

SITUACIONES SINÓPTICAS ASOCIADAS A LA DINÁMICA DE INCENDIOS FORESTALES EN LA COMUNIDAD VALENCIANA

M. M. MILLÁN¹, M. J. ESTRELA¹ y C. BADENAS¹

RESUMEN

La Comunidad Valenciana es una región que, al igual que otras mediterráneas, ha experimentado un significativo incremento en los incendios forestales en los últimos 20 años. Con respecto a la dinámica de los fuegos se han identificado tres situaciones sinópticas que cubren la mayoría de las interacciones entre las condiciones sinópticas y los vientos regionales en esta región. Estas situaciones son: 1) ciclos de brisa de mar y tierra con desarrollo de baja térmica sobre la Península; 2) vientos de Poniente, como un efecto Föhn producido cuando un sistema de Bajas presiones cruza la Península; 3) ciclos combinados, producidos cuando el ciclo diurno de brisa de mar termina con un acoplamiento del terral con un flujo del Oeste en altura durante la noche.

En la Comunidad Valenciana la mayor frecuencia de fuegos, así como los incendios forestales más importantes, se han producido con predominio de vientos del Este. Las situaciones meteorológicas descritas para la costa Este española son fácilmente identificables y su evolución más probable puede ser pronosticada con 12 a 24 horas de antelación. Es probable que situaciones similares se produzcan en otras partes de la cuenca mediterránea. Por tanto, estudios que analicen las relaciones existentes entre las condiciones sinópticas, los vientos locales, la orografía y la dinámica del fuego, pueden ser de gran utilidad para los responsables de las medidas a adoptar en este tipo de situaciones de riesgo meteorológico.

Palabras clave: Condiciones sinópticas, Incendio forestal, Ciclo brisas, Ponientes, Interacción sinóptica, Vientos locales, Dinámica del fuego, Predicción.

1. INTRODUCCION

Los incendios forestales han sido un fenómeno tristemente familiar a lo largo de la historia para los habitantes de la cuenca mediterránea. Estos incendios han sido favorecidos, parcialmente, por las condiciones climáticas así como por las prácticas tradicionales de explotación del suelo. De hecho, el periodo de aridez estival que caracteriza al clima mediterráneo (durante el cual la vegetación se agosta convirtiéndose en un excelente combustible), ha contribuido a hacer del área mediterránea una zona especialmente sensible a los incendios forestales. Junto a estas condiciones naturales, en el pasado, gran parte de

los incendios forestales eran provocados para poner en explotación nuevas tierras o para el uso extensivo de la ganadería. Sin embargo, en las últimas décadas el abandono de las tierras de labor y con ello el desuso de las prácticas tradicionales de recogida de leña y limpieza del estrato inferior, han supuesto el incremento del material combustible en los bosques. Además, al auge de los grandes incendios han contribuido las políticas de repoblación de cultivos de resinosas (pinos), frente al típico bosque mediterráneo natural constituido por especies resistentes al fuego (encinas, coscojas, alcornoques, ...). Sin entrar a valorar las repercusiones económicas y las propiamente ecológicas (OLCINA, 1994; CAPEL, 1990) entre las que se incluyen la pérdida de cubierta vegetal, los procesos de erosión y desertificación, las consecuencias de estos incendios en los últimos años han sido especialmente

¹ CEAM (Centro de Estudios Ambientales del Mediterráneo), Parque Tecnológico, Calle 4, Sector Oeste, 46980 Paterna, (Valencia), España.

dramáticas porque se han visto acompañados de pérdidas de vidas humanas.

La Comunidad Valenciana es una de las Regiones españolas que en los últimos 20 años ha experimentado un significativo incremento en los incendios forestales (Figura 1). Un análisis de los datos correspondientes a los incendios de los últimos 30 años indican que los mayores fuegos forestales se han producido en verano (Figura 2), y que los accidentes afectando a vidas humanas son en su mayoría resultado de los cambios repentinos e inesperados en la dinámica de los fuegos. De hecho, es sabido que muchos de estos cambios repentinos tienden a producirse hacia el final de la tarde o principios de la noche.

Los resultados de tres proyectos de la Unión Europea, para caracterizar las condiciones meteorológicas en la Península Ibérica y cuenca occidental del Mediterráneo en el verano han demostrado que:

- las laderas de las cadenas montañosas orientadas al Este y Sur potencian el desarrollo tem-

prano de los vientos anabáticos, refuerzan la brisa de mar, y actúan como chimeneas orográficas que conectan directamente los vientos de superficie con el flujo de retorno en altura.

- Bajo estas condiciones, se generan flujos recirculatorios a lo largo de la costa, cuando la brisa de mar se combina con los vientos anabáticos y con los flujos compensatorios que se establecen en altura sobre el mar. Debido a que estos flujos están dirigidos por el calentamiento solar de la superficie, todas estas circulaciones atmosféricas muestran un marcado ciclo diurno, y a últimas horas de la tarde estos flujos pueden dar lugar a una circulación mesometeorológica compleja que, fácilmente puede alcanzar profundidades de 2 a 3 km sobre las áreas costeras y 5 km o más sobre la Meseta.
- Durante la noche, estas circulaciones frecuentemente se relajan o colapsan envolviendo ciclos de acoplamiento o desacoplamiento con el flujo de altura, y rápidos cambios de la

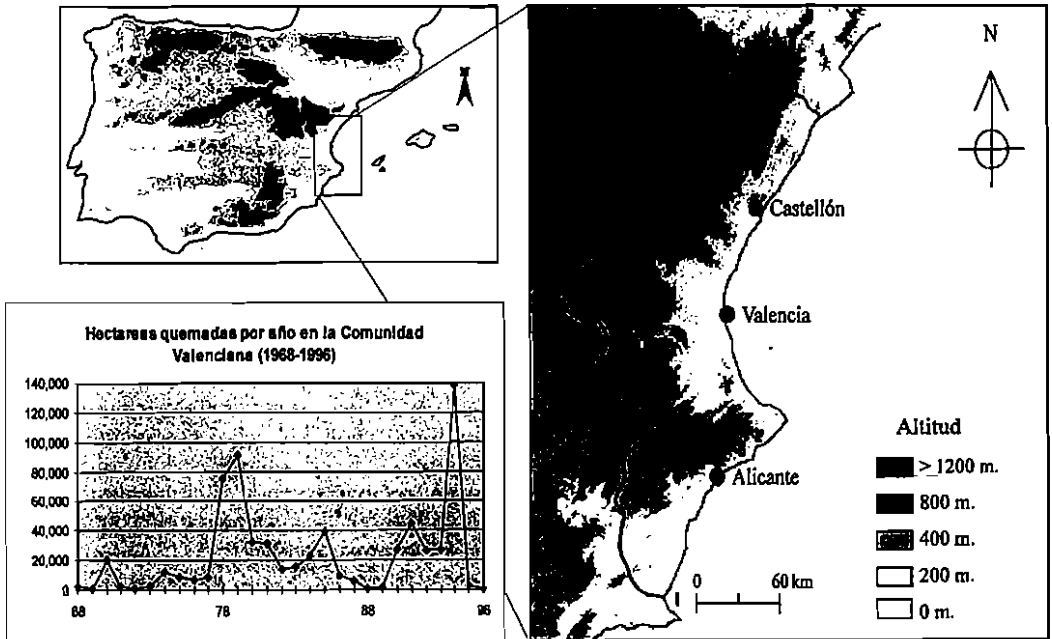


Fig. 1. Mapas de localización y hectáreas quemadas por año en la Comunidad Valenciana (1968-96).

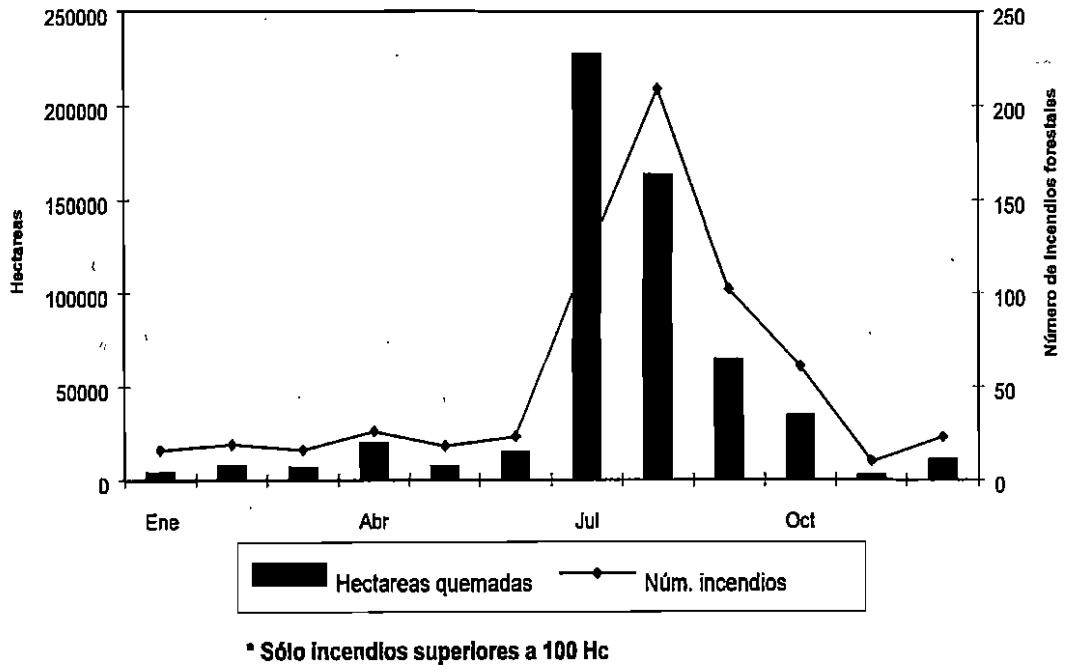


Fig. 2. Frecuencia y distribución de incendios forestales en la Comunidad Valenciana en función de la época del año (1968-96).

dirección del viento de superficie. De esta forma, su evolución diurna e interacciones potenciales con el flujo de altura puede resultar fundamental a la hora de comprender la dinámica de los fuegos en esta región.

Este trabajo se basa en la evidencia experimental acumulada y en los resultados de los modelos utilizados hasta la fecha. El área de aplicación es la costa Este española, habiéndose considerado como período de estudio las condiciones de verano. Se han contemplado tres situaciones sinópticas que cubren las interacciones más probables entre las condiciones sinópticas y los vientos regionales, así como sus implicaciones para la dinámica de los incendios en esta región. Situaciones semejantes a ésta pueden presentarse en otras regiones de la cuenca del Mediterráneo. Por tanto, estudios de este tipo se revelan de gran utilidad para los tomadores de decisiones ante situaciones potenciales de riesgo meteorológico.

2. LOS CONDICIONANTES GEOGRÁFICOS Y METEOROLÓGICOS

La cuenca mediterránea, localizada en las latitudes subtropicales, está caracterizada por la presencia de inviernos suaves y lluviosos y veranos cálidos y secos. Bajo estas condiciones las propiedades del suelo sufren variaciones estacionales muy marcadas. En esta cuenca casi cerrada la orografía es compleja e incluye extensas áreas costeras, orladas muchas veces por altas cadenas montañosas, con mares que son a la vez profundos y cálidos (ej. temperaturas abisales de 13 °C frente a los 4 °C de los océanos). El tiempo y el clima de esta región ha sido descrito por el British Air Ministry, METEOROLOGICAL OFFICE-HMSO (1962) y por BARRY Y CHORLEY (1987).

