

APROXIMACION AL PRONÓSTICO DE NIEBLAS EN EL ESTRECHO DE GIBRALTAR

M. Patricio López Carmona (1)
Alfredo Izquierdo González (2)

(1) OMD de la Flota y de la Base Naval de Rota
(2) Departamento de Física Aplicada (Universidad de Cádiz)

RESUMEN

La formación de nieblas en el Estrecho de Gibraltar y zonas marítimas adyacentes obedece a sucesos de interacción atmósfera-océano, pues está íntimamente relacionada con la presencia de afloramientos de aguas profundas, generalmente inducidos por el viento, aunque subordinados a las corrientes de marea y a otros procesos oceanográficos que obedecen a diferencias de densidad. La detección de estos *upwellings* y de zonas con fuertes gradientes horizontales de temperatura de la superficie del mar (SST) es posible a partir de imágenes de satélite IR. Fuera de la época estival, la más proclive a la aparición de nieblas, se proponen fenómenos de descenso de estratos como responsables de determinados episodios de nieblas, concretamente las prefrontales y las asociadas a ciertos regímenes de poniente en el Golfo de Cádiz.

1. Introducción

En el Estrecho de Gibraltar, la visibilidad aparece reducida por debajo de 10 km un promedio de 160 días al año. A pesar del interés práctico que para la predicción marítima supone esta adversidad, las nieblas marinas han sido bastante menos estudiadas que las de tierra. Las causas que favorecen su generación en las proximidades del Estrecho son diversas y el conocimiento acerca de su importancia relativa en el esquema de formación es bastante escaso. En condiciones sinópticas similares podremos encontrar días con nieblas, otros en los que sólo se han originado brumas. Esta incertidumbre está asociada a la variabilidad de la atmósfera costera, ya que la capa límite marina favorecerá la aparición de nieblas o de estratos bajos dependiendo de la interacción entre el forzamiento sinóptico con otros procesos que tienen lugar en el seno de la capa límite, en especial aquéllos asociados con el intercambio de propiedades con la superficie marina. La compleja orografía que rodea al Estrecho y los diversos procesos de mesoescala que intervienen en ese entorno complican aún más la distribución de los campos de viento, presión, temperatura y humedad próximos a la superficie, y con ello el problema del pronóstico de su formación y de su posterior evolución.

2. Estadística de nieblas en el Estrecho

En la figura 1.a) aparece reflejada la distribución mensual media de días de niebla en el observatorio de Tarifa. Con un promedio de 14 días de niebla al año, se aprecia una frecuencia máxima en los meses más cálidos, con máximos de hasta 12 en los meses de Julio de 1978 y Junio de 1979. Así pues, la mayoría de

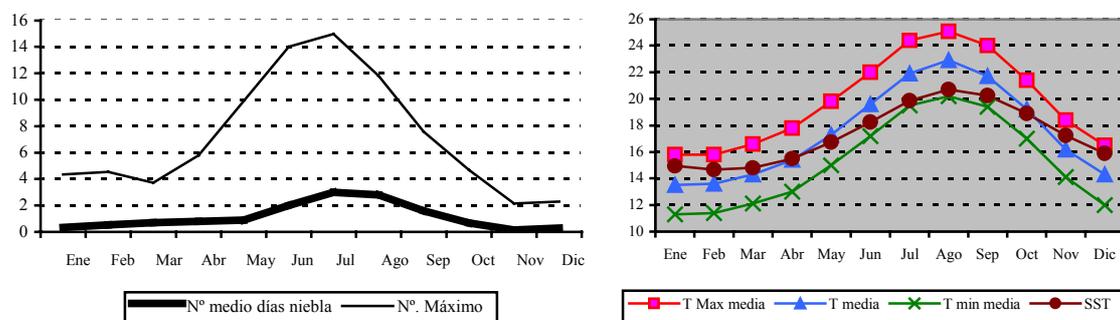


Figura 1: a) Frecuencia de días de niebla y b) promedios de evoluciones mensuales de temperatura en el observatorio de Tarifa, ambas correspondientes al período de referencia 1961-1990).

