

NIEBLAS DE IRRADIACIÓN EN EL MAR DE ALBORÁN. COLAPSO DEL REGIMEN DE LEVANTE Y CAMBIO A PONIENTE. TRANSICIÓN DE ESTRATOS A NIEBLAS.

Fausto Polvorinos Pascual

CM de Málaga. Delegación de AEMET en Andalucía, Ceuta y Melilla. C/ Demóstenes nº 4, 29010 MÁLAGA. faustop@inm.es.

1. Introducción

Tienden a utilizarse como sinónimos los términos nieblas marítimas y nieblas de advección. En la figura 1 podemos ver, algo que es relativamente frecuente en primavera y otoño: formación simultánea de bancos de niebla en los valles del Guadalquivir, del Guadalquivir, del Guadalhorce y en el Mar de Alborán con vientos flojos. Según la mayoría de los autores la división estaría clara: las nieblas de los valles son de irradiación y las del mar de advección.

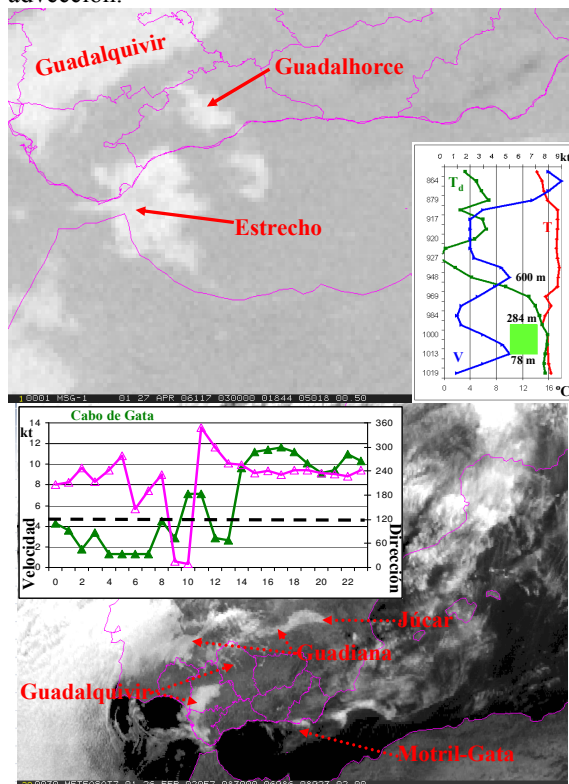


Figura 1. Nieblas formadas simultáneamente en valles del interior y en el mar de Alborán con vientos muy débiles. El 27-04-2006 la altitud de la base de la inversión sobre Gibraltar, 284 metros, permite la transición de estratos muy bajos a nieblas, a la hora del sondeo la base de las nubes sobre el Estrecho era de 78 metros.

Las nieblas en el mar de Alborán son más frecuentes en épocas cálidas (junio-agosto), cuando el mar está frío (figura 2). El calentamiento diferencial de las tierras que lo rodean y las subsidencias sinópticas y locales provocan un fuerte contraste de temperaturas entre el aire frío y húmedo de la capa marítima y el aire seco y cálido que hay encima. Suele observarse a cierta altura de la superficie del mar una inversión que limita la mezcla vertical y permite que la capa límite se vaya enfriando y humedeciendo por intercambio de calor y humedad con el agua del mar. Las nieblas y estratos muy bajos del mar de Alborán y su litoral tienen un claro ciclo diario. Suelen

formarse después del atardecer los días de vientos flojos y alcanzan su máximo espesor y extensión hacia el amanecer o a primeras horas de la mañana, disipándose a lo largo del día. Su evolución temporal es inversa a la de la radiación solar y muy similar a la de las nieblas de radiación.

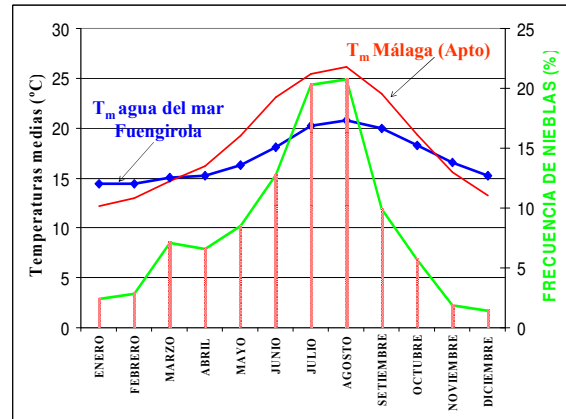


Figura 2. Temperaturas medias de Málaga y del agua del mar en Fuengirola (periodo 1985-2005) y frecuencia relativa de días con bancos de niebla en el mar de Alborán (periodo 2000-2007). La mayor frecuencia se observa cuando la diferencia de temperaturas entre el aire y el mar es máxima.

En la figura 3 se puede apreciar las primeras horas del ciclo de vida de las nieblas de verano de la mitad occidental del Mar de Alborán cuando el régimen de levante se encalma (a menudo para rolar a poniente). La expansión de la niebla es claramente radial, como la de un huevo al caer sobre aceite hirviendo, alejándose claramente de un patrón advectivo.

Un pequeño enfriamiento producido por radiación en la capa inferior de la inversión, también puede producirse por un estiramiento de la capa límite debido a la convergencia de vientos, empieza a formar la niebla en una capa casi saturada. El enfriamiento radiativo del tope de la nube (figura 3), mientras que la temperatura del suelo es casi constante, enfría y mezcla la capa marítima hasta alcanzar la saturación, favoreciendo el crecimiento de la nube hacia abajo, que llega antes a las zonas de aguas frías, siendo el proceso mucho más lento en el núcleo cálido del torbellino occidental. El movimiento del aire de la zona de aguas frías a las cálidas podría retrasar o impedir la formación de la niebla sobre el núcleo cálido por dos razones: la aceleración del viento muy débil junto al suelo al pasar de la zona fría a la cálida (transferencia de momento), y el aumento de la temperatura del aire manteniéndose el punto de rocío constante, que situaría el nivel de condensación por encima del tope de la inversión (figura 4).

Dos factores parecen determinar los lugares de formación y extensión de la niebla: la orografía de la costa, y por tanto, los vientos catabáticos, y la temperatura del agua del mar. Tanto las nieblas provenientes de los estratos como las relacionadas con el cambio a poniente tienen un máximo a lo largo de la costa, el agua fría del litoral favorece la formación de nieblas debido probablemente al enfriamiento superficial del aire cercano a la saturación, además los vientos catabáticos provocan cierta convergencia que ayuda a la condensación cerca de la costa. Hacia alta mar la niebla se forma sobre las aguas más frías del torbellino occidental. Una vez formada la niebla, el enfriamiento radiativo del tope podría mantenerla incluso si el aire es llevado hacia aguas más cálidas.

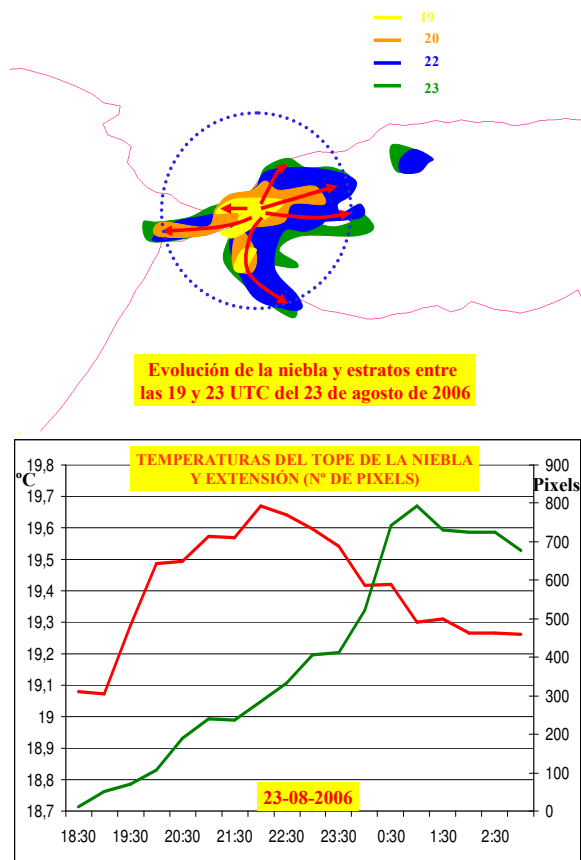


Figura 3. Evolución temporal de la niebla entre las 19 y 23 UTC del día 23-08-2006, hay una tendencia a la extensión radial modificada por la orografía de la costa. Evolución de las temperaturas medias de los toques nubosos (rojo) y de la extensión en número de pixels que ocupa la niebla vista en mezcla de canales IR108-IR039 (verde) la noche del 23 al 24 de agosto de 2006.

Estos dos tipos de nieblas no se forman por advección del aire sobre un mar más frío, si no con calmas junto al suelo, durante el periodo de transición entre dos regímenes de viento. Para estratos de unos 150-200 m de espesor y condiciones de temperatura del aire y del mar, de humedad del aire y velocidad del viento y de las corrientes marinas típicas de Alborán durante el verano se necesitarían trayectorias mínimas de decenas de km, a 1 hora de recorrido por decena suponiendo vientos

constantes de 5 kt, cuando la condensación se observa casi inmediatamente después del atardecer.

2. Colapso del levante y cambio a poniente.

2.1 Modelo conceptual

El levante se va calmando, los vientos locales descendentes de poniente erosionan la capa límite marítima reduciendo su espesor al tiempo que calientan y secan el aire que sobrevuela Alborán aumentando el contraste térmico con la capa marítima subyacente (figura 5 a). La mezcla vertical se restringe a estratos cada vez más pequeños y contribuye a humedecer la capa límite. El enfriamiento nocturno es suficiente para producir la condensación de una capa marítima en calma, cercana a la saturación y de muy pequeño espesor. El enfriamiento del tope de los estratos aumenta la porción saturada de la capa límite haciendo bajar su base, la saturación completa de una capa límite de tan pequeño espesor produce la niebla en superficie. Los vientos de poniente arrecian de oeste a este y terminan desplazando el aire frío y húmedo que estaba atrapado junto al suelo, desecando totalmente la capa marítima, los bancos de niebla tienen aspecto de zona de deformación y se mueven por el mar de Alborán hacia el este como un frente, separando dos masas de aire totalmente diferentes.

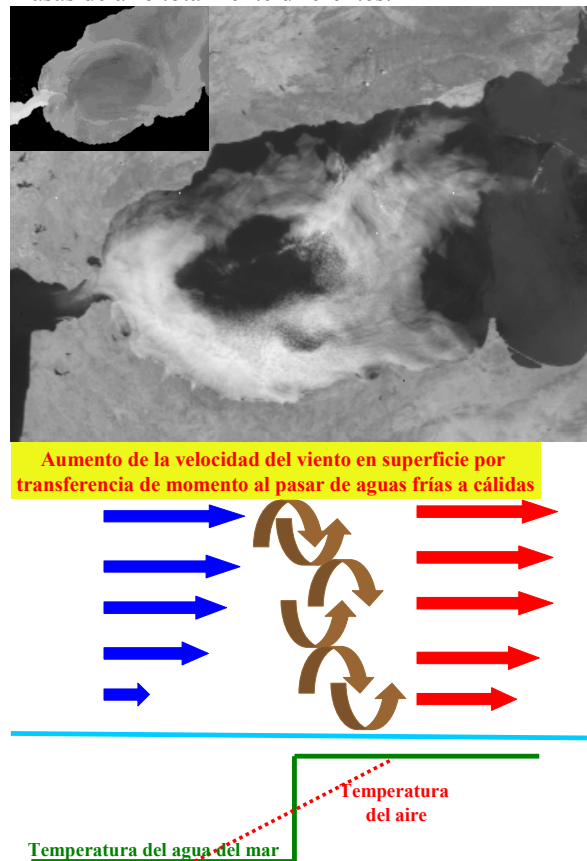


Figura 4. Nieblas rodeando el núcleo cálido, imagen del canal visible del NOAA de las 10:49 UTC del día 1 de agosto de 2003, en el recuadro imagen infrarroja de las 11:13 UTC del día 31 de julio de 2003. Modelo conceptual de la aceleración del viento en superficie y calentamiento del aire al pasar al núcleo cálido del torbellino occidental.

2.2 Perspectiva sinóptica. Este tipo de nieblas se producen en el tránsito de un régimen de levante a otro de poniente débil a moderado. Las nieblas en el Mar de Alborán no se observan con régimen de levante si no con vientos de poniente débiles.

El día 22 de agosto de 2004 se caracteriza por una típica situación de levante de verano en el Mar de Alborán: en superficie hay altas presiones relativas sobre el Mediterráneo Occidental, los ejes de la vaguada invertida de las bajas presiones relativas y de la dorsal térmica en 850 hPa se sitúan en la mitad occidental de la Península. En 500 hPa hay flujo débil del sur sobre nuestra zona y del oeste sobre la Península (panel superior de la figura 6).



