

ANÁLISIS DE LA CAPA LÍMITE ATMOSFÉRICA Y SU RELACIÓN CON EL CLIMA

Laura CONANGLA TRIVIÑO*, Anna ESPINALT GAMISANS **,
Enriqueta FERRERES SOLER* y M.Rosa SOLER DUFFOUR**

* *Dept. de Física Aplicada. Universitat Politècnica de Catalunya*

** *Dept. d'Astronomia i Meteorologia. Universitat de Barcelona*

RESUMEN

Dada la relación existente entre la capa límite atmosférica y el clima, se presenta un estudio de los diversos estados que puede presentar la capa límite atmosférica nocturna. Se analiza mediante la observación directa y remota y la simulación, el comportamiento de los distintos flujos turbulentos de calor y de momento que van a representar la interacción entre la micro y la macroescala.

Palabras clave: Capa límite atmosférica, clima, análisis estadístico, sodar, simulación.

ABSTRACT

Knowing the relation between the atmospheric boundary layer and the climate, in this work we present a study of the different behaviour that the nocturnal atmospheric boundary layer shows. We have analyzed by means of simulation, and directly and remote measurements its different fluxes of heat and momentum in the ABL, since these fluxes are going to represent the relationship between the micro and the macroscale.

Key words: Atmospheric Boundary Layer, climate, statistic analysis, acoustic sounder, simulation.

1. INTRODUCCIÓN

1.1 La capa límite atmosférica (Atmospheric Boundary Layer - ABL)

La influencia de la superficie terrestre en las primeras capas de atmósfera, (1-2 km), forma la denominada capa límite atmosférica, (ABL), muy distinta del resto de la atmósfera. Su evolución está directamente afectada por las características de la superficie, la transferencia de calor, la evaporación, la emisión de contaminantes, ... Cúmulos y estratocúmulos se encuentran en esta capa y afectan a su comportamiento. Una de las características que distingue esta capa del resto de la atmósfera es la turbulencia, como proceso de transporte más importante.

La estructura de la capa límite está intensamente influenciada por la variación del ciclo diurno de calentamiento y enfriamiento de la superficie. Durante el día, en condiciones de cielo despejado, el

grosor de esta capa puede crecer hasta unos 1000-2000m; su turbulencia es intensa y conducida fundamentalmente por el calentamiento de la superficie, provocando fuerte mezcla vertical. Cerca de la puesta de sol, la radiación solar que llega a la superficie decrece y se hace cero, momento en que la superficie empieza a enfriarse, desaparece la alimentación de los movimientos convectivos y la turbulencia decae; respondiendo a este enfriamiento se va formando una capa con estratificación estable “capa estable nocturna”, cuyo espesor alcanza los 100-300m, con una turbulencia mucho menos difusiva, de modo que los contaminantes permanecen cerca de la superficie. Al salir el sol la nueva convección destruye la capa estable y el ciclo se repite.

1.2 La importancia de la capa límite en el clima

Al relacionar el clima con la capa límite, nos formulamos las siguientes preguntas: ¿puede afectar la capa límite en el clima?, ¿los cambios climáticos influyen en la capa límite?.

En lo que se refiere a la primera pregunta deberíamos considerar dos aspectos:

En primer lugar, el forzamiento radiativo del sistema climático está determinado, en parte, por la distribución de nubes. La capa límite es la que controla la evaporación y redistribución turbulenta del agua en la atmósfera, afectando la distribución global de cúmulos y estratocúmulos.

En segundo lugar, la circulación atmosférica tiene como fuente importante de energía los flujos turbulentos de calor sensible y latente en la superficie, y además, la fricción en la ABL contribuye eficazmente a la generación de energía cinética turbulenta. Esta capa es la que controla directamente la interacción de la atmósfera con la superficie de la tierra y los océanos; si cambia la naturaleza de la superficie de la tierra los flujos variarán, y en consecuencia la atmósfera y el clima.

Como respuesta a la segunda pregunta, también consideraremos dos aspectos:

En primer lugar, un incremento en la concentración de dióxido de carbono en la atmósfera afectaría a la radiación de onda larga y por tanto al papel que ejerce en el enfriamiento turbulento de la capa nocturna.

