

# PROPAGACIÓN DE UN EVENTO ONDULATORIO INTENSO EN LA CAPA LÍMITE NOCTURNA DURANTE LA CAMPAÑA SABLES 2006.

Samuel Viana<sup>(1)</sup>, Carlos Yagüe<sup>(2)</sup>, Gregorio Maqueda<sup>(3)</sup> y David Ramos<sup>(2)</sup>

<sup>(1)</sup> Agencia Española de Meteorología. Centro Meteorológico Territorial en Cataluña. sviana@inm.es

<sup>(2)</sup> Dpto. de Geofísica y Meteorología y <sup>(3)</sup> Dpto. de Astrofísica y Ciencias de la Atmósfera. Universidad Complutense de Madrid. carlos@fis.ucm.es

## RESUMEN

Se presenta a continuación un caso de estudio micrometeorológico a partir de datos extraídos de la campaña SABLES2006 (*Stable Atmospheric Boundary Layer Experiment in Spain*), en la que se detectó durante la noche del 11 al 12 de julio la propagación de una onda de amplitud y duración destacables respecto a otros fenómenos ondulatorios observados a lo largo de la campaña, y que produjo una profunda transformación en un amplio estrato de la capa límite nocturna durante el tiempo en el que tuvo lugar el fenómeno.

## 1. INTRODUCCION.

La Capa Límite Atmosférica (CLA), bajo condiciones de estabilidad de estratificación que se desarrollan preferentemente en horas nocturnas, se denomina Capa Límite Estable o Nocturna (CLE o CLN). En ella el forzamiento sinóptico es débil (buen tiempo y cielos despejados), y la fuerza de flotabilidad existente favorece la propagación de estructuras coherentes (ondas de gravedad, ondas asociadas a la inestabilidad de Kelvin-Helmholtz, etc). La frecuencia de Brunt-Väisälä ( $N_{BV}$ ) es una medida de esta fuerza y su inversa determina el periodo mínimo de las ondas que se pueden propagar. Por su parte, el número de Richardson del gradiente ( $Ri_g$ ) es un parámetro de estabilidad que conjuga los efectos térmicos ( $N_{BV}$ ) con los efectos mecánicos (cizalla vertical del viento), que tienden a inestabilizar la CLE generando mezcla turbulenta. Para valores positivos de  $Ri_g$  la estratificación es estable y cuando  $Ri_g > 0.25$  ( $Ri_g$  crítico) la teoría lineal de ondas predice el colapso de la turbulencia y la propagación de ondas de gravedad (Nappo, 2002).

En campañas de campo y observaciones rutinarias estos fenómenos ondulatorios se han venido observando con frecuencia en los registros de diversas variables meteorológicas, siendo la presión, la velocidad horizontal y la temperatura medidas a distintos niveles las fuentes más habituales utilizadas

para su detección y estudio (Rees *et al.*, 2000; Viana *et al.*, 2007a). En general la amplitud de estos fenómenos no es muy grande por lo que la instrumentación debe ser suficientemente sensible y la tasa de muestreo suficientemente alta para poder ser registradas convenientemente, como es el caso de microbarómetros de precisión y anemómetros sónicos. Como la estructura térmica y dinámica de la capa límite atmosférica está lejos de ser homogénea a lo largo de toda la CLE, a menudo estas ondas solo se forman y transmiten en ciertos niveles, quedando atrapadas como en una guía de ondas entre aquellos niveles donde su propagación se ve favorecida. En el estrato atmosférico más cercano a la superficie (los primeros metros) la propagación suele verse inhibida por ser la zona donde la cizalla del viento es más pronunciada. Muy frecuentemente la señal ondulatoria puede mostrarse claramente en unas variables y no aparecer en otras o quedar muy amortiguada. Por otra parte, a veces distintas variables medidas en un mismo nivel pueden mostrar actividad ondulatoria pero con periodicidades distintas. Todos estos aspectos complican la interpretación de los eventos ondulatorios detectados, dificultando la comprensión de su comportamiento, de los distintos mecanismos que las generan, así como de su interacción con la turbulencia.