nieblas aparecen en la época de mayor contraste entre la temperatura del aire y la SST, en verano y, más concretamente, en los meses de Julio y Agosto. Se intuye, por tanto, el enfriamiento del aire en contacto con la superficie marina como el principal mecanismo en la generación de nieblas estivales, para lo cual debe existir un proceso de advección de aire suficientemente húmedo hacia zonas de aguas más frías aunque, lógicamente, existen otros agentes involucrados en el proceso.

3. Condiciones atmosféricas favorables a la generación de nieblas en el Estrecho de Gibraltar

Consiguientemente, los contrastes térmicos horizontales en la superficie marina en las regiones próximas al Estrecho propician la formación de brumas y de nieblas por advección de aire desde zonas cálidas hacia otras frías. Por tanto, la distribución de la temperatura superficial del mar (SST) se revela como un factor fundamental a efectos de predicción de visibilidad en la mar. Más tarde analizaremos su papel.

3.1 Marco sinóptico

Todos los entornos sinópticos favorables presentan el rasgo común de una intensa inversión a baja altura, normalmente inferior a 400 m, necesaria para confinar la masa de aire sobre la superficie marina y para consolidar la niebla. El origen de esta inversión suele ser la subsidencia sinóptica aportada por el anticiclón de las Azores, gran dominador de la situación estival, que extiende su acción sobre la Península Ibérica y el Norte de Africa. En esta región, una pronunciada depresión térmica que se focaliza sobre Marruecos, bascula intermitentemente hacia el Norte provocando gradientes de presión en sentido NW, que originan flujos de Levante en el Estrecho de Gibraltar y en las zonas marítimas vecinas, estrangulando el anticiclón, con un núcleo muy activo de altas presiones en el Mediterráneo occidental.

3.2 Evolución típica de las nieblas en verano

Aunque los datos de persistencia manejados son indirectos y bastante limitados, la mayor parte de las nieblas, sobre todo las estivales, se generan de madrugada y su disipación comienza poco después del orto, quedando disipadas antes de mediodía o, al menos, reducidas a estratos más o menos fragmentados.

Los contrastes de SST resultan ser críticos para el proceso de formación y, lógicamente, para el pronóstico de su posible ubicación, pero apenas intervienen posteriormente en la evolución de la niebla (Leipper, 1994). Una vez se ha formado la bruma inicial junto con algunos bancos, la capa mezclada de niebla se desarrolla y va incrementando su espesor adoptando un perfil térmico pseudoadiabático. A partir de entonces, el enfriamiento radiativo del techo induce a un descenso de la temperatura de la capa de niebla, pudiendo llegar a estar más fría que la SST.

El aumento de la velocidad del viento tras el orto está asociado con el aumento de energía turbulenta en la capa límite, que eleva la base de la inversión, y con ello, agita la capa de niebla, facilitando su disipación.

3.3 Condiciones en superficie

En las nieblas advectivas, la relación del punto de rocío con la temperatura superficial marina es el indicador más útil para el predictor, que debe tener presentes los gradientes de SST y sobre todo, la localización de las zonas de aguas frías potencialmente favorables a la formación de nieblas.

Por otro lado, en condiciones de forzamiento sinóptico débil son muy comunes flujos catabáticos procedentes de tierra, que superponen aire cálido y seco sobre la capa límite marina, esquema de estratificación que conviene favorablemente a afianzar las nieblas.

