

MILLÁN MILLÁN MUÑOZ
Director Fundación CEAM

EL CAMBIO CLIMÁTICO, PROCESOS
Y EFECTOS EN LA CUENCA
MEDITERRÁNEA-COMUNIDAD
VALENCIANA



225 ANIVERSARIO



EL DIRECTOR
DE LA REAL SOCIEDAD ECONOMICA DE AMIGOS DEL PAIS

Se complace en invitarle a la Conferencia que se celebrará el día 2 de Octubre, a las 19:30 horas en el Centre Cultural de BANCAIXA, Plaza de Tetuán, 23, a cargo de:

D. Millán Millán Muñoz
(Director Fundación CEAM).

Sobre el tema: “El cambio climático, procesos y efectos en la Cuenca Mediterránea-Comunidad Valenciana”

Colabora: **BANCAIXA**

Valencia, octubre de 2002

225 ANIVERSARIO

RESEÑA PERSONAL

MILLÁN Millán Muñoz, Dr. Ingeniero Industrial, B.A.Sc., M.A.Sc., Ph.D. Es natural de Granada. En 1966 emigra a Canadá e ingresa en Barringer Research Ltd., en Toronto. Trabaja en el diseño de instrumentos electro-magnéticos y electro-ópticos para la exploración geofísica y la medida de gases en la atmósfera, mientras sigue su programa de estudios graduados en la Universidad de Toronto (UTIAS), donde obtiene el M.A.Sc. en Ingeniería Aeroespacial en 1969. En los años 1968-72 diseña el espectrómetro de correlación dispersiva COSPEC en un proyecto financiado por la NASA, que forma parte de su tesis doctoral en la Universidad de Toronto, donde obtiene el Doctorado (Ph.D.) en Física de la Atmósfera en 1972.

En 1972 se incorpora como investigador al Servicio Meteorológico del Ministerio del Medio Ambiente de Canadá (Atmospheric Environment Service, AES, Environment Canada) para dirigir el programa de dispersión de contaminantes emitidos por chimeneas altas, estudios meso-meteorológicos, transporte de penachos a largas distancias y lluvias ácidas. Fruto de estos trabajos ha sido la elaboración de metodologías para la medida remota de NO_2 y SO_2 en emisiones industriales y volcánicas, estudios de dispersión y medida de flujos trans-frontera, que han sido utilizados en más de 40 países.

En 1974 es nombrado asesor del Gobierno Canadiense a la Comisión de las Comunidades Europeas (CEC). En 1979 regresa a Barringer Research como Senior Staff Scientist, diseña el COSPEC V y organiza proyectos para los usuarios del COSPEC. A finales de 1981 regresa a España e ingresa en LABEIN (Bilbao) para dirigir el estudio de dispersión de contaminantes, y la optimización de la red de sensores de Bilbao para el Gobierno Vasco. En 1983 descubre los efectos de la Baja Térmica Ibérica sobre la dinámica de los contaminantes atmosféricos en España.

En 1986 ingresa en el CIEMAT (Ministerio de Industria, Madrid) para organizar la Unidad de Medio-ambiente convencional y desarrollar programas de investigación con la CEC y otras instituciones nacionales. En 1986 prepara el proyecto MECAPIP para la CEC, que se firma en 1988, y es el *único proyec-*

to de investigación concedido por la CEC a *un* investigador de *un solo país*. A éste siguen otros dos proyectos de la CEC para documentar los procesos meso-meteorológicos sobre el conjunto de la cuenca mediterránea. A partir de 1990 el estudio de estos procesos se incorpora como prioridad en los programas de investigación en Clima y Medio Ambiente de la Unión Europea.

En 1991 es nombrado Director del Centro de Estudios Ambientales del Mediterráneo (CEAM) en Valencia desde donde prosigue las investigaciones en química, dinámica atmosférica y meteorología en la cuenca mediterránea. En 1993 el CEAM consigue con el proyecto EUPHORE una Gran Instalación Europea para la Comunidad Valenciana. Actualmente, con 31 proyectos de la UE, el CEAM lidera varias áreas de investigación en los programas de Medio Ambiente, y Clima y Riesgos naturales de la UE.

Ha sido consultor de la OMS (WHO) y de la EPA (USA) en sus programas de contaminación atmosférica, y es asesor de la CEC y de otros países europeos en estos mismos temas. Ha impartido cursos especializados para la EPA, TVA, NASA, Ashland Chemicals, Ontario Hydro, South California Edison, APCA, ISPRA (CEC), CIEMAT, etc. Es autor de más de 50 publicaciones, y ha dirigido cuatro tesis doctorales. El COSPEC está considerado, actualmente, como un instrumento clave para el estudio de la dispersión de contaminantes en la atmósfera y para la predicción de erupciones volcánicas.

EL CLIMA, ALGUNOS CONCEPTOS

LA temperatura del planeta Tierra es el resultado del equilibrio radiativo entre la radiación que le llega del sol, la que nuestro planeta refleja, y la que emite al espacio. La radiación solar que llega a los confines de la atmósfera exterior se distribuye en longitudes de onda desde el ultravioleta al infrarrojo cercano. De ésta, las nubes, la atmósfera y la superficie terrestre reflejan al espacio un 34%, mientras que el restante 66% lo absorben la atmósfera (un 19%) y las superficies marítimas y terrestres (un 47%). La energía que llega al suelo calienta la superficie del mar, y la terrestre, y a su vez éstas calientan el aire en contacto con ellas. Finalmente, mares y atmósfera redistribuyen ese calor por todo el planeta, dando lugar a los procesos atmosféricos y oceánicos que condicionan el tiempo meteorológico.

