

TRANSICIONES VESPERTINAS EN LA CAPA LÍMITE ATMOSFÉRICA DURANTE LA CAMPAÑA BLLAST

Mariano Sastre ⁽¹⁾, Carlos Yagüe ⁽¹⁾, Carlos Román-Cascón ⁽¹⁾, Gregorio Maqueda ⁽²⁾ y Samuel Viana ⁽³⁾

(1) Dpto. Geofísica y Meteorología. Universidad Complutense de Madrid, España.
(msastrem@fis.ucm.es)

(2) Dpto. Astrofísica y Ciencias de la Atmósfera. Universidad Complutense de Madrid, España.

(3) Agencia Estatal de Meteorología, España.

RESUMEN

Usando medidas de la campaña experimental BLLAST se han estudiado dos tipos de transiciones vespertinas en la capa límite atmosférica, comparando sus condiciones meteorológicas, los procesos físicos que tienen lugar en ellas y los órdenes de magnitud de diferentes variables micrometeorológicas involucradas. Para ello se han utilizado dos técnicas de análisis de escalas complementarias: transformada *wavelet* y MRFD. Los resultados muestran que la evolución de las escalas predominantes es marcadamente distinta según las condiciones de estabilidad de la transición. También se han caracterizado algunas estructuras ondulatorias que aparecen durante el transcurso de la transición vespertina.

ABSTRACT

Data from BLLAST field campaign are employed to study two types of late afternoon transitions, comparing their meteorological conditions, physical processes which take place and orders of magnitude of the diverse meteorological variables involved. Two complementary scale analysis techniques have been used: wavelet and MRFD. Results show that predominant scales evolution is clearly different depending on the stability conditions along the transition. Furthermore, some wave structures, which appear during the late afternoon and evening transition, have been characterized.

1.- INTRODUCCIÓN

Dentro de la troposfera, la capa límite atmosférica es la región situada en contacto directo con la superficie terrestre y directamente influenciada por esta. Dos de sus características más relevantes son tener un ciclo diario muy marcado y el hecho de encontrarse regida por la turbulencia mecánica y térmica. Por ello, se considera que juega un papel

clave en el intercambio de calor, momento o humedad entre la superficie y la propia atmósfera.

La capa límite diurna ha sido tradicionalmente mejor estudiada que la nocturna (Angevine, 2008), aunque recientemente se han aumentado de manera considerable las investigaciones sobre esta última. Además, mediante simulaciones numéricas de tipo LES (*Large Eddy Simulations*) se han modelizado diferentes aspectos de la misma (Beare *et al.*, 2006). Sin embargo, los procesos de transición entre una y otra todavía están lejos de ser completamente entendidos. El estudio de la transición entre la capa límite diurna, típicamente convectiva, y la capa límite nocturna –la cual a veces se denomina también capa límite estable– tiene todavía una serie de aspectos que quedan lejos de ser bien comprendidos, y es el tema principal de este trabajo.

El proyecto internacional BLLAST (*Boundary Layer Late Afternoon and Sunset Turbulence*) tiene como uno de sus objetivos profundizar en el conocimiento de la evolución de la turbulencia en la capa límite a partir del momento en que, en el ciclo diario, tiene lugar la disminución de radiación solar entrante. En particular, trata de caracterizar el decaimiento de la turbulencia desde un punto de vista tanto experimental como numérico. En este último aspecto se pretende utilizar varios modelos para comparar entre sí los resultados. En Lothon *et al.* (2011) se exponen más detalles sobre el proyecto BLLAST.

2.- DATOS

En este trabajo se utilizan datos de una campaña experimental que, en el marco del proyecto BLLAST, tuvo lugar entre el 14 de junio y el 8 de julio de 2011 en Lannemezan (43.13 N, 0.36 E), al sur de Francia. Durante la misma se utilizaron una gran variedad de instrumentación y técnicas experimentales (Lothon *et al.*, 2011), en especial durante los días denominados de operaciones intensivas (IOP en inglés). De entre todos los datos

disponibles, para el presente estudio se emplean los provenientes de tres tipos de instrumentos:

- Microbarómetros. Se dispusieron tres instrumentos de este tipo a 1 m de altura sobre el suelo, separados horizontalmente unos 150 m entre sí y formando un triángulo. La frecuencia con que median es de 2 Hz, y con esta configuración es posible detectar fluctuaciones muy pequeñas en la presión absoluta, del orden de unos 0.002 hPa.

