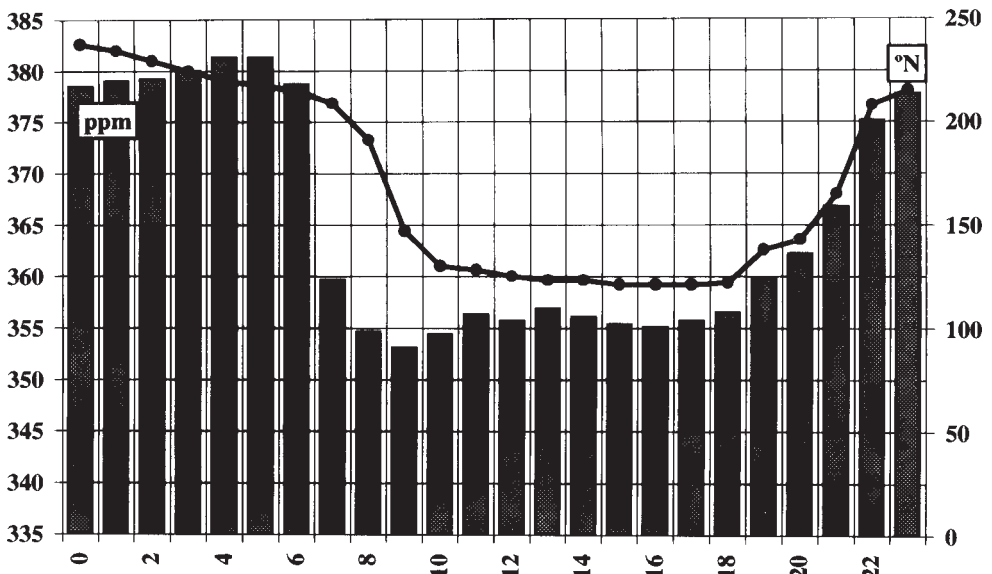


FIGURA 4. Dirección aérea y CO₂ durante el verano. La coincidencia horaria en el régimen de brisas entre el tirón solar y los vientos marítimos determina el estrecho paralelismo entre dirección aérea y evolución del CO₂ (Estación de Climatología Aplicada, Universidad Jaume I, Campus universitario).

La coincidencia de la concentración de CO₂ y la dirección de la brisa se confirma con el coeficiente de Pearson. El 0'88 de la correlación CO₂ dirección aérea, es todavía mayor que el alcanzado con respecto a la radiación solar. Ello viene a mostrar el activo papel que los vientos juegan en el régimen y concentración regionales del CO₂. La acción de los vientos terrales y marítimos parece complementar y reforzar la influencia de la Radiación Solar. La brisa de tierra, preferentemente nocturna, actúa como un vehículo transportador del CO₂ que las plantas, en fase exclusiva de respiración en esas horas, producen a partir del consumo de hidratos y oxígeno. De nuevo la actividad vegetal aparece como determinante de la producción local de CO₂ nocturno y el viento añade un transporte desde el interior acrecentando la concentración. De modo contrario, la brisa de mar o marinada, acarrea vientos menos cargados de CO₂. Dado que estos vientos surgen y predominan durante el período de incidencia solar y por lo tanto en plena actividad fotosintética, el resultado es que ambos procesos se complementan para producir los bajos valores de dióxido de carbono registrados.

La mejor verificación de este doble efecto es el ciclo diario del CO₂ registrado en la plataforma marina (Figura 5). Especialmente destaca el bajo valor del CO₂ durante los períodos en que se instauran los vientos procedentes de mar abierta, con registros inferiores a las 345 ppm. Unos bajos valores que contrastan con los registro máximos, sobre las 390 ppm que acompañan al momento culminante de los vientos terrales, a las 9 horas. Simultáneamente y junto a sus bajos valores, el ciclo diario del CO₂ sobre la superficie marina manifiesta una configuración menos contrastada que sobre tierra. Ello obedece al propio entorno del ecosistema marino. Durante el día, el seno impuesto por la fotosíntesis no es apreciable y el descenso de CO₂ es imputable al bajo valor de absorción de las aguas marinas y a la advección de vientos procedentes de mar abierta. Del mismo modo, el ascenso del CO₂ durante la noche acompañando a la respiración vegetal se manifiesta más débilmente y es

imputable a la advección de vientos terrales. Su pico, retrasado hasta las 8 y 9 horas, responde al momento de desorganización de la brisa de tierra y justo antes de comenzar el sople de vientos de componente marina.

Este ciclo diario del CO₂ sobre la superficie marina, parece responder así a las características propias del ecosistema. Dentro de él, el estado de saturación en carbono de las aguas marinas disminuye por la propia actividad biosférica del mar (D. J. BEARDSMORE and G. I. PEARMAN, 1987, p. 64). Esta disminución es más acusada durante el verano, cuando las aguas superficiales aparecen estabilizadas y limitadas en profundidad por la termoclina. De modo contrario, durante el invierno el «upwelling» de agua subsuperficial provoca el remonte hasta la superficie de aguas más profundas, ricas en CO₂ y nutrientes. Los procesos de «upwelling» están presentes en las aguas mediterráneas durante el invierno con la característica homotermia que reina en las mismas. Las costas castellonenses son activamente afectadas por ellos (J. QUEREDA, 1986, p. 17; G. PONCE y C. JUÁREZ, 1991, p. 342). Una dinámica favorecida por la frecuencia de sople de los vientos secos de tierra que activan la evaporación, la pérdida de calor y el aumento de densidad en las capas superficiales.

