

Lurralde	11	1988	p. 95-102	ISSN 0211-5891
----------	----	------	-----------	----------------

CDU 551.5

APLICACION DEL TERMINO DE ESTABILIDAD EN EL DESARROLLO DE LAS BORRASCAS EN LOS DIAS 25 Y 26 DE AGOSTO DE 1983

Recibido: 1987-12-14

M. J. GARMENDIA, J. MATEOS, E. GARCIA, J. GARMENDIA

Dpto. de Física General y de la Atmósfera
Facultad de Ciencias - Universidad de Salamanca

RESUMEN: Aplicación del término de estabilidad dinámica en el desarrollo de las borrascas en los días 25 y 26 de agosto de 1983.

Exponemos los mapas de las OO UTC, de los días 25 y 26 de Agosto de 1983, representativos de la estabilidad de las masas de aire. Por presentarse advección de aire menos estable, simultáneamente con otras causas influyentes en la ciclogénesis, ocurrieron lluvias intensas en la cornisa vasco-cantábrica.

Palabras Clave: Meteorología, lluvia, ciclogénesis, País Vasco, Cantabria, España.

ABSTRACT: Application of the dynamic stability terms to the development of the heavy rainfall which occurred on the 25th and 26th of august 1983.

We show the maps of OO UTC of 25th and 26th August 1983 which represent the stability of air masses. Because of the advection of air less stable, simultaneously with others causes which influenced the cyclogenesis, the strong precipitations occurred in the Cantabrian and Basque Regions.

Key Words: Metereology, Rainfall, Cyclogénesis, Cantabrian and Basque Regions, Spain.

LABURPENA: Egonkortasun dinamikoaeren terminoaeren aplikazioa 1983.eko abuztuaren 25. eta 26. egunetan agerturiko borrasken garapenean:

1983.eko Abuztuaren 25. eta 26. egunetako OO UTCren mapak azaltzen ditugu, aire-masen egonkortasunaren adierazgarriak izanik. Egonkortasun gutxiago duten aire jeitsierek, ziklogenesiaren prozesoa eragintzen dituzten baldintzak bat egiten agertzeagatik, euskal kantauri itsasertzean euriparradak gertatu ziren.

1. Conocimientos científicos básicos.

Ertel expuso en 1942 su famoso teorema de la conservación del torbellino potencial. En forma simplificada lo ponemos así, Garmendia (3),

$$\frac{d}{dt} (\tau \zeta \epsilon) = 0$$

siendo τ el volumen específico del aire, ζ la vorticidad vertical absoluta y ϵ el grado de estabilidad en la estratificación de las columnas de aire.

Sutcliffe (1947-1950) analizó el desarrollo ciclónico y señaló la forma de predecirlo. En el libro de Petterssen están explicados los términos más importantes que influyen en la tendencia (variación con el tiempo) de la vorticidad. En España, M. Medina pone (1984) en su libro los fundamentos de su método de predecir la intensificación de las borascas, basándose en lo expuesto por los dos autores anteriores y en la advección diferencial de densidades, visible en su mapa de estabildades. En la Memoria doctoral que dirigió a J. Guerra (1985) expone con detalle la teoría y la aplicación de su método al caso que ahora tratamos. Nosotros expusimos en León (2) uno de nuestros métodos. Ahora queremos aplicar, a los días 25 y 26 de Agosto de 1983, el método modificado que presentamos en Madrid (4).

2. Causas influyentes en la ciclogénesis.

La vorticidad junto al suelo aumenta y, por tanto, habrá ciclogénesis y desarrollo de la borrasca cuando hay:

a) Advección de la vorticidad a la presión p que corresponde al nivel de divergencia nula (p.e. $p=500$ hPa). Puede verse en los trabajos (7,8,9) y muy detallado en los de Medina (5,6).

b) Advección de espesores, es decir, de columnas de aire de geopotenciales crecientes o, vulgarmente, de columnas de aire más cálido. Se aprecia superponiendo los mapas de espesores o de topografías relativas al mapa del nivel medio de la columna. Su detalle está expuesto en los mismos trabajos antes citados.

c) Calentamientos no adiabáticos de la columna de aire, bien directamente o por condensación del vapor de agua. Véanse los trabajos de Sutcliffe y de Petterssen.

d) Movimientos convectivos ($\omega < 0$) que hacen que el término $\omega(\gamma_p - \alpha_p)$ sea de un valor máximo absoluto o relativo a los valores en su entorno. Para ello es conveniente que el aire sea relativamente caliente (o la densidad relativamente pequeña) y la estabilidad de estratificación de la columna de aire sea pequeña o disminuya. Véanse los trabajos de Medina y nuestros. Este es el término que hemos llamado de estabilidad dinámica (4). Vamos a desarrollar un poco más esta causa de ciclogénesis.

