

PARAMETROS SINÓPTICOS Y DE IMAGEN ASOCIADOS A LLUVIAS INTENSAS

Juan José RIVERA AMORES* y Juan JORGE SÁNCHEZ**

* *Departament de Resistència de Materials i Estructures a l'Enginyeria*

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

RESUMEN

El análisis sinóptico de las situaciones meteorológicas en las que se producen lluvias intensas en nuestro país, generadoras en muchos casos de inundaciones súbitas, no es suficiente para alertar de las mismas. Para ello, se requiere, además, un estudio de mesoescala y la información que se induce de imágenes de satélite (IR, WV). En este trabajo se presenta un conjunto de parámetros sinópticos y de imagen de satélite que han sido analizados para un conjunto de 17 episodios de lluvia. El objetivo ha sido caracterizar aquellos parámetros que están ligados a las precipitaciones intensas, y el intervalo de sus valores. La metodología empleada se basa en el análisis de los sistemas nubosos cercanos a un observatorio, la evolución de los mismos y las condiciones termodinámicas atmosféricas presentes alrededor del observatorio, en un radio del orden de 50km, durante las 3h anteriores al registro de la lluvia.

Palabras clave: Precipitación Intensa, Parámetros Sinópticos, Parámetros de Imagen, Meteosat.

ABSTRACT

Forecasting heavy rainfall needs mesoscale analysis and meteorological satellite imagery before synoptic analysis. In this work we introduce a set of synoptic and mesoscale parameters, besides IR and WV information coming from satellite images, and their values are discriminated for 17 events corresponding to different registered rainfall. The methodology is based on the knowledge of the cloud systems, their evolution and thermodynamic atmospheric conditions around (50km) a terrestrial observatory 3h before the rainfall is registered.

Key words: Heavy rainfall, Synoptic Parameter, Image Parameter, Meteosat.

1. INTRODUCCIÓN

Cantidades de lluvia entre 100mm y 200mm en 24h son frecuentes en la zona mediterránea y éstas suelen producir inundaciones, con los consiguientes daños humanos y materiales. Valores menores también pueden ser muy importantes si caen en cuencas hidrográficas con fuertes pendientes,

como las del Maresme (Cataluña), donde valores de 20mm/h se consideran peligrosos. Se trata normalmente de episodios con lluvias muy intensas de corta duración, entre 20 y 40 minutos, que provocan problemas importantes sobretodo en las grandes ciudades.

Los pluviogramas registrados en los observatorios terrestres son insuficientes para comprender el fenómeno, esto es, los procesos físicos que generan una lluvia intensa; son insuficientes para tipificarlo, es decir, determinar los valores de parámetros representativos del fenómeno, e igualmente insuficientes para generalizarlo, establecer su frecuencia. Ello se puede atribuir, entre otras causas, a la distribución irregular y discontinua de la lluvia; a la relativa baja representatividad espacial de un observatorio, que se mejora con el uso de imágenes de satélite (cada pixel da información de una área menor) y a la ausencia de datos sobre la superficie del mar, donde se producen muchos e importantes episodios.

Con el objetivo de predecir lluvias intensas con una antelación de 3h, se han analizado bastantes episodios ocurridos en nuestro país y se ha caracterizado el rango de valores de determinados parámetros sinópticos y de mesoescala asociados a los mismos. Para el análisis también se han utilizado imágenes de tres satélites de la serie METEOSAT captadas por los sensores del infrarrojo medio (WV) y del infrarrojo térmico (IR), y se han definido unos parámetros de imagen (área de influencia, núcleos) que han sido analizados para la zona alrededor de cada observatorio de correlación con un tamaño del orden de 100km de diámetro.

2. FACTORES QUE CONCURREN EN LA LLUVIA INTENSA

Los episodios que ocasionan inundaciones súbitas (*flash-flood*) se producen, normalmente, asociados a fenómenos convectivos, caracterizados por flujos verticales turbulentos de calor y de momento, ocupando extensiones no muy grandes (difíciles de ser detectadas con pluviógrafos), y en los que la lluvia tiende a ser intermitente e intensa. El seguimiento de los sistemas convectivos se realiza mejor con imágenes de satélite, existiendo diferentes técnicas de estimación de la precipitación a partir de aquéllas, y habiéndose contrastado su aplicación en nuestra zona (JORGE, 1997; JORGE y RIVERA, 1996 y 1997; TARRUELLA y JORGE, 1999).

