

Cambio Climático, Ciclo Hídrico y Procesos de Retroalimentación en el Sur de Europa y Cuenca Mediterránea [S]

Millán M. Millán, Dr. Ing. Ind., Ph.D.

Director Ejecutivo de la Fundación CEAM

Miembro del Grupo Asesor Externo del 6º Programa Marco de Investigación de la Comisión Europea en el Área de "Global Change and Ecosystems"

Introducción

La Figura 1 muestra un diagrama que relaciona los procesos atmosféricos específicos en la Península Ibérica y Cuenca Mediterránea Occidental (CMO), con sus posibles retro-alimentaciones climáticas desde la escala local a la regional-europea (1) y global (2, 3). Las hipótesis que contiene son resultado de diecisiete proyectos de investigación en Medio Ambiente y Clima financiados por la Comisión Europea desde 1974 hasta el presente (2006).



Figura 1. Bucles de retro-alimentación entre las perturbaciones de cambios de usos de suelo en la Cuenca Mediterránea Occidental y el sistema climático a escalas local, regional y global. Las flechas azules marcan la ruta del vapor de agua y las negras los procesos que se derivan en cada estadio de la ruta. Los resultados finales se marcan en otros colores, y los umbrales críticos están recuadrados en rojo

Procesos atmosféricos

El Entorno

El sistema consiste en: (a) una interfase continental alta (la Península Ibérica) que separa el Océano Atlántico de (b) un mar interior profundo (Cuenca Mediterránea Occidental) totalmente rodeado de montañas en las latitudes subtropicales, (c) condiciones anticiclónicas semi-permanentes durante casi siete meses del año, y (d) las actuales propiedades de la cubierta vegetal en las tierras que rodean la cuenca Occidental.

Mecanismos

Las laderas de las montañas que respaldan la costa mediterránea española están orientadas al Sur y Este, y favorecen el desarrollo temprano de los vientos de ladera después de la salida del sol. La brisa de mar inicia su desarrollo unas horas más tarde, y penetra hacia el interior incorporando de forma escalonada y sucesiva (i.e., en pasos o saltos discretos) las celdas circulatorias de los vientos de ladera ya formadas (4). La circulación resultante (Brisa Combinada) es más intensa que la suma de sus componentes (5, 6).

En cada paso de este proceso se producen inyecciones verticales en el frente de la brisa, que ganan en profundidad según progresa la brisa y va alcanzando las cimas montañosas del interior. A estas inyecciones orográfico-convectivas, propiciadas por las laderas, las denominamos "**chimeneas orográficas**". La masa de aire inyectada tiende a estabilizarse por debajo de su altura máxima de inyección e inicia su desplazamiento hacia el mar con un flujo de retorno a su altura. De este modo, durante la entrada de la brisa combinada se van generando una serie de estratos que se desplazan hacia el mar a diferentes altitudes. En general, las inyecciones a más altitud forman estratos más largos (más tiempo de recorrido en retorno).

Durante su recorrido por la superficie el aire de la brisa gana calor sensible (temperatura potencial) por intercambios directos con el suelo calentado por el sol. También incorpora el vapor de agua procedente de la evaporación y evapo-transpiración de la superficie, suelo y cubierta vegetal. La humedad relativa en cualquier punto de su desarrollo depende del balance entre estos dos componentes: calor sensible ganado y el vapor de agua acumulado. Y, si se alcanza el nivel de condensación, se puede disparar una tormenta en la "chimenea orográfica" del frente de brisa, en cualquier estadio de su entrada.

Si esto ocurre parte del vapor de agua y otros componentes de la brisa (p.ej., contaminantes emitidos en la costa y sus productos de reacción) precipitan al suelo. El calor latente liberado en la

condensación contribuye al desarrollo de la convección profunda, que mezcla el resto de los componentes dentro de la troposfera (incluyendo el vapor de agua que no llega a precipitar), y los vientos en altura pueden ventilar estos componentes hacia otros lugares. En esta situación las circulaciones costeras se consideran "**abiertas**".

Si, por el contrario, la brisa no recoge la suficiente cantidad de vapor de agua para compensar el calentamiento del aire a lo largo de su recorrido (su ganancia en temperatura potencial), el nivel de condensación en la "chimenea orográfica" va ascendiendo y llega a elevarse por encima de las montañas costeras. En este caso, o no se produce condensación, o se forman cúmulos con poco desarrollo vertical (*), y las circulaciones permanecen "**cerradas**" con las características siguientes:

1. Las brisas combinadas tienden a auto-organizarse a escala regional dando lugar a la formación de líneas de convergencia que se sitúan sobre las cadenas montañosas que rodean la CMO. Datos experimentales muestran que las brisas pueden llegar a más de 100 Km de la costa,
2. Los datos disponibles indican que las "chimeneas orográficas" pueden alcanzar más de 5,5 Km de profundidad a finales de la tarde, i.e., alturas de ≈ 3000 a 3500 m sobre montañas de ≈ 2000 m de altitud a ≈ 80 Km de la costa (Figura 2),
3. Imágenes del satélite METEOSAT muestran que los componentes (humo en este caso) inyectados en los flujos de retorno a media tarde pueden viajar más de 280 Km, hacia el centro de la cuenca en unas pocas horas.
4. Para mantener la continuidad de los flujos durante estos procesos se genera un hundimiento compensatorio (subsistencia) sobre el mar que crece en extensión, y alcanza las zonas costeras durante la tarde (Figura 3).
5. La subsistencia se consolida sobre toda la cuenca occidental durante la tarde. Sobre el centro de la cuenca Balear se han documentado velocidades de hundimiento de 15-25 cm/s, a 3500 m de altura (16:00 UTC, el 7 de julio de 1991).
6. Adicionalmente, la subsistencia confina la profundidad de los flujos de las brisas en superficie, a menos de ≈ 200 -300 m altura, durante todo su recorrido de la costa hasta las chimeneas orográficas del interior.
7. Como resultado, las masas de aire implicadas en estos procesos tienen volúmenes limitados. Por ejemplo, una longitud de 120 Km a 160 Km hacia el interior, y unos 200 m a 250 m de altura, por cada unidad de ancho a lo largo de la costa.