- Anemómetro sónico. Este equipo de medida se situó junto a uno de los microbarómetros, aproximadamente a 2.4 m de altura sobre el suelo. Su tasa de muestreo es de 20 Hz.

- Termómetros. Con cinco termopares –dispuestos en una torre meteorológica situada en las proximidades del anemómetro sónico y uno de los microbarómetros– se obtiene la temperatura del aire a 2, 15, 30, 45 y 60 metros de altura sobre el suelo.

3.- METODOLOGÍA

Para el estudio de la transición vespertina se ha tomado como intervalo principal de interés el periodo 17:00 – 23:00 UTC. Esto se ha escogido así para captar tanto la caída de la turbulencia previa al atardecer como los fenómenos posteriores que tengan lugar justo después del mismo, considerando que durante los días de la campaña y en el sitio experimental la puesta de sol tenía lugar alrededor de las 19:40 UTC, experimentando variaciones en torno a esta hora de muy pocos minutos durante toda la campaña. No obstante, en ocasiones puede resultar interesante extender este intervalo de estudio por unas horas más durante la noche.

Como ya se ha comentado, los microbarómetros pueden detectar pequeñas oscilaciones de la presión atmosférica. La idea de la disposición triangular de estos aparatos es ser capaces de detectar la presencia de estructuras coherentes a partir de los desfases que se encuentren entre los tres registros. Se emplea la técnica de la transformada *wavelet* (Farge, 1992) para caracterizar este tipo de sucesos. La transformada *wavelet* es una herramienta de análisis multiescala que actúa de forma similar a la transformada de Fourier pero descomponiendo localmente las series temporales para determinar cómo se distribuye la energía espectral en las distintas escalas temporales de la serie y la evolución de este reparto de energía a lo largo del tiempo. Además, mediante un sistema de triangulación se pueden calcular los parámetros asociados a las ondas que pudieran ser detectadas (Terradellas *et al.*, 2001).

En el caso de los datos del anemómetro sónico, se realiza el cálculo de las covarianzas de las

componentes del viento para obtener los flujos verticales de momento y también de calor. Este procedimiento se lleva a cabo de dos formas diferentes: usando el procedimiento de *Eddy Covariance* (EC), o mediante el método de descomposición MultiResolución (*Multiresolution Flux Decomposition*, MRFD por sus siglas en inglés). Para el método EC se utiliza una descomposición de las variables en suma del valor medio más una perturbación, calculando en promedios de 5 minutos. Por otra parte, la técnica MRFD (Howell & Mahrt, 1997; Vickers & Mahrt, 2003) aplicada a una serie temporal, la descompone en diversas series que representan la serie original con distinta resolución, mediante el uso de ventanas de promediado cuyo tamaño se divide entre dos sucesivamente formando una secuencia diádica. En cada serie se sustraen los promedios obtenidos en la serie anterior, formando así una descomposición ortogonal de la serie original, que puede interpretarse como un filtro que en cada aplicación elimina fluctuaciones de escala temporal cada vez más pequeña. Los espectros y coespectros que se derivan del análisis MRFD aportan información sobre las escalas temporales que más contribuyen a la varianza o covarianza de la serie temporal, y están directamente relacionados con las varianzas y covarianzas de Reynolds con ventanas de promediado variables (Howell & Mahrt, 1997).

El uso de las técnicas MRFD y *wavelet* es complementario, ya que la primera está especialmente indicada para escalas turbulentas, mientras que la segunda es más adecuada para escalas algo mayores.

4.- RESULTADOS

4.1 Caso de estudio: 24 de junio de 2011

La situación sinóptica en el sitio experimental (al sur de Francia, cerca de los Pirineos) es principalmente de estabilidad (Fig. 1).

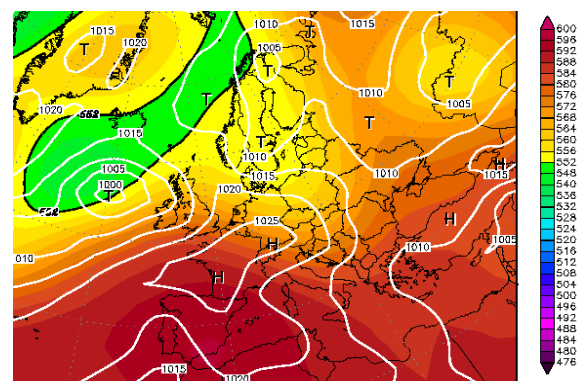


Figura 1.- Altura geopotencial en 500 hPa y presión reducida al nivel del mar para el día 25/06/2011 a las 00:00 UTC (reanálisis de NCEP; obtenido de www.wetterzentrale.de).