Esta dinámica podría actuar también sobre el régimen diario del CO₂ y explicar esa concentración máxima del CO₂ en las primeras horas de la mañana. El régimen diario del CO₂ sobre el mar muestra una evolución paralela a la de la temperatura. Los dos máximos principal y secundario, a las 9 y a las 24 horas respectivamente, coinciden con los dos mínimos, principal y secundario respectivamente, de temperatura superficial. Por el contrario, a las 18 horas, viene a coincidir el máximo térmico con el mínimo de CO₂. Todo ello estaría reflejando la diferente intensidad de los procesos de «upwelling». Las aguas superficiales, más cálidas y estabilizadas, concentran todo el carbono ascendido.

En las aguas marinas de la plataforma castellonense, la producción anual media o

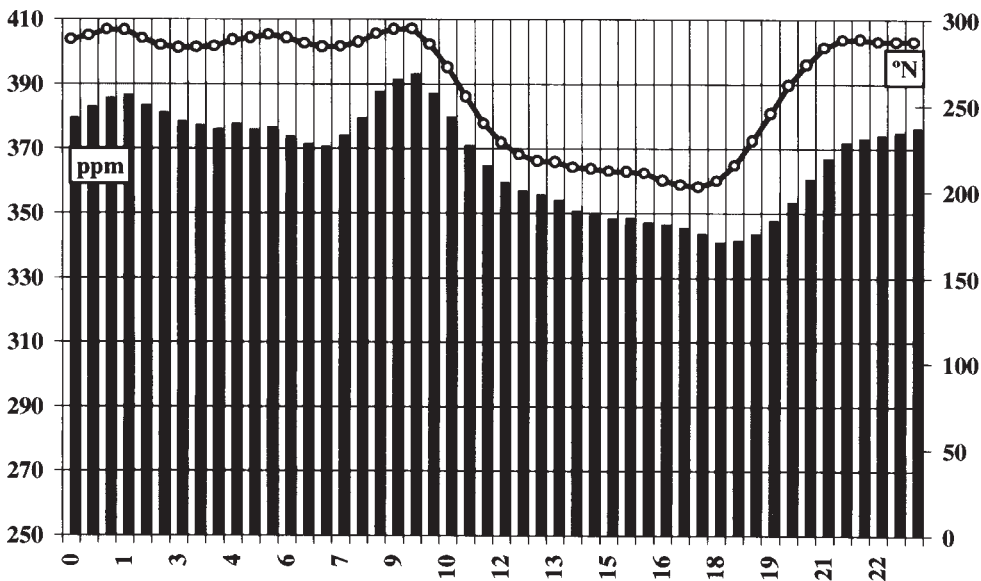


FIGURA 5. Régimen diario del CO₂ y del viento sobre el mar en invierno 1992-1993 (Estación de Climatología Aplicada, Universidad Jaume I).

carbono asimilado es de 59 gramos de carbono/m². La mayor producción de carbono se registra entre los meses de enero y mayo (J. RODRÍGUEZ, 1982, pp. 80-81). Máximos que podrían responder a estos procesos de «upwelling», como una fuente o transporte de CO₂ (Figura 6).

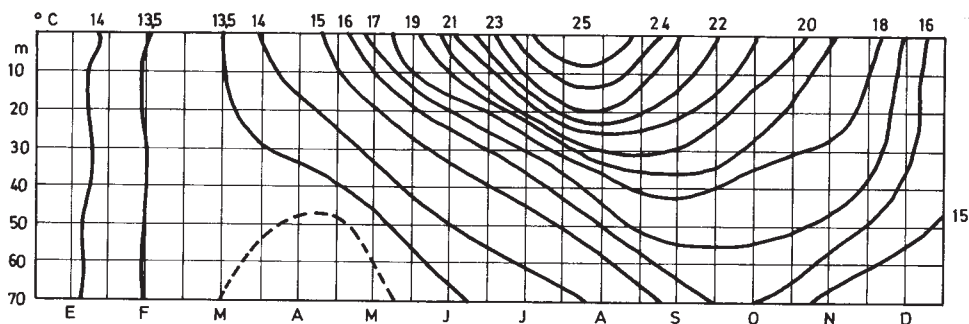


FIGURA 6. Homotermia invernal de las aguas del Mediterráneo Occidental (Instituto de Investigaciones Pesqueras, C.S.I.C.).

La influencia de la otra magnitud vectorial aérea, la velocidad, se muestra igualmente activa. Los vientos más fuertes son auténticos renovadores de las condiciones ambientales. En cambio, los valores más altos de CO₂ se han observado con velocidades aéreas pequeñas y especialmente en las calmas. Aunque en el régimen diario de brisas, el efecto reductor del CO₂ de los vientos fuertes aparece vinculado a la dirección de los vientos marinos que son más veloces que los terrales, este mismo efecto puede verificarse aisladamente en ocasiones sin brisas. En estos casos aparecen como vientos limpiadores los de gran velocidad. El efecto es ya sensible sobre los 6 m/seg., si bien los mínimos valores de CO₂ han venido asociados a vientos de más de 20 m/seg. (Figura 7).

