

# PAPEL DE LA LIBERACION DEL CALOR LATENTE DE CONDENSACION EN LA MAGNITUD DE LA VELOCIDAD VERTICAL

**J. A. Quirantes Calvo**  
**E. Rodríguez Camino**  
**(S. Predicción Numérica)**

En los episodios de lluvias fuertes se libera una gran cantidad de calor latente de condensación que puede llegar a forzar la velocidad vertical de forma muy predominante enmascarando el forzamiento dinámico. Se presentan las velocidades verticales diagnosticadas resolviendo la ecuación omega (con y sin términos diabáticos correspondientes a la liberación de calor latente de condensación) por procedimientos de relajación.

## 1. INTRODUCCION

La predicción y diagnosis de las relaciones entre sistemas ciclónicos y las nubes y precipitación asociadas con ellos ha sido uno de los temas más estudiados en meteorología. En concreto, la liberación de calor latente que se produce al precipitar el vapor de agua contenido en la atmósfera interacciona con los sistemas ciclónicos influyendo en su posterior desarrollo y evolución. Ha sido un tema muy estudiado y debatido (véase por ejemplo, Smith et al. —1984—, Reed et al. —1988—) el papel que en la ciclogénesis tienen los procesos en los que se libera calor latente frente a otros procesos, en especial los de tipo **baroclinico seco**. Numerosos autores se han servido de las técnicas de modelización numérica para esclarecer los procesos de retroalimentación que tienen lugar durante las fases de **ciclogénesis** de sistemas de presión entre la energía proporcionada al liberarse calor latente y la estructura dinámica de dichos sistemas. Obviamente estos estudios son muy dependientes del modelo empleado y en concreto de los esquemas de **parametrización** de los procesos de condensación empleados. A pesar de este inconveniente que invita a probar con variedad de esquemas de condensación para validar los resultados provisionalmente obtenidos, se pueden dar los primeros pasos en un intento de establecer la importancia de la liberación de calor latente en el aumento de los movimientos verticales asociados con sistemas ciclónicos extratropicales en desarrollo.

## 2. APROXIMACION AL TEMA

En este trabajo se va a emplear un enfoque basado en la ecuación omega "generalizada" (véase Krishnamurti, 1964), en la que, además de los términos de forzamiento dinámico por la advección diferencial de vorticidad y por la laplaciana de la advección térmica, se incluye un término que tiene en cuenta el forzamiento sobre la velocidad vertical debido a la energía liberada al condensarse el vapor de agua. En el trabajo original de Krishnamurti se incluyen más términos que tienen en cuenta, por ejemplo, los efectos de las tensiones de rozamiento, los efectos de la transferencia de calor sensible desde los océanos a la atmósfera, la laplaciana de la advección térmica por la parte divergente del viento, la advección diferencial de vorticidad por la parte divergente del viento, etc. En total se llegan

a considerar hasta 12 términos de forzamiento. Sería muy deseable explorar en qué situaciones los términos que habitualmente se ignoran en la teoría cuasigeostrófica pueden llegar a pesar de forma decisiva.

La hipótesis de partida de este trabajo es que en episodios de fuertes lluvias en los que se libera gran cantidad de calor latente de condensación, el forzamiento en la velocidad vertical por este efecto puede llegar a predominar sobre el forzamiento dinámico de los dos términos de advección diferencial de vorticidad y de laplaciana de advección térmica. Según esta hipótesis no sería lícito no considerar este término de liberación de calor de condensación cuando ya han comenzado las precipitaciones intensas.

Se procederá resolviendo la ecuación omega en dos pasos; el primero de ellos, sin incluir los efectos de la liberación de calor latente en la velocidad vertical, y el segundo, incluyéndolos. Restando ambas velocidades verticales se inferirá el forzamiento que en la velocidad vertical introducen los procesos de condensación.

