

LA PREVISIÓN DE NIEBLAS EN LA CUENCA OCCIDENTAL DEL MEDITERRÁNEO

José QUEREDA; Enrique MONTÓN; José ESCRIG; Ana Belén RUESCAS y Belén MOLLÁ
Laboratorio de Clima, Universitat Jaume I

RESUMEN

La reducción de la visibilidad provocada por la niebla o capas de estratos bajos produce problemas de consideración diversa y ocasionalmente graves. Consecuentemente la previsión de las nieblas es de gran importancia para la reducción de tales riesgos. Una previsión de gran dificultad a causa de los numerosos factores y complejidad de las interacciones termodinámicas y geográficas que intervienen en su génesis y desarrollo. En el presente trabajo se ha realizado una contribución a la previsión de tales procesos mediante el análisis de las interacciones desarrolladas en la interfase atmósfera-mar de la Cuenca Occidental del Mediterráneo.

Palabras clave: Nieblas, interfase atmósfera-mar, termoclina, evaporación, enfriamiento, inversión, anticiclón.

ABSTRACT

The lack of visibility caused by a fog/low stratus in a determined area can produce problems of diverse consideration. Therefore, the ability to forecast fog is of great importance in preventing all kind of accidents in transportation and reducing their risks. Forecasting fog is a difficult task due to the complexity of the thermodynamics and geographical interactions that together contribute to its genesis and development. We present here an analysis of those sea-atmosphere interactions in the Western Mediterranean basin in order to contribute to the understanding of that phenomenon.

Key words: Fog, sea-atmosphere interphase, thermocline, inversion, evaporation, cooling, high-pressure area

1. INTRODUCCIÓN

La reducción de la visibilidad provocada por la niebla o capas de estratos bajos produce problemas de consideración diversa y ocasionalmente graves. Este es el caso de los numerosos accidentes que afectan a todos los transportes terrestres, marítimos y aeronáuticos. Consecuentemente la previsión de las nieblas es de gran importancia para la prevención de estos riesgos y para ello es preciso conocer las condiciones meteorológicas precursoras de la niebla, así como su posterior desarrollo y extensión. Como ha destacado Morán, el conocimiento de las magnitudes atmosféricas locales que acompañan el desarrollo de las nieblas sugiere de un modo inmediato reglas empíricas casi infalibles (MORÁN, 1984).

En este orden de conocimientos, las estaciones meteorológicas convencionales y especialmente las automáticas resultan de gran ayuda para entender el fenómeno de las nieblas. De ahí que las observaciones meteorológicas marinas presenten un notable interés para la región mediterránea. Sin embargo ese notable interés de las observaciones marinas ha venido acompañado siempre por la dificultad de su realización. De ello se desprende la importancia de observatorios marinos como

el de la Universitat Jaume I. Este observatorio está situado sobre la plataforma petrolífera de BPOil a 3 km de la costa y sobre isobatas de -15 a -20 m (Fig.1). Las coordenadas geográficas son 39°56'42''N y 00°01'36''E.



Fig. 1. El observatorio meteorológico marino de la Universitat Jaume I está situado en el extremo Este, izquierda de la foto, sobre la Plataforma de BPOil. La excepcional ubicación del Observatorio Meteorológico Universitario sobre la plataforma marina de BP Oil permite estudiar las complejas interacciones atmósfera-mar

2. LA CUENCA OCCIDENTAL DEL MEDITERRÁNEO: EL CAMPO TÉRMICO SUPERFICIAL DEL MAR

La Cuenca Occidental del Mediterráneo constituye una región neurálgica para el estudio de las interacciones atmósfera-mar, claves en los procesos de cambio de estado de la humedad del aire. Cubeta de alto reborde, en su fondo, por sus cálidas temperaturas, su gran calor específico, convectividad y facilidad de evaporación, la masa marítima es clave en los procesos climáticos. Así y como inicial exponente de ellos, la línea de costa representa una fuerte discontinuidad térmica. Es suficiente a este respecto comparar la temperatura media anual de Castellón, 17°C, con el estado térmico medio de las aguas a 2,5 Km de su costa, 19°C. Contraste que es mucho más acusado en otoño e invierno (Fig. 2).