3.4 Condiciones en altura

Son favorables a la generación de la niebla en la zona de estudio los vientos de componente S sobre la capa límite. En gran parte de las situaciones analizadas en el epígrafe 4, el campo de viento próximo al Estrecho en el nivel de 850 hPa adopta una nítida componente S (componente S o SE en las configuraciones A y C, SW en las D y W, SE en las configuraciones E y F, descritas posteriormente). En la mayoría de estos casos existe advección de aire cálido en 850 hPa, que contribuye al reforzamiento de la inversión que delimita superiormente la capa límite marina en la que se desarrollan las nieblas.

4. Análisis de situaciones de nieblas en el Estrecho

Han sido examinadas 60 situaciones diarias entre los años 1999 a 2001, de las cuales 40 corresponden a situaciones de niebla efectiva y 20 a condiciones de visibilidad próximas a la niebla, con entornos a gran escala tan propicios como los anteriores para su generación. Se proponen seis configuraciones sinópticas favorables a la formación de nieblas que, por orden de frecuencia, son:

- Configuración E: Flujo de Levante
- Configuración C: Flujo del W o del SW tras uno o varios días de Levante
- Configuración D: Flujo de Levante tras uno o varios días de Poniente
- Configuración A: Situación de calma anticiclónica
- Configuración W: Flujo del W mantenido durante varios días
- Configuración F: Paso de un frente

Los escenarios sinópticos más favorables para la generación de nieblas en el Estrecho son los flujos de Levante (E) en superficie y las transiciones de Levante a vientos débiles del W o del SW en la zona del Estrecho (C). Como muestra la tabla 1, con vientos de poniente y en situaciones de calma (configuraciones C, W y A) la altura media de la base de la inversión (Z_{BI}) es sensiblemente más baja que en los casos restantes, debido a la subsidencia anticiclónica asociada. Las bases más elevadas corresponden a las configuraciones D y E, por la mayor agitación turbulenta asociada a los vientos moderados o intensos del E, aunque los valores de Z_{BI} están sobreestimados en relación a los valores que se alcanzan en el centro y en el sector occidental del Estrecho, pues la canalización y aceleración del flujo de Levante provoca por efecto Bernoulli un descenso en la base de la inversión, con el consiguiente calentamiento por compresión de su base. Según Dorman y otros (1995), con flujo de Levante el valor de Z_{BI} en el canal del Estrecho es inferior en un 10 o un 15 % al registrado en el sondeo de Gibraltar.

Configuración	Frecuencia	T_{SFC} (°C)	$(T-T_D)_{SFC}$	Z_{BI} (m)	Z_{TI} (m)	T_{BI} (°C)	T_{TI} (°C)
E	40,0 %	21,7	2,7	260	827	20,9	24,9
C	17,5 %	21,2	4,5	94	691	21,1	24,5
D	12,5 %	21,0	1,2	211	810	20,0	24,6
A	10,0 %	19,1	1,6	124	739	19,4	25,4
W	10,0 %	22,4	5,6	122	626	22,0	27,2
F	10,0 %	21,4	2,7	409	1310	19,5	23,7

Tabla 1: Promedios de temperatura (T_{SFC}) y depresión de punto de rocío $(T-T_D)_{SFC}$ en superficie, altura de la base (BI) y del techo (TI) de la inversión para el colectivo estudiado de 40 días de niebla (de Junio a Septiembre, 1999-2001) obtenidos del sondeo de Gibraltar a las 00 utc.

Las amplitudes medias de la inversión superan los 4 °C, a excepción de la amplitud media de la configuración C, que, en compensación, tiene la base de la inversión media más próxima a la superficie. Conviene advertir que los elevados valores de depresión de punto de rocío de las configuraciones C y W no son representativos de la humedad en el sector occidental del Estrecho en el cual se forman las nieblas, ya que Gibraltar está situado a sotavento de las estribaciones meridionales de la cordillera Penibética

