

## 4. Predicción meteorológica de la lluvia.

Se analiza en esta sección los parámetros sinópticos que intervienen en la lluvia así como una breve descripción de las diferentes técnicas para la predicción de la misma.

La lluvia puede clasificarse en estratiforme o en convectiva. Los fenómenos caracterizados por flujos verticales turbulentos de calor y de momento como los aguaceros y las tormentas son convectivos. La lluvia convectiva ocupa extensiones no muy grandes y tiende a ser intermitente e intensa.

Los sistemas estratiformes están caracterizados por flujos de calor y de momento verticales relativamente débiles. Suelen darse, por ejemplo, en las zonas cercanas al extremo de los frentes cálidos, en una zona de advección cálida. Ocupan extensiones muy grandes y tienden a producir lluvia débil y de larga duración.

Algunos sistemas de nubes son híbridos durante algún periodo de su ciclo de vida y poseen una zona convectiva y una zona estratiforme. También se da el caso de muchos sistemas convectivos que al final de su proceso evolutivo, se transforman en estratiformes. Por otro lado, en algunas ocasiones, se forman sistemas convectivos en zonas amplias de precipitación estratiforme.

### 4.1. Factores meteorológicos que concurren en la lluvia.

La cantidad de lluvia por unidad de área depende de la intensidad con la que cae y del tiempo durante el que está cayendo. Sea  $R(t)$  la intensidad de lluvia instantánea y  $P$  la cantidad de lluvia por unidad de área caída en un tiempo  $\Delta t$ , se tiene

$$P = \int_{t'}^{t'+\Delta t} R(t) dt \quad (4.1)$$

Si  $\bar{R}$  es la intensidad de lluvia promediada en el tiempo y  $\Delta t$  la duración de la lluvia

$$\bar{R} = \frac{\int_{t'}^{t'+\Delta t} R(t) dt}{\Delta t} \quad (4.2)$$

entonces, la lluvia total  $P$  (en mm o  $l/m^2$ ) podrá expresarse como:

$$P(\Delta t) = \bar{R} \Delta t \quad (4.3)$$

#### 4.1.1. Factores que influyen en la intensidad de lluvia

La intensidad de lluvia instantánea,  $R(t)$ , en un punto dado, es proporcional al flujo vertical de humedad  $\phi = w q$ , donde  $w$  es la componente vertical de la velocidad del viento y  $q$  es la humedad específica del aire ascendente (Doswell et al., 1996). De esta manera, un aire muy húmedo que asciende rápidamente tiene una probabilidad alta de producir lluvia intensa, aunque no todo el vapor de agua del aire que asciende caerá posteriormente en forma de lluvia; depende ésta de la eficiencia de la lluvia  $\varepsilon$ , entendida como la proporción entre la masa de agua que cae en forma de lluvia  $m_p$  y el flujo de masa de agua que entra a la nube  $m_i$ ,

$$\varepsilon = m_p / m_i$$

de manera que

$$R(t) = \varepsilon w q = (m_p / m_i) w q \quad (4.4)$$

Para que se produzca un flujo vertical de vapor de agua (convección húmeda) importante, se han de dar una serie de condiciones simultáneas en la atmósfera tales como:

- Ha de haber inestabilidad, que haga posible los movimientos ascendentes a escala sinóptica.
- Ha de haber suficiente humedad para que las burbujas de aire puedan alcanzar su nivel de convección libre (NCL).
- Ha de existir algún proceso mediante el cual la burbuja de aire sea elevada hasta su NCL. Según Doswell (1987) 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, la elevación forzada del aire causada por la orografía tiene mucha importancia dada la localización de sierras montañosas paralelas a la costa (Llasat, 1992).

La mayoría del vapor de agua que entra en una nube convectiva se condensa, en cambio no todas las gotas de agua caen posteriormente en forma de lluvia, una buena parte se evapora. En la evaporación intervienen aspectos de microfísica de nubes, tales como la distribución de tamaños de las gotas de agua, la fracción de partículas de hielo presentes, etc.

Estos factores que afectan a la eficiencia  $\epsilon$  son inobservables con las herramientas que utiliza la predicción operacional.

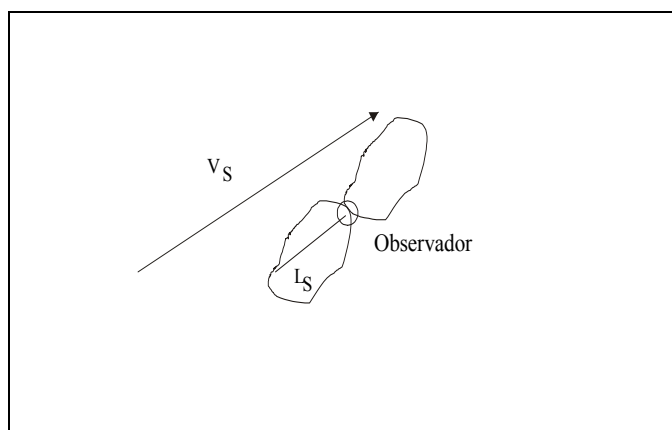
Otros factores que afectan a la eficiencia de la lluvia son la humedad relativa del aire que rodea la nube y la cizalladura del viento. Si el aire ambiental tiene una humedad relativa baja, se producirá abundante evaporación y, por consiguiente, poca lluvia. En cuanto a la cizalladura del viento, no está demostrada la forma en que afecta a la eficiencia, puesto que se han obtenido resultados contradictorios (Frankhauser, 1988).