Este decisivo papel del campo térmico marino parece responder a uno de los principales hechos o rasgos físicos del océano, su alta capacidad calorífica, muy superior a la del aire. La energía térmica contenida en un litro de agua corresponde a la contenida en un volumen de tres metros cúbicos de aire a la misma temperatura. Ello unido a su gran capacidad conductiva, determina asimismo su alta inercia térmica. Esta es 1.200 veces mayor que la de la atmósfera.

Este campo térmico superficial obedece a los distintos mecanismos que intervienen en la estructura térmica vertical del mar Mediterráneo. La dinámica de las aguas varía a lo largo de las diferentes estaciones del año. Así, durante el invierno, la temperatura superficial del mar suele ser más elevada que la del aire. Esta diferencia determina una intensa emisión de calor desde el mar hacia

la atmósfera y consecuentemente un enfriamiento de las aguas superficiales. A su vez, este enfriamiento engendra una activa convección libre en el seno de las aguas marinas con la profundización o desaparición sensible de la termoclina. La subsidencia de las aguas más frías de superficie contribuye así a crear un gran espesor de aguas homotermas en el nivel superior de las aguas marinas. Espesor que alcanza su máximo valor a finales del invierno y que en esta estación proporciona el máximo volumen de capa activa implicada en el intercambio de calor con la atmósfera (Fig. 3).

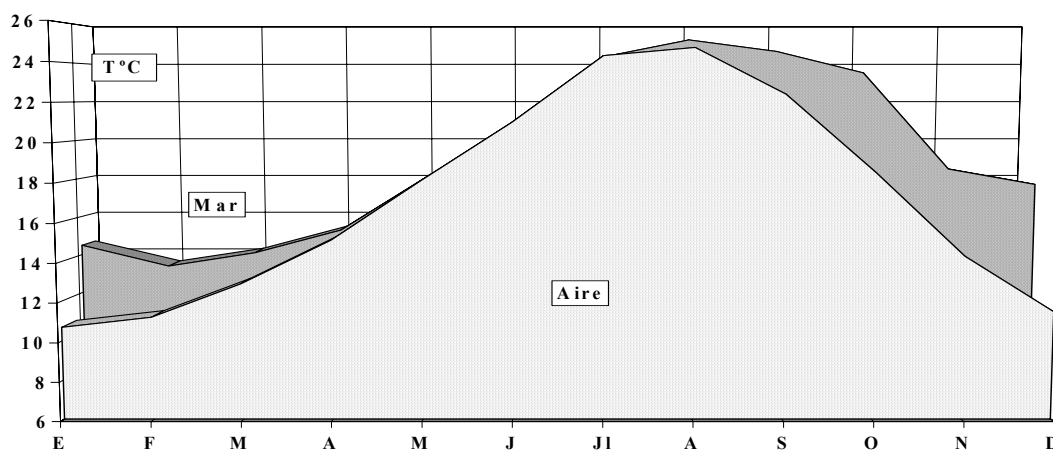


Fig. 2. Regímenes térmicos del aire y de la capa marina superficial frente a las costas de Castellón, 1992-2002. Observatorio meteorológico marino de la Universitat Jaume I