5. Marco oceanográfico del Estrecho de Gibraltar

La importancia naval del Estrecho de Gibraltar resulta legendaria por su enorme interés estratégico. Además, en la actualidad es una de las regiones del mundo con mayor densidad de tráfico marítimo. Desde el punto de vista oceanográfico, sirve de separación a dos cuencas marinas de distinta naturaleza y, por tanto, con aguas de propiedades diferentes. Las aguas menos salinas del Atlántico entran por la superficie, y según se distribuyen por la cuenca mediterránea se tornan más densas por efecto de la evaporación y del enfriamiento. Estas aguas vuelven al Atlántico como aguas intermedias y profundas, estableciéndose una circulación bicapa. Este régimen promedio está sujeto a una notable variabilidad temporal, que ha sido caracterizado con minuciosidad por diversos autores en:

- variabilidades de largo período, asociadas a las fluctuaciones estacionales, anuales y de mayor período en el intercambio bicapa que caracteriza al régimen hidrodinámico medio del Estrecho;

- variabilidad subinercial, que se corresponde en la zona con períodos superiores a unas 20 horas, y se encuentra estrechamente relacionado con el forzamiento meteorológico;
- variabilidad mareal, asociada al efecto de las mareas. Las corrientes reversivas de periodicidad semidiurna inducidas por las mareas son de una intensidad tal que llegan a invertir la dirección del flujo medio baroclino dominante en superficie en el Estrecho de Gibraltar.

Desde el punto de vista de la generación de las nieblas estivales, nos interesa fundamentalmente la distribución y variabilidad de la SST en el Estrecho de Gibraltar y zonas adyacentes (Golfo de Cádiz y Mar de Alborán), así como los procesos dinámicos que influyen en ella.

5.1 Circulación y estructura térmica superficial en el Mar de Alborán

En esencia, la corriente atlántica (AJ), fuertemente baroclina, penetra en el Mar de Alborán formando uno o dos torbellinos anticiclónicos semipermanentes, uno occidental (WAG) y otro oriental (EAG) más inestable, antes de ser canalizada y dar origen a la corriente argelina. Durante el tránsito, la AJ se va transformando en agua atlántica modificada (MAW). En el límite Nordeste del EAG, la MAW converge con las aguas superficiales mediterráneas (MSW), más salinas y densas, procedentes del sureste peninsular, originando una discontinuidad en la densidad, conocida como frente Almería-Orán (AOF), que suele extenderse normalmente de NW a SE. Estos torbellinos y corrientes se manifiestan claramente, en ausencia de nubosidad, en las imágenes infrarrojas captadas por los satélites TIROS.

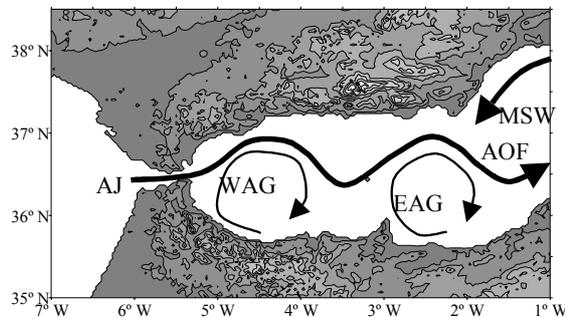


Figura 2: Diagrama esquemático de la circulación superficial en el Mar de Alborán.

Según el análisis de Parada y Cantón (1998) el Mediterráneo occidental se caracteriza básicamente por tres regímenes principales en relación a las temperaturas de la superficie marina del agua mediterránea superficial (MSW) y del agua atlántica (AW) que penetra a través del Estrecho:

- 1°. De Noviembre a Abril, las aguas atlánticas AW son más cálidas que la MSW.
- 2°. Entre Mayo y Junio y en Octubre, las temperaturas de AW y de la MSW son similares.
- 3°. En verano, de Julio a Septiembre, el agua atlántica AW/MAW es más fría que el agua mediterránea y las anomalías térmicas en Alborán son más acusadas que en el resto del año.