La ecuación omega con el término adicional tiene la siguiente expresión (véase ref.3):

$$\sigma \nabla^2 \omega + f_o^2 \frac{\partial^2 \omega}{\partial p^2} = f_o \frac{\partial}{\partial p} J(\psi, \nabla^2 \psi + f) - f_o \nabla^2 J(\psi, \frac{\partial \psi}{\partial p}) - \frac{R}{c_p p} \nabla^2 H_L$$

donde el último término incorpora el efecto de la liberación del calor latente de condensación. Este término puede expresarse como:

$$\nabla^2 H_L = -L \nabla^2 \omega \frac{\partial q_s}{\partial p}$$

Reorganizando la ecuación omega:

$$\nabla^2 \left( \sigma - \frac{RL}{c_p p} \frac{\partial q_s}{\partial p} \right) \omega + f_o^2 \frac{\partial^2 \omega}{\partial p^2} = f_o \frac{\partial}{\partial p} J(\psi, \nabla^2 \psi + f) - f_o \nabla^2 J(\psi, \frac{\partial \psi}{\partial p})$$

se observa que formalmente tiene el mismo aspecto que la ecuación omega con sólo los dos términos dinámicos de forzamiento, sin más que redefiniendo el parámetro de estabilidad para el caso en el que haya condensación de la siguiente forma:

$$\sigma_M = \sigma - \frac{RL}{c_p p} \frac{\partial q_s}{\partial p}$$

Como es necesario que para que se mantenga la elipticidad de la ecuación, se impone un límite inferior positivo,  $\sigma_M = 0.002$ .

En consecuencia, si se resuelve la ecuación omega clásica con el parámetro de estabilidad

$$\sigma = \frac{R}{p} \left( \frac{\partial T}{\partial p} - \frac{R}{C_p} \frac{T}{p} \right)$$

se obtiene la velocidad vertical forzada dinámicamente por la advección diferencial de vorticidad y por la laplaciana de la advección térmica. Y si se resuelve la ecuación omega clásica con el nuevo parámetro de estabilidad

$$\sigma_M = \frac{R}{p} \left( \frac{\partial T}{\partial p} - \frac{R}{C_p} \frac{T}{p} \right) - \frac{RL}{c_p p} \frac{\partial q_s}{\partial p}$$

se diagnostica la velocidad vertical forzada dinámicamente y forzada por la liberación de calor latente de condensación.

Para simplificar, suponiendo un modelo de dos niveles, 500 y 1.000 mbs, se elimina la coordenada vertical suponiendo un perfil parabólico para la velocidad vertical

$$\omega(p) = ap^2 + bp + c$$

con condiciones de contorno superior e inferior:

$$\omega = 0 \quad \left\{ \begin{array}{l} p=0 \text{ mb} \\ p=1000 \text{ mb} \end{array} \right.$$

Con lo que la ecuación omega en 700 mbs para el modelo de dos niveles se reduce a una ecuación bidimensional de Helmholtz que se resolverá por relajación. Los detalles de cálculo pueden verse en la ref. (6).

### 3. CASOS ESTUDIADOS

Los dos casos que se han seleccionado ya han sido descritos más ampliamente en las referencias (4) y (5). El primero de ellos corresponde al episodio de lluvias intensas sobre Gandía que tuvo lugar entre el 2 y 4 de noviembre de 1987. Mientras que el segundo dio lugar a precipitaciones muy generalizadas sobre la costa mediterránea y Baleares entre el 3 y 6 de septiembre de 1989.

Se van a considerar para los dos casos las simulaciones de control que se realizaron con la versión del LAM (INM) que posee resolución horizontal 0.455 grados en latitud y en longitud y la física completa, tal como viene descrito en la referencia (4).

En las figs. 1 y 2 se representan para ambos casos las predicciones H+36 y H+48 del experimento de control, apareciendo en la parte superior el geopotencial en 1.000 mbs y la temperatura en 850 mbs; en la parte central la velocidad vertical diagnosticada cuando se incluyen en la ecuación omega los términos de forzamiento puramente dinámicos, y en la parte inferior la velocidad vertical diagnosticada por el término que da cuenta de la liberación de calor latente de condensación. Obsérvese en primer lugar la diferencia de magnitud que se observa en la velocidad vertical en las zonas en las que hay liberación de calor latente de condensación, siendo en estas zonas la contribución debida a los términos dinámicos en general mucho más pequeña que la debida a la condensación. En segundo lugar, si se compara la distribución de ambas velocidades verticales con la precipitación que da el modelo en ambos episodios (véase figs. 3 y 4), se observa un mayor parecido entre la distribución de la precipitación y la velocidad vertical debida a la liberación de calor latente de condensación.

