

ESTUDIO DE LA TRANSICIÓN MATINAL DE LA CAPA LÍMITE ATMOSFÉRICA

Mariano Sastre ⁽¹⁾⁽²⁾, Carlos Yagüe ⁽¹⁾, Gregorio Maqueda ⁽³⁾ & Samuel Viana ⁽⁴⁾

(1) Dept. de Geofísica y Meteorología. Universidad Complutense de Madrid, Spain.
(carlos@fis.ucm.es)

(2) Unidad de Contaminación Atmosférica, Departamento de Medio Ambiente. CIEMAT-
Ministerio de Ciencia e Innovación, Spain

(3) Dept. de Astrofísica y Ciencias de la Atmósfera. Universidad Complutense de Madrid,
Spain.

(4) Agencia Estatal de Meteorología, Spain.

RESUMEN

En este estudio se analizan los principales procesos físicos relacionados con la transición de la Capa Límite Atmosférica (CLA) que tiene lugar desde las últimas horas de la noche hasta las primeras horas de la mañana. Para ello, se han utilizado datos de la campaña CIBA2008 que tuvo lugar en el mes de junio. Principalmente los datos provienen de instrumentación dispuesta en un mástil de 10m de altura dotada con sensores de temperatura, velocidad y dirección del viento, y humedad relativa a varios niveles. Como complemento se dispuso de un anemómetro sónico a 10m, cinco microbarómetros de precisión (3 dispuestos en superficie y 2 en la torre permanente del CIBA en los niveles de 50 y 100m) y un monitor GRIMM de partículas que proporcionaba medidas de PM10, PM2.5 y PM1 cada 6 segundos.

El trabajo incluye el análisis de variables meteorológicas medias y parámetros turbulentos así como el uso de la técnica *wavelet* para la caracterización de las estructuras coherentes que se detectan durante algunas de las transiciones matinales examinadas.

1.- INTRODUCCIÓN

Hay dos situaciones típicas en que se suele encontrar la Capa Límite Atmosférica: una convectiva y otra estable. La capa límite convectiva se caracteriza por estar bien mezclada, es decir, sus propiedades se encuentran distribuidas homogéneamente en todo el volumen que comprende la misma. Dicha condición se da habitualmente durante el día, con cielos despejados de nubes, y es debida principalmente al calentamiento continuo de la superficie por la radiación solar. Esto hace que se produzcan ascensos de masas de aire desde la superficie, y que los remolinos (*eddies*) de mayor escala generen una

mezcla intensa, la cual provoca una distribución bastante uniforme de la temperatura, la humedad o los aerosoles. El fenómeno de la turbulencia tiene aquí una gran influencia. En cambio, la capa límite estable, caracterizada por un aumento de la temperatura potencial con la altura, comúnmente tiene una mezcla de sus propiedades escasa. En este caso, la turbulencia no siempre es continua, sino que con frecuencia es intermitente (Vindel *et al.*, 2008), y de menor intensidad que en la capa convectiva. Esta es la estructura típica de la capa límite por las noches, ya que tras la puesta de Sol la convección disminuye y, en general, hay una tendencia a que las capas más próximas al suelo se enfríen más rápidamente que las superiores, debido a que se mantiene la pérdida de energía radiativa por parte de la superficie terrestre. Tal hecho genera la estratificación estable.

Estas dos configuraciones de la capa límite no se establecen de forma abrupta y sin relación alguna entre sí, sino que el cambio de una a otra sucede de manera gradual, durante los procesos de transición. Además, también hay situaciones que se podrían denominar “intermedias”, como puede ser la llamada capa residual (que se establece durante la noche, situada por encima de la capa estable). Se observa, por tanto, que la CLA está fuertemente influenciada por el ciclo diurno de insolación (Lothon *et al.*, 2008), y por esta razón se consideran principalmente dos transiciones: matinal y nocturna.