Otro rasgo característico de la cuenca de Alborán son los *upwellings* de aguas profundas, frías y ricas en nutrientes hacia la superficie. Los principales mecanismos causantes (Sarhan y otros, 2000) son:

- i. El más evidente es el inducido por los vientos del W en la costa del Sol (Fuengirola-Estepona) que arrastran el agua en superficie mar adentro, por efecto del transporte de Eckman, hasta que se sumergen al encontrarse con las aguas menos densas del AJ, generándose *upwellings* compensatorios en la plataforma continental entre Málaga y Estepona, aflorando a la superficie aguas más profundas relativamente salinas y frías.
- ii. El asociado a la variabilidad del AJ, que fluctúa en dirección N-S condicionado por diversos factores, como la forma y posición del WAG. Cuando éste es pequeño, la salida del AJ se desplaza hacia el Sur, pudiendo generarse incluso una célula de circulación ciclónica al Norte del WAG, con afloramiento de aguas profundas en su interior. Estos afloramientos se producen más alejados de la costa y próximos a la embocadura oriental del Estrecho.

Estas aguas superficiales frías son susceptibles de ser advectadas por la corriente superficial y a mezclarse con la MAW.

5.2 Circulación y estructura térmica superficial en el Golfo de Cádiz

La circulación y la estructura térmica en superficie en el Golfo de Cádiz viene fundamentalmente determinada por el influjo de la corriente de las Azores, que transporta agua atlántica (Johnson y Stevens, 2000). Esta corriente, al pasar las Islas Azores, se divide en dos brazos: uno septentrional que se dirige hacia el Golfo de Cádiz y una rama sur que atraviesa el Sur de Madeira y discurre hacia Canarias. La variabilidad estacional del campo de viento en superficie ejerce una notable influencia en el campo de SST. Un análisis exhaustivo de secuencias de imágenes captadas por el AVHRR de los satélites TIROS-NOAA revela que la variabilidad temporal de la SST para escalas de pocos días en zonas localizadas es máxima mediado el verano, mientras que la variabilidad térmica espacial sobre el conjunto de la región muestra un máximo hacia el final de la estación estival (Folkard y otros, 1997). En general, en verano, una anomalía negativa en la SST se extiende desde el Cabo San Vicente hasta Faro, en tanto que aparece una región cálida sobre la relativamente ancha plataforma continental entre Faro y Cádiz. Los análisis estadísticos revelan un notable grado de acoplamiento entre los campos de viento en superficie y de SST en la época estival. Esta distribución típica de la SST es ocasionada por los vientos dominantes de componente N a lo largo del margen ibérico atlántico, que ocasionan afloramientos de aguas profundas relativamente frías en la costa occidental portuguesa, advectándose esta anomalía térmica negativa hacia el Este (de Cabo San Vicente hasta Faro) por las corrientes dominantes en superficie.

5.3 La variabilidad en la distribución de la temperatura superficial en el Estrecho

La Violette y Lacombe (1988) apreciaron la aparición de anomalías térmicas negativas de carácter periódico semidiurno a la altura del meridiano del Bajo Camarinal, relieve batimétrico situado al Norte de la embocadura occidental. Estas anomalías negativas de la SST en el Estrecho no son otra cosa que la manifestación térmica superficial de un salto hidráulico por la interacción del flujo de marea con el Bajo de Camarinal. No obstante, por su dimensión espacial y escasa estabilidad temporal, difícilmente pueden considerarse fundamentales en la generación del gradiente térmico horizontal necesario para generar nieblas por enfriamiento, pero sí pueden contribuir con un aporte complementario de agua fría en superficie al mecanismo considerado responsable: los vientos de Levante en el Estrecho de Gibraltar.

