

LOS PROCESOS INTERACTIVOS ATMÓSFERA-MAR EN LA CLIMATOLOGÍA MEDITERRÁNEA

J. Quereda Sala, E. Montón Chiva y J. Escrig Barberá

Laboratorio de Climatología. Universitat Jaume I

RESUMEN

El análisis de los procesos inherentes a la formación del campo térmico superficial del mar Mediterráneo y su relación con las distintas situaciones atmosféricas, permite poner de manifiesto su importancia en la climatología regional. Simultáneamente, la gran correlación de esos mismos procesos con las oscilaciones del índice de la circulación convierte a la Cuenca Occidental del Mediterráneo en una zona neurálgica de las interacciones atmósfera-mar.

Palabras clave: Ciclogénesis, interacciones atmósfera-mar, Cuenca Mediterránea.

ABSTRACT

The analysis of the inherent processes to the formation of the superficial thermal field of the Mediterranean Sea and their relation with the different atmospheric situations, allow to show their importance in the regional climatology. Simultaneously, the great correlation of those same processes with the oscillations of the index of the circulation turns the Western basin of the Mediterranean into a neuralgic zone of the atmosphere-sea interactions.

Key words: Cyclogenesis, atmosphere-sea interactions, Mediterranean Basin.

1. INTRODUCCIÓN

La cuenca occidental del Mediterráneo constituye una zona neurálgica en el desarrollo de las interacciones atmósfera-mar. Tanto las largas situaciones de estabilidad atmosférica como especialmente la génesis y evolución de sus grandes perturbaciones meteorológicas vienen determinadas por la inhibición o por el desarrollo más o menos intenso de los procesos convectivos que se generan en el interior de esa cubeta marina (fig. 1).

Consecuentemente, las observaciones meteorológicas marinas presentan 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. Tal es la importancia de observatorios marinos como el de la Universitat Jaume I. Este observatorio, totalmente automático, está situado sobre la plataforma petrolífera de BPOil a 3 Km de la costa y sobre isobatas de -15 a -20 metros (fig. 2). Sus coordenadas geográficas son 39°56'42''N y 00°01'36''E.

2. LAS INTERACCIONES ATMÓSFERA-MAR

Como hemos afirmado la Cuenca Occidental del Mediterráneo constituye una zona neurálgica por lo que concierne a las interacciones atmósfera-mar. En efecto, desde el fondo de la cuenca, un

mar notablemente cálido durante el otoño e invierno constituye un manantial caliente para la masa atmosférica, mientras que en primavera y verano su función refrigeradora se deja sentir, de modo semejante a las masas oceánicas libres (fig. 3). Este campo térmico va a ser decisivo para unos intercambios energéticos claves en la climatología mediterránea.

2.1. La radiación incidente

Estas interacciones están basadas en las transferencias energéticas que se operan en la interfase atmósfera-mar a partir de la radiación incidente. Es decir de la energía subsistente después de haber atravesado los distintos filtros atmosféricos y cuyo efecto se intensifica en mares cerrados como el Mediterráneo.

El flujo energético a través de la atmósfera aporta aproximadamente un valor medio de $340 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ en el límite superior de la atmósfera. A partir de aquí y medida que penetra en capas aéreas más densas la radiación solar incidente va a experimentar los procesos inherentes a su trayectoria a través de la atmósfera: absorción, reflexión y difusión. Ello determina que a la superficie del globo alcance un promedio del 47 % (38 % en directo y 9 % en difuso) de la energía solar incidente en las capas superiores de la atmósfera (SINOLECKA y HONTARRÈDE, 2000). Con ello se estima que, en promedio, la cantidad de energía solar que penetra en las aguas es del orden de $160 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ o $0.23 \text{ cal}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{min}^{-1}$.

2.2. La formación del campo térmico superficial del mar

La formación del campo térmico superficial del mar, a lo largo de las diferentes estaciones del año, obedece a diferentes mecanismos físicos. Así, y como hemos visto en la figura 3, 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 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 oceánico-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 (figura 4).