En segundo lugar, a consecuencia del aumento en las concentraciones de gases de efecto invernadero se predice un aumento en las temperaturas. La temperatura de la superficie puede afectar a los flujos superficiales de calor sensible y calor latente en superficies húmedas modificando el balance energético y la estructura de esta capa.

Finalmente, remarcar que el conocimiento de la ABL tiene una trascendencia importante en la modelización del clima, cuyo problema principal es el de describir los efectos de los fenómenos que suceden en escalas más pequeñas de las utilizadas. La interacción entre escalas no es lineal, implicando un deterioro en la simulación. Podríamos considerar que la capa límite diurna está lo suficientemente estudiada y correctamente parametrizada, mientras que la capa nocturna aún requiere mucho esfuerzo por nuestra parte. En este trabajo mostraremos, mediante la experimentación y la modelización, algunos comportamientos de la capa nocturna con el propósito de contribuir al posterior estudio del sistema climático.

2. CAMPAÑA EXPERIMENTAL SABLES 98

La campaña experimental SABLES 98 (Stable Atmospheric Boundary Layer Experiment in Spain) se realizó en Septiembre de 1998, durante el período del 10 al 27, en el norte de Castilla, con el objetivo de estudiar la capa estable nocturna. El lugar de campaña se sitúa en el centro de una área elevada y llana de 80 km².

El equipo utilizado en esta campaña fue:

- Una torre de 100m completamente instrumentada por el laboratorio nacional de Risoe (Dinamarca), con sensores de respuesta lenta en cinco niveles (viento, humedad y temperatura), tres anemómetros sónicos, un conjunto de 15 termopares y un sensor de temperatura de superficie de infrarrojo.
- Una torre de 10m instrumentada por la Universidad de Barcelona, con sensores de respuesta lenta en tres niveles (temperatura, velocidad del viento y dirección, y humedad), dos anemómetros sónicos, sensor de radiación neta y en el suelo sensores de humedad, temperatura y flujo de calor.
- Un globo cautivo, ascendiendo y descendiendo en las noches con viento suave.
- Un Sodar estudiando los primeros 400m.

El Sodar (Sonic Detecting and Ranging) es un instrumento de detección remota que utiliza tres antenas (orientadas en direcciones Norte, Este y vertical) trabajando en forma secuencial emitiendo cortos y potentes pulsos sonoros que en su propagación por la atmósfera sufren una refracción causada por el viento y por las inhomogeneidades térmicas a muy pequeña escala, es decir por la turbulencia atmosférica. Esta refracción es la que provoca una dispersión del sonido de forma que el sistema detecta la energía retrodispersada, y mediante el estudio del efecto Doppler y de la energía recibida en la superficie, (intensidad de eco, S) el Sodar permite obtener los perfiles verticales del viento en sus tres componentes, sus desviaciones típicas, así como las distintas estructuras térmicas asociadas a la ABL.

Como complemento a la observación de la ABL utilizamos la simulación. En condiciones estables obtenemos buenos resultados utilizando un modelo de capa estable nocturna. El modelo resuelve las ecuaciones de viento, temperatura potencial y humedad en función de la altura bajo condiciones de estado estacionario y homogeneidad horizontal. Los flujos turbulentos y las varianzas de las variables se determinan utilizando un modelo de segundo orden. El flujo de calor en el suelo se obtiene mediante un amplio estudio de la difusión calorífica del suelo considerando tres niveles (suelo, superficie, vegetación). La superficie se enfría por radiación de onda larga, utilizando la aproximación de cuerpo gris. Se imponen los valores del perfil del viento geostrofico y se inicializa el modelo con los perfiles de temperatura y viento.

3. COMPARACIÓN DE MEDIDAS Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS

Se estudian dos noches (15-16).09.1988 y (19-20).09.1998 que presentan distintos comportamientos de tipo turbulento.

3.1 Noche (15-16).09.1998

Durante la noche (15-16).09.1998 la parte más baja de la Capa Estable Nocturna (SBL) está influenciada por una fuerte inversión de carácter radiativo cubriendo los primeros metros sobre el nivel del suelo, aunque el efecto de la turbulencia mecánica también esté presente se ha de considerar en menor medida. Este fenómeno queda reflejado en el ecograma (Fig. 1) con un fuerte retorno de eco en los niveles más bajos. Merece especial atención destacar la presencia de erróneas estructuras filamentosas, con elevados retornos de intensidad de eco, que se repiten a lo largo de la noche y que están asociadas a los continuos sondeos de globo cautivo.

