

CAPA LÍMITE NOCTURNA: FENÓMENOS METEOROLÓGICOS DE IMPORTANCIA

Joan Cuxart Rodamilans (1)
Gema Morales Martín (1)
Enric Terradellas Jubanteny (2)
Carlos Yagüe Anguís (3)

- (1) Servicio de Modelización Numérica del Tiempo. INM
(2) GPV del CMT en Cataluña. INM
(3) Servicio de Aplicaciones para la Defensa. INM

RESUMEN

La Capa Límite Nocturna, establemente estratificada en condiciones de viento débil y sin nubes, es un régimen todavía mal caracterizado. Las características locales, fundamentalmente la topografía, juegan un papel determinante. La estabilidad de la estratificación inhibe los movimientos verticales y la turbulencia es de menor intensidad que en otros regímenes, como la capa límite diurna. Recientes campañas experimentales han mostrado que, para localizaciones fijas y en condiciones sinópticas similares, su comportamiento es muy variado de una noche a la siguiente, con frecuentes apariciones de corrientes de gravedad y flujos catabáticos, turbulencia intermitente de fuerte intensidad y corta duración, chorros de viento de capa baja, fenómenos ondulatorios, etc. En este trabajo describiremos brevemente cada uno de estos fenómenos y su importancia a diferentes escalas.

1. Introducción

Definimos la **Capa Límite Atmosférica** (CLA) como la capa de la atmósfera cuyo comportamiento está determinado por la presencia del suelo o el mar como condición de contorno inferior. Puede considerarse asimismo como la condición de contorno inferior de la atmósfera libre, y es la capa mediante la cual se producen los intercambios de masa y energía entre aquella y las superficies subyacentes.

Existen diferentes regímenes tipo en la CLA. Una primera clasificación los separa en secos y nubosos. Dentro de los secos, se distingue el **convectivo** -clásico de situaciones diurnas de buen tiempo- con o sin viento, el **neutralmente estratificado**, con viento y nubosidad en altura que inhibe la convección o de noche con vientos moderados, y el **estable**, característico de noches despejadas y viento sinóptico débil o de advecciones de aire cálido sobre superficies frías. En lo que se refiere a los nubosos, se distinguen los **cúmulos de buen tiempo**, como extensión del caso convectivo seco, los **estratocúmulos** y los **regímenes de transición** entre ambos casos y también hacia la convección profunda.

La mayor parte de los regímenes citados son turbulentos, con características relativamente estacionarias que permiten realizar análisis estadísticos convencionales a los registros tomados a alta frecuencia, calculando así los momentos turbulentos clásicos (flujos y energía turbulenta). En la CLE, la turbulencia es poco intensa y esporádica, y ello dificulta la aplicación de los métodos estadísticos habituales (Mahrt 1999). Además, el término de divergencia de los flujos turbulentos deja de ser preponderante en las ecuaciones del movimiento y es del mismo orden de magnitud o menor que la contribución de los términos de advección o los asociados a la pendiente del terreno. En estas condiciones pueden desarrollarse corrientes de gravedad, chorros de capa baja, ondas internas, inestabilidades de Kelvin-Helmholtz, etc., que pueden ser, por sí mismas, generadoras de turbulencia, y que son determinantes para comprender la evolución de las condiciones meteorológicas en una localización concreta, pudiendo presentar algunas de ellas un carácter casi climatológico.

2. Campañas Experimentales

El estudio de la CLE, hasta fechas muy recientes, seguía el mismo patrón que para el resto de regímenes de la CLA. Se realizaban campañas de medida puntuales y se intentaban obtener relaciones presuntamente universales entre parámetros para un régimen dado. Se comprobó que, a diferencia de lo que ocurre en otros regímenes, las relaciones obtenidas en una localización particular de medida en

condiciones de CLE, no eran válidas para otra localización, y frecuentemente tampoco eran válidas para la misma localización en otro instante de medida.