Durante el verano, los procesos meteorológicos en el Mediterráneo están dominados por dos extensos y semipermanentes sistemas localizados

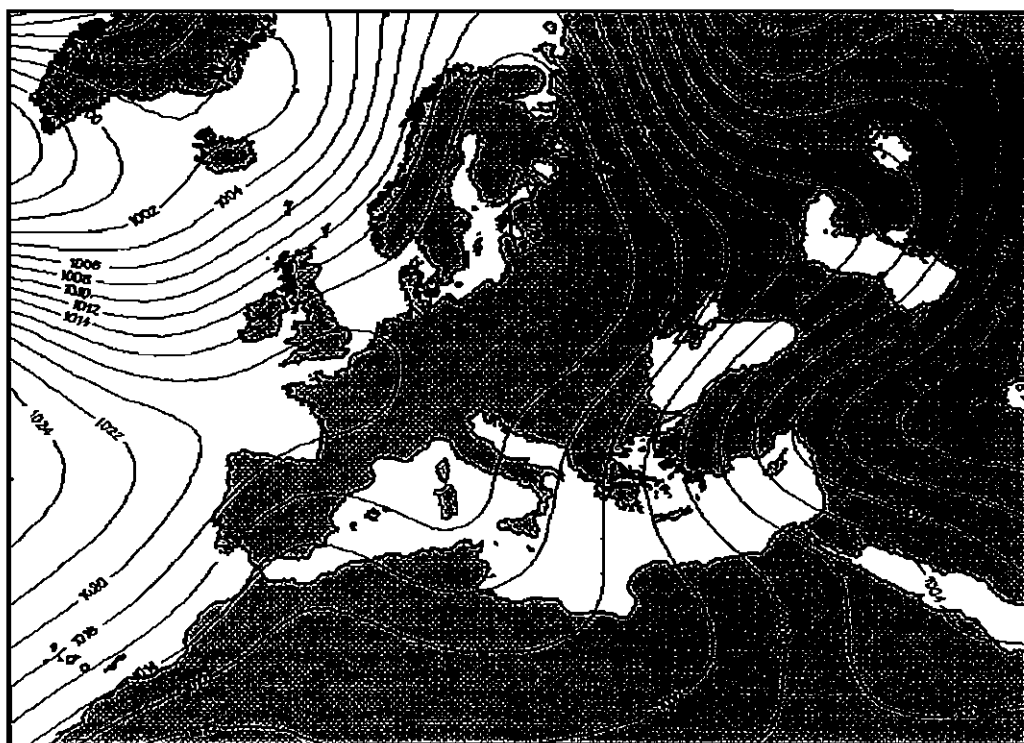


Fig. 3. Presión media a nivel del mar para Europa en verano.

en cada una de las cuencas, como puede observarse en la Figura 3. En el borde Oeste se localiza el anticiclón de las Azores, y sobre el Este se encuentra el sistema de baja presión «monzónico» que se extiende desde el Medio Oriente hasta el Sudoeste de Asia. Los sistemas «clásicos» se aproximan desde el Atlántico viajando principalmente por el Norte de los Alpes y por el centro del dipolo formado por los dos sistemas meteorológicos principales. En esta segunda vía el flujo es desviado hacia el Sur sobre la gran llanura húngara llegando incluso al Norte de África, vía el Adriático, mar Jónico-mar Negro, mar Egeo y cuenca oriental del Mediterráneo.

En la cuenca occidental del Mediterráneo algunos importantes efectos en los flujos atmosféricos están provocados por las cadenas montañosas más elevadas, como por ejemplo el sistema Ibérico, Pirineos, Macizo Central, Alpes, Apeninos y Atlas. Estas pueden actuar como barrera que limitan el movimiento de las masas de aire del

Norte-Sur y del Este-Oeste, y pueden generar otros vórtices aerodinámicos potenciados por las montañas, o crear extensos bloqueos, dependiendo de la situación sinóptica general y de la local. Un hecho a destacar en estas regiones es el desarrollo de vientos derivados del efecto chimenea o embudo en las montañas, como resultado de extensas canalizaciones (SCORER, 1952).

Finalmente, la orografía, las propiedades del suelo y su variación anual, también favorecen la formación de extensas y profundas celdas convectivas y/o bajas térmicas sobre las mayores penínsulas y otras masas terrestres importantes. De este modo, los sistemas mesoescalares desarrollados durante el día con importantes subsidencias compensatorias, (como por ejemplo los sistemas de baja térmica de la Península Ibérica y Anatolia, y la línea de convergencia sobre la cumbre de los Apeninos en Italia), pueden llegar a modificar intensamente los flujos regionales durante el día.

3. EVIDENCIAS DISPONIBLES Y DATOS EXPERIMENTALES

3.1. Registro climatológico

En la Figura 2 se muestra la frecuencia y tamaño de los incendios forestales para la Comunidad Valenciana (período 1968-1996). La conclusión más obvia que puede extraerse es que los mayores fuegos se presentan en verano, esencialmente en julio y agosto. En esta época del año hay multitud de factores que ayudan a potenciar las condiciones para la ignición y propagación de los fuegos forestales. Este es el período más seco del año y es también la estación para el turismo, camping y picknick e incluso, hacia el final de este período, es el tiempo en que los rastrojos de la cosecha se queman.

En esta región los datos meteorológicos disponibles corresponden a dos aeropuertos y cuatro estaciones primarias localizadas en la zona costera, por lo que ninguna de ellas puede ser considerada representativa de los procesos en el interior del área de estudio. Los datos pertenecientes a tres de estas estaciones han sido utilizados para preparar la Figura 4 que muestra la frecuencia y dirección del viento en el aeropuerto de Alicante (El Altet), Valencia (Manises) y el Centro Meteorológico de Almazora, cerca de Castellón.

La secuencia más clara se presenta tanto para los vientos del Este, los cuales tienen una marcada frecuencia máxima a mediados del verano, como para los vientos del Oeste, que alcanzan su mayor amplitud durante el invierno. Las brisas de mar están incluidas dentro de los vientos del Este, mientras que las brisas de tierra y los vientos de drenaje están incorporados en los vientos del Oeste; por tanto, la evolución observada para los vientos del Este y del Oeste (Figura 4) refleja la evolución estacional de los vientos locales. La estación de Almazora, localizada cerca de la desembocadura del río Mijares, muestra un caso claro de canalización debido a la orientación Este-Oeste del curso del río. También es el lugar donde se han observado las brisas de mar más intensas y los flujos de drenaje más persistentes. Finalmente, la estación de Manises, en el aeropuerto internacional de Valencia, muestra el mayor porcentaje de calmas.

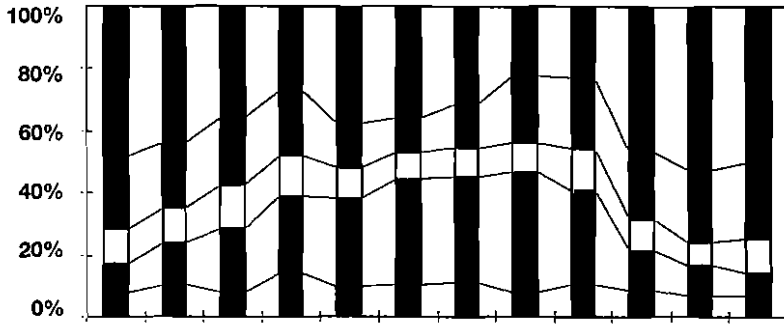
Es interesante notar que la frecuencia más elevada de fuegos se presenta con los vientos del Este, es decir, cuando domina el régimen de brisa de mar. Esto entra aparentemente en conflicto con la asunción muy extendida de que muchos fuegos forestales se presentan con vientos del Oeste o vientos de poniente. Sobre esta «incongruencia» volveremos al final del trabajo una vez se hayan evaluado los resultados disponibles.

3.2. Resultados de los Proyectos Europeos en el Sur de Europa/cuenca mediterránea

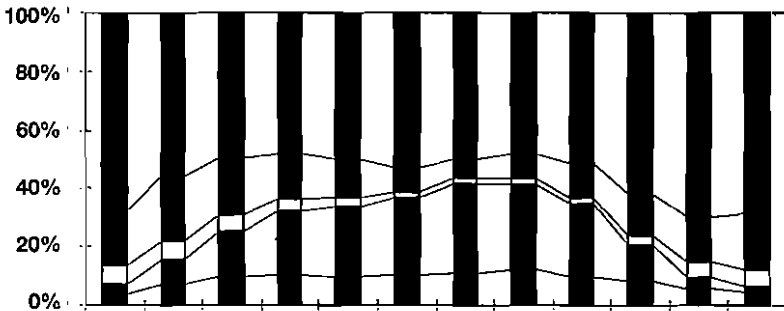
En 1986 ya se tenían suficientes evidencias que indicaban que los mecanismos que controlan la difusión y transporte de contaminantes atmosféricos sobre la Península Ibérica, podrían estar dominados por ciertos procesos meteorológicos de ciclo diurno actuando a escala peninsular (la Baja Térmica Ibérica). Como consecuencia, se preparó un proyecto para la Comisión Europea (MECAPIP; Meso-meteorological Cycles of Air Pollution in the Iberian Peninsula, Contract: EV4V-0097-E), cuyo objetivo era documentar las relaciones entre el comportamiento de los contaminantes y los procesos mesometeorológicos sobre la Península (MILLÁN *et al.*, 1991). La descripción del proyecto, el desarrollo instrumental y los principales resultados han sido expuestos en diversas publicaciones (MILLÁN *et al.*, 1992, 1996 a, 1996b). Los dos proyectos que siguieron a éste (RECAPMA, Regional Cycles of Air Pollution in the West-Central Mediterranean Area, Contract: STEP-0006-C; y el SECAP South European Cycles of Air Pollutants, Contract: EV5V-CT91-0050), tenían como objetivo documentar los ciclos de polución en la cuenca occidental del Mediterráneo y sobre la totalidad de la cuenca del Mediterráneo, respectivamente.

En estos proyectos los contaminantes han sido también considerados trazadores de oportunidad de las circulaciones atmosféricas. El estudio de los ciclos de concentración en superficie y en altura han sido utilizados para proveer evidencias de los procesos meteorológicos implicados. Muchos de los resultados experimentales han sido obtenidos desde la primavera al final del verano. Como resultado de estos proyectos

Almazora (Castellón)



Manises (Valencia)



El Altet (Alicante)

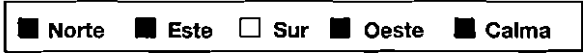
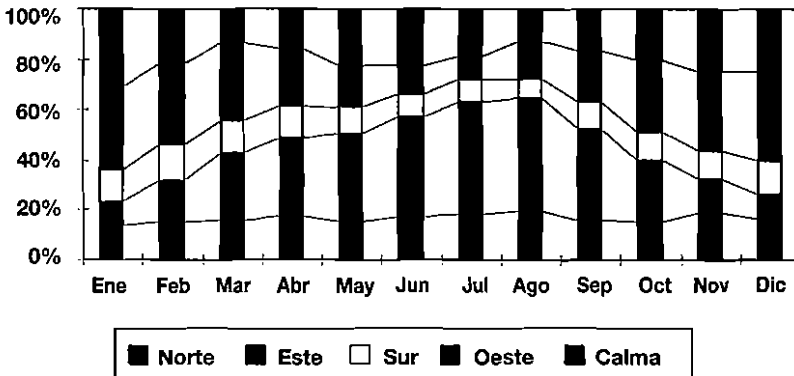


Fig. 4. Análisis estadístico de registros climáticos. Frecuencia de vientos en tres estaciones de la Comunidad Valenciana.

ahora se conocen los procesos meteorológicos específicos y predominantes en esta región, así como su continuidad desde la escala local a la subcontinental. La información disponible incluye la estructura de las circulaciones, su evolución diurna y, en menor grado, su variación anual.

La Figura 5 muestra las condiciones de altura que favorecen el desarrollo de la baja térmica Ibérica y su evolución, como puede observarse en los mapas de presión de superficie. En la Lámina I se muestran dos estadios en la entrada de la brisa de mar sobre la costa Este española y el desarrollo de la actividad convectiva sobre la Meseta Central. La sección vertical fue obtenida con un avión instrumentado y, en este caso, el ozono fue usado como un trazador de masas de aire envejecidas. A partir de estos resultados puede observarse que:

- hacia el final de la tarde, las masas de aire costeras han penetrado hacia el interior aproximadamente 80 km, conducidas por la combinación de la brisa de mar y los vientos anabáticos;
- que la actividad convectiva sobre la Meseta Central se extiende por encima de los 3000 m en este momento; por último,
- que hay una columna de aire limpio localizado entre la costa y la celda circulatoria central.

La Lámina II muestra las secciones pertenecientes a los campos de viento y humedad relativa obtenida durante el vuelo de retorno (1449-1535 UTC) en la Lámina I. El primero documenta la región de convergencia de vientos por delante del primer borde del frente de brisa de mar, en la cima de las montañas costeras. También muestra que en el proceso de entrada, varias capas de retorno se han desarrollado sobre el área costera, lo cual puede también observarse en la Lámina I. Lo mismo se confirma en la sección perteneciente a la humedad relativa, que muestra que la columna de aire limpio en la Lámina I es también muy seco y, por tanto, que el aire es descendente y completa la celda circulatoria. Esta masa de aire seco puede tener importantes implicaciones en el comportamiento de los fue-

gos forestales en las áreas interiores de las cadenas montañosas costeras, como se verá en la sección 4.1.

La Figura 6 muestra el campo de viento a lo largo de una superficie con una altitud constante de ≈ 500 m sobre un área de 105×100 km al Oeste de Castellón, por ejemplo sobre el punto G de la Lámina I. También se muestran vientos que convergen a lo largo de la cumbre de las montañas costeras que separan la Meseta Central de la costa mediterránea. La línea diagonal mostrada en la Figura 6 sigue la trayectoria del vuelo de las Láminas I y II, y permite enfatizar que las convergencias observadas en los cortes verticales y horizontales de las Láminas I y II y de la Figura 6 son complementarias. Las Figuras 7 y 8 muestran esquemas generalizados de las circulaciones de la baja térmica sobre la Península. Flujos más detallados basados en los resultados de modelos se verán en la sección 4.1.