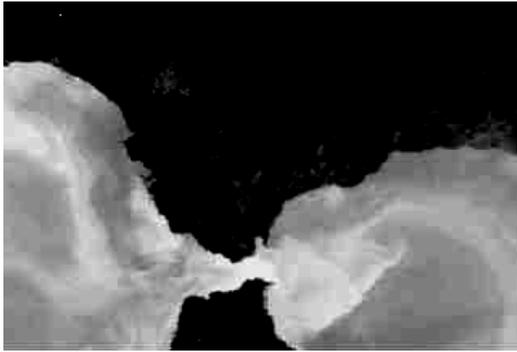
Efectivamente, con viento de Levante (configuración E, tabla 1) el campo de SST del Estrecho está dominado por aguas relativamente frías afloradas en la costa Sur por el transporte de Eckman inducido por el viento. A los pocos días de la aparición de esta anomalía térmica negativa local, se observa una deriva de las aguas frías hacia ambas embocaduras del Estrecho. Este fenómeno es observado en verano en episodios de Levantes fuertes y persistentes, comportamiento que sugiere que las aguas frías emergidas son advectadas por las corrientes ambientales, alejándose del Estrecho en dos ramas principales: la occidental lo hace hacia el S por la costa oeste marroquí y el pulso oriental, arrastrado por el chorro atlántico (AJ), penetra hacia el E alrededor del WAG de Alborán.

Evidencian la estabilidad temporal de este mecanismo en verano dos datos climatológicos fundamentales:

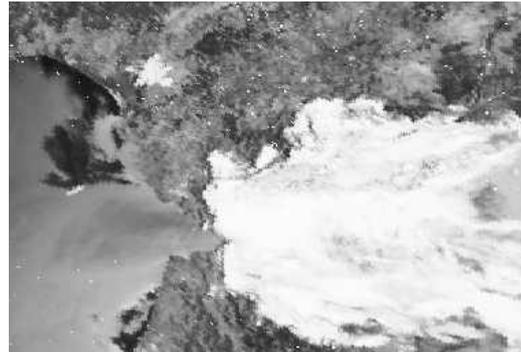
- 1^a. La SST media de Agosto 2°C menor en la costa Sur que en la costa Norte del Estrecho, en tanto que en Febrero se invierte dicho gradiente: 2°C mayor en la costa Sur (Atlas of the Ocean, 1993).
- 2^a. Existe un contraste zonal de SST en verano entre el Estrecho y ambas embocaduras, en las cuales la SST es 4° C inferior. Este hecho ya fue referido en el apartado 5.2.

6. Ejemplos de algunas configuraciones típicas de niebla

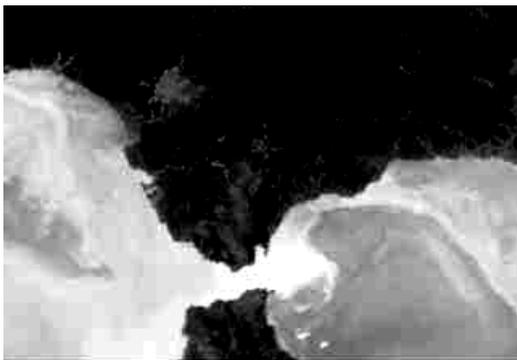
La figura 3 presenta algunos ejemplos prácticos, con imágenes IR obtenidas mediante resaltado gráfico del contraste, en las que es fácil localizar las zonas de aguas frías, así como algunos rasgos de la dinámica oceanográfica en superficie expuestos en el epígrafe anterior. El primer caso (figura 3.a y 3.b) ilustra una formación de nieblas en el sector oriental del Estrecho y Mar de Alborán, enmascaradas bajo un manto de estratos. En el segundo (figura 3.c y 3.d), aparecen nieblas en el Estrecho, que fueron generadas en las aguas frías -por los activos *upwellings* inducidos por los vientos del NE- de la plataforma costera occidental de Marruecos y transportados por los vientos del S al SW. También se formaron nieblas en la costa del Sol y sector oriental del WEG de Alborán. El tercer ejemplo muestra nieblas en la costa de Cádiz y costa Norte del Estrecho, así como al sureste de Ceuta y nordeste de Gibraltar. En el último caso (figura 3.g y 3.h), tras una transición de Poniente a Levante, aparecen nieblas en las costas Norte y Sur del Estrecho, así como en las costas de Cádiz, en las que el viento de Levante no ha irrumpido todavía.