3. Término de la estabilidad dinámica.

Con este término abarcamos los procesos en los que intervienen movimientos verticales no isobáricos, que toman parte en el cambio de espesor de la columna de aire local. Su aportación se debe, en parte, a los procesos adiabáticos y, otra parte, a los movimientos verticales originados por calentamiento o enfriamiento directos. Asociando estos dos procesos tenemos el término que hemos llamado de estabilidad dinámica, porque Sutcliffe le denominó término dinámico y porque en su expresión aparece la diferencia $(\gamma_p - \alpha_p)$ que caracteriza la estabilidad de estratificación de la columna de aire. He aquí unas expresiones completas de este término de la estabilidad dinámica.

$$\frac{R}{f} \nabla \frac{2}{p} \int_p^{p_0} \left(\frac{\gamma}{g_p} - \frac{\partial T}{\partial p} \right) \omega \, d \ln p = - \frac{R}{f} \ln \frac{p_0}{p} \nabla \frac{2}{p} \left[\omega (\gamma_p - \alpha_p) \right] \quad (1)$$

Se ve que contiene la velocidad vertical

$$\omega = \frac{d_p}{d t} = \dot{p}$$

Para las elevaciones es $\omega < 0$, y para las subsidencias $\omega > 0$. El paréntesis $(\gamma_p - \alpha_p)$ expresa la estabilidad que podemos referir tanto al aire seco como al aire saturado, según el valor que asignemos a γ_p . De todas maneras, en la expresión de γ_p vemos que interviene la densidad p del aire.

Como hemos dicho antes, para que el término de estabilidad (1) intensifique las borrascas interesa que ω sea negativo, es decir, que haya movimientos ascendentes y que $(\gamma_p - \alpha_p)$ tenga localmente valores inferiores a las columnas de su entorno. Estas condiciones pueden darse en las borrascas o depresiones y a barlovento de las montañas.

4. Criterios de estabilidad del aire seco y potencial de Montgomery.

Desde que Montgomery utilizó la función de corriente isentrópica, $M = C_p T + g z$, se ha generalizado su uso en Meteorología y se le denomina potencial de Montgomery. Una de sus aplicaciones es como índice de estabilidad de estratificación de columnas de aire. Si al elevarse en la atmósfera aumenta el potencial,

la columna es estable, si disminuye es inestable, y si no varía hay estratificación indiferente. Por ello el valor de la relación:

$$-\frac{\Delta M}{\Delta p} = -\frac{M_p - M_o}{p - p_o}$$

o la diferencia de los valores del potencial de Montgomery, $M_p - M_o$, a los niveles que corresponden a las presiones p y p_o , pueden tomarse como un índice de estabilidad. Tenemos así un valor numérico que nos puede servir para apreciar con más precisión el término dinámico de la estabilidad que aparece en las expresiones generales de la tendencia de la vorticidad junto al suelo, y en la teoría del desarrollo de Sutcliffe.

En resumen, valores grandes de ΔM significan columnas de aire con estratificación muy estable y viceversa, columnas de aire con valores pequeños o negativos de ΔM corresponden a columnas menos estables o inestables.

5. Mapas de estabilidad.

Para confeccionar los mapas representativos de estabilidad de estratificación de las columnas de aire usaremos los niveles de $p = 500$ hPa y $p_o = 850$ hPa, y, por ello, calcularemos

$$\Delta M = M_p - M_o = M_{500} - M_{850} = C_p (T_{500} - T_{850}) + g (z_{500} - z_{850})$$

Los datos de la temperatura, T , y de la altitud, z , se transmiten rutinariamente y vienen señalados en los mapas que se divulgan ordinariamente. Por ello ΔM se calcula rapidísimamente para cada lugar donde se efectúa el radiosondeo. Se trazan a continuación las isolíneas de igual $M_{500} - M_{850}$ y tenemos compuesto un mapa de estabilidades.

Estos mapas permiten valorar prácticamente el término representativo de la estabilidad dinámica. Según (1) depende del producto de dos factores, uno que representa los movimientos verticales, ω , y otro que expresa el grado de estabilidad de la columna aérea, $(\gamma_p - \alpha_p)$, ó ΔM . Sin ocuparnos de valorar y calcular la velocidad vertical, señalemos antes que esas velocidades verticales son ascendentes ($\omega < 0$) a barlovento de las montañas y en las áreas borrascosas; si además, la estabilidad es pequeña, o sea, en columnas de aire de poca estabilidad, el producto $\omega(\gamma_p - \alpha_p) = \omega \Delta M$ será máximo absoluto o relativo y según (1) el efecto del término de estabilidad dinámica propicia el aumento de la vorticidad en las proximidades del suelo en donde concurren $\omega < 0$ y valor pequeño de ΔM .

