

# DIAGNÓSTICO DE UNA CICLOGÉNESIS ATLÁNTICA EXPLOSIVA BAJO EL PUNTO DE VISTA DE LA VORTICIDAD POTENCIAL

A. García Méndez

(Servicio de Técnicas de Análisis y Predicción, S.T.A.P.; -INM-)

## RESUMEN

*El estudio de la ciclogénesis es uno de los aspectos más interesantes y de más impacto en la predicción dentro de la meteorología. La descripción de estos procesos por medio de los conceptos asociados a la vorticidad potencial y su conservación cuando se promedia sobre la masa, resulta muy compacta y con un respaldo sólido de modelos teóricos y conceptuales. En este trabajo, se aplican modelos conceptuales sobre ciclogénesis seca y sobre influencia de la liberación de calor latente en la generación de anomalías de vorticidad potencial a un caso de estudio. El caso de estudio corresponde a una ciclogénesis en el Atlántico Norte que tuvo lugar el 30 de octubre de 1990.*

## 1. Introducción.

La vorticidad potencial en un sistema de referencia isentrópico seco se escribe:

$$P_{\theta} = -g(f + \xi_{\theta}) \frac{\partial \theta}{\partial p} \quad [1]$$

y se conserva en sentido lagrangiano bajo condiciones adiabáticas secas.

En coordenadas isobáricas, aparece en la expresión de la vorticidad potencial (en adelante VP) un término extra que involucra a la cizalladura ageostrófica y al gradiente térmico:

$$P_p = -g \left[ (f + \xi_p) \frac{\partial \theta}{\partial p} - \vec{k} \cdot \frac{\partial \vec{V}_{ag}}{\partial p} \times \nabla_p \theta \right] \quad [2]$$

En realidad, la VP sólo se conserva sobre superficies isentrópicas secas en condiciones adiabáticas secas. La inclusión de efectos adiabáticos y de fricción, da lugar a cambios en la VP.

Este hecho se expresa mediante la ecuación:

$$\dot{P} = \alpha \nabla_{\theta}^{3D} \{ \vec{\eta}_{\theta} \dot{\theta} + \vec{F}_R \times \vec{k} \} \quad [3]$$

donde

$$\vec{\eta}_{\theta} = 2 \vec{\Omega} + \nabla^{3D} \times \vec{U} \quad // \quad \vec{U} = (u, v, w)$$

Si consideramos de menor entidad los efectos de la fricción sobre la VP fuera de la capa límite y se analiza una región donde los efectos de liberación de calor latente (en adelante LCL) son

notables con fuertes gradientes verticales, un análisis de escala simplifica la expresión anterior a:

$$\dot{P} = -g(f + \xi_0) \frac{\partial \theta}{\partial p} \quad [4]$$

Por otra parte, la integración de [3] para un volumen de control lleva a:

$$\frac{\partial \langle P \rangle}{\partial t} = \iint_{S_0} (\vec{n}_0 \cdot \dot{\theta} + \vec{F}_R \times \vec{k}) \cdot \vec{n} \, dS \quad [5]$$

La integral anterior está extendida a la superficie que engloba el volumen de control y el significado de  $\langle P \rangle$  es el de la VP promediada sobre la masa incluida en este volumen.

Una consecuencia de [5] es que si los efectos diabáticos y la componente tangencial de la fricción son nulos sobre esta superficie, la VP se conserva dentro del volumen de control. Esto indica que los posibles efectos diabáticos en el interior de este volumen reajustan la VP de forma que el promedio global se conserve.

## 2. Modelos conceptuales.

El modelo conceptual de ciclogénesis seca introducido por *Hoskins, McIntyre y Robertson* se muestra en la Figura 1.

Según este modelo, una anomalía positiva de VP en altura induce circulación ciclónica que se transmite hacia la troposfera baja. Si en niveles bajos existe una región con baroclinidad apreciable, esta circulación dará lugar a advección fría en la parte posterior de la zona baroclina y advección

cálida en su parte delantera. Este esquema advectivo diferencial, daría lugar a la aparición de una anomalía térmica positiva, o lo que es igual, a una anomalía de VP que a su vez induciría circulación ciclónica que se propagaría hacia niveles superiores. El acoplamiento de la anomalía positiva de VP en niveles altos y la anomalía térmica positiva en niveles bajos, constituye un proceso de realimentación que conduce a ciclogénesis.

A este esquema simple hay que superponer la influencia de los efectos diabáticos especialmente la LCL. En la Figura 2 se muestra un modelo conceptual sobre la influencia de estos efectos en la creación de anomalías térmicas.

La simple aplicación de la ecuación [4] indica que bajo el nivel de calentamiento diabático máximo, debe generarse una anomalía positiva de VP y una anomalía negativa por encima de ese nivel. Esto a su vez, es coherente con la conservación de VP promediada sobre la masa tal como indica la ecuación [5].