Como se aprecia en la Figura 5, estas circulaciones se desarrollan bajo condiciones anticiclónicas con aire descendente en altura. Esto significa que las circulaciones conducidas por el calentamiento solar durante el día también bloquean y elevan el nivel de subsidencia durante el mismo periodo. Tan pronto como el calentamiento solar cesa, la subsidencia del aire es reestablecida y el inicio de los vientos de drenaje en los valles principales durante la noche puede estar así ayudada por la subsidencia en altura. Este tipo de proceso ha sido documentado en el Valle del Ebro durante el Proyecto MECAPIP. Como se muestra en la Lámina III, el flujo de drenaje estaba separado de la masa de aire en altura por una inversión de subsidencia, que se formó durante la noche, localizándose a ≈ 1000 m sobre el valle. Similares efectos podrían documentarse en otros valles que drenan al mar Mediterráneo. Esto significa que las cimas montañosas que circundan el valle podrían estar inmersas en el flujo de altura (sinóptico) durante la noche. Así, la pregunta clave sería: ¿Qué importancia tienen estos flujos sinópticos? ¿Cómo pueden afectar a la transición de las condiciones de día a noche y al régimen nocturno de vientos en esta región? Las situaciones que se analizan a continuación intentarán contestar a estas cuestiones.

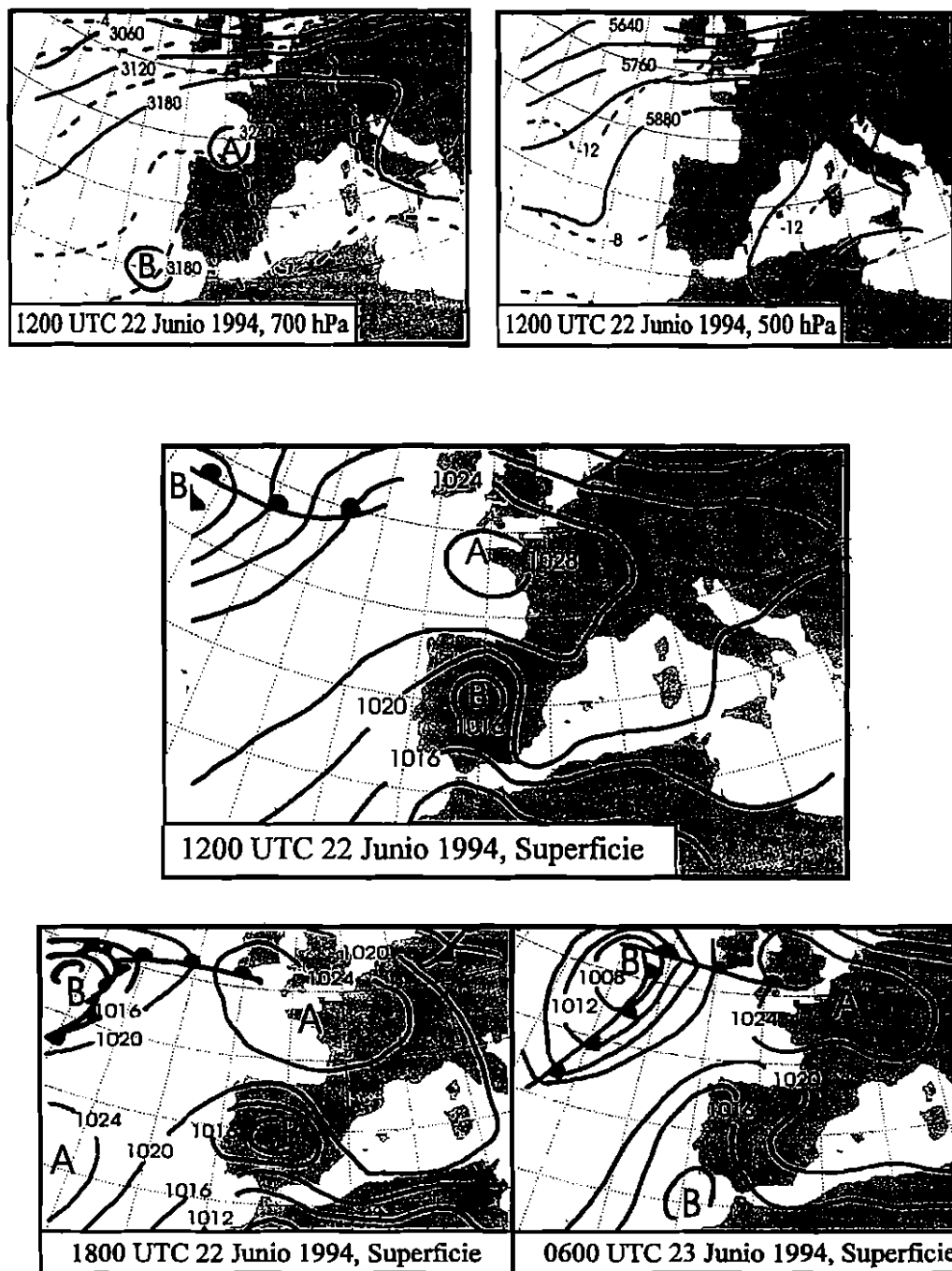


Fig. 5. Condiciones a 700 hPa y 500 hPa que favorecen la formación de la Baja Térmica Ibérica. Para ilustrar su ciclo diario se muestran los mapas de superficie de 0600, 1200 y 1800 UTC para los días 22 y 23 de junio de 1994.

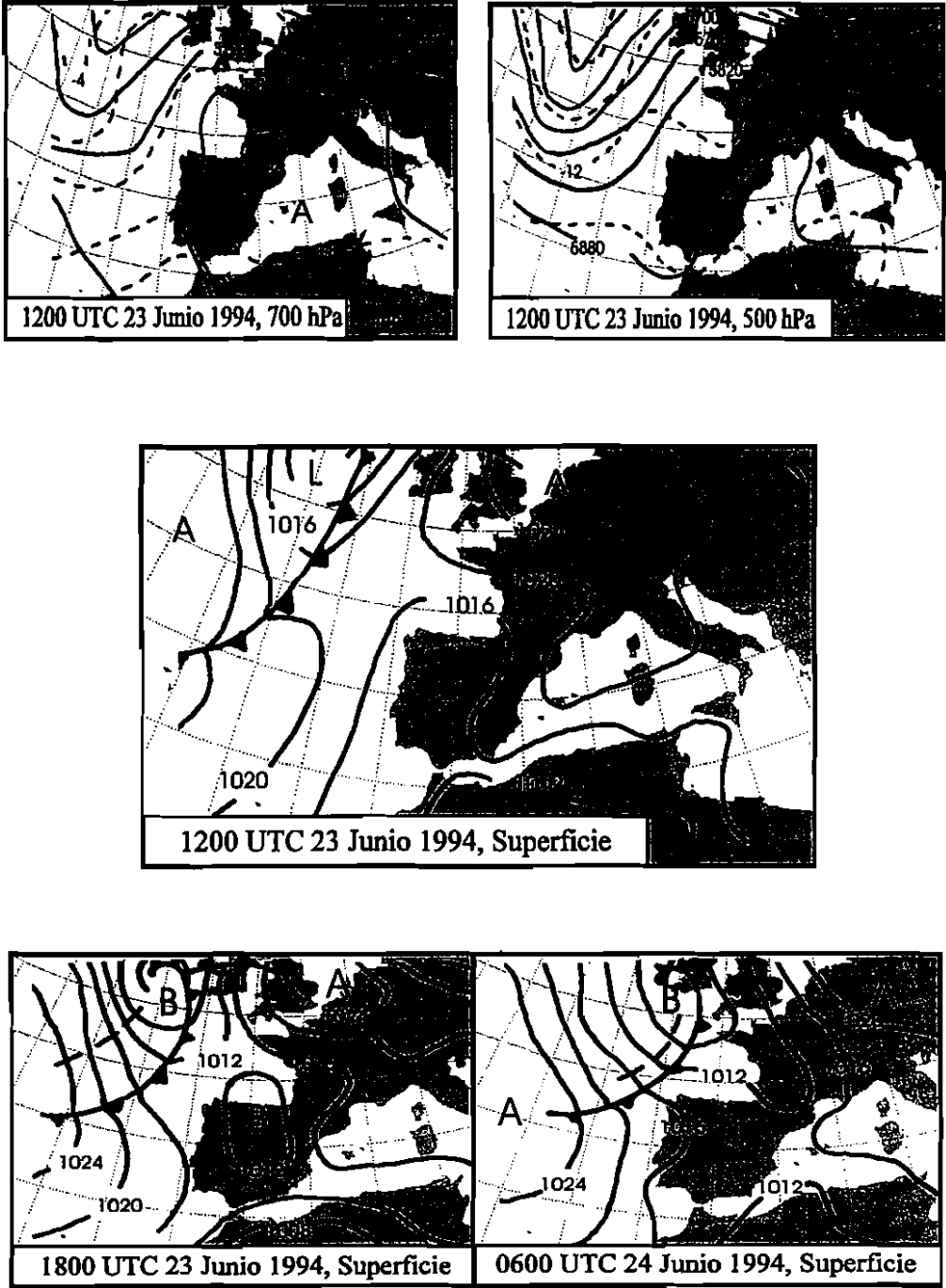


Fig. 5. (cont.)

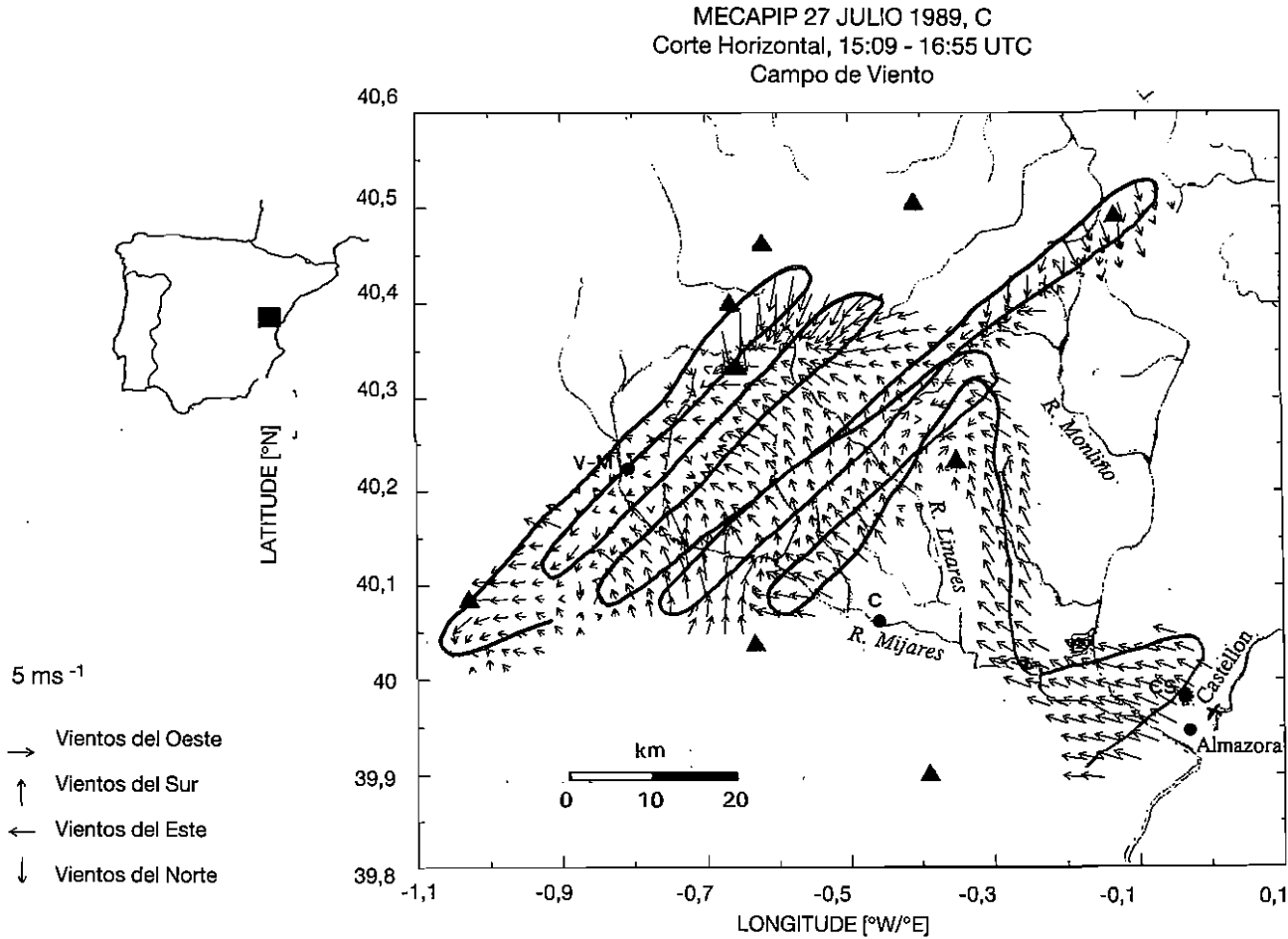


Fig. 6. Campo de viento a la altura del avión (≈ 500 m sobre el suelo) en el complejo industrial de Castellón obtenido el 27 de Julio de 1989. El área principal cubre ≈ 105 por 100 km. y el campo de viento indica una fuerte convergencia ≈ 80 km. tierra adentro, a lo largo de una línea que sigue las cadenas montañosas. En la zona costera, este área de convergencia representa el límite de los frentes de brisa demar y vientos anabáticos.