Durante el verano, por el contrario, la intensa radiación solar y las altas temperaturas ambientales limitan la turbulencia convectiva. La termoclina aparece muy en superficie y la capa activa implicada en los intercambios con la atmósfera se torna muy delgada. Consecuentemente el calentamiento es más intenso en ese volumen más superficial del agua. Simultáneamente, las observaciones actuales vienen detectando que durante la época estival es cuando se registra la máxima variabilidad en la formación de anomalías térmicas superficiales. Así, los análisis de las variaciones en las anomalías térmicas superficiales de los océanos Atlántico Norte y Pacífico Norte han mostrado que su máximo acontece en la estación cálida, entre julio y septiembre, al igual que en el Mediterráneo occidental (QUEREDA, 1986). En el Pacífico Norte este máximo es neto en el mes de agosto (ALEKSEEV y BAGRYANTSEV, 1987) al igual que en el Mediterráneo occidental, donde agosto, con 4°C , duplica las anomalías del mes de febrero. Este hecho demuestra que el principal

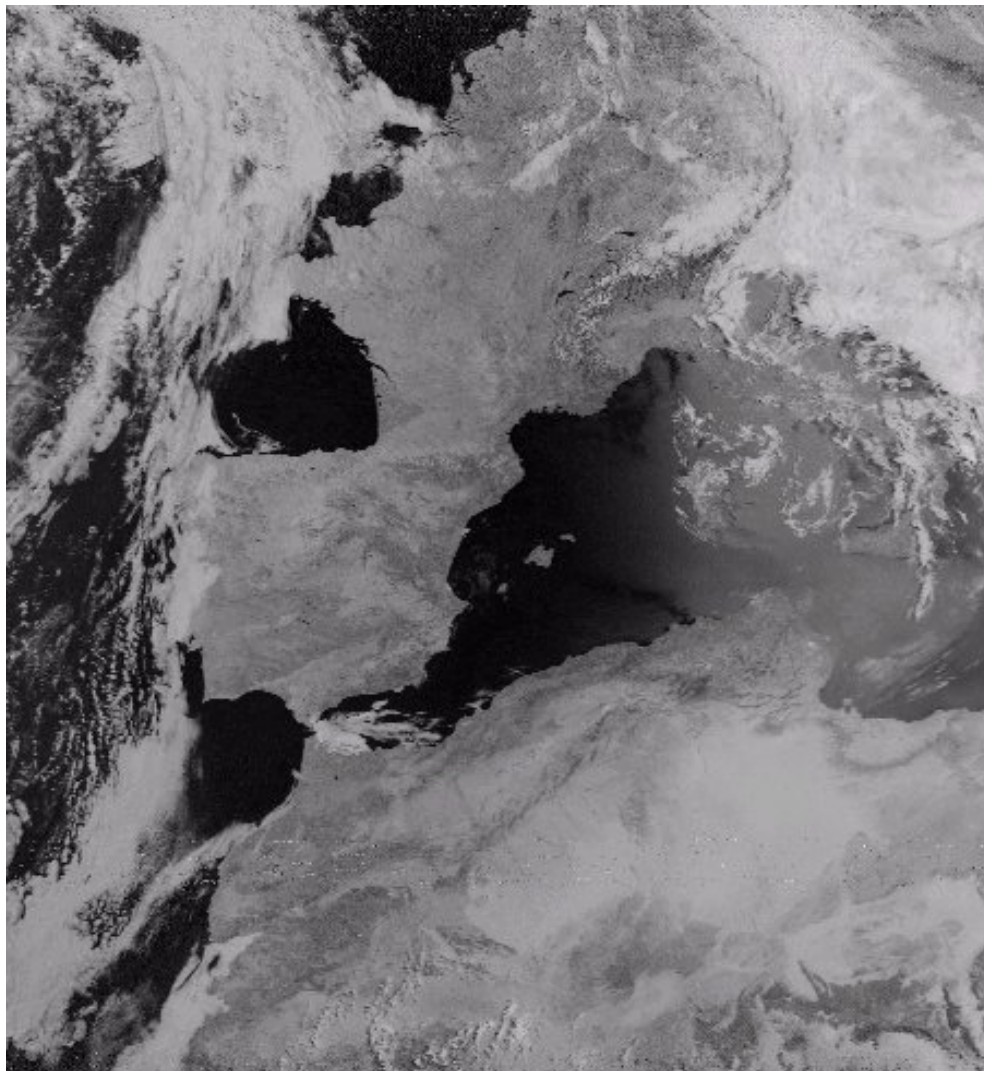


Figura 1: Las condiciones térmicas durante el verano con un mar refrigerante acoplan el conjunto atmósfera-mar jugando un papel decisivo en la estabilidad del clima. Estas condiciones de estabilidad, dominadas por la masa de aire tropical, quedan reflejadas en los frecuentes aerosoles africanos desbordando sobre el Mediterráneo (Imagen NOAA-15, 29 de junio de 2001, canal visible, Estación de Climatología, Universitat Jaume I).



Figura 2: El observatorio meteorológico marino de la Universitat Jaume I en el extremo este, izquierda de la foto, sobre la Plataforma de BPOil.

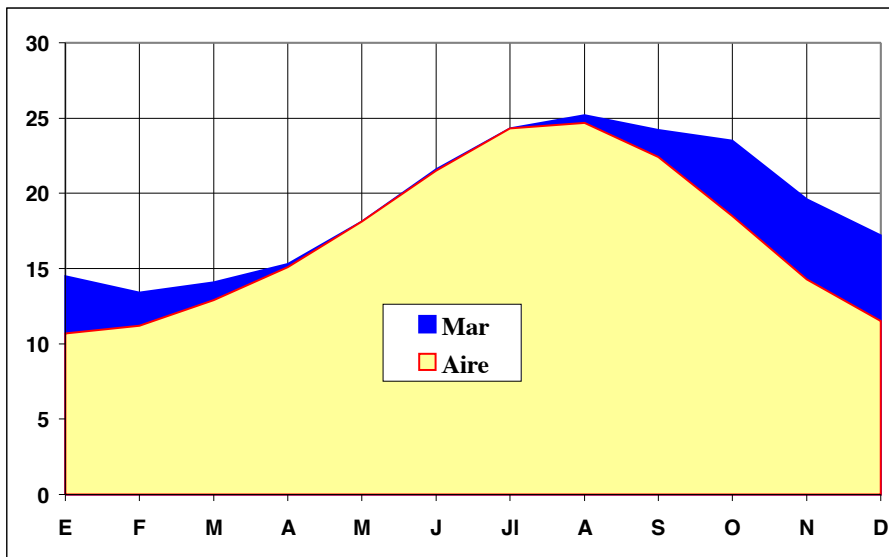


Figura 3: Temperaturas del aire y de la superficie marina. Observatorio meteorológico universitario sobre la plataforma de BPOil (1982-2001).

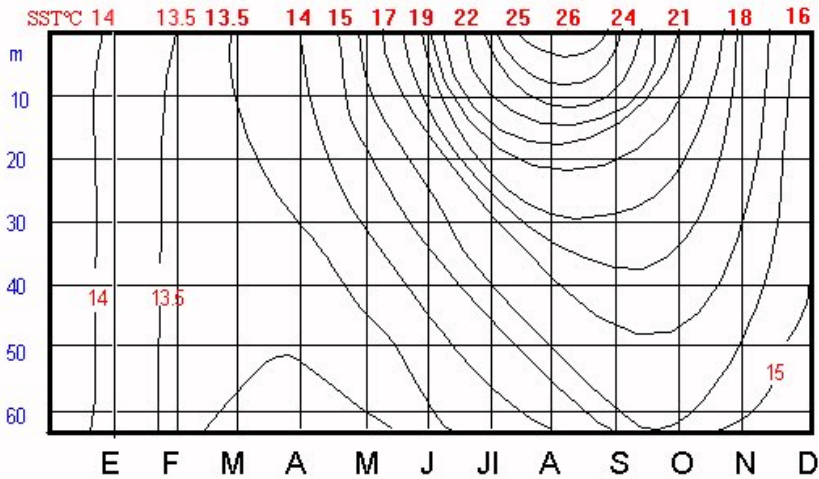


Figura 4: Isotermas medias de profundidad y termoclina frente a las costas de Castellón (IPP-CSIC y Observatorio universitario).