Durante las primeras horas de la noche el ecograma muestra una clara ausencia de retorno de eco en todos los niveles debida a un período de poca turbulencia quedando reflejado en los bajos valores de la energía cinética turbulenta, TKE, obtenidos mediante los tres anemómetros sónicos de la torre-100m; en la figura 3 se muestran los valores referentes al nivel de 13m. Del mismo modo, los flujos de calor y momento toman valores muy pequeños, así como el viento (Fig. 2), indicando un período de profunda estabilidad.

Alrededor de las 22:30 UTM empieza un período en el que se observa un aumento de la intensidad de eco en los niveles próximos al suelo asociados a pequeños aumentos de la TKE. En este caso, los flujos de calor y momento aumentan ligeramente tomando valores cercanos a $-7 \cdot 10^{-3} \text{ K}\cdot\text{m/s}$ y $2.25 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}^2$ respectivamente e indicando todavía una situación claramente estable que se mantiene a lo largo del resto de la noche.

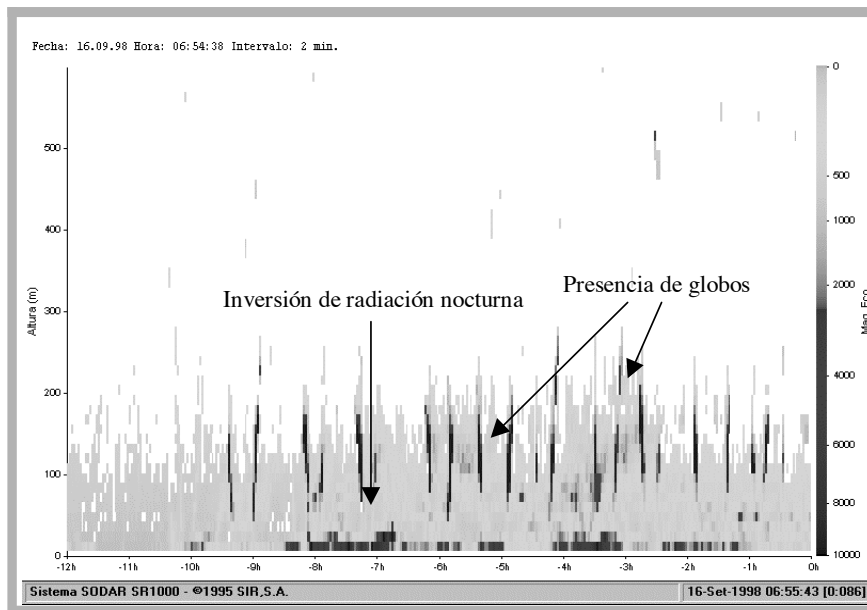


Figura 1. Ecograma obtenido desde el atardecer (18:55 UTM) del día 15.09.1998 hasta doce horas después (06:55 UTM, 16.09.1998).

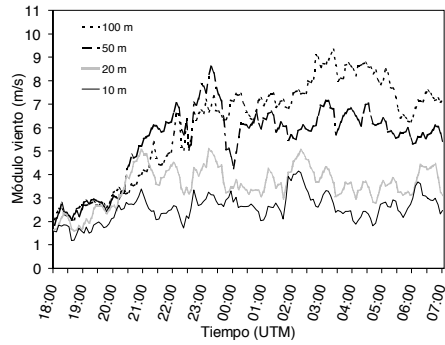


Figura 2. Evolución del módulo del viento durante la noche 15-16.

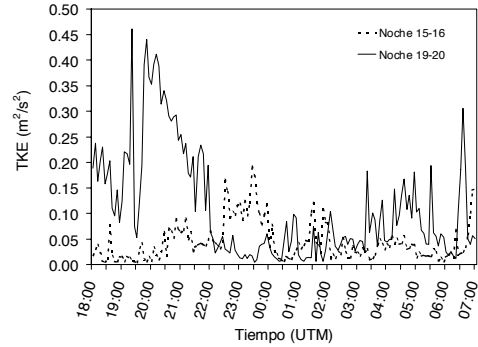


Figura 3. Evolución de la energía cinética turbulenta durante las noches 15-16 y 19-20.