a) Imagen IR (**E**) 4/08/2001 a 17:18 UTC



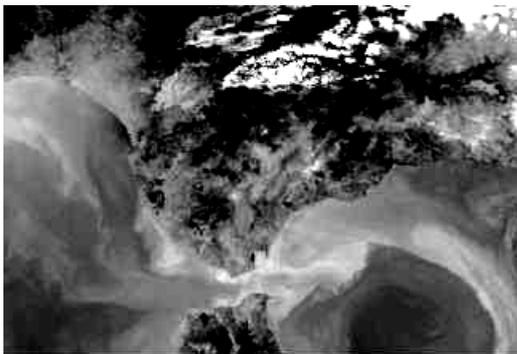
b) Imagen VIS (**E**) 5/08/2001 a 08:18 UTC



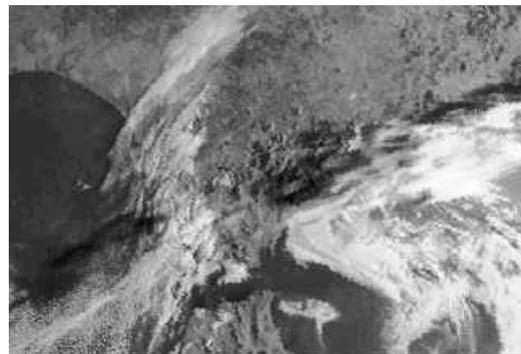
c) Imagen IR (**C**) 23/07/2001 a 16:56 UTC



d) Imagen VIS (**C**) 24/07/2001 a 08:04 UTC



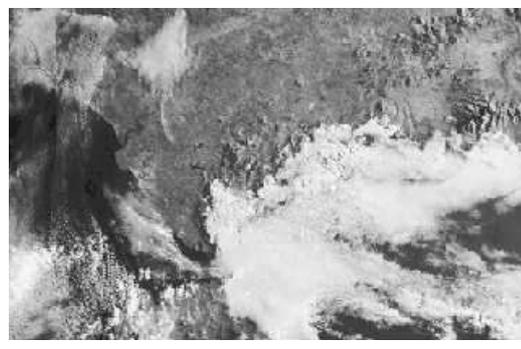
e) Imagen IR (**W**) 30/08/1999 a 22:20 UTC



f) Imagen VIS (**W**) 31/08/1999 a 09:36 UTC



g) Imagen IR (**D**) 8/07/2000 a 17:41 UTC



h) Imagen VIS (**D**) 9/07/2000 a 05:42 UTC

Figura 3: Imágenes TIROS-NOAA en canal IR (con contraste resaltado) y VIS para ejemplos de nieblas en configuraciones E (figuras a) y b), C (figuras c) y d), W (figuras e) y f) y D (figuras g) y h)

7. Transiciones de estratos a nieblas

Diversos autores (Pilie y otros, 1979; Telford y Chai, 1984; Koracin y otros, 2000) han estudiado también la formación de nieblas marinas sobre aguas más cálidas que el aire mediante descenso de las bases de los estratos cuando la inversión inicial está suficientemente baja (alturas inferiores a 400 m). Al discurrir por aguas sucesivamente más cálidas, aumentan los flujos de calor sensible y latente a través de la discontinuidad aire-agua. Así, el calentamiento y el aumento de la humedad del aire en bajos niveles se constituyen como eficaces generadores de energía turbulenta, a pesar de que este efecto parece tener una importancia secundaria en comparación con el enfriamiento radiativo de las cimas de los estratos y con la subsidencia sinóptica. El enfriamiento radiativo del tope de los estratos, cuya intensidad depende de las características de la nube, de la inversión y de las propiedades del aire que existe encima, se propaga hacia abajo y comienza a percibirse en la superficie unas horas después. Este efecto gradual de descenso de la temperatura del aire bajo la capa de estratos, junto al incremento del flujo de calor sensible asociado a una SST creciente y al aumento punto de rocío van conduciendo a la capa de aire bajo la nube a la saturación, descendiendo la base de los estratos y consolidando la niebla.