* "En otros casos se desarrollan cúmulos profundos (cumulus congestus), a horas más avanzadas de la tarde, y la tormenta o no alcanza la fase de madurez o, si se desarrolla, tiene poca duración. Información de este tipo, procedente de distintas zonas del Mediterráneo, había ido llegando a la Comisión Europea desde 1974. Y, en 1994 se decidió aplicar la información obtenida en los "Proyectos Mediterráneos" de la CE para analizar esta situación"

Otros aspectos importantes durante el ciclo diurno de estas recirculaciones verticales son:

- Después de la puesta del sol cesan las circulaciones descritas, y se inician otras (más débiles) de signo contrario. Esto es, el desarrollo de flujos de derrame (terrales) en las zonas costeras que producen una ascendencia generalizada de las masas de aire situadas sobre el mar durante la noche.
- Durante esta parte del ciclo los estratos formados sobre el mar tienden a re-distribuirse en altura en función de su temperatura potencial.
- De este modo el nuevo sistema de estratos formado a últimas horas de la tarde alcanza su máxima profundidad durante la noche siguiente, y puede llegar a superar los 4500 m de profundidad sobre el mar (8).
- La mañana siguiente se reinician las brisas de mar y de ladera, y el ciclo comienza de nuevo,
- De este modo se produce una recirculación vertical sobre toda la cuenca mediterránea occidental que tiende a acumular los componentes emitidos en las costas, y el vapor de agua que no ha precipitado, en estratos sobre el mar,
- Los resultados, utilizando medidas satelitarias de la columna vertical de vapor de agua, lo ilustran las Figuras 4 y 5.
- Se estima que la subsidencia neta sobre el mar es del orden de 1500 m durante el período solar, y sugiere que cada día se recicla $\approx 1/3$ de la masa de aire acumulada sobre el centro de la cuenca los días anteriores (*),
- Finalmente, el calentamiento (pseudo-adiabático) por la subsidencia en los flujos de retorno tiende a re-evaporar, y disipar las gotitas formadas, en nubes que hayan alcanzado poco desarrollo vertical sobre las chimeneas orográficas.
- Un proceso similar puede ocurrir si se producen nubes de poca profundidad en la parte superior del sistema de estratos durante la noche, que se re-evaporan como consecuencia de la subsidencia compensatoria la mañana siguiente.

Consecuencias

Como resultado de estos mecanismos, los estratos formados sobre el mar por las circulaciones "**cerradas**" pueden contener tanto los componentes iniciales presentes en la brisa, como los productos resultantes de sus reacciones en fase seca (foto-oxidantes), y otros productos resultantes de reacciones en fase heterogénea. Por ejemplo, la sulfatación y nitrificación de las partículas

* "Esta información se utiliza al interpretar los datos del vapor de agua obtenidos con el satélite MODIS de la NASA en las Figuras 2 y 3"

después de haber actuado como núcleos de condensación, formando gotitas, en nubes que se re-evaporen posteriormente.

El nivel de condensación del aire en la brisa con respecto a la altura de las montañas costeras puede considerarse como el "**umbral crítico**" que determina: si las circulaciones son "**abiertas**", y se desarrollan tormentas durante la tarde, o si permanecen "**cerradas**", manteniendo los flujos de retorno y la acumulación de vapor de agua y contaminantes en estratos sobre el mar. Y, puesto que el nivel de condensación depende del balance entre la ganancia de temperatura potencial y el vapor de agua que acumula la brisa a lo largo de su recorrido, las características y el estado de la superficie son los que determinan, en último lugar, el comportamiento del sistema.

Finalmente, mientras las circulaciones permanecen cerradas la pérdida de las tormentas aumenta la sequía sobre las zonas del interior de la región. Esto da lugar a suelos más secos, y a menos evaporación, que elevan más aún el nivel de condensación del aire de la brisa, dando lugar a menos tormentas, ... y constituyendo el primer bucle de retro-alimentación hacia la desertificación (7).

Los procesos descritos dominan desde aproximadamente mediados de abril hasta mediados de octubre. Los períodos de recirculación vertical-acumulación sobre el mar pueden durar de 3 a 10 días, y cesan cuando una borrasca transitoria, o una depresión fría en altura, ventilan total o parcialmente la masa de aire acumulada. Y, una vez pasado el transitorio las recirculaciones se inician de nuevo. La estadística disponible indica que el número y la duración de los períodos varían durante el verano. El número máximo (cinco) tiende a ocurrir en julio, con una duración media de 4 días, mientras que los períodos más largos tienden a ocurrir en agosto (tres) con una duración media de 5 días.

Así que, en contraste con otras regiones europeas dominadas por advección, en la Cuenca Mediterránea Occidental el vapor de agua, los contaminantes y sus productos de reacción pueden acumularse sobre el mar (Figuras 4, 5 y 6). De modo que en unos pocos días (9), y sin necesidad de una evaporación tan intensa como en las zonas tropicales, estos mecanismos pueden generar una gran masa de aire húmedo, contaminado, y potencialmente cada vez más inestable. Finalmente, la Figura 6 muestra como la masa de aire acumulada puede alimentar una depresión con trayectoria tipo V_b y contribuir a las inundaciones de verano en el Centro de Europa (1).