El estudio de ambas transiciones es particularmente significativo para la comprensión de los mecanismos de transporte de contaminantes (Angevine, 2008). Investigaciones sobre la transición nocturna (Beare *et al.*, 2006) con simulaciones LES (*Large Eddy Simulations*), y también en combinación con datos experimentales (Grant, 1997) han supuesto importantes aportaciones para el conocimiento de los fenómenos asociados a dicha transición. En

cambio, a la transición matinal se le ha prestado una atención comparativamente menor. No obstante, el interés en esta transición es creciente, especialmente el ritmo al que se produce, dada su importancia en relación con los picos de emisiones que ocurren por la mañana y de cara a la mejora de los modelos de contaminación (Angevine *et al.*, 2001). En trabajos previos (Pino *et al.*, 2003; Pino *et al.*, 2006) se ha puesto de manifiesto la importancia de la fuerza de la inversión de temperatura y la cizalla del viento para la caracterización de ambas transiciones.

2.- DATOS E INSTRUMENTACIÓN

Los datos utilizados para este trabajo se han obtenido a partir de medidas realizadas en el Centro de Investigación de la Baja Atmósfera (CIBA), en Valladolid, durante una campaña experimental (CIBA2008) que tuvo lugar de manera intensiva entre el 14 y el 21 de junio de 2008 (Yagüe *et al.*, 2009). Adicionalmente, se usan también los datos de la instrumentación permanente del CIBA para los 20 días posteriores a la campaña. En concreto, para esta campaña se dispuso de un mástil meteorológico de 10m de altura provisto con sensores de temperatura, viento y humedad a varios niveles, y en el que también se instaló un anemómetro sónico a 10m de la superficie. Las medidas se complementan con tres microbarómetros instalados cerca de la superficie formando un triángulo de unos 200m de lado, y otros dos microbarómetros dispuestos en la torre principal del CIBA (100m) en los niveles de 50 y 100m. Así mismo, se usó un monitor de partículas materiales (GRIMM, Modelo 365), que permitió medir de forma continua y simultánea las concentraciones de PM10, PM2.5 y PM1, y en cierto modo estimar el grado de mezcla que tiene lugar cerca de la superficie terrestre.

Además, se llevaron a cabo sondeos mediante globo cautivo (hasta 1000m) para evaluar las características termodinámicas en esta zona más baja de la atmósfera, y con idéntico objetivo se utilizaron los datos del perfilador RASS-SODAR que se encuentra instalado de forma permanente en el CIBA. Para más información sobre la campaña se puede consultar en trabajo de Yagüe *et al.* (2010) presentado en estas XXXI Jornadas de la AME.

3.- METODOLOGÍA

3.1 Intervalo temporal de estudio

Para caracterizar la transición matinal, se presta especial atención a las horas en que tienen lugar tres hechos de notable interés (Angevine *et al.*, 2001; Lapworth, 2006): la hora del amanecer, el llamado *crossover* (momento en que el flujo de calor sensible

cambia de negativo a positivo), y el momento en que la convección matinal alcanza una cierta altura (*onset*). Se puede tomar, por ejemplo, 200m desde el suelo, aunque este criterio es variable y generalmente dependiente de la disponibilidad de datos

En el CIBA –cuyas coordenadas son 41°49'N, 4°56'W, 840m snm–, en los días de los cuales se usan datos, el amanecer tenía lugar alrededor de las 0445 GMT. Teniendo en cuenta este hecho, el intervalo de horas de estudio que se considera es el comprendido entre las 0300 y las 1000 GMT, de modo que así se puede apreciar la influencia de los procesos que tienen lugar durante la noche, antes del amanecer, así como incluir los tres hechos destacables anteriormente mencionados.

3.2 Parámetros turbulentos y de estabilidad

Con objeto de precisar el comportamiento y evolución de la CLA durante la transición, se calculan una serie de variables y parámetros turbulentos y de estabilidad característicos, que se especifican en el trabajo de Yagüe *et al.* (2010) presentado en estas XXXI Jornadas de la AME (el número de Richardson *Bulk*, Ri_B , se calcula con los datos de viento y temperatura en los niveles de 1.5 y 10m).

Los cálculos de las variables que implican varianzas y covarianzas de las componentes del viento (u , v , w) o de la temperatura se encuadran en el marco de la descomposición de *Reynolds* de las variables como suma de la media y una perturbación, utilizando promedios de 5 minutos.

