



CALIDAD DEL AIRE Y PERTURBACIONES DEL CICLO HIDROLÓGICO EN LA CUENCA MEDITERRÁNEA

Millán M. Millán ¹

1. Introducción

El conocimiento sobre la meteorología de la contaminación atmosférica en el sur de Europa ha mejorado en los últimos 15 años gracias a los resultados obtenidos en varios proyectos de investigación de la Unión Europea². La detección de daños atribuibles al ozono sobre cultivos mediterráneos, a finales de los 70, fue una de las razones para el lanzamiento de dichos proyectos. Éstos han documentado los procesos responsables de la formación y acumulación de contaminantes secundarios, entre ellos el ozono en superficie, y la deposición de nitratos por vía atmosférica; la investigación de sus efectos sobre la vegetación natural y los cultivos tradicionales de esta región ha progresado en paralelo (SANZ y MILLÁN, 1998, SANZ *et al.* 1999; 2000; 2001; 2002a; 2002b; JIMENEZ *et al.*, 2001; MILLÁN *et al.*, 2002; PORCUNA *et al.*, 2002).

La detección de los daños por ozono a finales de los 70 coincide con otras observaciones locales sobre una aparente pérdida de tormentas en las montañas de la fachada mediterránea española, y/o casos en los que el desarrollo de las tormentas parece quedar abortado antes de llegar a la fase de precipitaciones intensas. Informaciones similares se han recibido de Italia (provincias de Basilicata, Calabria, Cerdeña, Sicilia) y otras islas mediterráneas. En este trabajo, los conocimientos obtenidos hasta la fecha se utilizan para analizar la situación existente y determinar si existen relaciones entre la contaminación atmosférica (ozono y aerosoles) en la cuenca mediterránea y las perturbaciones en el régimen de lluvias.

1 Dr. Ingeniero Industrial CEAM, Valencia.
2 MECAPIP: Meso-meteorological Cycles of Air Pollution in the Iberian Peninsula (1988-1991). RECAPMA: REgional Cycles of Air Pollutants in the Western Mediterranean Area (1990-1992). SECAP: South European Cycles of Air Pollution (1992-1995). BEMA: Biogenic Emissions in the Mediterranean Area (Phase I, 1993-1995, Phase II 1996-1998). MEDEFU: Carbon and Water Fluxes of MEDiterranean Forest and Impacts of Land Use/Cover Changes (1998-2000). RECAB: Regional Assessment and Modelling of the CARbon Balance within Europe (2000-2003). CARBOMONT: Effects of Land Use Changes on Sources, Sinks and Fluxes of CARBON in European MOuNTain Areas (2001-2004).

2. El entorno y la evidencia experimental

La cuenca mediterránea occidental está totalmente rodeada por altas montañas. En el verano queda bajo la influencia del anticiclón de las Azores que produce un nivel generalizado de subsidencia (hundimiento) de las masas de aire situadas por debajo de unos 5.000 m. En principio, esta situación favorece el buen tiempo y el desarrollo de vientos locales con ciclo diurno, como las brisas de mar y los vientos de ladera. Por su orientación al este, los vientos de ladera se desarrollan muy temprano sobre las montañas de la fachada mediterránea española y refuerzan las brisas de mar. Esto da lugar al desarrollo de "brisas combinadas" mucho más intensas que la suma de sus componentes.

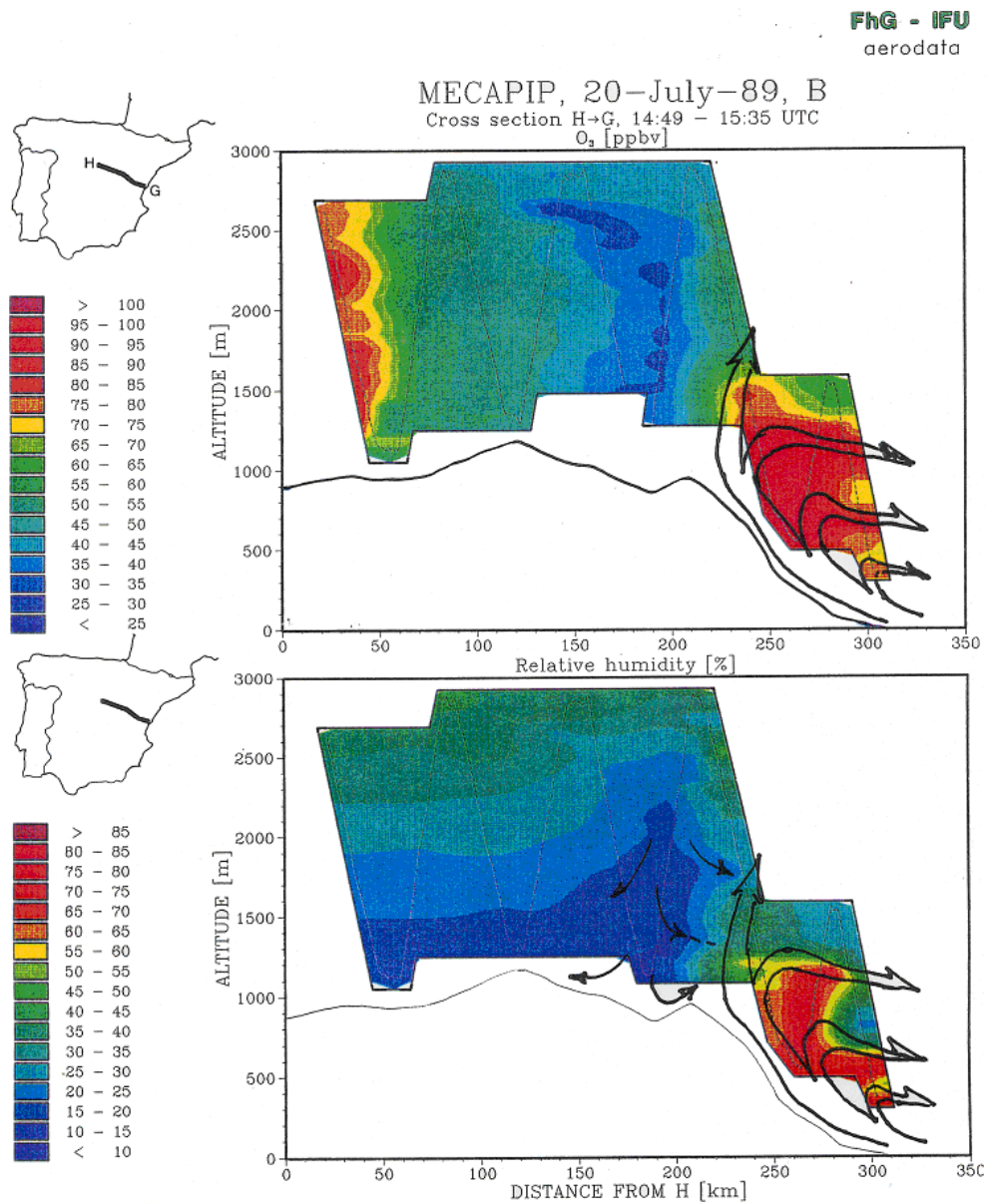
En estas circulaciones las laderas de las montañas actúan como chimeneas orográfico-convectivas que favorecen la inyección vertical del aire en el frente de la brisa combinada. A media tarde, cuando la brisa está plenamente desarrollada llega hasta las cimas de las montañas costeras, donde se pueden producir inyecciones verticales superiores a los 3-4 Km de altura (MILLÁN *et al.*, 1992; SALVADOR *et al.*, 1999). De este modo, se establece una conexión directa entre los vientos en superficie (hacia tierra) y sus flujos de retorno (hacia el mar) en altura como muestra la Figura 1. Finalmente, a lo largo de los flujos de retorno se producen hundimientos compensatorios que estabilizan el aire de retorno y dan lugar a la formación de estratos en altura. Si se emiten contaminantes en la costa, este proceso da lugar a la formación de capas de contaminantes "de reserva" que pueden quedar "aparcadas" a diferentes alturas sobre el mar durante algunos días. En el Proyecto MECAPIP (Figura 2), se llegaron a documentar varios estratos sobre el mar, entre 40 y 60 Km de la costa, dentro de los primeros 2.500 m de altura.