Se puede apreciar la presencia de altas presiones y la influencia de una dorsal en altura. Esta estabilidad observada con carácter global se ve reflejada también a nivel local, ya que representando la evolución de la temperatura en diferentes niveles (Fig. 2) se puede ver cómo se forma una inversión térmica en superficie desde aproximadamente una hora antes de la puesta de sol. Dicha inversión se extiende rápidamente en la vertical hasta al menos 45m, sin que llegue a detectarse en el nivel superior de la torre (60m).

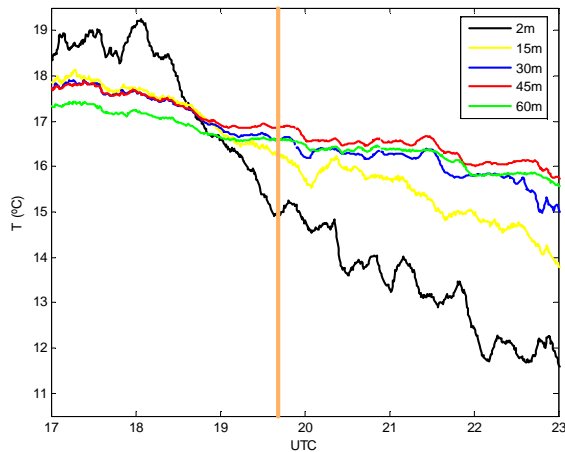


Figura 2.- Evolución de la temperatura a diferentes niveles antes y después de la puesta de sol (marcada con una línea vertical) para el día 24 de junio de 2011.

Se han estudiado también algunos parámetros que aportan información sobre el grado de turbulencia. En primer lugar, la energía cinética turbulenta (TKE), que ha sido calculada mediante la expresión:

$$TKE = \frac{1}{2}(\overline{u'^2} + \overline{v'^2} + \overline{w'^2}) \quad (1)$$

donde u' , v' y w' son las perturbaciones respecto a la media de cada una de las tres componentes de la velocidad del viento.

La evolución de la TKE durante la transición (Fig. 3) revela las diferencias existentes entre valores diurnos y nocturnos, que son de, al menos, un orden de magnitud. Además, aunque se parte de valores no especialmente altos de la misma, hay un descenso muy rápido también previo a la puesta de sol.

Otra de las magnitudes que estudiamos es la velocidad de fricción (U_*), que se obtiene mediante:

$$U_* = \left[\overline{(u'w')^2} + \overline{(v'w')^2} \right]^{1/4} \quad (2)$$

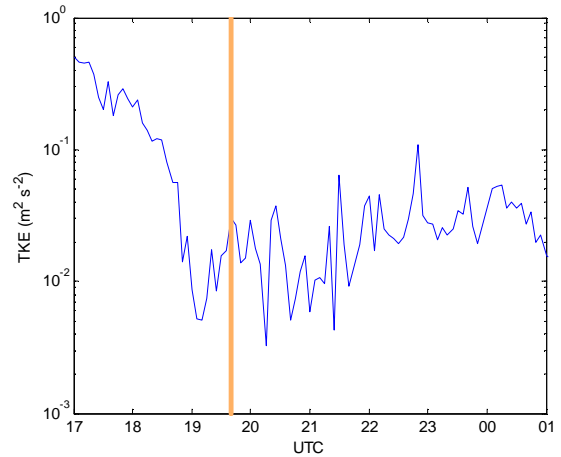


Figura 3.- Evolución de la energía cinética turbulenta durante la transición del 24 de junio de 2011.

Cualitativamente, la energía cinética turbulenta y la velocidad de fricción siguen una evolución muy parecida (Fig. 4), salvo en momentos puntuales. Por ello, podremos trabajar con una u otra magnitud en muchas situaciones de manera equivalente, tomando cualquiera de las dos como indicador del nivel de turbulencia existente.