El uso de los parámetros escogidos se justifica por ser representativos de características de la capa límite relevantes para este estudio: por ejemplo, la energía cinética turbulenta está directamente relacionada con la turbulencia existente, la velocidad de fricción da idea de la cizalla del viento, y el número de Richardson *Bulk* informa tanto de la existencia de estabilidad o inestabilidad (positivo o negativo), como del predominio de efectos turbulentos o no.

3.3 Transformada *wavelet*

Un fenómeno relativamente frecuente en la capa límite estable es el desarrollo de estructuras coherentes. Estas pueden ser ondas o simplemente estructuras que se desplazan espacialmente sin modificaciones apreciables en su organización (Terradellas *et al.*, 2001; Viana *et al.*, 2009). La transición matinal también es testigo de este tipo de sucesos. Para caracterizarlos, se emplea la

transformada *wavelet* (Farge, 1992; Nappo, 2002), herramienta que permite un análisis de una serie de datos informando sobre 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. Para obtener más detalles de la técnica *wavelet* empleada se puede consultar el trabajo de Viana *et al.* (2010) presentado en estas XXXI Jornadas de la AME.

4.- RESULTADOS

En primer lugar, atendiendo al valor del número de Richardson *Bulk* y a la diferencia de temperatura entre los niveles de 10 y 1.5m, las diferentes noches que preceden a cada una de las transiciones matinales se pueden clasificar, por una parte en cuasi-neutrales a ligeramente estables (durante la campaña, desde la noche del 13-14 hasta la del 16-17 de junio) y por otra con estabilidad entre moderada y fuerte (desde la del 17-18 a la del 20-21). Estos dos tipos de noches presentan comportamientos bien diferenciados.

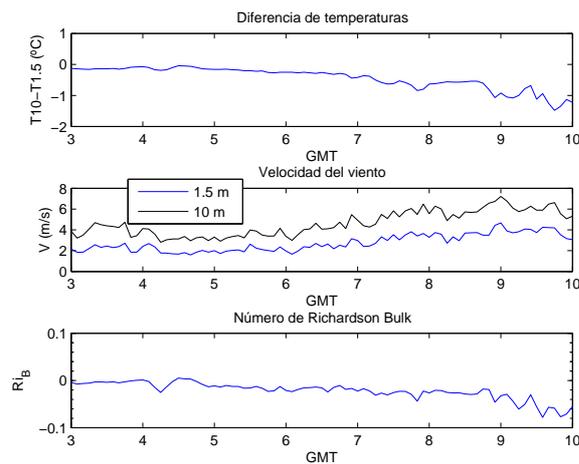


Fig. 1.- De arriba a abajo: Diferencia de temperatura entre los niveles de 10 y 1.5m, velocidad del viento en 1.5 y 10m, y número de Richardson Bulk para la transición matinal del día 16 de junio, representativa de noche con estabilidad cuasi-neutral o débil.

En la Fig. 1 están representadas las variables indicativas de las condiciones térmicas y dinámicas en la capa superficial, así como el grado de estabilidad para el periodo de la transición matinal del día 16 de junio. Se trata de una noche con estabilidad neutral. En las horas nocturnas el número de Richardson *Bulk* se encuentra muy próximo a cero, manifiestamente por debajo del valor crítico (0.25 ó 0.5, según se considere). Esto es debido principalmente al valor moderado de los vientos superficiales, que producen una cierta cizalla, la cual

mezcla de modo eficiente la capa límite, siendo prácticamente nula la inversión térmica alcanzada.

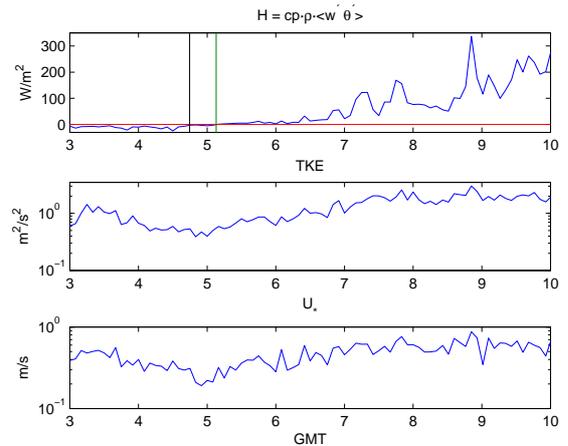


Fig. 2.- De arriba a abajo: Flujo de calor sensible, energía cinética turbulenta y velocidad de fricción para el 16 de junio. Una línea vertical negra indica el momento del amanecer y la vertical verde el *crossover*. La línea roja horizontal señala el flujo 0.