### 4. CONCLUSIONES

— La liberación de calor latente de condensación influye de forma decisiva en la magnitud de la velocidad vertical, y de ninguna manera puede despreciarse al diagnosticar la velocidad vertical, al menos cuando la precipitación tiene una cierta importancia.

— La distribución de la velocidad vertical originada por liberación de calor latente de condensación se correlaciona mejor con la precipitación proporcionada por el modelo que la velocidad vertical diagnosticada por la ecuación omega, incluyendo exclusivamente los términos de tipo dinámico.

— Es necesario explorar el papel que juegan los otros términos que aparecen en la ecuación omega generalizada en diferentes situaciones.

— A todo lo anterior debe añadirse el problema del "spin-up", o desajuste inicial entre los campos dinámicos y los campos de humedad, que da lugar a valores muy desiguales de la precipitación prevista y de la desviación típica de la velocidad vertical según el intervalo de predicción (véase fig. 5).

## 5. REFERENCIAS

(1) SMITH, P. J.; DARE, P. M.; and LIN, S. J. "The Impact of Latent Heat Release on Synoptic-Scale Vertical Motions and the Development of an Extratropical Cyclon System", *Mon. Wea. Rev.*, 112, 2421-2430 (1984).

(2) REED, R. J.; SIMMONS, A. J.; ALBRIGHT, M. D.; and UNDEN, P. "The Role of Latent Heat Release in Explosive Cyclogenesis: Three Examples Based on ECMWF Operational Forecast", *Wea. & Forecasting*, 3, 217-229 (1988).

(3) KRISHNAMURTI, T. N.; "A Diagnostic Balance Model for Studies of Weather Systems of Low and High Latitudes, Rossby Number Less than 1", *Mon. Wea. Rev.*, 96, 197-207 (1968).

(4) JANSA, A.; GARCIA-MOYA, J. A.; RODRIGUEZ, E. "Numerical Experiments about Mediterranean Heavy Rain and Algerian Cyclogenesis", *Tech. Rep.*, INM (1990).

(5) RODRIGUEZ, E.; GARCIA-MOYA, J.A.; JANSA, A. "Resultados de experimentos numéricos en casos de episodios de lluvias fuertes en el Mediterráneo", II Simposio de Predicción, INM (1990).

(6) KRISHNAMURTI, T. N. "Libro de ejercicios sobre predicción numérica del tiempo en los trópicos para la formación profesional del personal meteorológico de las clases I y II", OMM (1989).