También se ha documentado que las "brisas combinadas", a lo largo de todas las costas, se auto-organizan durante el día y generan una circulación regional específica en la Cuenca Mediterránea Occidental (MILLÁN *et al.*, 1997). En ésta, los flujos de retorno de las brisas fluyen hacia el centro de la cuenca en altura (entre 2.000 y 3.000 m), donde se hunden, mientras que los estratos sobre la superficie marina fluyen horizontalmente hacia las costas para alimentar las brisas. En su conjunto, estos procesos actúan de forma similar a como hierve agua en un contenedor calentado por los bordes, con recirculaciones verticales de las masas aéreas y de los contaminantes que contienen. En Castellón, los tiempos de retorno de las masas aéreas más cercanas a la costa son de dos a tres días.

Como resultado final de estos procesos, el tiempo medio necesario para que se renueve el 80% de la masa de aire situada por debajo de unos 3.500 m en la cuenca mediterránea occidental puede ser superior a 7-10 días (GANGOITI *et al.*, 2002). Esta situación explica por qué los contaminantes emitidos en las costas (óxidos de nitrógeno) se acumulan, y recirculan, favoreciendo la formación de contaminantes secundarios (p.ej.: ozono, aerosoles orgánicos y compuestos nitrogenados).



Figura 1.



Desarrollo de las circulaciones verticales en la costa este española documentado con las distribuciones de concentración de ozono y humedad relativa medidos con un avión instrumentado a las 14:49-15:35 UTC, del 20 de julio de 1989. La trayectoria del vuelo se muestra con una línea de trazos, y el recorrido relativo a la Península Ibérica aparece en el mapa de la izquierda.

Respecto a los posibles efectos climáticos hay que destacar que, durante la auto-organización de las recirculaciones locales, el hundimiento compensatorio sobre el mar de todos los flujos de retorno en altura crece en extensión. Así, la inversión térmica que define el estrato superficial y limita la profundidad de las brisas en las zonas costeras, se hunde y se extiende hacia el interior. En Castellón, se ha documentado que la profundidad de la brisa pasa de unos 600-700 m en sus inicios (de 08:00-10:00 UTC) a menos de 200 m por la tarde. Por tanto, y por unidad de distancia a lo largo de la costa, el volumen de aire que las brisas desplazan hacia el interior es largo (unos 160 Km en Castellón) pero poco profundo (unos 250 m de promedio).

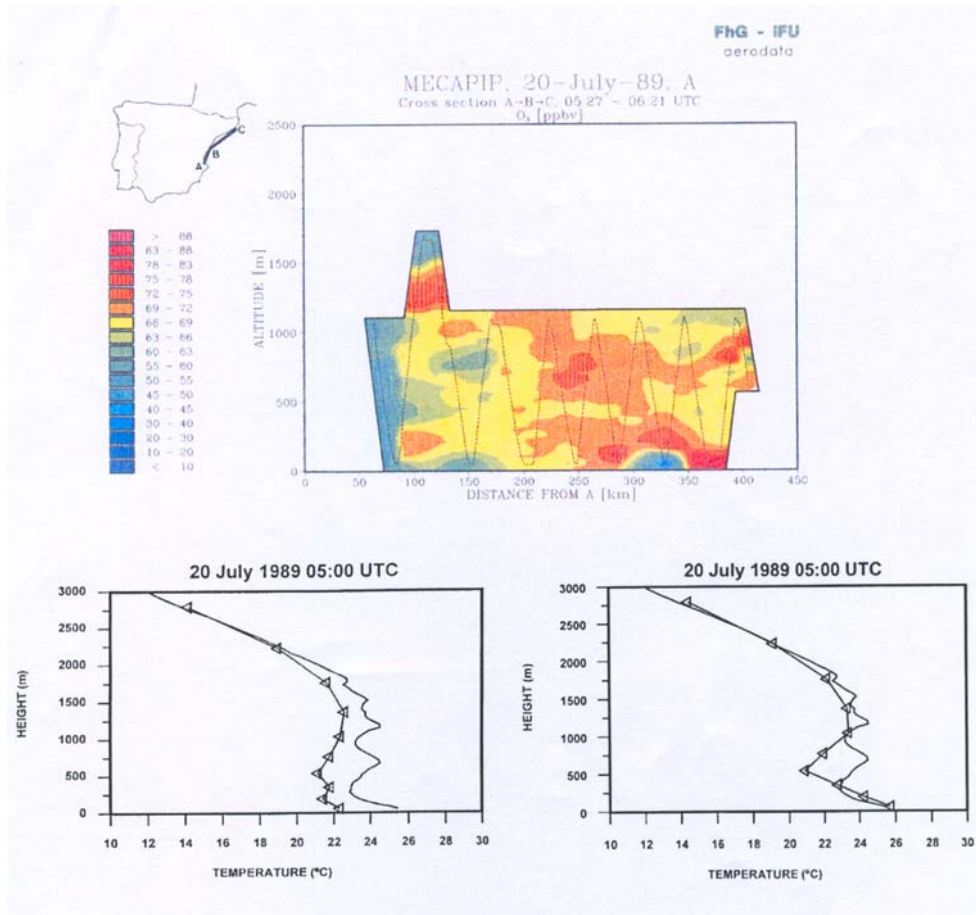
Finalmente, las masas de aire que recirculan adquieren memoria de sus interacciones con la superficie, p. ej. por calentamiento (ganancia de temperatura potencial) y cambios en el contenido de vapor de agua (por evaporación y evapotranspiración). Esto implica que los posibles efectos climáticos resultantes de retroalimentaciones entre los efectos del suelo y la atmósfera son más importantes en el Mediterráneo occidental que en otras regiones (p.ej.: Inglaterra) donde las masas de aire se renuevan dos a tres veces en un día.