La situación descrita domina actualmente a lo largo de las costas mediterráneas del norte de África, la península ibérica, sur de Francia y sur de Italia desde finales de primavera hasta principios de otoño, bajo las condiciones actuales de usos del suelo. Éstas, a su vez, parecen ser resultado de interacciones y retro-alimentaciones acumuladas durante los últimos 2000 años (10), y aceleradas en los últimos 30 años.

Otro factor más reciente es el aumento de emisiones de contaminantes atmosféricos en la cuenca, que añaden aerosoles, ozono (11, 12) y otros gases con un efecto invernadero muy superior al del CO₂ (p.ej. el ozono troposférico, unas 200 veces más eficiente). Estos componentes recirculan junto con el vapor de agua, y una de las hipótesis actuales es que su efecto invernadero sobre la cuenca puede aumentar la temperatura del aire superficial (i.e., por debajo de unos 2500 m de altura sobre el mar) entre 1° y 3° C en verano. Esto representa una subida de entre ≈ 100 y 300 m en el nivel de condensación del aire de la brisa. Y, puede haber sido el desencadenante de los procesos de retro-alimentación en un sistema ya al borde de su umbral crítico como resultado de las perturbaciones a los usos del suelo acumuladas en esta región.

El segundo bucle lo origina el efecto invernadero de los gases, partículas, y vapor de agua acumulados sobre el mar, que produce un calentamiento adicional (acumulativo) del Mediterráneo durante el verano y puede, a su vez, alimentar lluvias más intensas e inundaciones en otoño e invierno (13). Sin embargo, los embolsamientos de agua caliente se mueven dentro de la cuenca y hace que las lluvias torrenciales puedan ocurrir en cualquier punto de ella. Por tanto, este bucle tiende a propagar los efectos de las perturbaciones en una parte de la cuenca a otras partes de la cuenca, de forma aleatoria y con un retraso de tres a seis meses. Adicionalmente, el Mediterráneo cada vez más cálido a finales de invierno y primavera también puede contribuir a un aumento de lluvias intensas en el Centro y Este de Europa (esta conexión no se muestra en la Figura 1).

Las conexiones Atlántico-Globales se inician cuando el vapor de agua acumulado migra fuera de la región y contribuye a las precipitaciones en otros lugares, p.ej., lluvias intensas de primavera-verano sobre el Centro y Este de Europa (Figura 6). Adicionalmente, las Figuras 4, 5 y 6 ilustran la evolución de la cantidad de vapor de agua acumulado en agosto durante los últimos años (2000, 2002-2004) y sugieren, por una parte, los posibles cambios en su efecto invernadero sobre el mar y, por otra, el aumento de la cantidad de agua disponible para su advección fuera de la región.

La pérdida del vapor de agua, que debería haber precipitado sobre el mar o sobre las montañas que rodean la cuenca, altera el balance evaporación/auto-precipitación en la cuenca occidental, y aumenta la salinidad del agua profunda que fluye por Gibraltar hacia el Atlántico (Figura 7). La salida de agua más salada al Atlántico potencia uno de los "tipping points" (ruptura del equilibrio) del sistema climático global (15). Cómo el incremento de salinidad afecta el paso de las borrascas atlánticas a través de la Oscilación del Atlántico Norte (índice NAO), y a qué escala de tiempo opera, son dos nuevas cuestiones.

Alternativamente, la masa de aire acumulada sobre la cuenca occidental puede salir por el canal de Sicilia, seguir el corredor del sur del Atlas hacia el Atlántico por las islas Canarias (3), e iniciar un

cuarto bucle. A lo largo de este recorrido, los vientos de ladera en la falda sur del Atlas también pueden producir ciclos recirculatorios verticales. La columna de polvo resultante (hasta ≈ 7 Km de altitud) en marzo, ya ha sido documentada por la NASA (16). El polvo sahariano que cruza el Atlántico, junto con el aerosol marino (sal), y otros componentes (polen), actúan como núcleos de condensación en la formación de huracanes y depresiones extratropicales en el Caribe (17, 18, 19). En este caso, la masa aérea húmeda y contaminada actúa como fondo en el que se pueden producir reacciones heterogéneas adicionales con el polvo sahariano, y cambiar sus características físico-químicas antes de cruzar el Atlántico hacia el Caribe (2, 3). Por ejemplo, en cúmulos de poca profundidad formados por los vientos de ladera en el Atlas Sahariano durante el día, que se re-evaporen durante la tarde-noche. Las cuestiones son: cómo los contaminantes y vapor de agua en la masa de aire que sale de la cuenca occidental contribuyen a la sulfatación y nitrificación del polvo sahariano que cruza el Atlántico, cómo estos cambios contribuyen a afectar las depresiones extratropicales y los tornados en el sur de los Estados Unidos y, en último lugar, cómo se afecta la NAO y el comportamiento de las borrascas atlánticas.

El efecto combinado de las dos rutas en el ciclo Atlántico-Global (Figura 1) podría ser la disminución de las precipitaciones de origen frontal sobre la fachada atlántica de la península ibérica (Portugal y cornisa cantábrica española), y sobre el sur de Francia, concurrente con un aumento de lluvias de verano e inundaciones sobre las islas Británicas. Y ambos efectos parece que ya se están detectando. Así, el efecto de las perturbaciones del uso del suelo en las costas mediterráneas, y el efecto invernadero de los contaminantes atmosféricos emitidos en ellas, pueden propagarse al sistema climático Global con tiempos que pueden variar entre semanas para la ruta atmosférica-Caribe, a años (10 a 20 ?) para la perturbación oceánica-válvula salina.

