

Estudio de las ondas de gravedad generadas en la cima de un flujo catabático

Samuel Viana⁽¹⁾, Enric Terradellas⁽¹⁾ y Carlos Yagüe⁽²⁾

⁽¹⁾ Delegación Territorial de AEMET en Cataluña, Barcelona. (sviana@inm.es)

⁽²⁾ Dpto. de Geofísica y Meteorología, Universidad Complutense, Madrid.
(carlos@fis.ucm.es)

RESUMEN

En esta contribución se estudia, a través de las variables meteorológicas registradas en un laboratorio atmosférico de capa límite y mediante herramientas de análisis multiescala (la transformada *wavelet* y la descomposición multiresolución), la irrupción de un flujo catabático en una región muy llana y homogénea de la meseta castellana. Se muestran las analogías que pueden establecerse con los frentes meteorológicos clásicos, y se estudia la transformación del régimen de turbulencia a la llegada del flujo catabático, así como la formación de ondas de gravedad en la interfase con el aire más cálido situado por encima.

1. INTRODUCCIÓN

Cuando no existe un forzamiento sinóptico intenso y el gradiente de presiones es débil, la estructura de la Capa Límite Nocturna (CLN) suele encontrarse fuertemente dominada por las condiciones de mesoescala y microescala. Especialmente en condiciones de estabilidad de estratificación, la heterogeneidad de la superficie terrestre (especialmente la orografía) constituye el motor principal de las circulaciones que se establecen a esas escalas [1]. Los flujos catabáticos (también llamados corrientes de drenaje o de gravedad) son muy comunes al enfriarse radiativamente cualquier terreno con una cierta inclinación, e incluso afectan a regiones de la tierra completamente llanas en las inmediaciones de accidentes orográficos. La omnipresencia de estos flujos bajo determinadas condiciones meteorológicas los convierte en un factor fundamental en la evolución atmosférica. En algunas regiones (como la Antártida o Groenlandia) son tan recurrentes que constituyen un factor muy importante en el clima de estas áreas [2]; en menor escala, sus efectos pueden tener impacto en actividades humanas como la agricultura (generando microclimas), la dispersión de contaminantes o la formación y disipación de nieblas [3].

A pesar del gran número de trabajos orientados al estudio de estos flujos, desde el punto de vista experimental (campañas de campo), teórico o basado en simulaciones numéricas, existen diversos aspectos de los flujos catabáticos que todavía no

están bien comprendidos. Además, su estudio y entendimiento se hace aún más difícil cuando coexisten con otros fenómenos mesoescalares, como las ondas de gravedad, otro fenómeno atmosférico complejo y muy frecuente en capas límites estables, que puede manifestarse en un amplio rango de escalas atmosféricas, desde las intensas ondas de mesoescala [4] hasta las más locales y evanescentes [5].

Durante los meses de junio y julio de 2006 tuvo lugar la campaña SABLES2006 (*Stable Atmospheric Boundary Layer Experiment in Spain 2006*) en el CIBA (Centro de Investigación de la Baja Atmósfera), localizado en plena meseta castellana en una altiplanicie muy llana cercana a Valladolid. En este trabajo se analizan las características fundamentales de los catabáticos observados regularmente en el CIBA a partir del estudio de una de las noches de la campaña, representativa de los eventos que regularmente tienen lugar en la CLN en este emplazamiento cuando se desarrollan corrientes de drenaje, haciendo hincapié en la formación de ondas de gravedad en la cima de estas corrientes, determinando sus parámetros característicos, y estudiando la interacción de ambos fenómenos con el régimen turbulento.