3. Precipitaciones

El análisis meteorológico de los resultados experimentales también ha servido para identificar tres regímenes de lluvia dominantes en la costa mediterránea española (ESTRELA *et al.*, 2000; PEÑARROCHA *et al.*, 2002). En esta región la última barrera orográfica que encuentran los frentes Atlánticos son las montañas costeras. La precipitación en estos casos ocurre principalmente en las laderas orientadas al oeste, mientras que la zona costera tiende a quedar bajo un efecto tipo Föhn caracterizado por vientos fuertes racheados y secos -los ponientes- (MILLÁN *et al.*, 1998).

Por otra parte, las tormentas de verano sobre las montañas costeras están asociadas a la fase final de la entrada de las brisas combinadas y tienden a producirse a partir de media tarde sobre las laderas orientadas al este (fachada mediterránea). Finalmente, lluvias intensas en la costa mediterránea española ocurren en otoño-invierno bajo condiciones de advección del Este (temporales de levante), donde la recarga de humedad se produce cuando aire continental frío de origen marítimo polar (mP) o continental polar (cP) pasa sobre un mar mediterráneo más caliente (MILLÁN *et al.*, 1995). Este proceso, conocido como frente frío de retroceso "back-door cold front" (HUSCHKE, 1959; BLUESTEIN, 1993), puede reforzarse con la llegada de un goteo de aire frío en altura (*cold pool of air aloft*) y/o con la formación de un sistema de bajas presiones sobre el norte de África. En cualquier caso el mecanismo de recarga de humedad y la cantidad de precipitación resultante son muy sensibles a las diferencias de temperatura entre el aire y el mar (PASTOR *et al.*, 2001).

Figura 2.



(a) Distribución vertical de ozono a lo largo de 450 Km de la costa este española a las 05:27-06:21 UTC, del 20 de julio de 1989, mostrando el resultado de las recirculaciones del día (días) anteriores. La temperatura potencial a ≈ 2100 m snm es $\approx 315^\circ$ K, en vez de los 299° K de la masa de aire sobre el mar. El recorrido del vuelo (a la izquierda) tuvo lugar sobre el mar a distancias de 40 a 60 Km de la costa. (b) perfiles de temperatura medidos y simulados (Δ) a lo largo de la pata # 1 del vuelo (resaltada en la figura) utilizando el promedio mensual de las temperaturas del mar Mediterráneo y (c) lo mismo utilizando la temperatura obtenida con datos del satélite NOAA el mismo día de las medidas.

En suma, los criterios que hemos utilizados para desagregar los datos de precipitación total diaria en sus componentes principales son los siguientes:

Precipitaciones de frentes atlánticos (clásicos). Son más frecuentes desde principios de otoño a finales de primavera.

- Las cantidades de agua precipitada se atribuyen a esta clase cuando se detecta claramente el paso de un sistema frontal.

Tormentas de verano. En esta categoría se consideran las tormentas resultantes de la brisa combinada. Tienden a formarse sobre las montañas costeras a 60-80 Km de la costa y son más frecuentes desde abril a septiembre. Durante la noche migran hacia el Este (la costa) durante su fase disipativa.

- Las cantidades se agrupan en esta clase cuando se observa la formación de la Baja Térmica Ibérica a las 12:00 UTC y/o 18:00 UTC el día del evento.

Temporales de levante (frentes fríos de retroceso): Estas precipitaciones están asociadas con ciclogénesis mediterránea, pueden ser muy intensas y ocurrir principalmente sobre el mar y zonas costeras desde otoño a primavera.