## 2.- LA CAMPAÑA SABLES2006.

La campaña SABLES2006 se llevó a cabo durante los meses de junio y julio de 2006 (Yagüe *et al.*, 2007), en las instalaciones del Centro de Investigaciones de la Baja Atmósfera (CIBA), cerca de Valladolid, (lat: 41°49'N, long: 4°56'W, alt: 840 m), a unos 30 km al NW de la capital, en el centro de una extensa altiplanicie de unos 800 km<sup>2</sup> (montes Torozos). Se trata de un emplazamiento excepcional para el estudio de la CLA, debido a la gran homogeneidad y extensión del terreno donde se encuentra situado. Cuenta con una torre meteorológica de 100 m de altura con termómetros y anemómetros de cazoletas a distintos niveles, así como tres anemómetros sónicos situados a 2, 20 y 100 metros (ver Tabla 1).

Adicionalmente se instalaron, especialmente para la campaña, 6 microbarómetros de alta precisión, que permitieron registrar las perturbaciones de presión en tres niveles de la torre meteorológica del CIBA (20, 50 y 100 m) y en tres puntos de la superficie formando un triángulo de unos 200 m de lado (con el fin de poder calcular la dirección de propagación y la velocidad de fase de los eventos ondulatorios detectados). Durante la noche en la que se centra este estudio únicamente se encontraban operativos los microbarómetros situados en la torre. Estos instrumentos pueden ser configurados para medir con distintas tasas de muestreo, disminuyendo la precisión de las medidas de forma inversamente proporcional a la tasa de muestreo elegida, por lo que se utilizó una tasa de 2 Hz, que supone una resolución de unos 0.002 hPa, asegurando una buena resolución temporal de los eventos registrados. Durante parte de la campaña se realizaron sondeos con globo cautivo para obtener los perfiles verticales hasta 1000m. Aunque la noche en la que se centra este evento quedó fuera del periodo de sondeos, se encuentran disponibles los datos procedentes del perfilador SODAR instalado en el CIBA, pudiendo obtener por tanto información de la estructura atmosférica por encima de la torre y hasta unos 500 m sobre la superficie.

Instrumento	Niveles (m)	Frec. de muestreo (Hz)
Anemómetros sónicos	2-20-100	20
Veletas	10-35-75-100	5
Anemómetros de cazoletas	2-10-35-50-75-100	5
Termómetros	2-10-20-35-100	5
Microbarómetros	20-50-100	2

Tabla 1: Instrumentación disponible en la torre de 100 m.

### 3. METODOLOGÍA.

#### 3.1 PARAMETROS CLÁSICOS DE ESTABILIDAD Y TURBULENCIA.

Para determinar la respuesta de la capa límite a la propagación del evento ondulatorio, se ha estudiado la evolución a lo largo de la noche de las distintas variables medidas en la torre, así como de algunos parámetros clásicos de estabilidad (número de Richardson del gradiente, fuerza de la inversión superficial) y de turbulencia (energía cinética turbulenta, velocidad de fricción). Los cálculos se han

realizado en base a promedios de cinco minutos de todas las variables, incluidas las covarianzas entre las componentes de la velocidad del viento y la temperatura ( $u$ ,  $v$ ,  $w$  y  $\theta$ ), y los gradientes verticales de velocidad y temperatura, que se han estimado a partir de ajustes log-lineales (Nieuwstadt, 1984). En la Tabla 2 figuran las definiciones de estos parámetros ( $\theta_0$  es una temperatura potencial de referencia,  $g$  la aceleración de la gravedad y  $\alpha$  la dirección del viento).

#### 3.2 TRANSFORMADA WAVELET Y DESCOMPOSICIÓN MULTIREOLUCIÓN.

Durante los últimos años se han venido generalizando técnicas de análisis multiescala en el estudio de datos de turbulencia en la capa límite atmosférica. Al contrario que con el promediado de Reynolds, estas técnicas permiten obtener información sobre la escala temporal o espacial promedia de las estructuras que están presentes en el flujo medio o las que contribuyen a los flujos turbulentos (*gap*). Cuando existe un mínimo de energía espectral entre las escalas turbulentas (más rápidas) y el resto de contribuciones (más lentas), se hace posible filtrar estas últimas en el estudio de la estructura de la turbulencia, evitando así uno de los mayores inconvenientes del promediado de Reynolds que, si la elección del periodo de promediado no se lleva a cabo con cautela, introduce en el cálculo de parámetros turbulentos contribuciones de estructuras no turbulentas.