#### 4.1.2. Factores que influyen en la duración de la lluvia.

En un observatorio dado, la duración de la lluvia  $\Delta t$ , 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.

Sea  $\vec{V}_s$  la velocidad del sistema nuboso y  $L_s$  la longitud del sistema en la dirección de la velocidad (figura 4.1), se tiene que el tiempo,  $\Delta t$ , durante el cual el observatorio puede registrar precipitación viene dado por la siguiente expresión:

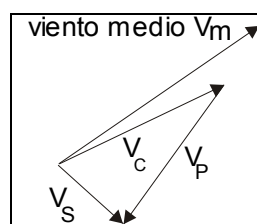
$$\Delta t = L_s / |\vec{V}_s| \quad (4.5)$$



**Figura 4.1.-** Velocidad del sistema nuboso

Así, un sistema nuboso que se mueva lentamente y cuyo tamaño en la dirección del movimiento sea grande podrá producir lluvias de elevada duración, suponiendo que mantenga sus características en el periodo durante el cual pasa por encima del observador.

Para el caso de sistemas convectivos, la velocidad del sistema  $\vec{V}_s$  es la suma de la velocidad media de las células que lo componen,  $\vec{v}_c$ , y la velocidad de propagación  $\vec{v}_p$  debida a la aparición, desarrollo y posterior fusión de células convectivas en su periferia, proceso denominado regeneración, tal como señala Corfidi et al. (1996). La figura 4.2 recoge gráficamente dicha relación.



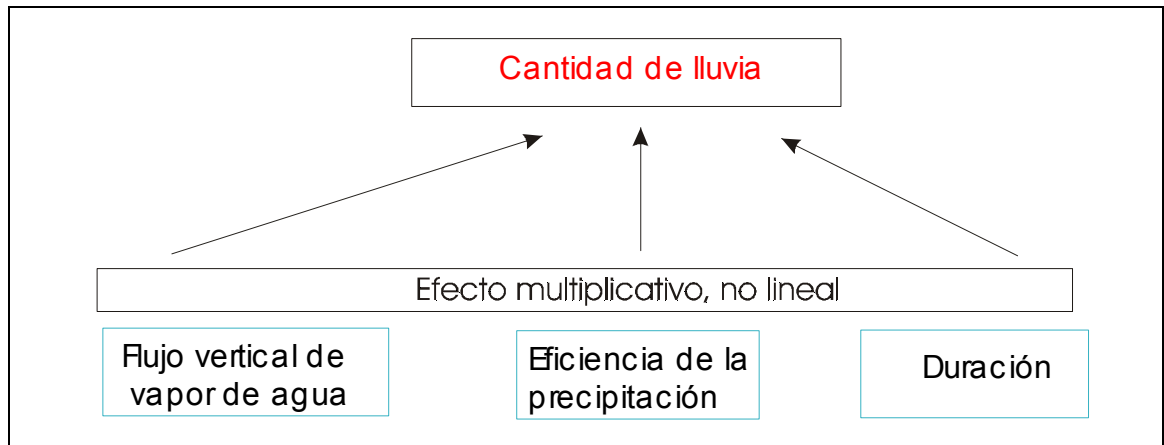
**Figura 4.2.-** Velocidad de los sistemas convectivos

La velocidad de las células es fácilmente pronosticable; coincide aproximadamente con el viento medio en el cual están inmersas dichas células. La predicción de la velocidad de propagación es más difícil, ya que la convección puede interactuar con el entorno para desarrollar nuevas convecciones alrededor de las células principales.

Dicha propagación se produce si el entorno del sistema convectivo reúne las condiciones termodinámicas adecuadas, la energía potencial suficiente para desarrollar las nuevas células y el grado de humedad suficiente.

La propagación puede ocurrir en cualquier lugar de la periferia del sistema. Si tiene lugar delante, a sotavento del viento medio troposférico, se produce entonces una aceleración en el movimiento del sistema; a este tipo de propagación se le denomina "hacia delante" (*forward*). Si la propagación ocurre en la parte trasera del sistema, a barlovento del viento medio troposférico, tiene lugar una deceleración del sistema; a este tipo de propagación se le denomina "hacia atrás" (*backward*). Con este último tipo de propagación se suelen dar episodios con lluvias intensas ya que el sistema permanece mucho tiempo estacionado prácticamente en el mismo lugar.

Por lo tanto, los factores que determinan la cantidad de lluvia pueden ser resumidos tal como se muestra en la figura 4.3



**Figura 4.3.-** Factores que determinan la cantidad de lluvia.

## **4.2. 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).

### **4.2.1. 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. Doswell (1987) sugiere que 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.

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.

Denotemos por otra parte, el hecho de que algunas inundaciones súbitas han ocurrido en situaciones sinópticas aparentemente benignas, por ejemplo, en lugares próximos a una cresta en el mapa de 500hPa (Maddox, 1979). La explicación está en el efecto de la supresión de convección que tiene el anticiclón. La subsidencia asociada con el anticiclón produce un

calentamiento en las capas bajas y, por tanto, un aumento del gradiente vertical de temperatura. Por otra parte, la supresión de las convecciones produce una acumulación de humedad. Ambos ingredientes, como ya se ha dicho, favorecen la intensidad de la lluvia.