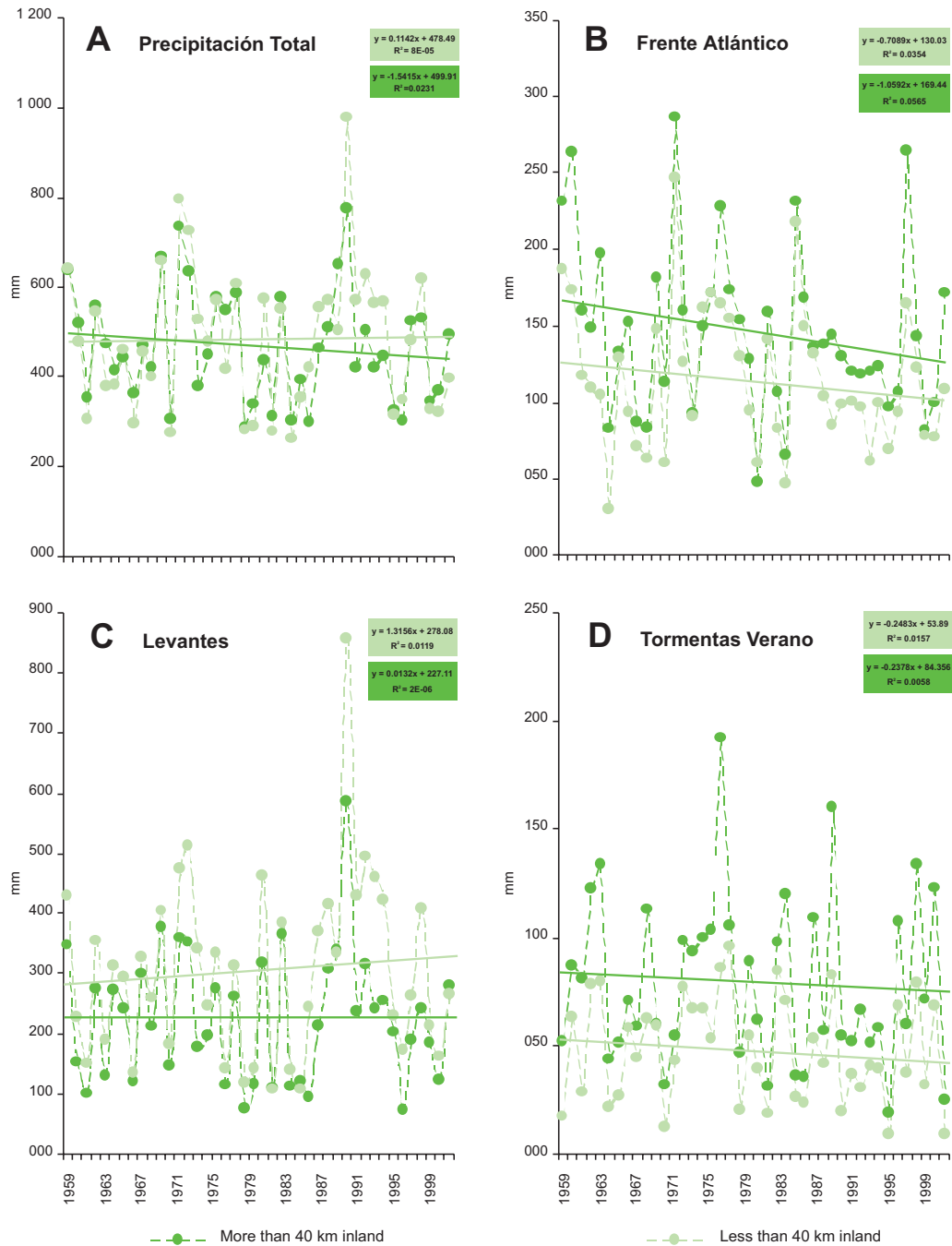
- Para esta categoría, las precipitaciones deben coincidir con advección del Este sobre la cuenca mediterránea occidental. Esto es, con un anticiclón de varios días sobre el centro de Europa acompañado, pero no necesariamente limitado, por la presencia de una depresión sobre la costa de África y/o un embolsamiento de aire frío en altura sobre la península Ibérica.

4. Cantidades de precipitación

El análisis de las cantidades de precipitación se ha hecho para los observatorios de la Comunidad Valenciana y zonas periféricas de Aragón a los que llega la brisa combinada en verano. Se han utilizado sólo los registros con series climatológicamente significativas (≥ 30 años) con registro diario. La desagregación de los componentes de la precipitación se ha limitado a los años 1959-2000, coincidiendo con la disponibilidad generalizada de mapas meteorológicos para España. Los criterios mencionados se han aplicado al análisis conjunto de las cantidades de precipitación y los mapas sinópticos de las 00:00, 06:00, 12:00 y 18:00 UTC de cada día en el período mencionado. Finalmente, los resultados se han separado para el subconjunto de observatorios en las montañas del interior ($a \geq 40$ Km. del mar), y para el subconjunto de la franja costera ($a < 40$ Km del mar). La Figura 3 muestra que durante los últimos 41 años:



Figura 3.
Promedio espacial de las precipitaciones para la región valenciana durante el período 1959-2001



(a) precipitaciones totales y contribuciones de: (b) frentes atlánticos, (c) temporales de levante (frentes fríos de retroceso), y (d) tormentas de verano.

- La precipitación media anual sobre la zona costera no ha cambiado significativamente.
- Por otra parte, la precipitación media en las estaciones del interior muestra una tendencia a disminuir.
- En este momento los frentes atlánticos contribuyen aproximadamente con un 20% al total. Su contribución muestra una tendencia decreciente en ambas sub-áreas, aunque es más marcada en la zona interior.
- Los temporales de levante contribuyen aproximadamente con un 65% del total de la precipitación. Este componente ha permanecido esencialmente constante sobre las zonas montañosas del interior, pero muestra una tendencia a aumentar en la costa.
- Actualmente las tormentas de verano contribuyen aproximadamente con un 11% del total y su contribución muestra una tendencia decreciente tanto en la costa como en el interior.
- Finalmente, y puesto que tanto las tormentas de verano como los temporales de levante se nutren de agua evaporada del mar Mediterráneo, la suma de estas contribuciones, esto es, el 75% de la precipitación, puede considerarse como una estimación aproximada de la auto precipitación (originada por evaporación dentro de la misma región).

El cambio apreciado en las zonas del interior puede atribuirse a la pérdida tanto de las tormentas asociadas con los frentes atlánticos como de las tormentas de verano. Por otra parte, la pérdida de precipitaciones de los frentes atlánticos y de las tormentas de verano sobre la zona costera parece quedar compensada por un aumento en las precipitaciones de los temporales de levante. Esta tendencia se ha analizado en más detalle y los resultados aparecen en la Figura 4. Los datos sugieren que el carácter de las precipitaciones en la región ha evolucionado hacia un régimen más torrencial, con la precipitación acumulándose en un número menor de eventos más intensos. Los datos también muestran un marcado aumento de las precipitaciones intensas en otoño, así como una tendencia a su aumento en la primera mitad del año (finales de invierno y primavera).

La disminución de precipitaciones frontales posiblemente se deriva de cambios en las condiciones sobre el Atlántico que no se analizan en este trabajo. Sin embargo, cálculos hechos a partir de los datos climatológicos y parámetros medidos durante los proyectos europeos, muestran que la brisa combinada transporta suficiente vapor de agua para alimentar precipitaciones equivalentes a varias tormentas de verano cada día. Las preguntas que surgen son: ¿por qué disminuyen las tormentas de verano en la fachada mediterránea?, y ¿por qué aumentan las precipitaciones torrenciales en otoño y primavera?