En la Fig. 2 se presenta la evolución, para las mismas horas de la transición matinal, de las variables de carácter turbulento: flujo de calor sensible (H), energía cinética turbulenta (TKE) y velocidad de fricción (U_*). Se puede apreciar que se alcanzan valores bastante elevados para tratarse de las horas nocturnas (en el caso del flujo vertical de calor sensible, negativo, es decir, dirigido hacia la superficie). Esto es un indicador del predominio de los efectos turbulentos durante esta noche. Posteriormente, tras alcanzarse el *crossover*, el flujo de calor sensible no llega a tener valores muy elevados en este caso, aunque sí en algunas otras transiciones que parten de estabilidad débil o neutralidad (no se muestra). En este aspecto, no se encuentra un patrón bien definido para las mismas. Lo mismo se puede afirmar del tiempo transcurrido entre el amanecer y el cambio de signo: en este caso es de apenas media hora, pero no hay una regularidad manifiesta para las transiciones precedidas por noches cuasi-neutrales respecto a la estabilidad.

La noche del 19 al 20 de junio (Fig. 3 y Fig. 4) puede servir como ejemplo de aquellas con estabilidad entre moderada y fuerte.

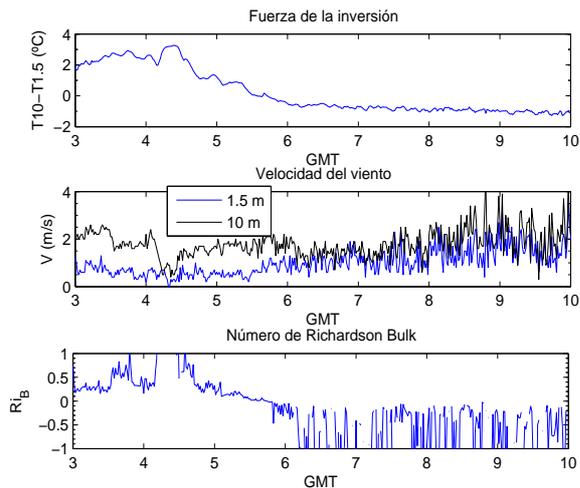


Fig. 3.- De arriba a abajo: Diferencia de temperatura entre los niveles de 10 y 1.5m, velocidad del viento en 1.5 y 10m, y número de Richardson Bulk para la transición matinal del día 20 de junio.

En este caso, los vientos son débiles en los dos niveles estudiados, lo cual favorece el establecimiento de una inversión que es comparativamente fuerte (entre 2 y 3 °C de manera sostenida antes del amanecer, frente a los valores ligeramente superiores a 0°C de la otra transición mostrada). El número de Richardson toma valores elevados, estando por encima del valor de 0.5 salvo quizá en momentos puntuales, probablemente debido a la cizalla vertical existente durante parte de la noche.

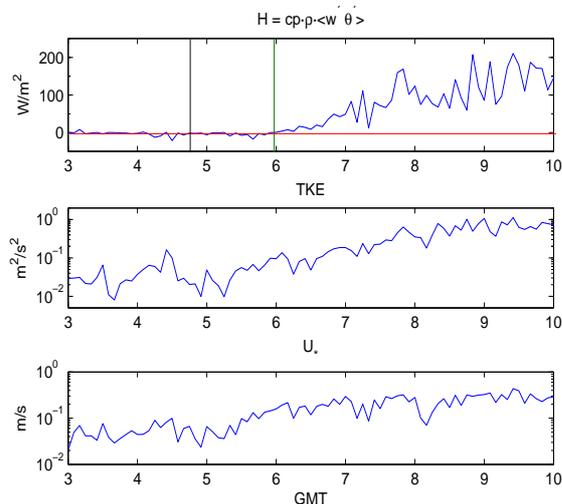


Fig. 4.- De arriba a abajo: Flujo de calor sensible, energía cinética turbulenta y velocidad de fricción para el 20 de junio. Una línea vertical negra indica el momento del amanecer, y la vertical verde el *crossover*. La línea roja horizontal marca el flujo igual a 0.