Existen varios parámetros que dan cuenta del grado de inestabilidad en la atmósfera, han demostrado su utilidad en el estudio de episodios de lluvias intensas (Bradley y Smith, 1994) y se muestran en la tabla 4.1.

**Tabla 4.1.-** Parámetros de inestabilidad

<b>Indice</b>	<b>Símbolo</b>	<b>Nombre original</b>	<b>Autor</b>
De elevación	LI	Lifted Index	Galway, 1956
De Showalter	SI	Showalter Index	Showalter, 1953
K	IK	K index	George, 1960
Total de totales	TT		Miller, 1972
CAPE	CAPE	Convective Available Potential Energy	Weisman y Klemp, 1986

Por ser habitualmente utilizados en nuestro ámbito geográfico, en el presente estudio se utilizan los parámetros de inestabilidad siguientes: índices IK, LI y CAPE. A continuación pasamos a dar una descripción de los mismos.

- Índice K

El índice K se define en la forma

$$IK=(T_{850} - T_{500}) + Td_{850} - (T_{700} - Td_{700}) \quad (4.6)$$

donde  $T_{850}$ ,  $T_{700}$  y  $T_{500}$  son las temperaturas correspondientes a los niveles de 850, 700 y 500hPa respectivamente, y  $Td_{850}$  y  $Td_{700}$  las temperaturas del punto de rocío en 850 y 700hPa respectivamente. Este índice 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. Tudurí y Ramis (1997) han comprobado que en la zona Mediterránea el desarrollo de sistemas convectivos importantes ocurre con valores de IK de 20°C en promedio, mientras que en las situaciones de buen tiempo IK presenta valores de 2.8°C en promedio. Se ha comprobado, además, que este índice es útil en la predicción de desarrollos

de sistemas nubosos en ausencia de ascensiones intensas a escala sinóptica, ya que en las ascensiones lentas existe incorporación de aire exterior al sistema nuboso, y tiene sentido el término que tiene en cuenta la entrada de aire seco en 700hPa (Bluestein, 1993).

- Índice LI

El índice LI se define por

$$LI = T_{500} - T'_{500} \quad (4.7)$$

donde  $T_{500}$  es la temperatura en la superficie de 500hPa y  $T'_{500}$  la temperatura que alcanzaría una burbuja de aire elevada desde los 100hPa más bajos del sondeo, que es donde el contenido de vapor de agua es mayor, hasta el nivel de condensación por elevación y posteriormente hasta los 500hPa de forma pseudoadiabática.

Un índice LI negativo indica posibilidad de convección y si es inferior a  $-6^{\circ}\text{C}$  indica posibilidad de convecciones fuertes (Bluestein, 1993). Shi y Scofield (1987) toman valores de  $-4^{\circ}\text{C}$  o inferiores como indicadores de convecciones intensas. Estos valores están validados en EEUU, pero Tudurí y Ramis (1997) han observado convecciones con lluvias muy intensas en la zona Mediterránea para valores LI de hasta  $2.4^{\circ}\text{C}$  en promedio, obteniendo para situaciones de buen tiempo valores medios de  $6.5^{\circ}\text{C}$ .

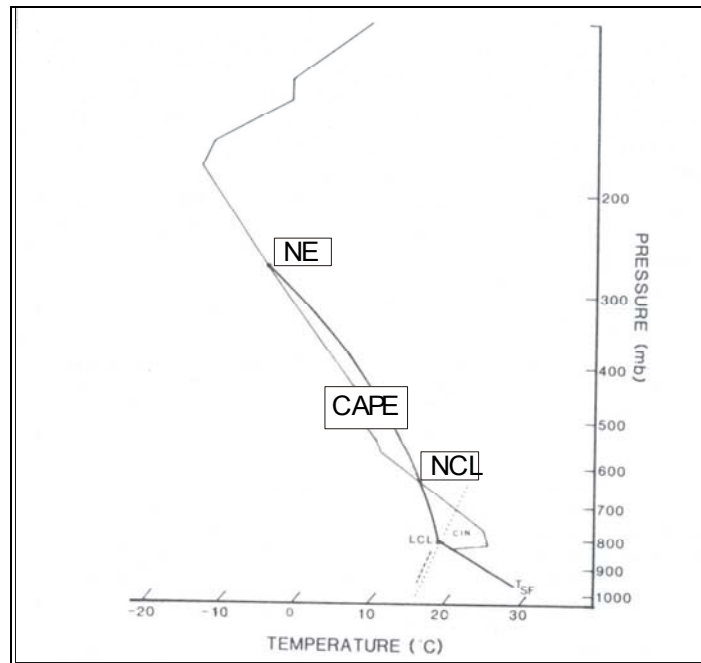
- Índice CAPE

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. Se determina por la expresión

$$CAPE = g \int_{NCL}^{NE} \frac{\theta - \theta_e}{\theta_e} dz \quad (4.8)$$

donde  $NCL$  es el nivel de convección libre y  $NE$  el nivel de equilibrio de la burbuja de aire ascendente,  $\theta$  y  $\theta_e$  son las temperaturas potenciales del aire ascendente y del ambiente respectivamente (figura 4.4)

Valores de CAPE entre 1000 y 3000  $\text{J kg}^{-1}$  son indicativos de convecciones intensas para la zona de EEUU, habiéndose observado valores de CAPE de hasta 5000-7000  $\text{J kg}^{-1}$ . En la zona Mediterránea se han observado numerosos episodios de convección con lluvias muy intensas con valores de CAPE que van desde 0 hasta 4300  $\text{J kg}^{-1}$ , aproximadamente (Tudurí y Ramis, 1997).