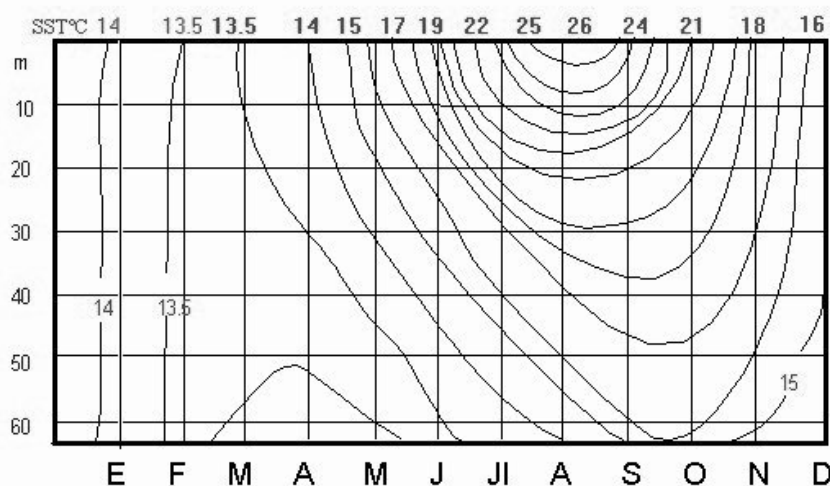


Fig. 3. Isotermas en profundidad de las aguas mediterráneas y formación de termoclina (CSIC, IIP, 30-40 km frente a las costas de Castellón)

Durante el verano, por el contrario, la intensa radiación solar y altas temperaturas ambientales calientan las capas superficiales del mar limitando la turbulencia convectiva. La termoclina aparece muy en superficie y la capa activa implicada en los intercambios con la atmósfera se torna

muy delgada. Simultáneamente, esta capa activa en los intercambios de calor con la atmósfera aparece separada del agua subyacente por la termoclina.

3. LAS NIEBLAS: DEFINICIÓN Y TIPOS

Se denomina nieblas a las formaciones nubosas estratiformes que envuelven al observador, originadas como consecuencia de la saturación y condensación del aire. Si estas formaciones nubosas, en contacto sobre el suelo, contienen más de 0,5 g/kg de agua condensada y reducen la visibilidad a menos de 1.000 m constituyen por definición las nieblas, ya que si la visibilidad es mayor y el contenido de agua condensada menor se forman las brumas o neblinas. Asimismo, si esa formación nubosa no está en contacto con el suelo se denomina estrato, no existiendo diferencias en el proceso físico que engendra todos estos tipos de formaciones nubosas. Los mismos factores que engendran una niebla pueden originar un estrato (ELIAS y CASTELLVÍ, 1996).

La mayor parte de las nieblas se producen por enfriamiento del aire en contacto con la superficie terrestre, si bien ocasionalmente se puede producir la evaporación del agua en el aire dando origen a las nieblas de evaporación. Ello permite distinguir dos grandes grupos de niebla: las de enfriamiento y las de evaporación. En el presente trabajo, aplicado a la situación de persistentes nieblas del mes de febrero de 2004, ha sido posible poner de manifiesto y analizar los procesos que intervienen en ambos tipos de niebla.

Las nieblas de enfriamiento constituyen los fenómenos más extendidos y frecuentes. De ahí que los principales tipos de nieblas de este grupo dependan del modo como se operen los procesos de enfriamiento, dando origen a las denominadas nieblas de irradiación y nieblas de advección.

Las nieblas de irradiación se forman como consecuencia del enfriamiento nocturno del aire relativamente en calma sobre el suelo y especialmente cuando ese aire ha sido previamente humedecido por lluvia o evaporación. En estas condiciones, con viento nulo o en calma y cuando la irradiación desde la tierra excede a la radiación recibida, el suelo se enfría y trasmite este enfriamiento a la capa de aire suprayacente y en contacto con él. Precisamente esta transferencia de calor hacia abajo tiende a formar una capa de inversión inmediatamente sobre el suelo que puede ir profundizándose a medida que progresa el enfriamiento. De este modo, la temperatura aumenta al ascender y es más elevada en el límite de la capa de inversión.

Las nieblas de advección se desarrollan cuando una capa de aire relativamente cálido y húmedo fluye hacia una región fría. El aire cede calor a la superficie fría subyacente con lo que progresivamente se va saturando. Este es el tipo de nieblas más frecuentes sobre el mar.