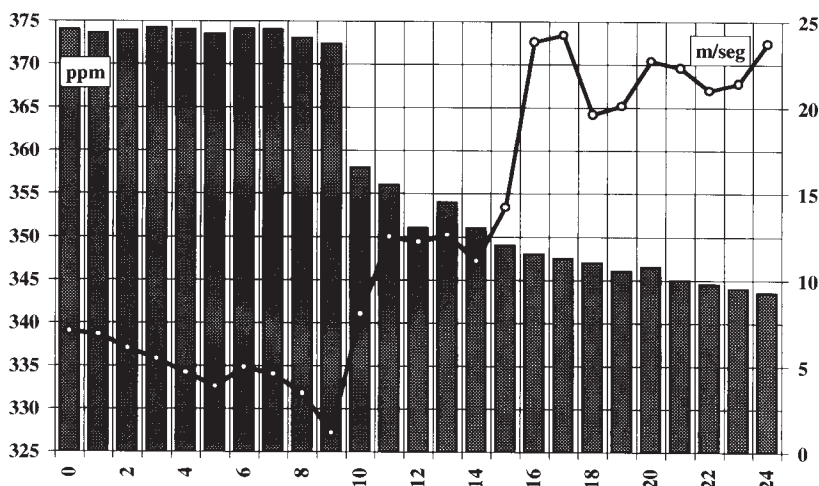


FIGURA 7. Diagrama correspondiente al día 7 de diciembre de 1995. El fuerte incremento de la velocidad aérea actuó como un poderoso reductor de la concentración del CO₂ (Estación de Climatología Aplicada, Campus universitario, Universidad Jaume I).

A este proceso se debe que el gas carbónico resulte más abundante al abrigo de los bosques, con un aire demasiado en calma bajo los árboles como para evacuar el gas producido por las bacterias que descomponen el humus y por la respiración vegetal nocturna (J. LABEYRIE, 1986, p. 16). La mayor producción de CO_2 y la velocidad más lenta del viento durante la noche se combinan para que, lejos de removerse, el gas se acumule.

En el entorno ambiental, todas estas influencias del régimen aéreo sobre la concentración del dióxido de carbono, adquieren un gran interés para el conocimiento de la difusión de los contaminantes atmosféricos. La célula de brisas, dominante en la circulación aérea regional, simultáneamente al transporte del CO_2 , debe ser el sistema de difusión de los contaminantes sólidos y gaseosos generados por la intensa actividad humana que se concentra en las regiones costeras. De ahí la importancia de su conocimiento.

La cuestión básica se plantea con respecto a la extensión horizontal y el espesor vertical alcanzado por las brisas. Durante el período estival, las velocidades máximas del viento, entre 4 y 5 m/seg., podrían alcanzar hasta unos 150 Km de recorrido. Una extensión máxima que, en el centro del verano, puede alcanzarse sobre la superficie terrestre sin obstáculos. Durante el período invernal, la extensión afectada sería bastante inferior, incluso sin que la célula de brisas rebasara las pequeñas cadenas orográficas litorales situadas junto a la costa.

En efecto, las diferencias térmicas entre el invierno y el verano se traducen en el distinto espesor o altura vertical que alcanzan las brisas. Los sondeos, en globo cautivo, efectuados en el Grao de Castellón, alcanzan una altitud media de 300 metros en los meses centrales del invierno (Figura 8).

A esa altura, la circulación aérea se va disponiendo de acuerdo a la contrabrisa de retorno. Reflejo de ello es la total ausencia de brisa marina y la débil velocidad aérea que denotan, en invierno, los registros de la estación del Monte Bartolo, a 730 metros de altura (Figura 9). La componente diaria predominante es la de los vientos W y SW.

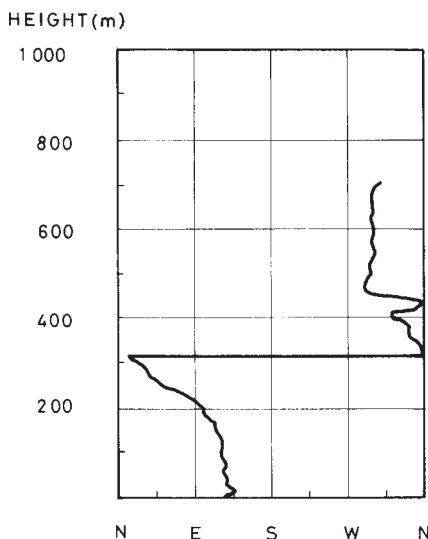


FIGURA 8. Sondeo correspondiente al 20 de enero de 1988 a 13 horas.
Globo cautivo, A.I.R., CIEMAT.