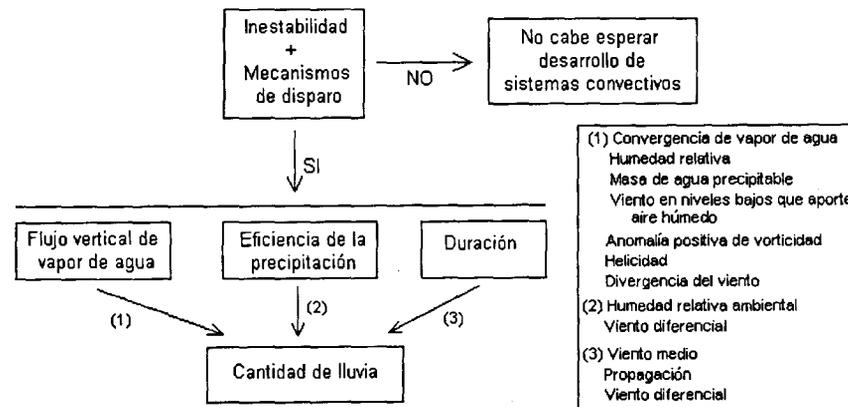


Fig. 1: Factores que determinan la cantidad de lluvia y parámetros sinópticos y de mesoescala relacionados con ellos.

Los factores que determinan la cantidad de lluvia se recogen en la figura 1, junto a los parámetros sinópticos y de mesoescala relacionados con ellos.

2.1. Factores que influyen en la cantidad de lluvia

Para que se produzca un flujo vertical de vapor de agua (convección húmeda) importante, se tienen que dar simultáneamente en la atmósfera una serie de condiciones: (1) inestabilidad que haga posible los movimientos ascendentes a escala sinóptica; (2) suficiente humedad para que las burbujas de aire puedan alcanzar su nivel de convección libre (NCL) y (3) tiene que existir algún proceso mediante el cual la burbuja de aire sea elevada hasta su NCL. Los procesos que facilitan esta elevación (mecanismos de disparo) son procesos sub-sinópticos como, por ejemplo, la elevación del aire forzada por la orografía del terreno, ya que los procesos sinópticos son demasiado débiles habitualmente. Notemos que en la zona de Cataluña, por ejemplo, la elevación forzada del aire causada por la orografía tiene mucha importancia dada la localización de sierras montañosas paralelas a la costa (LLASAT, 1992).

Factores que afectan a la eficiencia de la lluvia (proporción entre la masa de agua que cae en forma de lluvia y el flujo de masa de agua que entra a la nube) son la humedad relativa del aire que rodea la nube y la cizalladura del viento. Si el aire ambiental tiene una humedad relativa baja, se producirá abundante evaporación y, por consiguiente, poca lluvia.

Por otro lado, la duración de la lluvia viene determinada por la velocidad de movimiento del sistema nuboso, su tamaño y su forma. Los episodios más importantes de grandes inundaciones han sido producidos por sistemas convectivos que se desplazaban muy lentamente. Para sistemas convectivos, la velocidad del sistema es la suma de la velocidad media de las células que lo componen y la velocidad de propagación debida a la aparición, desarrollo y posterior fusión de células convectivas en su periferia, proceso denominado regeneración (CORFIDI *et al.*, 1996).

2.2. Influencia de las diferentes escalas sobre los factores

Algunos de los factores que afectan a la lluvia están regulados por procesos que tienen lugar a escala sinóptica y otros por procesos de escala subsinóptica (mesoescala).

2.2.a. Escala sinóptica

Aunque los movimientos verticales de escala sinóptica no son suficientes para iniciar la convección, que posteriormente pueda dar lugar a lluvias intensas, existe relación entre los sistemas de escala sinóptica y los sistemas convectivos. Dicha relación se fundamenta en el aumento de la humedad y en la desestabilización creada por el ascenso de aire, débil pero constante, que se produce en la parte delantera de los surcos de onda (DOSWELL, 1987). La identificación de las zonas de movimientos verticales a escala sinóptica se puede realizar mediante el análisis de la distribución de inestabilidad y la convergencia de aire húmedo en las capas bajas.