2. EL CIBA Y LA INSTRUMENTACIÓN DE SABLES2006

El CIBA (41°49'N, 4°56'W, 840m), es un centro cogestionado por la universidad de Valladolid y AEMET, situado a unos 40 km al noroeste de la ciudad de Valladolid, sobre una altiplanicie muy extensa de unos 800km² que se eleva unos 40-60m sobre la cuenca del Duero, conocida como Montes Torozos (Fig. 1). La extrema homogeneidad de la altiplanicie la convierte en un emplazamiento ideal para estudios de capa límite; no obstante, existen diversos factores locales y regionales que cobran importancia cuando no existe un forzamiento sinóptico importante, y que provocan algunas configuraciones del flujo atmosférico recurrentes.

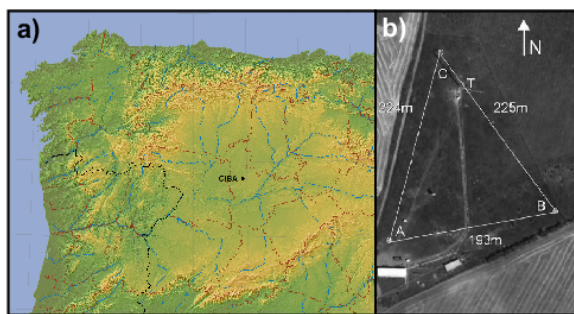


Fig. 1.- (a) Localización del CIBA en la meseta castellana, y (b) vista satélite de las instalaciones, situación de la torre (T) y del *array* (A-B-C) de microbarómetros.

Entre estos factores se pueden citar, a nivel local, la presencia de dos pequeños valles en el borde suroccidental de los Montes Torozos, que pueden actuar como canales de drenaje en condiciones estables, así como las ligeras inclinaciones del conjunto de la altiplanicie en las direcciones SW y SE, con pendientes inferiores a 1/1000, pero que pueden ser suficientes para generar por sí solas flujos catabáticos si el ambiente es lo suficientemente estable [6,7]. En cuanto a los factores regionales, los distintos sistemas montañosos situados a unos 100-200 km en direcciones N, E y S, suelen actuar como barrera impidiendo que la circulación de gran escala se establezca sobre la cuenca del Duero, y produciendo una serie de flujos de drenaje y circulaciones nocturnas de mesoescala de diferentes dimensiones, que interactúan y se organizan, generalmente produciendo un flujo de componentes norte o este.

El principal equipamiento del CIBA es una torre meteorológica de 100m de altura. Esta torre fue totalmente re-instrumentada en el año 2001 [8]. La instrumentación disponible en la torre de 100m incluye, además de anemómetros de cazoletas y termómetros, 3 anemómetros sónicos a 3, 19.6 y 96.6m y 3 microbarómetros a 20, 50 y 100m. Además en superficie también se instalaron otros 3 microbarómetros formando un triángulo de 200m de lado aproximadamente (Fig. 1b), lo que permite obtener los parámetros fundamentales de las ondas de gravedad detectadas (velocidades de fase y de grupo, sus direcciones, longitudes de onda, etc), así como de otras estructuras coherentes propagándose a través del CIBA (microfrentes, irrupciones de corrientes de gravedad, etc.), mediante distintas técnicas de análisis.

3. METODOLOGÍA

En este estudio se han utilizado fundamentalmente dos herramientas de análisis multiescala: la transformada *wavelet* y la descomposición multiresolución.

3.1 La transformada *wavelet* y la caracterización de ondas y estructuras coherentes.

La transformada *wavelet* [9] es una herramienta matemática de uso generalizado en multitud de campos de la geofísica para la descomposición espectral local de series temporales. En la literatura científica existen multitud de trabajos que realizan una descripción matemática en profundidad de la transformada *wavelet* [10,11], así como ejemplos de sus aplicaciones en micrometeorología [12,4]. En nuestro estudio la transformada *wavelet* nos permite detectar estructuras coherentes (ondas de gravedad, irrupción de masas de aire asociadas a la corriente de gravedad, etc) registradas en las mediciones microbarométricas, a partir de la densidad de energía *wavelet* por unidad de escala s y de tiempo t :