**Figura 4.4.-** Obtención del CAPE (Bluestein, 1993).

Weisman and Klemp (1986) han demostrado que el número de Bulk Richardson, que combina el índice CAPE y la cizalladura vertical del viento puede ser utilizado para prever la formación de sistemas multicelulares o, por el contrario, una supercélula.

Otros parámetros que se utilizan para el análisis del flujo vertical de vapor de agua, y que se consideran más adelante, se describen a continuación, y son la helicidad; el viento en niveles bajos; la masa de agua precipitable; la humedad relativa; la divergencia en niveles bajos y en niveles altos; la convergencia de humedad y la vorticidad potencial en las capas altas.

- Helicidad

La helicidad, GRH, 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 como se demostrará más adelante. Se define por

$$GRH = -\int_{z_1}^{z_2} \vec{k} \cdot (\vec{v} \wedge \frac{\partial \vec{v}}{\partial z}) dz \quad (4.9)$$

donde  $\vec{k}$  es el vector unitario vertical,  $\vec{v}$  el viento horizontal y  $z$  la coordenada vertical (Davies-Jones et al., 1990).

Utilizando la ecuación hidrostática, la helicidad puede escribirse en función de la presión

$$GRH = -\int_{p_1}^{p_2} \vec{k} \cdot (\vec{v} \wedge \frac{\partial \vec{v}}{\partial p}) dp \quad (4.10)$$

donde  $p_1$  y  $p_2$  son dos niveles de presión arbitrarios. La helicidad que se utiliza más tarde en el análisis de los episodios está calculada entre 1000hPa y 700hPa.

Suponiendo el viento geostrófico, la contribución de la variación vertical de la componente no geostrófica del viento a la helicidad es, excepto en casos muy especiales, mucho más pequeña que la contribución proveniente del viento geostrófico (Tudurí y Ramis, 1997), la helicidad se relaciona directamente con la advección media de temperatura entre los dos niveles  $p_1$  y  $p_2$  según se demuestra a continuación.

Se tiene para la cizalladura vertical del viento geostrófico

$$\frac{\partial \vec{v}_g}{\partial p} = -\frac{R}{f p} (\vec{k} \wedge \vec{\nabla}_p T)$$

donde  $R$  es la constante específica del aire seco y  $f$  el parámetro de Coriolis

$$\vec{v}_g \wedge \frac{\partial \vec{v}_g}{\partial p} = \vec{v}_g \wedge \left( \frac{R}{f p} \vec{\nabla}_p T \wedge \vec{k} \right) = \frac{R}{f p} \vec{\nabla}_p T (\vec{v}_g \cdot \vec{k}) - \vec{k} \left[ \vec{v}_g \cdot \left( \frac{R}{f p} \vec{\nabla}_p T \right) \right]$$

siendo nulo el primer término de la derecha por ser horizontal el viento. Se tiene, pues

$$\vec{v}_g \wedge \frac{\partial \vec{v}_g}{\partial p} = -\frac{R}{f p} \vec{k} (\vec{v}_g \cdot \vec{\nabla}_p T)$$

y sustituyendo en 4.10 se obtiene para la helicidad

$$GRH = -\int_{p_1}^{p_2} \vec{k} \cdot \left[ -\frac{R}{f p} \vec{k} (\vec{v}_g \cdot \vec{\nabla}_p T) \right] dp = -\frac{R}{f p} \int_{p_1}^{p_2} (-\vec{v}_g \cdot \vec{\nabla}_p T) dp \quad (4.11)$$

que corrobora la afirmación de que la advección media de temperatura está relacionada con la helicidad. Así, una advección cálida, promediada en un estrato, implica valores positivos en la

helicidad en ese estrato y al revés. Tudurí y Ramis (1997) han observado episodios convectivos importantes con valores de la helicidad entre  $-200$  y  $+200 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ , aunque en la mayoría de los casos, la helicidad toma valores entre  $0$  y  $200 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$  en promedio.

- Viento en niveles bajos

En cuanto al viento, la situación más favorable para que se produzcan lluvias intensas es que éste sople en niveles bajos,  $850 \text{ hPa}$ , de tal manera que aporte aire cálido y húmedo a la zona de convección.

- Masa de agua precipitable

La distribución vertical de humedad se tiene en cuenta a través de la humedad relativa media (HR) entre la superficie y  $500 \text{ hPa}$  y la masa de agua precipitable ( $PW$ ) entre la superficie y  $100 \text{ hPa}$ , definida por

$$PW = \frac{1}{g} \int_p^{p_0} q dp \quad (4.12)$$

donde  $p_0$  es la presión en la superficie,  $p=100 \text{ hPa}$  y  $q$  la humedad específica

En el área mediterránea se han observado episodios convectivos que han provocado lluvias muy altas con valores de la masa de agua precipitable de  $22$  a  $25 \text{ mm}$ , en promedio, y tan solo de  $16 \text{ mm}$  en situaciones de buen tiempo (Tudurí y Ramis, 1997).