La magnitud de los cambios que estos efectos diabáticos inducen sobre la VP, puede apreciarse en la Figura 3. En esta figura, están representados los cambios en la VP (PVU día<sup>-1</sup>) producidos en función de la tasa de calentamiento diabático (K día<sup>-1</sup>), para un espesor de 100 mb y para dos valores diferentes de vorticidad absoluta ( $=2 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  y  $=10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ). Se aprecia sin dificultad que los cambios inducidos en la VP pueden ser notables y esto a su vez repercutiría en un reajuste sobre la distribución de VP dentro del volumen de control que englobe la zona donde estos efectos están teniendo lugar.

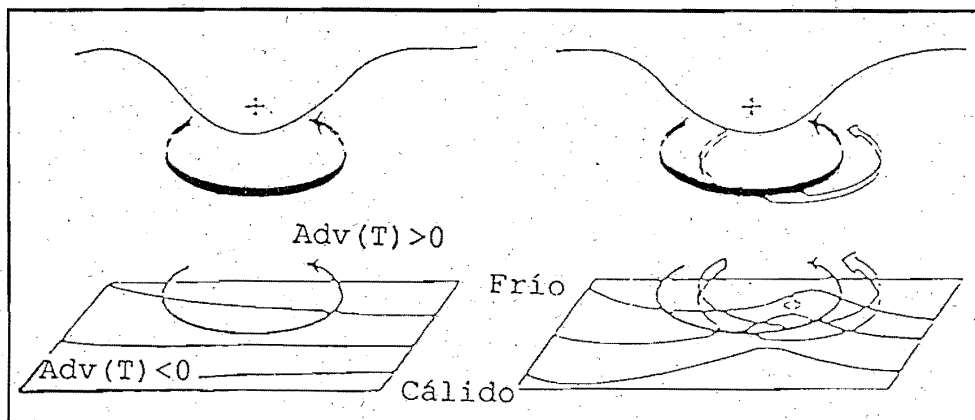


Figura 1.- Modelo conceptual de ciclogénesis seca (*Hoskins, McIntyre y Robertson*)

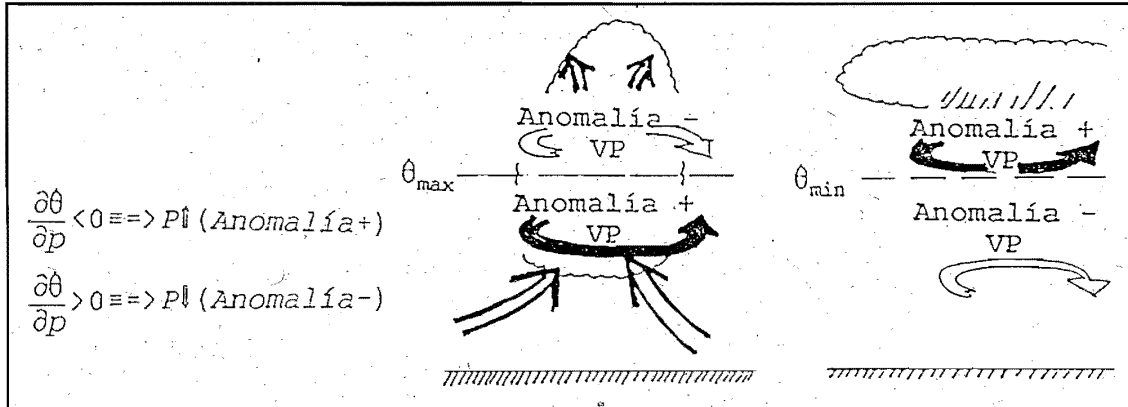


Figura 2.- Modelo conceptual sobre la influencia de la LCL en la generación de anomalías de VP

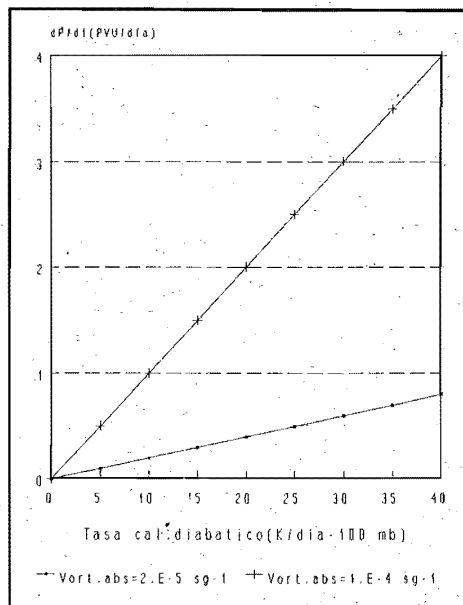


Figura 3.- Cambios en la VP por efectos diabáticos. Eje vertical: dP/dt (PVU día⁻¹). Eje horizontal: Tasa calentamiento (K día⁻¹ 100 mb⁻¹)

3. **Caso de estudio. Ciclogénesis atlántica explosiva:**

El caso de estudio escogido para la aplicación de los modelos conceptuales reseñados en el apartado anterior, corresponde a una ciclogénesis explosiva en el Atlántico que tuvo lugar entre los días 30 y 31 de octubre de 1991.