La Tierra emite una cantidad de radiación igual a la que recibe del sol. Vista desde el espacio la temperatura “efectiva de emisión radiativa” del planeta Tierra es de 253° K, equivalente a -20° C. Sin embargo, gracias a su atmósfera, la situación en la superficie terrestre es muy diferente y la temperatura media anual sobre todo el globo es de aproximadamente 15° C (288° K). Esta diferencia se debe al “efecto atmósfera”, más conocido como “efecto invernadero” y consiste en que la atmósfera es esencialmente transparente a la radiación visible que llega del sol y calienta las superficies, pero es esencialmente opaca a la que emite la superficie en longitudes de onda más largas (en el infrarrojo). Como consecuencia, se produce un recalentamiento de la superficie por intercambios radiativos suelo-atmósfera hasta que las capas altas de la atmósfera alcanzan la temperatura “efectiva de emisión radiativa” suficiente para radiar (emitir) al espacio una cantidad de energía igual a la que se recibe del sol.

Los gases presentes en la atmósfera que se consideran responsables de su efecto invernadero son: el CO₂, el CH₄, el N₂O y los compuestos halogenados. En esta lista sólo se han considerado gases cuya concentración sea aproximadamente uniforme en toda la atmósfera. Sin embargo, otros gases y vapores tie-

nen propiedades de efecto invernadero, y como veremos en esta presentación pueden influir en los procesos regionales. Puesto que en la combustión de todos los combustibles fósiles se produce CO_2 , el dióxido de carbono o anhídrido carbónico es considerado el más importante.

El vapor de agua, como gas de efecto invernadero, es varias veces superior al CO_2 , pero no se encuentra en la lista por ser considerado un componente de concentración variable. Otro gas con un potente efecto invernadero (unas 200 veces superior al CO_2) es el ozono troposférico (O_3) considerado como un contaminante altamente agresivo en la baja atmósfera. El ozono se genera cuando reaccionan los óxidos de nitrógeno, emitidos en cualquier proceso de combustión que consuma aire¹ y queme a más de 600° C con vapores orgánicos volátiles (el olor del azahar, por ejemplo) en presencia de radiación solar.

Finalmente, se define el clima de una región como el promedio del estado de la atmósfera. La temperatura media, la precipitación, el régimen de vientos y otros elementos del “tiempo” no sólo determinan el clima, sino además sus variaciones. Los cambios diurnos y estacionales, así como los eventos extremos, son importantes en determinar qué puede cultivarse en una región, cómo se deben construir las casas y la forma en que se conducen las actividades humanas.

LOS DOCUMENTOS

La preocupación sobre el posible efecto de la acción del hombre sobre el clima fue resumida en el informe SMIC (*Study of Man's Impact on Climate*), preparado a instancias de la Real Academia Sueca de Ciencias durante los años 1969-70, y publicado en 1971 por el Massachusetts Institute of Technology (MIT). Este fue uno de los dos documentos² de trabajo de la conferencia de las Naciones Unidas en Estocolmo (1972) que lanzó los programas de medio ambiente a nivel mundial.

Más recientemente las Naciones Unidas crearon el Panel Internacional sobre el Cambio Climático (en inglés IPCC) con la responsabilidad de compilar y analizar las evidencias científicas acumuladas sobre las posibles consecuencias de un cambio climático. En su tercer informe (Third Assessment Report –TAR–) el IPCC presenta los últimos datos sobre la evolución de las temperaturas en los últimos 1000 años, y en más detalle en los últimos 140 años, como muestra la Figura 1. Se puede detectar un descenso continuado desde el año 1000 seguido por un pronunciado remonte desde el año 1900.

¹ Esto incluye la combustión de hidrógeno utilizando aire, y el lector no debe dejarse engañar cuando esta combustión se presenta como un proceso “limpio”. Efectivamente, no se emite CO_2 , pero sí se emite NO.

² El otro es el *Man's Impact on the Global Environment*, publicado por MIT en 1970.

Variations of the Earth's surface temperature for:

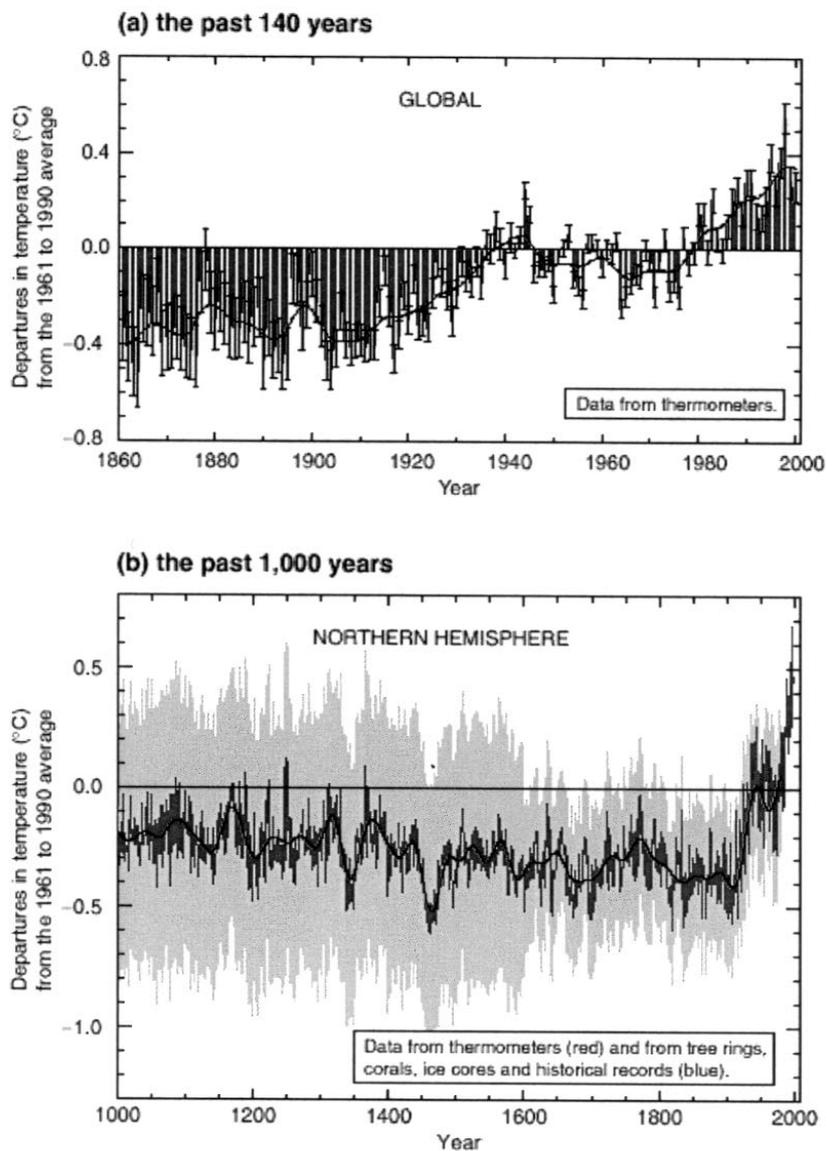


Figura 1: Variaciones de la temperatura superficial de la tierra en los últimos 140 y 1000 años.
El nivel de referencia se corresponde con la media del período climatológico 1960-1989

Como ejemplo comparativo para la Comunidad Valenciana, la Figura 2 muestra las series de las temperaturas medias anuales, y las medias móviles, para los observatorios de Alicante, Onteniente, Utiel y Valencia, durante el período 1950-2000. Sólo la serie del observatorio de Viveros muestra una subida paulatina y llegando a situarse por encima de Alicante. A su vez, el observatorio de Viveros ya ha quedado totalmente dentro del casco urbano de Valencia, y la tendencia puede ser el resultado del efecto de isla de ciudad. Con este ejemplo se ilustra una de las dificultades actuales para detectar los efectos del cambio climático, cuando la mayoría de los observatorios meteorológicos, previamente ubicados en zonas de parque “semi rurales”, han pasado a quedar dentro de las ciudades.

El IPCC-TAR pone énfasis en la necesidad de nuevas formas de investigación interdisciplinar y la necesidad de considerar los lazos, y mecanismos de realimentación, entre los temas ambientales a escalas local/regional (p.ej. contaminación atmosférica, cambios de usos de suelo, desertificación) y global. Se debe recordar que el IPCC sienta prioridades pero no financia la investigación en estos temas.

Por otra parte, la Comisión Europea, en sus Programas Marco (PM) de Investigación sí financia la investigación en los temas que, además de tener una prioridad científica internacional, sean relevantes para Europa. Para priorizar estos temas en el 6º PM se elaboró el documento estratégico AIRES in ERA que también considera la necesidad de interdisciplinaridad y presenta las contribuciones europeas al programa del IPCC. Pone énfasis en la necesidad de interconectar cualquier gran actuación internacional, y los protocolos resultantes, con los programas de investigación europeos, con los requisitos legislativos europeos, y con las aplicaciones a niveles locales y regionales.

EL ENTORNO MEDITERRÁNEO Y LA EVIDENCIA EXPERIMENTAL

El conocimiento sobre procesos atmosféricos y meteorología en la cuenca mediterránea ha mejorado en los últimos 15 años gracias a los resultados obtenidos en varios proyectos de investigación de la Unión Europea.³ En las fases de colección de datos locales para el diseño de las campañas de medida, y durante éstas, miembros del grupo investigador fueron alertados sobre una aparente pérdida de tormentas en las montañas de la fachada mediterránea

³ 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). MEDEFLEU: 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).

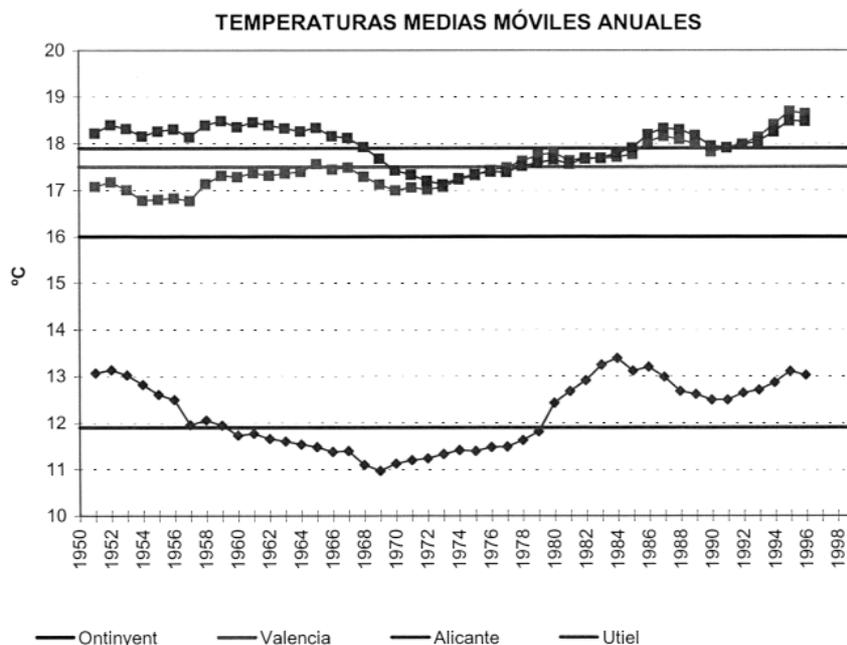


Figura 2: Evolución de la media anual de temperatura, y la media móvil para los observatorios indicados en los años 1950-2002. Durante ese período, el observatorio de Viveros (Valencia) ha sido rodeado por la zona urbana

española, y otros casos en los que el desarrollo de la tormenta parece quedar abortado antes de alcanzar la fase de precipitaciones intensas. Informaciones similares se han recibido de Italia (Provincias de Basilicata, Calabria, Cerdeña, Sicilia y otras islas mediterráneas).