factor en la formación de anomalías térmicas en las aguas superficiales del océano es evidentemente la entrada de calor en el océano durante el verano, que puede experimentar significativas fluctuaciones de año a año, a consecuencia de la variabilidad de los procesos interactivos.

Los registros del observatorio universitario marino han permitido conocer y estimar el intercambio de calor que es transmitido por la masa marina a la atmósfera $Q_a = Q_h + Q_e$, siendo Q_a el intercambio de calor, Q_h el balance energético convectivo de la columna de agua en forma de flujo de calor sensible, y Q_e el balance energético por evaporación en forma de flujo de calor latente. Los cálculos realizados sobre el ámbito marítimo de Castellón dan los resultados medios reflejados en la figura 5.

La figura muestra que durante una gran parte del año las transferencias energéticas se establecen desde la atmósfera hacia el mar. Ello tiende a estabilizar las situaciones atmosféricas con inhibición de los procesos convectivos. Precisamente esta acumulación de energía es, a su vez, la causa de que durante otra parte del año, especialmente el otoño, la superficie marina potencie una activa convección. La génesis y evolución de las grandes perturbaciones meteorológicas mediterráneas parecen ligadas a la fuerte convección que se desarrolla en los momentos en que advecciones de aire frío irrumpen sobre las aguas cálidas del mar (QUEREDA, 1986). En este orden de procesos no es un puro efecto de azar que el 70 % de los aguaceros con intensidad superior a los 60 mm en 24 horas se concentre en los meses de septiembre a noviembre y en las horas de noche y madrugada. Procesos que reproducen la máxima superficialidad de la termoclina marina y del papel convectivo del mar (fig. 6).

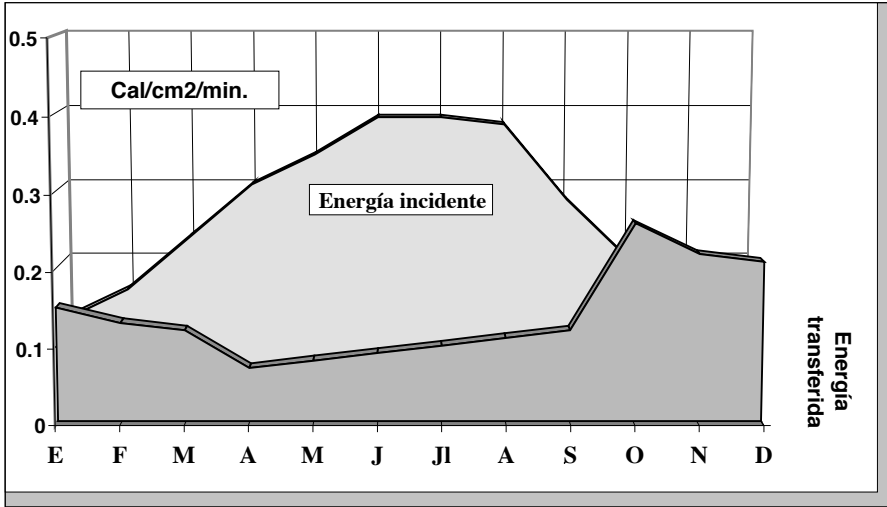


Figura 5: Los intercambios energéticos en la interfase atmósfera-mar muestran que las situaciones de estabilidad atmosférica predominan durante la mayor parte del año. Únicamente durante el otoño, en el régimen medio anual, las fuertes emisiones de calor mar-atmósfera potencian una notable inestabilidad.