Una ciclogénesis se considera **explosiva**, si ofrece una tasa de profundización del orden de 1 mb por hora durante 24 horas. La situación que se presenta en este trabajo, rebasó con creces esta tasa de profundización. En promedio, en el presente caso la tasa de profundización fue de 2,2 mb por hora durante 24 horas entre el 30 y 31 de octubre. Esto la hace entrar en el rango de las ciclogénesis que se caracterizan como **bombas**.

El hecho diferenciador en el desarrollo tan rápido y profundo que caracteriza a este tipo de ciclogénesis, reside en la influencia de los efectos diabáticos causados por la LCL, máxime cuando estos efectos están perfectamente sintonizados con anomalías térmicas en la troposfera baja, inducidas a su vez por una potente anomalía positiva de VP asociada con un hundimiento notable de la tropopausa.

Todos los campos que se muestran en este trabajo, se calculan sobre las salidas del análisis objetivo del modelo LAM-INM. También se hace un uso interactivo de secciones verticales a través del área donde se desarrolla la ciclogénesis. Con esto, se consigue una visión tridimensional sobre cómo está considerando el modelo utilizado el proceso ciclogénético.

En la Figura 4 se presenta la situación para el 30/10/91 00Z. En la Figura 4.b se muestran el geopotencial en 1.000 mb, la temperatura potencial del termómetro húmedo ( $\theta_w$ ) en 850 mb y los máximos de viento en 300 mb (flechas llenas) y 850 mb (flechas abiertas). Los frentes en superficie están trazados de acuerdo a procedimientos basados en la  $\theta_w$  y el PFT (parámetro frontal térmico). En esta figura se aprecia una zona con baroclinidad notable en niveles bajos, en la parte delantera de un hundimiento amplio de la troposfera. La posición del **conveyor cálido** queda claramente marcada por el chorro en 850 mb de la Figura 4.b y se adivina en la imagen IR de la Figura 4.a.

El hundimiento de la tropopausa, se pone de manifiesto en la Figura 4.c donde se representa la VP en 250 mb. Los máximos de viento que aparecen encauzados sobre los pliegues de la

tropopausa están localizados muy cerca de la vertical del área donde la ciclogénesis comienza a desarrollarse.

En las Figuras 4.d y 4.f se muestran secciones verticales de las anomalías de VP y LCL a escala *grid* respectivamente.

Las anomalías se calculan evaluando las desviaciones espaciales de cada punto *grid* vertical, respecto al promedio de cada uno de los 30 niveles de presión utilizados en la interpolación vertical de las secciones. En cada sección vertical, se marca con una flecha la posición del valor de presión mínimo para la baja en superficie.

En la Figura 4.d se observa la conexión entre las anomalías de VP generadas en la troposfera alta y las que tienen su origen en la troposfera baja (desde superficie hasta 700 aproximadamente) en dirección hacia la zona donde la ciclogénesis está teniendo lugar.

En la Figura 4.e se muestra la LCL a escala *grid*. La evaluación de la LCL puede hacerse considerando por una parte los efectos de escala *sub-grid* que requieren un esquema de parametrización tipo Kuo y los efectos a escala *grid*.

La primera parte de esta evaluación (no mostrada en este trabajo) es en situaciones convectivas entre 2 y 3 veces superior en magnitud a los efectos a escala *grid*. No obstante, las zonas donde ambas partes de la evaluación dan señal son las mismas, por lo que la LCL a escala *grid* da una aproximación al orden de magnitud y a las escalas espaciales tanto horizontal como vertical, donde los efectos diabáticos están actuando y sobre cómo influye este hecho en la generación de anomalías positivas de VP por debajo del nivel de calentamiento diabático máximo.

La LCL a escala *grid* se calcula mediante la expresión:

$$LCL = -L(T) \cdot w \cdot \frac{dq_s}{dp} \quad [6]$$

donde:

w = Velocidad vertical. En este trabajo, este parámetro se evalúa integrando la ecuación de la divergencia.

q<sub>s</sub> = Razón de mezcla saturante.

L(T) = Liberación de calor latente de condensación como función de la temperatura.