El INM, junto a la Universidad de Barcelona y la Politécnica de Cataluña, organizó en Septiembre de 1998 una campaña experimental de un mes de duración para caracterizar la CLE tal como se organiza en la cuenca alta del Duero, utilizando como base experimental el Centro de Investigaciones de la Baja Atmósfera (CIBA), situado cerca del aeropuerto de Valladolid. En dicha campaña (SABLES 98, Cuxart *et al.*, 2000) se consiguió caracterizar los chorros de capa baja (Low-level Jet, LLJ), la aparición de corrientes de gravedad y algunos eventos de carácter oscilatorio todavía en proceso de estudio. Seguidamente, en Octubre de 1999, el INM participó con unos microbarógrafos de alta precisión en la campaña internacional CASES 99 (en Kansas, EEUU, Poulos *et al.*, 2001). En el resto del texto se utilizarán ejemplos obtenidos de ambas campañas.

3. Intermittencia

Diremos que la turbulencia es intermitente cuando no es un fenómeno sostenido en el tiempo. Es característica de la CLE. La intermitencia puede ser de carácter periódico cuando aparece a intervalos regulares, pero lo más frecuente es que se dé con irregularidad, tanto en aparición como en intensidad. Muchas veces simplemente hay eventos turbulentos singulares, desconectados entre sí, que pueden ser considerados como respuesta de la atmósfera a un determinado forzamiento puntual (llegada de una corriente de gravedad, enfriamiento en una zona menor por presencia de una nube y corriente compensatoria, etc.). Así pues, la presencia de turbulencia intermitente puede ser considerada un indicador de fenómenos que tienen lugar en un determinado momento y lugar. Del estudio realizado para SABLES 98 se ha constatado que determinados eventos turbulentos aparecen con cierta regularidad, presentándose cada noche a una hora parecida y con una intensidad similar.

El estudio de la turbulencia no continua es difícil con las herramientas estadísticas tradicionales. Es por ello que nosotros optamos por el uso del análisis por la transformada wavelet (ondita), método capaz de localizar en el espacio de frecuencias y tiempos la localización temporal y la intensidad energética de los fenómenos significativos. En este sentido, es superior a la transformada de Fourier, que detecta la presencia de señal, pero no su localización (Farge, 1992; Terradellas *et al.*, 2001).

En las figuras 1 y 2 se muestran dos mapas tiempo-escala obtenidos con una transformada wavelet donde se observa la diferencia entre un caso convectivo diurno con viento y un caso estable. Ambos casos representan energía por unidad de tiempo y periodo del viento medido con un anemómetro sónico a una frecuencia de 20 Hz. Se puede observar como las escalas relevantes son diferentes en ambos casos y que la turbulencia diurna (figura 2) se presenta de manera continua en escalas temporales hasta 20 minutos, mientras que de noche (figura 1), la turbulencia es de menor escala y se presenta esporádicamente.

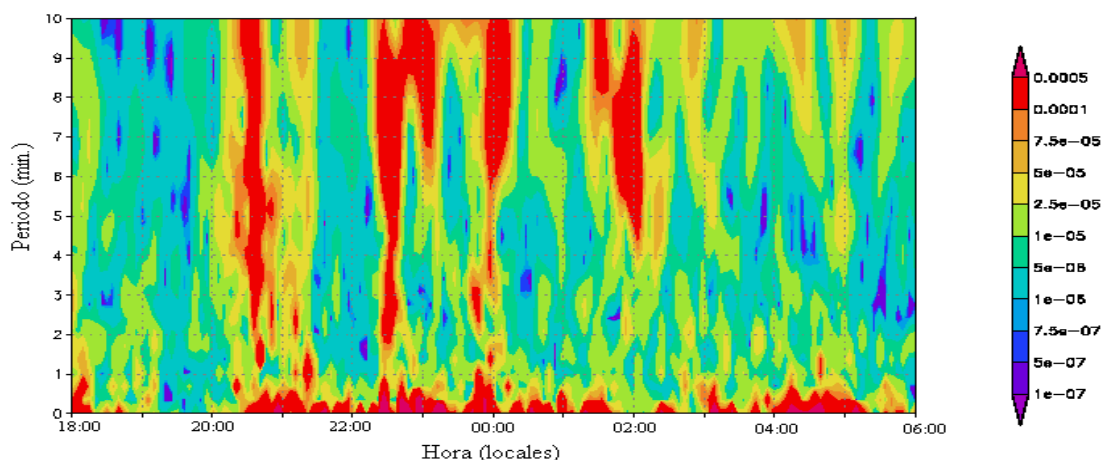


Figura 1: Turbulencia nocturna intermitente registrada en SABLES 98. Energía del viento medido con un anemómetro sónico a 32m.