La altura y amplitud de la inversión, así como el contenido de humedad en el aire condicionan también la formación y la evolución de este tipo de nieblas. Puede aventurarse este mecanismo como el responsable de nieblas del tipo F, aquellas con la base de la inversión más elevada (tabla 1) y de otras que tienen lugar en el Estrecho en otras épocas del año, concretamente cuando flujos débiles de vientos del W o del NW en un Golfo de Cádiz cubierto por un mar de estratos en un escenario con notable subsidencia sinóptica van discurriendo sobre aguas sucesivamente más cálidas, pues la masa de aire surca las aguas del Oeste y el Sur de Portugal, sensiblemente más frías por los afloramientos que en el interior del Golfo de Cádiz.

8. Conclusiones

En este trabajo se ha expuesto la generación de anomalías negativas de SST por *upwellings* como responsables principales de la génesis de nieblas en el Estrecho de Gibraltar, que principalmente proliferan en verano. Tras esquematizar la dinámica oceanográfica superficial del Golfo de Cádiz y del Mar de Alborán, los principales afloramientos que originan SST frías son una consecuencia manifiesta del transporte de Eckman de aguas superficiales arrastradas por el viento. Dada la lentitud de los movimientos oceánicos en comparación con los atmosféricos, es posible localizar las aguas frías en superficie utilizando imágenes IR con contraste reforzado de la tarde anterior, aunque lo más deseable sería un algoritmo preciso de cálculo de SST basado en imágenes captadas por el AVHRR de los satélites TIROS-NOAA.

Referencias

- Atlas of the Ocean, 1993: Straits of the World Ocean, Vol IV, Min of Defense, Russian Federation, 57pp.
- Dorman, C.E y otros, 1995: Winds in the Strait of Gibraltar. *Q.J.R.Meteor.Society*, **121**, 1903-1921.
- Folkard, A.M. y otros, 1997: Remotely sensed sea surface thermal patterns in the Gulf of Cadiz and the Strait of Gibraltar: variability, correlations and relationships with the surface wind field. *J. Of Geop. Res.*, **102**, 5669-5683.
- Johnson, J., Stevens I., 2000: A fine resolution model of the Eastern North Atlantic between the Azores, the Canary Islands and the Gibraltar Strait. *Deep-Sea Research*, **47**, 875-899
- Koracin, D. y otros, 2000: Transition of Stratus into fog along the California Coast: Observations and Modeling. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 1717-1731.
- La Violette, P.E. y Lacombe, H., 1988. Tidal-induced pulses in the flow through the Strait of Gibraltar. *Oceanol. Acta*. Special Issue, 13-27.
- Leipper, D.F., 1994: Fog on the U.S. West Coast: a review. *Bull. Of the Amer. Met. Soc.*, **75**, 229-239.
- Parada, M. y Cantón, M., 1998. Sea surface temperature variability in the Alboran Sea from satellite data. *Int. J. Remote Sens.* **19** (13), 2439-2450.
- Pilie, R.J. y otros, 1979: The formation of marine fog and the development of fog-stratus systems along the California coast. *J. Applied Met.*, **18**, 1275-1286.
- Sarhan y otros, 1999: Upwelling mechanisms in the northwestern Alboran Sea. *J. Of Marine Systems*, **23**, 317-331.
- Telford, J. Y Chai, S.K., 1984: Inversions and fog, stratus and cumulus formation in warm air over cooled water. *Bound.-Layer Met.*, **29**, 109-137.