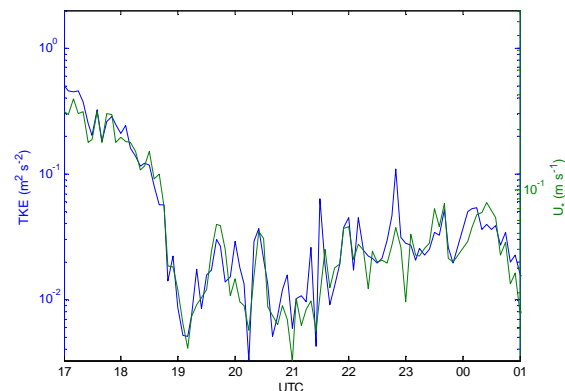


Figura 4.- Comparación entre la energía cinética turbulenta (azul) y la velocidad de fricción (verde) para la transición del 24 de junio de 2011.

Aplicando el análisis MultiResolución a la velocidad de fricción (Fig. 5), se representa la contribución de las distintas escalas temporales (eje vertical) durante un determinado periodo (eje horizontal) a dicha magnitud. En el eje vertical –que es logarítmico– se abarca desde escalas de 0.1 segundos hasta unos 14 minutos, lo cual incluye el periodo de 5 minutos de promediado que usábamos para el método EC.

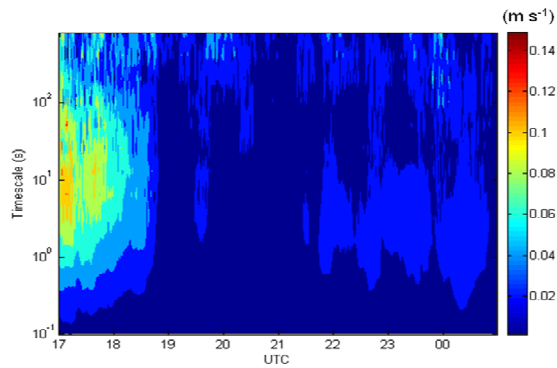


Figura 5.- Gráfico de MRFD de la velocidad de fricción para el día 24 de junio de 2011.

Con un gráfico de este tipo se puede estudiar la contribución de qué escalas temporales es más importante en cada momento. Se aprecia cómo inicialmente, cuando la turbulencia térmica está bien desarrollada, los valores más altos corresponden a procesos de escalas de entre 1 y 100 segundos. Más adelante, la intensidad de la velocidad de fricción disminuye, y las escalas predominantes están por encima de los 100 segundos o entre 1 y 10. Es decir, hay una variación, no solo en los valores numéricos de la velocidad de fricción, sino también en el origen predominante de las contribuciones.

Esta técnica (MRFD) tiene una utilidad potencial muy importante puesto que si se conoce el *gap* entre escalas turbulentas y no turbulentas se podrán calcular de forma más precisa los flujos que por el método EC, ya que se podría establecer una ventana móvil de promediado en vez de una fija (en nuestro caso, de 5 minutos), minimizando las contribuciones no turbulentas en el cálculo de flujos verticales. Un ejemplo de esta situación en la Fig. 5 podría ser alrededor de las 00 UTC, cuando las escalas en torno a 10 segundos alcanzan valores mínimos, pudiendo ser indicativo de que el *gap* entre escalas turbulentas y no turbulentas se ha desplazado hasta ahí. Ocurre también que hay contribuciones importantes en escalas del orden de 100 segundos, lo cual es un valor inferior a 5 minutos, y se estaría introduciendo erróneamente como si fuera de origen turbulento.

Por otra parte, se puede observar cómo los mínimos en la Fig. 4 se corresponden con valores próximos a cero en prácticamente todas las escalas temporales de la Fig. 5, como ocurre por ejemplo alrededor de las 19 UTC y las 21 UTC.

Repitiendo el proceso para el flujo vertical de calor, calculado a partir de las perturbaciones de la velocidad vertical y de la temperatura del anemómetro sónico ($w'T'$), podemos observar (Fig. 6) cuándo los flujos son ascendentes (valores positivos) o descendentes (valores negativos). Así mismo, es interesante analizar cuándo hay valores contragradiente, es decir valores positivos en un

entorno de estratificación estable, y a qué escalas temporales pertenecen esos movimientos.