Existen varios parámetros que dan cuenta del grado de inestabilidad en la atmósfera, los cuales han demostrado su utilidad en el estudio de episodios de lluvias intensas (BRADLEY y SMITH, 1994) y varios parámetros que se utilizan para el análisis del flujo vertical de vapor de agua. A continuación pasamos a dar una breve descripción de los mismos, recogiendo en la tabla 1 la definición y las unidades de medida de los mismos, e indicándose los valores que son favorables o desfavorables a la generación de lluvias intensas.

- Índice K es un buen indicador de la inestabilidad potencial en la troposfera, de la disponibilidad de vapor de agua en la troposfera baja y, además, tiene en cuenta el debilitamiento de la convección provocado por la entrada de aire seco en niveles próximos a 700hPa.
- El índice de elevación (LI) toma valores negativos como indicador de convecciones intensas, normalmente, pero en la zona Mediterránea se han observado convecciones con lluvias muy intensas para valores de hasta 2.4°C en promedio (TUDURÍ y RAMIS, 1997).
- El parámetro CAPE es la energía disponible para una burbuja de aire que ascienda verticalmente en una atmósfera inicialmente estable, y es una medida, por lo tanto, de la inestabilidad potencial o convectiva de la atmósfera.
- La helicidad es una magnitud ligada a la posibilidad de crear rotación en los movimientos verticales cuando se incorporan las corrientes horizontales a dichas corrientes ascendentes. También está ligada a la advección de temperatura.
- En cuanto al viento en niveles bajos (850hPa) la situación más favorable para que se produzcan lluvias intensas es que éste sople de tal manera que aporte aire cálido y húmedo a la zona de convección.
- La distribución vertical de humedad se tiene en cuenta a través de la humedad relativa media entre la superficie y 500hPa y de la masa de agua precipitable entre la superficie y 100hPa.
- La divergencia horizontal del viento es otro parámetro a tener en cuenta, y será estudiado en los niveles de 850hPa y 500hPa en el análisis de los episodios.
- Para el análisis de la divergencia de humedad se han utilizado en este trabajo los niveles de 1000 hPa y 800 hPa.
- La vorticidad potencial en las capas altas de la troposfera es otro parámetro a tener en cuenta en la predicción de la intensificación de los sistemas depresionarios. Aumentos de la vorticidad potencial en las capas altas inducen procesos de ciclogénesis de dimensiones mesoescalares que los hacen pasar desapercibidos en los mapas sinópticos, pero no en las imágenes del canal WV (dada la presencia de vapor de agua en ese nivel).

2.2.b. Mesoescala

Los procesos de mesoescala son los principales responsables del inicio de la elevación necesaria del aire para desencadenar la posterior convección libre por encima del *NCL*. En este proceso suele jugar un papel muy importante la orografía del terreno, sobretodo en situaciones en que los sistemas se mueven perpendicularmente a una cadena montañosa.

Los órdenes de magnitud de la escala de tiempo en que tienen lugar las elevaciones de aire, van desde los 20 minutos (10^3 s), para pequeñas células convectivas, hasta varios días (10^5 s) para movimientos sinópticos a gran escala. Por ejemplo, si el aire ha de ser elevado 1km hasta su nivel de convección libre a una velocidad de 1cm s^{-1} , que es una velocidad típica de los movimientos de escala sinóptica, el tiempo necesario es 10^5 s, más o menos 1 día. En cambio, los procesos de mesoescala, con una velocidad típica de ascenso de 10cm/s , producen la misma elevación en 10^4 s, es decir, unas 3 horas.