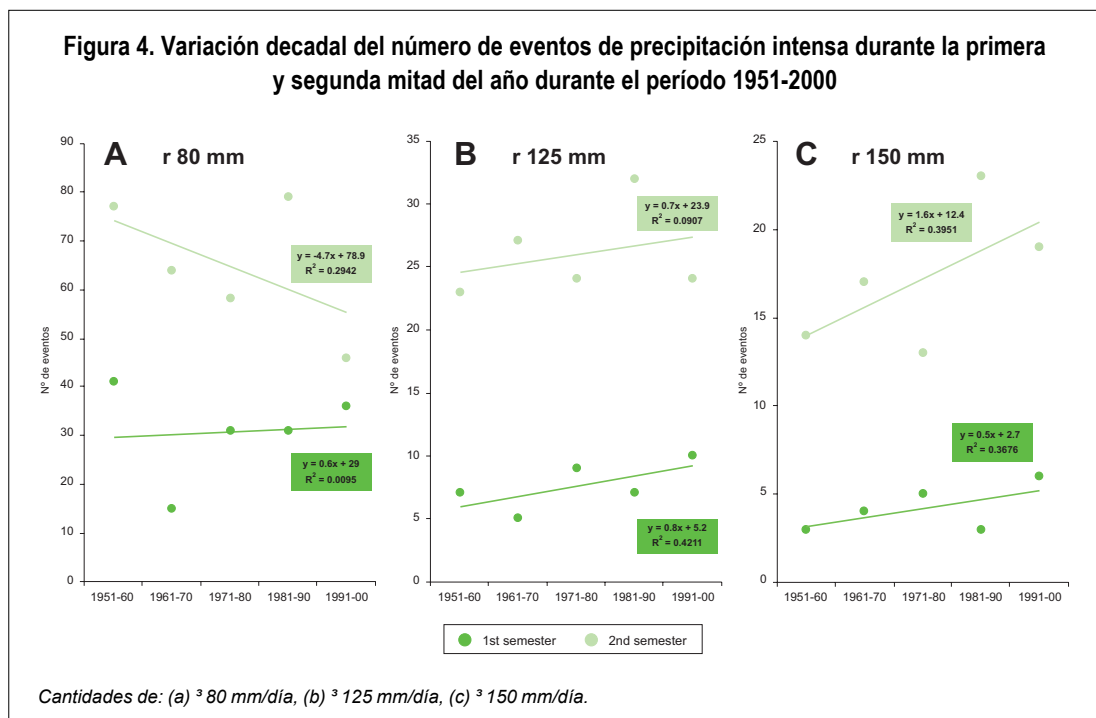


5. Calentamiento sobre el suelo

El confinamiento vertical de los flujos superficiales, y su homogeneidad horizontal, como muestra la Figura 2, simplifica mucho el análisis, ya que se pueden utilizar diagramas aerológicos para evaluar los resultados de las interacciones de las masas aéreas con la superficie y sus posibles retroalimentaciones.

La temperatura que gana el aire de la brisa combinada al pasar sobre el suelo calentado por el sol puede obtenerse en la parte superior de los perfiles de temperatura, correspondiente a los flujos de retorno, como muestra la Figura 2. Para excluir las ganancias debidas a la cesión de calor latente por condensación se han seleccionado los perfiles de ese día, al no haberse observado formación de nubes sobre las montañas los días anteriores. La temperatura potencial a ≈ 2.500 m s.n.m. es de 315° K, e indica que para cuando la masa aérea que deja la costa a $\approx 26^\circ$ C (299° K) llega a los flujos de retorno ha ganado $\approx 16^\circ$ K.

Aumentos de temperatura del mismo orden son consistentes con la mayoría de los perfiles experimentales obtenidos durante las campañas de mediciones en verano, y los valores de la temperatura potencial comprendidos entre 312° - 315° K parecen estar asociados con la parte superior de los flujos de retorno de las recirculaciones costeras. Si no hubiera otros procesos, la Figura 5 muestra que el nivel de formación de nube (NFN) obtenido en el cruce de la línea de temperatura potencial de 315° K y la línea de razón de mezcla de la temperatura del punto de rocío de 19° C en la costa, ocurriría por encima de ≈ 2.740 m de altitud. O sea, muy por encima de las cimas de las montañas en esta región (de 1.800 a 2.060 m).

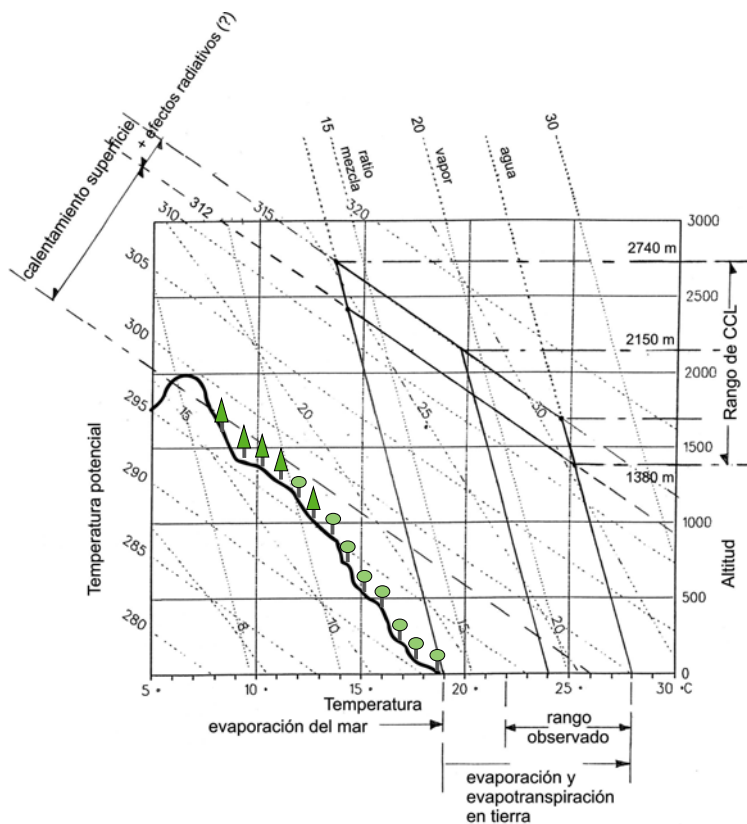


6. Evaporación y evapotranspiración

Para estimar la cantidad de vapor de agua que aporta la vegetación suponemos: (a) que la brisa combinada desplaza un volumen de aire 160 Km de largo y 250 m de alto, por unidad de distancia a lo largo de la costa, (b) que la evapotranspiración tiene lugar sólo a lo largo de los primeros 80 Km de recorrido, como distancia típica desde la costa a las cimas de las montañas, y (c) que la evapotranspiración tiene lugar durante el período de la brisa. La evapotranspiración actual estimada para esta región en verano varía entre 5 a 7 (+) litros de agua por m² por día, sobre zonas regadas, y de 1 a 3 litros por m² por día sobre las zonas más secas en las montañas del interior (maquia y pinares).