$$e_{s,t} = \frac{1}{C_{\Psi}} \frac{|F_{s,t}|^2}{s^2} \quad (1)$$

Este parámetro es conceptualmente equivalente a la densidad de energía espectral en la transformada de Fourier, pero para cada instante de la serie temporal. En esta expresión, C_{Ψ} es una constante de integración, y $F_{s,t}$ es la transformada *wavelet* en la escala s y tiempo t , de la serie temporal original:

$$F_{s,t} = \int_{-\infty}^{\infty} f(t') \Psi_{s,t}^*(t') dt' \quad (2)$$

donde * indica el complejo conjugado, y $\Psi_{s,t}(t)$ es la función *wavelet* (equivalente a los senos y cosenos de distintas frecuencias en la transformada de Fourier), que se genera a partir de una *wavelet* “madre”, escalándola y trasladándola a lo largo de la serie temporal de acuerdo a los parámetros de escala y de tiempo. La *wavelet* “madre” que se ha utilizado en este trabajo es la función de Morlet [13], una onda plana modulada por una función gaussiana, cuya forma sinusoidal resulta muy adecuada para el estudio de fenómenos periódicos, permitiendo además establecer una equivalencia sencilla entre escalas y periodos.

En este trabajo la transformada *wavelet* también se utiliza en el marco de un método desarrollado para determinar los parámetros fundamentales (velocidad de fase, periodo, longitud de onda) de las estructuras ondulatorias detectadas propagándose a través del *array* o dispositivo de microbarómetros, así como la velocidad y dirección de las corrientes de gravedad u otros fenómenos coherentes que irrumpen el CIBA. El fundamento de estas técnicas se basa en determinar el tiempo ξ que tarda el frente de ondas o la estructura coherente en viajar entre los instrumentos de superficie. Si se determinan dos de estos tiempos entre distintos pares de instrumentos no alineados (por ejemplo, ξ_{A-B} y ξ_{A-C} en nuestro caso), es posible, conociendo las coordenadas espaciales de los instrumentos, extraer la velocidad y

dirección de la estructura coherente resolviendo un sistema de ecuaciones, y a su vez, conociendo la periodicidad de la onda, derivar otros de sus parámetros, como la longitud y el número de onda, la frecuencia, etc.

La transformada *wavelet* entra en juego a la hora de determinar el intervalo que tarda la señal en propagarse entre dos instrumentos. La opción más simple pasa por desfazar las series temporales un tiempo ξ y encontrar el valor de ξ que hace máxima la correlación de las dos series [14, 15]. Una opción algo más compleja para *arrays* de superficie formados por más de tres instrumentos es el método de *beamsteering* [16], que también se basa en la correlación cruzada pero maximizando la suma de todas las correlaciones posibles, realizadas para todos los pares de sensores del *array*. La desventaja de todas estas técnicas es que operan exclusivamente en el espacio del tiempo o de la frecuencia, de modo que para obtener buenos resultados es preciso construir una ventana temporal o espectral que aísle el fenómeno que se quiere caracterizar, lo cual a menudo es difícil de conseguir. En este trabajo se ha optado por realizar la correlación cruzada en el dominio de las transformadas *wavelets* de las señales de los microbarómetros :

$$f \circ g(\xi) = \int_{s_1}^{s_2} \int_{t_1}^{t_2} F_{s,t}^* G_{s,t+\xi} ds dt \quad (3)$$

La ventaja de este método es que, aunque igualmente necesita definir una ventana de análisis, la definición se realiza simultáneamente en el espacio de tiempos y de frecuencias o escalas, de modo que la eliminación de oscilaciones espúreas no relacionadas con la estructura a analizar es más fácil.