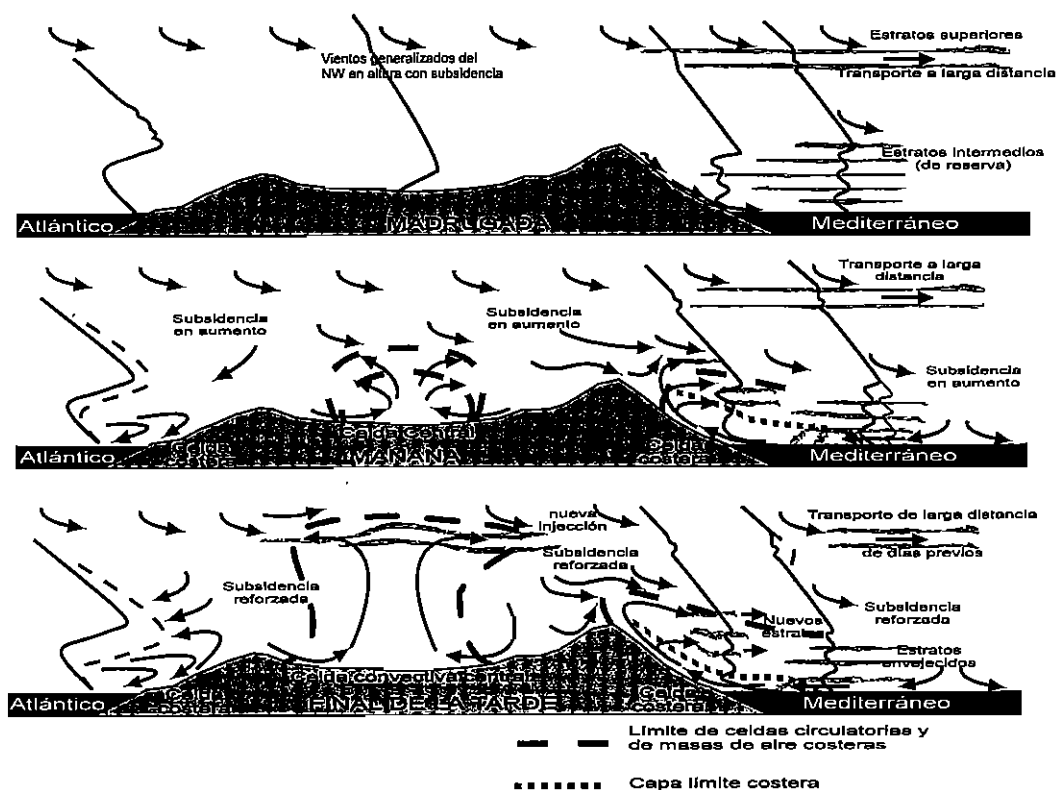


Fig. 7. Sección esquemática de la circulación de la Baja Térmica Ibérica deducida de observaciones meteorológicas y de análisis de calidad del aire. Después de relajarse la Baja Térmica Ibérica durante la noche, la subsidencia predomina sobre toda la región, mientras que los vientos en altura ($\approx 2500-3000$ m.) se han observado que varían desde SW-W hasta NW-N. El inicio del calentamiento solar provoca el comienzo de la formación de brisas de mar que progresan radialmente tierra adentro mientras sus flujos de retorno se mueven hacia el mar bajo un nivel general de subsidencia en altura. La subsidencia compensatoria para la circulación en la celda central y para los flujos convergentes en las celdas costeras, mostradas con aire más limpio en las Líminas I y II, parece que tiene lugar sobre la tierra a distancias que varían de 100 a 200 km de la costa. Finalmente, el desarrollo de un Sistema de Baja Térmica y la convergencia generalizada resultante de los vientos a nivel de superficie a lo largo de todas las áreas costeras, parece compensarse por un incremento de la subsidencia sobre el Mar Mediterráneo y el océano Atlántico.

4. SITUACIONES METEOROLÓGICAS: TIPOLOGIA E INTERACCIONES CON EL FLUJO DE ALTURA

4.1. Ciclos diarios de brisas de mar y tierra con formación de baja Térmica

Tiene lugar cuando las condiciones sinópticas favorecen el total desarrollo de las circulaciones locales y regionales (mesoescala). Como puede observarse en la Figura 5 los gradientes de presión son muy débiles a todos los niveles (desde la superficie a 500

hPa), y las circulaciones locales y regionales se desarrollan durante el día con el calentamiento solar.

MECANISMOS Y CARACTERÍSTICAS

En la costa Este española las brisas de mar se presentan a lo largo de todo el año. Sin embargo, es sólo durante el verano cuando alcanzan su máxima penetración en el interior al formar parte del sistema de Baja Térmica Ibérica. En años muy secos estos procesos pueden iniciarse a principios de Marzo, llegando a obtenerse las máximas velo-

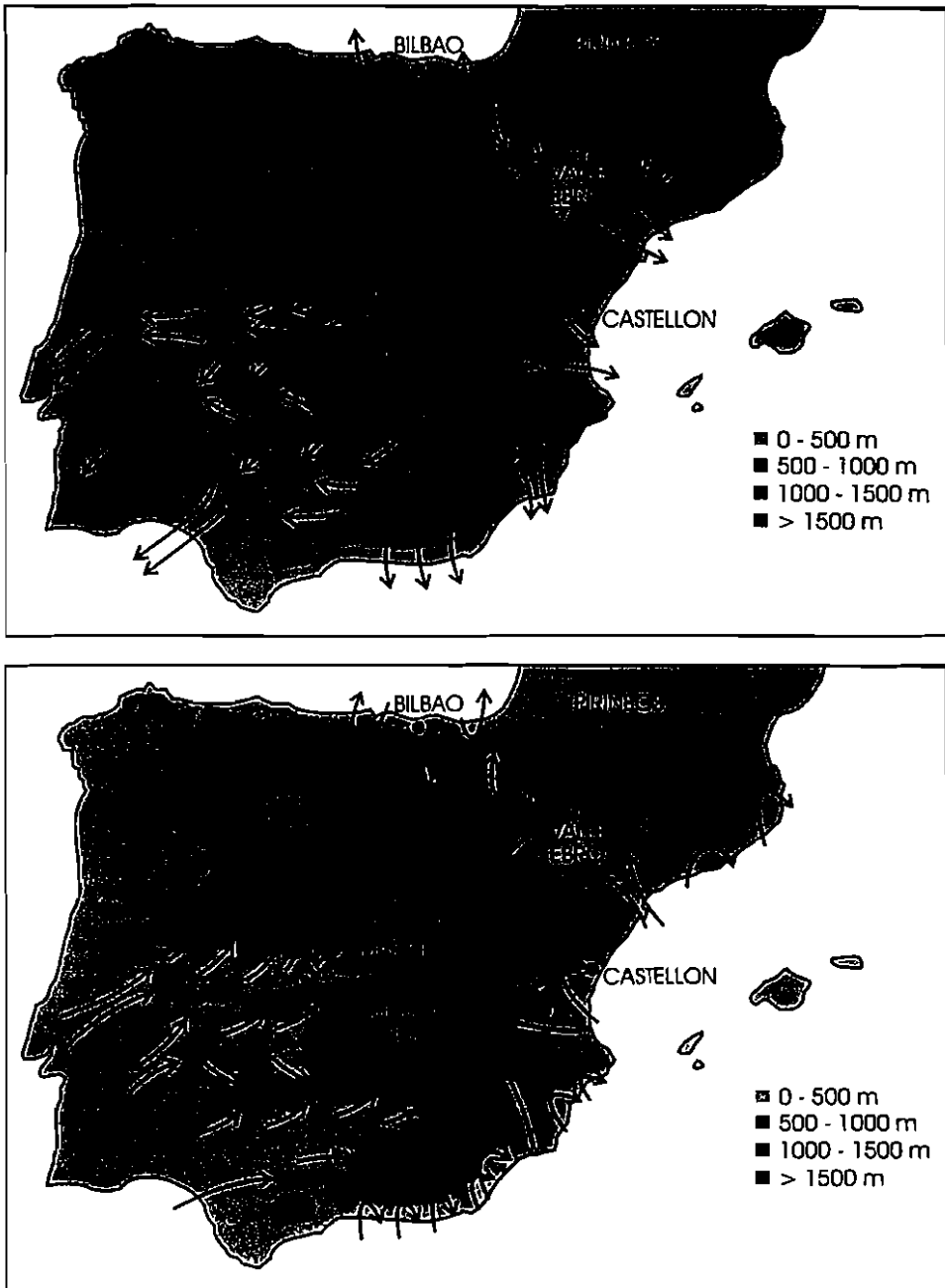


Fig. 8. Estructura propuesta para las circulaciones dentro del Sistema de Baja Térmica Ibérica: vista horizontal. Esta Figura complementa la previa y relaciona las características de las circulaciones observadas y esperadas en función de la orografía predominante. La penetración máxima de las celdas de brisa de mar parece estar, en gran medida, limitada por las cadenas montañosas. Durante la noche, dominan los flujos gravitacionales (¿ayudados por subsidencia?) a lo largo de los valles abiertos al mar.

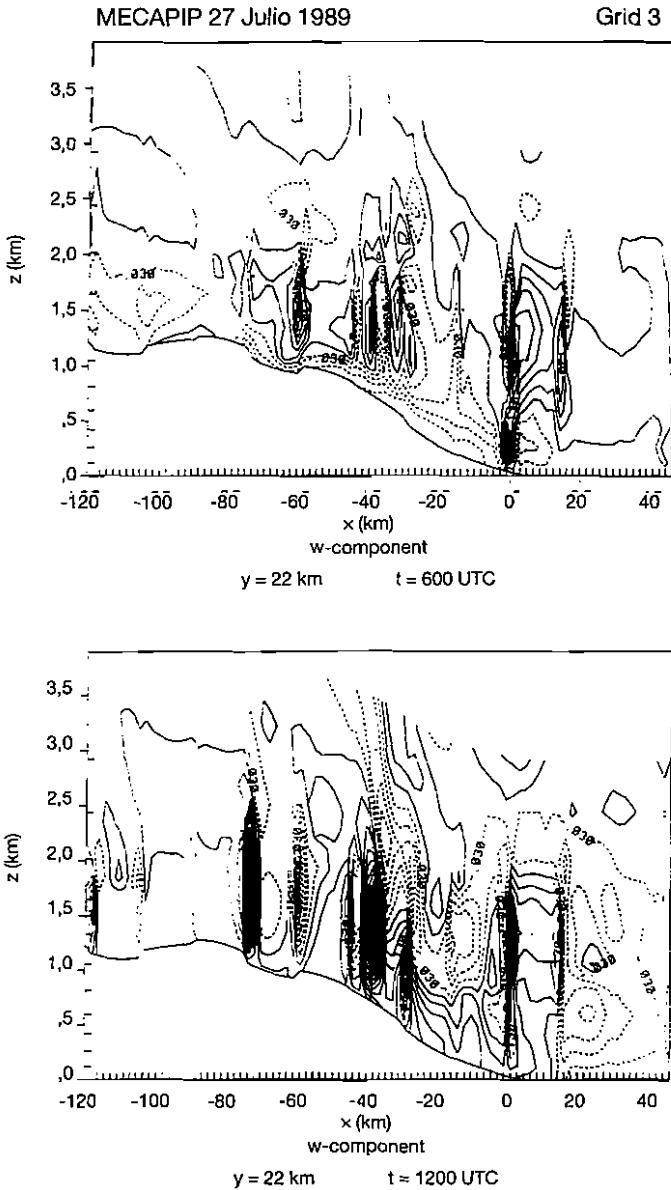


Fig. 9. Componente vertical del viento ($m\ s^{-1}$) modelizado para el 27 de Julio de 1989, a las 0600, 1200, 1600 y 2200 UTC, ilustrando la penetración de la brisa de mar en pasos sucesivos, pues incorpora varias celdas de vientos anabáticos. A las 0600 puede observarse una celda convectiva cerca de la costa pues el drenaje de aire más frío ($\approx 22\ ^\circ C$) interacciona con el mar más cálido ($\approx 26\ ^\circ C$) y con los primeros estadios de la brisa de mar. A las 1200 puede observarse una celda circulatoria convectiva entre ≈ 54 y 78 km tierra adentro mientras que el borde conductor del frente de brisa puede verse a ≈ 40 km. tierra adentro. A las 1200 la brisa ha incorporado todas las otras celdas que ascienden las laderas y ha alcanzado ≈ 80 km. tierra adentro. A las 2200 el drenaje se está estableciendo a lo largo de todas las laderas montañosas orientadas al mar. (Ver pág. siguiente).