Para los cálculos se han tomado los valores de 6 l/m²/d a lo largo de los primeros 20 Km de recorrido de la brisa, y 2 l/m²/d a lo largo de los 60 Km restantes. Se obtiene que la vegetación contribuye ≈ 5 g/Kg de vapor de agua adicional al aire que parte de la costa (con ≈ 13.8 g/Kg) correspondiente a un punto de rocío de 19° C). Por lo tanto, para cuando la brisa llega a la cima

Figura 5. Emagrama que muestra los posibles niveles de formación de nube para las condiciones y procesos observados en la región.





de las montañas, la evapotranspiración ha incrementado la razón de mezcla del vapor de agua hasta unos 19 g/Kg, correspondiente a una temperatura de punto de rocío de $\approx 24^\circ \text{C}$. El rango de valores del punto de rocío observados experimentalmente en Valbona (Teruel) a 78 Km de la costa, es de 22°C a 28°C .

El diagrama en la Figura 5 muestra que el nuevo nivel de condensación, en el cruce de la línea de temperatura potencial de 315°K y la línea de la temperatura del punto de rocío de 24°C , desciende casi 600 m hasta unos 2.150 m de altitud, y lo pone mucho más cerca de las cimas montañosas. Finalmente, el nivel de condensación desciende hasta 1.700 m si se utiliza la razón de mezcla correspondiente a un punto de rocío de 28°C , y aún más, hasta $\approx 1.400 \text{ m}$, si se considera como límite del calentamiento del aire la temperatura potencial de 312°K .

7. Cambio de usos del suelo

El amplio rango de valores posibles del nivel de formación de nube, esto es de 1.400 m a 2.750 m, indica que ambos factores, calentamiento y evaporación a lo largo de la superficie, juegan papeles fundamentales en el desarrollo de las tormentas de verano en esta región, y muestra lo sensible que es el sistema a las variaciones en estos componentes. La humedad que añade la vegetación, y la evaporación en las marismas costeras, contribuye a bajar el nivel de formación de nube, propiciando la formación de las tormentas, y así se "ordeña" el vapor de agua disponible en el aire marino. Por tanto, aportar más vapor de agua tiende a propiciar las tormentas hacia un ambiente más húmedo.

Por otra parte, cualquier perturbación de las propiedades del suelo que tienda a sobrecalentar el aire en la brisa, p.ej. desecar el suelo, eleva el nivel de formación de nube y disminuye la posibilidad de que las tormentas se disparen. El mismo resultado se obtiene al disminuir las fuentes de evaporación y evapotranspiración en superficie, p.ej. secado de marjales costeros y/o cambios en el sistema de regadío de manta a goteo, o combinaciones de ellos.

La conclusión más importante es que en las recirculaciones costeras mediterráneas el vapor de agua es reciclado y el que añade la evaporación sirve como mecanismo de disparo para precipitar parte del vapor de agua evaporado sobre el mar, y si se sustrae agua al sistema, se debilita el mecanismo que activa dicha precipitación. Finalmente, si se considera el nivel de formación de nube a 2.150 m como adecuado para disparar las tormentas, y se considera que se precipita sólo la mitad del vapor de agua inicialmente disponible en la costa, unos simples cálculos muestran que el sistema retorna en forma de lluvia con más del doble del agua evaporada a lo largo del recorrido de la brisa.

8. Efectos de la contaminación atmosférica

Bajo la fuerte insolación de verano, las recirculaciones costeras se convierten en grandes reactores fotoquímicos naturales en los que las emisiones costeras de NO_x y otros precursores se transforman en oxidantes, compuestos ácidos, aerosoles y ozono. Las observaciones en los emplazamientos de montaña en la región dan valores medios diarios de ozono en el rango de 125 a 160 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ casi todos los días desde mayo a finales de agosto. Datos obtenidos a partir de mediciones con satélites de la NASA dan valores verticalmente integrados del orden de 50 a 55 Unidades Dobson durante el período de junio-agosto. Esto es, un promedio de 125 a 150 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ en una columna de 8.000 m.

Estos valores de ozono están siempre asociados con aerosoles, y existen actualmente varias propuestas a la CE para determinar el origen, composición, y efectos radiativos de éstos. Una de las hipótesis propuestas es que reflejan la radiación solar y producen un enfriamiento de la superficie. Por otra parte, nuestra hipótesis considera que la mezcla de aerosoles que dispersan la radiación solar, y gases de efecto invernadero (el O_3 es 200 veces más efectivo que el CO_2), da resultados similares a los observados (TRAVIS *et al.*, 2002) sobre el efecto de las estelas de condensación de los aviones, que producen un calentamiento neto.

No existen actualmente modelos adecuados para simular todos los procesos implicados. Sin embargo, una estimación de los resultados netos puede obtenerse combinando los datos de los perfiles de temperatura observados y la modelización numérica de alta resolución de los procesos meteorológicos solamente, como se muestra en la Figura 2. Las dos simulaciones tienen como objetivo explorar un amplio rango de posibilidades, ya que el efecto neto puede ser el calentamiento de la superficie del mar (mencionado en la siguiente sección).

En ambos casos el modelo simula adecuadamente el perfil de temperaturas por encima de 2.500 m. pero lo subestima por debajo de 2.200 m. En el primer caso las diferencias aumentan conforme se desciende y alcanzan valores medios de 2° - 3° K por debajo de 1.500 m. En el segundo caso, las diferencias entre los perfiles medidos y los simulados son más acusadas en los picos de temperatura (los estratos) asociados con el ozono y los aerosoles. Las diferencias aumentan desde $\approx 0.7^\circ \text{K}$ a 1.750 m de altura a más de 3° K para los estratos situados entre 750 y 500 m. de altura.

Dado el rango de temperaturas potenciales observado en los flujos de retorno, podemos considerar la línea de temperatura potencial de 312° K como el resultado del calentamiento sobre la superficie solamente, y que la línea de 315° K añade los efectos radiativos de los contaminantes. Por lo tanto, si suponemos que el efecto neto es calentar el aire superficial unos 3° K, la Figura 6 muestra que el efecto resultante es elevar 300 m el nivel de formación de nube del aire que llega a las cimas. Y al elevarlo, la probabilidad de que las tormentas maduren, o incluso de que lleguen a formarse nubes, disminuye.



9. Mecanismos de retroalimentación y efectos de escape

Cuando una tormenta madura, parte del vapor de agua en la brisa combinada cae en forma de lluvia, parte del calor sensible liberado se utiliza para alimentar la convección profunda y otra parte se va con los vientos en altura (entre 8.000 m y 11.000 m). El aire de la brisa se mezcla vigorosamente dentro de toda la troposfera y las circulaciones costeras pueden considerarse "abiertas" como en una circulación monzónica. Si el vapor de agua no llega a condensar, la Figura 1 muestra que sigue el mismo camino que el ozono y retorna hacia el mar con los flujos en altura. Mientras esta situación dura, las circulaciones se mantienen dominadas por los efectos orográficos que favorecen la recirculación vertical "cerrada". Por lo tanto, al elevar el nivel de formación de nube se activa un mecanismo que tiende a mantener la circulación cerrada y a aumentar la humedad sobre el mar hasta la altura que alcanzan las recirculaciones (de 2.500 a 3.000 m). Finalmente, la re-evaporación de las gotitas de los cúmulos que no maduran también aumenta el contenido de agua en la troposfera media y alta.