Conclusiones

Los datos y los análisis disponibles, y las cuestiones e hipótesis que se plantean en este trabajo han sido presentados por el autor en las reuniones del Grupo Asesor Externo en Global Change and Ecosystems de la DG RTD (Investigación), del que es Chairman el Prof. H.J. Schellnhuber. Y, se han debatido extensamente desde el año 2002 hasta el presente. Las retroalimentaciones climáticas que se plantean son relevantes para los impactos del cambio climático en la cuenca mediterránea y para las nuevas políticas del agua de la UE. Como resultado, la Comisión Europea ha incluido entre las prioridades científicas del 6º Programa Marco de Investigación una serie de temas en los que se hace mención específica de los "feedbacks" y/o de los efectos del Mediterráneo. Y, en su última convocatoria (de julio 2005) incluyó los temas siguientes:

- I.1.1 Regional carbon and greenhouse gas budgets
- I.2.2 Atmospheric aerosols and climate forcing
- I.3.1 Climate change impacts in the Mediterranean area
- II.1.1 Global water cycle, water resources and droughts
- II.1.2 Flash-flood forecasting
- II.4.1 Water scenarios for Europe and for neighbouring countries
- IV.1.1 Combat land degradation and desertification

Notas Complementarias ^[S1]

El contenido de este trabajo ha sido presentado por el autor y debatido dentro del EAG de la CE en Global Change and Ecosystems del 6º PM. La Figura 1 y los datos del MODIS han sido preparados específicamente para el trabajo:

“Mediterranean (meso)meteorology and vertical recirculations: MODIS evidence of an accumulation mode and possible climatic implications”

por: Millán M. Millán^{*}, Lucio Alonso[#], M^a.J. Estela^{*}, E. Mantilla^{*}, Jose Jaime Dieguez^{*}, Gorka Perez-Landa^{*}, Gotzon Gangoiti[#], y Marino Navazo[#] (^{*}CEAM, [#]ETSII-UPV), para su publicación en el *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*. El resto de su contenido ha sido previamente publicado en las referencias: 1, 3, 7, 9, 13, 15, y 20.

The MODIS images used in this study were acquired using the GES-DISC Interactive Online Visualization and Analysis Infrastructure (Giovanni) as part of the NASA's Goddard Earth Sciences (GES) Data and Information Services Center (DISC)