En el segundo grupo, las nieblas de evaporación se originan cuando una masa de aire frío se instala sobre una superficie de agua más cálida. Este ha sido el caso de los procesos desarrollados sobre el Mediterráneo durante la primera década del mes de febrero de 2004. Bajo estas condiciones, la masa de agua tiene la temperatura T_m , a la cual corresponde la presión saturante E_m . Sobre la superficie del agua la masa de aire tiene una temperatura T , a la cual corresponde la presión de vapor saturante E . Si el aire no está saturado, la presión de vapor que hay realmente, e , será menor

que E . Dado que la temperatura del agua es mayor que la del aire, E_m será mayor que E y consecuentemente que e . De este modo, inicialmente,

$$E_m > E > e$$

y la evaporación de agua en el aire es proporcional a la diferencia

$$\text{Evaporación} = E_m - e$$

Un proceso evaporativo que continuará hasta que esa diferencia se equilibre. No obstante, antes de alcanzar este equilibrio, el proceso molecular determina que e se iguale a E y consecuentemente que el aire se sature. Ello no detiene el proceso ya que:

$$e = E < E_m$$

y la evaporación continúa. Sin embargo, dado que el aire ya no tiene capacidad para absorber ese suplemento de vapor, todo él va a ser condensado en pequeñas gotitas de agua. En definitiva mientras la superficie del agua permanece más cálida, la evaporación y condensación seguirán originando la niebla. Procesos que continuarán hasta que la diferencia térmica desaparezca.

4. NIEBLAS DE EVAPORACIÓN: CONDICIONES ATMOSFÉRICAS DE LA NIEBLA EN LOS DÍAS 1 A 10 DE FEBRERO

La situación atmosférica viene caracterizada por el neto desplazamiento del Anticiclón de Azores sobre la Península Ibérica y Cuenca Occidental del Mediterráneo. Como consecuencia de ello, la estabilidad atmosférica es acusada así como la dinámica de subsidencia para engendrar inversión térmica. En superficie el régimen de vientos es el típico de brisas y a 850 hPa aparece la isoterma de 12°C configurando la irrupción de la masa de aire africana (Fig. 4).

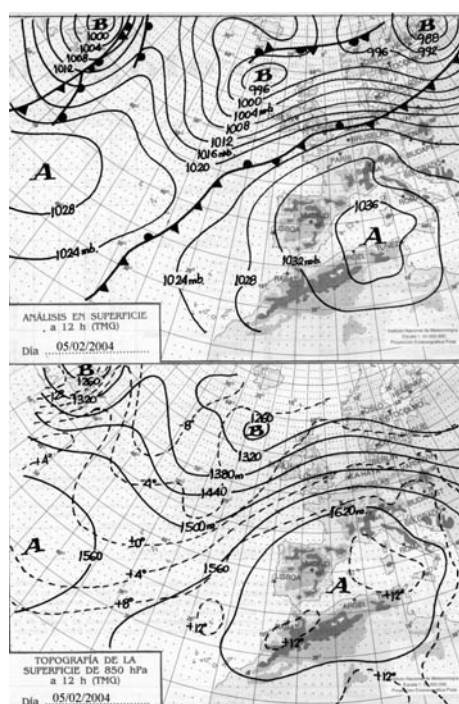


Fig. 4. Situación sinóptica en superficie y a 850 hPa el día 5 de febrero de 2004 (INM)

A medida que la situación anticiclónica adquiere consistencia, se van configurando las condiciones atmosféricas paradigmáticas de los intensos procesos de nieblas desarrollados durante la primera década de febrero de 2004. Los procesos más intensos se dieron durante los días 6 y 7 de febrero. El gradiente térmico en la interfase atmósfera-mar, notable durante todo el período, se exagera en esas fechas. Así, mientras la temperatura superficial del mar (TSM) registra más de 13°C, la temperatura del aire es de tan solo 9°C. Ello va a suponer que en esa interfase se esté produciendo una intensa evaporación con una elevada tensión de vapor superficial del agua, E_m , superando netamente la tensión de vapor del aire suprayacente cuya presión atmosférica desciende desde los 1030 a los 1020 mb. Las moléculas de agua escapan activamente hacia las capas bajas del aire. El valor de la humedad relativa asciende entre el 85 y el 90%, y con la existencia de abundantes núcleos higroscópicos salinos condensa fácilmente. Experimentalmente se ha observado que incluso a partir del 78% una masa de aire con núcleos higroscópicos de ClNa ya condensa (SVERRE, 1968). Simultáneamente la velocidad del viento se mantiene en valores de calma y siempre inferiores a los 2 m/s suficientes para engendrar, sin embargo, la pequeña turbulencia de mezcla de vapor (Fig.5).