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 5000 m. Esto favorece el buen tiempo y el desarrollo de vientos locales con ciclo diurno. Durante el día se forman los vientos de ladera y las brisas de mar. La orientación Este de las laderas en la fachada mediterránea española favorece el inicio temprano de los vientos de ladera que “tiran” de las brisas, las refuerzan, y dan lugar al desarrollo de “brisas combinadas” mucho más intensas que la suma de sus componentes. Además, las laderas actúan como chimeneas orográficas-convectivas que favorecen la inyección vertical del aire en el frente de la brisa combinada. A media tarde, cuando la brisa está plenamente desarrollada y llega hasta las cimas de las montañas costeras, se producen inyecciones verticales superiores a los 3-4 Km. de altura.

De esta manera, durante el día se establece una conexión directa entre los vientos en superficie (hacia tierra) y sus flujos de retorno (hacia el mar) en altura, que se ha documentado en los proyectos europeos. También se ha documentado que las “brisas combinadas”, a lo largo de todas las costas de la cuenca, se auto-organizan durante el día y generan una circulación regional específica en la Cuenca Mediterránea Occidental. En esta circulación, los flujos de retorno de las brisas en altura (entre 2000 y 3000 m) fluyen hacia el centro de la cuenca. Al mismo tiempo las masas de aire sobre el mar fluyen hacia la costa para alimentar las brisas, y dejan sitio a las que llegan con los flujos de retorno.

En su conjunto estos procesos recirculan verticalmente las masas de aire y mantienen la continuidad del flujo en la cuenca de forma similar a como hierve agua en un contenedor calentado por los bordes. Experimentos con trazadores durante el proyecto MECAPIP han mostrado que los tiempos de retorno de las masas aéreas más cercanas a la costa de Castellón son de dos a tres días. Adicionalmente a las recirculaciones verticales se produce una entrada de aire nuevo (Atlántico) por los pasos naturales del Carcasone (Tramontana) y del Ródano (Mistral), y en menos cantidad a través del Valle del Ebro (Cierzo), principalmente durante las últimas horas de la madrugada y primeras horas de la mañana. Este aire recircula, como se ha descrito, a lo largo de las costas y hacia el centro de la cuenca durante varios días, mientras migra hacia las salidas naturales de la cuenca. Finalmente, parte del aire envejecido sale directamente hacia el Atlántico por el paso natural de Gibraltar (vientos de Tarifa), y por el canal de Sicilia hacia el sur del Atlas que, eventualmente, lo lleva también hacia el Atlántico a la altura de las Islas Canarias.

Como resultado de todos estos procesos el tiempo necesario para que se renueve el 80% de la masa de aire situada por debajo de unos 3500 m en la cuenca mediterránea occidental es superior a 7-10 días. En comparación, en la misma época del año, la masa de aire situada desde el suelo hasta unos 3000 m de altura sobre Inglaterra se renueva totalmente (el 100%) dos a tres veces en un día.

Con respecto a los posibles efectos climáticos asociados a las recirculaciones en la cuenca mediterránea occidental y a los contaminantes que contienen hay que destacar dos factores principales. El primero es que, como resultado de la auto-organización de las recirculaciones locales en el ámbito de la cuenca, la profundidad de las brisas en las zonas costeras queda muy limitada. Así, en Castellón, se ha documentado que la brisa pasa de tener unos 600-700 m de profundidad, en sus inicios (11:00-13:00 UTC), a menos de 200 m a media tarde. El resultado final es que, por unidad de distancia a lo largo de la costa, las brisas desplazan hacia el interior un volumen de aire muy largo (unos 160 Km en Castellón) pero poco profundo (una media de aproximadamente 250 m).

El segundo factor es que las masas de aire que recirculan verticalmente durante períodos de varios días adquieren memoria de sus interacciones con la superficie, p. ej. por calentamiento (ganancia de temperatura potencial) y por

cambios en el contenido de vapor de agua (evaporación y evapotranspiración). Esto implica que los posibles efectos climáticos derivados de retroalimentaciones entre los efectos del suelo y la atmósfera adquieren mucha más importancia en la cuenca mediterránea occidental que en regiones donde las masas de aire están en tránsito casi todo el tiempo.

PRECIPITACIONES

Los mismos análisis meteorológicos utilizados para interpretar los datos experimentales han servido para identificar tres regímenes de lluvia dominantes en la costa mediterránea española. 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 muy secos (ponientes).

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). Una vez iniciadas, las tormentas suelen desplazarse hacia la costa durante la noche antes de disiparse.

Finalmente, las precipitaciones intensas en la costa mediterránea española ocurren en otoño-invierno y se producen bajo condiciones de advección del este (temporales de levante). Durante este proceso 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. Este mecanismo es conocido como un frente frío de retroceso (back-door cold front) en la literatura científica americana, y puede quedar reforzado con la llegada de un embolsamiento de aire frío en altura 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.

Con esto, los tipos de precipitación considerados, sus características y los criterios utilizados para desagregar los componentes principales de las precipitaciones con registro diario, son los siguientes:

Precipitaciones de frentes clásicos Atlánticos. 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).