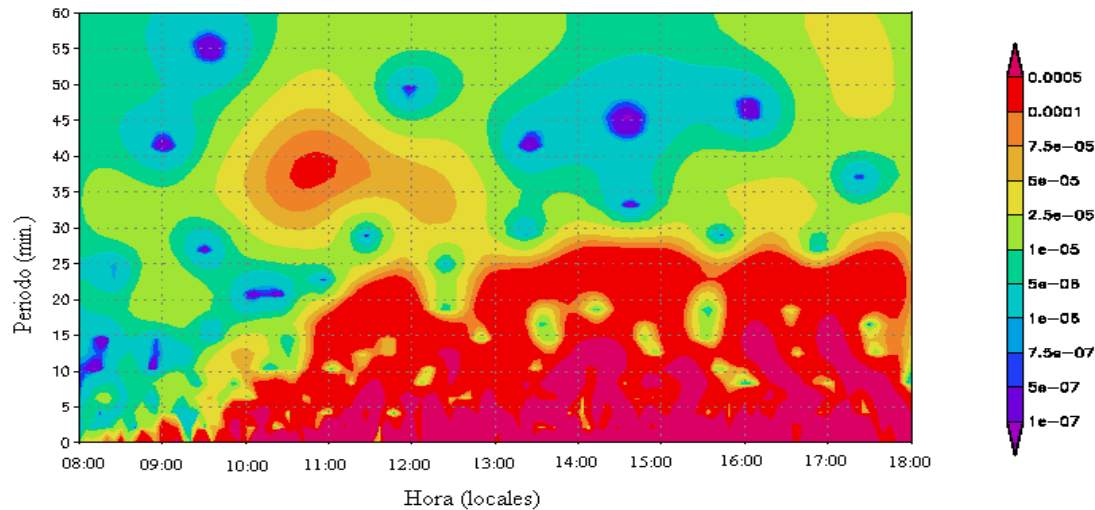


Figura 2: Turbulencia diurna continua (convección seca) registrada en CASES 99. Energía del viento medido con un anemómetro sónico a 30m.

4. Chorro de Capa Baja

El chorro de viento en capas bajas (Low Level Jet en inglés, "LLJ") es un fenómeno muy común en zonas relativamente llanas y de gran extensión. En la Península Ibérica se ha detectado en la cuenca alta del Duero a partir de los experimentos llevados a cabo en el CIBA. Se caracteriza por la presencia de un máximo en el módulo del viento cercano a la superficie (entre 60 y 300 metros sobre el nivel del suelo, dependiendo de la escala de la cuenca orográfica y del mecanismo generador). Su origen puede ser debido a diferentes efectos, siempre que la orografía no sea demasiado compleja como para impedir su formación. Tres fenómenos han sido claramente identificados como causantes de este fenómeno, pudiéndose dar a la vez o por separado (Garratt, 1985):

- 1) La oscilación inercial que experimenta el viento al caer la noche, cuando trata de alcanzar su nuevo valor de equilibrio (el del viento geostrofico). En cada nivel se origina una oscilación de retorno proporcional a la distancia al valor viento geostrofico, que es mayor cuanto más cerca del suelo estemos. En las inmediaciones de la superficie donde actúa la fricción el viento es frenado y el máximo queda justo por encima.
- 2) La baroclinicidad en terreno con pendiente el suelo se enfría al caer la noche y debido a la inclinación de la superficie, en un nivel de altura constante existirá un gradiente de temperatura que forzará una variación del viento con la altura según las ecuaciones del viento térmico. Los gradientes serán más fuertes cerca de la superficie, las velocidades serán máximas excepto en la zona de fricción.
- 3) El enfriamiento superficial sobre pendientes genera corrientes de gravedad dando lugar a máximos de viento más bajos que en los casos anteriores.

La extensión horizontal del fenómeno puede ser tan grande como la de la cuenca hidrográfica donde tiene lugar (en las grandes llanuras de Norteamérica es de miles de Km).