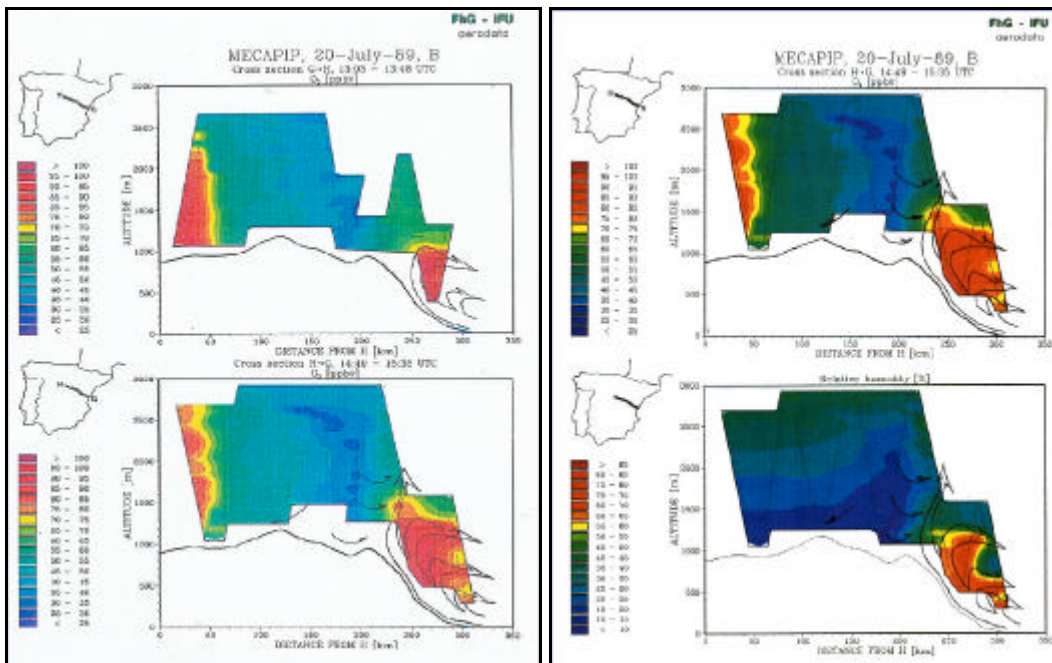


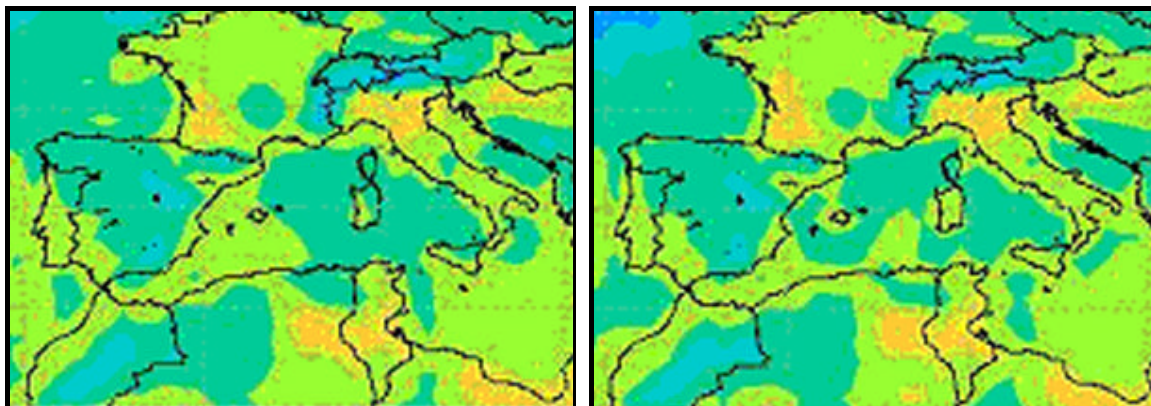
Figura 2. (izquierda) Entrada de la brisa combinada (i.e., brisa de mar con los vientos de ladera) a lo largo del Valle del Mijares en Castellón a las 13:03-13:48 UTC y a las 14:49-15:35 UTC, del 20 de julio de 1989, documentada con las medidas de un avión instrumentado durante el proyecto europeo MECAPIP (1988-1991). En estos gráficos el ozono se utiliza como trazador de oportunidad de los flujos. Las flechas que muestran la posición aproximada de los flujos de retorno y los estratos formados en los dos estadios de la entrada, se han elaborado a partir del campo de vientos medido por el propio avión. La traza del trayecto aparece sobre la silueta de la península situada a la izquierda de los gráficos y tiene un recorrido total de 350 Km. El origen del transecto se ubica aproximadamente sobre la vertical de Guadalajara. Para otras referencias se puede indicar que Teruel está en el valle situado a unos 190 Km del origen, y que el final del trayecto está a ≈ 40 Km de la costa en línea con la plataforma para la carga de crudo situada sobre el mar, frente de la refinería de Castellón.

El gráfico inferior izquierdo muestra el frente de la brisa al Este de Teruel, a más de 80 Km de la costa, con una chimenea que supera los 2000 m. La modelización meso-meteorológica de alta resolución para sustituir la falta de datos experimentales a más altura, indica que la inyección alcanzó ≈ 4700 m. Este mismo gráfico se muestra a la derecha (superior), junto al de la humedad relativa (inferior), medida durante el mismo vuelo.

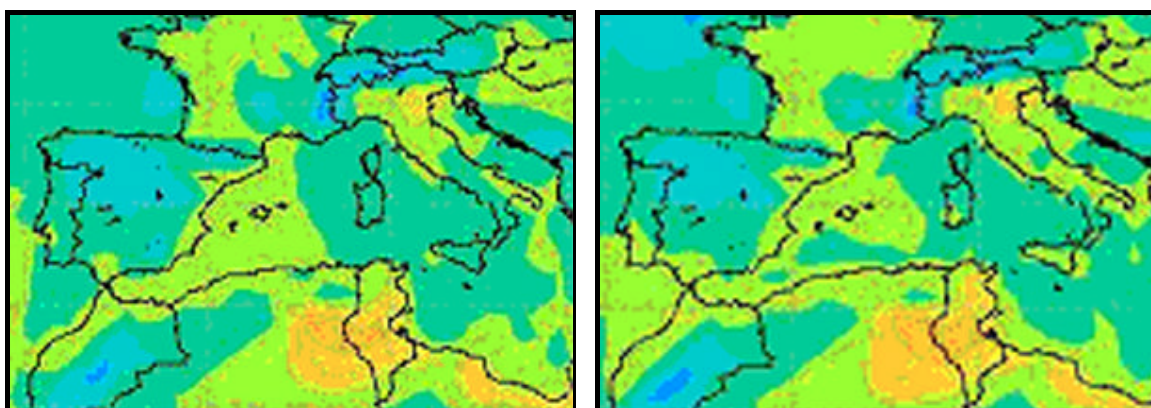
Los gráficos de la derecha muestran que el vapor de agua sigue el mismo camino que otros componentes de la brisa (ozono) cuando no se produce precipitación, retornando hacia el mar en altura y formando estratos. También sirve para ilustrar las características de los datos Día del sensor MODIS-Terra (14), en su órbita síncrona a las 10:30 UTC, que muestra la Figura 3 (izda.). A esa hora, los valores de vapor de agua medidos sobre la vertical de las chimeneas orográficas de los frentes de las brisas pueden ser superiores a los medidos sobre el mar, donde la fracción restante es $\approx 4/6$ ($= 6/6 - 1/3$) del máximo acumulado durante la noche (ver texto).