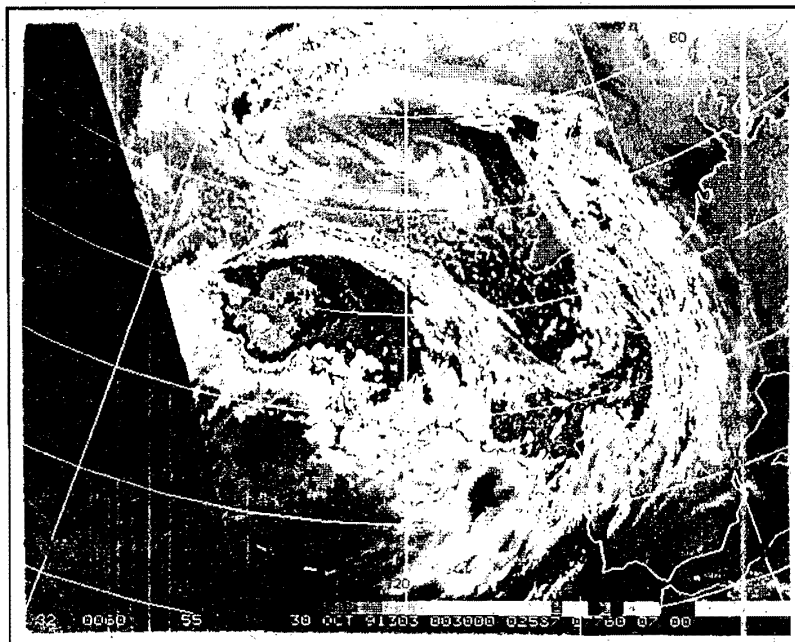


Fig. 4.a.- Imagen IR Meteosat del 30/10/91 00Z

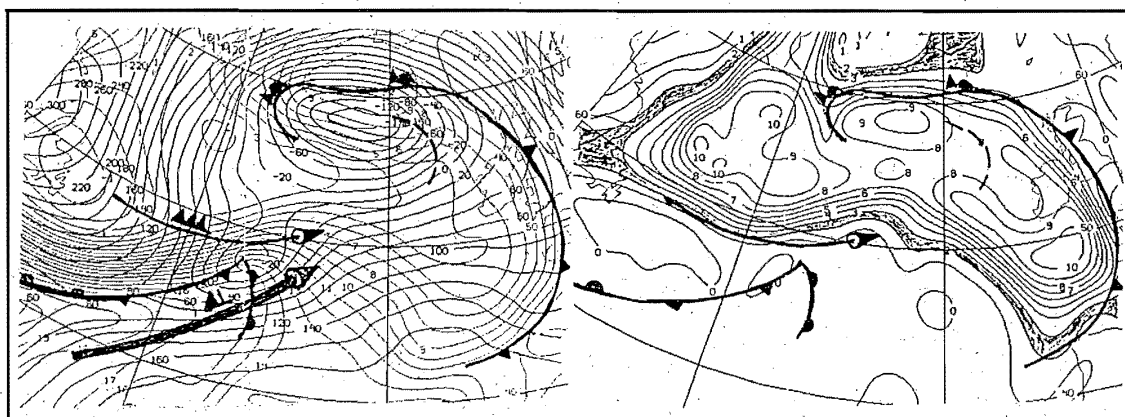


Fig. 4.b.- Geopotencial 1.000 mb +  $\theta_w$  850 mb

Fig. 4.c.- VP en 250 mb (PVU = unidades de VP)

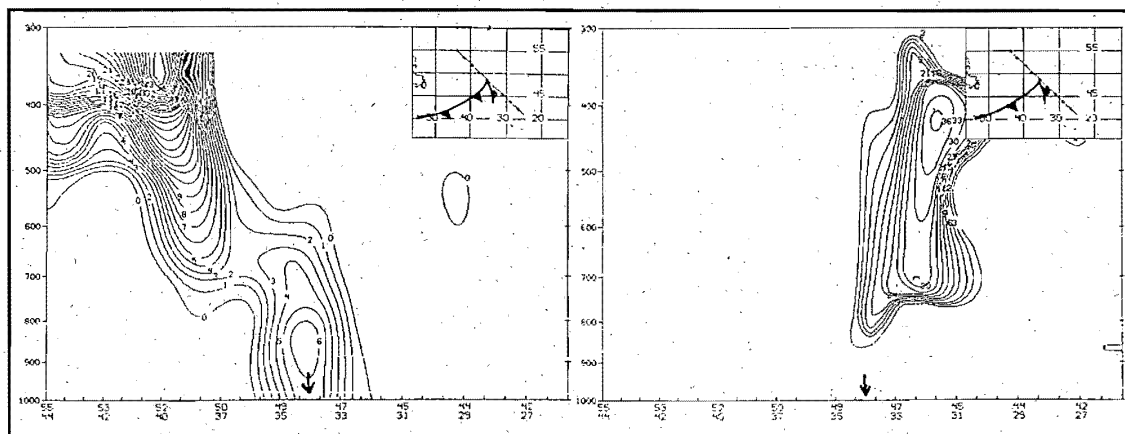


Fig. 4.d.- Sección vertical de anomalías de VP ( $10^{-1}$  PVU)

Fig. 4.e.- Sección vertical de LCL a escala 'grid' ( $K \text{ dia}^{-1}$ ). ANA INM 30/10/91 00Z