En la campaña SABLES 98, el LLJ fue detectado durante las noches en situación anticiclónica, con cielos despejados y débil gradiente sinóptico. Las características principales del chorro tal como aparece en el CIBA son:

- a) Altura del máximo de viento entre 70 y 130 metros
- b) Máximo del viento coincidente con un cambio del perfil de estratificación
- c) Cambio de la dirección del viento en altura, siendo la convergencia hacia el valor del viento geostrofico lenta y para alturas cerca de los 500 metros encima del nivel del suelo.
- d) El viento gira conforme con la teoría de la oscilación inercial al principio de la noche, pero más adelante experimenta cambios bruscos de dirección, conforme con la aplicación de las otras dos teorías mencionadas.

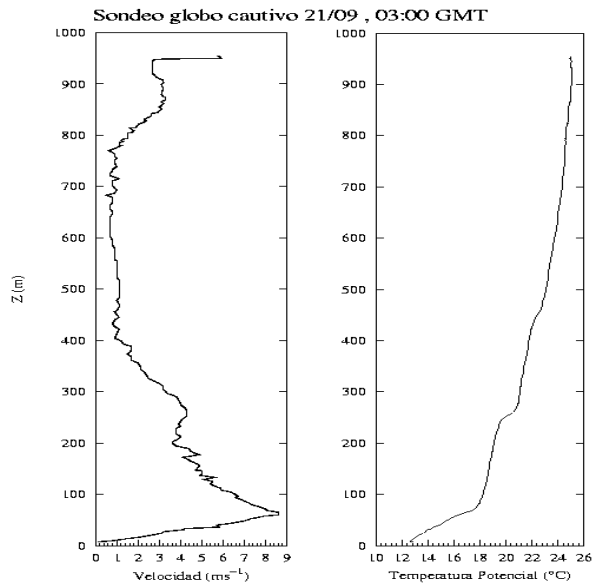


Figura 3: Perfiles de velocidad del viento y temperatura potencial de un sondeo nocturno durante la campaña SABLES 98.

e) La zona más favorable para la aparición de turbulencia suele ser la parte inmediatamente superior al máximo de viento, donde la cizalla de viento es fuerte y la estabilidad de estratificación más débil (el número de Richardson se encuentra frecuentemente por debajo de su valor crítico).

f) La turbulencia es, en consecuencia, frecuentemente de origen elevado en las proximidades del chorro y puede propagarse hacia la superficie de forma intermitente, produciendo mezcla y evitando un enfriamiento excesivo.

5. Estructuras Coherentes

La presencia de estratificación estable en la CLE permite la existencia de fenómenos que no se observan en otros regímenes de la CLA. En particular de ondas de gravedad, inestabilidades de Kelvin-Helmholtz, corrientes de gravedad, etc. Estas estructuras, que pueden mantenerse bien definidas por un periodo de tiempo concreto, las denominamos estructuras coherentes..

Ondas de Gravedad: cualquier proceso que provoque el desplazamiento de una burbuja de aire de su nivel de equilibrio de estratificación estable, producirá inicialmente una oscilación con una frecuencia equivalente a la de Brunt-Vaisala en el nivel de origen. Esta perturbación puede propagarse siempre que exista una frecuencia de Brunt-Vaisala igual o mayor a la de la propia onda. Este fenómeno se denomina onda interna o de gravedad. Las ondas de gravedad pueden generar otras ondas, dispersarse o inestabilizarse y romper, provocando mezcla turbulenta. En el origen de esta perturbación suele haber un obstáculo topográfico a superar o un evento turbulento. Si las ondas no son estacionarias se pueden caracterizar con un conjunto de 3 o más sensores distribuidos espacialmente obteniendo periodo, velocidad de fase y dirección de propagación-

En la figura 4 representamos densidad energética por unidad de tiempo y periodo para una serie de velocidad registrada en SABLES 98. En ella se aprecia una estructura coherente de 16 minutos de periodo alrededor de las 02:00 GMT que va perdiendo intensidad en el transcurso de la noche. Los registros de las distintas variables meteorológicas durante este episodio muestran el mismo carácter ondulatorio y es un posible ejemplo de onda interna.

Inestabilidades de Kelvin-Helmholtz: se generan en interfases estables de diferente densidad en presencia de cizalladura de viento. Cuando la cizalla alcanza cierto valor crítico sobre la interfase se comienzan a generar ondas que se propagan en dirección normal a la de la cizalladura.