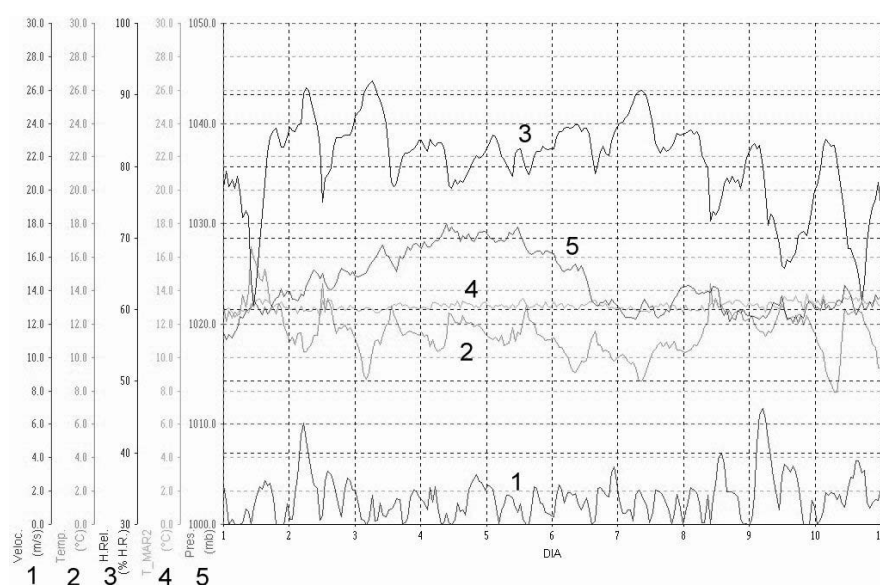
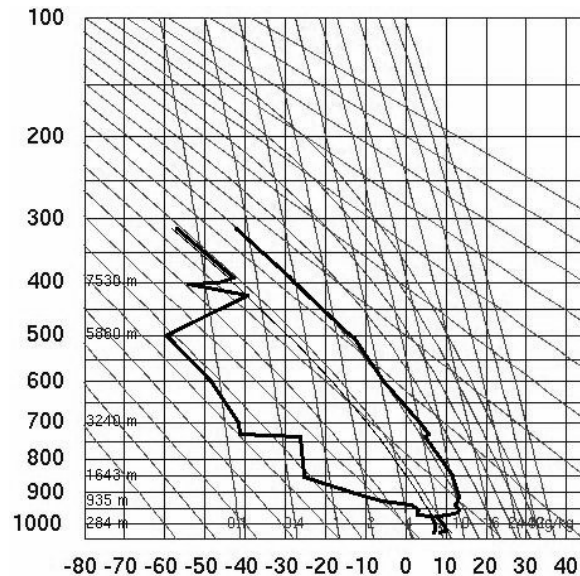


Fig. 5. Registros sinópticos de la estación automática de meteorología del observatorio marino durante el período 1 a 10 de febrero de 2004

La figura 5 permite observar la notable exageración de gradientes atmósfera-mar registrada durante los días 6 y 7 de febrero. Simultáneamente la estructura térmica vertical de la atmósfera en esas fechas proporciona las condiciones necesarias para que los procesos de superficie engendren nieblas intensas. El perfil de la curva de estado correspondiente al radiosondeo del día 6 en Palma de Mallorca muestra la existencia de una doble inversión térmica. La primera se desarrolla en la capa superficial hasta unos 100 m de altura y sobre ella aparece un techo de inversión general de subsidencia hacia los 1.000 m de altura. En estas condiciones atmosféricas, con un gradiente térmico γ_t inferior a 0°C, el punto T^f , o punto de formación de nieblas, coincide con el punto de rocío en superficie (Fig. 6). Este valor de T_d , o punto de rocío en superficie, revelado por el radiosondeo de Palma a las 00 horas, se sitúa en 7°C, una temperatura que se alcanza en el aire con las mínimas de madrugada. Asimismo, la ratio media de mezcla en esa capa superficial es de 6,25