Parámetro	Definición
Energía cinética turbulenta	$TKE = \frac{1}{2}(\overline{u'^2} + \overline{v'^2} + \overline{w'^2})$
Velocidad de fricción	$u_* = \sqrt{(-\overline{u'w'})^2 + (-\overline{v'w'})^2}$
Número de Richardson del Gradiente	$Ri = \frac{g}{\theta_0} \frac{\partial \overline{\theta}}{\partial z} / \left( \left( \frac{\partial \overline{U}}{\partial z} \right)^2 + \overline{U}^2 \left( \frac{\partial \alpha}{\partial z} \right)^2 \right)$
Fuerza de la inversión superficial	$\Delta T = T_{35} - T_2$
Frecuencia de Brunt-Väisälä	$N_{BV}^2 = \frac{g}{\theta_0} \frac{\partial \overline{\theta}}{\partial z}$

Tabla 2: Definición de los parámetros turbulentos y de estabilidad calculados.

Entre las técnicas de análisis multiescala más populares destaca por un lado la descomposición mediante Transformada Wavelet (Farge, 1992), que actúa de forma similar a la transformada de Fourier pero descomponiendo localmente las series

temporales para determinar cómo se reparte la energía espectral entre las distintas periodicidades o escalas predominantes en la serie y la evolución de este reparto a lo largo del tiempo. En aplicaciones micrometeorológicas se ha utilizado fundamentalmente para el análisis de variables por separado, y más recientemente para estudios de análisis multivariante, como el análisis de correlación y coherencia entre varias variables (Prabha *et al.*, 2007), cálculo de flujos verticales de calor, momento o escalares (Terradellas *et al.*, 2005), etc.

Por otra parte la descomposición multiresolución o *Multiresolution Flux decomposition-MR-* (Howell y Mahrt, 1997, Vickers y 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 MR 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 y Mahrt, 1997).

#### 4. RESULTADOS.

Las Figuras 1 y 2 muestran la evolución de la velocidad y dirección del viento,  $u^*$ , TKE, la inversión superficial y  $Ri_g$  en varios niveles a lo largo de la noche del 11 al 12 de julio de 2006. Gran parte de la noche transcurre bajo un régimen de estabilidad muy débil, con una cizalladura vertical del viento moderada que junto con una estructura térmica muy cercana a la neutralidad de estratificación, produjo valores de  $Ri_g$  (evaluados en 3 y 20 metros) por debajo del valor crítico (0.25), y turbulencia bien desarrollada en todos los niveles, con valores de  $u^*$  en torno a  $0.4 \text{ m s}^{-1}$  y valores de TKE por encima de  $0.3 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ , muy superiores a los valores estándares de una noche estable (Yagüe *et al.*, 2007). Entre las 0230 GMT y las 0400 GMT tiene lugar el fenómeno que nos ocupa, que tiene un profundo impacto en todas las variables representadas en las Figs. 1 y 2, y en el que las series de todos los microbarómetros, que previamente se encontraban dominadas por perturbaciones de pequeña amplitud y alta frecuencia asociadas a turbulencia, comienzan a mostrar una señal sinusoidal de periodicidad muy definida y sin las variaciones de alta frecuencia de las horas previas. En la Figura 3 se han representado las fluctuaciones de presión en los tres niveles de la torre tras aplicar

un filtro pasa-alta para eliminar las variaciones de presión más lentas, debidas al ciclo diario y al forzamiento sinóptico. La amplitud de la señal ondulatoria resultante llega a alcanzar los 0.5 hPa, valor varias veces superior a la amplitud típica de las perturbaciones de presión debidas a ondas medidas en la CLE, que oscila entre 0.01-0.1 hPa (Nappo, 2002; Viana *et al.*, 2007a).