En cuanto a las variables de carácter turbulento, durante la noche toman valores claramente menores

que en situaciones de neutralidad o estabilidad débil, llegando a ser en el caso de la velocidad de fricción o la energía turbulenta incluso un orden de magnitud menor. El flujo de calor sensible es pequeño, pero tras el cambio de signo del mismo se inicia un ascenso moderado, sin llegar a alcanzarse valores superiores a los 200 W/m². Con respecto a la hora a la que tiene lugar el *crossover* (0600 GMT aprox.), ésta varía poco para las transiciones que vienen de noches estables, a diferencia de lo que sucedía cuando la noche era de estratificación neutral.

El estudio del tercer hecho destacado en la transición matinal, el establecimiento de un cierto nivel de convección desde la superficie, se lleva a cabo principalmente fijándonos en la estructura vertical de la temperatura que proporcionan los datos de los sondeos y el SODAR. En general, cuando durante la noche hubo estabilidad moderada, a las 0800 GMT la temperatura potencial apenas varía con la altura al menos hasta 200m desde la superficie (Fig. 5).

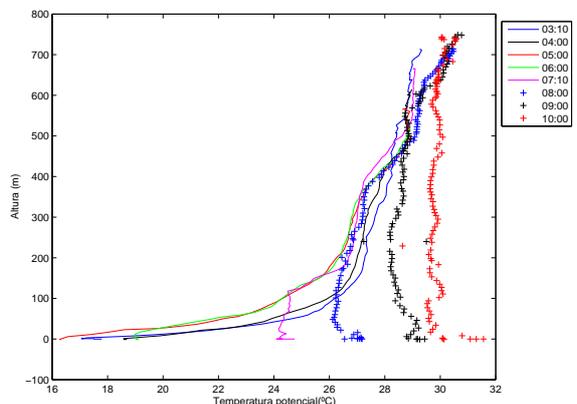


Fig. 5.- Evolución de la temperatura potencial con la altura el día 20 de junio a partir de sondeos realizados a diferentes horas (GMT).

La transmisión del calentamiento hacia arriba puede visualizarse a través de los valores de la velocidad vertical (Fig. 6), pasando de negativos a positivos.

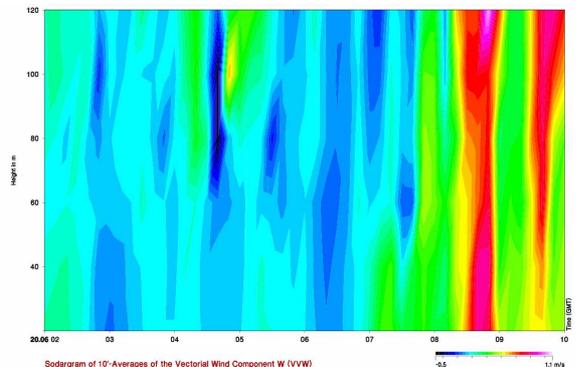


Fig. 6.- Evolución temporal y con la altura de la velocidad vertical el día 20 de junio, usando los datos del SODAR.

Por otra parte, haciendo uso de la gran precisión que proporcionan los microbarómetros, es posible observar pequeñas fluctuaciones que puedan tener lugar en la presión. La Fig. 7 es un ejemplo de ello, para el día 20 de junio, a partir de los datos de uno de los tres microbarómetros en superficie (los otros dos proporcionaron información similar). En esta misma figura, se muestra además el mapa de *wavelets* asociado con dicha serie de oscilaciones de la presión cerca de la superficie.