- Divergencia horizontal del viento

La divergencia horizontal ( $div_h$ ) se define por

$$div_h \vec{v} = \frac{\partial v_x}{\partial x} + \frac{\partial v_y}{\partial y} \quad (4.13)$$

donde  $x$  e  $y$  son las coordenadas horizontales y  $\vec{v}$  es el vector velocidad del viento. Las divergencias en los niveles  $850 \text{ hPa}$  y  $500 \text{ hPa}$  son utilizadas en los análisis de los episodios.

- Divergencia de humedad

La divergencia de humedad ("water vapour flux divergence") se define por

$$WVFD = \frac{1}{g} \int_{p_0}^p \nabla \cdot (q\vec{v}) dp \quad (4.14)$$

donde  $\vec{v}$  es el vector velocidad del viento. Los niveles que se han utilizado en este trabajo son  $p_0 = 1000 \text{ hPa}$  y  $p = 800 \text{ hPa}$ .

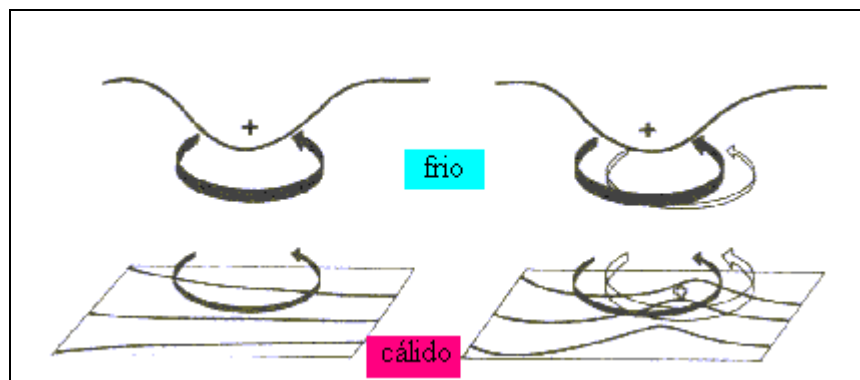
- Vorticidad potencial

Otro parámetro a tener en cuenta en la predicción de la intensificación de los sistemas depresionarios es la vorticidad potencial en las capas altas de la troposfera ( $PV$ ) definida por

$$PV = -g \left[ f + \left( \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right)_p \right] \frac{\partial \theta}{\partial p} \quad (4.15)$$

donde  $f$  es el parámetro de Coriolis,  $(u, v)$  son las componentes horizontales del viento y  $\theta$  la temperatura potencial. Se toma  $10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ K kg}^{-1}$  como unidad de vorticidad potencial, la cual se designa por PVU ("Potential Vorticity Unity"). Valores menores que 1.5 PVU corresponden habitualmente a aire troposférico y valores superiores a 1.5 PVU a aire estratosférico (Bluestein, 1993).

Los valores relativamente grandes de la vorticidad potencial en las capas altas de la troposfera, grandes respecto de los valores que toma en los otros puntos de la misma superficie isobárica, se denominan anomalías positivas de vorticidad potencial ( $PPVA$ ), y están provocadas por el hundimiento de la tropopausa que arrastra hacia abajo aire seco de la estratosfera. Estos aumentos de la vorticidad potencial en las capas altas inducen procesos de ciclogénesis que se propagan hacia abajo, en ocasiones hasta llegar a la misma superficie terrestre, originándose al mismo tiempo un proceso en sentido inverso de reforzamiento de tales corrientes ciclónicas. El proceso anterior se ilustra en la figura 4.5 (Ucellini et al. 1985).



**Figura 4.5.-** Ciclogénesis originada por un aumento de vorticidad potencial en las capas altas de la troposfera (Ucellini et al., 1985).

Estos procesos de ciclogénesis en altura, que pueden tener lugar a distancias hasta de 1500-2000km corriente arriba y ser detectados en muchas ocasiones con varias horas de antelación, pueden desempeñar un papel muy importante en episodios convectivos intensos y de desarrollo rápido y explosivo.

La superficie de 500hPa es un nivel adecuado para el análisis de estos procesos de ciclogénesis ya que ocurren en la troposfera alta y, en ocasiones, tienen dimensiones mesoescalares que los hacen pasar desapercibidos en los mapas sinópticos, no así en las imágenes del canal WV (muy sensible a la presencia de vapor de agua en ese nivel y con mayor resolución espacial que los mapas sinópticos, figura 4.6). En promedio, los valores normales de vorticidad potencial en 500hPa y en nuestra latitud, están entorno a 0.5 PVU en invierno y 0.6 PVU en verano. Además de la superficie de 500hPa se utiliza también la de 250hPa, en ella los valores normales son de 3 PVU en invierno y de 1.5 PVU en verano (Bluestein, 1993). Es de señalar también que los mapas de vorticidades potenciales sobre una superficie isobárica reflejan más detalles que las topografías en el mismo nivel, ello es debido a que el campo de vorticidades potenciales está relacionado con la derivada segunda del campo de alturas y, como es sabido, las derivadas segundas de una función reflejan bien los pequeños cambios en la función.

En el análisis de los episodios se utilizarán los valores de las vorticidades potenciales en los niveles de 500hPa y 250hPa.