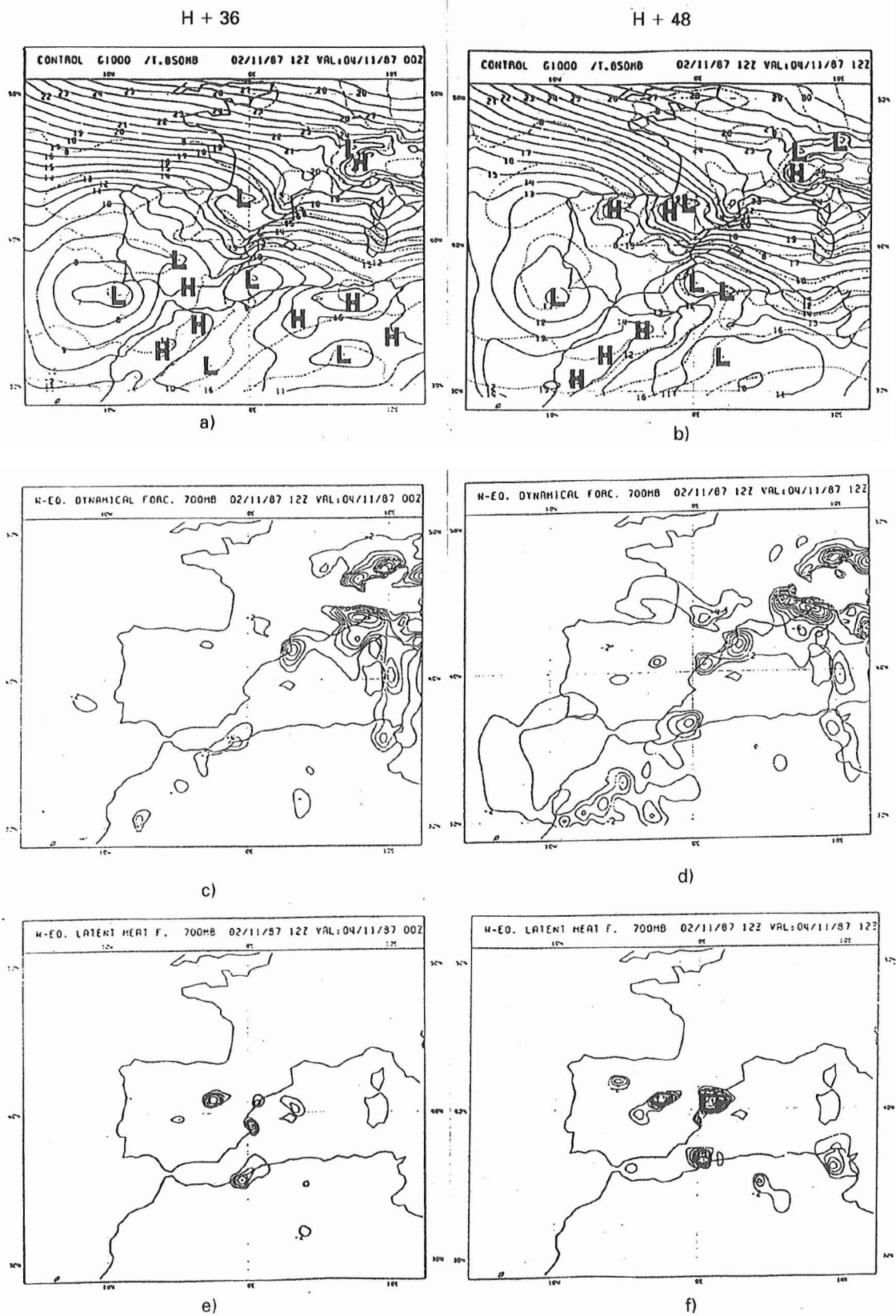