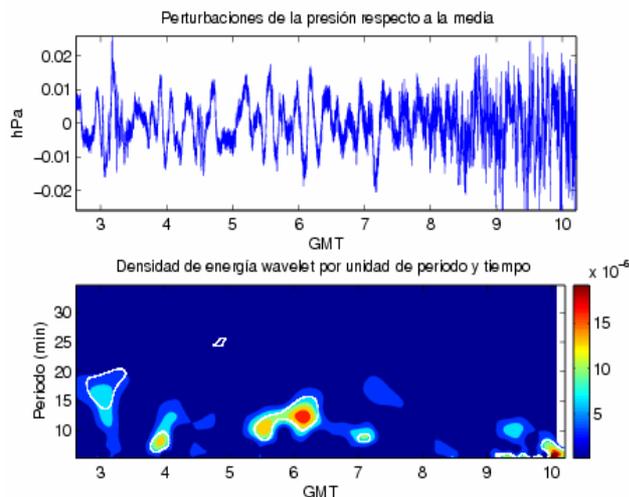


Fig. 7. Fluctuaciones de la presión en superficie (arriba) y mapa de *wavelets* asociado (abajo) para el día 20 de junio. El interior de los contornos blancos representa zonas estadísticamente significativas.

Se encuentra una estructura coherente, con un periodo de unos 13 minutos, hacia las 0600 GMT. Esta hora coincide aproximadamente con el momento en que se produce el cambio de signo del flujo de calor sensible (ver Fig. 4), lo cual podría hacer pensar que la convección que está comenzando a tener lugar en las proximidades de la superficie sea la responsable de este fenómeno. Los demás parámetros de onda obtenidos del análisis *wavelet* (Terradellas *et al.*, 2001) proporcionan valores de velocidad de fase mucho mayores que los de las ondas típicas detectadas durante noches estables en el CIBA, habitualmente interpretadas como ondas de Kelvin-Helmholtz (Viana *et al.*, 2007). Este es un tema en el que habrá que profundizar en el futuro.

Además, es interesante también comprobar si esta perturbación se propaga verticalmente. Para ello, se representan también las fluctuaciones de la serie de presión en 100m y la densidad de energía wavelet (Fig. 8). Las estructuras estadísticamente significativas guardan bastante relación con las que tienen lugar en superficie.

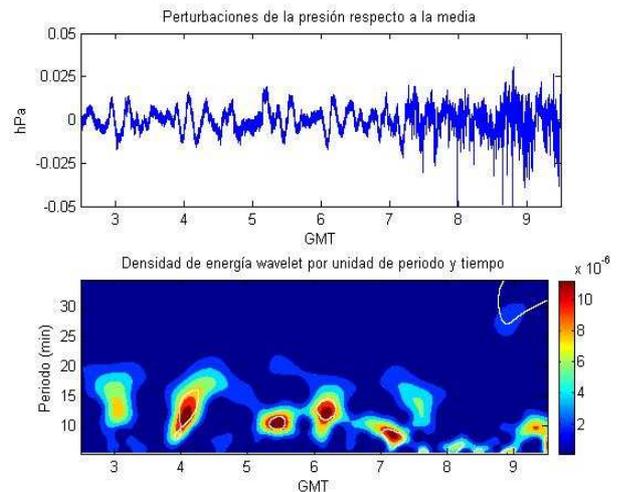


Figura 8. Fluctuaciones de la presión en 100m (arriba) y mapa de *wavelets* asociado (abajo) para el día 20 de junio. El interior de los contornos blancos representa zonas estadísticamente significativas.

5.- CONCLUSIONES

A la vista de los resultados, se puede decir que la transición matinal de la capa límite atmosférica está notablemente influenciada por el tipo de estratificación que ha tenido lugar en la misma durante la noche. Aunque no existe una relación unívoca para todas las características, en general, en transiciones precedidas por una estabilidad fuerte el tiempo entre el amanecer y el cambio de signo del flujo de calor se sitúa ligeramente por encima de una hora. Sin embargo, cuando la inversión es débil o no se forma, no hay una regularidad en este sentido, aunque lo más habitual es que este intervalo de tiempo sea menor. También cuando la inversión nocturna ha sido importante, en varias transiciones se observa que tanto la energía cinética turbulenta como la velocidad de fricción experimentan aumentos considerables durante los 15-30 minutos previos a la hora en que se produce el cambio de sentido del flujo vertical de calor sensible. Es como si, bajo determinadas condiciones, este hecho fuera un precursor del mencionado *crossover*.

Además, la convección incipiente en las primeras horas de la mañana podría generar perturbaciones en las proximidades del suelo, que podrían verse como estructuras coherentes. Por esta razón, las estructuras detectadas no pueden ser clasificadas con rotundidad como ondas de Kelvin-Helmholtz, habituales durante las noches estables en el CIBA.