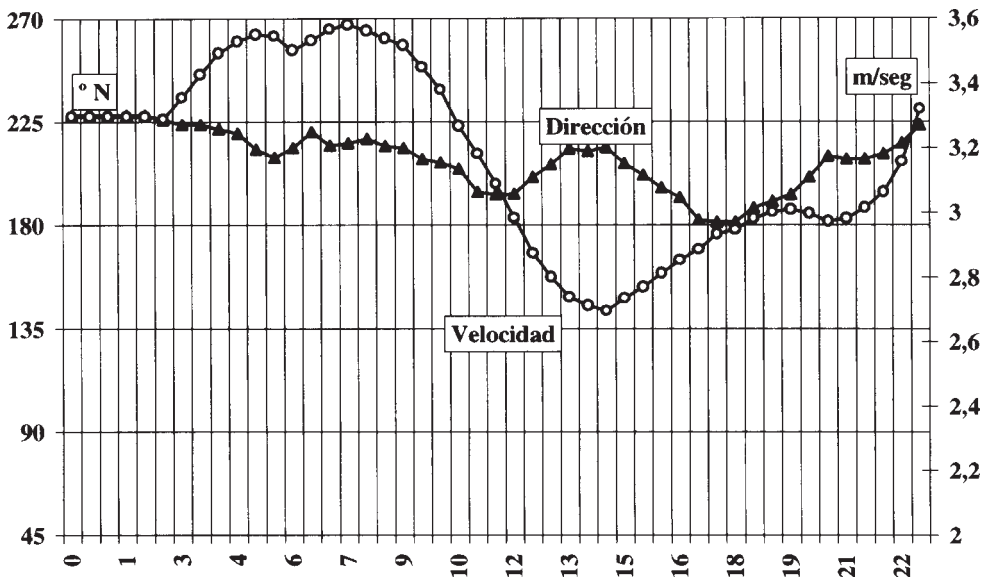


FIGURA 9. El régimen aéreo diario invernal en la cima del monte Bartolo, 730 metros, muestra la ausencia de brisas marinas (ECA, 1991-1995, Universidad Jaume I).

Durante el verano, tanto los sondeos en globo cautivo, como los registros diarios reflejan la entrada de la brisa marina. Las direcciones muestran una gran constancia de vientos del tercer y segundo cuadrante (Figura 10).

Ello evidencia el influjo estival de las brisas marinas que, en contraste con el período invernal, dilatan considerablemente su célula convectiva hasta alturas superiores a los 730 metros. Un aspecto importante que viene a caracterizar el escenario meteorológico en que se difunden y mueven los contaminantes atmosféricos durante los meses de verano (Figura 11).

Esta extensión de las brisas marinas, hacia el interior, constituye un problema todavía no bien resuelto a pesar de su extraordinaria importancia medioambiental para el conocimiento de la difusión de contaminantes atmosféricos. A este respecto, las rosas de los vientos elaboradas por el I.N. de Meteorología, para observatorios situados a más de 100 Km de la costa, sólo reflejan, y tan sólo en verano, débiles frecuencias de vientos del E y SE que podrían corresponder a las brisas marinas. No tan sólo por la dirección sino también por su velocidad típica de 6 a 20 Km/h. (I.N.M., 1983). En cualquier caso se trataría de una debilísima influencia a tenor de que las horas de lectura, a 07 y a 18 horas corresponden al período óptimo de posible influencia de la brisa marina.

Por el contrario, estudios más recientes ponen de manifiesto el considerable influjo de la brisa marina en regiones interiores y a más de 100 Km de la costa y su decisivo papel en la difusión de los contaminantes atmosféricos. Este modelo de circulación estaría muy caracterizado en la estación estival y respondería a la acción de la Baja Térmica ibérica que se forma sobre el centro de la Península durante las horas de más intenso calentamiento (M. MILLÁN, 1992). Sin embargo, este esquema de circulación, correspondiente a la génesis de una gran célula convectiva estival, presenta igualmente la dificultad de observa-