En este punto entran en juego el carácter auto-organizativo de las circulaciones costeras y los largos tiempos de residencia de las masas de aire en la región. La humedad añadida puede contribuir a crear una baja atmósfera anormalmente húmeda y potencialmente inestable donde cualquier desestabilizador, por ejemplo, la advección de aire frío en altura, puede disparar precipitaciones intensas. Si esto explica el incremento de los temporales sobre el mar y zonas costeras a finales de invierno y en primavera es otra cuestión a resolver. En cualquier caso una masa aérea extensa, profunda y cargada de agua puede ser advectada fuera de la región y dar lugar a precipitaciones intensas en otro lugar (¿Centro-Europa en la primavera del 2002?).

Finalmente, el vapor de agua es un gas de efecto invernadero y dados los largos tiempos de residencia, tendería a producir subidas en la temperatura de las superficies marítima y terrestre, que calientan las masas de aire en contacto con ellas. Un aumento en la evaporación sobre el mar incrementaría la cantidad de agua en la costa y tendería a bajar el nivel de formación de nube de la brisa combinada. Por otra parte, el calentamiento adicional del suelo tiende a elevar el nivel de formación de nube sobre las montañas del interior. Qué proceso es el dominante, y en qué orden, son otras de las cuestiones a resolver.

Otro factor es que el calentamiento del mar es más lento que el de la superficie terrestre, y es acumulativo. Puede aumentar adicionalmente la temperatura del mar a finales de verano, y esto favorece la intensidad de los temporales de levante. El atrapamiento radiativo (efecto invernadero) también reduce el enfriamiento de la superficie del mar durante el invierno, y propicia un calentamiento más rápido en primavera, y habría que determinar si esto explica los cambios observados en el régimen de lluvias cerca de la costa.

10. Discusión

Los resultados experimentales disponibles sugieren que, debido a la naturaleza recirculatoria de las brisas en la cuenca mediterránea occidental, el ciclo hidrológico en esta región ha ido derivando hacia un nivel crítico, esto es, cuando los niveles de formación de nube de las masas de aire superficiales se elevan por encima de las montañas costeras. Una vez alcanzado ese nivel cualquier perturbación adicional del aire en superficie, incluyendo su calentamiento por cualquier causa, o disminuyendo la evaporación y evapotranspiración, o combinaciones de éstos, pueden inclinar la situación hacia una pérdida adicional de tormentas de verano y la desertificación a escala regional.

Nuestras hipótesis de trabajo sobre las posibles causas de los cambios observados en el régimen de precipitaciones en la cuenca mediterránea occidental están relacionadas con: (a) cambios en las características y usos del suelo, y (b) cambios en la composición en la baja atmósfera por aumento de aerosoles, ozono y vapor de agua que producen un calentamiento adicional por efecto invernadero.

- Cambios de uso/propiedades del suelo que producen un aumento de la temperatura del aire en contacto con la superficie, elevan el nivel de formación de nube y tienden a disminuir la frecuencia de las tormentas de verano en las montañas del interior.
- El atrapamiento radiativo producido por los contaminantes atmosféricos parece estar sobrecalentando la masa aérea superficial hasta unos 3° C. Actualmente, esta perturbación puede inclinar el equilibrio, al elevar el nivel de formación de nube por encima de las montañas costeras y disminuir la frecuencia de las tormentas de verano.
- La naturaleza recirculatoria y los largos tiempos de residencia de las masas de aire en la región propician la acumulación de vapor de agua, que no ha precipitado, sobre el Mediterráneo, actuando como gas de efecto invernadero, y produciendo un calentamiento acumulativo del mar durante el verano. A su vez, la temperatura más alta del mar favorece la intensidad de las lluvias de otoño-invierno en cualquier punto de la cuenca.

En cuanto a las posibles retroalimentaciones climáticas del sistema atmosfera-tierra-vegetación-temperatura del mar, se pueden considerar:

1. Efectos a largo plazo, p.ej. menos tormentas en las montañas con retroalimentación positiva a través de pérdidas de vegetación (menos evapotranspiración) y aumento de calentamiento superficial (suelo más seco) hacia la desertificación,



2. Efectos retardados en el ciclo anual, p.ej. un Mediterráneo cada vez más caliente al final del verano conduce a retroalimentación positiva hacia temporales de levante más torrenciales e intensos. Además, las lluvias torrenciales pueden ocurrir en cualquier lugar de la cuenca y pueden dar como resultado riadas sobre la costa y laderas próximas, y
3. Finalmente, si la respuesta de las laderas a las riadas aumenta la erosión, se potencia la retroalimentación hacia la desertificación.

En el caso de la costa mediterránea española, el incremento de la agricultura de montaña comienza a finales de los 1500, y el pastoreo extensivo a principio de los 1700. Estas transformaciones incluyeron la tala de bosques y abancalamientos que incrementaron la erosión. El crecimiento del delta del río Ebro se produce, de hecho, en los siglos XVI y XVII (PUIGDEFÁBREGAS y MENDIZABAL, 1998). Las montañas de Almería estaban cubiertas de densos bosques de robles y encinas hasta que fueron cortados para alimentar las minas de plomo hace sólo 150 años (CHARCO, 2002), y quedaron como el desierto usado para producir películas del Oeste (Españeti Westerns). Finalmente, durante los últimos 2.000 años, y especialmente durante los siglos XIX y XX, las marismas y marjales costeros han sido desecados, inicialmente por razones de salud, p.ej. para eliminar la malaria, para cultivos y, más recientemente, para la construcción de casas e industrias.

Finalmente, hay otra conclusión a medio y largo plazo que puede derivarse de la naturaleza auto-organizatoria de las circulaciones costeras y de los largos tiempos de residencia de las masas aéreas en la baja troposfera en la región. Esto es, que cualquier perturbación significativa del ciclo hidrológico en cualquier parte de la cuenca occidental termina propagándose y afectando la cuenca entera, y posiblemente regiones colindantes, a través del mecanismo de acumulación de calor sobre la superficie del mar, que aumenta la ciclogénesis Mediterránea con lluvias torrenciales y riadas en cualquier parte de la cuenca.