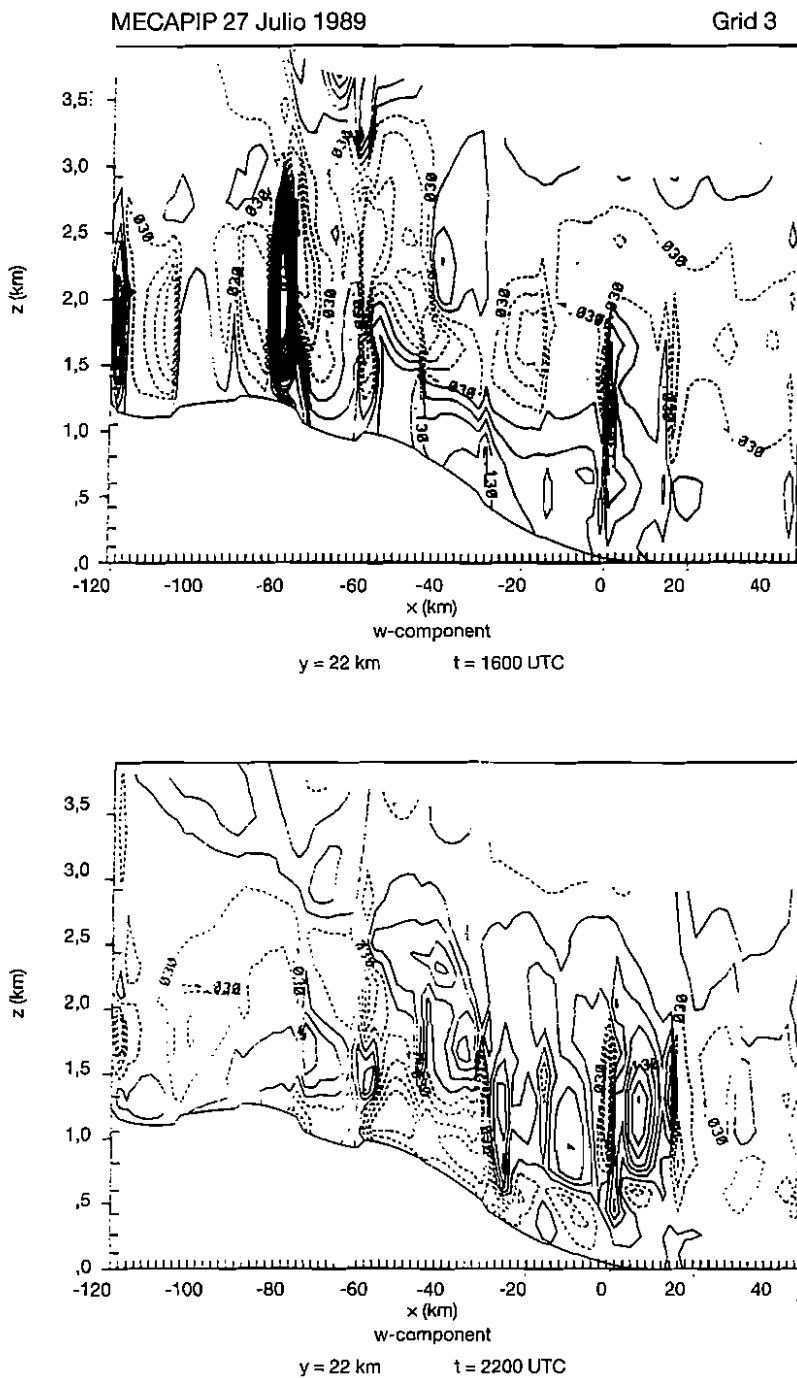
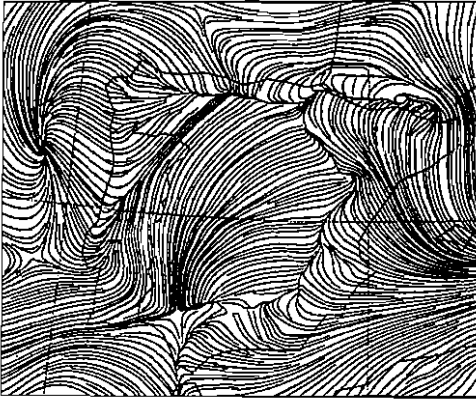


Fig. 9. (Cont.)

MECAPIP 20 Julio 1989

Grid 2



z = 58. m

t = 1200 UTC



z = 58. m

t = 1800 UTC

MECAPIP 25 Julio 1989

Grid 2



z = 58. m

t = 1200 UTC



z = 58. m

t = 1800 UTC

Fig. 10. Líneas de corriente del flujo de superficie modelizado para el 20 y 25 de Julio de 1989, a las 1200 y 1800 UTC. En ambos casos se desarrolla una baja térmica. En el primer caso, estaba bien centrada sobre la Península y el flujo resultante está dominado por una siere de líneas de convergencia con una estructura casi cerrada siguiendo las principales cadenas montañosas. En el segundo caso la baja térmica se formó sobre la mitad Sur de la Península y el flujo resultante parece estar dominado por una línea de intensa convergencia en forma de U.

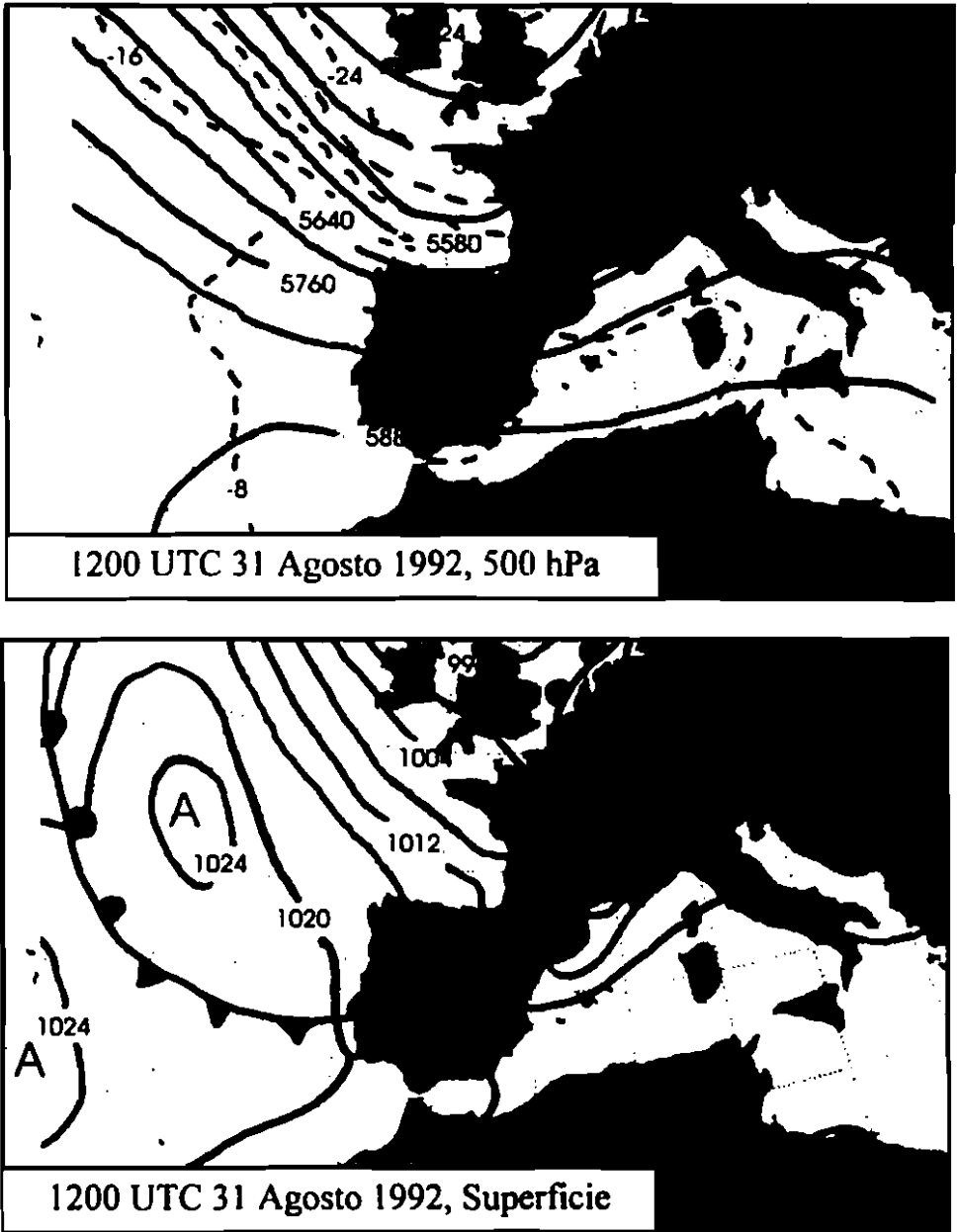


Fig. 11. Mapas meteorológicos correspondientes a una situación típica de ponientes. Un sistema frontal está cruzando la Península con fuerte flujo del Oeste en altura.

ciudades hacia el final de mayo o principio de junio, cuando el contraste de temperatura entre la tierra y el mar es máximo. Sin embargo, su máxima frecuencia (casi siempre diaria), duración (hasta 12 horas al día) y penetración hacia el interior (hasta aproximadamente 80-100 km) ocurre en pleno verano, debido en parte a las favorables condiciones sinópticas, a la mayor cantidad de horas de sol y a la mayor sequedad del terreno. Alguno de estos hechos se reflejan en la Figura 4.

EVOLUCION

Se ha mencionado que en la costa mediterránea española la orientación de las laderas favorece la combinación de la brisa de mar con los vientos anabáticos. Se ha obtenido una visión más detallada de los flujos resultantes mediante la apropiada modelización y la verificación con los datos experimentales. En la Figura 9 se muestra el desarrollo de la brisa de mar y vientos anabáticos en un día con formación de Baja Térmica. Se observa cómo el frente de brisa de mar penetra tierra adentro en pasos o saltos sucesivos, pues la celda de la brisa de mar aumenta en extensión, incorporando sucesivamente celdas circulatorias más débiles que remontan la ladera. Esto ha sido observado experimentalmente siguiendo la evolución de pequeñas nubes de cúmulos (MILLÁN *et al.*, 1992). Al final de la tarde, el borde delantero de la combinación de la brisa de mar y los vientos anabáticos, alcanzan el techo de las montañas, como puede observarse en las Láminas I y II.

A escala peninsular, los resultados de la modelización representados en la Figura 10 muestran que, al final de la tarde, el borde delantero de la brisa de mar alrededor de la Península se mezcla o confunde en una serie de láminas de convergencia, que llegan a organizarse (o bloquearse) groseramente a lo largo de la cumbre de las principales cadenas montañosas, existiendo una gran variabilidad en esta estructura de un día a otro.

La evolución diurna de esta combinación de flujos tiene las siguientes características:

- Están fuertemente canalizados a lo largo de los valles conectando la costa con la Meseta. Se han registrado velocidades de viento de 8 a 10 m s⁻¹ durante varias horas.
- En los valles, los vientos más intensos están

confinados en un núcleo localizado groseramente a lo largo del centro del eje del valle, con vientos máximos desde aproximadamente 100 a 200 m sobre el suelo.

- Los vientos anabáticos también se desarrollan a lo largo de muchas de las laderas orientadas al Sur.
- Como consecuencia de esto, podría esperarse un flujo en forma de espiral a lo largo de los valles orientados Este-Oeste con subsidencia compensatoria (puede que no muy profunda) en las laderas orientadas al Norte.
- Como resultado de lo anterior, alguna de las cumbres de las cadenas montañosas que conforman el valle, pueden estar localizadas en los flujos de retorno de la combinación de brisas de mar y vientos anabáticos durante la totalidad o parte del día. Esta situación puede variar de valle a valle debido a diferencias en el aspecto, altura de las sierras, orientación de las laderas y momento del día.