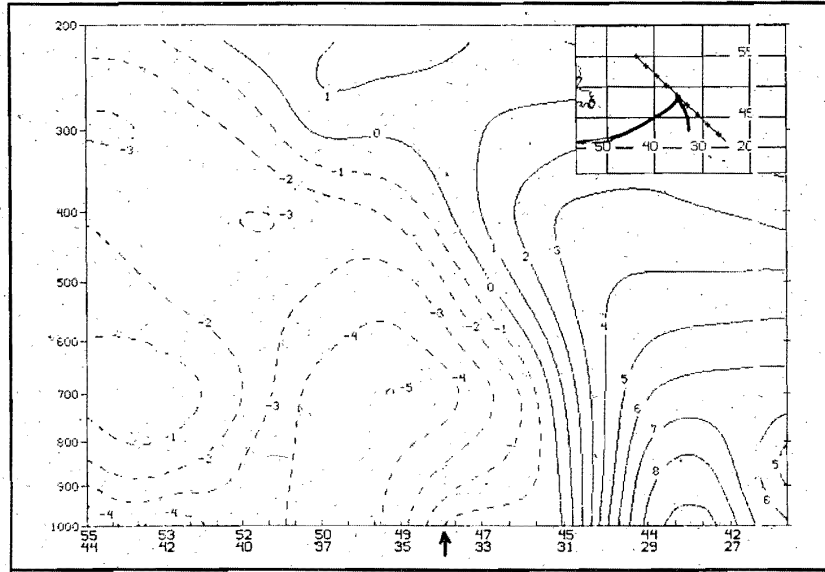


Fig. 4.f.- Sección vertical de anomalías de  $\theta_w$  ( $^{\circ}\text{C}$ ). ANA INM 30/10/91 00Z

Para el cálculo se utilizan los siguientes criterios:

a) La LCL es proporcional a la advección vertical de razón de mezcla saturante cuando en cualquier nivel se cumplen las condiciones:

- Existen ascensos.
- Existe convergencia vertical del flujo de humedad.
- La humedad relativa es mayor del 75%.

b) Si alguna de las condiciones anteriores no se cumple, se considera  $LCL = 0$ . Finalmente se escalan los resultados a unidades K/día.

En la Fig. 4.e se observa una capa profunda (entre 900 y 300 mb) con valores apreciables de LCL y con valores máximos en 700 y 400 mb sobre la parte suroriental de la ciclogénesis. El efecto amplificador de los efectos diabáticos sobre esta zona, se manifiesta en la generación de anomalías positivas de VP sobre el área en cuestión. Esto a su vez, inducirá la rápida formación de anomalías térmicas. En una palabra, que los modelos conceptuales expuestos en el apartado 2 están perfectamente sincronizados.

Las anomalías  $\theta_w$  para este período se muestran en la Figura 4.f. Aquí se observa que éstas se encuentran todavía relativamente lejos de la ciclogénesis aunque la situación está cambian-

do rápidamente a causa de los efectos citados anteriormente.

Los resultados expuestos en la Fig. 5, están ordenados exactamente igual a los de la Fig. 4 y corresponden a los análisis del 30/10/91 a 12Z.

En la imagen IR de la Fig. 5.a se aprecian tanto el *conveyor cálido* como el *conveyor frío* surgiendo por debajo del primero. Las posiciones relativas de los máximos de viento que se muestran en la Fig. 5.b, marcan un acoplamiento de ambos chorros en el sector nororiental de la baja en superficie. Esto realza los movimientos ascendentes en esta zona. Ésta es la respuesta de la atmósfera en un intento por compensar la fuerte advección cálida al nivel de la tropopausa sobre la baja en superficie. No obstante, la baja estabilidad estática que existe en esta zona impide que los ascensos compensen completamente esta advección. Además, esto provocará condensación y por tanto LCL que incrementará aún más el proceso de realimentación entre niveles altos y bajos.

Las Figuras 5.d y 5.e parecen confirmar esto. En la Figura 5.d se muestran las anomalías de VP para este período.

La anomalía de VP en niveles medios se sitúa sobre la baja en superficie. Esto es una señal del comienzo de una oclusión sobre la superficie frontal asociada a la baja.

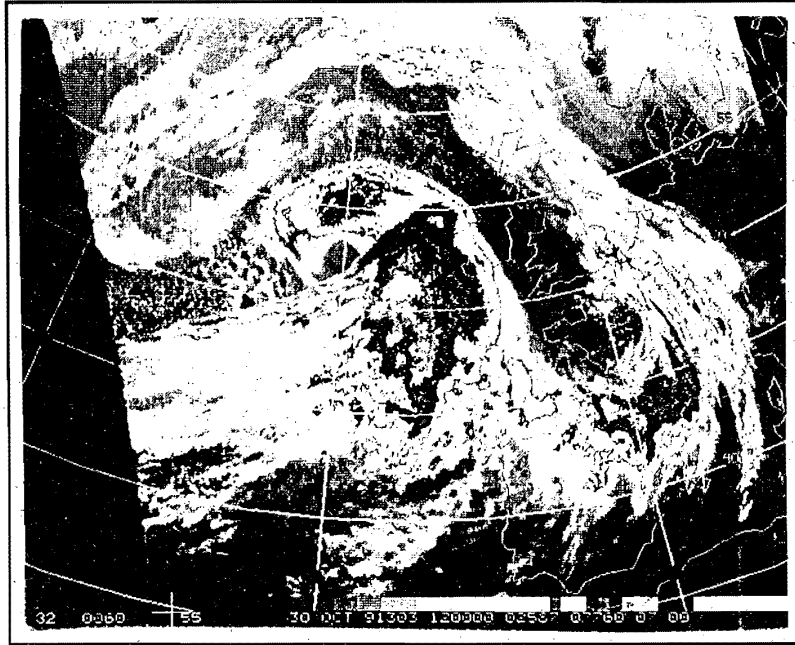


Fig. 5.a.- Imagen IR Meteosat del 30/10/91 12Z.