Tabla 1: PARÁMETROS SINÓPTICOS Y DE IMAGEN

Parámetro	Definición	Unidades	Favorable (F)	Desfavorable (D)
Helicidad relativa	$-\int_{p_0}^{p_1} \vec{k} \cdot (\vec{v} \wedge \frac{\partial \vec{v}}{\partial p}) dp$	m ² s ⁻²	> 0	< 0
CAPE	$g \int_{NCL}^{NE} \frac{\theta - \theta_e}{\theta_e} dz$	J kg ⁻¹	≥ 750 J kg ⁻¹	NS
Índice K	$(T_{850} - T_{500}) + Td_{850} - (T_{700} - Td_{700})$	°C	≥ 20°C	< 5°C
Índice de elevación	$T_{500} - T'_{500}$	°C	< 0°C	≥ 6°C
Divergencia en 850hPa	$\frac{\partial v_x}{\partial x} + \frac{\partial v_y}{\partial y}$	10 ⁻⁵ s ⁻¹	< 0	> 0
Vorticidad potencial en 250hPa	$-g \left[f + \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) \right] \frac{\partial \theta}{\partial p}$	10 ⁻⁶ m ² s ⁻¹ K kg ⁻¹ - PVU -	Máximo cercano superior a 3 PVU	NS
Vorticidad potencial en 500hPa			Máximo cercano superior a 0.6 PVU	NS
Humedad relativa entre superficie y 500hPa		%	≥ 70%	≤ 50%
Masa de agua precipitable	$\frac{1}{g} \int_{p_0}^{p_1} q dp$	Mm	≥ 20mm	≤ 16mm
Divergencia de vapor de agua entre superficie y 800hPa	$\frac{1}{g} \int_{p_0}^{p_1} \nabla \cdot (q \vec{v}) dp$	10 ⁻³ gm ⁻² s ⁻¹	< 0	> 0
Viento en 850hPa		m/s	Que aporte aire húmedo a la zona	NS
Vaguada			Que la zona esté en la parte delantera de una vaguada en 500hPa	NS
Zona oscura en imagen WV			Que aparezca próxima a la zona una franja oscura en el canal WV	NS
Tipo de movimiento			Sistemas estacionados en la zona durante varias horas, con movimiento lento (< 50km/h) o con regeneración	Sistemas con movimiento rápido (> 50km/h) sin regeneración

- NS: no significativo (sólo se consideran las condiciones favorables del parámetro)
- T_{850} , T_{700} y T_{500} : temperaturas correspondientes a los niveles de 850, 700 y 500hPa, respectivamente.
- Td_{850} , Td_{700} : temperaturas del punto de rocío en 850 y 700hPa, respectivamente.
- T'_{500} : temperatura que alcanzaría una burbuja de aire elevada desde los 100hPa más bajos del sondeo hasta el nivel de condensación por elevación y posteriormente hasta los 500hPa de forma pseudoadiabática.
- NCL : nivel de convección libre.
- NE : nivel de equilibrio de la burbuja de aire ascendente.
- θ , θ_e : temperaturas potenciales del aire ascendente y del ambiente, respectivamente.
- \vec{k} : vector unitario vertical,
- \vec{v} : viento horizontal.
- z : coordenada vertical.
- p_0 : presión en la superficie.
- $p=100$ hPa.
- q : humedad específica
- x , y : coordenadas horizontales.
- f : parámetro de Coriolis.
- u , v : componentes horizontales del viento.

Los procesos de mesoescala influyen, además, en la localización de las zonas de propagación y en la formación de zonas diferenciadas en el sistema nuboso: la zona convectiva, que es donde se produce la lluvia intensa y de corta duración, y la zona estratiforme, con lluvia más moderada y de más duración, ambas zonas perfectamente distinguibles en una imagen IR.

Los fenómenos de mesoescala pueden pasar desapercibidos en ocasiones en los análisis sinópticos debido a la resolución de estos últimos. Por ejemplo, el ECMWF elabora sus mapas sinópticos con resoluciones horizontales que oscilan alrededor de $0.75^\circ \times 0.75^\circ$, lo cual equivale a unos 225 píxeles ($78\text{km} \times 117\text{km} = 9126\text{km}^2$), aproximadamente, en los canales IR o WV del Meteosat, en nuestra latitud (figura 2). Es clara, pues, la importancia de las imágenes de satélite en la detección de dichos fenómenos.

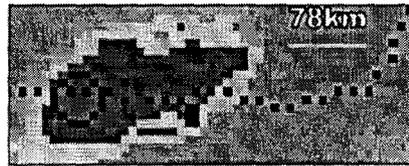


Fig. 2: Sistema nuboso del día 28-09-94 a las 06:00h en la zona de Bilbao y Santander (canal IR con escalado).