Figura 5. Modelo conceptual de las nieblas producidas en el cambio a poniente y por transición de estratos.

A lo largo del día 23 las bajas presiones relativas se sitúan en el centro de la Península, el eje de la dorsal térmica comienza a moverse hacia el este al tiempo que el régimen de levante se debilita. Generalmente, si el régimen de vientos es de levante, las temperaturas más altas, y con ellas la baja térmica Peninsular, basculan hacia la mitad oeste, si es de poniente, el eje de la dorsal térmica aparece en la mitad este.

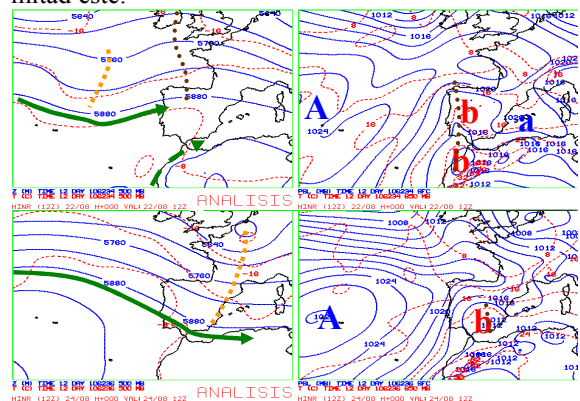


Figura 6. Análisis del HIRLAM-INM correspondientes a las 12 UTC de los días 22 y 24 de agosto de 2006. A la izquierda 500 hPa, los geopotenciales en líneas continuas azules y las temperaturas a trazos rojos. A la derecha niveles bajos, la presión en superficie en líneas continuas azules y las temperaturas en 850 hPa a trazos rojos. Líneas naranjas a trazos, vaguadas, marrones a puntos, dorsales y vaguadas invertidas, las flechas indican el flujo en altura.

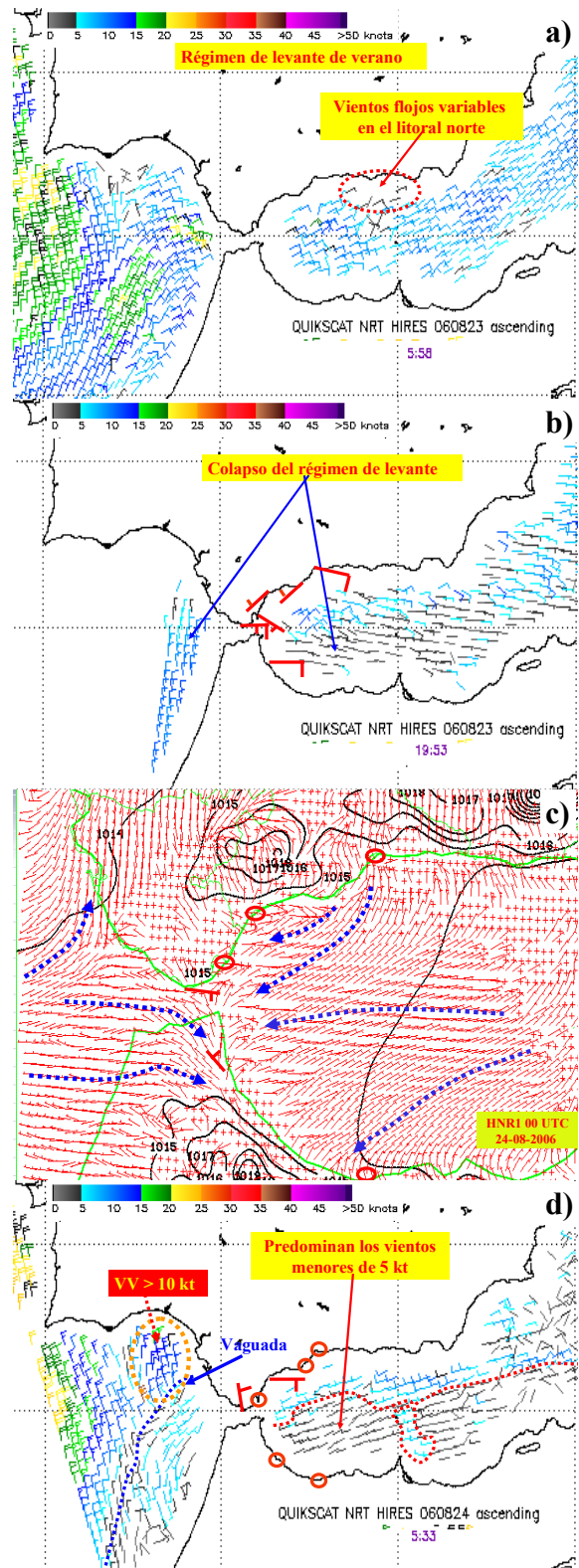


Figura 7. a) y b) Vientos en superficie a las 5:58 UTC y 19:53 UTC del 23-08-2006. c) Análisis de vientos en superficie de las 00 UTC del 24 del modelo Hirlam-HNR1NR1. En rojo grueso vientos observados en el litoral, a trazos flujos deducidos del modelo y de los vientos observados. d) Vientos en superficie a las 5:33 UTC del 24-08-2006.

La situación cambia totalmente el día 24: el eje de la dorsal térmica y la baja en superficie se sitúan claramente en el cuadrante sureste de la Península, el

régimen de viento en superficie es de poniente con gradiente de presión pequeño a lo largo del mar de Alborán, a partir de las 12 UTC la circulación en superficie en el Golfo de Cádiz es anticiclónica. A las 12 UTC el eje de la vaguada en altura se sitúa sobre el litoral mediterráneo (panel inferior de la figura 6). Las nieblas se formaron al paso del eje de la vaguada en 500 hPa, momento en que la subsidencia debería disminuir respecto a los días anteriores, veremos que esto es cierto salvo en las capas más bajas.

2.3 Cambio de levante a poniente.

En los datos de vientos de quickscat se aprecia bien el cambio de régimen de vientos. A las 05:58 UTC del día 23 se observa un levante muy típico del verano, se adivina el viento en calma que suele observarse entre Fuengirola y Adra, sendas aceleraciones en las embocaduras oriental y occidental del Mar de Alborán y una aceleración a sotavento del Estrecho de Gibraltar (figura 7 a). A las 19:53 UTC ya no hay viento de levante a sotavento del Estrecho y la velocidad del viento en el Mar de Alborán no supera los 10 kt (figura 7 b).

En el análisis del modelo HNR1 de las 0 UTC (figura 7 c) los vientos son muy débiles en las cercanías del Estrecho, de poniente en el Atlántico y de levante en Alborán, todos los observatorios litorales cercanos al Estrecho están en calma o tienen vientos flojos (Tarifa 5 kt de levante y Ceuta 3 del NW), llama la atención la ausencia de vientos de tierra en la desembocadura del Guadalhorce.

A las 5:33 UTC del día 24 (figura 7 d), se observa un régimen de poniente débil en todo el mar de Alborán. En el Golfo de Cádiz se aprecia una vaguada con vientos moderados a fuertes del noroeste en la rama descendente, debemos esperar, por tanto, que una nueva oleada de poniente más fuerte llegue al Estrecho a lo largo de la jornada.

2.4 Nieblas y viento. No son nieblas de advección.

La expansión de la niebla en las primeras horas es radial (figura 3), la génesis de la niebla no parece obedecer a la advección, los vientos son muy flojos y no parece probable entre 19 y 23 UTC un régimen de vientos radial. Podría explicarse como una convergencia junto al suelo y divergencia en el tope de los estratos/nieblas, pero la convergencia junto al suelo no era tan fuerte y tampoco serían nieblas de advección. Queda la posibilidad de un origen radiativo o por forzamiento, ascenso en una zona de convergencia, o lo más probable, una combinación de los dos procesos.

En la figura 8 podemos observar que la niebla se forma cuando el viento es más flojo, que junto al suelo el único cambio de temperaturas en 24 horas se debe a la onda térmica diurna, la niebla no se ha producido por enfriamiento adicional del aire junto al suelo, si no por un calentamiento por encima de los 250 metros, terral en Gibraltar, que reduce la extensión de la capa con proporción de mezcla constante (14.6 g/kg) de unos 700 metros la noche

del día 23 a 250 metros la del 24 (15 g/kg). Ya a mediodía se observa una capa casi saturada entre 100 y 170 m coronada por una inversión con tope en 290 m (precondiciones de niebla), la llegada de la noche y el enfriamiento radiativo producen las nieblas, puede que ayudados con un ligero estiramiento (metros) hacia arriba de esta inversión del mediodía, las nieblas no se producen por advección.

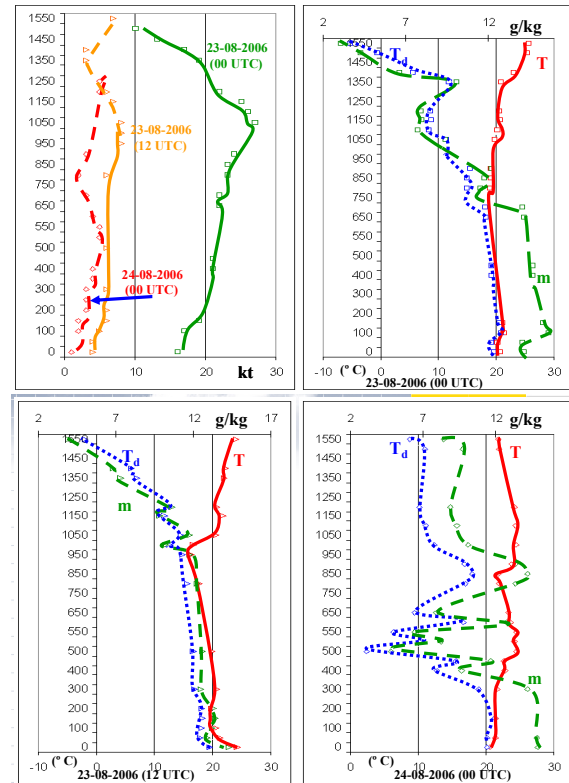


Figura 8. Velocidades del viento observadas en Gibraltar (izquierda y arriba), en trazo continuo dirección este, los vientos en la capa de niebla son débiles. Evolución de los sondeos de Gibraltar a lo largo del día 23 de Agosto de 2006, la base de la inversión de temperaturas que marca el alcance de los vientos de levante baja 50 hPa en 24 horas, la capa junto al suelo con proporción de mezcla constate se reduce a la mitad en 24 horas, los vientos terrales producen entre mediodía y medianoche un fuerte calentamiento por encima de 250 metros y una gran disminución de la proporción de mezcla. A mediodía se observa una capa casi saturada tapada por una inversión térmica con tope a 290 m (precondiciones de niebla), hasta la noche esta capa se estira unos metros hacia arriba.

En la figura 9 se pueden ver las temperaturas del agua del mar al atardecer del día 23, la dirección de crecimiento de la niebla a partir de las 22 UTC y su extensión al amanecer del día 24. Ya vimos que no podemos calificar esta niebla como de advección en sus primeras horas de vida. En la mitad oeste las nieblas siempre tienen una tendencia a ajustarse al torbellino occidental del mar de Alborán, podría ocurrir que en lugar de moverse el aire sobre superficies frías se movieran las superficies (corrientes marinas) bajo el aire húmedo y caliente y

lo enfriaran, pero no tenemos evidencias de que se produzca este efecto.

De la dirección de crecimiento observada en la figura 9 parecería deducirse que a partir de las 22 UTC la niebla es de advección pero hay grandes inconvenientes para que sea una niebla de advección: el gradiente de temperaturas del agua del mar en el litoral norte del mar de Alborán es muy pequeño, unos 2°C más frías en el Estrecho, la niebla se desarrolla **hacia aguas más cálidas** y los vientos son flojos. El aire se va a enfriar muy poco en su movimiento hacia el este, de hecho se va a encontrar aguas cada vez más calidas, La condensación no se produce por enfriamiento del aire junto al suelo al ir atravesando aguas cada vez más frías, debe de enfriarse de otra forma o debe de aumentar rápidamente la humedad para alcanzar la saturación. El enfriamiento del aire pegado al suelo por advección no justifica la formación de la niebla.