– Las precipitaciones se agrupan en esta clase cuando se observa la formación de Baja Térmica Ibérica a las 12:00 UTC y/o 18:00 UTC el día del evento, ya que las medidas están referidas al período desde las 07:00 UTC del día de inicio hasta las 07:00 UTC del día siguiente, y las cantidades se asignan al día inicial.

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

– Para quedar incluida en esta categoría la precipitación debe coincidir con advección del este sobre la cuenca mediterránea occidental, esto es, con un anticiclón de varios días situado 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.

CANTIDADES DE PRECIPITACIÓN

La desagregación de las cantidades de precipitación se ha hecho para los observatorios de la Comunidad Valenciana y zonas periféricas de Aragón a las que llega la brisa combinada en verano. Se han utilizado sólo los registros con series climatológicamente significativas, y dado que la disponibilidad generalizada de los mapas meteorológicos sinópticos para España sólo se remonta al año 1959, el estudio de los datos de precipitación se ha limitado al período 1959-2000. Los resultados para el subconjunto de observatorios en las montañas del interior (a ≥ 40 Km. de la costa), y para el subconjunto de observatorios en la franja costera (a < 40 Km. del mar), se muestran en la Figura 3. Éstos indican que durante los últimos 41 años:

– 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 un 20% al total. Su contribución muestra una tendencia decreciente en ambas subáreas, aunque es más marcada en la zona interior.

– Los temporales de Levante contribuyen aproximadamente un 65% del total de 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 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 autoprecipitación (originada por evaporación dentro de la misma región).

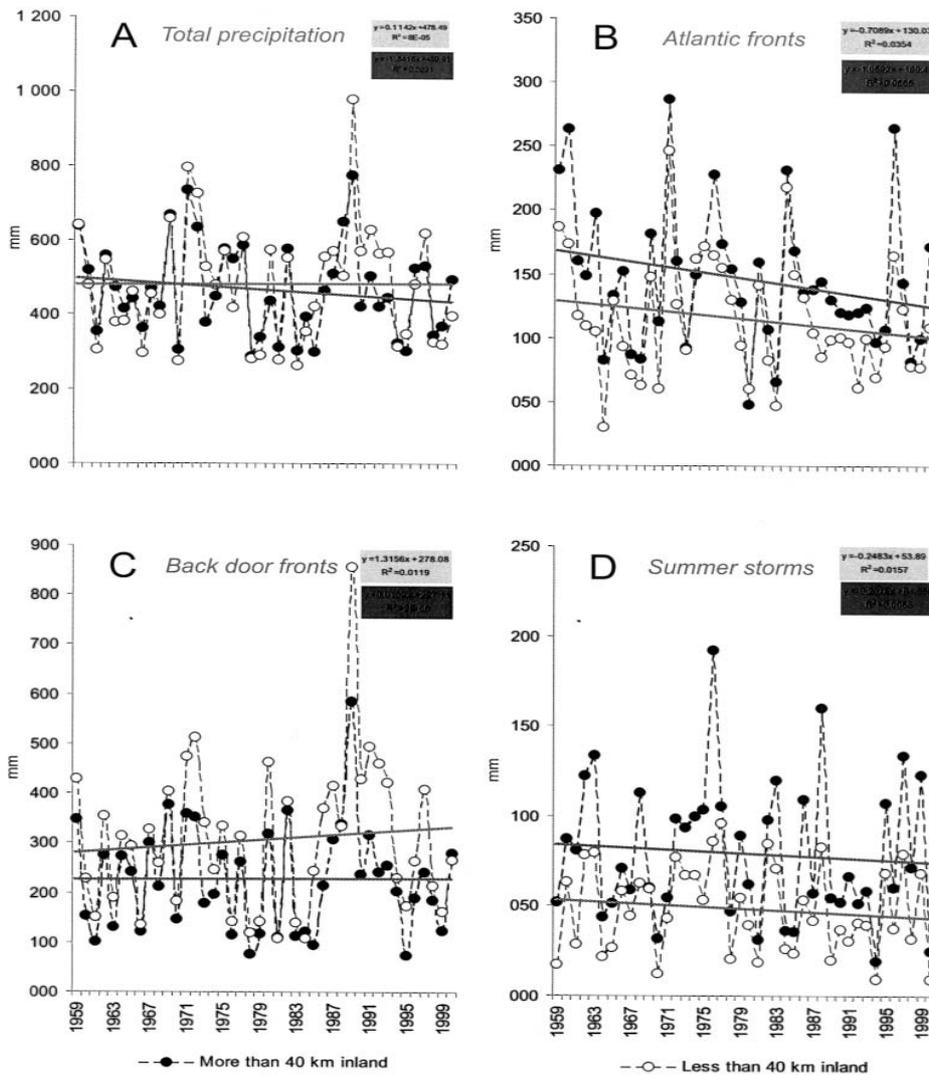


Figura 3: Promedio espacial de las precipitaciones para la región valenciana durante el período 1959-2001 (a) precipitaciones totales y contribuciones de (b) frentes Atlánticos (c) Temporales de Levante (frentes fríos de retroceso) y (d) tormentas de verano

Los cambios apreciados en las zonas del interior pueden 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 Le-