Concretamente, el canal WV del satélite Meteosat puede ser de gran ayuda en el seguimiento de perturbaciones de mesoescala responsables de desarrollos convectivos importantes ya que se trata de un canal muy sensible a las variaciones de humedad en las capas altas de la troposfera, y estas variaciones de humedad juegan un papel importante en las ciclogénesis, como ya se ha dicho (GEORGIEV, 1997).

Se puede afirmar que la escala sinóptica proporciona las condiciones necesarias para el desarrollo de sistemas convectivos y los mecanismos de mesoescala determinan cuando y donde se desarrollan las convecciones.

3. ANÁLISIS DE LOS EPISODIOS

Se analizan 13 días con 17 sistemas nubosos diferentes, de los cuales 9 provocaron lluvias intensas, 5 provocaron lluvias moderadas y 3 no produjeron lluvia. En los episodios analizados se han utilizado directamente todos los parámetros sinópticos relacionados en la tabla 1 excepto el viento medio y el viento diferencial, que afectan al desplazamiento de los sistemas nubosos y a su propagación, los cuales se analizan a partir de las imágenes IR del satélite Meteosat.

A las imágenes de satélite en el canal IR se les ha aplicado un escalado con el objeto de realizar un seguimiento visual de los sistemas nubosos. Los intervalos de temperatura elegidos para resaltar las diferentes partes de los sistemas nubosos toman como base los utilizados por SCOFIELD (1987), subdivididos más finamente y incrementados con dos intervalos más calientes entre -12°C y -22°C y entre -23°C y -31°C . Se ha observado que temperaturas superiores a -12°C enmascaran completamente la imagen y no permiten diferenciar sistemas nubosos en numerosas ocasiones. En la figura 3 se muestran dos ejemplos de imágenes en el canal IR del Meteosat a las que se les ha aplicado el escalado.

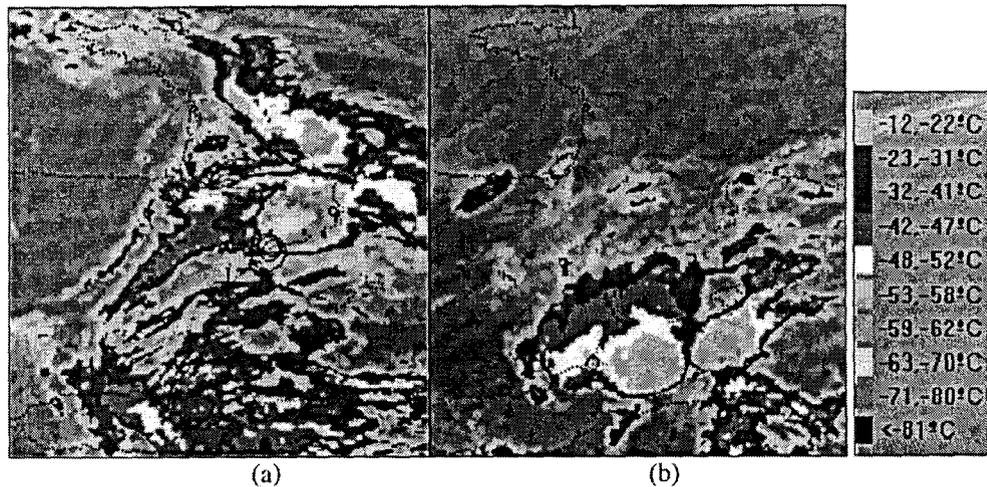


Fig. 3: METEOSAT IR. Sistemas nubosos de los días (a) 10.10.94 y (b) 28.09.94.

Cada uno de los parámetros sinópticos y de imagen se califica como favorable o desfavorable al desarrollo y mantenimiento de sistemas nubosos que puedan provocar lluvias intensas localmente, según los valores que adopta en el episodio. Teniendo en cuenta aspectos relacionados con sus respectivas definiciones, y las circunstancias que concurren en los episodios de lluvias intensas, se han tomado los rangos de valores que se indican en la tabla 1. La divergencia en 500hPa no se califica como favorable o desfavorable sino que se utilizará para determinar la localización del nivel de divergencia nula.