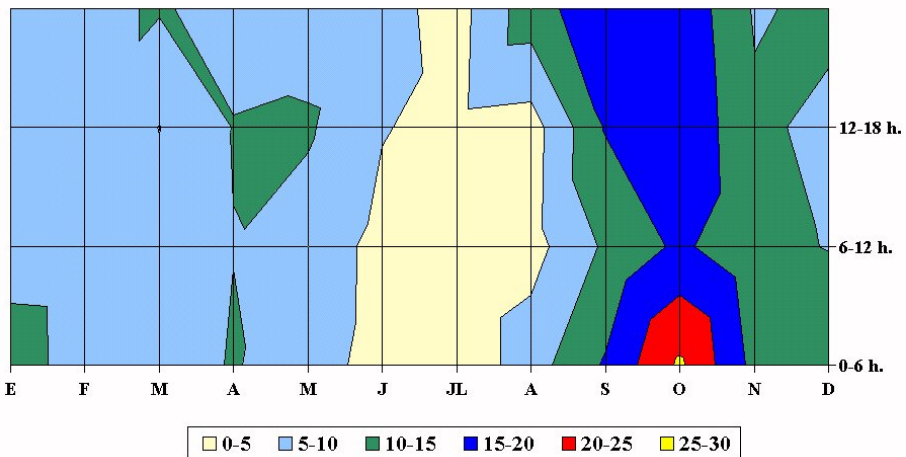


Figura 6: Isopletas de precipitación y distribución estacional y horaria. Observatorio de Castellón INM y elaboración propia.

2.3. La dinámica atmosférica

No obstante, el mar no es todo. Es más, su verdadero papel lo ejerce mediante la interacción constante con la atmósfera suprayacente. El mismo campo térmico analizado es consecuencia de los procesos reactivos con el campo atmosférico. Un campo atmosférico cuyo régimen se establece en el seno de la circulación general de la atmósfera. Esta circulación o mismo sistema climático, formado por los subsistemas conjuntos de la atmósfera, la hidrosfera y la litosfera-cryosfera, constituye una gigantesca máquina térmica funcionando entre las fuentes cálida y fría asociadas respectivamente a la radiación solar y a la irradiación de la tierra hacia el espacio. Como consecuencia reactiva de ambas fuentes, se produce un contraste energético entre el ecuador y el polo que constituye el verdadero músculo de la Circulación General de la atmósfera.

Ciertamente que ello no es otra cosa que el teorema fundamental de la circulación descubierto por V. Bjerknes en 1897. En un campo baroclínico, la intensidad de una circulación térmica depende solamente del número de solenoides, es decir de la variación o gradiente de temperatura a lo largo de una superficie isopícnica o isentrópica. Es decir de la diferencia térmica meridiana entre el ecuador y el polo. De este modo, la mayor o menor intensidad de estas transferencias se puede poner de manifiesto a través del índice de ciclo. Este índice de ciclo de la circulación atmosférica puede ser expresado por diversas fórmulas matemáticas. Todas ellas tratan de mostrar un parámetro indicativo de la intensidad de la circulación.

Las mejor conocidas y usadas son las del índice de circulación de Rossby (ROSSBY *et al.*, 1939) y las del índice de circulación de Blinova (PETROSYANTS y GUSHCHINA, 1998). Rossby propone el cálculo de la componente del viento geostrófico zonal en términos de la diferencia de presión entre 35° y 55° promediada sobre amplias áreas. Blinova considera la velocidad lineal del movimiento atmosférico a lo largo de un círculo de latitud, $V(\phi)$, como media zonal de la velocidad del viento geostrófico.

Los análisis realizados permiten observar que la clave de estas oscilaciones de la componente zonal de la velocidad del viento geostrófico y consecuentemente del índice de circulación, reside en el estado energético hemisférico. Ese estado energético aparece bien reflejado en el campo térmico oceánico-marino. Tal y como muestra la figura 7, la exageración o debilitamiento de los gradientes de la temperatura superficial marina (Tsm) en el Atlántico N preceden a las alteraciones del índice de circulación. A medida que las diferencias térmicas se exageran, el valor del índice de circulación experimenta un aumento más o menos paralelo. Esta respuesta aérea parece mostrar la oscilación constante del índice de circulación y del valor del ciclo.