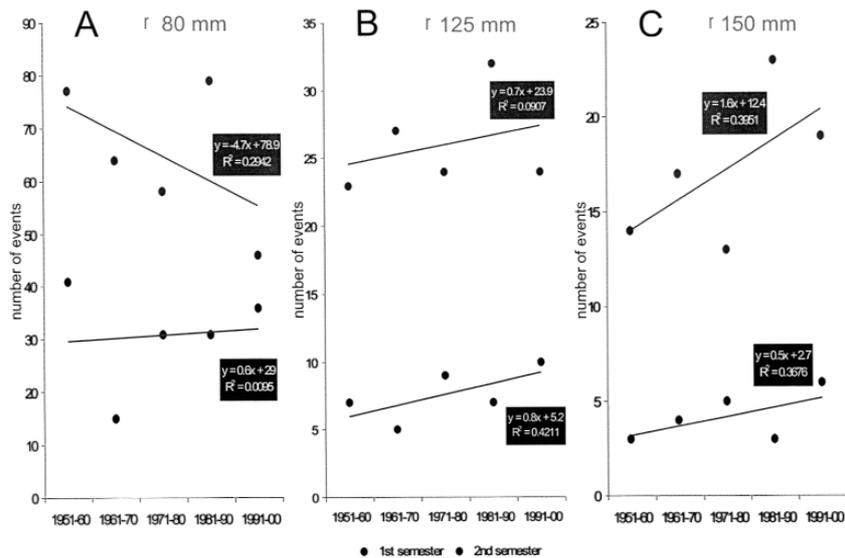


Figura 4: Variación decadal del número de eventos de precipitación intensa durante la primera y segunda mitad del año durante el período 1951-2000, en cantidades de: (a) 80 mm/día b) 125 mm/día (c) 150 mm/día

vante. 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 está evolucionando 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 clásicas posiblemente se deriva de cambios en las condiciones sobre el Atlántico que no se han analizado en este trabajo. Sin embargo, cálculos hechos utilizando datos climatológicos y parámetros medidos durante los proyectos europeos, presentados en la Tabla I, muestran que la brisa combinada transporta suficiente vapor de agua para alimentar precipitaciones equivalentes a varias tormentas de verano cada día. Las preguntas que se surgen son: ¿por qué parece que las tormentas de verano disminuyen en la fachada mediterránea? y ¿por qué parecen aumentar las precipitaciones torrenciales en otoño y primavera?

CALENTAMIENTO SOBRE EL SUELO

Una situación útil para analizar los procesos involucrados se deriva del confinamiento vertical de los flujos superficiales en verano y de la gran homogenei-

TABLA 1

<p>RESULTADOS APLICABLES DE LOS PROYECTOS DE INVESTIGACIÓN EUROPEOS</p> <ul style="list-style-type: none"> ▪ Temperatura promedio del punto de rocío en Castellón: 18.2° C (julio), 20.2° C (agosto). ▪ Temperatura media del agua del mar: 26° C. ▪ Distancia media desde la costa a las cimas de las montañas costeras: ≈ 80 Km. ▪ Distancia media que viaja la brisa combinada: ≈ 160 Km./por día. ▪ Profundidad final de la capa límite de la brisa: ≈ 250 m. ▪ Rango de temperaturas del punto de rocío observado en las montañas del interior, a 78 Km. de la costa: 22°-28° C. <p style="text-align: center;">↘</p>	<p>TORMENTA TÍPICA</p> <ul style="list-style-type: none"> ▪ 5×10^8 litros de agua, i.e. 20 litros/m² sobre una huella de 2.5 Km. de ancho por 10 Km. de largo. <p style="text-align: center;">↓</p> <p>VOLUMEN DE AIRE DESPLAZADO POR LA BRISA COMBINADA</p> <ul style="list-style-type: none"> ▪ Anchura a lo largo de la costa 10 Km. (= a la longitud de la huella de la tormenta, por ▪ La profundidad media de la brisa combinada ≈ 250 m, da → 2.5×10^6 m², por ▪ Distancia media viajada por la brisa 160 Km., da ▪ Un volumen de aire desplazado de: 4×10^{11} m³ (≈ 4.78×10^{11} Kg. de aire) <p style="text-align: center;">↘</p>	<p>VAPOR DE AGUA DISPONIBLE AL INICIO DE LA BRISA</p> <ul style="list-style-type: none"> ▪ Suponemos un valor medio del punto de rocío de 19° C, correspondiente a un volumen de mezcla de ≈ 13.6 g/Kg. (≈ 11.4 cm³/m³) de vapor de agua en la costa <p style="text-align: center;">↓</p> <p>OTROS SUPUESTOS</p> <ul style="list-style-type: none"> ▪ Sólo la mitad del volumen de aire desplazado (i.e. 80 Km. de longitud) participa en la precipitación, ▪ Sólo 5 g/Kg. del vapor de agua inicialmente disponible llega como lluvia al suelo, <p style="text-align: center;">↓</p> <p>PRECIPITACIÓN POTENCIAL</p> <ul style="list-style-type: none"> ▪ 10⁹ litros de agua (≈ dos veces los 5×10^8 litros requeridos para la tormenta típica).
---	---	--

dad horizontal de los estratos formados sobre el mar. Esta situación permite utilizar los diagramas termodinámicos como el modelo más simple para estimar posibles efectos y las retro-alimentaciones derivadas de las interacciones de las masas aéreas con la superficie. La temperatura que gana el aire de la brisa combinada al pasar sobre la superficie calentada por el sol se ha medido en los proyectos europeos, y muestra que cuando la masa aérea que deja la costa a 26° C (299° K) es inyectada en los flujos de retorno su temperatura potencial ha subido a 315° K, y por lo tanto, ha ganado 16° C. 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 correspondiente a una temperatura del punto de rocío de 19° C en la costa, ocurriría por encima de 2740 m de altitud, esto es, muy por encima de las cimas de las montañas en esta región (de 1800 a 2060 m).