MODIS-Terra: 10:30 UTC

MODIS-Aqua: 13:30 UTC



Agosto 2003 Producto Día



Agosto 2004 Producto Día

Figura 3. Detalle de los promedios mensuales de las columnas de vapor de agua en agosto de los años 2003 y 2004, medidas por el satélite MODIS-Terra (14) con órbita descendente y paso ecuatorial a las 10:30 UTC (izquierda), y por el satélite MODIS-Aqua con órbita ascendente y paso ecuatorial a las 13:30 UTC (derecha). Cuando pasa el Terra las circulaciones costeras tienen sólo una o dos horas de desarrollo, y la subsidencia compensatoria sobre el centro de la cuenca no se ha generalizado. Cuando pasa el Aqua, las circulaciones están mucho más desarrolladas, la subsidencia se ha consolidado sobre el mar, pero los nuevos estratos formados por los flujos de retorno en altura aún no han llegado al centro de la cuenca. Comparando las imágenes se puede observar la disminución del valor de columna de agua sobre la cuenca Balear a primeras horas de la tarde con respecto a los valores de la mañana. De esta manera se puede detectar como las masas de aire en la cuenca se hunden (pérdida de valor en la columna total sobre el mar) para compensar el volumen de aire que se desplaza hacia las costas, a lo largo de la superficie, para alimentar las brisas de mar (aumento del valor de columna sobre las costas). La detección de este proceso es posible porque a las 13:30 los nuevos flujos de retorno en altura no han tenido tiempo de reponer un volumen (columna) equivalente de vapor de agua sobre el mar. Los retornos a más altitud llegan al centro de la cuenca a últimas horas de la tarde, y la profundidad total de los estratos acumulados (en realidad sólo $\approx 5/6$ del máximo) se observa en los productos Día-Noche, como se describe en las Figuras 4 y 5.

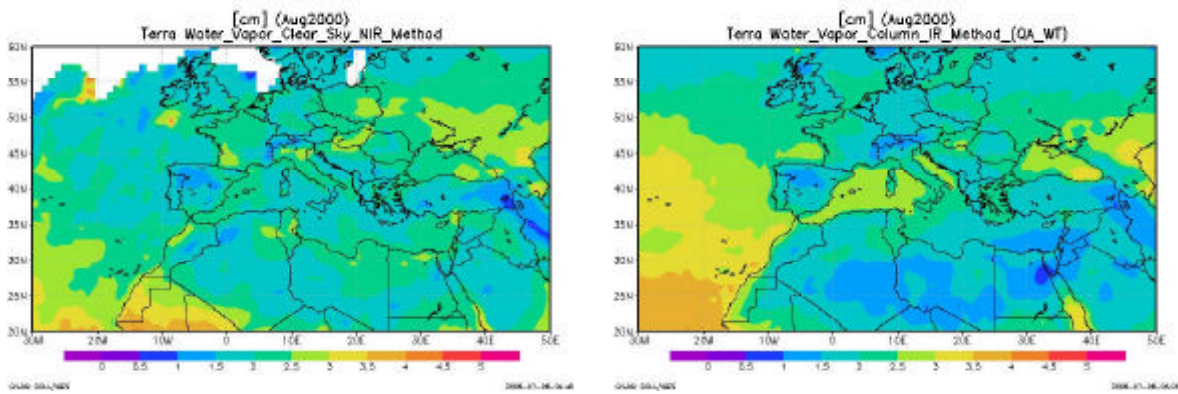


Figura 4. Promedios mensuales de la columna de vapor de agua en agosto 2000 medidos por MODIS-Terra, separando los obtenidos con el Producto Día (izquierda) y el Producto Día + Noche (derecha). El vapor de agua se utiliza como trazador de oportunidad de los flujos atmosféricos con ciclo diurno y muestra un patrón de distribución claramente diferenciado en todo el entorno mediterráneo. Los datos Día resaltan los bordes de la cuenca mediterránea, donde el satélite ve las columnas de vapor de agua (chimeneas orográficas) en el frente de las brisas combinadas sobre las montañas costeras (Figura 2), mientras que $\approx 1/3$ ($2/6$) de la masa de aire (y columna de vapor de agua) acumulada sobre el mar los días anteriores se hunde para alimentar el flujo superficial de dichas circulaciones. Esto se refleja en valores más bajos de la columna de vapor de agua sobre el centro de la cuenca (ver más detalles en la Figura 3). El producto Día + Noche muestra la media de las mediciones a las 10:30 UTC (día) más las de las 22:30 UTC (noche). Sobre los bordes de la cuenca da, esencialmente, la mitad de la medida diurna ($\approx 3/6$ de la columna total). Sobre el centro de la cuenca da el promedio del valor Día ($\approx 4/6$ del total) y del valor nocturno, más cercano al total ($6/6$) acumulado sobre el mar por las recirculaciones verticales el(los) día(s) anterior(es). El promedio es $\approx 5/6$, y resalta la cantidad acumulada sobre el centro de la cuenca. También se puede observar acumulaciones sobre el Mar Adriático, y el Mar Negro. Los productos MODIS dan sólo el contenido de agua en forma de vapor, y eliminan los datos en los píxeles donde se detectan nubes (agua condensada). Por esta razón los promedios tienden a dar valores anormalmente bajos sobre áreas donde se forman tormentas frecuentes los días de verano, p.ej. los Alpes, Apeninos y Atlas-Medio Atlántico (marroquí).