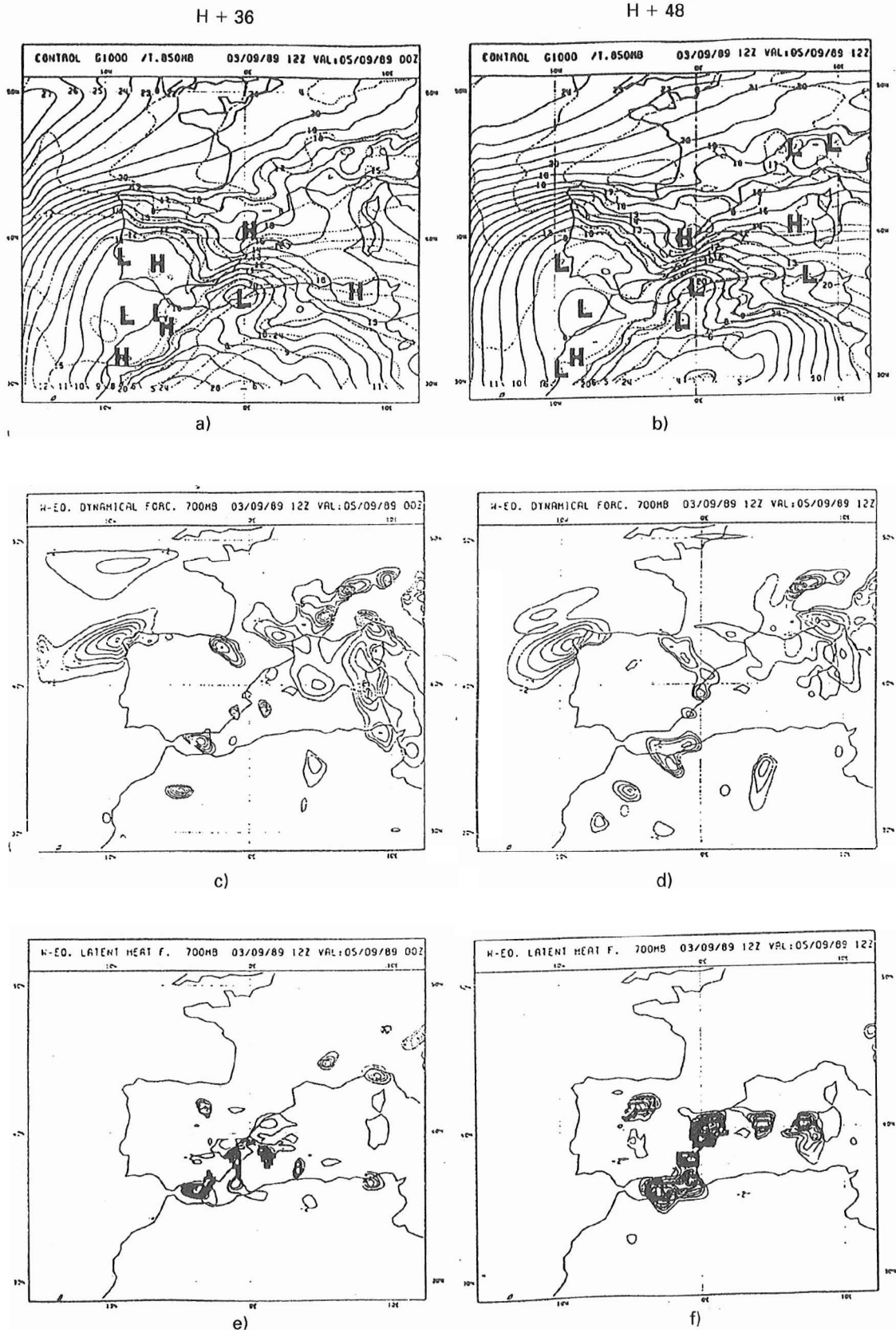