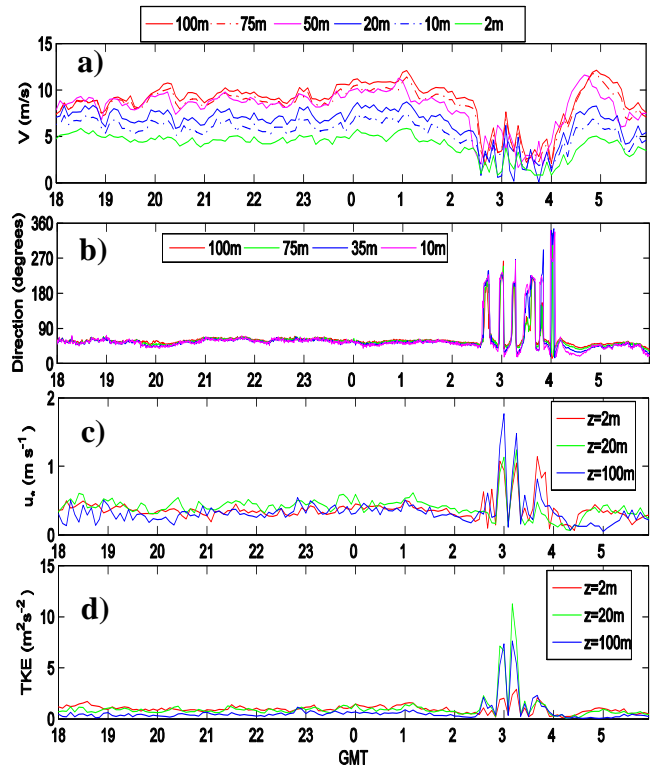


Figura 1: Evolución del viento (a), la dirección (b),  $u^*$  (c) y TKE (d) en distintos niveles a lo largo de la noche.

El estudio del comportamiento durante la duración del evento del resto de variables medidas en la torre y de los parámetros turbulentos y de estabilidad derivados muestra cómo se produce una profunda transformación de la capa límite en el CIBA: inicialmente una rápida disminución del viento especialmente en los niveles más altos reduce marcadamente la cizalla (Fig 1a); algo más tarde se produce un aumento de la inversión (Fig 2b) asociado al enfriamiento superficial favorecido por la disminución de la turbulencia, determinando así un aumento de la estabilidad cerca del suelo, alcanzándose en momentos concretos valores de  $Ri_g$  varias veces supercríticos (Fig 2a). Al mismo tiempo, otras variables como la velocidad del viento y su dirección (pero no la temperatura ni la velocidad vertical) reflejan también un comportamiento oscilatorio de periodicidad similar, en varios niveles de la torre, aunque de forma menos sinusoidal. Es especialmente destacable el comportamiento de la dirección del viento, con cambios bruscos de  $180^\circ$  (Fig. 1b). En la Figura 4 se muestran con mayor

resolución las evoluciones del viento y su dirección en varios niveles, junto con la serie de presión de uno de los microbarómetros. Se puede apreciar cómo durante todo el evento el flujo pasa a circular en direcciones opuestas (del NE y del SW) cada pocos minutos, pasando por periodos de relativo reposo en todos los niveles de unos pocos segundos de duración entre uno y otro régimen. Durante los primeros periodos de la oscilación el flujo del NE es el dominante y tiende a durar cerca de 10 minutos, mientras que el flujo del SW no llega a prolongarse por más de 5-7 minutos cada vez que se establece. En la última parte del evento ondulatorio ambos regímenes están más equilibrados. Otra característica destacable que se puede apreciar observando con cuidado la Figura 4a es que cuando el flujo es del SW siempre hay más viento a 20m que a 75 y 100m, por lo que este flujo lleva asociada la formación de un LLJ no estacionario. Por otro lado, los registros de  $TKE$  y  $u_*$  (Fig. 1c,d) sugieren que durante el evento se producen varios *bursts* o irrupciones de gran actividad turbulenta.

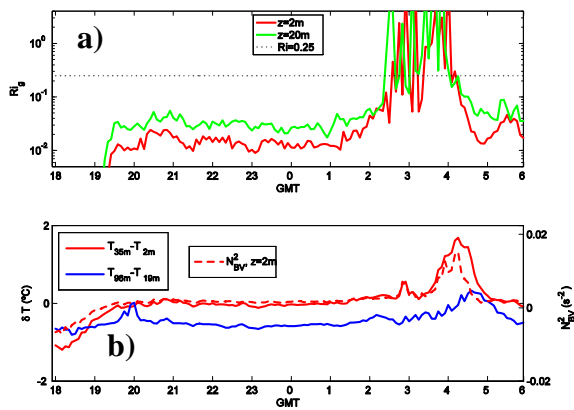


Figura 2: (a):  $Ri_g$  evaluado en 2m y en 20m. (b): diferencias de temperatura entre 35-2m y 100-20m y el cuadrado de la frecuencia de Brunt-Väisälä en 2m.