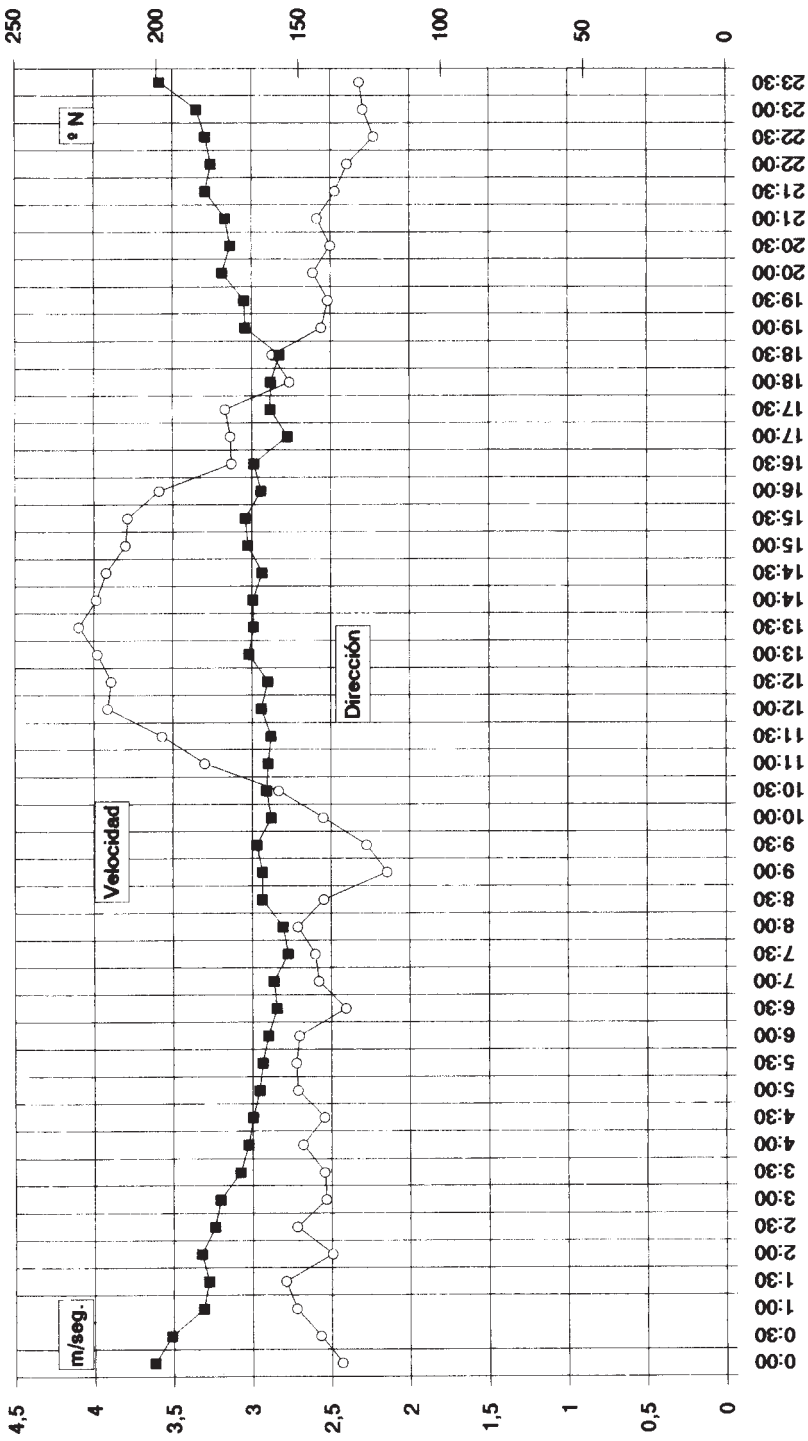


FIGURA 10. El régimen diario estival en altura (Cima del monte Bartolo, 730 metros), muestra, contrariamente al invierno, la presencia de brisas marinas.

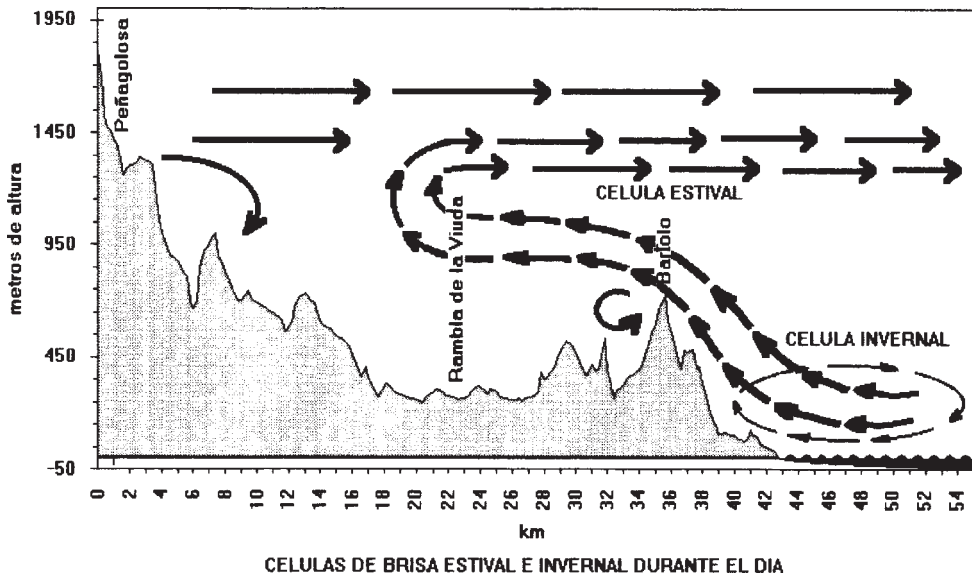


FIGURA 11. Esquema de las células de brisas durante el invierno y el verano.

ciones más prolongadas y series aerológicas de mayor duración que las campañas experimentales efectuadas (M. MILLÁN, 1993). La influencia y el mismo régimen diario de las posibles brisas presentan irregularidades entre observatorios muy próximos y difíciles de explicar por factores de exposición.

En cualquier caso es preciso distinguir entre el sistema de circulación aérea de brisas, el más frecuente sobre nuestras regiones litorales, y los casos de circulación aérea regional bajo gradiente bórico acusado. En estas ocasiones, el régimen de brisas es sustituido por una circulación dirigida por los centros de acción isobáricos de la circulación atmosférica regional y general. En ellas, los flujos aéreos pueden aportar las condiciones climáticas y ambientales de regiones muy alejadas. El caso más evidente es la reiteración de lluvias de polvo sahariano sobre la región mediterránea española (J. QUEREDA et al., 1996).

Dióxido de Carbono y Precipitaciones

El efecto que las precipitaciones pueden tener sobre el estado y el régimen del dióxido de carbono se ha mostrado muy neto en los registros. Los episodios de precipitaciones se han traducido en un sensible descenso en el valor de la concentración atmosférica del CO_2 (Figura 12).

La lluvia provoca un efecto reductor en la concentración atmosférica del CO_2 por deposición del carbono elemental (J. A. OGREN and R. J. CHARLSON, 1984, p. 262). Los años y las estaciones con más lluvias y repartidas, serían así períodos de menor concentración atmosférica del dióxido de carbono (H. DORR and K. MÜNNICH, 1987, p. 118 y G. E. LIKENS et al., 1983, p. 16). En la región mediterránea española, esta deposición de carbono por la lluvia interviene en los bajos valores de CO_2 durante los meses de octubre y noviembre (Figura 13).