Fig. 1. Caso 2 de noviembre de 1987. a) Geopotencial 1.000 mbc y temperatura 850 mbs, H+36. b) Idem H+48, c) Velocidad vertical diagnosticada por términos dinámicos, H+36. d) Idem H+48. e) Velocidad vertical diagnosticada por liberación de calor latente de condensación, H+36. f) Idem H+48.



**Fig. 2.** Caso 3 de septiembre de 1989. a) Geopotencial 1.000 mb y temperatura 850 mb, H+36, b) Idem' H+48. c) Velocidad vertical diagnosticada por términos dinámicos, H+36. d) Idem H+48. e) Velocidad vertical diagnosticada por liberación de calor latente de condensación, H+36. f) Idem H+48.

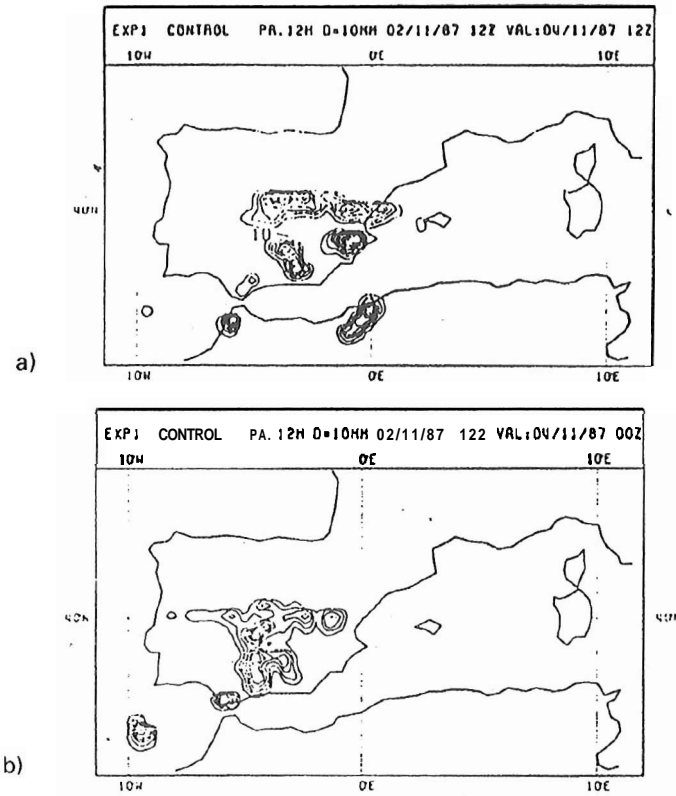


Fig. 3. Caso 2 de noviembre de 1987. a) Precipitación entre H+36 y H+48 obtenida en la integración de control con el LAM (INM). b) Precipitación entre H+24 y H+36 obtenida en la integración de control con el LAM (INM).