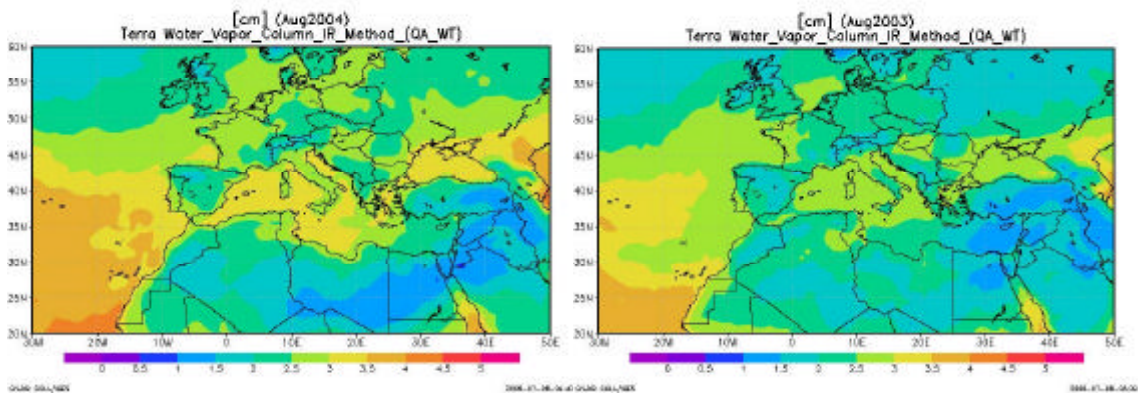


Figura 5. Promedios de los productos Día + Noche de la columna de vapor de agua en la troposfera para agosto del 2003 y del 2004, medidos por el satélite MODIS. Junto con los productos equivalentes (Día + Noche) en las Figuras 4 y 6, muestran la evolución del vapor de agua que se acumula sobre la Cuenca Occidental en Agosto, al no haber precipitado sobre las montañas que rodean la cuenca, durante los años 2000 y 2002-2004.

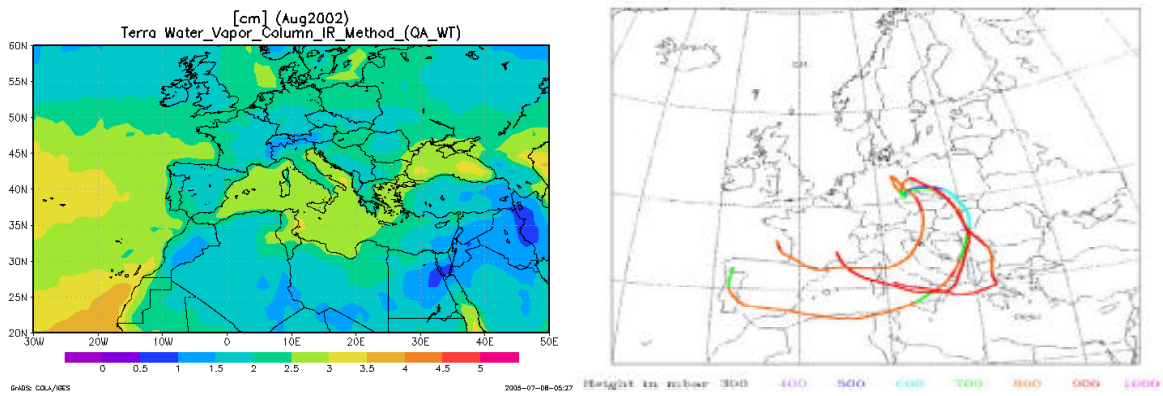


Figura 6. (izquierda), Promedio de los productos Día+Noche para agosto de 2002, que muestran $\approx 5/6$ del vapor de agua total acumulado sobre la cuenca Mediterránea Occidental y disponible para su advección a otras regiones. La derecha muestra las retro-trayectorias (tipo V_b) de las masas de aire que alimentaron las precipitaciones en Alemania y República Checa el 11-13 de agosto de 2002 (1). La evidente interconexión entre las diferentes escalas apunta las posibles importantes consecuencias que las perturbaciones a escalas local-regional podrían tener sobre todo el sistema climático global.

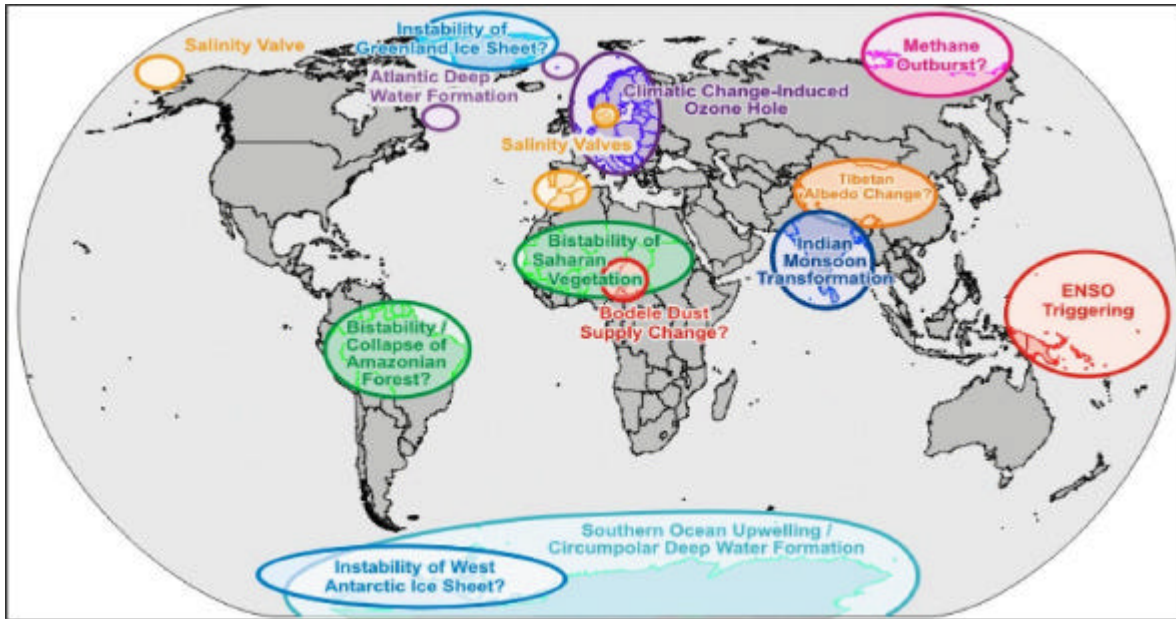


Figura 7. Muestra el mapa de puntos críticos del sistema climático global elaborado por el Prof. H. J. Schellnhuber (map of global "tipping points" in climate change, *Inventing an icon*), publicado el 24 de octubre de 2005: en la revista *Nature*, (437, 1238), que incluye la Válvula de Salinidad Mediterráneo-Atlántico. El Dr. Schellnhuber es chairman del Grupo Asesor Externo de la CE en "Global Change and Ecosystems", del que es miembro el autor de este trabajo.