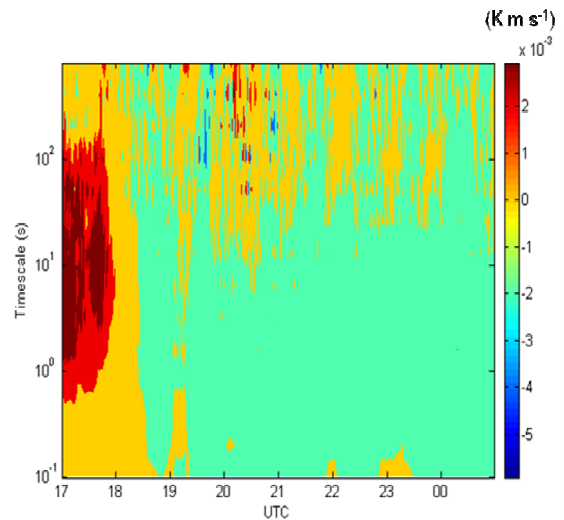


Figura 6.- Gráfico de MRFD del flujo vertical de calor para el día 24 de junio de 2011.

También resulta de interés fijarse que valores próximos a cero en todas las escalas para el MRFD de $w'T'$ se corresponden con mínimos en el valor del viento (Fig. 7), como ocurre poco después de las 19 UTC.

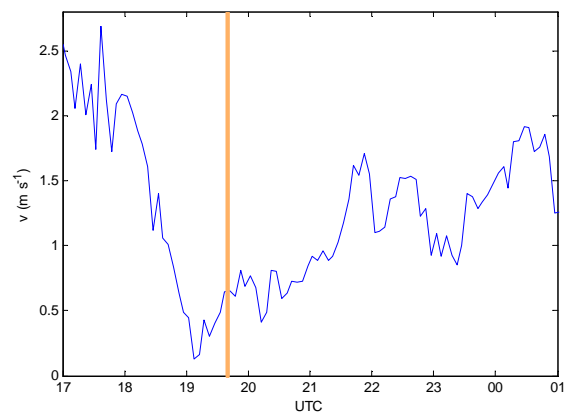


Figura 7.- Viento a 2.4 m de altura durante la transición del 24 de junio de 2011.

Con respecto a los datos de presión, analizando sus perturbaciones se pueden detectar estructuras ondulatorias. En la Fig. 8 se muestra la serie de presión tras aplicar un filtro de 45 minutos (Fig. 8, arriba), para eliminar las perturbaciones de periodos superiores a este valor y se encuentra que es posible detectar oscilaciones que parecen tener una cierta periodicidad. Aplicando el análisis *wavelet* obtenemos un máximo de energía espectral (Fig. 8, abajo) entre las 23:45 y las 00 UTC.

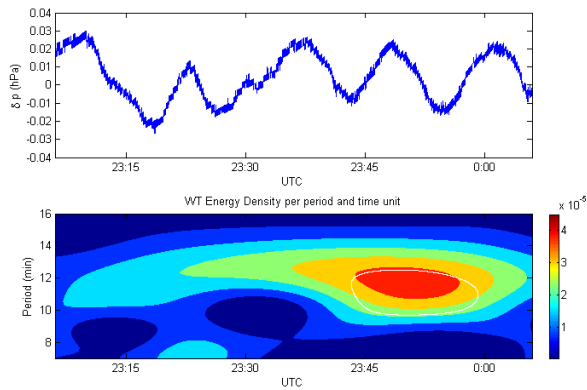


Figura 8.- Presión filtrada (arriba) y densidad de energía wavelet por unidad de periodo y tiempo (abajo) para la transición del 24 de junio de 2011.

Calculando mediante el método de triangulación se obtienen los parámetros de dicha onda (Fig. 9): periodo de unos 12 minutos, 19 km de longitud de onda y velocidad de fase de unos 25-30 m s^{-1} . También obtenemos su dirección de propagación, resultando que se desplaza de NW a SE.