3.2 La descomposición multiresolución.

La descomposición multiresolución (MR) es también una herramienta estadística multivariable y multiescala popularizada recientemente para el estudio de la turbulencia [17,18]. Se aplica fundamentalmente para mejorar las estimaciones de los flujos turbulentos a partir de las medidas de temperatura y de las componentes de la velocidad realizadas con anemómetros sónicos y alta tasa de muestreo. Estos flujos se determinan normalmente mediante la técnica de *eddy-covariance*, basada en las reglas de promediado de Reynolds y la selección de un intervalo fijo de promediado; mediante la descomposición multiresolución se permite reducir la incertidumbre causada por la contaminación de estos flujos turbulentos por movimientos de mayor escala y naturaleza no turbulenta. Aunque puede definirse de forma independiente, formalmente la técnica es equivalente a una transformada *wavelet* en la que la *wavelet* madre consiste en una función escalón, la función de Haar [19]. Esta base de funciones es la más apropiada para el estudio de eventos turbulentos dado que en ella, a diferencia de

la función de Morlet o las funciones trigonométricas de la transformada de Fourier, prevalece la amplitud de las oscilaciones encontradas en las series temporales o espaciales frente a la separación temporal o espacial entre estas oscilaciones (su periodo o longitud de onda). En el caso del estudio de la turbulencia, estas amplitudes están relacionadas con la escala de tiempo o tamaño característicos de los remolinos turbulentos, por lo que formalmente es más correcto caracterizar los movimientos turbulentos en base a ellas, ya que estrictamente hablando, los remolinos turbulentos no se pueden considerar oscilaciones periódicas [20].

En este trabajo mostraremos la descomposición multiresolución de los flujos verticales de calor en las escalas turbulentas, a partir de la velocidad vertical w y temperatura θ registradas por los anemómetros sónicos de la torre, para observar la transformación del régimen turbulento a lo largo de la noche de estudio. Se complementará con el estudio de los flujos de calor en las escalas temporales de las ondas detectadas, evaluados a partir de las transformadas *wavelet* de Morlet de las variables mencionadas (más detalles en [21]). Por las razones expuestas en el párrafo anterior, el cálculo del flujo de calor mediante la transformada *wavelet* es más apropiado para el estudio de fenómenos periódicos.

4. RESULTADOS

Las condiciones sinópticas concurrentes durante la noche del 22 al 23 de Junio de 2006 estuvieron marcadas por la influencia de un potente anticiclón al suroeste de las Azores, con altas presiones relativas afectando a gran parte del suroeste de Europa, y con escaso gradiente bórico sobre el norte de la Península Ibérica. Bajo estas condiciones, es frecuente que se establezcan una serie de circulaciones nocturnas de mesoescala sobre la cuenca del Duero [22]. Sobre la altiplanicie del CIBA, estas circulaciones suelen culminar estableciendo una circulación fría de componente norte, que en función de la noche en cuestión se establece lentamente durante sus primeras horas o bien irrumpe súbitamente en cuestión de minutos tras establecerse un régimen estable en la capa límite, como es el caso de la noche elegida. La entrada se produce hacia las 2130UTC, tras acumularse una diferencia de temperatura de casi 5° entre 0 y 100m; la velocidad de la corriente fría, unos 11m/s a $z=100m$ y de dirección ENE, es más del doble que la de la masa de aire que está desplazando (no se muestra).