Con respecto a las interacciones con los incendios, el periodo más peligroso en este ciclo sucede durante las horas diurnas pues las brisas de mar tienden a canalizarse hacia el interior a lo largo de los pasajes naturales (valles) que conectan la costa con la Meseta. En esos valles los núcleos de vientos fuertes del Este se refuerzan con (o refuerzan a) vientos anabáticos a lo largo de la mayor parte de las laderas que están orientadas hacia el Sur, las cuales experimentan vientos que cambian del Este al Sureste a medida que se avanza hacia el interior del valle. En este caso, adquiere importancia la posibilidad de que se produzcan fuegos descontrolados iniciados al encender hogueras sin las debidas precauciones. Las áreas con más alto riesgo estarían asociadas con lugares de acampada cerca de los ríos; en estas zonas, una vez iniciado el fuego, éste podría propagarse muy rápidamente ascendiendo en la ladera, de forma semejante a como ocurre en una chimenea.

Otro punto importante es que muchos de los fuegos forestales generan suficiente calor como para que el humo alcance los flujos de retorno y, bajo las condiciones descritas, pueden observarse cenizas y ascuas cayendo a lo largo de la costa, por debajo de la columna de humo del incendio. Así pues, existe la posibilidad de que las ascuas

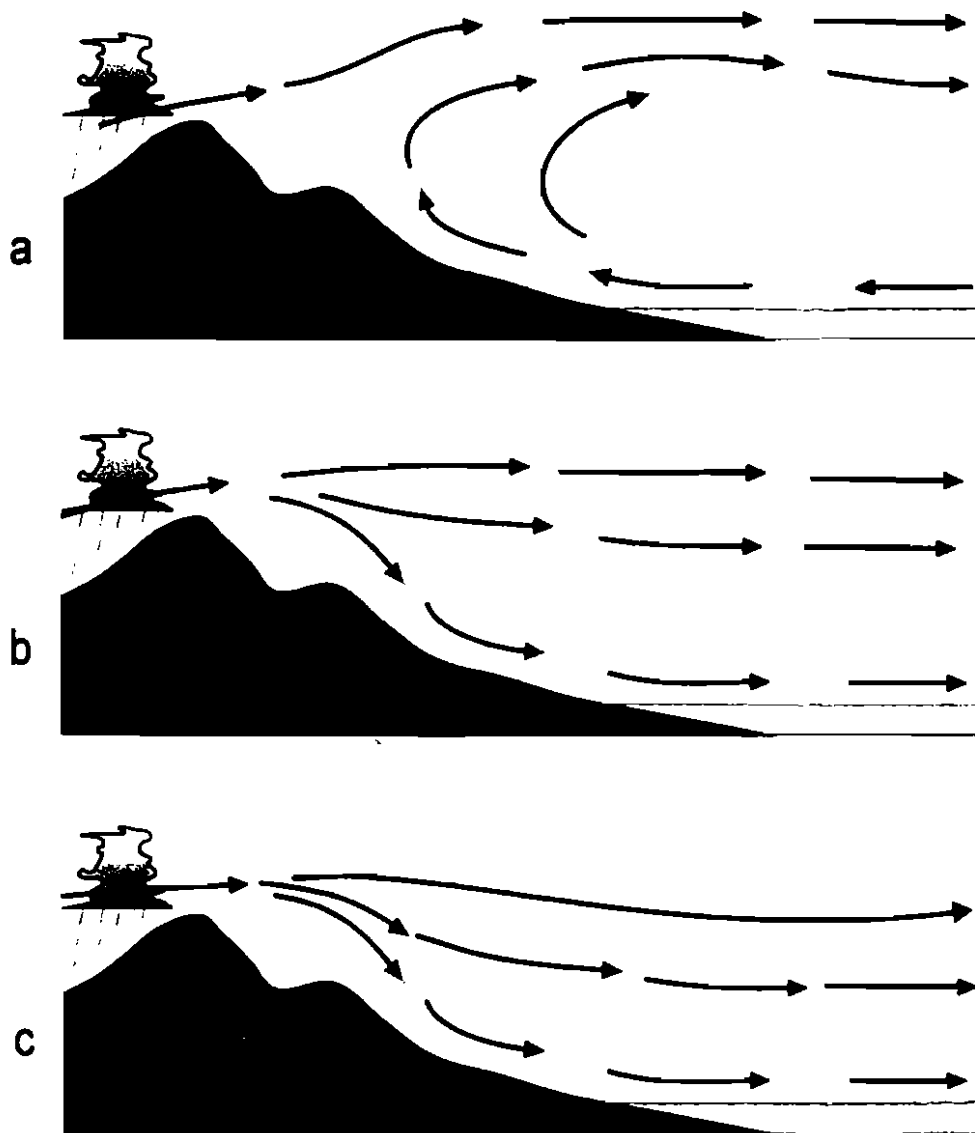


Fig. 12. Esquema de la evolución y acoplamiento cuando el sistema prefrontal (sector cálido) alcanza la costa y la celda de brisa de mar está bien desarrollada. (a) En altura se desarrollan nubes de onda de montaña mientras permanece la celda de la brisa. (b) Con el colapso de la celda de la brisa de mar por la tarde los vientos de altura caen a la superficie y se mezclan con los flujos de drenaje. (c) A la mañana siguiente el viento Föhn está totalmente acoplado con el de superficie y, normalmente, es suficientemente fuerte para inhibir el desarrollo de la brisa de mar.

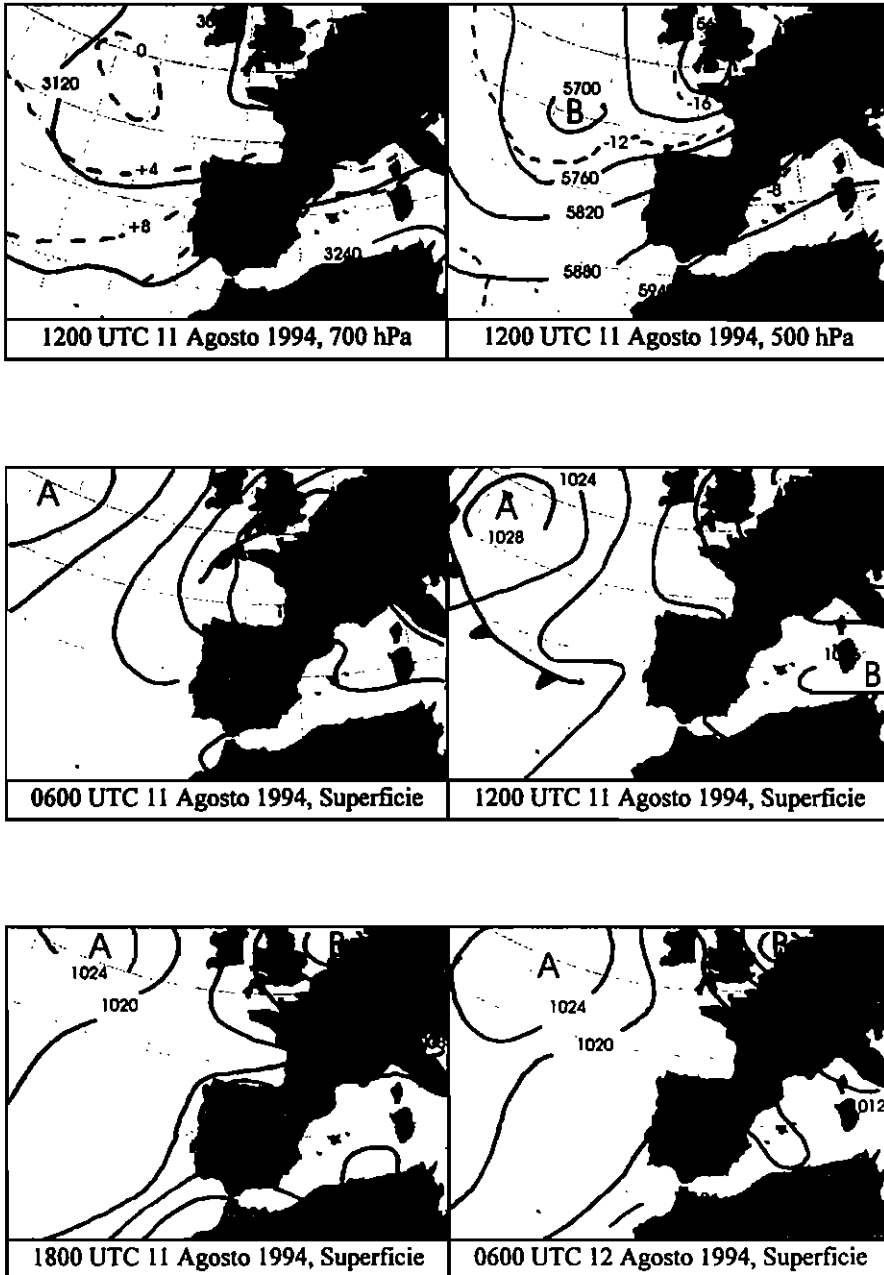


Fig. 13. Condiciones meteorológicas que favorecen el desarrollo de un ciclo combinado el 12 de Agosto de 1994. El gradiente en superficie favorece la formación de la Baja Térmica Ibérica durante el día. A 700 hPa y 500 hPa, sin embargo, hay un flujo débil del Oeste que se acopla a la superficie tan pronto empieza el flujo de drenaje. Este mecanismo también favorece la descarga de aire atlántico más frío sobre la cuenca mediterránea. El resultado de esto puede observarse en los mapas de superficie del 12 de Agosto a las 0600 con la formación de una cresta de altas presiones asociada al aire más frío.

de mayor tamaño caigan en áreas localizadas por detrás del fuego principal y den comienzo a nuevos focos. Esta situación estaría también favorecida en áreas con flujo compensatorio de subsidencia, como se muestra en la Figura 9, y por tanto, puede resultar una seria amenaza.

Durante la tarde y noche hay un período de calma antes de que las brisas de tierra y los vientos de drenaje se establezcan. Estos están fundamentalmente confinados en los valles y alcanzan su máxima intensidad antes de la salida del sol, y raramente llegan a profundidades mayores de 150 a 200 m. Además, y debido a que el mar puede estar muy caliente en esta época del año (de 25 a 27 °C), los vientos de drenaje pueden resultar bloqueados al llegar al mar. Esto puede observarse en los resultados de la modelización que están representados en la Figura 9. Durante este período las cadenas montañosas pueden permanecer inmersas en un flujo sinóptico débil (en el caso de que se desarrolle alguno por la noche). Algunas veces se ha observado un flujo de tipo inercial tratando de llenar todo lo que queda de la baja térmica durante la noche. Esto significa que un flujo semejante a una brisa de mar continúa hasta que se establece el flujo de drenaje.

En algunas situaciones, durante la noche el fuego podría llegar a estar dominado por sus propias propiedades térmicas. La intensidad de los vientos de drenaje es más débil en los sectores más elevados del valle y va aumentando a medida que se descende hacia el fondo del valle. En este sentido, en los puntos altos del valle los vientos pueden ser demasiado débiles para anular la circulación térmica de un fuego fuerte, por lo que la dinámica del frente de llamas puede ser predecible, puesto que éste tenderá a propagarse ascendiendo la ladera a una velocidad menor que durante el día. Esto puede resultar en una combustión más intensa y completa de la vegetación durante la noche. En las áreas cercanas al fondo del valle, los vientos de drenaje pueden ser lo suficientemente fuertes para invertir la dirección del frente de llamas y conducirlo hacia sectores ya quemados durante el día.

Otra situación importante puede ocurrir en el interior de las cadenas montañosas costeras como resultado de flujos compensatorios a la brisa de mar y a las celdas circulatorias del interior. Como puede observarse en las Láminas I y II y en las

Figuras 7 y 9, los flujos compensatorios envuelven la *lenta subsidencia del aire en altura*, y la formación de líneas de convergencia de vientos en superficie. Además, la subsidencia provoca el calentamiento y secado de la masa de aire que se hunde (Lámina II), obteniéndose valores de humedad relativa de cerca del 10% o incluso menos, en puntos del interior, lejos del frente de brisa de mar. Los incendios forestales que empiezan en estas regiones podrían ser extremadamente intensos. Así por ejemplo, tras los fuegos del Maestrazgo de 1994 que tuvieron lugar, esencialmente, bajo el área principal de subsidencia mostrada en las Láminas I y II, se encontraron botellas de vidrio que habían quedado parcial o totalmente derretidas.