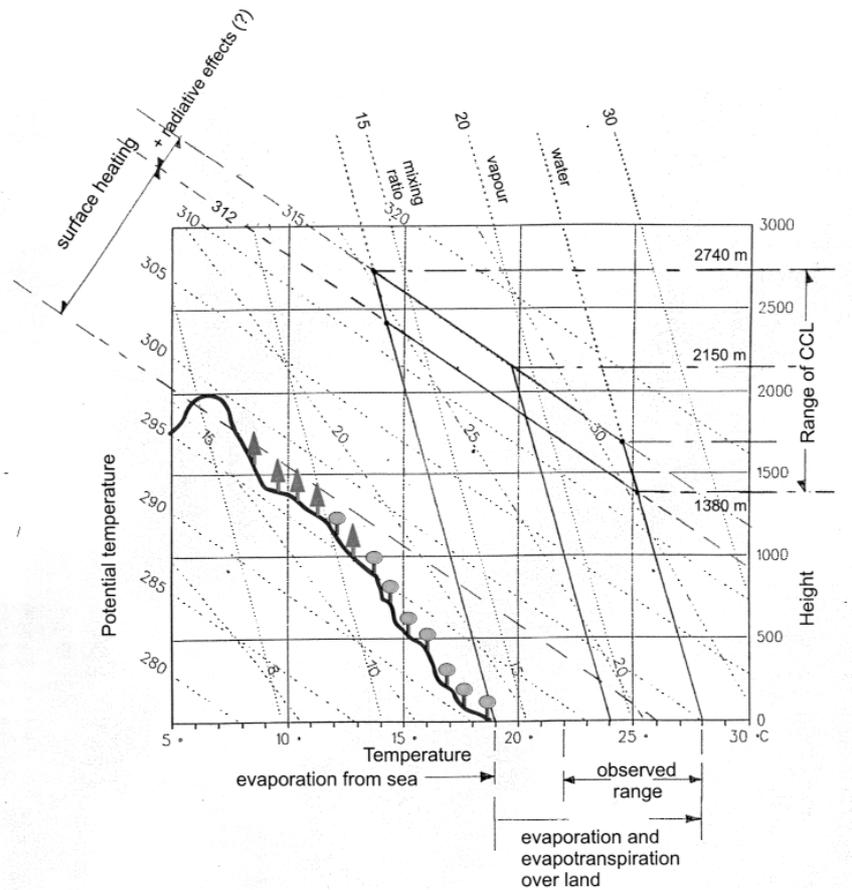


Figura 5: Emagrama que muestra los posibles niveles de formación de nube para las condiciones y procesos observados en la región

EVAPOTRANSPIRACIÓN Y EVAPORACIÓN

Para estimar la cantidad de vapor de agua adicional que aporta la vegetación a la brisa combinada se ha supuesto: (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). Así que se han tomado un valor de $6 \text{ l/m}^2/\text{d}$ a lo largo de los primeros 20 Km. de recorrido de la brisa, y $2 \text{ l/m}^2/\text{d}$ a lo largo de los 60 Km. restantes.

Encontramos que la vegetación contribuye 5 g/Kg. de vapor de agua adicional al que parte de la costa (de 13.8 g/Kg. , correspondiente a un punto de rocío de 19° C) y, por tanto, para cuando la brisa llega a la cima de las montañas, la evapotranspiración aumenta la razón de mezcla del vapor de agua hasta unos 19 g/Kg. , correspondiente a una nueva temperatura de punto de rocío de 24° C . Este simple cálculo está de acuerdo con el rango de valores del punto de rocío observados en Valbona (Teruel), de 22° C a 28° C , cuando la brisa está totalmente establecida.

La Figura 5 muestra que el cruce de la línea de temperatura potencial de 315° K y el nuevo valor de la razón de mezcla (el nivel de condensación) desciende casi 600 m hasta unos 2150 m de altitud, esto es, mucho más cerca de las cimas montañosas. El nivel de condensación desciende hasta 1700 m si se utiliza la más alta razón de mezcla observada (correspondiente a un punto de rocío de 28° C), y aún más, hasta 1400 m, si se toma como valor límite de calentamiento del aire superficial la línea de temperatura potencial de 312° K . Finalmente, si se considera el nivel de 2150 m como adecuado para disparar la tormenta, y se considera que ésta 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 más del doble del vapor de agua evaporado a lo largo del recorrido de la brisa.

CAMBIO DE USOS DEL SUELO

El amplio rango de valores posibles del nivel de formación de nube, esto es, de 1400 m a 2750 m, indica que dentro de los sistemas recirculatorios del Mediterráneo, ambos factores, el calentamiento y la evaporación sobre la superficie, juegan papeles fundamentales en el desarrollo de las tormentas de verano, y muestra lo sensible que es el sistema a las variaciones de estos componentes. Cualquier cambio o 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.

Por otra parte, la humedad que contribuyen la evaporación sobre los marjales costeros y la evapotranspiración de la vegetación son añadidos tendentes a bajar el nivel de formación de nube. Incluso, podrían considerarse como una inversión por parte de estos sistemas para "ordeñar", en forma de lluvia, el vapor de agua disponible en la masa de aire marino que, de esta forma, retorna al sistema más agua que la añadida. Por tanto, aportar más vapor de agua tien-

de a propiciar el desarrollo de tormentas en un mecanismo de retroalimentación hacia un ambiente más húmedo.

Lo fundamental es tener en cuenta que el agua se recicla en las circulaciones costeras mediterráneas, y que el vapor de agua añadido por evaporación sobre la tierra potencia un mecanismo de disparo tendente a favorecer la precipitación del vapor de agua evaporado sobre el mar. Sin embargo, si se sustrae agua del sistema se debilita el mecanismo que activa dicha precipitación.

EFFECTOS 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 por la NASA dan valores promedio de 125 a 150 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ en una columna de 8000 m. Finalmente, los resultados obtenidos con modelos fotoquímicos dan valores similares de las concentraciones de ozono en superficie (120 a 140 $\mu\text{g}/\text{m}^3$), lo que pone todas las observaciones en una situación comparable.