#### **4.2.2. 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  $1\text{cm s}^{-1}$ , 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.

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. El mecanismo es el siguiente: las gotas de agua, y los cristales de hielo en niveles muy altos, se producen en corrientes ascendentes del orden de  $1-10\text{ms}^{-1}$  en Cumulus en fase de crecimiento; cuando alcanzan un tamaño suficiente caen superando las corrientes ascendentes, fase de maduración. La corriente descendente de la lluvia que cae, contrarresta el movimiento ascendente y puede llegar a anularlo enfriando el aire por evaporación de parte de las gotas. Si la corriente descendente llega al suelo, se esparce en todas direcciones, ocasionando rachas de viento frío ("gust") que puede dar lugar a un pequeño frente frío asociado (frente de racha). Estas rachas pueden elevar aire de los alrededores hasta su nivel de convección libre a lo largo del contorno de la nube, creándose nuevas células hijas alrededor de la original, formándose así una estructura multicelular y dando lugar a los diferentes tipos de propagación analizados en la sección 4.1.2, según cual sea la zona del sistema en que se producen estas nuevas células. Si los diversos frentes de racha se fusionan, pueden llegar a formar alrededor de la nube principal un gran frente, al que se le denomina "outflow boundary". Según sea la cizalladura del viento en niveles bajos, se favorece o entorpece la formación de nuevas células convectivas.

En la zona Mediterránea son precisamente sistemas de mesoescala los que producen lluvias intensas más frecuentemente, son los llamados Sistemas Convectivos de Mesoescala (MCS), que en nuestras latitudes no están definidos de forma precisa: Riosalido (1990, 1997) establece sus características por:

- Longitud del eje mayor entre 25 y 800km, con un promedio de 400km.
- Zona activa (núcleo) con temperaturas alrededor de  $-62^{\circ}\text{C}$  (211 K).
- Mezcla de sistemas evidente en las imágenes de satélite.
- Crecimiento rápido y enfriamiento de los núcleos.
- Forma del yunque en función de la cizalladura del viento (circular, alargado, etc.).
- Duración entre 3 y 24 h con un promedio de 11.5h.

Morel et al. (1997) caracterizan los MCS como aquellos sistemas nubosos convectivos que en las imágenes del canal IR del Meteosat ocupan zonas contiguas con temperaturas inferiores o iguales a  $-45^{\circ}\text{C}$ , con una área mínima de  $5000\text{ km}^2$  (123 pixeles

aproximadamente, en nuestra latitud), y que llegan a alcanzar en algún momento de su evolución, un área de 10000 km<sup>2</sup>, sin experimentar rotura ni mezclas con otros sistemas.

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° x 0.75°, lo cual equivale a unos 225 pixeles (78km x 117km = 9126km<sup>2</sup>), aproximadamente, en los canales IR o WV del Meteosat, en nuestra latitud (figura 4.6). Es clara, pues, la importancia de las imágenes de satélite en la detección de dichos fenómenos.

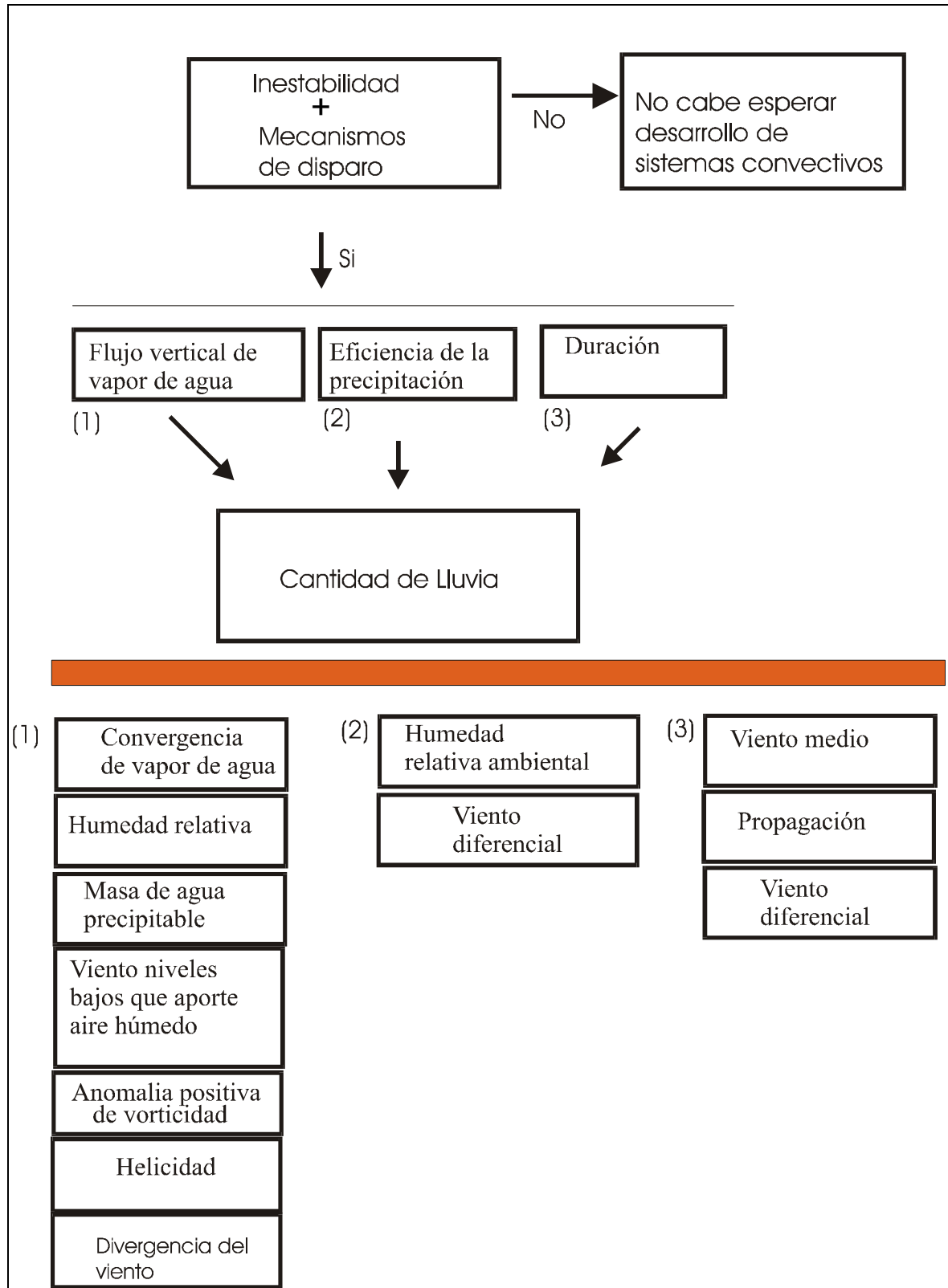
	225 pixeles en los canales IRo WV	0.75°
	0.75°	