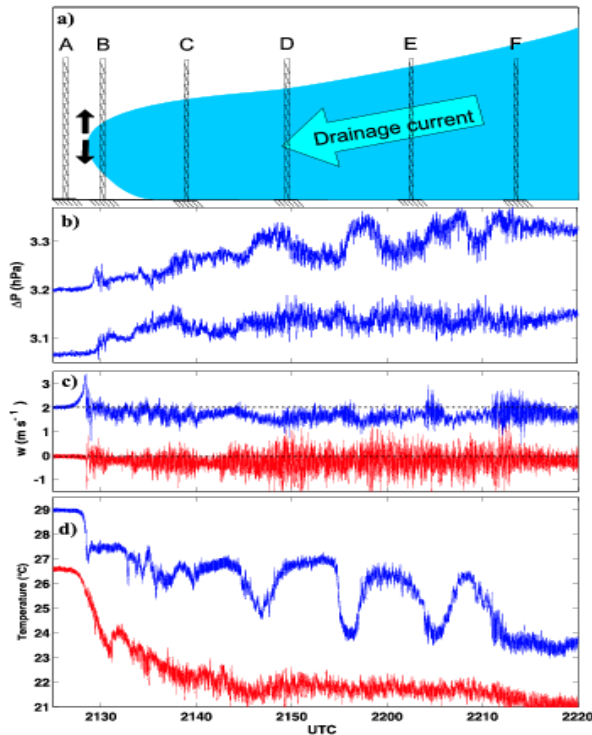


Fig. 2.- (a) Vista lateral esquemática de la corriente de drenaje y ubicación de la torre relativa a la misma en diferentes instantes, (b) diferencia de presión entre 50 y 100m (-1.6hPa, arriba) y entre 20 y 50m (abajo), (c) velocidad vertical en 20 (rojo) y 100m (azul, +2m/s) y (d) temperatura virtual medida por los anemómetros sónicos en $z = 20\text{m}$ (rojo) y 100m (azul, +2°C).

La Figura 2a muestra un esquema de la configuración del flujo catabático y la posición relativa de la torre meteorológica del CIBA respecto a este flujo, en distintos instantes tras la irrupción del mismo, pudiéndose así poner en relación con los registros de diversas variables meteorológicas medidas a distintos niveles de la torre, y mostrando que en muchos aspectos la entrada del catabático puede estudiarse como un frente frío en el sentido meteorológico más clásico. La representación de las diferencias de presión entre distintos niveles de la torre nos permite conocer la estructura del flujo catabático que irrumpen en el CIBA. Hacia las 2130UTC se produce un incremento brusco en la diferencia de presión entre 50 y 20m (Fig 2b), mientras que este incremento es mucho más pequeño en la diferencia de presión entre 100 y 50m: ello indica que el espesor inicial de la corriente fría y densa es ligeramente superior a 50m: Destaca en (B) la divergencia vertical del flujo que se produce entre 20 y 100m al irrumpir el microfrente en niveles intermedios (Fig. 2c), a la vez que la temperatura cae (Fig. 2d), en un solo paso en $z = 20\text{m}$, y secuencialmente en $z = 100\text{m}$ (primero por la llegada de aire inferior más frío con la corriente ascendente, y después por la llegada del catabático propiamente dicho). En (C), la corriente fría se va extendiendo progresivamente entre 50 y 100m,

aumentando la diferencia de presión entre estos niveles (Fig. 2b), y en (D-E-F), las fluctuaciones periódicas observadas en la diferencia de presión delatan la aparición de ondas de gravedad en la cima del catabático (Fig. 2b). El movimiento vertical periódico que imprimen estas ondas desplaza la interfase que separa la corriente fría inferior y la masa de aire superior más caliente por encima y por debajo del nivel superior de la torre, como se deduce de la forma característica de las oscilaciones de temperatura registradas en $z = 100\text{m}$.