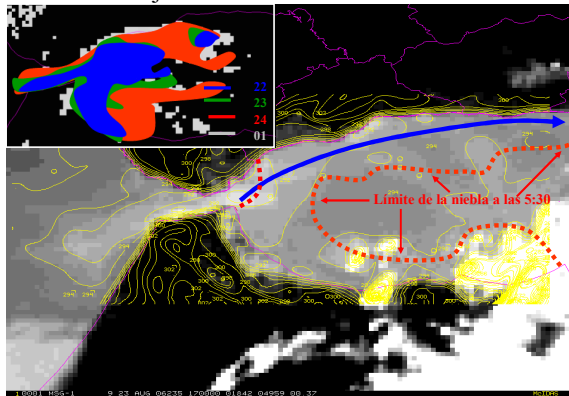


Figura 9. Sobre la imagen del canal 10.8 del Meteosat de las 17 UTC del día 23 de agosto de 2006 temperaturas del agua del mar (k en amarillo), dirección de crecimiento de las nieblas a partir de las 22 UTC (flecha azul) y limite de las nieblas hacia alta mar a las 5:30 UTC (a trazos rojos), una vez más la zona de aguas cálidas del torbellino occidental queda despejada de niebla. En el cuadro superior derecho crecimiento de la niebla entre las 22 UTC del 23 y la 01 del 24 de agosto de 2006.

2.5 Papel de enfriamiento radiativo

En la figura 3 se representa la evolución de las temperaturas medias de los topes nubosos (rojo) y de su extensión, en número de pixels (verde), en las imágenes de mezcla de canales IR108-IR039. El comportamiento es típico de las nieblas de la mitad occidental de Alborán: en el estado inicial se produce un calentamiento del tope de la niebla y una expansión moderada (a unos 86 pixels/hora en este caso), posteriormente se produce un enfriamiento de los topes nubosos y un cambio de inflexión en la curva de expansión, la niebla se enfría y aumenta su ritmo de expansión (llega a alcanzar valores de 200 pixels/hora) hasta alcanzar su máxima extensión (estado de madurez). El mayor enfriamiento de los topes ocurre muy cerca de la mayor expansión de la niebla.

Este calentamiento de los topes nubosos en el estado inicial es sorprendente, tanto el estiramiento de la capa junto al suelo, debido a convergencias o al paso

de una perturbación, como el enfriamiento radiativo producirían un descenso de las temperaturas del tope de la nube. Puede ocurrir que la niebla empiece a nacer cerca de la base de una de las inversiones, es frecuente en el mar de Alborán observar varias inversiones en escalera, y que crezca hacia arriba y hacia abajo de modo que la temperatura del tope de la niebla aumenta al adentrarse en la inversión hasta que alcanza el tope de unas de las inversiones, o zona más estable dentro una inversión grande o una zona con cizalladura vertical del viento dentro de la inversión. A partir de este momento predomina el enfriamiento radiativo y la niebla se expande rápidamente, este enfriamiento del tope mientras que el suelo apenas se enfría aumenta la porción saturada de la capa límite y favorece el crecimiento de la nube hacia abajo.

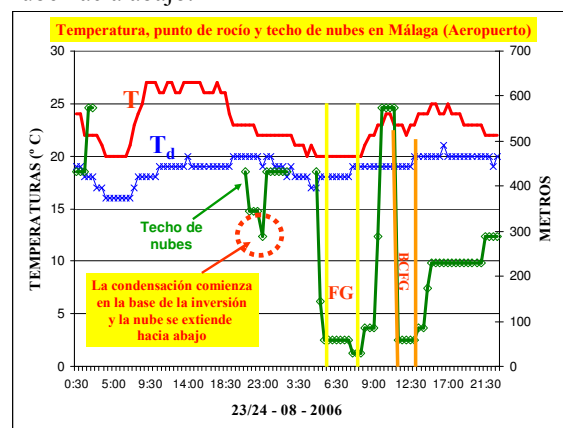


Figura 10. Evolución de la temperatura y del punto de rocío en el Aeropuerto de Málaga los días 23 y 24 de agosto de 2006. En verde (marcadores a rombos) evolución del techo de nubes, las rayas verticales marcan los periodos en que se cifró niebla.

El día 23 hacia las 21 UTC se observan los primeros estratos sobre el Aeropuerto de Málaga (figura 10), el techo de nubes va descendiendo en las siguientes horas desde 430 a 280 metros, confirmando que la condensación empieza en la base de la inversión y la nubes se van extendiendo hacia abajo, pero cuando sopla la brisa de tierra con fuerza suficiente, 7 kt en el suelo, aumenta la depresión del punto de rocío y los estratos desaparecen.

2.6. Evolución de los sondeos

La evolución del sondeo de Málaga entre el día 20 y 21 de agosto de 2006 (figura 11) muestra un calentamiento por encima de 800 hPa provocado por el viento del sur y un enfriamiento entre 825 y 900 hPa producido por el reforzamiento del viento de levante. En la evolución durante las 24 horas siguientes se observa un fuerte calentamiento en estrato 850- 800 hPa provocado por la desaparición del viento de levante y la subsidencia. El espesor de la capa agitada junto al suelo es mayor, su tope asciende de 990 a unos 960 hPa.

El colapso del régimen del levante ocurrido entre el día 22 y el 23 produce un fuerte calentamiento por debajo de 850 hPa, el calentamiento es máximo alrededor del nivel de 900 hPa. La capa agitada

junto al suelo apenas llega ahora a 990 hPa, la base de la inversión está a unos 170 metros. Se aprecia una pequeña advección fría en el nivel de 800 hPa.

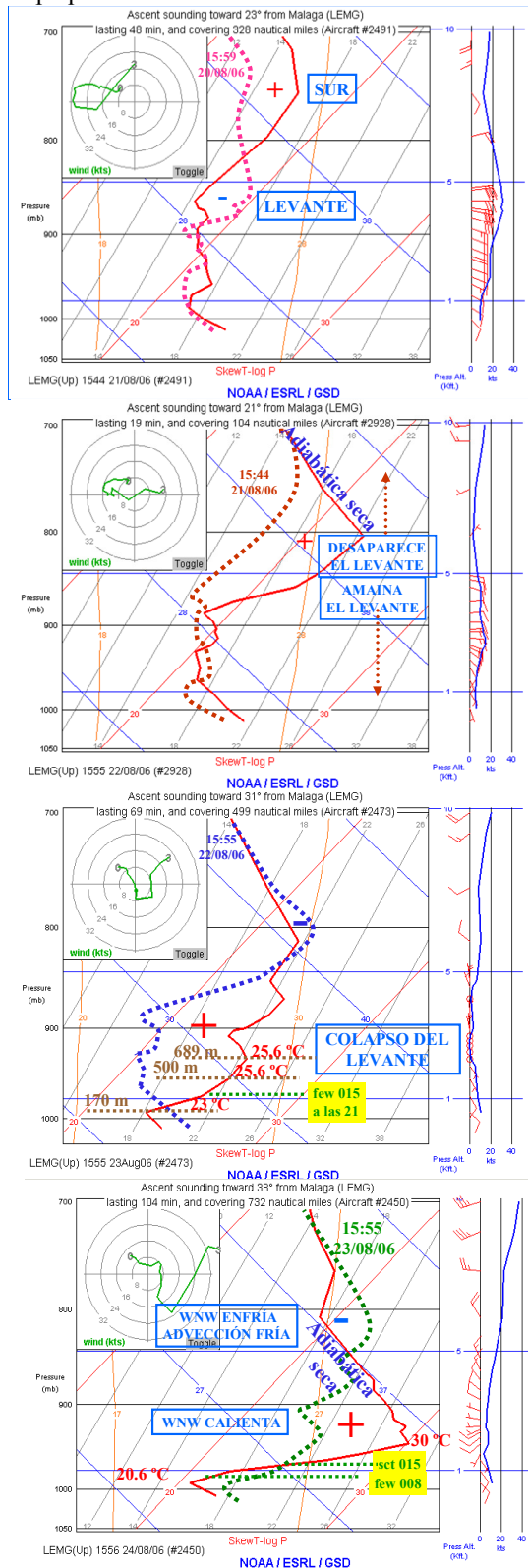


Figura 11. Evolución de los sondeos efectuados en Málaga entre el 21 y el 24 de agosto de 2006. En amarillo nubes observadas la fecha del sondeo. Explicación en el texto.

El cambio a poniente produce durante el día 24 un enfriamiento por encima de 850 hPa (advección fría)

y un calentamiento por debajo, los vientos terrales de WNW provocan tramos adiabáticos secos desde 800 hasta 925 hPa, el SW marítimo de la tarde interrumpe los tramos adiabáticos con un ligero enfriamiento del tope de la inversión entre 925 y 950 hPa, el sondeo sobre Málaga refleja el enfriamiento provocado por el cambio a poniente y el calentamiento producido por el viento terral descendente que fortalece la inversión sobre el mar de Alborán. El contraste térmico entre la base y el tope de la inversión ha pasado en 24 horas de 2.6 °C a 9.5 °C.

Los vientos terrales restringen la mezcla vertical a estratos cada vez más pequeños y contribuyen a humedecer la capa límite, un pequeño enfriamiento bastará para alcanzar la saturación, el enfriamiento del tope de los estratos aumenta la porción saturada de la capa límite haciendo bajar su base, la saturación completa de una capa límite de tan pequeño espesor produce la niebla en superficie.

2.7 Extensión y evolución de las nieblas en el mar de Alborán

Estas nieblas nacen en las cercanías del Estrecho durante las transiciones de levante a poniente después del atardecer y en el momento en que los vientos son flojos. En las capas más bajas la subsidencia aumenta debido a los vientos terrales, la combinación de la disminución del espesor de la capa límite, que restringe la mezcla vertical y puede aumentar la humedad de la capa límite, y el descenso de las temperaturas pueden llevar a la saturación. El enfriamiento del tope de los estratos aumenta la porción saturada de la capa límite haciendo bajar su base, la saturación completa produce la niebla en superficie. Su aspecto en las imágenes de satélite al extenderse por el mar de Alborán recuerda a una frontera entre masas de aire modificada por la costa (fenómeno atrapado en la costa) y el régimen local de vientos: las propias nubes, los gradientes de temperaturas del agua del mar y entre el aire marítimo y del litoral modificarán las estructuras baroclínicas y provocarán avances hacia el este o retrocesos hacia el oeste de los bancos de niebla en las cercanías del litoral.

La evolución y extensión de las nieblas y estratos esta determinada por el régimen de vientos y la orografía. La capa límite marítima no es homogénea, depende de la orografía y de la curvatura de la línea de costa (estrechos, cabos y golfos), de los cambios de rugosidad, de las temperaturas del agua del mar, de los gradientes de temperatura, de los vientos,....

A la salida del Estrecho y hacia alta mar los vientos más fuertes y desecantes del oeste eliminan rápidamente de oeste a este las nieblas y estratos muy bajos, mientras que en el litoral, si el régimen de vientos es favorable, la nubosidad queda atrapada por la orografía de la línea de costa y la inversión de temperatura sobre la capa límite marítima.

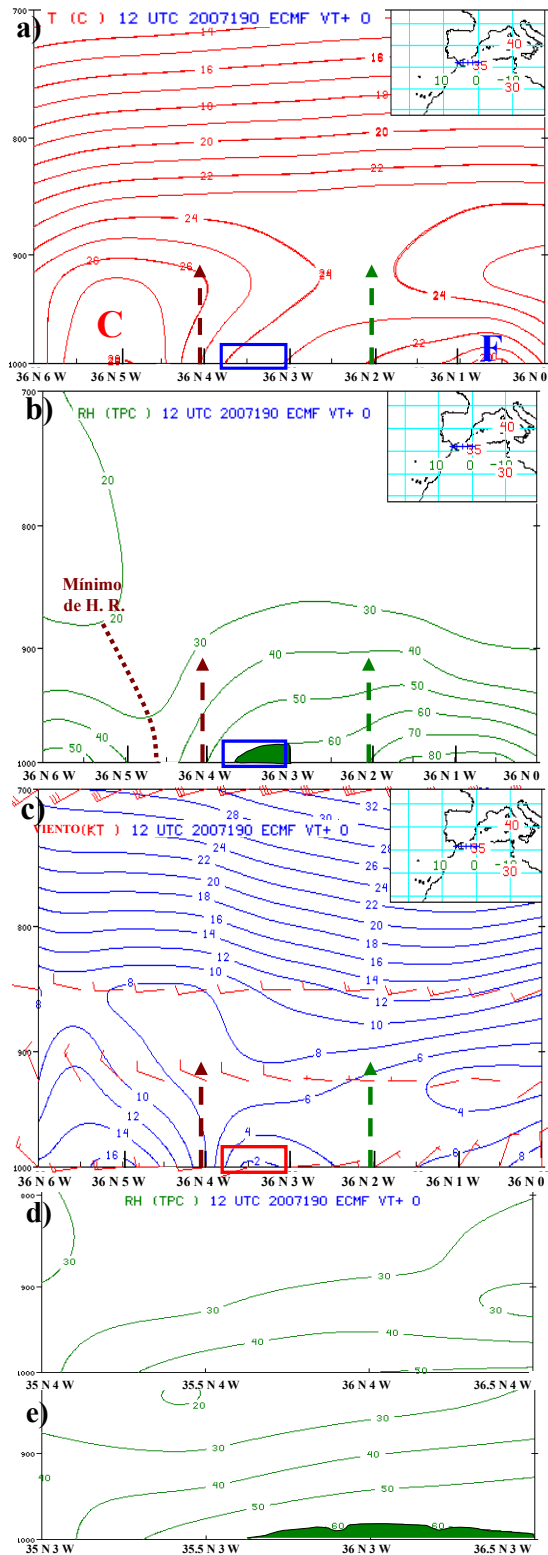


Figura 12. Cortes verticales de temperaturas (a), humedad relativa (b), vientos y velocidad del viento (c), las líneas azules son las isotacas en nudos, entre los puntos 36 N 6W y 36N 0E del análisis del modelo ECMF de las 12 UTC del día 9 de julio de 2007. En d) y e) lo mismo para la humedad relativa pero a lo largo de los meridianos 4 y 3 W. Las flechas verticales a trazos marcan el límite oriental de la masa de aire cálida y seca (marrón) y el occidental de la fresca y húmeda (verde), el rectángulo marca la zona de transición en la que se

localizan las nieblas (máximo secundario de H.R. en verde oscuro).