3.2 Noche (19-20).09.1998

La figura 4 muestra una noche con una activa intensidad turbulenta. La presencia de tres estructuras de intensidad de eco, S, claramente asociadas a tres estados distintos de turbulencia pueden ser observadas en dicha figura.

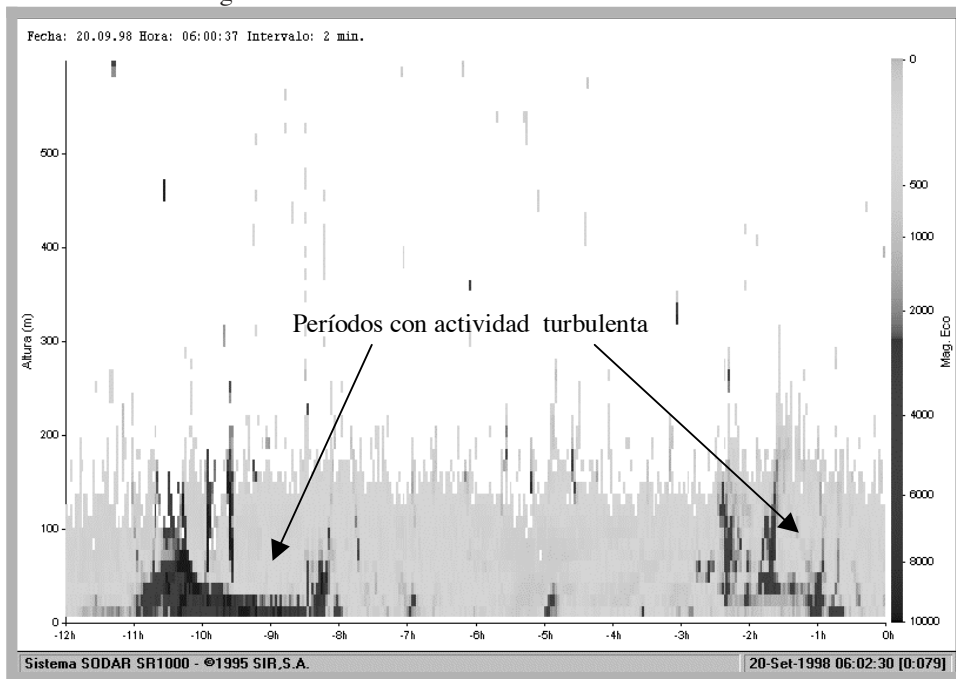


Figura 4. Ecograma obtenido desde el atardecer (18:02 UT) del día 19.09.1998 hasta doce horas después (06:02 UT, 20.09.1998).

Así, el primer intervalo (de 18 UTM a 22 UTM) está caracterizado por un fuerte retorno de S dentro de los primeros 75m asociado con elevados valores de energía cinética turbulenta (Fig. 3). Los flujos de calor y de momento son elevados (del orden de $-0,02 \text{ K}\times\text{m/s}$ y $0,033 \text{ m}^2/\text{s}^2$, respectivamente) indicando un período de activa turbulencia.

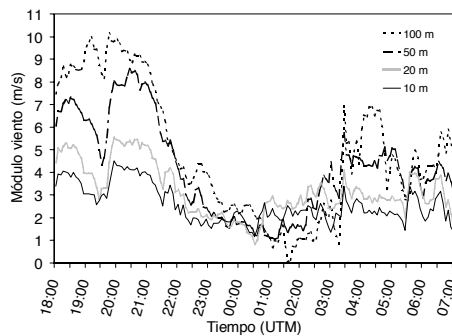


Fig. 5. Evolución del módulo del viento durante la noche 19-20.