Asimismo, la figura 8 permite observar el comportamiento paralelo entre el gradiente térmico atmosférico y la evolución del índice de circulación. La respuesta atmosférica a 700 hPa adquiere una notable correlación ($r > 0,75$) con la evolución del índice de circulación. La intensidad de la componente zonal de los grandes flujos del oeste aparece determinada por el estado energético hemisférico. Durante el transcurso de los períodos de índice elevado entre las latitudes polares y las latitudes tropicales las diferencias térmicas están bien marcadas. Esta situación atmosférica durante los períodos con alto valor de índice es, generalmente, la característica de las épocas de estabilidad.

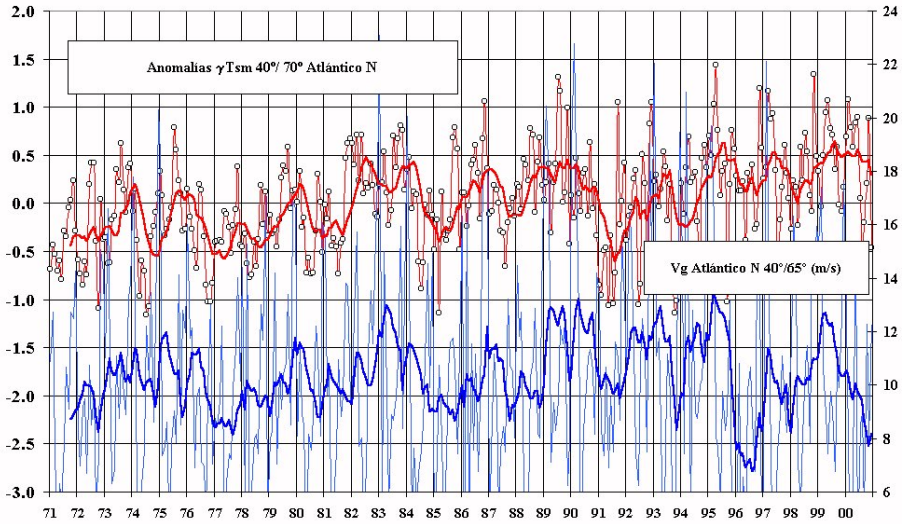


Figura 7: Promedios mensuales de la velocidad del viento en m/s y del gradiente térmico 40°-70° Atlántico N. La figura muestra, en promedios mensuales y móviles, que la distribución hemisférica de la energía constituye el motor de la circulación general (Met-Office y NCAR).