4.2. Ponientes: Vientos del Oeste con sistemas depresionarios migratorios

Estos representan el caso opuesto a la Baja Térmica, es decir, cuando las condiciones macrometeorológicas (sinópticas) anulan la formación de circulaciones regionales, y representan el caso más fuerte de acoplamiento del flujo sinóptico con la superficie.

MECANISMOS Y CARACTERÍSTICAS

Pueden producirse tan pronto como las depresiones atlánticas se mueven hacia latitudes más bajas, y empiezan a migrar a través de un corredor que se extiende aproximadamente desde las Islas Británicas hasta el Golfo de Vizcaya-Sur de Francia. En la Figura 11 se muestra una situación típica. Este período puede empezar como muy pronto a mediados de agosto y durar hasta últimos de junio. Bajo estas condiciones, las depresiones y sus frentes barren la Península Ibérica y las lluvias se producen sobre la mayor parte del territorio con importantes efectos orográficos. En general, la componente Oeste de los vientos se extiende desde la superficie hasta niveles superiores, y los eventos de mayor intensidad ocurren con situaciones de bajas frías.

En la Comunidad Valenciana, el último obstáculo encontrado por las masas de aire antes de llegar al Mar Mediterráneo es el Sistema Ibérico. Esta es la barrera entre la parte más baja de la Meseta Central y los llanos costeros, y potencia la precipitación inducida orográficamente en el lado de barlovento. A sotavento, por otra parte,

Frecuencia y distribución de incendios forestales en la Comunidad Valenciana en función de la época del año (1968-1996)

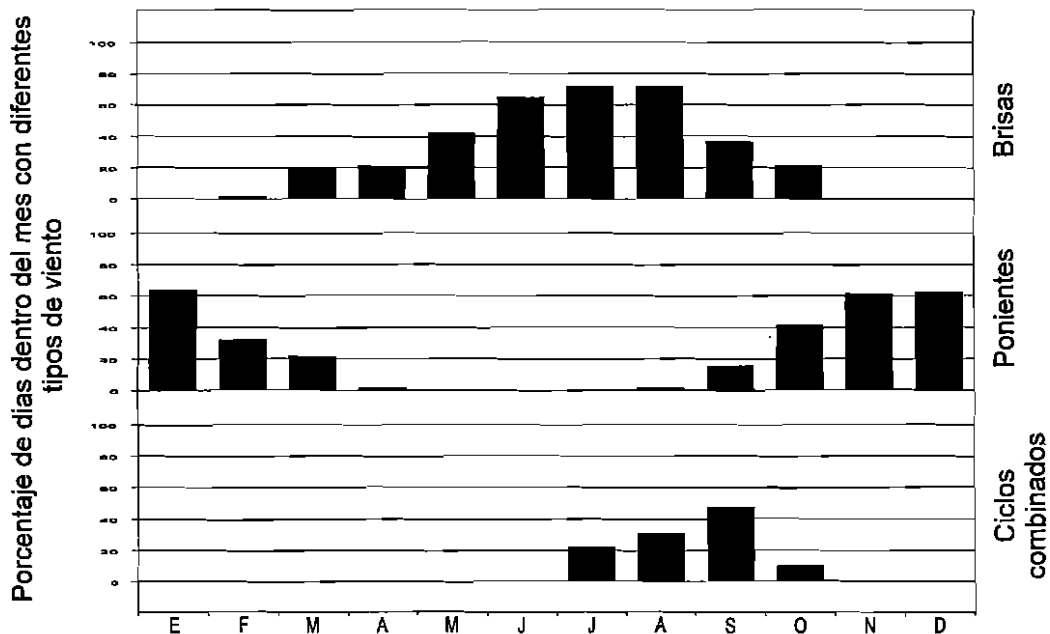
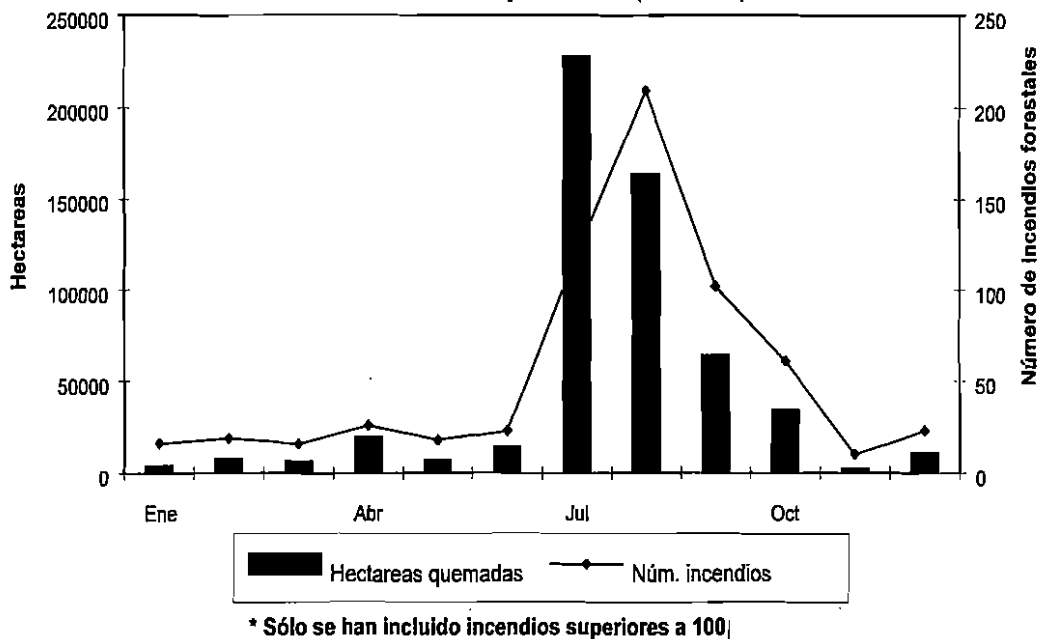


Fig. 14. Relación entre las estadísticas de fuegos y las situaciones mesometeorológicas descritas para la Comunidad Valenciana.

se produce un efecto *Föhn* que provoca vientos fuertes del Oeste (ponientes) sobre la mayor parte de la costa mediterránea. Los ponientes pueden considerarse cuasi-sinópticos y, como todos los vientos del tipo *Föhn*, son fuertes, racheados, cálidos y muy secos.

EVOLUCION

El ciclo de vida típico de los ponientes dura lo que los sistemas frontales tardan en cruzar la Península, es decir, uno a varios días. Durante este período la dirección del viento puede cambiar del Sur o Suroeste, al principio del ciclo, hasta Oeste o Noroeste tras el paso del frente frío. Esta última etapa puede venir acompañada también con un aumento significativo de la velocidad del viento. Estos vientos vienen acompañados por convergencia a sotavento de las montañas y una fuerte subsidencia sobre los llanos costeros.

En la franja costera se ha detectado que la llegada de los ponientes sucede preferentemente durante la noche. Esto puede explicarse considerando que las condiciones meteorológicas que conducen a su desarrollo también provocan tiempo soleado sobre la costa mediterránea, y las laderas orientadas al Este potencian el desarrollo temprano de la brisa de mar reforzada por los vientos anabáticos. Así pues, si el ciclo de ponientes comienza durante el día y la celda de la brisa ya está bien establecida, los vientos del Este que soplan hacia el interior tienden a bloquear o desviar los ponientes para que no alcancen la superficie. En estos casos se desarrolla una línea de fuerte convergencia a cierta distancia tierra adentro. En los proyectos europeos mencionados anteriormente, este tipo de situación ha sido documentada en varias ocasiones en los llanos costeros de Castellón y Valencia.

Sin embargo, durante la tarde la circulación de brisa de mar termina y los vientos de superficie cambian a flujos de drenaje del Oeste. Este proceso ayuda a acoplar los ponientes cuasi-sinópticos (del Oeste) con el flujo en superficie (también del Oeste). Una vez acoplados a tierra, los ponientes se establecen a todos los niveles y tienden a bloquear la formación de la brisa de mar el(los) día(s) siguiente(s). Estos procesos se ilustran en la Figura 12.

EFFECTOS

Mientras perdura esta situación, los ponientes normalmente anulan la circulación de todos los vientos mesoescalares, incluyendo brisas de mar y vientos anabáticos, y afectan simultáneamente a las zonas elevadas (cumbre de cadenas montañosas) como a los valles con orientación Este-Oeste, donde pueden estar fuertemente canalizados. En relación con los grandes incendios forestales, los principales efectos se relacionan con:

- su capacidad para secar muy rápidamente la superficie y la vegetación;
- su potencial para activar fuegos latentes, por ejemplo, en vertederos incontrolados, y/o para propagar cualquier pequeño fuego resultado de la práctica agrícola tradicional (quema de rastrojos);
- su capacidad para propagar los fuegos gracias a su persistencia e intensidad.

En este tipo, la persistencia de la dirección del viento permite poder pronosticar la dirección esperada de propagación del frente de llamas, por lo que esta información puede ser de gran utilidad en las campañas de extinción.

4.3. Ciclos combinados: brisas de mar seguidas por acoplamiento de ponientes en altura por la noche

Las condiciones típicas para que se dé esta situación se muestran en la Figura 13. Los gradientes de presión desde la superficie hasta los 850 hPa son débiles y favorecen el desarrollo de la baja térmica y/o las circulaciones costeras. En o sobre la superficie de 700 hPa, y asociado con el nivel generalizado de subsidencia anticiclónica en altura, hay un flujo del Oeste bien definido.

MECANISMOS Y CARACTERISTICAS

Este tipo de situación se desarrolla durante la transición de las condiciones de verano a las de otoño e invierno. Empieza a ocurrir con mayor frecuencia hacia el final del verano, alternando con períodos en que las brisas de mar y las condiciones de baja térmica se desarrollan totalmente o con condiciones que conducen a la formación de ponientes. Sin embargo, el desarrollo

de los ponientes a lo largo de la costa Este se asocia con lluvias generalizadas sobre la meseta central. El suelo húmedo inhibe el desarrollo de la baja térmica, la cual puede no formarse hasta la siguiente primavera. En esta situación las principales circulaciones mesoescalares en la costa Este son las brisas de mar, que todavía pueden alcanzar la cima de las cadenas montañosas costeras y alargarse durante aproximadamente otros meses. Al final de septiembre la frecuencia de aparición y el alcance de las brisas de mar disminuyen significativamente. En la Figura 4 esto puede observarse en la caída brusca que sufren los vientos del Este.

EVOLUCION

Su desarrollo inicial es similar al de las brisas de mar y de tierra con formación de baja térmica. De todas formas, el final de la combinación de las brisas de mar-vientos anabáticos y la transición al flujo de drenaje y brisas de tierra pueden verse modificados por la presencia de vientos del Oeste en altura. El acoplamiento con los flujos en superficie está causado porque: (1) ambos vientos, es decir, el de superficie y el de altura, tienen la misma dirección, (2) el inicio de los flujos de drenaje «ayudados por subsidencia», conduce los vientos de altura hacia la superficie, y (3) el inicio de la subsidencia provoca un chorro nocturno, justo por debajo de la nueva inversión, también en la misma dirección general. La combinación de estos procesos puede inhibir o destruir el desarrollo de la inversión de subsidencia durante la noche, aunque no hay datos disponibles que lo prueben, y producir un tipo de «ponientes por medio de acoplamiento ayudado por subsidencia». También parece que los vientos más fuertes están confinados a los valles, como se muestra después.

A la mañana siguiente en la costa Este se desarrollan de nuevo las brisas de mar, aunque un poco más tarde, así como la baja térmica sobre la Meseta Central, y el ciclo se inicia de nuevo. Esta situación se ha observado que dura de uno a varios días, tras los cuales normalmente pasa a convertirse en un ciclo completo de baja térmica. Los aspectos principales de estos vientos son:

- los «ponientes ayudados por acoplamiento» se desarrollan a últimas horas de la tarde alre-

dedor de la puesta de sol, o incluso una o dos horas antes;

- pueden ser lo suficientemente intensos como para dominar la dinámica del incendio y cambiar la dirección del frente de llamas. En esta región, y antes de la puesta de sol, esto puede inducir un cambio repentino en la dirección del viento que vaya desde un viento anabático débil, y por tanto, con componente Sur, hasta convertirse en un Oeste mucho más fuerte (por ejemplo, un giro de 90° puede redirigir el *frente de llamas* a lo largo de la pared del valle);
- la diferencia principal con los ciclos «normales» de brisas de mar y baja térmica es que la transición del viento del Sur o Sureste a Oeste es muy rápida, es decir, del orden de media hora o menos, y se han observado cambios totales de dirección en menos de 15 minutos;
- otra importante diferencia es que, junto al colapso total de la celda de brisa de mar, el cambio en la dirección del viento tiene lugar casi a la vez en toda el área costera, desde las cadenas montañosas hasta el mar;
- debido a que son el resultado del acoplamiento «ayudado» por los vientos débiles del Oeste en altura y los flujos de drenaje y brisas de tierra, los vientos en superficie pueden llegar a estar, como en el caso de los ponientes, fuertemente canalizados a lo largo de los valles que fluyen hacia el mar, es decir, los alineados de Este a Oeste en esta región;
- por otra parte, las zonas más elevadas de los valles pueden no tener vientos tan fuertes como en los «ponientes clásicos». De hecho, cerca de las elevaciones, el viento podría ser tan débil que la dinámica del frente de llamas podría quedar dominada por el fuego mismo como en el caso de la baja térmica durante la noche;
- su duración se limita al período nocturno y de madrugada. Al día siguiente el flujo cambia a brisa de mar y vientos anabáticos como en el caso de la baja térmica.