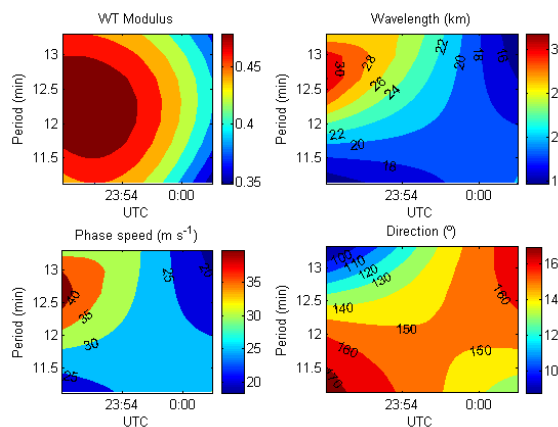


Figura 9.- Parámetros de la onda detectada al finalizar el día 24 de junio: módulo wavelet (arriba-izquierda), longitud de onda (arriba-derecha), velocidad de fase (abajo-izquierda) y dirección desde la que se propaga (abajo-derecha).

4.2 Caso de estudio: 29 de junio de 2011

Para esta transición la situación sinóptica (Fig. 10) es distinta, con inestabilidad en altura. Se aprecia una pequeña vaguada y predominio del viento del norte. Estas condiciones se tradujeron en un día nublado y lluvioso.



Figura 10.- Altura geopotencial en 500 hPa y presión reducida al nivel del mar para el día 30/06/2011 a las 00:00 UTC (reanálisis de NCEP; obtenido de www.wetterzentrale.de).

Representando la evolución de las mismas variables que en el caso de estudio previo se puede ver cómo hay profundas diferencias. En primer lugar, la temperatura (Fig. 11) parte de valores mucho menores –hasta 6 $^{\circ}\text{C}$ menos– y no llega a formarse inversión térmica en superficie al atardecer. Se ha mantenido la misma escala que en el día 24 para constatar lo suave que es la evolución de la temperatura comparando con los cambios bruscos que tenían lugar en el caso de estudio anterior.

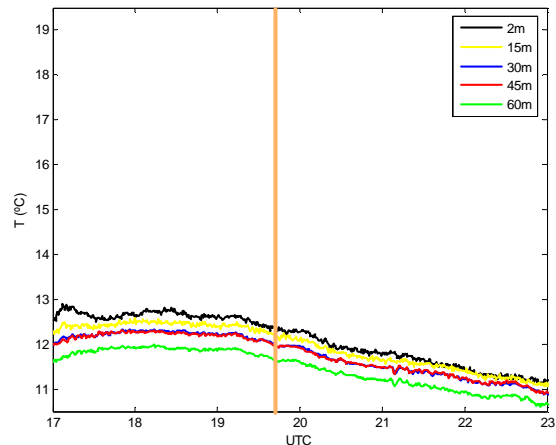


Figura 11.- Evolución de la temperatura a diferentes niveles antes y después de la puesta de sol (marcada con una línea vertical) para el día 29 de junio de 2011.

Por su parte, la energía cinética turbulenta (Fig. 12) tiene inicialmente valores similares a los del día 24, pero no hay en absoluto una disminución de la misma durante la transición, sino simplemente una oscilación en sus valores, manteniéndose en el mismo orden de magnitud (entre 0.1 y 1 $\text{m}^{-2}\text{s}^{-2}$). En este caso apenas hay distinción entre valores diurnos y nocturnos.

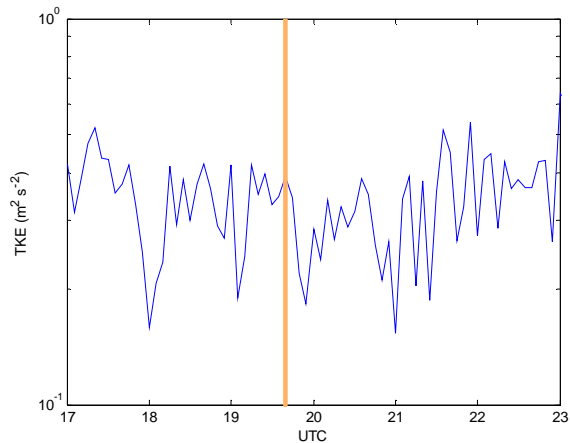


Figura 12.- Evolución de la energía cinética turbulenta durante la transición del 29 de junio de 2011.

Estas condiciones se ven reflejadas también en el gráfico de MRFD de la velocidad de fricción (Fig. 13), donde se aprecia que las escalas que más contribuyen son las mismas a lo largo de todo el periodo representado: no tenemos una variación significativa en el predominio de escalas temporales. Las contribuciones relativas principales corresponden durante todo el rango mostrado a procesos físicos que se encuentran en escalas temporales comprendidas entre 10 y 100 s.