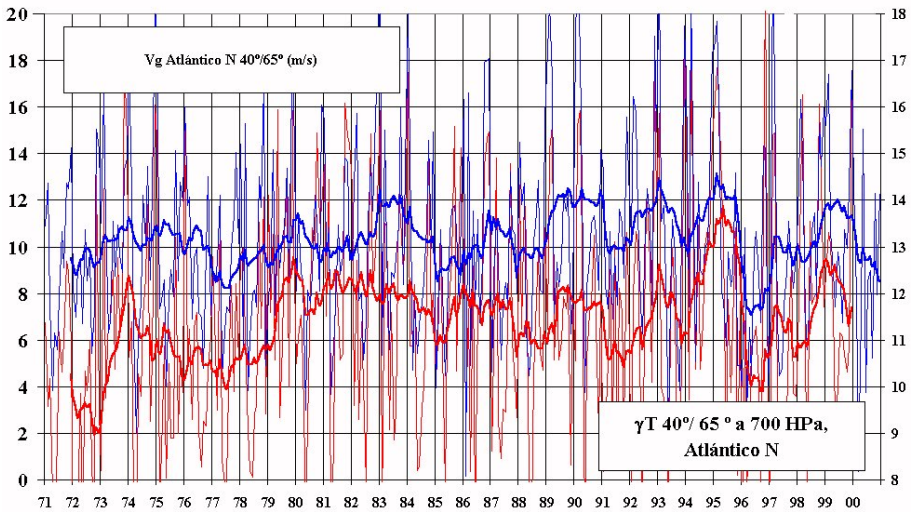


Figura 8: Promedios mensuales de la velocidad del viento en m/s y del gradiente térmico a 700 HPa sobre el Atlántico N. La figura muestra, en promedios mensuales y móviles, que la distribución hemisférica de la energía es el factor determinante de la intensidad de la componente zonal de los flujos del oeste (NCAR). La figura muestra igualmente que las situaciones de índice de ciclo $I(\lambda)$ elevado están vinculadas a la elevación o exageración de los gradientes térmicos y recíprocamente que las situaciones de $I(\lambda)$ bajo son simultáneas de gradientes térmicos débiles (NCAR).

Sin embargo, la misma figura muestra que la persistencia de estas situaciones climáticas de estabilidad atmosférica no son favorables al mantenimiento del balance térmico normalmente observado. La prolongación de tales situaciones de índice elevado suele generar una exageración de los gradientes térmicos meridianos por contención y acumulación de aire frío en las latitudes elevadas y aire cálido en las medias y bajas.

Este desequilibrio muestra que los dos principales mecanismos de autoreajuste energético vinculados a las situaciones de alto valor de índice, la dilatación de la célula de Hadley y la aceleración de la velocidad de los flujos zonales, están siendo insuficientes. Ello exige nuevos mecanismos para intensificar los intercambios meridianos de energía. Es precisamente de esta exigencia de donde surge el cambio de un índice de circulación alto a un índice bajo. En estas épocas de índice bajo, los vientos del oeste, en la troposfera media y alta, describen trayectorias más bajas en latitud y con ondas más o menos marcadas de modo que las anomalías térmicas positivas y negativas se yuxtaponen. El índice zonal de circulación o velocidad de los vientos del oeste en las latitudes medias (KIDSON, 1985), pasa de valores siempre superiores a los 15-20 m/s de promedio mensual a valores débiles menores de 10 m/s igualmente de promedio mensual, de acuerdo a las observaciones y según la expresión matemática (NAYA, 1984): $V = -9,8/f \cdot (H_2 - H_1)/(Y_2 - Y_1)$ una función en donde V es la velocidad del viento geostrófico, H_1 y H_2 los geopotenciales medios a lo largo de los paralelos geográficos 35°N y 55°N en superficies isobáricas de 700 ó 500 hPa, con Y_1 e Y_2 de coordenadas latitudinales, siendo f el parámetro de Coriolis y $\text{sen } \phi$, el seno de la latitud: $f = 2(2\pi/86400) \text{sen } \phi$, en nuestras latitudes característicamente $1.1 \cdot 10^{-4} \text{s}^{-1}$.

Consecuentemente, en estas situaciones de vientos débiles, desde la célula ecuatorial de Hadley, el calor va a transmitirse bien bajo forma sensible o bien en modo latente. En el primero de los casos, las latitudes templadas y subpolares son afectadas por torbellinos o núcleos de calor y más notablemente por dorsales de aire cálido y situaciones de bloqueo (RATCLIFFE, 1987). No obstante, el mecanismo principal de difusión energética es el desarrollo de activas ciclogénesis que extraen el calor de sus reservorios oceánico-marinos para transportarlo en modo latente (fig. 9).

3. CONCLUSIONES

El análisis de los procesos inherentes a la formación del campo térmico superficial del mar Mediterráneo y su relación con las distintas situaciones atmosféricas, muestra la importancia de los mismos en la génesis del clima regional. Tanto las largas situaciones de estabilidad atmosférica como especialmente los episodios de sus grandes perturbaciones meteorológicas vienen determinadas por la inhibición o por el desarrollo más o menos intenso de los procesos convectivos que se generan en el interior de esa cubeta marina.