De cara a futuras investigaciones, puede resultar atractivo también complementar las medidas con datos de radiación solar, para así establecer una relación más precisa con la influencia del calentamiento superficial, en especial en las

primeras horas tras el amanecer. Igualmente, se podría identificar la presencia de nubes y cómo afectaría su presencia a la transición matinal. Así mismo, una comparación con modelos teóricos de radiación podría ser útil, como lo ha sido para la transición nocturna (Edwards, 2009). También sería interesante llevar a cabo un estudio con un número de transiciones matinales mayor, para poder establecer relaciones con un mayor nivel de significación estadística.

6.- REFERENCIAS

Angevine, W.M., Baltink, H.K., and Bosveld, R.C. (2001): Observations of the morning transition of the convective boundary layer. *Boundary-Layer Meteorol.*, **101**, 209-227.

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.

Edwards, J.M. (2009): Radiative Processes in the Stable Boundary Layer: Part I. The Development of the Nocturnal Boundary Layer. *Boundary-Layer Meteorol.*, **131**, 127-146.

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

Grant, A.L.M. (1997): An observational study of the evening transition boundary-layer. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **123**, 657-677.

Lapworth, A. (2006): The morning transition of the nocturnal boundary layer. *Boundary-Layer Meteorol.*, **119**, 501-526.

Lothon, M., Saïd, F., Lohou, F., and Campistron, B. (2008): Observation of the Diurnal cycle in the low troposphere of West Africa, *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **136**, 3477-3500.

Nappo, C.J. (2002): *An introduction to atmospheric gravity waves*, Academic Press, San Diego, 276 pp.

Pino, D., Vilà-Guerau de Arellano, J., and Duynkerke, P.G. (2003): The contribution of shear to the evolution of a convective boundary layer. *J Atmos. Sci.*, **60**, 1913-1926.

Pino, D., Jonker, H.J.J., Vilà-Guerau de Arellano, J., and Dosio, A. (2006): Role of shear and the inversion strength during sunset turbulence over land: characteristic length scales. *Boundary-Layer Meteorology*, **121**, 537-556.

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.

Viana, S., Yagüe, C., Maqueda, G., and Morales, G. (2007): 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., and Maqueda, G. (2009): Propagation and effects of a mesoscale gravity-wave over a weakly-stratified nocturnal boundary layer during SABLES2006 field campaign. *Boundary-Layer Meteorol.*, **133** (2), 165-188.

Viana, S., Terradellas, E. and Yagüe, C. (2010): Estudio de las ondas de gravedad generadas en la cima de un flujo catabático. *XXXI Jornadas de la AME*. 7pp.

Vindel, J.M., Yagüe, C., and Redondo, J.M. (2008): Structure function analysis and intermittency in the atmospheric boundary layer, *Nonlinear Proc. Geoph.*, **15**, 915-929.

Yagüe, C., Sastre, M., Maqueda, G., Viana, S., Ramos, D., Vindel, J.M. and Morales, G. (2009): CIBA2008, an experimental campaign on the atmospheric boundary layer: preliminary nocturnal results. *Física de la Tierra* **21**, 13-26.

Yagüe, C., Ramos, D., Sastre, M., Maqueda, G., Viana, S., Serrano, E., Morales, G., Ayarzagüena, B., Viñas, C. & Sánchez, E. (2010): Análisis de la Capa Límite Atmosférica Nocturna durante la campaña experimental CIBA2008. *XXXI Jornadas de la AME*. 7pp.

7.- AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha desarrollado con financiación del Ministerio de Ciencia e Innovación a través de los proyectos CGL2006-12474-C03-03 y CGL2009-12797-C03-03. 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 UCM-BSCH GR58/08).

Los autores del trabajo queremos mostrar nuestro agradecimiento a todas las personas que participaron en la Campaña experimental CIBA2008, así como al Dr. Javier Peláez, y al Prof. José Luis Casanova, responsable técnico y Director del CIBA, respectivamente, quienes facilitaron el desarrollo de dicha campaña. Del mismo modo, agradecemos a la Profª. Mª Luisa Sánchez (Universidad de Valladolid) la cesión de los datos del RASS-SODAR.