Si las ondas se amplifican pueden acabar rompiendo, procediendo a un episodio de mezcla turbulenta. Tras la mezcla el proceso puede comenzar de nuevo si la interfase no ha desaparecido y sigue habiendo cizalladura de viento. Este proceso puede dar lugar a turbulencia intermitente que puede ser casi periódica y es un factor de mezcla importante en determinadas configuraciones de la CLE.

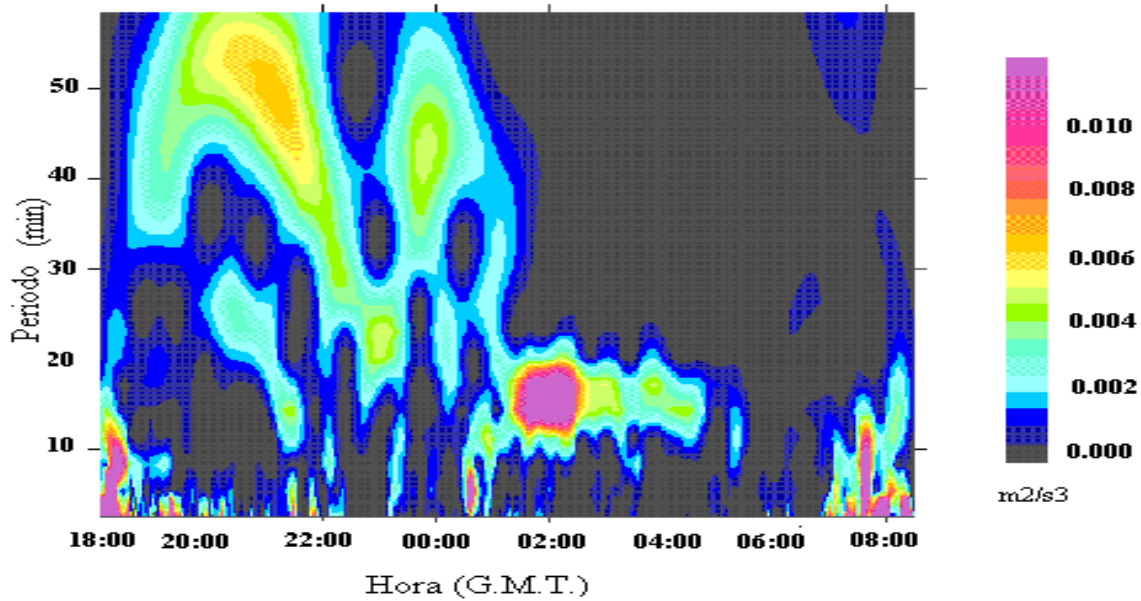


Figura 4: Estructura coherente persistente durante 4 horas, de 15 min. de periodo registrada en SABLES 98. Energía del viento medido con un anemómetro sónico a 13.5 m.

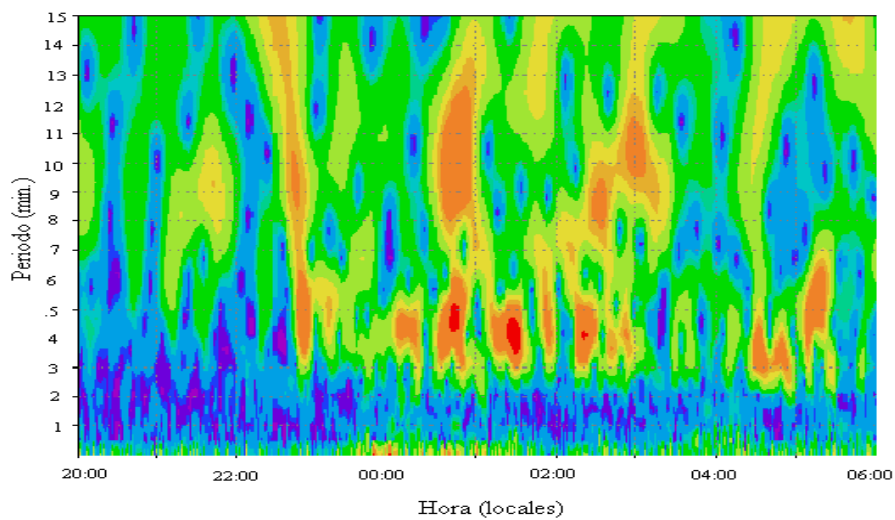


Figura 5: Estructuras coherentes intermitentes registradas durante una noche en la campaña CASES 99. Energía de la presión medida con un microbarógrafo a 13.5 m

En la figura 5 se muestra un episodio que se mantiene durante gran parte de la noche con estructuras de periodo alrededor de 4.5 min. que desaparecen y se vuelven a formar, pudiendo ser un ejemplo de este tipo de fenómeno.