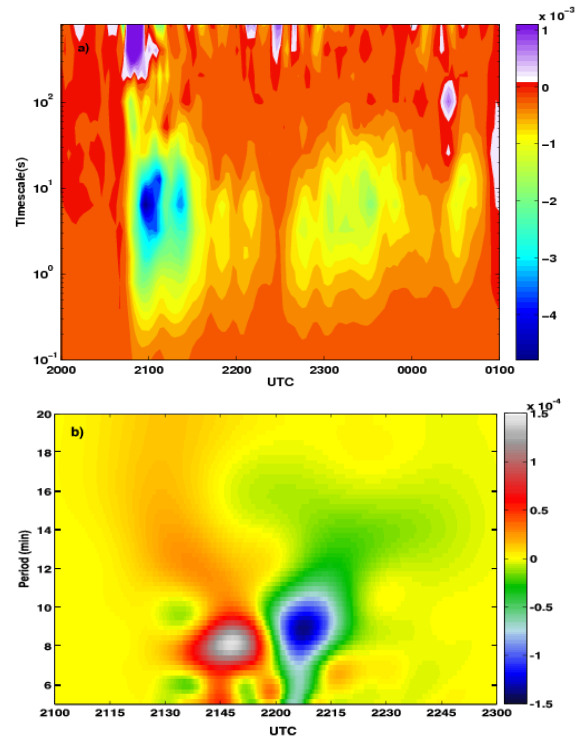


Fig 3: a) Descomposición multiresolución del flujo de calor cinemático (K m s^{-1}) en $z=19.6\text{m}$ y b) densidad de flujo de calor *wavelet* en $z=100\text{m}$ ($\text{K}^2\text{m}^2\text{s}^{-1}$).

Tanto la entrada del flujo catabático como las ondas posteriores generadas en la cima del mismo son también apreciables en las series temporales de presión absoluta registradas por los microbarómetros del *array* en superficie, aunque la señal es menos clara al incluir todos los efectos del resto de la columna atmosférica. La Tabla I muestra los parámetros obtenidos tras aislar ambos eventos en ventanas de tiempo-frecuencia y aplicar el análisis de correlación cruzada *wavelet* descrito en la sección 3.1. El hecho de que el flujo catabático y las ondas de gravedad detectadas tengan velocidades de fase y de grupo de direcciones y magnitudes similares demuestra que se trata de fenómenos relacionados, apoyando la interpretación realizada en el párrafo anterior.

Tipo de evento	Hora (UTC)	Periodo (min)	c (d) y/o c_g (d)	λ (m)
Irrupción del flujo catabático	2130	2-10	$c = 6.3 \text{ m s}^{-1}$ ($d=351^\circ$)	--
Onda de gravedad en la cima de la masa fría	2145-2215	9.2	$c = 6.2 \text{ m s}^{-1}$ ($d=20^\circ$) $c_g = 6.5 \text{ m s}^{-1}$ ($d=351^\circ$)	3400

Tabla I: Parámetros característicos de las principales estructuras coherentes detectadas.

Por último, analizamos la distribución y evolución del flujo vertical de calor en 96.6m y 19.6m mediante las dos técnicas de análisis multiescala descritas en la sección 3. La situación previa en ambos niveles antes de la entrada del flujo catabático muestra un débil flujo de calor descendente en todas las escalas. A pesar de la inversión térmica que el enfriamiento radiativo ha generado en los primeros metros junto al suelo durante las primeras horas de la noche, por encima la capa límite se encuentra todavía muy mezclada, y el perfil vertical de viento no presenta apenas cizalladura, lo que impide que se establezca un régimen turbulento de importancia. A partir de la entrada del catabático, se incrementa fuertemente la cizalla, y la inversión térmica se reparte en un estrato atmosférico más espeso, con lo que comienza a producirse un transporte turbulento de calor descendente, en los dos niveles sónicos superiores, pero especialmente en $z=19.6\text{m}$ (Fig. 3a), con un máximo en escalas temporales en torno a 5-10s. Este flujo perdura durante el resto de la noche, aunque con menor intensidad, modulada por la evolución de los perfiles de viento y temperatura. Sin embargo, en $z=96.6\text{m}$ se disipa de nuevo rápidamente minutos después de aparecer. Es interesante analizar en este nivel la evolución del flujo de calor transportado por las escalas temporales superiores a las turbulentas, puesto que en sus inmediaciones se propagan las ondas de gravedad formadas en la cima del catabático. La característica a destacar es la estructura de dipolo positivo-negativo producida de 2145 UTC a 2215 UTC en periodos en torno a 8-9 minutos (Fig. 3b), coincidente con el periodo de la onda de gravedad detectada en la cima (Tabla I). El flujo pasa de ser ascendente a descendente aproximadamente cuando la interfase entre las dos masas de aire, en la cual se propaga la onda, atraviesa el nivel del anemómetro sónico hacia alturas superiores. El fenómeno se repite con menor intensidad en otros momentos de la noche, en los que el análisis de las diferencias de presión entre niveles de la torre muestra nuevos movimientos verticales de ondas de gravedad atravesando en nivel más alto de la torre meteorológica (no se muestra). Estos resultados sugieren que la onda genera una cierta divergencia de flujo de calor en el nivel en el que se propaga, siendo ascendente inmediatamente