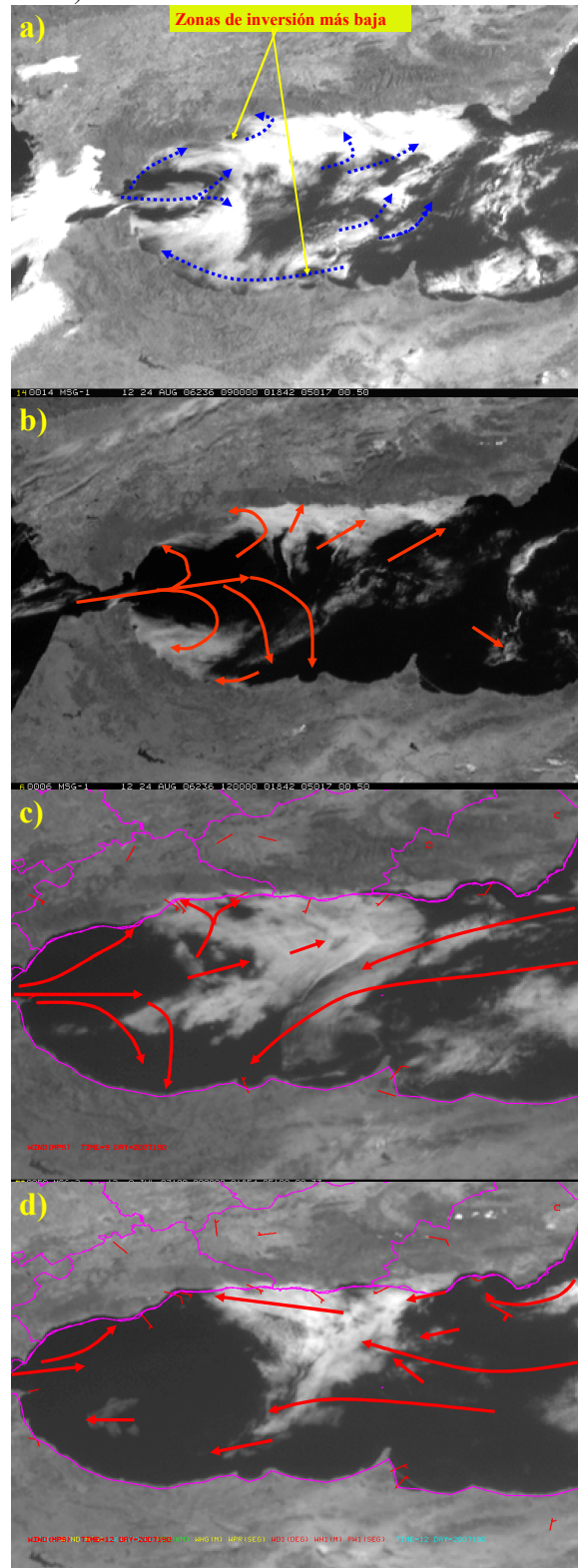


Figura 13. Imágenes HRV del Meteosat a) y b) de las 9 y 12 UTC del día 24 de agosto de 2006, c) y d) de las 9 y 12 UTC del día 9 de julio de 2007 (en rojo vientos observados). Las flechas indican los vientos en superficie deducidos del movimiento de los bancos de niebla, de los vientos observados y de los análisis de los modelos. Las zonas despejadas a sotavento de los cabos indican lugares en los que la capa límite marítima es más delgada.

Los vientos de poniente eliminan la capa límite marítima típica de los días de verano. Aunque los modelos no reflejan fielmente las condiciones junto al suelo, en los cortes verticales de la figura 12, correspondientes al episodio de nieblas del 9 de julio de 2007, se aprecia el contraste de masas de aire en capas bajas del Mar de Alborán:

Al oeste del meridiano 4 W hay una masa de aire cálido y seco, la humedad relativa en el nivel de 1000 hPa y por encima es menor del 50 %, los vientos son de poniente moderados y no existe una inversión de temperaturas, o es muy débil, por encima de 1000 hPa.

Al este del meridiano 2 W está la capa inalterada del levante débil de verano, una masa de aire húmedo (H.R. > 70 %) y fresco taponada por una inversión muy fuerte (entre 2 y 5.5°C) entre 1000 y 925 hPa.

Las nieblas en el Mar de Alborán se localizan a las 12 UTC en la zona de transición entre ambas masas de aire, resaltada con un rectángulo en la figura 12, caracteriza por vientos débiles, inversiones moderadas entre 1000 y 925 hPa (entre 1.5 y 2°C en este caso) y fuerte gradiente de temperaturas oeste-este en las capas más bajas. En este caso las nieblas se localizan debajo del máximo relativo de humedad relativa que se observa en el nivel de 1000 hPa, en la zona de vientos más débiles.

En las imágenes de satélite de la figura 13 queda claro este efecto de desecamiento de los vientos del oeste. El aire cálido y seco es advechado sobre la superficie fría del mar, produciendo una capa límite que no llega a tener el espesor suficiente para alcanzar el nivel de condensación del aire de la superficie. De tierra hacia alta mar el flujo se acelera lo que produce divergencias, hacia la costa el flujo se frena produciendo convergencias.

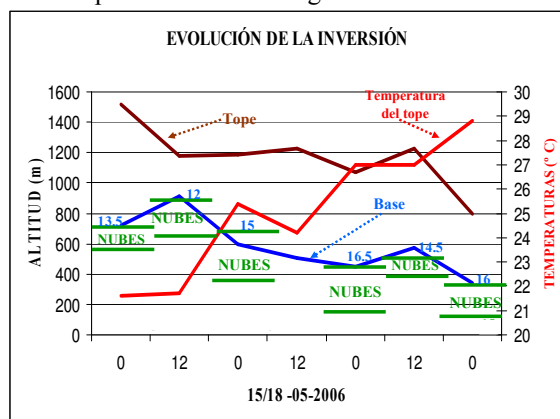


Figura 14. Evolución de las alturas de la base (línea azul) y del tope de la inversión (línea marrón), de la base y cima de las nubes observadas (segmentos horizontales verdes) y de las temperaturas del tope de la inversión (línea roja ascendente) y de los topos nubosos (números en azul) observados en los sondeos de Gibraltar entre el 15 y el 18 de mayo de 2006.

3. Debilitamiento de un régimen de levante con nubes y subsidencia: transición de estratos a nieblas.

3.1 Modelo conceptual

Una de las maneras en que se forman nieblas en el mar de Alborán es por evolución de los estratos debido al debilitamiento de un régimen de levante, la subsidencia hace descender la capa de estratos hasta su transición a nieblas. En la figura 14 vemos como entre el 15 y 18 de mayo de 2006 la base de los estratos se acerca al suelo al mismo tiempo que decrece la altitud de la base de la inversión, a primeras horas del día 18 se observaron nieblas sobre el mar de Alborán.

Una subsidencia fuerte produce la disminución continua del espesor de la capa marítima de Alborán y refuerza la inversión sobre la capa de estratos (figuras 5 y 15). Si la inversión está suficientemente baja y la radiación persiste durante el tiempo suficiente el descenso de la base de los estratos hacia la superficie producirá la niebla.

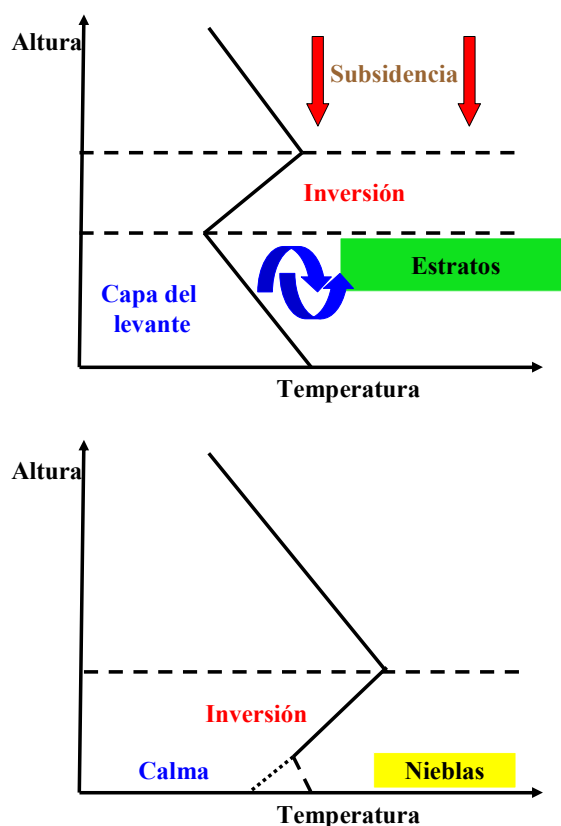
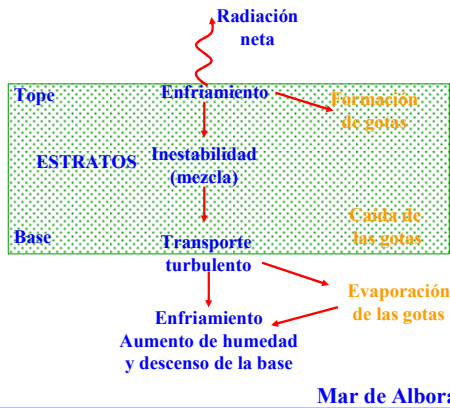


Figura 15. Modelo conceptual de la evolución de los sondeos de temperatura en la transición de estratos a nieblas.

Al mismo tiempo que desciende la inversión, el régimen de levante sobre Alborán va debilitándose hasta encalmarse, los vientos sobre el mar son débiles y se producen por diferencias de temperaturas entre la tierra y el mar, o entre diferentes zonas del mar. Las calmas sobre el mar son un período transición, previo a un cambio a un régimen de poniente, o a una nueva oleada de levante.

De las imágenes de satélite y de las observaciones convencionales se deduce un claro ciclo diario en la extensión y espesor de los estratos del levante. En las observaciones desde el suelo se aprecia que la

base de los estratos baja durante la noche y sube durante el día (figura 15), pudiendo disiparse totalmente en las horas centrales. Cuando el aire superior muy seco penetra en la nube produce un enfriamiento por evaporación de las gotitas de nube, hay descendencias, turbulencias y mayor mezcla, si entra mucho aire seco la nube se rompe y evapora (Randall y Deardof, 1980). Además, durante el día, cuando el calentamiento de la nube es grande, si el flujo de calor superficial es pequeño es posible que la turbulencia en la nube quede desacoplada de la de la capa inferior y se corte el suministro de humedad de la nube y disminuya su espesor.



Mar de Alborán

Figura 16. Procesos que intervienen en el descenso nocturno de la base de los estratos en el Mar de Alborán (copiado del esquema de Mack y cía. para el Sur de California (1974), en naranja procesos innecesarios según Barker (1977) y Oliver (1978)).