Las transformadas wavelet de la velocidad muestran máximos de densidad de energía wavelet en torno a los 15 minutos, más intensos en los niveles de 20 y de 100 metros (ver en Fig. 5b la densidad de energía wavelet del viento a 100 metros). En esta misma figura se pueden observar otros máximos secundarios para periodos en torno a 3-6 minutos localizados alrededor de las 0300, 0315 y 0325 GMT. Si observamos de nuevo los máximos de  $TKE$  y  $u_*$  presentes en las Figuras 1c-d, se puede ver que coinciden aproximadamente con estos máximos de menor periodo en la densidad de energía wavelet. También se puede observar en la Figura 4, que las horas mencionadas coinciden con los intervalos, más breves, en los que el flujo, tras unos segundos de calma, comienza de nuevo a aumentar soplando del SW durante algunos minutos. Las etapas en las que el flujo es del SW coinciden con los momentos en los

que la onda de presión tiene una fase positiva, indicando así que ambos fenómenos se encuentran acoplados.

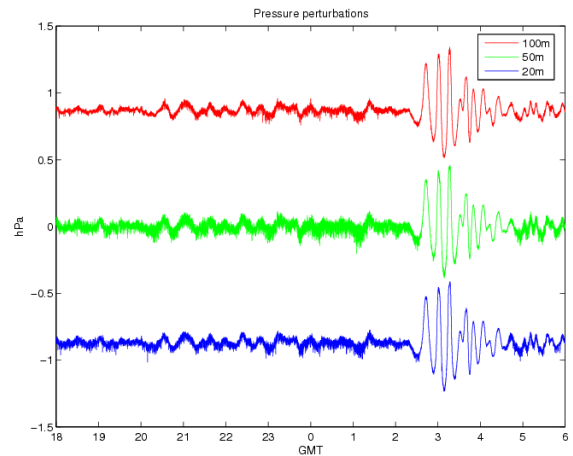


Figura 3: Series de presión a 20, 50 y 100m tras filtrar el ciclo diurno de presión. Las series a 100m y a 20m se han desplazado hacia arriba y abajo respectivamente para una mejor visualización.

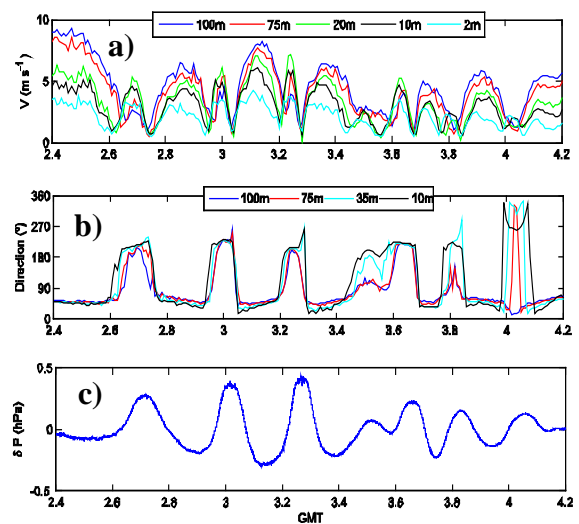


Figura 4: a) y b): detalle del viento y su dirección a distintos niveles durante el paso de la estructura ondulatoria (valores medios cada 30 segundos). c): detalle de la señal ondulatoria registrada en uno de los microbarómetros de la torre.

Parece por tanto que, debido a la tendencia del método de Reynolds a introducir en sus flujos contribuciones de escalas no turbulentas, los *bursts* turbulentos detectados no son tales, sino que se trata de contribuciones de mayor escala debidas al régimen de flujos de direcciones opuestas forzado por la estructura ondulatoria. En otras palabras, dado que los parámetros turbulentos como  $u_*$  están calculados con covarianzas del tipo  $\overline{u'w'}$  a partir de subseries de 5 minutos de duración, cuando una de estas subseries coincide total o parcialmente con alguno de los breves intervalos en los que el flujo  $u$  se encalma,

vuelve a arreciar del SW y se vuelve a encalmar, las varianzas o covarianzas quedarán aumentadas debido al descenso de los valores medios, y sin que exista necesariamente un aumento en las perturbaciones rápidas de origen turbulento.