6. Flujos Catabáticos

En ausencia de forzamientos sinópticos o mesoscalares bien definidos, los factores locales (especialmente los topográficos) se convierten en definitorios de la situación meteorológica en un punto determinado. El enfriamiento del aire en contacto con el suelo, que se enfría por irradiación, hace que este aire sea más denso y tienda a caer por las pendientes locales, en forma de corriente de gravedad. El aire desplazado, por continuidad es sustituido por aire de encima y se generan así corrientes de escala determinada por el terreno. En cuencas extensas, como la del Duero, relativamente llanas aunque con una suave pendiente hacia el oeste y rodeada de cadenas montañosas, la organización del flujo es compleja.

El inicio de los flujos de gravedad puede ser simultáneo en toda la cuenca a partir de la puesta del sol, pero según la pendiente las corrientes de gravedad pueden tener mayor o menor velocidad. Esto puede quedar trazado en punto de medida en la llegada sucesiva de corrientes de gravedad de distinto origen y por tanto de diferente dirección. Las corrientes de gravedad suelen dar señal en los registros mediante un aumento puntual de la turbulencia, correspondiente a la llegada del frente de densidad, generando turbulencia intermitente de carácter esporádico. Las corrientes catabáticas pueden ir acompañadas por inestabilidades de K-H en su límite superior puesto que hay una interfase de densidad y cizalladura de viento. Además la corriente de gravedad puede generar ondas internas. Una indicación suplementaria de la existencia de estas corrientes es una ralentización del ritmo de enfriamiento del aire superficial al ser un proceso advectivo acompañado de mezcla turbulenta intermitente.

7. Conclusiones

El buen conocimiento de la dinámica nocturna local es imprescindible para un mejor pronóstico en un punto de interés; como se puede ver en el caso para el aeropuerto de Barajas en este mismo volumen. Todavía esta por determinar la importancia relativa de cada uno de los procesos descritos. Lo que parece claro es que, para una correcta predicción de la temperatura nocturna a dos metros en condiciones de poca circulación sinóptica o mesoscalar, cualquier modelo debe ser capaz de generar suficiente turbulencia como la que dichos fenómenos provocan de forma intermitente, con el fin de evitar una predicción de temperaturas demasiado bajas. Por otro lado, el régimen nocturno de viento queda determinado por la topografía local, pero todo parece indicar que puede llegar a conocerse la dinámica nocturna punto a punto. La asistencia de simulaciones numéricas a alta resolución es el complemento ideal para una comprensión a escala mesoscalar de los fenómenos.

Referencias

Cuxart, J., Yagüe, C., Morales, G., Terradellas, E., Orbe, J., Calvo, J., Fernández, A., Soler, M.R., Infante, C., Buenestado, P., Espinalt, A., Joergensen, H.E., Rees, J.M., Vilà, J., Redondo, J.M., Cantalapiedra, I.R. and Conangla, L.: 2000, 'Stable Atmospheric Boundary-Layer Experiment in Spain (SABLES 98): A Report', *Boundary-Layer Meteorol.* 96, 337-370.

Farge, M.: 1992, 'Wavelet Transforms and their Applications to Turbulence', *Ann. Rev. Fluid Mech.*, 24, 395-457.

Garratt, J.R.: 1985, 'The Inland Boundary Layer at Low Latitudes. I. The Nocturnal Jet', *Boundary-Layer Meteorol.* 32, 307-327.

Mahrt, L.: 1999, 'Stratified Atmospheric Boundary Layers', *Boundary-Layer Meteorol.* 90, 375-396.

Poulos, G. S., Blumen, W., Fritts, D. C., Lundquist, J. K., Sun, J., Burns, S. P., Nappo, C., Banta, R., Newsom, R., Cuxart, J., Terradellas, E., Balsley, B. and Jensen, M.: 2001, 'CASES-99: A Comprehensive Investigation of the Stable Nocturnal Boundary Layer', *Bull. Amer. Meteor. Soc.* (submitted).

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.