Según el modelo cualitativo de Mack y cía. (1974) para la Costa Sur de California (figura 16), el mecanismo responsable de este descenso nocturno, observado claramente en el litoral del Mar de Alborán, sería el enfriamiento radiativo del tope de la nube. Los modelos numéricos de Barker (1977) y de Oliver y cía. (1978), demuestran que el enfriamiento nocturno de la capa de aire inferior a la nube y el descenso de la base de los estratos pueden producirse sin necesidad de que haya llovizna, y predicen, además, una expansión hacia arriba de la nube. Hemos comentado en el apartado anterior, que de la evolución de las temperaturas de los topos nubosos puede deducirse también un crecimiento nocturno de la niebla hacia arriba al mismo tiempo que se observa su expansión horizontal. La radiación de onda larga en los topos de las nubes compensa la absorción de radiación solar y hace que persistan o duren más, las bases en cambio están en equilibrio radiativo de onda larga con sus alrededores pero la radiación de onda corta produce un calentamiento de las gotas y una disipación de la nube por debajo. En nuestro caso, al atardecer, cuando termina la llegada de radiación de onda corta y predomina el enfriamiento radiativo desde el tope de la nube, las parcelas nubosas frías caen a través de la nube y producen turbulencia y mezcla. Toda la nube se enfría aunque la pérdida de radiación hacia el espacio se produzca solamente en una capa de pocos

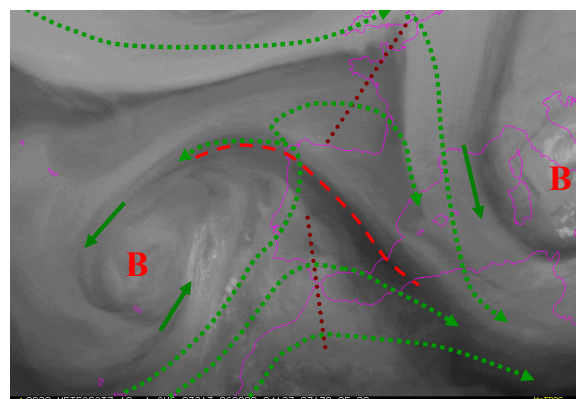
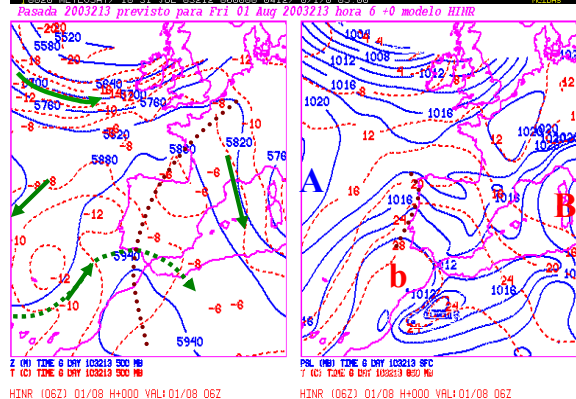
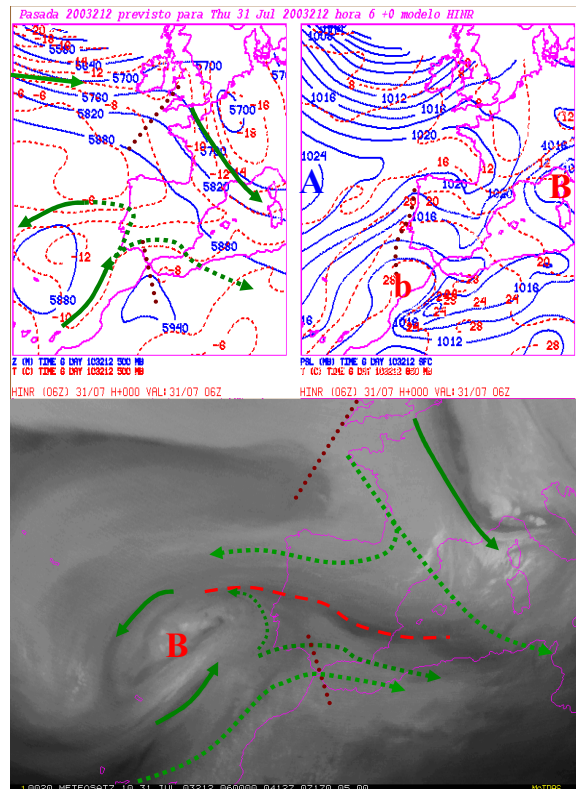


Figura 17. Análisis de 500 hPa y niveles bajos del HIRLAM-INM e imagen del canal WV062 del satélite Meteosat a las 06 UTC del 31 de julio (arriba del todo) y 1 de agosto de 2003, geopotenciales e isobaras en líneas continuas azules, isotermas, de 850 hPa en niveles bajos, a trazos rojos. Las flechas indican los chorros (líneas continuas) y el flujo en altura (a trazos), las líneas marrones a puntos, dorsales y vaguadas invertidas, las líneas a trazos indican zonas de deformación.

centímetros de espesor del tope de la nube, este enfriamiento provoca la condensación en capas cada vez más bajas. El enfriamiento es suficiente para producir condensación en la capa cercana a la saturación si la nube se ha evaporado totalmente durante el día.

3.2 Perspectiva sinóptica.

Durante este episodio de nieblas se observa una típica situación de levante de verano en el Mar de Alborán: en superficie hay altas presiones relativas sobre Baleares y bajas sobre el Golfo de Cádiz, el eje de la vaguada invertida de las bajas presiones relativas y el de la dorsal térmica en 850 hPa se sitúan en la mitad occidental de la Península (figura 17). La vaguada invertida permanece inmóvil y hay una fuerte circulación del nordeste en el borde sureste del anticiclón de las Azores. El régimen de levante no desaparece, pero los gradientes de presión entre Palma y el Estrecho y a lo largo de Alborán son menores el día 1 Agosto que el día 31 de Julio.

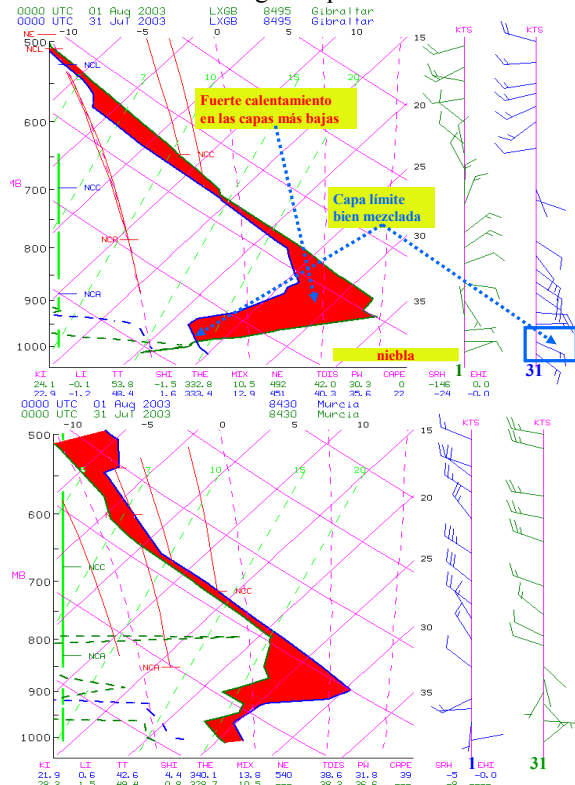


Figura 18. Sondeos de las 00 UTC del 31 de julio y del 1 de agosto de 2003 de Gibraltar (izquierda, en azul el del día 31) y de Murcia (en verde el del día 31). En rojo calentamiento de la atmósfera en 24 horas. El sondeo del día 1 de Gibraltar tiene características de las nieblas de radiación: vientos flojos, capa saturada junto al suelo, aire muy seco por encima e inversión de temperaturas tocando el suelo.

En altura se observa una depresión aislada centrada sobre Madeira y el día 1 otra sobre la Península Itálica, sobre la Península se aprecia una zona de deformación (banda seca en las imágenes de WV de la figura 17), orientada según los paralelos el día 31, y de NW a SE el día 1 de Agosto de 2003. El Mar de Alborán queda en la zona descendente de la dorsal

dentro de un flujo flojo a moderado de componente oeste.

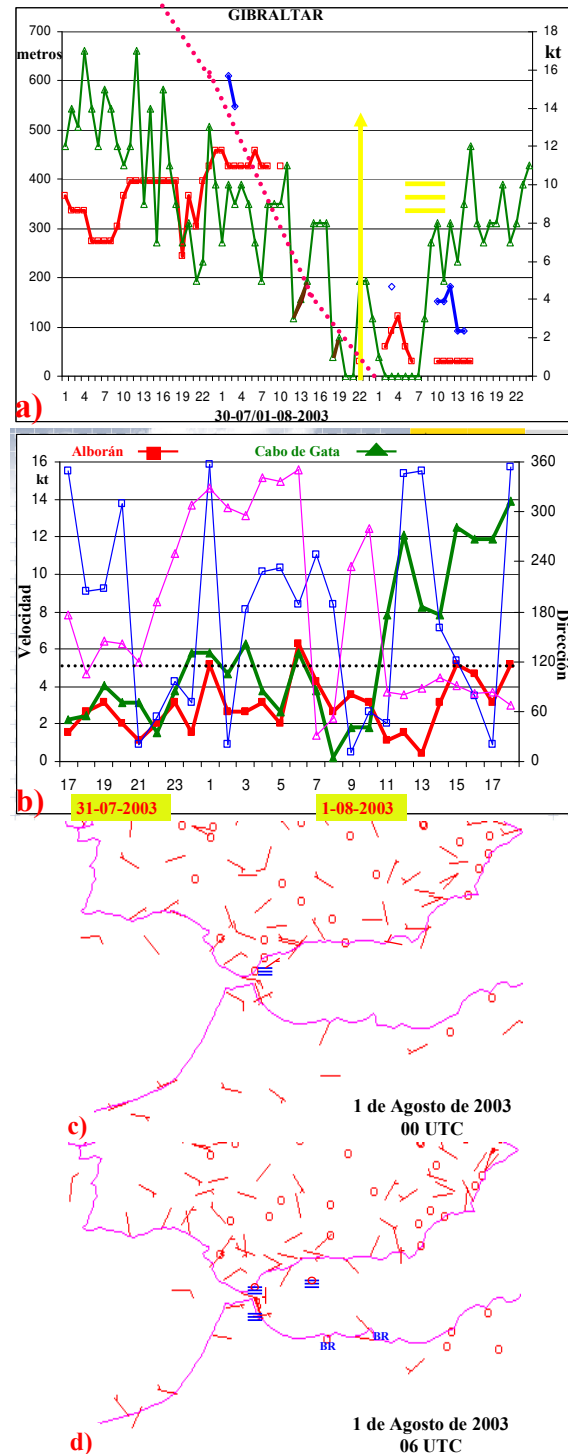


Figura 19. a) Velocidad del viento de levante (triángulos verdes, los tramos marrones gruesos son vientos de poniente), techos de las capas de nubes más bajas (cuadros rojos y rombos azules) y descenso de la base de la inversión (a puntos) observados en Gibraltar entre el 30 de julio y el 1 de agosto de 2003. La flecha amarilla marca el inicio de la niebla en Gibraltar. b) Dirección (líneas finas) y velocidad del viento observado en las boyas de Alborán y del Cabo de Gata el 31 de julio y el 1 de agosto de 2003. La línea horizontal a puntos marca el umbral de 5 kt. c) Análisis de vientos de las 00 del día 1 de Agosto de 2003. d) Igual pero de las 06 UTC.

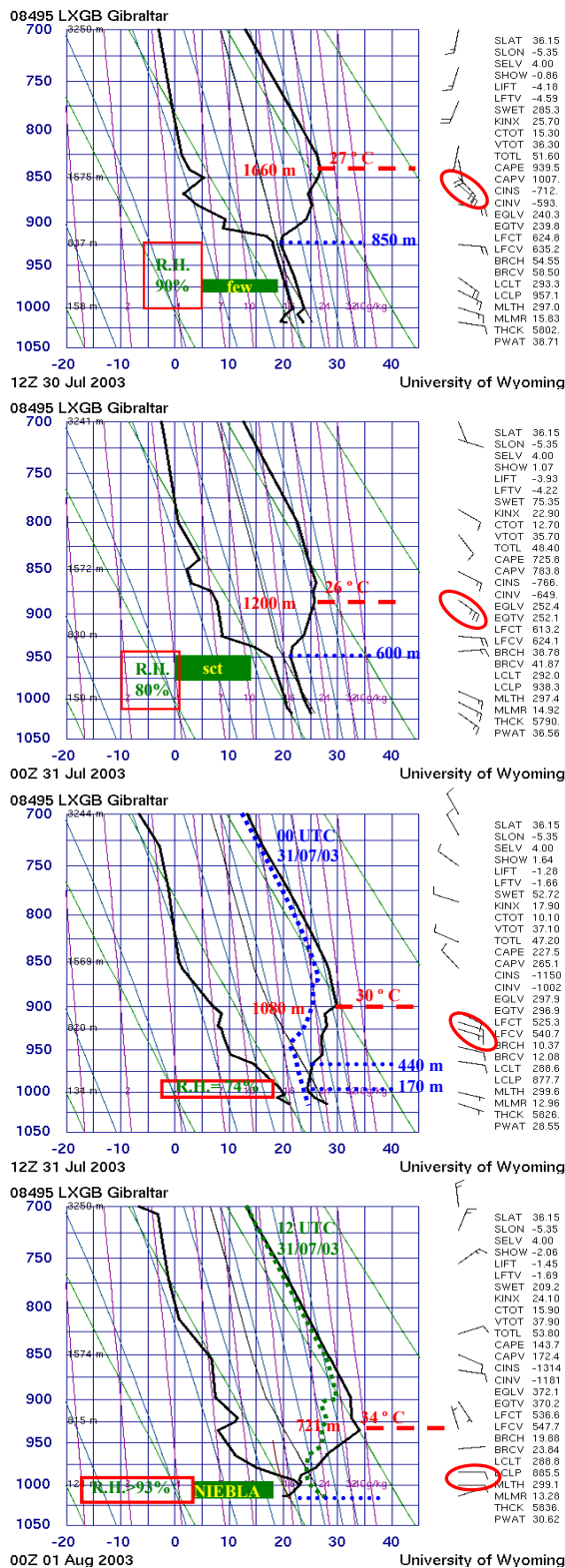


Figura 20. Evolución de los sondeos de Gibraltar entre la 12 UTC del día 30 julio y las 0 UTC del día 1 de Agosto de 2003. En verde observaciones de nubes de los metars hechas a la hora del sondeo, las líneas horizontales son las bases (a puntos) y los topos (a trazos) de la inversión, resaltados en rojo los estratos más húmedos y el máximo de viento de levante.