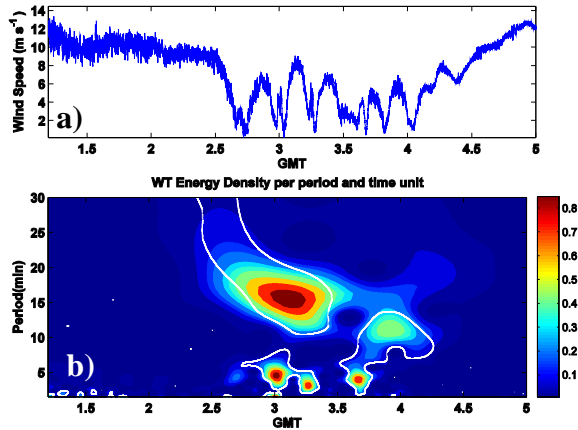


Figura 5. Serie de viento del sónico a 100m y su densidad de energía wavelet ( $\text{m}^2\text{s}^{-3}$ ). En contorno blanco las áreas estadísticamente significativas.

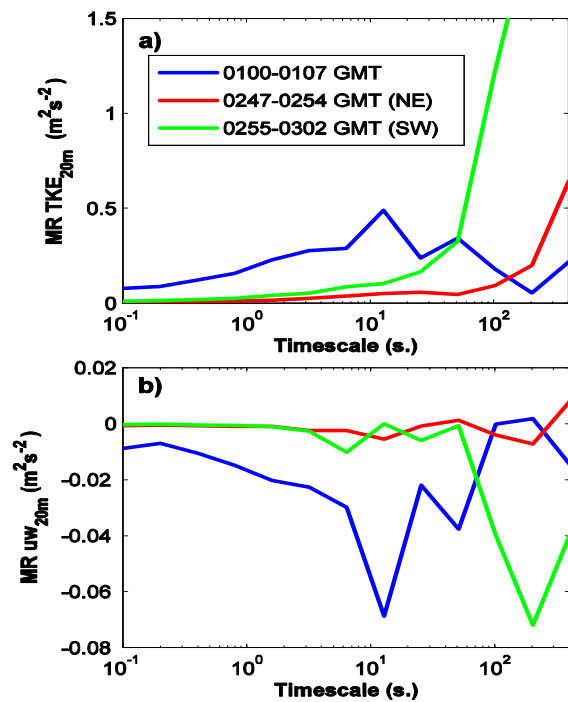


Figura 6: Descomposición multiresolución mostrando las distintas contribuciones a la TKE (a) y al flujo de momento (b) en 20m.

Para probar este punto y comprobar si en definitiva las escalas turbulentas experimentan algún tipo de respuesta al paso del fenómeno ondulatorio, se han comparado los espectros y coespectros multiresolución en 20m y 100m correspondientes a un intervalo de unos 7 minutos (de 0100 a 0107

GMT) previos a la llegada del evento ondulatorio, con los obtenidos durante el mismo intervalo, tanto en régimen de flujo del NE (de 0247 a 0254GMT) como del SW (de 0255 a 0303GMT). La Figura 6 muestra algunos de los resultados para la energía cinética turbulenta y para los flujos verticales de momento ( $uw$ ) en 20m. Estos gráficos son muy similares a espectros o coespectros de Fourier, con distintos coeficientes para un conjunto de escalas temporales. Los coeficientes se pueden interpretar como la contribución al total por parte de estructuras de diferentes escalas temporales (desde remolinos turbulentos hasta movimientos de mayor escala, como ondas u otros movimientos de mesoescala). Se puede observar que durante el intervalo que queda fuera del evento ondulatorio, la energía cinética en 20m (Figura 6a, línea azul) tiene sus principales contribuciones en escalas temporales típicamente turbulentas, por debajo de los 50-100s, situándose la contribución máxima en torno a los 10s. Lo mismo se puede decir para las contribuciones al flujo de momento  $uw$  (Figura 6b, línea azul). No es extraño ya que la fuerte cizalla existente durante casi toda la noche favorece los movimientos turbulentos, para transportar momento en sentido descendente. En cambio, si observamos en las mismas dos figuras las contribuciones a la energía cinética y a  $uw$  durante el evento ondulatorio cuando el flujo es del SW (línea verde), vemos que por debajo de los 80-100s hay mucho menos aporte que antes, mientras que en las mayores escalas temporales la contribución se dispara muy por encima de los valores registrados antes del paso de la onda. La propagación de la onda supone así una disminución de los movimientos de mezcla en las escalas típicamente turbulentas, debido a que la cizalla del viento disminuye de forma global en todo el estrato. Por el contrario, se incrementa notablemente la magnitud del transporte vertical en escalas del orden de los 100-400s, que es aproximadamente la duración de las etapas en las que el flujo es del SW. Durante el evento, cuando el flujo es del NE (fase positiva de la onda), las contribuciones a la energía cinética (Figura 6a, línea roja) siguen siendo menores que antes del evento en las escalas turbulentas, pero las escalas entre 100-400s no se ven tan afectadas, ya que los intervalos en los que el flujo es del NE tienden a ser más largos.