Estas relaciones se explican por la capacidad del agua para disolver el dióxido de carbono. En efecto, el dióxido de carbono (CO_2) se disuelve en el agua de lluvia (H_2O) y se

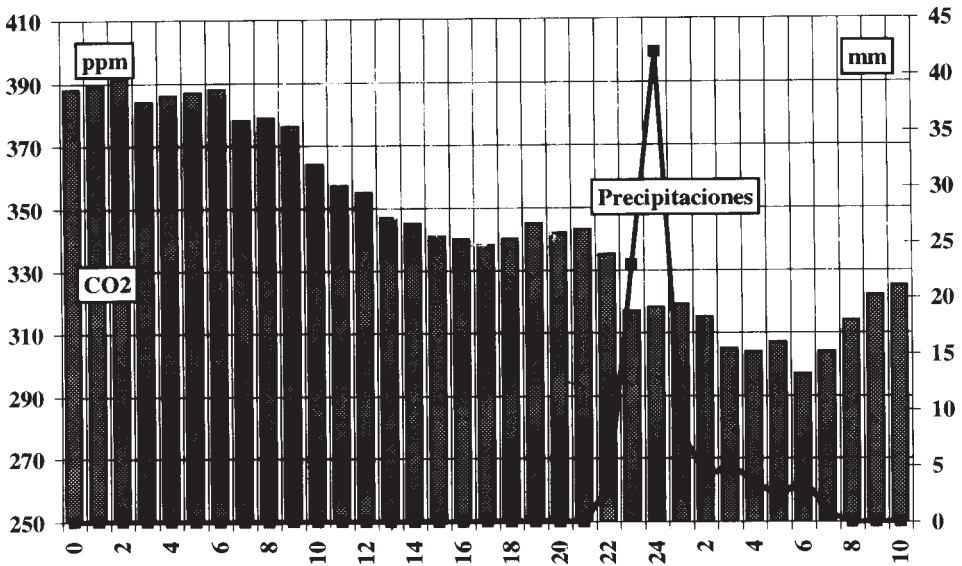


FIGURA 12. La evolución ambiental los días 29 y 30 de enero de 1996 muestra el sensible «lavado» que las precipitaciones causan en la concentración atmosférica de CO₂.

forma ácido carbónico (CO₃H₂). Este ácido destruirá las rocas formadas por combinaciones de silicio, calcio y oxígeno, liberando iones de calcio y bicarbonato (CO₃H), que serán empleados por los organismos planctónicos para construir sus conchas calcáreas. (J. GRIBBIN, 1991, p. 54).

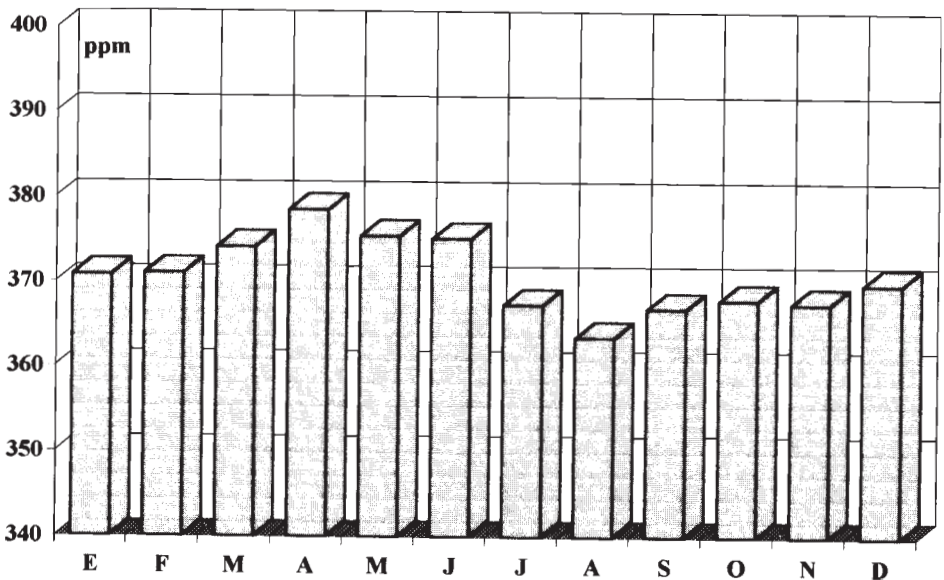


FIGURA 13. La evolución anual del CO₂ en el Campus universitario de Castellón, 1987-1993, muestra la contención en el crecimiento del CO₂ durante los meses de máximas precipitaciones.

Conclusiones

Auténtica «vedette» del efecto de invernadero, los procesos del CO₂ en la troposfera suscitan todavía grandes incertidumbres. Si bien la preocupación mayor es la de poder diagnosticar en cuanto van a crecer las emisiones futuras de carbono, no deben soslayarse las dudas concernientes a los procesos de concentración atmosférica del CO₂ y de sus regímenes diario y estacional. Máxime en cuanto que a través de ellos se puede alcanzar una mejor aproximación al funcionamiento del sistema biosférico como ciclo clave del equilibrio del CO₂ en la atmósfera.

La Radiación Solar, energía por excelencia de la Biosfera terrestre, constituye el factor esencial de control de la concentración atmosférica de dióxido de carbono. Esta función se ejerce a través de los procesos de fotosíntesis y respiración del ecosistema terrestre. En consecuencia, los regímenes del CO₂ y el de la Radiación Solar están en marcada antifase.

Este contenido de CO₂ en la troposfera está regulado, a su vez, por los restantes elementos del clima. Las precipitaciones actúan como un poderoso reductor del carbono atmosférico, mientras que los vientos controlan su difusión regional, dentro de esquemas válidos para el conjunto de contaminantes atmosféricos. Éstos, al igual que el CO₂, pueden alcanzar concentraciones elevadas en las situaciones de inversión térmica baja.