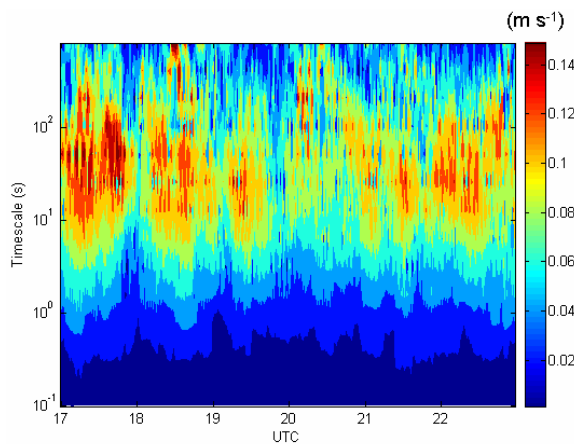


Figura 13.- Gráfico de MRFD de la velocidad de fricción para el día 29 de junio de 2011.

Si nos fijamos en el flujo vertical de calor, podemos decir que no se observan valores importantes negativos (Fig. 14). Además, se aprecia que los valores son en general próximos a cero, lo cual está en relación con que hay una importante homogeneidad en las temperaturas, como ya se podía intuir a partir de la Fig. 11. Adicionalmente, y a diferencia del caso anterior, el viento no sufre una disminución (no se muestra), sino de nuevas oscilaciones alrededor de un valor medio. Todo esto es indicativo de que ahora la turbulencia mecánica domina sobre la térmica, y es la que controla la transición.

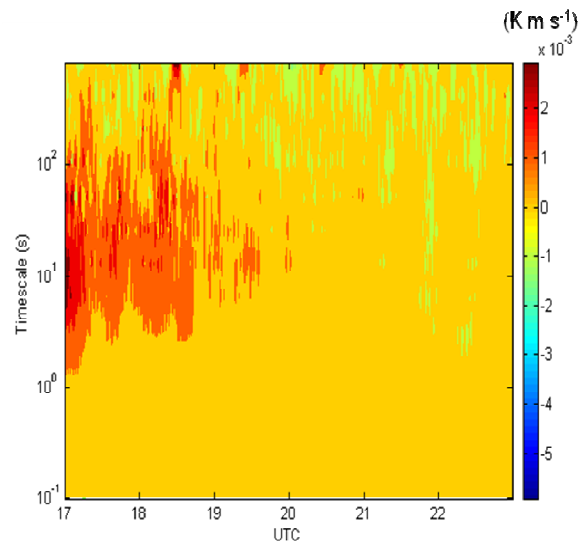


Figura 14.- Gráfico de MRFD del flujo vertical de calor para el día 29 de junio de 2011.

Estudiando la serie de presión filtrada (Fig. 15, arriba) se puede observar como primera diferencia que hay muchas más oscilaciones de alta frecuencia que en el día 24. No obstante, también en este caso podemos encontrar una perturbación de carácter ondulatorio, aunque de características distintas. En primer lugar, la hora a la que se detecta el máximo de energía espectral (Fig. 15, abajo) es previa a la puesta de sol (18:35- 18:45 UTC), mientras que la que se detectaba en el caso de estudio anterior tenía lugar después de haber anochecido.

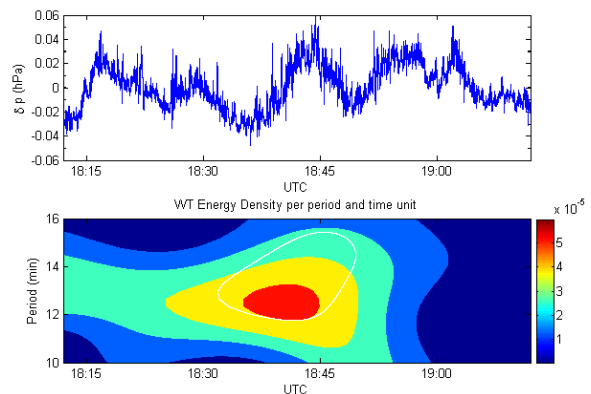


Figura 15.- Presión filtrada (arriba) y densidad de energía wavelet por unidad de periodo y tiempo (abajo) para la transición del 29 de junio de 2011.