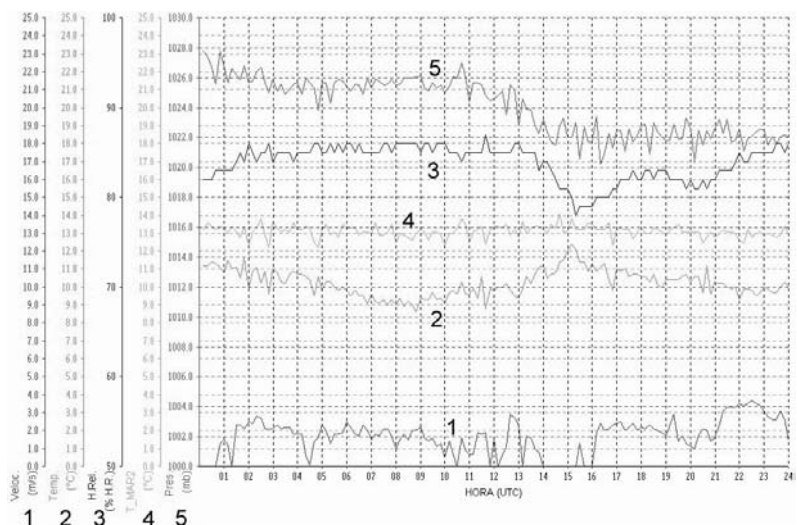
g/kg, y por lo tanto la saturación se opera fácilmente en una capa donde además existen abundantes núcleos higroscópicos de condensación de naturaleza sódica (CINa).

Fig. 6. Diagrama de Stüve correspondiente al radiosondeo de Palma de Mallorca el día 6 de febrero a 00 horas (INM)



La notable capa de estabilidad superficial explica la intensificación de los procesos. La figura 7, correspondiente a los registros del observatorio marino de la Universitat Jaume I, permite observar las condiciones interactivas básicas de la interfase atmósfera-mar desencadenantes de los procesos de nieblas de evaporación desarrolladas. La gráfica muestra la notable exageración del gradiente térmico aire-mar con 13 grados en la TSM (Temperatura superficial del mar) y solo 9°C en la capa de aire suprayacente. Este notable gradiente hace que E_m sea superior a E y consecuentemente que se opere la evaporación del agua. Asimismo, la existencia de los núcleos higroscópicos salinos favorece la condensación en una humedad relativa que por ello se mantiene muy constante en el 85-90%. Simultáneamente y dado el enorme volumen de agua implicado la temperatura superficial no varía a lo largo de los procesos de evaporación.

Fig. 7. Registros sinópticos correspondientes al día 6 de febrero de 2004. Los gradientes térmicos en la interfase atmósfera-mar son notables. Observatorio universitario marino



El notable gradiente térmico en esa interfase atmósfera-mar está engendrado por la relativa calidez de la TSM y por una circulación atmosférica superficial caracterizada por el régimen de brisa con vientos fríos del continente predominantes durante los períodos nocturnos y de madrugada (Fig. 8). En esas zonas prelitorales, las temperaturas mínimas estuvieron próximas a los 0°C.