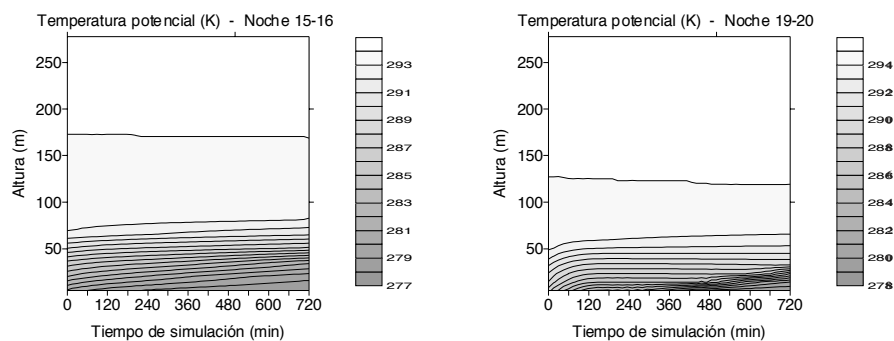
aumento de los valores de TKE asociados con la intensificación del viento en los niveles superiores mientras que en los cercanos al suelo se mantiene la tendencia del período anterior. Así, los flujos de calor y momento aumentan ligeramente.

El citado período termina repentinamente a las 22 UTM, iniciándose otro con clara tendencia a la estabilidad, que se mantiene hasta las 03 UTM de la madrugada y que se pone de manifiesto con un casi nulo retorno de eco dentro de toda la estructura de la ABL. En él, los valores de TKE (Fig. 3), así como los de viento (Fig. 5), y los flujos de calor y momento decaen bruscamente en todos los niveles indicando una clara tendencia a la estabilidad.

El último período (03 UTM a 05:30 UTM) muestra un aumento de la intensidad de eco aunque localizado fuera de los niveles próximos al suelo y, en términos generales, menor que en el primer período. Este fenómeno coincide con un ligero

3.3 Simulación

Utilizando el modelo de capa estable, simulamos durante doce horas el comportamiento de la capa nocturna atmosférica. Lo inicializamos con los perfiles de temperatura potencial y viento obtenidos mediante el globo cautivo lanzado aproximadamente a las 7 de la tarde e imponemos los valores del perfil del viento geostrofico.