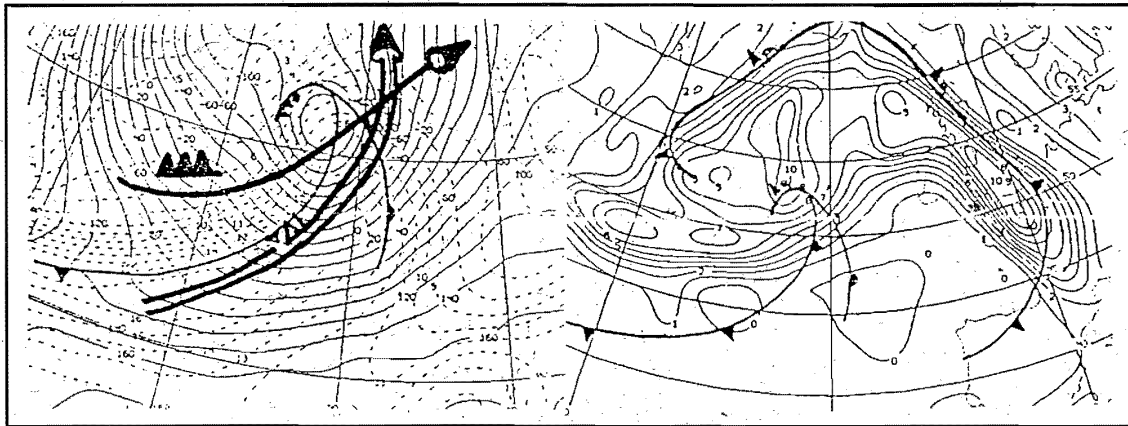


Fig. 5.b.- Geopotencial 1.000 mb +  $\theta_w$  850 mb      Fig. 5.c.- VP en 250 mb (PVU = unidades de VP)

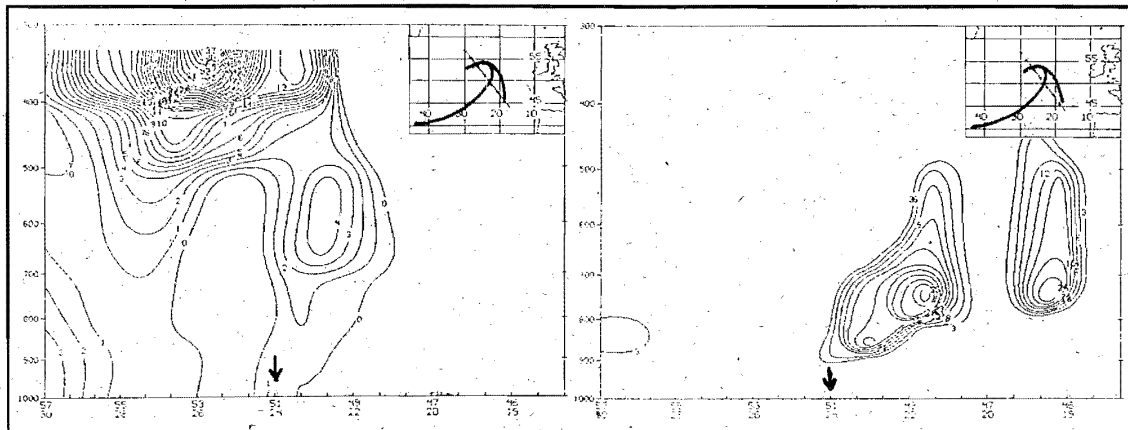


Fig. 5.d.- Sección vertical de anomalías de VP  
( $10^{-1}$  PVU)

Fig. 5.e.- Sección vertical de LCL a escala 'grid'  
( $K \text{ día}^{-1}$ ). ANA INM 30/10/91 12Z

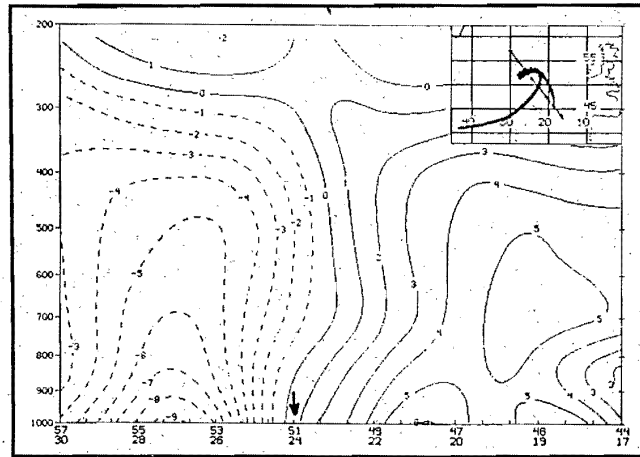


Fig. 5.f.- Sección vertical de anomalías de  $\theta_w$  ( $^{\circ}\text{C}$ ). ANA INM 30/10/91 12Z