Las concentraciones de ozono troposférico están siempre asociadas con la presencia de aerosoles (partículas finas en suspensión), y existen actualmente varias propuestas a la CE para determinar el origen, composición, efectos radiativos y destino de éstos. Una de las hipótesis propuesta es que los aerosoles reflejan la radiación solar y producen un enfriamiento de la superficie. Nuestra hipótesis, por otra parte, considera que la mezcla de aerosoles, que dispersan la radiación solar, con gases de efecto invernadero (el O_3 es unas 200 veces más efectivo que el CO_2) termina produciendo un calentamiento neto.

Aunque no existen actualmente modelos para simular todos los procesos, se pueden estimar los resultados netos comparando los perfiles de temperatura observados y los resultados de los modelos meteorológicos de alta resolución. En el caso de los proyectos europeos en el Mediterráneo, se puede estimar que la contribución neta de los gases contaminantes de efecto invernadero y los aerosoles es producir calentamiento del aire cerca de la superficie en cantidades que pueden alcanzar los 2°-3° C por debajo de 1500 m. La Figura 5 muestra que el efecto resultante es elevar el nivel de formación de nube del aire que llega a las cimas en unos 200 a 300 m. Y al elevar este nivel, la probabilidad de que las tormentas maduren, o incluso de que llegue a formarse nube, disminuye.

Al madurar la tormenta, parte del vapor de agua en la brisa combinada cae en forma de lluvia, y el calor sensible liberado alimenta la convección profunda y otra fracción se la llevan los vientos al nivel de la tropopausa (entre 8000 m y 11000 m). En estas condiciones la masa de aire de la brisa se mezcla vigorosamente dentro de toda la troposfera y las circulaciones costeras pueden considerarse "abiertas". Esta es la situación en una circulación monzónica. En la cuenca mediterránea occidental la transición desde una recirculación costera vertical durante la mañana, a una circulación abierta con tormentas por la tarde, sigue ocurriendo frecuentemente en los días de verano a lo largo de las costas y Montes Apeninos de Italia.

Cuando el vapor de agua no llega a condensar, sigue el mismo camino que las masas aéreas costeras, y retorna hacia el mar con los flujos en altura. Mientras esta situación persiste las circulaciones costeras se mantienen "cerradas" y dominadas por los efectos orográficos que favorecen la recirculación vertical. Por lo tanto, si se eleva el nivel de formación de nube se activa un mecanismo que tiende a mantener la circulación cerrada y cargar de humedad la baja atmósfera hasta la altura alcanzada por las recirculaciones costeras, esto es de 2500 a 3000 m sobre el mar.

Finalmente, la re-evaporación de las gotitas de las nubes de la tormenta que no madura es otro mecanismo por el cual se aumenta el contenido de agua en la troposfera media y alta. En este momento vuelven a entrar 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 a través de estos procesos puede contribuir a la creación de una troposfera anormalmente húmeda y potencialmente inestable sobre la región, pendiente de un mecanismo desestabilizador que dispare las precipitaciones. Por ejemplo, levantamientos orográficos durante desplazamientos y/o la advección de aire frío en altura. Si esto puede o no explicar el incremento de grandes tormentas sobre las zonas costeras a finales de invierno y en primavera es una 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?).

El vapor de agua es un gas de efecto invernadero y aumentando su cantidad en la troposfera baja y media, junto con largos tiempos de residencia, tendería a producir subidas en la temperatura de la superficie, marítima y terrestre, y en 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 en la masa de aire de la brisa combinada. Por otra parte, el calentamiento adicional de esta misma masa de aire al pasar por el terreno 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 a considerar es que el calentamiento adicional del mar es lento y acumulativo. Por ejemplo, puede dar como resultado un mayor aumento de la temperatura de la superficie del mar a finales de verano, favoreciendo la intensidad de los temporales de Levante. El atrapamiento radiativo (efecto invernadero) da como resultado un enfriamiento más lento de la superficie del mar en invierno y un calentamiento más rápido en primavera, y habría que determinar si esto puede explicar algunos de los cambios observados en el régimen de lluvias.

DISCUSIÓN

En la costa mediterránea española, el incremento de la agricultura de montaña comienza a finales de los 1500s, y el pastoreo extensivo a principio de los 1700s. 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. 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, y quedaron como el desierto usado para producir películas del Oeste (Españoles Westerns). Finalmente, durante los últimos 2000 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.

Los resultados experimentales disponibles sugieren que, debido a la naturaleza recirculatoria de las brisas en la Cuenca Mediterránea Occidental, las perturbaciones en los usos del suelo afectan directamente al ciclo hidrológico, y éste ha ido derivando hacia un nivel crítico. Esto es, cuando los niveles de formación de nube de las masas de aire superficiales comienzan a elevarse por encima de las montañas costeras. Una vez sobrepasado 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 entrada en un proceso de retro-alimentación hacia 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 atmósfera-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 del calentamiento superficial (suelo más seco) hacia la desertificación.

2. Efectos retardados. 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.

3. Si la respuesta de las laderas a las riadas aumenta la erosión, se aumenta la retroalimentación hacia la desertificación.

4. Alteración del régimen temporal de las precipitaciones. Los cambios en la estacionalidad del régimen de lluvias pueden perjudicar algunas especies arbóreas en la región (p.ej. *Pinus nigra*) más sensibles a cuando cae la lluvia que a la cantidad total de precipitación.

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, 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.

AGRADECIMIENTOS

Los resultados presentados han sido obtenidos en varios proyectos de la Comisión Europea y otros del CEAM, todos ellos cofinanciados por la Consejería de Medio Ambiente de la Generalitat Valenciana y BANCAJA. El autor quiere agradecer a la Profesora M.^a J. Estrela el tratamiento de los datos y la preparación de las Figuras 2 a 4.