El cambio súbito en la dirección del viento, que puede producirse en cualquier punto del valle, puede ser extremadamente peligroso para las

brigadas de extinción que trabajan cerca del frente de llamas. También existe la posibilidad de que el fuego se desdoble y una parte ascienda la ladera, apoyado por los vientos débiles de la cima, mientras que el frente de llamas se mueva por el valle siguiendo el nuevo flujo. Esto significa que el inicio de estos vientos pueden provocar el avance y la propagación del fuego durante la noche.

4.4. Algunos comentarios sobre las estadísticas disponibles

La Figura 14 combina la Figura 2 con los datos disponibles acerca de los períodos de aparición, y frecuencias, para las situaciones sinópticas descritas. De todas formas, hay varios puntos que mencionar acerca de los datos usados para preparar esta figura. En primer lugar, el conocimiento de los procesos descritos es muy reciente. La recolección sistemática de evidencias empezó en 1988 en el marco de los mencionados proyectos de la UE, y la mayor parte de los datos experimentales disponibles, incluyendo sondeos atmosféricos y medidas con instrumental en aviones, se obtuvieron en campañas de campo intensivas durante dos o tres semanas en verano.

La interpretación de los datos experimentales ha permitido ampliar los conocimientos sobre estos procesos, lo cual ha facilitado el diseño y lanzamiento de varias campañas de medidas extensivas (hasta 3 meses) con el objetivo de ampliar la cobertura temporal. Además se han instalado en puntos seleccionados de la región una red de nueve torres meteorológicas y cinco estaciones de calidad del aire con torres meteorológicas, todo ello con registro continuo. Estas estaciones empezaron a operar a últimos de diciembre de 1994, y los datos disponibles pueden usarse ahora para relacionar los vientos en superficie con las condiciones sinópticas.

La identificación de las condiciones sinópticas, para las que cada proceso es el dominante, se ha hecho directamente examinando los mapas meteorológicos disponibles desde 1983 hasta la actualidad. Sin embargo, todavía se requiere una validación global de sus efectos en el campo de vientos de superficie a partir de los datos de los emplazamientos con instrumentación. Con esto, los autores quieren enfatizar que nos sentimos

más seguros acerca de los períodos en los que estos procesos dominan que en sus frecuencias relativas.

La Figura 14 incide sobre la idea ya comentada de que la mayor frecuencia de fuegos y las mayores áreas quemadas parecen suceder durante el período en que dominan los vientos del Este. Tras analizar la información disponible podría concluirse que este período coincide con los ciclos en que las brisas de mar y vientos anabáticos cambian a componente Oeste durante la noche. Además parece que este ciclo combinado padece y/o incorpora las peores características de los otros dos. El efecto directo de los ponientes parece estar confinado a los meses de septiembre y octubre, es decir, justo antes del comienzo de las lluvias en esta región que humedecen el suelo.

5. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Las conclusiones más importantes de este trabajo pueden resumirse en las siguientes ideas:

- I. que las situaciones meteorológicas descritas para la costa mediterránea española pueden identificarse fácilmente;
- II. que los escenarios de su evolución más probable pueden preverse de 12 a 24 horas antes de su aparición y, por último,
- III. que una caracterización y conocimiento de las condiciones meteorológicas sinópticas y regionales así como su influencia potencial en la ignición y dinámica de los fuegos, podría ser de gran ayuda no sólo en los estadios de prevención e inicio del fuego sino también en los de control y extinción. Sin embargo parece que este tipo de información no existe.

Una revisión de la literatura científica en fuegos forestales indica que la mayor parte de los estudios tratan de sus efectos en los ecosistemas, de los cambios en las propiedades del suelo y la regeneración de los ecosistemas forestales (TRAUBAUD, 1982; MORENO Y OECHEL, 1994). Hay muchos menos estudios relativos a la influencia de la meteorología en el comportamiento del fuego (BROTAT Y REIFSNYDER, 1976; ROTHER-

MEL, 1983), y los disponibles tienden a ser muy genéricos (CHANDLER *et al.*, 1991; JOHNSON, 1992). Esta situación puede surgir de considerar a los fuegos como eventos inevitables que ocurrirán con más alta probabilidad bajo ciertas condiciones y, por tanto, requieren un grado de disponibilidad parejo. La «entrada meteorológica» está principalmente confinada a la elaboración de «índices» (ICONA, 1988; CARREGA, 1991; ALCOVER *et al.*, 1994) que relacionan el «potencial de peligro de fuegos» con otras variables como humedad del suelo, humedad relativa, temperatura, velocidad máxima de viento, etc. Esta aproximación está ampliamente extendida y representa tanto una concepción estática del problema, donde el énfasis se encuentra en cuantificar niveles de alerta que faciliten la toma de la decisión de «ir o no ir», así como una concepción económica puesto que esencialmente no necesita a ningún experto residente que emita juicios posteriores.

Las interacciones entre meteorología y orografía varían de región en región y esto hace que los estudios específicos sean no sólo caros sino también de aplicabilidad limitada a otros lugares. Además, una explotación juiciosa de los conocimientos ya adquiridos para optimizar los procedimientos de extinción y minimizar accidentes necesita, de forma precisa, un operador experto con un entrenamiento adecuado que ayude en la toma de decisiones tanto antes como durante el evento. De hecho, es una suerte que para la costa Este española exista esta información actualmente como resultado de otros proyectos europeos. Dado que en estos momentos en otras áreas del mediterráneo (cuenca oriental), se están llevando a cabo estudios similares a los preparados

en los proyectos europeos antes comentados, este método puede ser convenientemente aplicado a la mayor parte de la cuenca mediterránea.

El «índice de potencialidad de peligro de incendio» podría mejorarse indicando el tipo de situación y el pronóstico de su evolución más probable. Una ventaja en este caso es el hecho de que en la mayor parte de la cuenca mediterránea los tipos de tiempo en el verano son pocos y sus interacciones con la orografía muy repetitivas. Así pues, cuando se dispone de la información meteorológica y la tipología regional esta fase sólo implicaría tener que incorporar al índice una lista de «qué hacer» y/o «qué no hacer».

Finalmente, el conocimiento de los procesos atmosféricos mesoescalares, y el hecho de que éstos puedan predecirse a escala regional, constituyen un fuerte potencial para la mejora de modelos de comportamiento del incendio forestal y para proporcionar estrategias de cara a la prevención de incendios y elaboración de planes de extinción a nivel regional.

AGRADECIMIENTOS

Los autores querían expresar su agradecimiento a Rosa Salvador y Enrique Mantilla que ayudaron en el procesamiento de los datos y preparación de gráficos. El Profesor Ramón Vallejo leyó a conciencia los diferentes borradores del texto y contribuyó con importantes sugerencias para mejorar su contenido final. Finalmente, extendemos nuestra gratitud a la Comisión Europea por la financiación de los proyectos MECAPIP, RECAPMA Y SECAP que han ayudado a documentar estos procesos.

SUMMARY

The Valencian Community on the Spanish Mediterranean coast is a region, among others in the Mediterranean basin, that has experienced a significant increase in wildfires in the last twenty years. Three situations have been identified which cover the most likely interactions between the synoptic conditions and the regional winds, and their implications for the dynamics of fires in this region. These situations are: 1) diurnal cycles of sea and land breezes with a thermal low developing over the Iberian Peninsula; 2) «Ponientes», i.e., a Föhn effect producing Westerly winds when a travelling low pressure systems crosses the Iberian Peninsula; 3) combined cycles, when the diurnal cycle of sea breezes is followed by coupling of the land-sea flows with upper westerlies at night.

In the Valencian Community the highest frequency of fires and the largest burnt areas occur when the Easterly winds dominate. The meteorological situations described for the Spanish Mediterranean coast can be identified easily, and their most probable evolution scenarios forecasted 12 to 24 hours before their occurrence. Equivalent situations may be expected in other parts of the Mediterranean basin. Studies that analyze the relationships between the synoptic conditions, the orography and the fire dynamics can be useful for managers involved in meteorological risks.

Key Words: Wildfires, Regional Winds, Fire dynamics, Meteorological forecasting, Mediterranean Forest Fires.

BIBLIOGRAFIA

- ALCOVER V., MEDIAVILLA J., TAMAYO J. and CORREA B. 1994: *Evaluación y verificación de la campaña de apoyo meteorológico a PREVIFOC-94*. Instituto Nacional de Meteorología, Centro Meteorológico Territorial de Valencia, Valencia, Spain, 140 pp.
- BARRY R. G., & CHORLEY R. J. 1987: *Atmosphere, Weather and Climate* (5th Ed.). Methuen, 460 pp.
- BROTAK E. A. & REIFSNYDER W. E. 1976: «Synoptic study of the meteorological conditions associated with extreme wildland fire behaviour». *Proceedings of the Fourth National Conference on Fire and Forest Meteorology*, November 16-18, St. Louis, Missouri, US Department of Agriculture, Forest Service, General Technical Report RM-32.
- CAPEL MOLINA J. J. 1990: «Riesgos climáticos: desertificación y fluctuación climática anual». *Boletín Geológico y Minero*, 1014, 108-116.
- CARREGA P. 1991: «A meteorological index of forest fire hazard in Mediterranean France». *Int. Jour. Wildland Fire*, 1, 79-86.
- CHANDLER C., CHENEY P., THOMAS P., TRABAUD L., & WILLIAMS D. 1991: *Fire in forestry. Volume I. Forest Fire Behaviour and Effects*. Krieger Publishing Company, 450 pp.
- ICONA 1988: *Experimentación de un nuevo sistema para la determinación del peligro de incendios forestales derivados de los combustibles: Instrucciones de cálculo*. ICONA, Ministerio de Agricultura, Madrid.
- JOHNSON E. A. 1992: *Fire and vegetation dynamics: Studies from the North American boreal forest*. Cambridge University Press, Cambridge.
- METEOROLOGICAL OFFICE-HMSO 1962: *Weather in the Mediterranean I, General Meteorology* (2nd Ed.). MO 391, London, 370 pp.
- MILLÁN M. M., ARTIÑANO B., ALONSO L., NAVAZO M. & CASTRO M. 1991: «The effect of mesoscale flows the regional and long-range atmospheric transport in the western Mediterranean area». *Atmos. Environ.* 25A, 949-963.
- MILLÁN M. M., ARTIÑANO B., ALONSO L., CASTRO M., FERNÁNDEZ-PATIER R. & 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° 14834) CEC-DG XII/E-1, Rue de la Loi, 200, B-1040, Brussels, 219 pp.
- MILLÁN M. M., SALVADOR R., MANTILLA E. & ARTIÑANO B. 1996a: «Meteorology and photochemical air pollution in southern europe: experimental results from EC research projects». *Atmos. Environ.*, 20, 1909-1924.
- MILLÁN M. M., SALVADOR R., MANTILLA E. & KALLOS G. 1996b: «Photo-oxidant dynamics in the Western Mediterranean in Summer: Results from European Research Projects». To be Published in *J. Geophys. Res.*
- MORENO J. M. & OECHEL W. C. Eds. 1994: *The Role of Fire in Mediterranean type Ecosystems*. Springer Verlag, 201 pp.

- OLCINA CANTOS J. 1994: *Riesgos Climáticos en la Península Ibérica*. Ed. Acción Divulgativa, S. L. Madrid.
- ROTHERMEL R. C. 1983: *How to predict the spread and intensity of forest and range fires*. US Department of Agriculture, Forest Service, General Technical Report INT-143.
- SCORER R. S. 1952: «Mountain-gap winds: a study of surface winds at Gibraltar». *Quart. J. R. Met. Soc.*, 78(335), 53-61.
- TRABAUD L. 1982: «Effects of past and present fire on the vegetation of the French Mediterranean region». *Symp. Dynamics, Manage. Medit. Type Ecosyst. USDA Forest Serv. Gen. Tech. Rep. PSW -58*: 450-457. Pacific Southwest Forest and Range Exp. Stn.