En la tabla 2 se resumen las características de cada uno de los episodios analizados, con lluvias de tipo convectivo y con lluvias de tipo estratiforme.

4. CONCLUSIONES

Como se observa en el resumen de los datos de la tabla 2, en todos los episodios en que han tenido lugar lluvias intensas (excepto el 27-09-94 y 28-09-94 en Bilbao y Santander), la situación atmosférica en las horas previas, estaba representada por las siguientes condiciones:

- Helicidad positiva (>0)
- CAPE mayor o igual a 750 J kg^{-1}
- El índice IK mayor o igual a 20°C
- El índice de elevación menor que 0°C
- Convergencia en 850hPa
- Situación de la zona en la parte delantera de una vaguada en la superficie de 500hPa.

Tabla 2: RESUMEN DE LAS CARACTERÍSTICAS DE LOS EPISODIOS ANALIZADOS

Parámetro	10-10-94 Cataluña	28 y 29-9-94 Mediterráneo	28-9-94 Bilbao- Santander	27-9-94 Valencia	27-9-94 Bilbao	27-9-94 Balears	27-9-94 Balears	24-9-93 Alpes	23-9-93 Alpes	23-9-93 Cataluña	2-2-93 Valencia	4-5-12-91 Canarias	25-9-91 Cataluña	19-4-91 Cataluña	5-3-91 Cataluña	5-3-91 Centro	19-2-91 Centro	19-2-91 Cataluña
Helicidad	F	F	NS	F	NS	NS	NS	F	F	F	F	F	F	NS	F	F	F	F
CAPE	F	F	F	F	NS	F	F	F	F	F	F	F	F	NS	NS	.	NS	F
Índice K	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	NS	F	F	F	F
Índice de elevación	F	F	F	F	NS	F	F	F	F	F	F	F	F	D	D	NS	D	F
Divergencia en 850hPa	F	F	D	F	NS	NS	NS	F	F	F	F	F	F	NS	D	F	NS	D
Vorticidad potencial 250hPa	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	NS	F	NS	NS	F	NS
Vorticidad potencial 500hPa	NS	NS	F	NS	F	NS	NS	F	F	F	NS	F	F	NS	NS	NS	NS	NS
Humedad relativa	F	F	F	F	F	D	D	F	F	F	F	F	F	NS	F	F	F	F
Masa de agua precipitable	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	NS	F	F	NS	F	F	F	F
Divergencia de humedad	F	F	NS	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	NS	D	F	F	F
Viento 850hPa	F	NS	NS	NS	NS	NS	NS	F	F	F	F	NS	F	NS	F	NS	NS	F
Vaguada 500hPa	F	F	F	F	NS	F	F	F	F	F	NS	F	F	NS	NS	NS	NS	NS
Zona oscura WV	F	F	F	F	F	F	F
Tipo de movimiento	F	F	F	F	NS	D	D	F	NS	F	NS	F	.	NS	D	D	NS	NS
Intensidades de lluvia	I	I	I	I	I	N	N	I	I	I	M	M	I	M	N	M	M	N
Tipo de lluvia	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	E	E	E	E

F: favorable, D: desfavorable, NS: No significativo, .: No disponible
 I: Intensa, M: Moderada, N: Nula, C: Convectiva, E: Estratiforme

- La humedad relativa media entre la superficie y 500hPa a partir del 70%.
- La masa de agua precipitable en toda la troposfera a partir de 20mm.
- Convergencia de vapor de agua en niveles bajos
- Máximos de vorticidad potencial en 250hPa ó en 500hPa acompañados de bandas oscuras con ondulación ciclónica, visibles en el canal WV del Meteosat.

Los máximos de vorticidad potencial se producen preferentemente en 250hPa, están situados a distancias de hasta unos 1000km ó 1500km corriente arriba de la zona de desarrollo de los sistemas nubosos en las horas previas a dicho desarrollo y van acompañados de bandas alargadas de aire seco estratosférico provocado por el hundimiento de la tropopausa. Este aire seco estratosférico es transportado hacia la zona donde posteriormente se desarrollarán los sistemas convectivos, detectándose como bandas muy oscuras en el canal WV del Meteosat con varias horas de antelación al desarrollo de los sistemas nubosos.