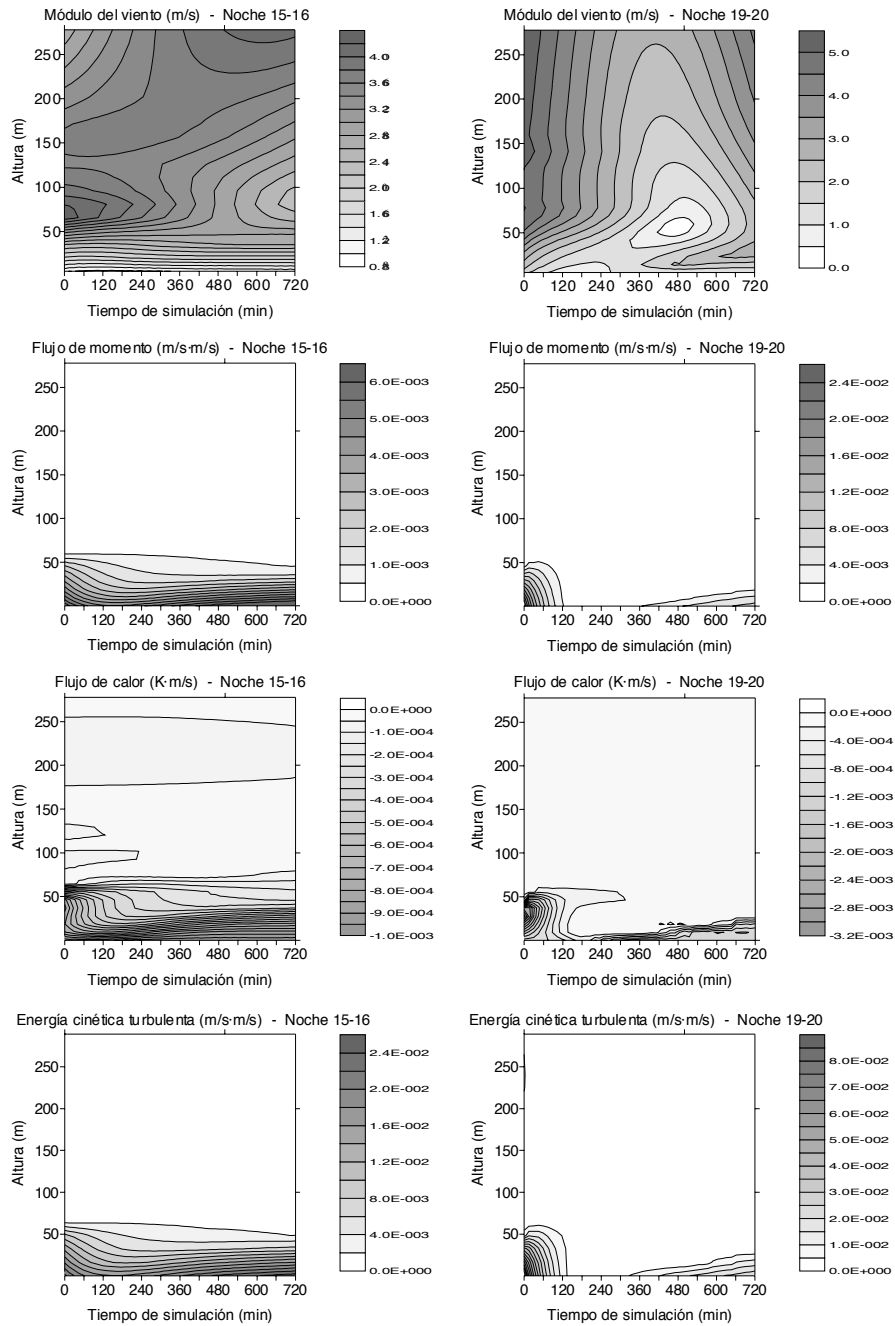


Figura 6 Simulación de la evolución temporal de los perfiles de temperatura potencial, módulo del viento, flujos de momento y calor y energía cinética turbulenta, durante las noches 15-16 y 19-20 (19:00-7:00 UTM).

En la figura 6, mostramos la evolución de los perfiles de viento, temperatura potencial, flujo de momento y calor, y energía cinética turbulenta. Observamos una gran diferencia entre el comportamiento de las dos noches.

Existe una fuerte inversión de temperatura y una tendencia al enfriamiento en los primeros metros, coincidiendo con lo que se observaba en las medidas directas.

En la noche 15-16 el viento crece con la altura alcanzando un máximo en el techo de la capa estable (low-level jet), indicando una típica situación de estabilidad. En la noche 19-20 se observa como el viento en todos los niveles disminuye con el tiempo y después aumenta tal como mostrábamos a partir de las medidas directas. En ambos casos, el modelo subestima los valores de viento.

Los flujos de momento y calor, así como la energía cinética turbulenta presentan un comportamiento totalmente similar al comentado en los apartados 3.1 y 3.2. Durante la noche 15-16, todos estos valores son muy pequeños indicando una fuerte estabilidad; en cambio, en la noche 19-20, se pueden ver 3 intervalos claramente diferenciados: el primero con una activa turbulencia, el segundo con una clara tendencia a la estabilidad y el tercero con un ligero incremento de la turbulencia. En todos los casos el modelo subestima los resultados.

5. CONCLUSIONES

En este trabajo se ha pretendido mostrar mediante la experimentación y la modelización, la importancia que tiene el estudio en detalle de la capa límite atmosférica y, en particular, de la capa estable nocturna. La generación de flujos de momento, calor y en general, de energía cinética sobre un mismo tipo de superficie puede ser diversa y, por tanto, diverso también el "input" que suponen estos flujos a distintas escalas. Ello puede inducir circulaciones atmosféricas distintas afectando al sistema climático y, en general, al clima.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- GARRATT, J.R. (1992): *The atmospheric boundary layer*, Cambridge, University Press, 315 pp.
- LENSCHOW, D.H. (1986): *Probing the Atmospheric Boundary Layer*, Boston, American Meteorological Society, 269 pp.
- OKE, T.R. (1987): *Boundary Layer Climates*, London, Routledge, 435 pp.
- STULL, R.B. (1993): *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*, Dordrecht, Kluwer Academic Publishers, 666 pp.

AGRADECIMIENTOS

Los datos de este estudio se han obtenido a partir de la campaña SABLES 98, financiada por la "Comisión Interministerial de ciencia y tecnología (CICYT), programa Clima", proyecto CLI97-0343. La simulación numérica se ha realizado utilizando los recursos de CESCO y CEPBA, coordinados por C4 (Centre de Computació i Comunicacions de Catalunya).