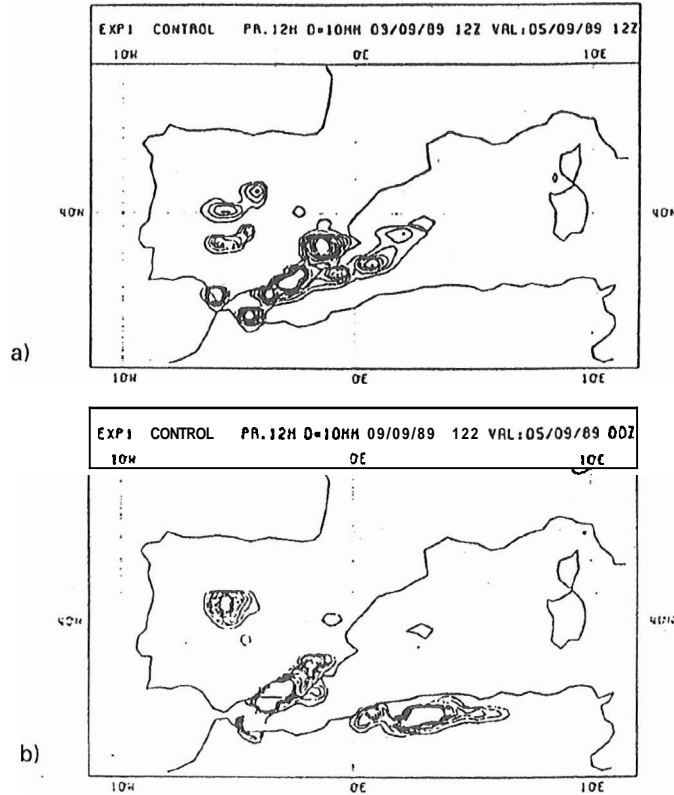


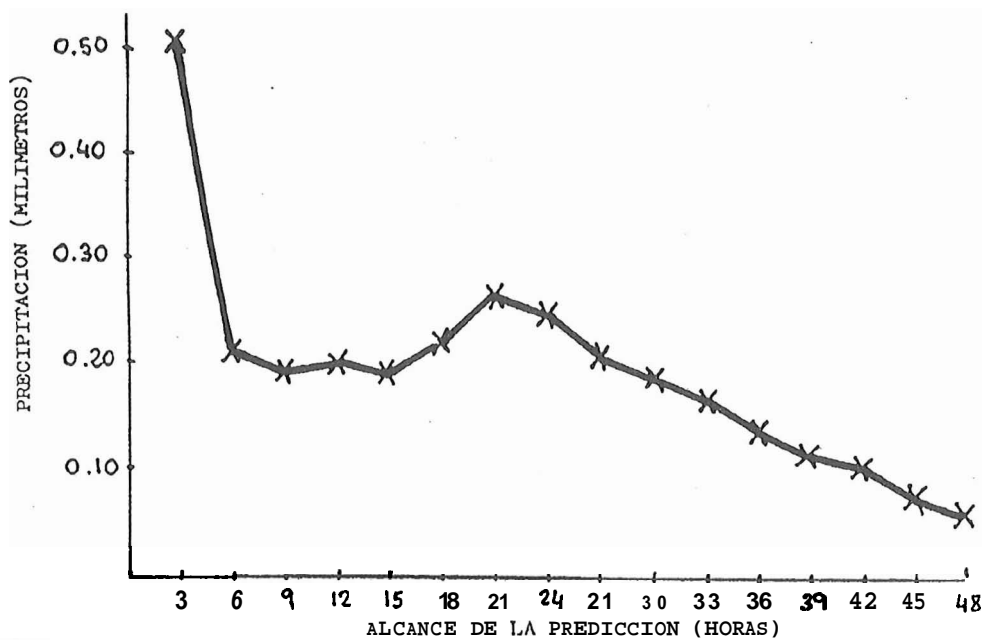
Fig. 4. Caso 3 de septiembre de 1989. a) Precipitación entre H+36 y H+48 obtenida en la integración de control con el LAM (INM), b) Precipitación entre H+24 y H+36 obtenida en la integración de control con el LAM (INM).

PROBLEMA SPIN - UP

CUADRO RESMN DESVIACION TIPICA VELOCIDAD VERTICAL

ANAL: 11/01/90 00Z		HH+03	HH+06	HH+09	HH+12	HH+15	HH+18	HH+21	HH+24	HH+27	HH+30	HH+33	HH+36	HH+39	HH+42	HH+45	HH+48
NIVEL	100 MB	2.7	2.7	2.7	2.6	2.5	2.5	2.4	2.4	2.4	2.3	2.3	2.2	2.1	2.1	2.2	2.1
NIVEL	150 MB	3.2	3.3	3.2	3.1	2.9	2.9	2.8	2.8	2.8	2.7	2.6	2.5	2.5	2.5	2.6	2.5
NIVEL	200 MB	4.0	4.1	4.1	4.0	3.9	3.7	3.9	3.6	3.6	3.3	3.3	3.2	3.1	3.1	3.1	3.1
NIVEL	250 MB	5.0	5.2	5.4	5.1	5.1	4.8	5.1	4.7	4.5	4.2	4.2	4.0	3.9	3.8	3.8	3.8
NIVEL	300 MB	6.1	6.5	6.7	6.2	6.4	6.0	6.1	5.8	5.5	5.2	5.0	4.8	4.6	4.5	4.4	4.5
NIVEL	400 MB	8.2	9.3	9.1	8.2	8.8	8.3	8.3	8.0	7.4	7.1	6.6	6.0	6.0	5.9	5.9	6.1
NIVEL	500 MB	9.7	11.1	10.5	9.8	10.5	10.1	10.2	9.7	8.9	8.8	7.9	7.2	7.3	7.0	7.1	7.6
NIVEL	700 MB	11.4	12.5	11.7	11.9	12.2	11.9	12.4	12.0	11.3	11.3	10.1	9.5	9.3	8.7	9.0	9.5
NIVEL	850 MB	12.0	12.4	11.9	12.2	12.6	12.7	13.0	12.8	12.2	11.9	11.2	10.7	10.3	9.8	9.8	10.2
NIVEL	1000 MB	8.7	8.7	9.1	10.0	10.8	11.2	11.2	11.0	9.9	9.2	8.6	8.1	7.8	8.0	8.3	9.2

a)



b)

Fig. 5. Pasada operativa del LAM (INM), 11/01/90, 00z. a) Tabla con valores de desviación típica de la velocidad vertical para diferentes niveles y alcances de la predicción. b) Precipitación en las últimas 3 horas promediada sobre todo el área de integración para diferentes alcances de la predicción.