**Figura 4.6.-** Resolución horizontal de los mapas sinópticos del ECMWF utilizados.

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 (Ramis et al, 1998).

A modo de resumen, en la figura 4.7 se muestran los factores que influyen en la lluvia y los parámetros sinópticos y de mesoescala relacionados con ellos.



**Figura 4.7.-** Factores que determinan la cantidad de lluvia y parámetros sinópticos y de mesoescala relacionados con ellos.

En los episodios analizados en el capítulo 6 se han utilizado directamente todos los parámetros sinópticos relacionados en la figura 4.7, 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.

Así pues, para el análisis de predicción con 3 horas de antelación que se realizará, además de los mapas de superficie y de altura del Boletín Meteorológico Diario del INM, de las imágenes en el canal WV para detectar ciclogénesis y de las imágenes en el canal IR para hallar la velocidad de desplazamiento de los sistemas y su propagación, se utilizarán los parámetros sinópticos que se muestran en la tabla 4.2.

**Tabla 4.2.-** Parámetros sinópticos.

<b>Parámetro</b>	<b>Abrev.</b>	<b>Unidades</b>	<b>Incremento</b>
Convective Available Potential Energy	CAPE	J kg <sup>-1</sup>	250
Indice K	IK	°C	5
Indice de elevación	LI	°C	2
Helicidad relativa (Ground Relative Helicity)	GRH	m <sup>2</sup> s <sup>-2</sup>	25
Divergencia en 500hPa	DIV50	10 <sup>-5</sup> s <sup>-1</sup>	0.5
Divergencia en 850 ha	DIV85	10 <sup>-5</sup> s <sup>-1</sup>	0.5
Humedad relativa entre la superficie y 500hPa	HUR95	%	10
Masa de agua precipitable	PRWA	Mm	2
Vorticidad potencial en 250hPa	PV25	10 <sup>-6</sup> m <sup>2</sup> s <sup>-1</sup> K kg <sup>-1</sup>	0.5
Vorticidad potencial en 500hPa	PV50	10 <sup>-6</sup> m <sup>2</sup> s <sup>-1</sup> K kg <sup>-1</sup>	0.1
Viento horizontal en 850hPa	WIND	m/s	5
Divergencia de vapor de agua entre la superficie y 800hPa	WVFD98	10 <sup>-3</sup> gm <sup>-2</sup> s <sup>-1</sup>	100

\* (Las abreviaturas son las que figuran en los mapas)

Si se dan las condiciones sinópticas suficientes de inestabilidad y se produce algún mecanismo que facilite la elevación del aire, se desarrollarán sistemas nubosos de mayor o menor envergadura.

El análisis y seguimiento de los sistemas nubosos a través de las imágenes permite obtener información de los mismos con vistas a una localización de lluvias intensas más



inmediata. Los parámetros de imagen que habitualmente se analizan en las predicciones de este tipo (Scofield, 1987 a) son:

- La temperatura del núcleo (zona más activa del sistema nuboso), que indica el desarrollo vertical del sistema.
- El crecimiento de dicho núcleo, que nos da idea de la fase en que se encuentra el sistema, si es en fase de crecimiento o, por el contrario, en fase de decaimiento.
- Penetración del sistema nuboso en la estratosfera, indicativa de gran desarrollo vertical.
- Mezcla de sistemas, que incrementa notablemente la lluvia.
- Velocidad de desplazamiento del sistema, que es un indicativo de la duración de la lluvia.

### **4.3. Técnicas de predicción y de estimación.**

Existen numerosas técnicas de predicción de lluvia ("forecasting") con diferentes tiempos de predicción y válidas para zonas de tamaños diversos. Como ya se ha dicho, las imágenes de satélite suponen una importante herramienta en dichas técnicas y están presentes en la mayoría de ellas.