Bibliografía

- BARCELO COLL, J.; NICOLÁS RODRIGO, G.; SABATER GARCÍA, B. y SÁNCHEZ TAMES, R. (1984): «*Fisiología vegetal*». Ed. Pirámide, Madrid, 816 pp.
- BEARDSMORE, D.J. and PEARMAN, G.I. (1987): «Atmospheric carbon dioxide measurements in the Australian region: data from surface observations». *Tellus*, 39B, 1-2, pp. 42-66.
- BYUTNER, E.K. and KOLOMEITSEV, A.I. (1987): «Intensity of mean annual oxygen and carbon dioxide exchange between the ocean and atmosphere». *Soviet Meteorology*, 2, pp. 36-43.
- CIATTAGLIA, L.; CUNDARI, V. and COLOMBO, T. (1987): «Further measurements of atmospheric carbon dioxide at Mt. Cimone, Italy: 1979-1985». *Tellus*, 39B, 1-2, pp. 13-20.
- CONWAY, T.J.; TANS, P.; WATERMAN, L.S.; THONING, K.W.; MASARIE, K.A. and GAMMON, R.M. (1988): «Atmospheric carbon dioxide measurements in the remote global troposphere, 1981-1984». *Tellus*, 40B, 2, pp. 81-115.
- DORR, H. and MÜNNICH, K.O. (1987): «Annual variation in soil respiration in selected areas of the temperate zone». *Tellus*, 39B, 1-2, pp. 114-121.
- ELLIOTT, W.P. (1983): «A note on the historical industrial production of carbon dioxide». *Climatic Change*, 5, 2, pp. 141-144.
- ELLIOTT, W.P. and ANGELL, J.K. (1987): «On the relation between atmospheric CO₂ and equatorial sea-surface temperature». *Tellus*, 39b, 1-2, pp. 171-183.
- ENTING, I. G. and MANSBRIDGE, J.V. (1989): «Seasonal sources and sinks of atmospheric CO₂. Direct inversion of filtered data». *Tellus*, 41B, 2, pp. 111-126.
- FASHEUN, A. and DENNETT, M.D. (1982): «Interception of radiation and growth efficiency in field beans (*Vicia faba* L.)». *Agricultural Meteorology*, 26, 3, pp. 221-229.
- FLINT, A.L. and CHILDS, S.W. (1987): «Calculation of solar radiation in mountainous terrain». *Agricultural and Forest Meteorology*, 40, 3, pp. 233-250.
- FUSHIMI, K. (1987): «Variation of carbon dioxide partial pressure in the western North Pacific surface water during the 1982/83 El Niño event». *Tellus*, 39B, 1-2, pp. 214-227.
- GAUDRY, A.; MONFRAY, P.; POLIAN, G. and LAMBERT, G. (1987): «The 1982-1983 El Niño: a 6 billion ton CO₂ release». *Tellus*, 39B, 1-2, pp. 209-213.
- GRIBBIN, J. (1991): *El efecto invernadero y Gaia*. Ed. Pirámide, Madrid, 336 pp.
- GROOTES, P.M.; FARWELL, G.W.; SCHMIDT, F.H.; LEACH, D.D. and STUIVER, M. (1989): «Rapid response of tree cellulose radiocarbon content to changes in atmospheric ¹⁴CO₂ concentration». *Tellus*, 41B, 2, pp. 134-148.