## 5. CONCLUSIONES.

Los datos analizados hasta el momento nos permiten afirmar que el evento tiene características muy distintas a otros eventos ondulatorios encontrados durante la campaña (Viana *et al.*, 2007b), tanto por su gran amplitud y espesor afectado como por la ausencia de condiciones previas favorables a la propagación de ondas de gravedad. Sin embargo, no aclaran la cuestión sobre el origen o formación de la



estructura ondulatoria. Los perfiles verticales de velocidad, dirección y temperatura obtenidos a través del SODAR aportan información muy valiosa a este respecto. En la Figura 7 se puede apreciar la existencia de una región entre los 100-160m de altura con notable cizalladura vertical del viento durante las horas previas al evento.

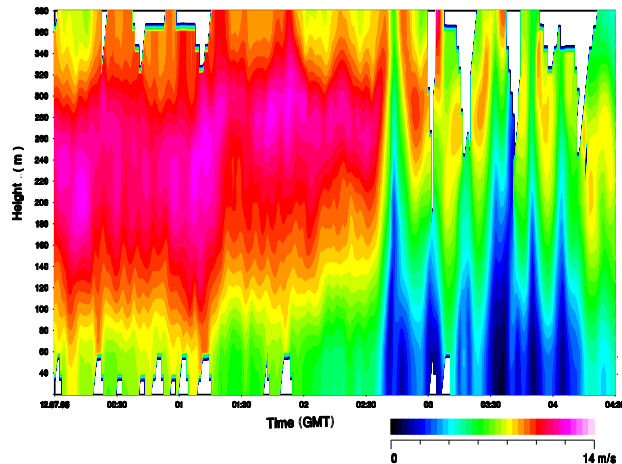


Figura 7: Estructura vertical del viento por debajo de 380m entre las 0000 y las 0430GMT.

Representaciones similares de la temperatura potencial estimada por el SODAR muestran también indicios de una mayor inversión a esa altura, en contraste con la estratificación térmica casi neutra que existe cerca de la superficie. Ambas condiciones, junto con los valores de  $Ri_g$  subcríticos medidos en la torre y que presumiblemente también existirán entre los 100 y 160m, son compatibles con el desarrollo de la inestabilidad de Kelvin-Helmholtz, por la que un estrato atmosférico con estabilidad térmica se vuelve dinámicamente inestable debido a la cizalladura del viento, produciendo ruptura de ondas y episodios de mezcla turbulenta (Blumen *et al.*, 2001, Cooper *et al.*, 2006). Cuando alcanzan gran intensidad a grandes alturas y a sotavento de las cadenas montañosas, estos fenómenos son responsables de la llamada *clear air turbulence* o CAT (Atlas *et al.*, 1970). También, cuando hay suficiente humedad atmosférica y las ondas generadas transportan masas de aire hasta su nivel de condensación, se pueden formar por este mecanismo los típicos trenes de nubes en forma de olas que se observan en algunas ocasiones. En este caso de estudio los anemómetros sónicos de la torre no han registrado un incremento de los flujos de calor o momento en las escalas temporales turbulentas, lo que puede deberse a que la zona de ruptura de ondas queda por encima de la torre, en la región de mayor inestabilidad dinámica. Las limitadas fuentes de datos experimentales durante la noche de este estudio (sobre todo la no disponibilidad de sondeos con globo cautivo y la ausencia del triángulo de microbarómetros en superficie) impiden realizar un

análisis más detallado que aclare todos los aspectos del fenómeno observado, ya que existen otros procesos que podrían estar implicados en el fenómeno estudiado, como corrientes de gravedad, flujos catabáticos, etc.