Entre el 31 de julio y el 1 de agosto de 2003 se produce una subsidencia a gran escala. En los sondeos de Gibraltar y de Murcia se advierte un

descenso del tope de la inversión de unos 100 hPa y un gran calentamiento por debajo de 800 hPa, máximo alrededor de 900 hPa (figura 18). En Gibraltar se alcanzan los 34 °C a 720 metros (935 hPa).

3.3. Perspectiva mesoescalar. Vientos en superficie. Colapso del régimen de levante y nueva oleada de levante.

Las nieblas se producen por la combinación de la fuerte subsidencia y el debilitamiento del régimen de levante.

En la figura 19.a vemos que la velocidad del viento de levante observado en Gibraltar va disminuyendo a lo largo del día 31 de julio de 2003 hasta calmarse a las 18 UTC (hacia el atardecer), la disminución de la velocidad es simultánea con el descenso de la base de la inversión y del techo de nubes. La primera observación de niebla se hace a las 22 UTC. Los vientos observados en las boyas de aguas profundas de Alborán (36° 13.931' N 5° 3.071' W) y del Cabo de Gata (36° 34.2' N 2° 20.4' W) apenas superan los 5 kt entre el atardecer del 31 y el amanecer del 1 de Agosto (figura 19.b).

Durante la madrugada del día 1 de agosto de 2003 el régimen de levante se encalma en el Mar de Alborán, en los análisis de vientos de las 0 y de las 6 UTC se observan calmas o brisas de tierra en todo el Mar (figuras 19.c y d), podemos hablar de un régimen de levante en calma (en Tarifa y a sotavento del Estrecho el levante no desaparece).

En los datos de la boya del Cabo de Gata se detecta una nueva oleada de levante (aumento de la velocidad del viento hasta 14 kt a lo largo de la tarde del día 1). La niebla se forma en la encalmada previa a la nueva oleada de levante, en el momento de su formación los vientos son débiles en el mar de Alborán. Este episodio se produce entre dos regímenes de levante, la inversión de temperaturas baja y se forma la niebla, después vuelve a subir.

3.4 Evolución de los sondeos y del techo de nubes.

En la figura 19.a se aprecia que en Gibraltar decrecen simultáneamente el techo de nubes, la altura de la base de la inversión y la velocidad del viento de levante.

Podemos considerar el sondeo de Gibraltar del 30 a las 12 UTC (figura 20) como típico del verano en condiciones de levante, la estructura nubosa más frecuente es aquella que cubre la mitad sur y extremo occidental del mar de Alborán mientras que el resto permanece despejado. A lo largo del día 30 la extensión de los estratos del mar de Alborán experimenta las fluctuaciones típicas de este tipo de nubosidad: es máxima al amanecer y mínima en las horas de mayor calentamiento, y comienza de nuevo a aumentar después del atardecer. En el sondeo se aprecia un estrato entre 150 y 850 metros próximo a la saturación y con un gradiente vertical de temperatura de 0.5 °C/100 m, según las observaciones de superficie las nubes no han desaparecido del todo (figura 19.a), la base de la

inversión que separa el aire húmedo del mar de Alborán del aire seco que le sobrevuela está a 850 metros, el tope y el máximo viento de levante a unos 1660 metros.

En la evolución de los sondeos de Gibraltar hasta las 0 UTC del día 1 de Agosto de 2003 (figura 20) se observa que la subsidencia refuerza la inversión sobre la capa de estratos, o cercana a la saturación, y hace descender su base hasta el suelo a un ritmo medio de unos 25 m / hora. Se observa también una disminución de la velocidad y del espesor de la capa con viento de levante.

A las 00 UTC del día 31 de julio de 2003 se aprecia una capa húmeda de unos 600 metros de espesor, en la que la humedad se mantiene constante con la altura, debajo de otra seca en la que la humedad descende bruscamente con la altura. Hacia el mediodía del día 31 prácticamente se han disipado todos los estratos en el Mar de Alborán, la subsidencia ha acelerado y aumentado la fluctuación diurna de la nubosidad, en el sondeo de Gibraltar de las 12 UTC solamente se observa un pequeño estrato húmedo de 70 metros de espesor taponado por la base de la inversión situada a unos 170 metros (figura 20).

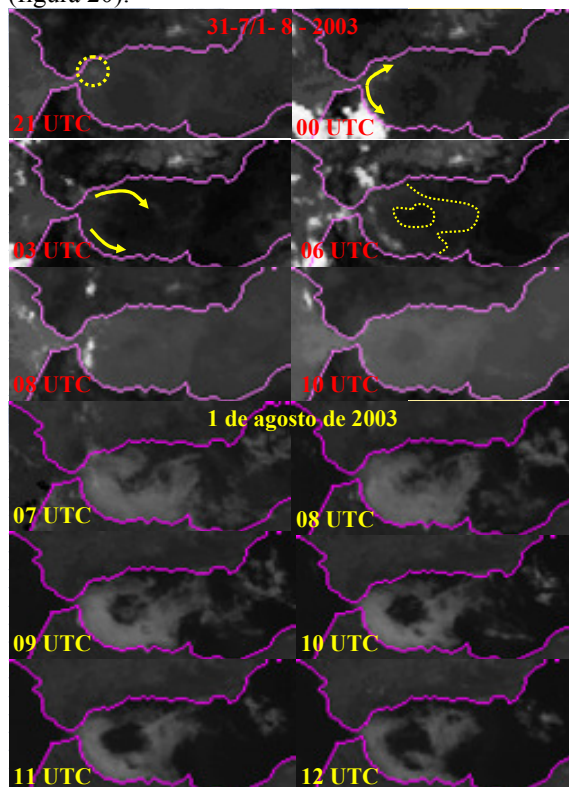


Figura 21. Evolución de la niebla y estratos muy bajos vista en el canal IR (paneles superiores) y en el canal visible del Meteosat. Explicación en el texto.

3.5 Formación y extensión de la niebla

El sondeo de las 0 UTC del 1 de Agosto de 2003 (figuras 18 y 20) se realizó cuando había observación de niebla en Gibraltar y podría ser un buen ejemplo de sondeo de niebla de radiación. Se observa una fuerte inversión de temperaturas que toca tierra, con un estrato saturado y en calma junto

al suelo, la capa de niebla. Por encima de la niebla la temperatura y el punto de rocío divergen rápidamente hasta valores de 26°C a 935 hPa (721 metros). A menudo se ven sondeos así en los estados de formación y madurez de nieblas de radiación.

Las nieblas se forman debido a una fuerte subsidencia a gran escala, que se observa en los sondeos de Murcia y de Gibraltar (figura 18), pero no ocupan todo el Mar de Alborán: la subsidencia no es suficiente, intervienen además otras causas.

Probablemente la condensación se produjo en primer lugar en el estrato más húmedo observado a las 12 UTC del día 31 de julio de 2003 entre 100 y 170 metros (figura 20), que después del atardecer debería estar más cerca del suelo, junto al suelo el ritmo de descenso de la inversión es menor al ser contrarrestado por procesos de la capa límite. El enfriamiento radiativo del tope de la nube enfría y mezcla la capa marítima hasta alcanzar la saturación, que llega antes sobre las zonas de aguas frías, siendo el proceso mucho más lento en el núcleo cálido del torbellino occidental (figura 21).

La distribución de temperaturas del agua del mar observada a las 11:12 UTC del día 31 (figura 22) son representativas de las que hubo durante la formación y extensión de la niebla, pues los cambios bruscos de las temperaturas de la superficie del Mar de Alborán se producen cuando hay cambios bruscos del régimen de vientos, y son más lentos que los cambios de la temperatura del aire.

La niebla empieza a formarse en la zona del Estrecho después del atardecer del día 31, su extensión a las 21 UTC es suficiente para observarse por satélite (resaltada con un círculo a puntos en la figura 21). Se va expandiendo por el litoral occidental del Mar de Alborán y ensanchando hacia el mar. Hacia alta mar la niebla se forma sobre las aguas más frías del torbellino occidental, las flechas amarillas de la figura 21 indican las direcciones del crecimiento, y se ensancha hacia las aguas más cálidas. Como ya vimos en el apartado 2 una vez formada la niebla el enfriamiento radiativo del tope podría mantenerla incluso si el aire es llevado hacia aguas más cálidas. Antes del amanecer las nieblas ocupan la mitad occidental del mar de Alborán, a las 06 UTC solamente el núcleo de aguas cálidas del torbellino occidental permanece despejado, las líneas amarillas a trazos marcan en la figura 21 el contorno exterior e interior de la niebla sobre el mar. Se aprecia que la niebla se forma sobre aguas con temperaturas muy diferentes, hay dos zonas con 22°C que tienen comportamiento distinto (en el norte de África se forma la niebla, pero en la Bahía de Málaga no), luego la temperatura del agua del mar no es el único factor que gobierna la formación y extensión de las nieblas.

Además de las convergencias producidas cerca del litoral por los vientos catabáticos, en el gráfico 22.b vemos que sobre una corriente fría ideal en forma de corona circular, un régimen débil de levante

(poniente) tendería a producir convergencias y nieblas en la frontera externa (interna) de la corriente fría al norte (sur) y en la frontera interna en el sur (norte). Un régimen débil del sur tendería a producir convergencias en la frontera interna de la corriente fría anticiclónica al oeste y en la externa al este.

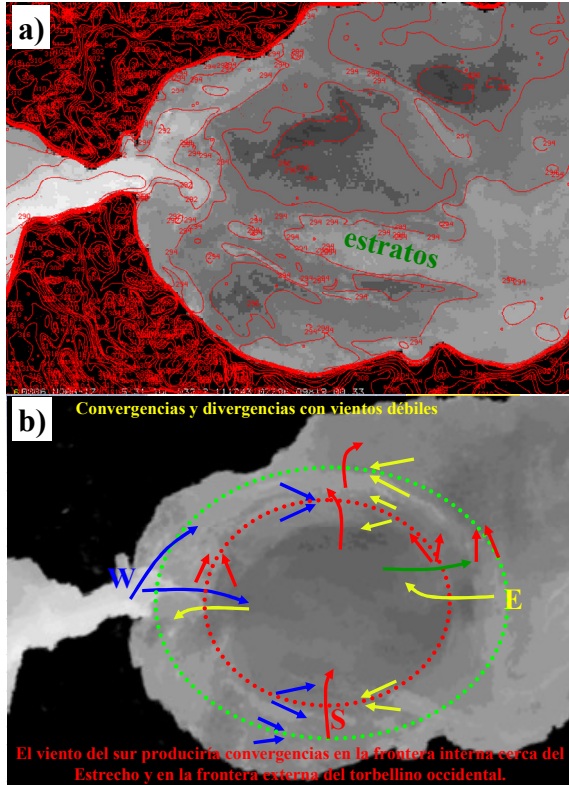


Figura 22. a) Temperaturas deducidas de la imagen infrarroja del NOAA de las 11:13 UTC del día 31 de julio de 2003. b) Modelo conceptual de convergencias y divergencias con vientos débiles del sur, este y oeste sobre una corriente fría ideal en forma de corona circular (entre las rayas a puntos verde y roja) sobre la imagen del canal 5 del NOAA de las 13:41 UTC del día 1 de agosto de 2003.

Vientos débiles soplando de aguas frías a cálidas se acelerarían (divergencia) y se desviarían hacia su derecha, se decelerarían (convergencia) y se desviarían hacia su izquierda al pasar de aguas cálidas a frías.

De la evolución temporal de los bancos de niebla se deduce una circulación débil en superficie ajustada al torbellino anticiclónico occidental. Parece que en ausencia de gradiente de presión, se produce en la mitad occidental del Mar de Alborán una circulación anticiclónica débil en superficie, a las 06 UTC podemos ver vientos débiles de levante en Ceuta, del sur en boya de Alborán y del suroeste en Fuengirola (figura 19.d).