En la Figura 5.e se observan dos máximos de LCL entre 800 y 750 mb. Uno de ellos está situado en la parte delantera de la baja al Sureste de la misma sobre el frente frío y la otra está situada en el sector cálido justo en el borde del frente cálido. Las anomalías de  $\theta_w$  positivas ya están situadas justo en la parte delantera de la ciclogénesis como se aprecia en la Figura 5.f.

Los resultados para los análisis del 31-10-91 a 00Z se muestran en la Figura 6. El orden es idéntico a las Figuras 4 y 5, excepto por la imagen de esta hora que no está incluida. El sistema frontal está ya completamente ocluido como se aprecia en la Figura 6.a. La posición relativa de los máximos de viento en 300 y 850 mb, indica un forzamiento dinámico muy fuerte que se ha desplazado hacia el frente ocluido en la zona Norte de la ciclogénesis. La parte frontal ocluida, bordea el área donde el hundimiento de la tropopausa es mayor. Sobre la baja en superficie, se aprecian valores de hasta 12 PVU en 250 mb (Figura 6.b). esto indica que a partir de este momento cesa la profundización de la ciclogénesis. La causa es que con esta configuración vertical, sobre la baja en superficie existen tanto advecciones negativas de vorticidad como fuertes advecciones frías al nivel de la tropopausa. En la Figura 6.c se aprecia cómo las anomalías de VP se encuentran en niveles altos

sobre la vertical de la baja en superficie y algo por delante entre 600 y 400 mb indicando la posición del frente frío en altura. Existe en niveles bajos una anomalía de VP justo sobre la baja por debajo del nivel de calentamiento diabático máximo (Figura 6.d). En la parte delantera del frente frío ya dentro del sector cálido, hay otra zona que da señal en cuanto a LCL aunque con valores mucho más débiles.

Las anomalías de  $\theta_w$  (Figura 6.e), muestran una señal positiva al Noroeste de la ciclogénesis y anomalías negativas al Sureste. En resumen, el conjunto de paneles de la Figura 6 dibujan una situación en la que los mecanismos responsables de la ciclogénesis,

- anomalías de VP,
- anomalías térmicas,
- liberación de calor latente,

se han desacoplado. La consecuencia directa de este desacoplamiento es que cesa la profundización de la ciclogénesis. Éste fue de hecho el caso, los análisis del 31/10/91 a 12Z (no mostrados) señalan un valor estacionario de presión en la baja en superficie, un sistema frontal completamente ocluido y el comienzo del rellenado de la citada ciclogénesis.



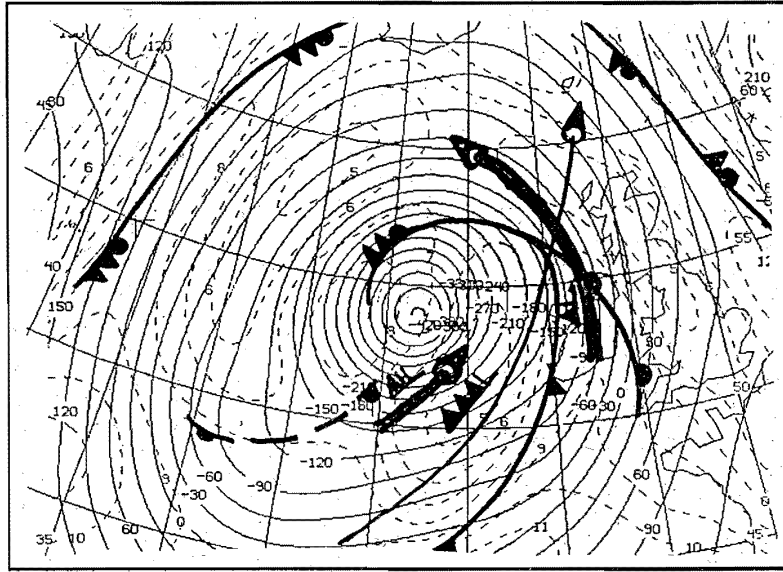


Fig. 6.a.- Geopotencial 1.000 mb +  $\theta_w$  850 mb + viento máximo 300 y 850 mb