por encima y descendente por debajo. Esta característica posiblemente explique los frecuentes flujos contra-gradiente encontrados en la literatura, que son asociados generalmente a la presencia de ondas de gravedad pero sin una interpretación física clara [23,24]. Este fenómeno podría tener cierta importancia en el establecimiento de los perfiles verticales de viento y temperatura, en situaciones como la de la noche analizada, en ausencia de otros factores (turbulencia, forzamiento sinóptico, etc), aunque sería necesario contar con una climatología de este tipo de eventos para determinar el alcance de esta influencia.

5. RESUMEN Y CONCLUSIONES

En este estudio se ha analizado la irrupción de un flujo catabático sobre un laboratorio atmosférico en la meseta castellana, durante una de las noches de la campaña SABLES2006. El análisis se ha realizado desde un punto de vista micrometeorológico y aplicando diversas herramientas de análisis multiescala a los distintos registros experimentales. Como principales conclusiones de este trabajo se pueden destacar:

- La irrupción de flujos catabáticos sobre atmósferas establemente estratificadas puede producir ondas de gravedad en la interfase con el aire cálido que queda por encima.
- Estas ondas pueden perdurar durante toda la noche, desplazándose verticalmente.
- En el ejemplo analizado se establece una divergencia vertical del flujo de calor en la capa atmosférica sobre la que se propaga la onda de gravedad.
- Esta divergencia parece ser un resultado común, cuyo impacto en el establecimiento de los perfiles de temperatura y viento en ausencia de otros factores (mezcla turbulenta, forzamiento sinóptico) queda por determinar.

REFERENCIAS

- [1] Cuxart, J., Jiménez M.A. & Martínez, D. (2007). Nocturnal mesobeta basin and katabatic flows on a midlatitude island, *Mon. Wea. Rev.* 135, 918–932.
- [2] Renfrew, I. A. & Anderson, P. S. (2006). Profiles of katabatic flow in summer and winter over Coats Land, Antarctica. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.* 132, 779–802.
- [3] Terradellas, E. & Cano D. (2007). Implementation of a Single-Column Model for Fog and Low Cloud Forecasting at Central Spanish Airports, *Pure Appl. Geoph.* 6-7, 1327-1345.