En cuanto a los parámetros de onda (Fig. 16) que se calculan obtenemos un periodo de unos 13 minutos, una velocidad de fase de unos 7 m s^{-1} , y la longitud de onda se encuentra alrededor de los 5.6 km. Es destacable que se obtiene que la onda se desplaza de NE a SW, que en este caso coincide aproximadamente con la dirección del viento, por lo que podría tratarse de una onda de tipo Kelvin-Helmholtz generada en la cima de la capa límite o incluso en zonas superiores.

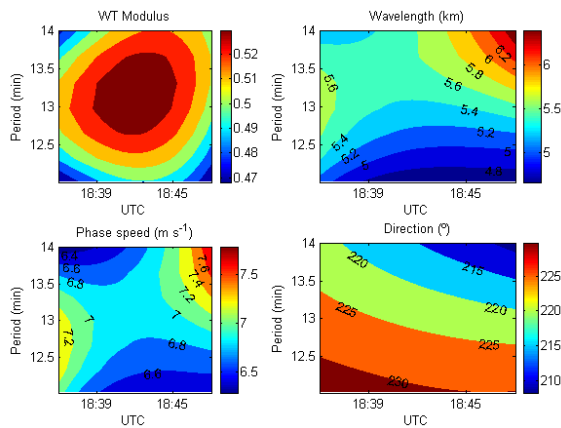


Figura 16.- Parámetros de la onda detectada en la transición del 29 de junio: módulo wavelet (arriba-izquierda), longitud de onda (arriba-derecha), velocidad de fase (abajo-izquierda) y dirección desde la que se propaga (abajo-derecha).

5.- CONCLUSIONES

A partir de datos de la campaña BLLAST se ha realizado un estudio comparativo entre dos transiciones vespertinas cuyas características son diferentes. Se han detectado eventos ondulatorios durante dicha transición en ambas situaciones, algunos de los cuales podrían estar relacionados con la estabilidad asociada a una inversión térmica en superficie, mientras que otros ocurren en situaciones más inestables sin inversión superficial y dominadas por el viento. Es destacable además que los parámetros de onda obtenidos en cada caso son diferentes, probablemente debido a que la naturaleza de dichas ondas sea también distinta. Las contribuciones a los flujos verticales de calor o de momento de las diferentes escalas temporales no son iguales según se haya formado o no una inversión térmica en superficie.

REFERENCIAS

Angevine, W. M. (2008): Transitional, entraining, cloudy and coastal boundary layers. *Acta Geophysica*, **56** (1), 2 – 20.

Beare, R. J., Edwards, J. M. and Lapworth, A. J. (2006): Simulation of the observed evening transition and nocturnal boundary layers: Large-eddy simulation. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **132**, 81–99.

Farge, M. (1992): Wavelet transforms and their applications to turbulence. *Ann. Rev. Fluid. Mech.*, **24**, 395–457.

Howell, J. F. and Mahrt, L. (1997): Multiresolution flux decomposition. *Bound.-Lay. Meteorol.* **83**, 117–137.

Lothon *et al.* (2011): The Boundary Layer Late Afternoon and Sunset Turbulence 2011 field experiment. *EMS11/ECAM10 Abstracts*. ISSN: 1812-7053.

Terradellas, E., Morales, G., Cuxart, J., and Yagüe, C. (2001): Wavelet methods: application to the study of the stable atmospheric boundary layer under non stationary conditions, *Dyn. Atmos. Oceans*, **34**, 225–244.

Vickers, D. and Mahrt, L. (2003): The cospectral gap and turbulent flux calculations. *J. Atmos. Ocean. Tech.*, **20**, 660-672.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha desarrollado con financiación del Ministerio de Ciencia e Innovación a través del proyecto CGL2009-12797-C03-03 y la Acción Complementaria CGL2011-13477-E. También ha sido financiado parcialmente a través del Grupo de Investigación “Micrometeorología y Variabilidad Climática” (nº 910437) por el Banco Santander y la Universidad Complutense de Madrid (Financiación Grupos Consolidados UCM GR35/10-A). Asimismo, M. Sastre es beneficiario de una Beca predoctoral UCM (referencia BE45/10).

También queremos mostrar nuestro agradecimiento a todas las personas que forman parte del proyecto BLLAST, y en particular a los participantes de la campaña experimental. Además, agradecemos de forma especial a Marie Lothon y Frédérique Saïd su ayuda respecto a los datos de la torre de 60 m.