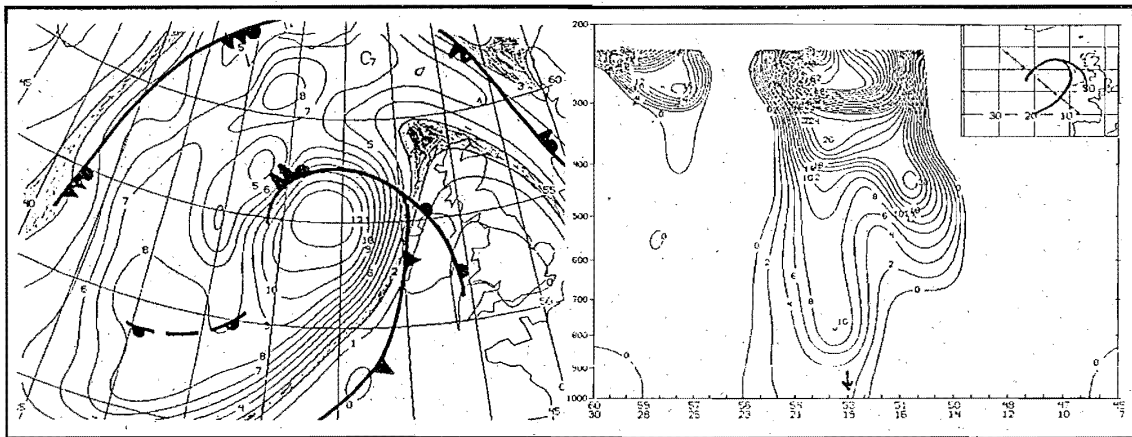


Fig. 6.b.- VP 250 mb (PVU)

Fig. 6.c.- Sección vertical de anomalías de VP ( $10^{-1}$  PVU)

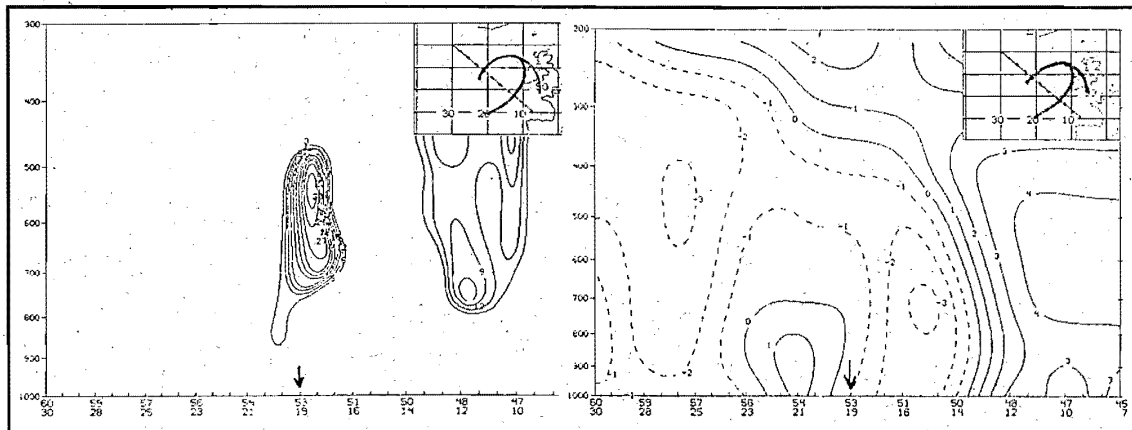


Fig. 6.d.- Sección vertical de LCL a escala 'grid' (K/día)

Fig. 6.e.- Sección vertical de anomalías de  $\theta_w$ . ANA INM 31/10/91 00Z

**Conclusiones.**

- La vorticidad potencial y sus conceptos asociados, presentan de un modo muy compacto los aspectos atmosféricos tanto dinámicos como termodinámicos.
- Los modelos conceptuales asociados a este tipo de pensamiento, pueden ser útiles y de fácil manejo por parte de los predictores en un entorno operativo siempre que éstos dispongan del entrenamiento apropiado.
- La vorticidad potencial y sus conceptos asociados, son una herramienta muy útil en la detección precoz de la ciclogénesis. Esto es válido no sólo en casos de ciclogénesis en el Atlántico sino también en el Mediterráneo siempre que se tengan en mente las características mesoescalares de este área. Con esto se indica que en el Mediterráneo son cruciales la creación de anomalías térmicas por efectos orográficos y por liberación de calor, estando influenciadas por las anomalías de VP en altura sólo de un modo indirecto en numerosas ocasiones.

• Existe un amplio campo de investigación relacionado con la vorticidad potencial. En particular pueden citarse:

- \* Vorticidad potencial húmeda en relación con sistemas frontales e inestabilidad condicional simétrica.
- \* Caracterización de modelos numéricos.
- \* Transporte e intercambios de masa troposfera-estratosfera, etc...

**Referencias.**

- Hoskins, B.J.; McIntyre, M.E.; Robertson, A.W. (1985). On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. Quart. J. R. Met. Soc., 111, 877-946.*
- Fosdick, E.K.; Smith, P.J. (1991). Latent heat release in an extratropical cyclone that developed explosively over the Southern United States. Monthly Weather Review, 119, pp. 193-207.*
- García Méndez, A. (1990). La vorticidad potencial como campo de diagnóstico-pronóstico. Segundo Simposio Nacional de Predicción del INM. pp. 384-397.*