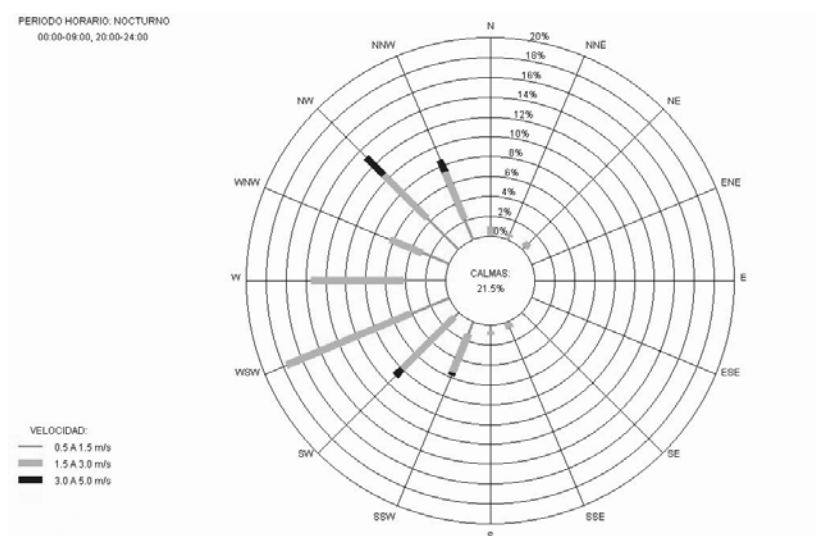


Fig. 8. Rosa de vientos correspondiente al intervalo nocturno (00:00-09:00 y 20:00-24:00 horas) de los días 4 a 7 de febrero de 2004. Observatorio marino universitario

Asimismo, la figura 9, es expresiva de que estos procesos de nieblas de evaporación sobre el mar, pudieron extenderse sobre las zonas litorales a favor de unas condiciones atmosféricas favorables de nieblas de irradiación. La gráfica correspondiente al radiosondeo de Barcelona del día 6 de febrero muestra la notable inversión térmica que caracteriza la estructura térmica vertical de la atmósfera. Esta inversión alcanza hasta los 500 m de altitud. De este modo, en superficie se dan las condiciones de estabilidad absoluta con valores termo-higrométricos situados en los 6,7°C del punto Td (punto de rocío). Este punto, que es netamente alcanzado durante el enfriamiento nocturno, favorece la intensificación de los procesos de nieblas sobre los llanos y depresiones litorales.

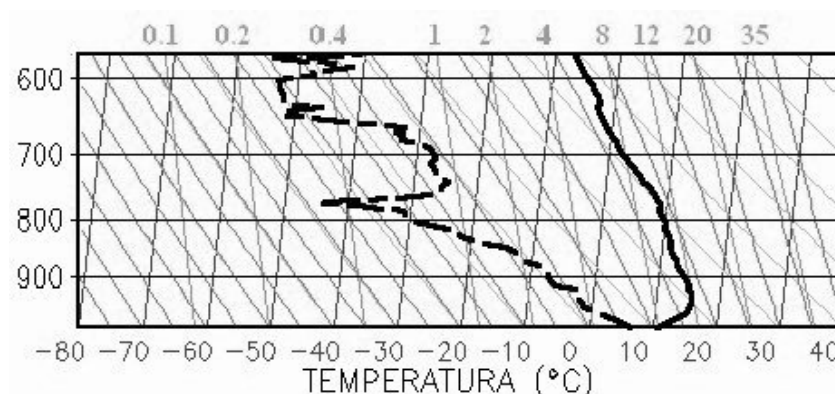


Fig. 9. Sección del radiosondeo de Barcelona correspondiente al día 6 de febrero de 2004, a 00 h. Servei Meteorològic de Catalunya

Finalmente, las condiciones atmosféricas comienzan a cambiar a partir del día 8 de febrero. La capa de inversión superficial desaparece y el gradiente térmico γ_t se sitúa ligeramente por debajo de 0,7. En esta situación, tal y como refleja la figura 11, el punto, T^f , o punto de formación de nieblas, es el valor en que la pseudoadiabática que pasa por el punto de rocío en superficie T_d , corta al nivel de 900 hPa (GONZÁLEZ y FERNÁNDEZ, 1997). Este valor de T_d , o punto de rocío en superficie, revelado por el radiosondeo de Barcelona a las 12 horas, se sitúa en 0,1°C y consecuentemente el valor de T^f , es de -4,5°C, una temperatura que tan solo muy localmente es alcanzada en las mínimas litorales durante la madrugada del día 9.