En la imagen del canal 2 del NOAA de las 10:49 UTC del 1 de agosto de 2003 (figura 2) se aprecia como la estructura nubosa refleja bastante bien la distribución horizontal de las temperaturas del torbellino anticiclónico occidental del Mar de Alborán.

En la introducción vimos que la mayor frecuencia de nieblas coincide con los valores más altos de diferencia de temperaturas entre el aire y el mar ($T_a \gg T_m$), como sobre el mar la depresión del punto de rocío suele ser pequeña, también serán más probables las nieblas para valores más altos del punto de rocío y de la diferencia entre el punto de rocío del aire y la temperatura del agua del mar ($T_d > T_m$). La temperatura mínima del punto de rocío observada en Gibraltar fue 19 °C, solamente a las 10 y 12 UTC, la temperatura del agua del mar entre el Estrecho y Calaburras oscilaba entre 19 y 21 °C, en la zona de la boya era de 20°C. Si la temperatura del suelo es menor o igual que el mínimo punto de rocío el riesgo de niebla aumenta, en caso contrario disminuye.

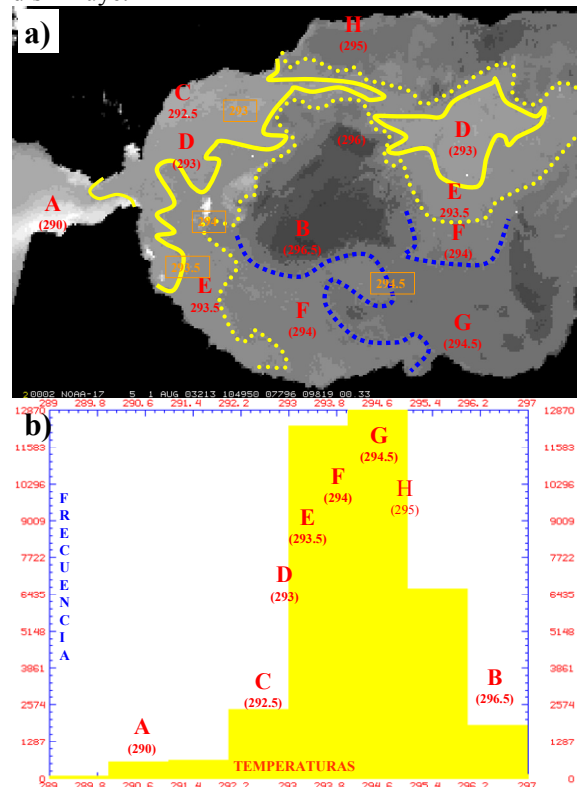


Figura 23. a) Temperaturas deducidas de la imagen infrarroja del NOAA de las 10:49 UTC del día 1 de agosto de 2003. b) Distribución horizontal (nº de pixels) de las temperaturas de imagen anterior.

Parece que a temperaturas de superficie del mar superiores a 22.5 °C o 23 °C no se forma la niebla (el punto de rocío en superficie en Gibraltar siempre se mantiene por debajo de 22 °C), las zonas de aguas cálidas, como el interior del torbellino anticiclónico occidental y la Mar Chica de Melilla, aumentan la mezcla vertical de la capa límite marítima y tienden a inhibir la formación de nieblas y a favorecer la formación de estratos. El movimiento del aire de la zona de aguas frías a las cálidas podría retrasar o impedir la formación de la niebla sobre el núcleo cálido por dos razones: la aceleración del viento muy débil junto al suelo al pasar de la zona fría a la cálida (transferencia de momento), y el aumento de la temperatura del aire manteniéndose el punto de

rocío constante, que situaría el nivel de condensación por encima del tope de la inversión (figura 4). La mayor resolución de esta imagen permite descubrir la estructura fina de la capa nubosa:

- se aprecia la salida de las nubes por el Estrecho hacia el Golfo de Cádiz, aspecto típico de las nieblas y estratos muy bajos con topes inferiores a las altitudes del litoral del Estrecho,
- una estructura de nieblas en calles al oeste de Melilla (Cabo Tres Forcas),
- y una estructura granulada de las nieblas, como formada por células individuales, en el contorno sur y este de la zona despejada del núcleo cálido.

Las temperaturas de los topes nubosos, obtenidas de las imágenes infrarrojas del satélite NOAA de las 10:49 UTC del 1 de agosto de 2003, están comprendidas entre 292.5 y 294.5 k (figura 23 b). Ambos extremos del intervalo están contaminados por la temperatura del agua del mar, tanto entre Fuengirola y el Estrecho (zona C de la figura 23 a), como al oeste de Melilla (zona G), los bancos de nubes están rotos y el satélite promedia la temperatura de los topes nubosos y de la superficie del mar. El mayor número de pixels de niebla (figura 23.b) corresponde a temperaturas de los topes entre 293 y 294k, zonas D, E y F de la figura 23.a, con aspecto más compacto, sin estructuras secundarias observables en el canal visible y que se sitúan sobre las aguas más frías (figura 9.22). La altura de la capa de niebla era bastante uniforme (no parecen observarse sombras sobre los topes nubosos a primeras horas de la mañana en el canal visible, aunque la resolución no es muy grande), aunque en el núcleo de aguas cálidas la niebla pudo ser menos espesa o incluso estratos. De los datos de los sondeos termodinámicos y de las temperaturas observadas por satélite, deducimos que la altitud de los topes nubosos era de unos 150 metros. El gradiente térmico horizontal de los topes de la niebla observado entre D y F refleja el gradiente térmico de la superficie del mar subyacente el día anterior (figura 22), parece que la niebla mantiene la misma diferencia de temperaturas entre la superficie del mar y el tope.

La trayectoria necesaria para la formación de niebla por advección en función de la temperatura del aire (T_o), de la temperatura del suelo (T_{sfc}), del punto de rocío (T_d), del espesor de la capa de aire (z) y del coeficiente de transferencia de calor (C_H), puede obtenerse de la ecuación 1 (Stull). En nuestro caso para una capa de unos 150 metros, 20°C de temperatura del aire, 19°C de punto de rocío y coeficiente de transferencia de calor 0.001, obtendríamos valores de unos 100 km para 18°C de temperatura del agua del mar, unos 60 km para 17°C y unos 40 km para 16°C. Para vientos de 10 km/h necesitaríamos 10, 6 y 4 horas para formar la niebla.

En la realidad se observa la formación de la niebla poco después del atardecer.

$$x = \frac{z}{C_H} \ln \left(\frac{T_o - T_{sfc}}{T_d - T_{sfc}} \right) \quad (1)$$

Las nieblas se forman con calmas junto al suelo, durante el periodo de transición entre dos regímenes de viento.

La máxima extensión de los bancos de nubes se observa a las 8 UTC, en ése momento ocupan la mayor parte del núcleo cálido del torbellino occidental (imágenes de los canales IR y VIS del Meteosat de la figura 21). A partir de este momento la niebla empieza a disiparse de forma inversa a como se formó: el banco de nubes va disipándose desde el núcleo de aguas cálidas del torbellino anticiclónico occidental hacia fuera.

4. Predicción

4.1 Sondeos verticales previstos para un punto

En la figura 24 podemos ver la evolución temporal de algunas de las variables previstas por el modelo ECMWF obtenidas del programa SONMODA para el punto 36 N 5 W (Estrecho) durante el período comprendido entre el 14 y el 18 de mayo de 2006.

Evolución de las temperaturas por debajo del nivel de 850 hPa. El aumento de las temperaturas en los niveles de 850 y 925 hPa es un síntoma de la subsidencia y del debilitamiento del régimen de levante. Las nieblas se formarán a partir de las 18 UTC y cerca del máximo de temperatura en 925 hPa. La temperatura bajará en 925 hPa antes de la formación de la niebla. Si esperamos una nueva oleada de levante lo suficientemente profunda, bajará después de la formación de la niebla.

En este episodio se observa horas antes del máximo de 925 hPa una divergencia de las temperaturas previstas en los niveles más bajos. Un gran aumento de $T_{1000hPa}$ significa que la niebla se disipa, sobre todo si disminuye la humedad relativa en el suelo, el calentamiento de las capas bajas está llegando hasta la superficie del mar (terral).

Evolución de la humedad relativa por debajo del nivel de 925 hPa. Los valores del día 14 a mediodía en el punto 36 N 5 W (figura 24.b), son un ejemplo de estratos que alcanzan el nivel de 925 hPa ($HR_{925} > 80\%$), los datos de los días 15, 16 y 17 valdrían tanto para nieblas como para estratos muy bajos. A partir de las 18 UTC del día 17, los valores ($HR_{1000} < 80\%$ y $HR_{SFC} \uparrow$) pueden ser de niebla o de rocío. Valores de $HR_{SFC} \geq 90\%$ y bajos en 1000 hPa pueden indicar rocío si la altura de la superficie de 1000 hPa ($Z_{1000hPa}$) es muy pequeña. Si $Z_{1000hPa}$ es grande, y por tanto alta la presión en superficie, valores bajos de humedad relativa en aquel nivel no indican formación de rocío en lugar de niebla. Cuando estamos estudiando la posible transición de estratos a nieblas, divergencias entre $HR_{1000hPa}$ y HR_{SFC} como la observada durante este episodio, por aumento en superficie y disminución en 1000 hPa,

son una magnífica señal de la formación de nieblas después del atardecer.

Evolución de la velocidad del viento (figura 24.c). El descenso de la velocidad del viento en superficie por debajo del valor de 2.5 m/s, especialmente si se produce entre las 18 y 06 UTC, es otro buen síntoma de la formación de nieblas. Las nieblas se formarán en el mínimo de la curva V- t. En este caso, la disminución paulatina de la velocidad del viento de levante se aprecia mejor en la evolución de los valores de la racha máxima esperada, que en los del viento en superficie, hay que tener en cuenta que es una predicción a H+96 y que se trata de la embocadura del Estrecho.

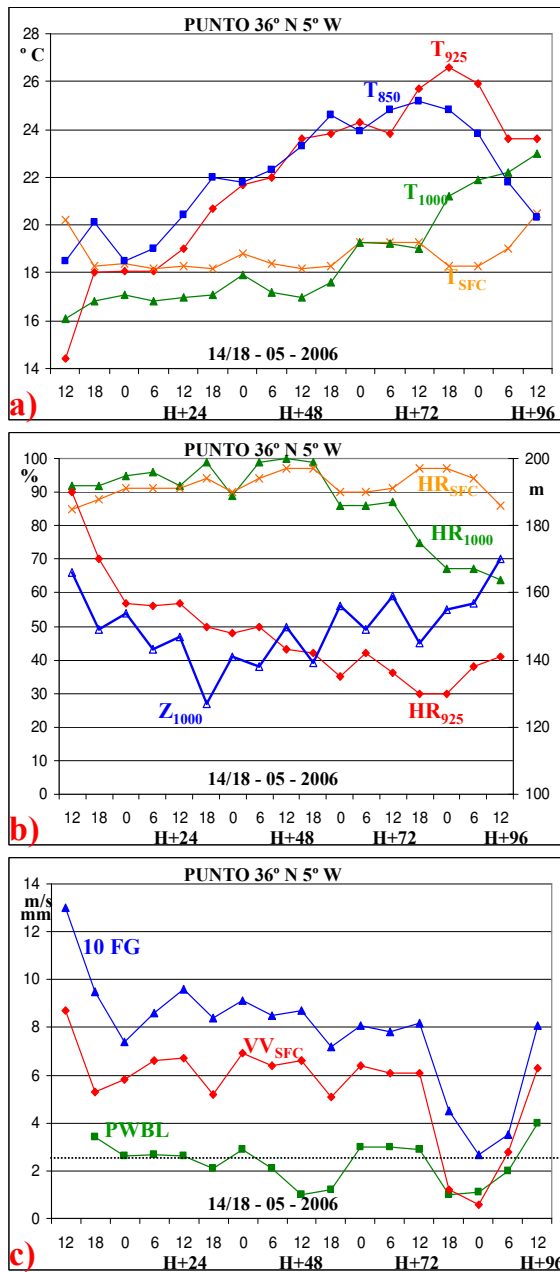


Figura 24. a) Temperaturas entre superficie y 850 hPa. b) Humedades relativas y altura de la superficie de 1000 hPa ($Z_{1000hPa}$) c) Agua precipitable de la capa límite (PWBL), viento medio y racha máxima en superficie (10 FG).

Evolución del agua precipitable de la capa límite marítima (figura 24.c). Es también una variable muy útil para la predicción de nieblas. Se observarán nieblas en el mínimo de la curva PWBL - t. En el punto 36 N 5 W, se aprecian dos mínimos de este valor, pero en uno de ellos el viento no se calma, solamente podríamos esperar nieblas en aquellos lugares cercanos al Estrecho en los que el viento se calme, el segundo mínimo es un buen ejemplo de formación de nieblas.