Estas conclusiones pueden parecer conflictivas con las prácticas actuales de ahorro de agua de riego, pero están basadas en el análisis de resultados experimentales obtenidos en la región, y deberían tenerse en cuenta en el futuro diseño de políticas que afecten al ciclo hidrológico en la cuenca mediterránea.

Bibliografía

- BLUESTEIN, H.B. (1993): *Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes. Volume II: Observations and theory of weather systems*, Oxford University Press, UK, 594 pp.
- CHARCO, J. (Ed) (2002) *La Regeneración Natural del Bosque Mediterráneo en la Península Ibérica*, Ministerio de Medio Ambiente, DGCONA, Madrid, 308 pp.
- ESTRELA, M^a. J., PEÑARROCHA, D. y MILLÁN, M. M. (2000): "Multi-annual drought episodes in the Mediterranean (Valencia Region) from 1950-1096. A spatio temporal analysis", *Int. J. Climatol.* 20, pp. 1599-1618.
- GANGOITI, G., MILLÁN, M. M., SALVADOR, R. y MANTILLA, E. (2001): "Long-Range transport and re-circulation of pollutants in the Western Mediterranean during the RECAPMA Project". *Atmos. Environ.*, 35, pp. 6267-6276.
- HUSCHKE, R.E. Ed., (1959): *Glossary of Meteorology*, American Meteorological Society, Boston, Mass. USA, 638 pp.
- JIMÉNEZ, A., CALVO, E., MARTIN, C., PORCUNA, J. L., y SANZ, M^a. J. (2001): "Estudio de la interacción entre el ozono y el desarrollo de la virosis en el cultivo del tomate", *Agrícola verget* 231, pp. 141-150.
- MILLÁN, M. M., ARTIÑANO, B., ALONSO, L., CASTRO, M., FERNÁNDEZ-PATIER, R. y GOBERNA, J. (1992): "Meso-meteorological Cycles of Air Pollution in the Iberian Peninsula", (MECAPIP), Contract EV4V-0097-E, Air Pollution Research Report 44, (EUR N^o 14834) CEC-DG XII/E-1, Rue de la Loi, 200, B-1040, Bruselas, 219 pp.
- MILLÁN, M., ESTRELA, M^a. J. y CASELLES, V. (1995): "Torrential precipitations on the Spanish East coast: The role of the Mediterranean sea surface temperature", *Atmospheric Research*, 36, pp. 1-16.
- MILLÁN, M. M., SALVADOR, R., MANTILLA, E. y KALLOS, G. (1997): "Photo-oxidant dynamics in the Western Mediterranean in Summer: Results from European Research Projects", *J. Geophys. Res.*, 102, D7, pp. 8811-8823.
- MILLÁN, M. M., ESTRELA, M^a. J. y BADENAS, C. (1998): "Meteorological processes relevant to forest fire dynamics on the Spanish Mediterranean Coast", *J. Appl. Meteor.*, 37, pp. 83-100.
- MILLÁN, M. M., SANZ, M^a. J., SALVADOR, R. y MANTILLA, E. (2002): "Atmospheric dynamics and ozone cycles related to nitrogen deposition in the western Mediterranean", *Environmental Pollution*, 118, pp. 167-186.
- PASTOR, F., ESTRELA, M^a. J., PEÑARROCHA, D. y MILLÁN, M. M. (2001): "Torrential Rains on the Spanish Mediterranean Coast: Modelling the Effects of the Sea Surface Temperature", *J. Appl. Meteor.*, 40, pp. 1180-1195.



- PEÑARROCHA, D., ESTRELA, M^a. J. y MILLÁN, M.M. (2002): "Classification of daily rainfall patterns in a Mediterranean area with extreme intensity levels: The Valencia Region", *Int. J. Climatol.* 22, pp. 677-695.
- PORCUNA, J. L., SANZ, M^a. J., JIMÉNEZ, A., ESCRIBA, C., CALVO, I., MARTÍN, C., VEGA, J. M., ORTEGA, M. G., MORERA, B., MONTES, F., y PÁEZ, J. (2002): "Los fotooxidantes y los daños en patata en la cuenca mediterránea occidental", *PHYTOMA España* 141, pp. 20-25.
- PUIGDEFÁBREGAS, J. y MENDIZABAL, T. (1998): "Perspectives on desertification: Western Mediterranean", *Journal of Arid Environments*. 39 (2), pp. 209-224.
- SALVADOR, R., CALBÓ, J. y MILLÁN, M. M. (1999): "Horizontal grid selection and its influence on mesoscale model simulations", *J. Appl. Meteorol.*, 38, pp. 1311-1329.
- SANZ, M^a. J. y MILLÁN, M. M. (1998): "The dynamic of aged airmasses and ozone in the Western Mediterranean. Relevance to forest ecosystems", *Chemosphere* 36, pp. 1089-1094.
- SANZ, M^a. J., CARRATALÁ, A., MANTILLA, E., DIEGUEZ, J. J., y MILLÁN, M. M. (1999): "Daily Ozone Patterns and AOT40 Index on the East coast of the Iberian Peninsula", *Physics and Chemistry of the Earth* 24, pp. 491-494.
- SANZ, M^a. J., PORCUNA, J. L., MARTÍN, C., CALVO, E., JIMENEZ, A., SAEZ, E., y GOMEZ, J. (2000): "Ozone influence on viral infection levels in Galia type of melon (variety Yupi)", en: 31 Air pollution workshop. Auburn, Alabama (USA).
- SANZ, M^a. J., MARTÍN, C., CALVO, E., CÁMARA, P., JIMENEZ, A., y PORCUNA, J. L. (2001): "Daños visibles por ozono en distintos cultivos mediterráneos", *PHYTOMA España* 131, pp. 14-26.
- SANZ, M^a. J., PORCUNA, J. L., CALVO, E., y MARTÍN, C. (2002a): "Artichoke cultivars (var. "Blanca de Tudela") under elevated ozone concentrations", *The Scientific World* 2, pp. 811-817.
- SANZ, M^a. J., CARRATALÁ, A., GIMENO, C., y MILLÁN, M. M. (2002b): "Atmospheric nitrogen deposition on the east coast of Spain: relevance of dry deposition in semi-arid Mediterranean regions", *Environmental Pollution* 118, pp. 259-272.
- TRAVIS, D. J., CARLETON, A. M. y LAURITSEN, R. G. (2002): "Contrails reduce daily temperature range", *Nature*, 418, pp. 601.