Simultáneamente, hemos podido poner de manifiesto la gran correlación de esos mismos procesos con las oscilaciones del índice de la circulación o componente zonal del viento geostrófico. Las grandes anomalías de la temperatura superficial marina y las mismas ciclogénesis mediterráneas estarían en la base de las distintas pautas de la circulación general así como de los mecanismos de difusión energética. La Cuenca Occidental del Mediterráneo se erige así como una zona neurálgica de las interacciones atmósfera-mar.

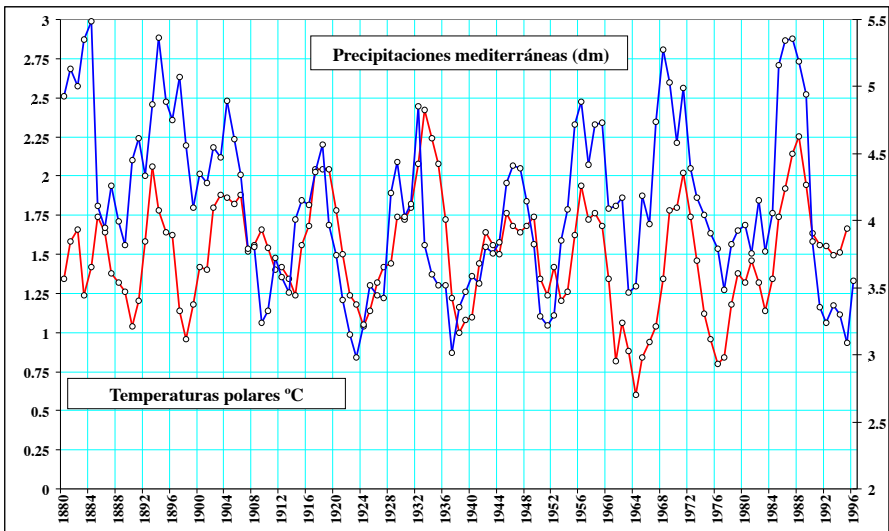


Figura 9: Evolución térmica suavizada de los observatorios subpolares de Akureyri (66°N) y Vardo (70°N) y de las precipitaciones valencianas. La figura muestra como la difusión de calor hacia las latitudes polares se efectúa mediante el calor latente de ciclos con mayor humedad y borrascas.

4. REFERENCIAS

- ALEKSEEV, G.V. y BAGRYANTSEV, M.V. (1987): The climate role of ocean surface temperature anomalies in the warm half of the year. *Soviet Meteorology and Hidrology*, 5, pp. 52-56.
- KIDSON, J.W. (1985): Index cycles in the Northern Hemisphere during the G.W.E., *Mon. Weather Rev.*, 113, pp. 607-623.
- MET-OFFICE (2002): *Met Office-Global sea-Ice coverage and Sea Surface Temperature (1856-Present)*. Base de datos electrónica disponible en <http://www.badc.rl.ac.uk/>.
- NAYA, J.A. (1984): *Meteorología superior*. Espasa-Calpe, Madrid, 546 pp.
- NCAR (2002): *Monthly Northern Hemisphere 72x19 Tropospheric Analyses, continuing from April 1947*. Dataset ds085.1, Data Support Section. Scientific Computing Division. National Center for Atmospheric Research. Boulder, Colorado.
- PETROSYANTS, M.A. y GUSHCHINA, D.Y. (1998): Large-scale interaction of global atmospheric circulation with sea surface temperature in the equatorial pacific, *Soviet Meteorology*, 5, pp. 1-13.
- QUEREDA, J. (1986): Un aspect du regime thermique en Mediterranée Occidentale. *Météorologie maritime*, 131, pp. 13-18.
- RATCLIFFE, R.A.S. (1987): Review of winter 1986/87 over the northern hemisphere. *Weather*, 42, 5, pp. 154-156.
- ROSSBY, C.G. *et al.* (1939): Relations between variations in the intensity of the zonal circulation of the atmosphere and the displacements of the semipermanents centers of action, *J. Mar. Res.*, vol. 2. (1), pp. 38-55.
- SINOLECKA, C. y HONTARRÈDE, M. (2000): Rayonnement solaire et albédo, *Météorologie maritime*, 188, pp. 3-5.