Las excepciones corresponden, como se ha dicho al día 27-09-94 en Bilbao y al día 28-09-94 en Bilbao y Santander. Respecto del día 27 cabe pensar que en realidad los datos de lluvia de que se dispone pueden ser erróneos dada principalmente la inexistencia de un sistema nuboso apreciable en las imágenes. La razón de la falta de concordancia en el día 28 cabe buscarla en una resolución horizontal insuficiente de los mapas del ECMWF utilizados.

Adicionalmente, también se obtienen las siguientes conclusiones:

El índice de elevación, LI, no es significativo en situaciones de tipo estratiforme, lo cual concuerda con su definición, en la que no se tiene en cuenta un posible intercambio de calor con el ambiente, cosa que si ocurre en los procesos de tipo estratiforme al ser éstos lentos.

Las anomalías de vorticidad potencial, cuando están presentes, se acentúan más en 250hPa que en 500hPa, lo cual indica que la actividad ciclogénica se produce con más intensidad cerca de la tropopausa que en los niveles medios de la troposfera.

En los episodios con lluvias intensas, el nivel de divergencia nula se sitúa preferentemente algo por debajo de los 500hPa.

5. AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha realizado gracias a la aportación de imágenes por parte de la ESA y del Laboratorio de Teledetección de la Universidad de Valladolid (LATUV). Queremos indicar también que la justificación del trabajo se incluye dentro de las actividades del convenio IMMPACTE entre la UPC y el Departament de Medi Ambient de la Generalitat de Catalunya.

6. BIBLIOGRAFÍA

BRADLEY, A.A. y SMITH, J.A. (1994): "The hidrometeorological environment of extreme rainstorms in the southern plains of the United States". *Journal of Applied Meteorology*, 33, 1418-1431.

CORFIDI, S., MERRIT, F. y FRITSCH, J.M. (1996): "Predicting the movement of mesoscale convective complexes". *Weather and Forecasting*, 11, 41-46.

- DOSWELL III, C.A. (1987): "The distinction between large-scale and mesoscale contribution to severe convection: A case study example". *Weather and Forecasting*, 2, 3-16.
- GEORGIEV, CH. (1997): "On the correlation of the Meteosat WV Channel Data to Positive Potential Vorticity Anomalies at 500hPa". *Comptes Rendus de l'Acad. Bulg. Scie.*, 50, 1.
- JORGE, J. (1997): "Estimación de avenidas por previsión de precipitaciones mediante imágenes Meteosat". En CASANOVA, J.L. y SANZ, J. (Eds.), "Teledetección. Usos y aplicaciones", Universidad de Valladolid, pp.471-477.
- JORGE, J. y RIVERA, J.J. (1996): "Comparison between forecast models of heavy rainfall to predict floods. Case study: NW of the Mediterranean zone". En *16th Symposium of European Association of Remote Sensing Laboratories*, La Valetta (Malta).
- JORGE, J. y RIVERA, J.J. (1997): "A proposal of pattern recognition for mesoscale cloud systems". En *International Symposium on Cyclones and Hazardous Weather in the Mediterranean*, INM/WMO, pp.85-90.
- LLASAT, M.C (1992): "Extreme Rainfall Events in Catalonia. The Case of 12 November 1988". *Natural Hazards*, 5, 133-151.
- SCOFIELD, R.A. (1987): "Stellite observed Mesoscale Convective System (MCS) propagation characteristics and a 3-12 hour heavy precipitation forecast index". NOAA technical Memorandum NESDIS 20.
- TARRUELLA, R. y JORGE, J. (1999): "Construcción de mapas de precipitación con imágenes meteosat". En RASO, J.M. y MARTÍN-VIDE, J. (Eds.), "La Climatología española en los albores del siglo XXI", Publicaciones de la Asociación Española de Climatología (AEC), Serie A, nº 1, pp.537-545.
- TUDURÍ, E. y RAMIS, C. (1997): "The Environments of Significant Convective Events in the Western Mediterranean". *Weather and Forecasting*, 12, 294-306.