- HALL, D.O. y RAO, K.K. (1983): *La fotosíntesis vegetal*. Eds. Omega, S.A. Barcelona, 92 pp.
- HAMRUD, A. (1983): «Residence time and spatial variability for gases in the atmosphere». *Tellus*, 35B, 5, pp. 295-304.
- HIPPS, L.E. (1983): «Assessing the interception of photosynthetically active radiation in winter wheat». *Agricultural Meteorology*, 28, 3, pp. 253-260.
- HOLMEN, K. and LISS, P. (1984): «Models for air-water gas transfer: an experimental investigation». *Tellus*, 36B, 2, pp. 92-100.
- HOWELL, T.A.; MEEK, D.W. and HATFIELD, J.L. (1983): «Relationship of photosynthetically active radiation to shortwave radiation in the San Joaquin Valley». *Agricultural Meteorology*, 28, 2, pp. 157-176.
- I.N.M. (1983): *Atlas climático de España*. 43 láminas.
- JANSA, J. M. (1966): «La meteorología del Mediterráneo Occidental». *Tercer Ciclo de Conferencias desarrollado en el I.N.M.* Madrid, pp. 1-35.
- KHALIL, M. A. K. and RASMUSSEN, R. A. (1989): «Climate induced feedbacks for the global cycles of methane and nitrous oxide». *Tellus*, 41B, pp. 554-559.
- KOHLMAIER, G.H.; BRÖHL, H.; SIRÉ, E.; PLÖCHL, M. and REVELLE, R. (1987): «Modelling simulation of plants and ecosystem response to present levels of excess atmospheric CO₂». *Tellus*, 39B, 1-2, pp. 155-170.
- KOHLMAIER, G.H.; SIRÉ, E.O.; JANECEK, A.; KEELING, C.D.; PIPER, S.C. and REVELLE, R. (1989): «Modelling the seasonal contribution of a CO₂ fertilization effect of the terrestrial vegetation to the amplitude increase in atmospheric CO₂ at Mauna Loa Observatory». *Tellus*, 41B, 5, pp. 487-510.
- LABEYRIE, J. (1986): «*El hombre y el clima*». Gedisa editorial, Barcelona, 256 pp.
- LEMON, E.R. (Editor) (1985): «CO₂ and plants: the response of plants to rising levels of atmospheric carbon dioxide». Book review by JONES, M.B. (1985): *Agricultural and forest meteorology*, 34, 2-3, pp. 253-254.
- LEVIN, I. (1987): «Atmospheric CO₂ in continental Europe-an alternative approach to clean air CO₂ data». *Tellus*, 39B, 1-2, pp. 21-28.
- LEVIN, I.; KROMER, B.; WAGENBACH, D. and MÜNNICH, K.O. (1987): «Carbon isotope measurements of atmospheric CO₂ at a coastal station in Antarctica». *Tellus*, 39B, 1-2, pp. 89-95.
- LIKENS, G.E.; EDGERTON, E.S. and GALLOWAY, J.N. (1983): «The composition and deposition of organic carbon in precipitation». *Tellus*, 35B, 1, pp. 16-24.
- MARGALEF, R. (1981): *Ecología*. Ed. Planeta, S.A. Barcelona, 252 pp.
- MARTIN MARTIN, J. y SEVA ROMAN, E. (1991): «Vegetación y fauna», en *Atlas temático de la Comunidad Valenciana*, capítulo 9, Editorial Prensa Valenciana, S.A. Levante-EMV, pp. 161-180.
- MARTIN, P.; ROSENBERG, N.J. and MCKENNEY (1989): «Sensitivity of evapotranspiration in a wheat field, a forest, and a grassland to changes in climate and direct effects of carbon dioxide». *Climatic Change*, 14, 2, pp. 117-152.
- MEDINA ISABEL, M. (1976): *Meteorología básica sinóptica*. Ed. Paraninfo, 320 pp.
- MILLÁN, M. (1992): *Mesometeorological cycles of air pollution in the Iberian Peninsula*. CEAM, 219 pp.
- MILLÁN, M. (1993): *La contaminación atmosférica en la Comunidad Valenciana*. CEAM, 151 pp.
- NAYA, A. (1983): *Meteorología superior*. Espasa-Calpe, 546 pp.
- OGREN, J.A. and CHARLSON, R.J. (1984): «Wet deposition of elemental carbon and sulfate in Sweden». *Tellus*, 36B, 4, pp. 262-271.
- PEARMAN, G.I. and BEARDSMORE, D.J. (1984): «Atmospheric carbon dioxide measurements in the Australian region: ten years of aircraft data». *Tellus*, 36B, 1, pp. 1-24.
- PEDELABORDE, P. (1987): «Sur les brises». *Met-mar*. Direction de la Meteorologie, n. 136, pp. 11-15.
- PONCE HERRERO, G. y JUÁREZ SÁNCHEZ-RUBIO, C. (1991): «La pesca marítima», en *Atlas temático de la Comunidad Valenciana*, capítulo 18, Editorial Prensa Valenciana, S.A. Levante-EMV, pp. 341-360.
- QUEREDA SALA, J.; OLCINA CANTOS, J. and MONTÓN CHIVA, E. (1996): «Red dust rains on the Spanish Mediterranean area». *Climatic Change*, 32, 2, pp. 215-228.

- QUEREDA SALA, J. (1985): *El tiempo en la provincia de Castellón*. Diputación provincial de Castellón, 128 pp.
- QUEREDA SALA, J. (1986): «Un aspect du regime thermique en Mediterranee occidentale». *Météorologie Maritime*, 131, pp. 14-17.
- QUEREDA SALA, J. (1990): «Introducción a la Bioclimatología de la región valenciana». *Boletín de la Sociedad Castellonense de Cultura*, LXVI, pp. 566-592.
- QUEREDA SALA, J. (1991): «Fuentes de energía», en *Atlas temático de la Comunidad Valenciana*, capítulo 21, Editorial Prensa Valenciana, S.A. Levante-EMV, pp. 401-420.
- QUEREDA SALA, J. y TORRES, R. (1988): «Las brisas del Levante Español». *Boletín de la Sociedad Castellonense de Cultura*, LXIV, pp. 513-526.
- QUEREDA, José (1989): *La ciclogénesis y las gotas frias del Mediterráneo Occidental*. Dip. Prov. Castellón, 135 pp.
- RODRÍGUEZ MARTÍNEZ, J. (1982): *Oceanografía del mar Mediterráneo*. Ed. Pirámide, Madrid, 176 pp.
- ROTTY, R.M. (1987): «Estimates of seasonal variation in fossil fuel CO₂ emissions». *Tellus*, 39B, 1-2, pp. 184-202.
- SIEGENTHALER, U. and OESCHGER, H. (1987): «Biospheric CO₂ emissions during the past 200 years reconstructed by deconvolution of ice core data». *Tellus*, 39B, 1-2, pp. 140-154.
- STANHILL, G. (1982): «The Mountsouris series of carbon dioxide concentration measurements, 1877-1910». *Climatic Change*, 4, 3, pp. 221-238.
- TANAKA, M.; NAKAZAWA, T. and AOKI, S. (1987): «Seasonal and meridional variations of atmospheric carbon dioxide in the lower troposphere of the northern and southern hemispheres». *Tellus*, 39B, 1-2, pp. 29-41.
- VIECELLI, J. A. (1984): «The atmospheric carbon dioxide response to oceanic primary production fluctuations». *Climatic Change*, 6, 2, pp. 153-166.
- WANN, M.; YEN, D. and GOLD, H.J. (1985): «Evaluation and calibration of three models for daily cycle of air temperature». *Agricultural and Forest Meteorology*, 34, 2-3, pp. 121-128.