Antes de la formación de nieblas observaremos:

- valores crecientes de las temperaturas de 925 hPa hasta alcanzar un máximo
- valores decrecientes de la velocidad del viento en superficie hasta alcanzar un mínimo (velocidades inferiores a 2.5 m/s)
- una disminución de la pwbl hasta observar un mínimo
- Para estratos bajos y nieblas: $HR_{SFC} > 80\%$, $HR_{1000} > 80\%$ y $HR_{925} < 50\%$. En función de la altura de la superficie de 1000 hPa la divergencia de las curvas de HR_{SFC} y $HR_{1000hPa}$ puede ser una magnífica señal de formación de nieblas.

4.2 Cortes verticales de modelos de alta resolución

Entre los días 25 de julio y 1 de agosto de 2007 se observaron nieblas y estratos muy bajos en el Mar de Alborán, la capa límite marítima fue poco profunda a lo largo de todo el episodio. Durante la noche y primeras horas del día 31 se formaron nieblas en la mitad occidental del mar de Alborán.

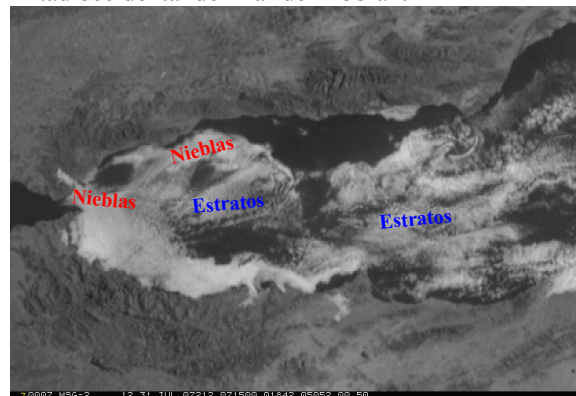


Figura 25. Imagen HRV del Meteosat de las 7:15 UTC del día 31 de julio de 2007.

Aunque el modelo ONR3 no discrimina las diferencias de temperaturas del agua del Mar de Alborán, y por tanto no distingue la estructura diferente en el núcleo cálido occidental, parece interpretar bastante bien la distribución horizontal de nieblas al oeste y de estratos al este observada a primeras horas de la mañana (figura 25). Los cortes verticales de los análisis del modelo ONR3 ayudan a entender la formación de este tipo de nieblas y demuestran que los cortes verticales previstos pueden ser de gran utilidad en la predicción de nieblas y estratos muy bajos.

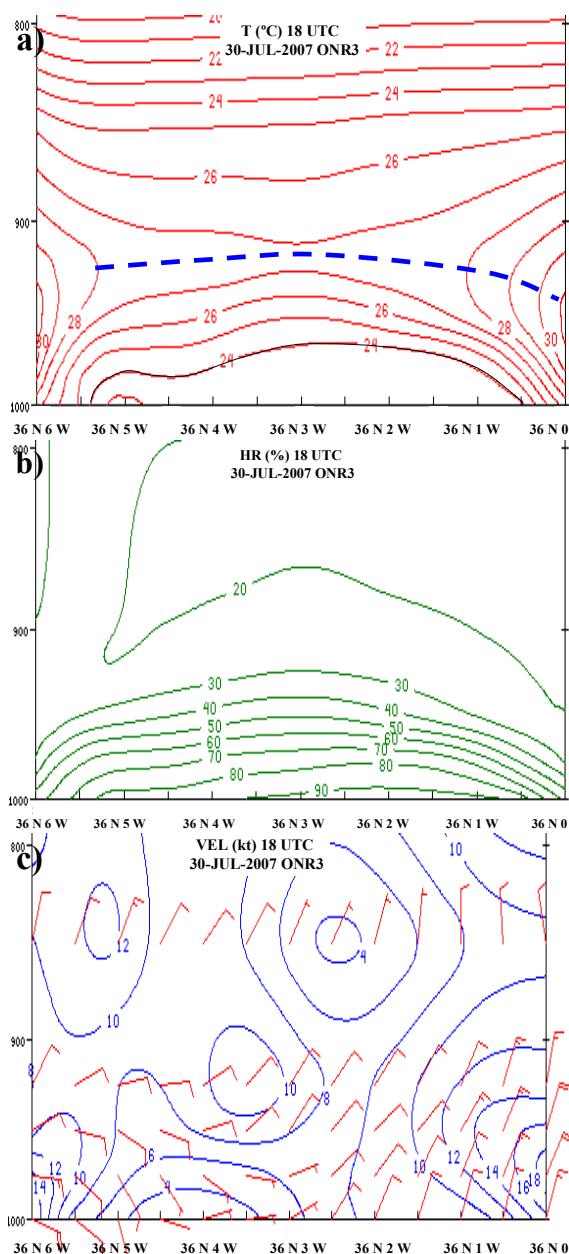


Figura 26. Cortes verticales entre los niveles 1000 y 800 hPa y entre los puntos 36 N 6W y 36N 0E del análisis del modelo ONR3, (a) de temperaturas, (b) de humedad relativa, (c) de vientos y velocidad del viento, a las 18 UTC del día 30 de julio de 2007. A trazos el tope de la inversión de temperaturas y a puntos la base, coloreadas en amarillo zonas con gradiente vertical de temperaturas máximo. La flecha vertical marca la situación de la Isla de Alborán y de la frontera entre diferentes capas límites marítimas a las 06 UTC. A puntos zona con $HR \geq 80\%$ a las 0 UTC, a trazos (coloreado en naranja) aumento (disminución) entre 0 y 6 UTC del área con $HR \geq 80\%$. Las líneas azules son las isotacas en nudos, coloreadas en rojo y en azul máximos y mínimos de velocidad del viento a las 06 UTC. Más explicaciones en el texto.

En las figuras 26 y 27 podemos ver los cortes verticales por debajo de 800 hPa a lo largo del paralelo 36 N. A las 18 UTC (figura 26.c) las velocidades mayores se observan a la salida del Estrecho -14 kt- y en el extremo oriental del corte -18 kt del NE-. A las 06 UTC el régimen de levante

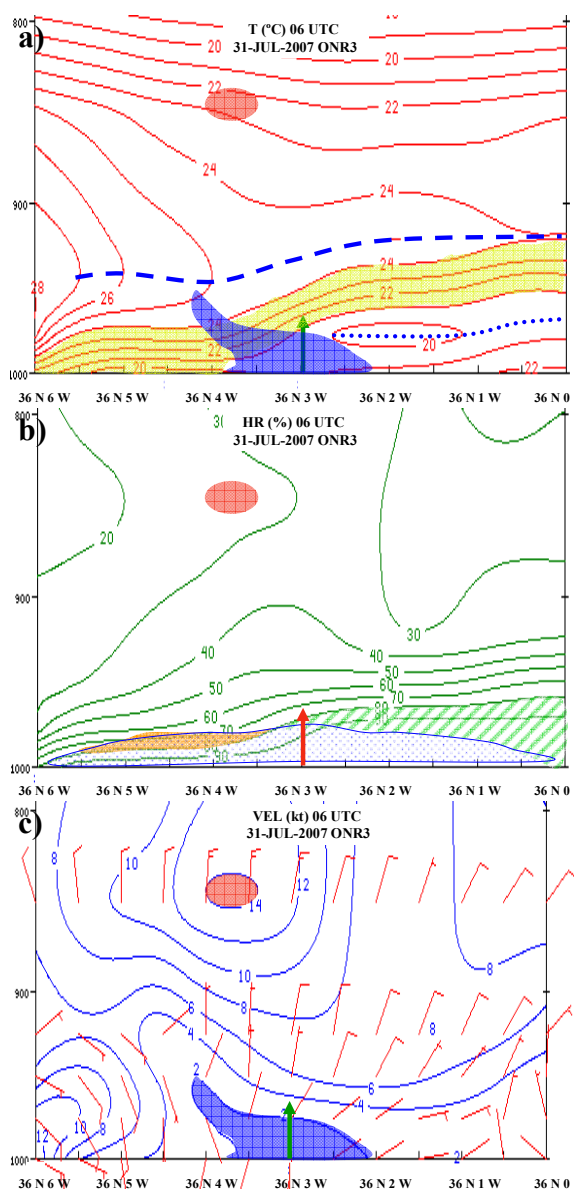


Figura 27. Igual que la 25 pero de las 06 UTC del día 31 de julio de 2007.

ha amainado (figura 27.c), el viento máximo es del norte y se observa a 850 hPa sobre el punto 36 N 3.5 W. En las capas más bajas se mantienen los vientos de levante en el Estrecho y al este del meridiano 3 W (flecha vertical), las velocidades del viento son menores de 4kt en todo el Mar e inferiores a 2kt entre 4 W y 2 W.

En los cortes verticales de temperatura de las 18 UTC (figura 26.a) se observa una capa casi isoterma por debajo de 975 hPa (unos 350 metros) coronada por una inversión con fuerte gradiente térmico vertical entre 975 y 950 hPa (unos 575 metros) y con tope alrededor de 925 hPa (unos 800 metros). A las 06 UTC (figura 27.a) se aprecia a la izquierda del máximo de viento de 850 hPa, en la zona con vientos de levante, un estiramiento vertical de la capa límite marítima por encima de 975 hPa, y a la derecha, con vientos variables, una reducción de la capa límite. Al oeste de la Isla de Alborán (flecha vertical), el mayor gradiente vertical de temperaturas

se acerca a los 1000 hPa, al tiempo que el tope de la inversión desciende hasta 950 hPa, y en el extremo este del corte asciende hasta 950 hPa.

La humedad relativa superior al 80% (valor umbral en los modelos a partir del cual hemos observado que puede producirse la condensación en la realidad) queda confinada debajo de la zona de máximo gradiente de temperaturas. A las 18 UTC la humedad relativa (HR) por encima de 950 hPa es inferior al 50% (figura 26.b). Entre las 18 y 24 UTC se produce un aumento en las capas más bajas sin grandes variaciones de la altura de la inversión, la extensión vertical de la zona con $HR \geq 80\%$ a las 0 UTC (a puntos en la figura 27.b) es mayor que a las 18 UTC. La evolución del espesor de la capa límite provoca, durante las siguientes 6 horas, aumentos (a rayas en la figura 27.b) y disminuciones (en naranja) de la extensión de la zona con $HR \geq 80\%$. Esta evolución favorece la aparición de estratos bajos al este de la Isla de Alborán y de nieblas al oeste (efecto de la bajada de la inversión cuando desaparece el levante).

Es en la zona en la que desaparece el levante dónde la inversión se acerca al suelo y son más probables las nieblas.

Bibliografía:

- Cho, Yang-Ki; Kim, Moon-Ouk; Kim, Byung-Choon, Dec, 2000. Sea fog around the Korean peninsula. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*.
- Goodman, Jindra, 1977. The microstructure of California Coastal Fog and Stratus. *Journal of Applied Meteorology*, **16**, 1056-1067.
- Koracin, D., J. Lewis, W.T. Thompson, C.E. Dorman, and J.A. Businger, 2001: Transition of Stratus into Fog along the California Coast: Observations and Modeling. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 1714–1731.
- Mack E. J., U. Katz, C. Rogers, and R. Pilié, 1974: The microstructure of California coastal stratus and fog at sea. *Calspan Corp. Rep. CJ-5405-M-1*, 74 pp.
- Noonkester, V., 1979: Coastal Marine Fog in Southern California. *Mon. Wea. Rev.*, **107**, 830–851.
- Oliver D., W. Lewellen, and G. Williamson, 1978: The interaction between turbulent and radiative transport in the development of fog and low-level stratus. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 301–316.
- Pilié R. J., E. J. Mack, C. W. Rogers, U. Katz, and W. C. Kocmond, 1979: The formation of marine fog and the development of fog-stratus systems along the California coast. *J. Appl. Meteor.*, **18**, 1275–1286.
- Polvorinos Pascual, Fausto. Nieblas en el Mar de Alborán. [http://mijas.inm.es/~gpv/trabajos_cursos/trabajos/nieblas_alboran/colapso.pdf](http://mijas.inm.es/~gpv/trabajos_cursos/trabajos/nieblas_alboran/NIEBLAS%20PRIMERA%20ENTREGA.pdf)
- Polvorinos Pascual, Fausto. Colapso de un régimen de levante y cambio a poniente. http://mijas.inm.es/~gpv/trabajos_cursos/trabajos/nieblas_alboran/colapso.pdf
- Polvorinos Pascual, Fausto. Transición de estratos a nieblas. http://mijas.inm.es/~gpv/trabajos_cursos/trabajos/nieblas_alboran/transicion.pdf
- Stull, Ronald B., December, 1999. *Meteorology for Scientists and Engineers*.
- Sánchez-Laulhé Ollero, José María, 1999. Sondeos a partir de los campos de salida de los modelos numéricos con programas McBasi. IV Simposio Nacional de Predicción del Instituto Nacional de Meteorología. Ministerio de Medio Ambiente.