## 5. REFERENCIAS.

- Atlas, D., Metcalf, J. I., Richter, J. H. y Gossard, E. E. (1970): The Birth of "CAT" and Microscale Turbulence, *J. Atmos. Sci.* **27**, 903–913.
- Blumen, W., Banta, R., Burns, S. P., Fritts, D. C., Newsom, R., Poulos, G. S. y Sun, J. (2001): Turbulence statistics of a Kelvin-Helmholtz billow event observed in the nighttime boundary layer during the CASES-99 field program. *Dyn. Atmos. Oceans*, **34**, 189-204.
- Cooper, D.I., Leclerc, M.Y., Archuleta, J., Coulter, R., Eichinger, E. W., Kao, C. Y. J. y Nappo, C. J. (2006): Mass Exchange in the Stable Boundary Layer by Coherent Structures. *Agricultural and Forest Meteorology*. **136**, 114-131
- Farge, M. (1992): Wavelet transforms and their applications to turbulence. *Ann. Rev. Fluid. Mech.*, **24**, 395-457.
- Howell JF y Mahrt L (1997). Multiresolution flux decomposition. *Boundary-Layer Meteorol.* **83**: 117–137.
- Nappo, C. J. (2002). *An introduction to atmospheric gravity waves*, Academic Press, California, 276pp.
- Nieuwstadt, F. T. M. (1984): The turbulent structure of the stable nocturnal boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 2202–2216
- Prabha T. V., Leclerc M. Y., Karipot A. y Hollinger D. Y. (2007): Low-Frequency Effects on Eddy Covariance Fluxes under the Influence of a Low-Level Jet. *J Appl. Met. and Clim.*
- Rees, J.M., Denholm-Price, J.C.W., King, J.C. y Anderson, P.S. (2000): A climatological study of internal gravity waves in the atmospheric boundary layer overlying the brunt ice shelf, Antarctica. *J. Atmos. Sci.*, **57**, 511-526.
- Terradellas, E., Soler, M. R., Ferreres, E. y Bravo, M. (2005): Analysis of oscillations in the stable atmospheric boundary layer using wavelet methods. *Boundary-Layer Meteorol.*, **114**, 489-518.
- Viana, S., Yagüe, C., Maqueda, G. y Morales, G. (2007a): Study of the surface pressure fluctuations generated by waves and turbulence in the nocturnal boundary layer during SABLES2006 field campaign. *Física de la Tierra* **19**, 55-71.

Viana, S., Yagüe, C. y Maqueda, G. (2007b): Study of coherent structures from different observational sources in SABLES 2006. *EMS7/ECAM8 Abstracts*, **4**, 00198. ISSN 1812-7053.

Vickers, D. y L. Mahrt, (2003): The Cospectral Gap and Turbulent Flux Calculations. *J. Atm. Ocean Tech.*, **20**, 660-627.

Yagüe, C., Viana, S., Maqueda, G., Lazcano, M.F., Morales, G. y Rees, J.M. (2007): A study on the nocturnal atmospheric boundary layer: SABLES2006. *Física de la Tierra*, **19**, 37-53.

## **6. AGRADECIMIENTOS.**

Este trabajo ha sido financiado por el MEC (Ministerio de Educación y Ciencia) a través de los proyectos CGL2004-03109/CLI y CGL2006-12474-C03-03. El programa del IV PRICIT (Comunidad de Madrid y UCM) también ha financiado parcialmente el trabajo a través del Grupo de Investigación "Micrometeorología y Variabilidad Climática" (nº 910437). Queremos expresar nuestro agradecimiento a todas las personas que participaron en la Campaña SABLES2006, al Dr. Javier Peláez, responsable técnico del CIBA, y también al Prof. Casanova, Director del CIBA (Centro de Investigación de la Baja Atmósfera creado por el Instituto Nacional de Meteorología y la Universidad de Valladolid). Los datos del SODAR han sido cedidos por la Prof. M<sup>a</sup> Luisa Sánchez de la Universidad de Valladolid.