- [4] Viana, S., C. Yagüe & G. Maqueda (2009): Propagation and effects of a mesoscale gravity-wave over a weakly-stratified stable boundary layer during SABLES2006 field campaign. *Boundary-Layer Meteorol.*, 133, 165-188.
- [5] Viana, S., Yagüe C., Maqueda G. y Morales, G. (2007). Study of the surface pressure fluctuations generated by waves and turbulence in the nocturnal Boundary layer during SABLES 2006 field campaign. *Física de la Tierra*, **19**, 55-71. Available from:
<http://revistas.ucm.es/fis/02144557/articulos/FITE0707110055A.PDF>
- [6] Maguire A. J., J.M. Rees, and S.H. Derbyshire, 2006: Stable atmospheric boundary layer over a uniform slope: some theoretical concepts. *Boundary-Layer Meteorol.*, 120, 219-227.
- [7] Stull, R. B., 1988: *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Kluwer Academic Publishers, Hingham MA, 666 pp.
- [8] Conangla, L., J. Cuxart, and M. R. Soler, 2008: Characterisation of the Nocturnal Boundary Layer at a site in northern Spain. *Boundary-Layer Meteorol.*, 128, 255-276.
- [9] Daubechies, I., 1992: *Ten lectures on wavelets*. CBMS Lecture Notes Series. SIAM, Philadelphia, PA, 357 pp.
- [10] Farge, M., 1992: Wavelet transforms and their applications to turbulence. *Ann. Rev. Fluid Mech.*, 24, 395-457.
- [11] Torrence, C., and G. Compo, 1998: A practical guide to wavelet analysis. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 79, 1-78.
- [12] Terradellas, E., G. Morales, J. Cuxart and C. Yagüe: 2001. Wavelet methods: application to the study of the atmospheric boundary layer under non-stationary conditions. *Dyn. Atmos. Oceans*, **34**, 225-244.
- [13] Meyers, S. D., B. G. Kelly, and J. J. O'Brien, 1993: An introduction to wavelet analysis in oceanography and meteorology: With application to the dispersion of Yanai waves. *Mon. Wea. Rev.*, 121, 2858-2866.
- [14] Rees, J. M., and S. D. Mobbs, 1988: Studies of internal gravity waves at Halley base, Antarctica, using wind observations. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 114, 939-966.
- [15] Einaudi, F., A. J. Bedard Jr., and J. J. Finnigan, 1989: A climatology of gravity waves and other coherent disturbances at the Boulder Atmospheric Observatory during March–April 1984. *J. Atmos. Sci.*, 46, 303-329.
- [16] Denholm-Price, J. C. W., and J. M. Rees, 1999: Detecting waves using an array of sensors, *Mon. Wea. Rev.*, 127, 57-69.
- [17] Howell, J. F., and L. Mahrt, 1997: Multiresolution flux decomposition. *Boundary-Layer Meteorol.* 83: 117–137.
- [18] Voronovich V., and G. Kiely, 2007: On the gap in the spectra of surface-layer atmospheric turbulence. *Boundary-Layer Meteorol.*, 122, 67-83
- [19] Haar A., 1910; Zur Theorie der orthogonalen Funktionensysteme [On the theory of orthogonal function systems]. *Mathematische Annalen*, 69, 331–371.
- [20] Tennekes, H. 1976: Fourier-transform ambiguity in turbulence dynamics, *J. Atmos. Sci.*, 33, 1660-1663.
- [21] Terradellas, E., R. M. Soler, E. Ferreres and M. Bravo, 2005: Analysis of oscillations in the stable atmospheric boundary-layer using wavelet methods. *Boundary-Layer Meteorol.*, 114, 489-518
- [22] Cuxart, J., 2008: Nocturnal basin low-level jets: an integrated study. *Acta Geophysica*, 56, 100-113.
- [23] Nai-Ping, L., Neff, W. D., and Kaimal, J. C.: Wave and turbulence structure in a disturbed nocturnal inversion, *Boundary-Layer Meteorol.*, 26, 141–155, 1983.
- [24] Yagüe, C. and Redondo, J. M.: A case study of turbulent parameters during the Antarctic winter, *Antarc. Sci.*, 7, 421–433, 1995.

AGRADECIMIENTOS

* Proyectos CGL2006-12474-C03-03 y CGL2009-12797-C03-03 del Ministerio de Ciencia e Innovación.

* Grupos de Investigación (Micrometeorología y Variabilidad Climática: 910437) financiados por el Banco Santander y la Universidad Complutense de Madrid (Financiación Grupos UCM-BSCH GR58/08).

* Prof. José-Luis Casanova (Director del CIBA) y Dr. Javier Peláez, (Técnico del CIBA) por su ayuda y facilidades durante la campaña SABLES2006.