5. CONCLUSIONES

La dificultad en la previsión de las nieblas radica en los numerosos factores, así como en la complejidad de las interacciones termodinámicas y geográficas que intervienen en su génesis y desarrollo. En el presente trabajo se ha realizado una contribución al conocimiento de tales procesos mediante el análisis de la situación de persistentes nieblas, acontecida sobre la región mediterránea durante la primera década del mes de febrero de 2004. Los resultados básicos de este estudio han permitido poner de manifiesto la importancia de las interacciones atmósfera-mar en la génesis de la niebla de evaporación. En este orden de conocimientos se ha podido establecer que la exageración de los gradientes térmicos aire-mar en la interfase de la superficie marina, bajo condiciones de estabilidad y subsidencia anticiclónica, con fuerte irradiación sobre las zonas litorales y régimen de brisas, favorece el desencadenamiento de la evaporación y condensación del vapor en un medio con abundantes núcleos higroscópicos de ClNa.



Fig. 10. Capa de niebla sobre la comarca del bajo Maestrazgo durante el día 6 de febrero de 2004, al fondo el pico de Penyagolosa (1.814 m)

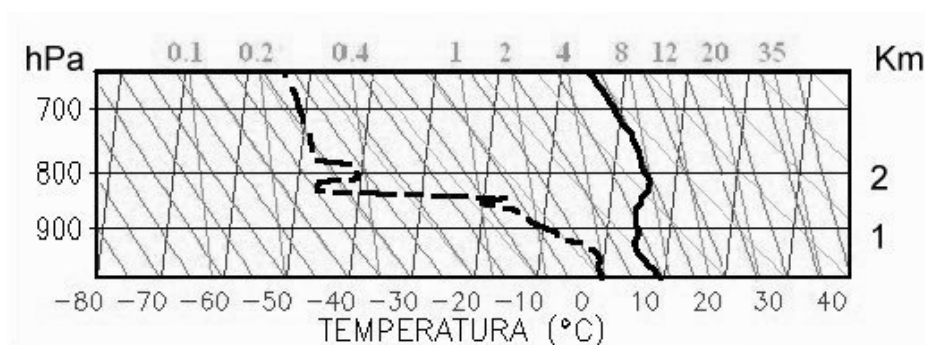


Fig. 11. Sección del radiosondeo de Barcelona correspondiente al día 8 de febrero de 2004, a 12 h.
Servei Meteorològic de Catalunya

6. REFERENCIAS

- CASTEJÓN, F. y GARCÍA-LEGAZ, C. (1996). *Predicción de nieblas. Aplicación particular al aeropuerto de Madrid- Barajas*. I.N.M.
- ELIAS CASTILLO, F. y CASTELLVÍ, F. (1996). *Agrometeorología*. Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación. Madrid.
- GONZÁLEZ, B.T. y FERNÁNDEZ, J.A. (1997). *Curso de predicción meteorológica aeronáutica*. I.N.M. Madrid, 165 pp.
- JANSA GUARDIOLA, J.M. (1966). *La Meteorología en el Mediterráneo Occidental*. Tercer Ciclo de Conferencias. I.N.M. pp. 1-35.
- LACOMBE, H. (1971). *Les mouvements de la mer*. Doin, Paris, 98 pp.
- LÓPEZ CARMONA, M.P. e IZQUIERDO GONZÁLEZ, A. (2001). *Aproximación al pronóstico de nieblas en el Estrecho de Gibraltar*. V Simposio Nacional de Predicción. INM.
- MORÁN, F. (1984). *Apuntes de termodinámica de la atmósfera*. INM, Madrid, 200 pp.
- SVERRE PETERSEN, P. D. (1968). *Introducción a la Meteorología*. Espasa-Calpe, Madrid, 429 pp.