Referencias Bibliográficas

1. Ulbrich, U., T. A. Brücher, A. H. Fink, G. C. Leckebusch, A. Krüger, G. Pinto, (2003). «The central European floods of August 2002: Part 2 - Synoptic causes and considerations with respect to climatic change». *Weather*, **58**, 371-377.
2. Prospero, J.M., P.J. Lamb (2003). «African droughts and dust transport to the Caribbean: Climate change implications». *Science*, **302**, 1024-1037.
3. Gangoiti, G., L. Alonso, M. Navazo, J. A. García, M. M. Millán (2006). «North African soil dust and European pollution transport mechanisms to America during the warm season: Hidden links shown by a passive tracer simulation». *J. Geophys. Res.*, 111, D10109, doi: 10.1029/2005JD005941.
4. Salvador, R., M. M. Millán, J. M. Baldasano (1997). «Mesoscale modelling of atmospheric processes over the western Mediterranean during summer». *Int. J. Environment and Pollution*. **8**, 513-529.
5. Mahrer, Y., R. A. Pielke (1977). «The effects of topography on the sea and land breezes in a two dimensional numerical model». *Mon. Weather Rev.* **105**, 1151-1162.
6. Miao, J-F., L.J.M. Kroon, J. Vilá-Guerau de Arellano, A.A. Holtslag (2003). «Impacts of Topography and Land Degradation on the Sea Breeze over Eastern Spain». *Meteorology and Atmospheric Physics*, **84**, 157-170 (2003).
7. Millán, M.M., M^a. J. Estrela, M^a. J. Sanz, E. Mantilla, & others (2005). «Climatic Feedbacks and Desertification: The Mediterranean model». *J. Climate*, **18**, 684-701.
8. Millán, M. M., R. Salvador, E. Mantilla, G. J. Kallos (1997). «Photo-oxidant dynamics in the Western Mediterranean in Summer: Results from European Research Projects». *J. Geophys. Res.*, **102, D7**, 8811-8823.
9. Gangoiti, G., M. M. Millán, R. Salvador, E. Mantilla (2001). «Long-Range transport and re-circulation of pollutants in the Western Mediterranean during the RECAPMA Project». *Atmos. Environ.*, **35**, 6267-6276.
10. Bolle, H.-J. (Ed.) 2003. *Mediterranean Climate*, Springer-Verlag, Berlin, New York, 372 pp.
11. Bastrup-Birk, A., J. Brandt, Z. Zlatev, I. Uría (1997). «Studying cumulative ozone exposures in Europe during a 7-year period». *J. Geophys. Res.*, **102, D20**, 23,917- 23,935.
12. Lelieveld, J., H. Berresheim, S. Borrmann, P. J. Crutzen, & others (2002). «Global Air Pollution Crossroads over the Mediterranean». *Science*, **298**, 794-799.
13. Pastor, F., M^a. J. Estrela, D. Peñarrocha, M. M. Millán (2001). «Torrential Rains on the Spanish Mediterranean Coast: Modelling the Effects of the Sea Surface Temperature». *J. Appl. Meteor.*, **40**, 1180-1195.

14. King, M. D., W. P. Menzel, Y. J. Kaufman, D. Tanré, B.-C. Gao, S. Platnick, S. A. Ackerman, L. A. Remer, R. Pincus, and P. A. Hubanks (2003). «Cloud and Aerosol Properties, Precipitable Water, and Profiles of Temperature and Water Vapor from MODIS». *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **41**, 442-458.
15. Kemp, M. (2005) «H. J. Schellnhuber's map of global "tipping points" in climate change, Inventing an icon». *Nature*, **437**, 1238.
16. Winker D. M., R. H. Couch, M. P. McCormick (1996). «An Overview of LITE: NASA's Lidar In-Space Technology Experiment». *Proceedings of the IEEE*, **VOL. 84**, 164-180.
17. Hamelin, B., F. E. Grouset, P. E. Biscaye, A. Zindler, J. M. Prospero (1989). «Lead isotopes in trade winds aerosols at Barbados: The influence of European emissions over the North Atlantic ». *J. Geophys. Res.*, **94**, 16,243-16250.
18. Savoie, D.L., J. M. Prospero, S. J. Oltmans, W. C. Graustein, K. K. Turekian, J. T. Merrill, H. Levy (1992). «Source of nitrate and ozone in the marine boundary layer of the tropical North Atlantic ». *J. Geophys. Res.*, **97**, 11,575-11589.
19. Savoie, D.L., R. Akimoto, W.C. Keene, J.M. Prospero, R.A. Duce, J.N. Galloway. (2002). «Marine biogenic and anthropogenic contributions to non-salt sulphate in the marine boundary layer over the North Atlantic Ocean». *J. Geophys. Res.*, **107(D18)**, 4356, doi:10.1029/2001JD000970.
20. Millán, M.M., M^a. J. Estrela, J. Miró (2005). «Rainfall Components Variability and Spatial Distribution in a Mediterranean Area (Valencia Region)». *J. Climate*, **18**, 2682-2705.