Las técnicas de predicción y de estimación de lluvia caída que utilizan principalmente imágenes de satélite se pueden dividir en cuatro categorías según Kidder y Vonder Haar (1995):

A) **Técnicas de índice de nubes.** ("cloud indexing"). Se basan en que es relativamente fácil identificar tipos de nubes en las imágenes de satélite y se asigna una intensidad de lluvia a cada tipo de nube teniendo en cuenta el tiempo que permanece encima del observatorio.

B) **Técnicas bi-espectrales.** Combinan la información de los dos canales VIS e IR teniendo en cuenta que las nubes frías (en el canal IR) y brillantes (en el canal VIS) son las que producen más lluvia.

C) **Técnicas de ciclo de vida** ("Life-History"). Se basan en el hecho de que la cantidad de lluvia de una nube, sobretodo de una nube convectiva, es función del estadio de su ciclo de vida en el que se encuentra. Dichas técnicas utilizan imágenes de satélite geoestacionario dada su alta resolución temporal

D) **Técnicas de modelo de nubes.** Incorporan la información física del sistema nuboso y de las condiciones ambientales que lo rodean. Por ser éstas técnicas las más

completas en cuanto a cantidad de información utilizada, son las que se utilizan en el presente trabajo, teniendo en cuenta que se pretende realizar una predicción y un seguimiento de las lluvias intensas a un plazo corto de tiempo y que en el área mediterránea, los sistemas evolucionan con bastante rapidez, (entre 3 y 24h, con un promedio de 11,5h según Riosalido, 1997).

#### **4.3.1. Técnicas de modelo de nubes**

De las diferentes técnicas de predicción y estimación de lluvia basadas en un modelo de nubes, las que se analizan en el presente trabajo por ser las que mejor se adaptan a la resolución espacial y temporal de los datos de que se dispone y al tiempo de predicción con que se pretende trabajar, son: la técnica Autoestimator (Vicente et al., 1998) y la técnica de Scofield (Scofield, 1987a). Por ello se describen brevemente a continuación.

##### **1) Técnica "Autoestimator"**

Es una técnica operacionalmente muy simple, objetiva y fácil de automatizar. Realiza estimaciones para 1, 3, 6 y 24 horas. Utiliza el canal IR y se basa en una relación estadística entre la intensidad de lluvia y la temperatura de cada pixel de la imagen. La intensidad de lluvia así obtenida es ajustada teniendo en cuenta la humedad relativa y la masa de agua precipitable. Sólo se consideran las zonas activas de la nube que estén en fase de intensificación, es decir, disminuyendo su temperatura. Se aplica a temperaturas entre 195K y 260K (-78°C, -13°C).

##### **2) Técnica Scofield.**

Fue propuesta por R.A. Scofield y es usada operacionalmente en el NESDIS de EE.UU. para las predicciones de lluvias intensas. Utiliza imágenes del satélite geoestacionario americano GOES para realizar predicciones de lluvia a muy corto plazo (½, 1, 3 horas), producida por sistemas convectivos de mesoescala. La predicción de la lluvia se basa en el análisis de los cambios de dichos sistemas en dos imágenes sucesivas en el canal IR (con 1/2h de intervalo) y en las condiciones termodinámicas del ambiente.

Esta técnica tiene en cuenta numerosos aspectos físicos, tanto del sistema nuboso como de las condiciones del entorno, siendo muy dependiente del analista y, por tanto, difícil de automatizar. En la tabla 4.3 se resumen las características de las dos técnicas citadas.

**Tabla 4.3.-** Técnicas de Predicción de lluvia analizadas.

<b>Técnica</b>	<b>Canales</b>	<b>Intervalo de tiempo de las imágenes</b>	<b>Parámetros de imagen</b>	<b>Parámetros sinópticos</b>	<b>Automatización</b>
<b>Scofield (1/2h)</b>	IR (VIS opcional)	½ h	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Temperatura de la cima de la nube</li> <li>• Area</li> <li>• Penetración de la nube en la estratosfera ("Overshooting")</li> <li>• Líneas de mezcla de nubes ("merge")</li> <li>• Tiempo de permanencia</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Viento a 200-300hPa</li> <li>• Humedad relativa (Sup-500hPa)</li> <li>• Masa de agua precipitable (Sup-500hPa)</li> </ul>	No
<b>Scofield (3-12h)</b>	IR	1h	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Regeneración</li> <li>• Posición del núcleo con relación al MCS.</li> <li>• Velocidad de propagación del sistema</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Areas de movimiento vertical ascendente a escala sinóptica y mesoescala</li> <li>• <math>\theta_e</math></li> <li>• Inestabilidad</li> <li>• Humedad relativa Sup.-500hPa</li> <li>• Sup. (o 850hPa) convergencia de humedad</li> <li>• Advección de punto de rocío en Sup. (o 850hPa)</li> <li>• Zonas de advección positiva de vorticidad</li> <li>• Viento sup. y 850mb</li> <li>• Topografía de 850-300 mb</li> <li>• Masa de agua precipitable Sup.-500 mb</li> </ul>	No
<b>Autoestimator</b>	IR	1/2h	Núcleo	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Humedad relativa</li> <li>• Masa de agua precipitable.</li> </ul>	Si