6. Condiciones para la intensificación de las lluvias.

Por todo lo dicho anteriormente, si en los mapas meteorológicos rutinarios se presentan las condiciones a, b y c mencionadas en el apartado (2) y en nuestro mapa de posibilidades se aprecia la condición d, es prudente predecir lluvias to-

renciales en el área geográfica en que concurren simultáneamente, en forma positiva, las cuatro condiciones. Las tres primeras condiciones han sido expuestas desde hace tiempo. La cuarta condición, denominada por nosotros dinámica de estabilidad, ha sido valorada por primera vez por Guerra y Medina (5, 6). Nosotros hemos justificado su estimación de una manera más simple y precisa (2, 4).

El procedimiento práctico requiere los siguientes pasos:

1.- Confeccionar el mapa de estabilidad de estratificación de la atmósfera, conforme a lo expuesto en el párrafo (5) sobre el mapa de topografía absoluta de 700 hPa. Los centros de mínima estabilidad son los centros de mínimo valor de ΔM . En cualquier lugar sabremos si su índice de estabilidad es igual, mayor o menor que en su alrededor.

2.- Si los vectores representativos del viento a 700 hPa y del gradiente de estabilidad son coincidentes habrá advección de columnas de aire menos estables. En todo caso el mapa de estabilidad permite valorar, para cada lugar, esa advección de columnas menos estables por el producto escalar de ambos vectores.

3.- Así podremos estimar las zonas en que este término de estabilidad actuará positivamente en el desarrollo de la borrasca. En la zona o área geográfica en que actúan positivamente todas las condiciones señaladas anteriormente aumentará la vorticidad ciclónica, y son de esperar lluvias intensas con riesgo de daños materiales.

7. Aplicación práctica.

Hemos utilizado mapas meteorológicos y datos que figuran en el Boletín Meteorológico Europeo, publicado por el Wetterdienst alemán. Queremos resaltar que, hoy día, en una oficina meteorológica se reciben estos datos casi inmediatamente de realizar las observaciones. Los mapas que publica el Boletín son de las OO UTC.

Día 25 de Agosto de 1983

En el mapa de superficie de las OO UTC hay un anticiclón con dos centros situados, uno, al norte de las Azores y otro al norte del Reino Unido. La vertiente Cantábrica está comprendida entre las isobaras de 1020 hPa en La Coruña y 1015 en los Pirineos Navarros. Las bajas relativas están en el centro de España, en las islas de Cerdeña y al este de Francia. A 500 hPa los mapas del Wetterdienst señalan el centro de la alta al norte de Italia. Hay una gota fría de -16°C a 500 hPa al sur de Inglaterra. Según el Boletín Meteorológico Diario Español, un frente frío está penetrando por el litoral norte de la Península Ibérica con movimiento hacia el sur muy lento.

La advección de vorticidad, estudiada en el mapa de topografía absoluta de nivel de 500 hPa, favorece el desarrollo ciclónico en todo el norte de España, hasta los Pirineos Navarros.

La advección de espesores se estudia en la topografía relativa 500/1000 hPa junto con la topografía absoluta de 700 hPa, ambas a las OO UTC, publicadas por el Wetterdienst. Se observa advección de espesores crecientes relativos hacia

España en la parte comprendida entre Vizcaya y Cataluña, lo que favorece en esas regiones el aumento de la vorticidad ciclónica en las proximidades del suelo. Por las Vascongadas penetra más fácilmente que por los Pirineos a causa de que las alturas de las montañas son más bajas.

En el mismo mapa de topografía relativa de 500/1000 hPa, trazando las isóneas intermedias, se aprecia que en la cornisa Cantábrica hay una franja de aire relativamente cálido. Esta presencia se corrobora por el informe del centro zonal de San Sebastián de que las temperaturas en el suelo eran moderadas y con elevada humedad relativa del aire, por lo que la temperatura virtual era, al menos, relativamente elevada, lo que significa la presencia de mínimo relativo de densidad de aire en la cornisa Cantábrica correspondiente. Este es el efecto que hemos mencionado de la influencia en el valor de γ_p .

Si analizamos el mapa de estabilidad de estratificación que presentamos, confeccionado con los datos de las OO UTC, vemos que la cornisa cantábrica está con aire estable con valores decrecientes desde La Coruña ($\Delta M = 206$ hJ/kg) hasta Burdeos ($\Delta M = 163$ hJ/kg), formando una especie de cuña de estabilidad. Pero en la zona del Canal de la Mancha, de los Países bajos y norte de Alemania hay un centro de poca estabilidad ($\Delta M < 140$ hJ/kg); con la particularidad de que los vientos al nivel de 700 hPa van a transportar esa columna poco estable hasta el mar Cantábrico. En consecuencia, al coincidir en la Costa Vasca todas las condiciones para la intensificación de las lluvias, incluidas las específicas de la estabilidad dinámica por tener vientos de componente norte, es aconsejable dar la alarma para prevenir a la población, principalmente a la zona Vascongada, ya que los vientos en su cornisa son del NW.

Día 26 de Agosto de 1983

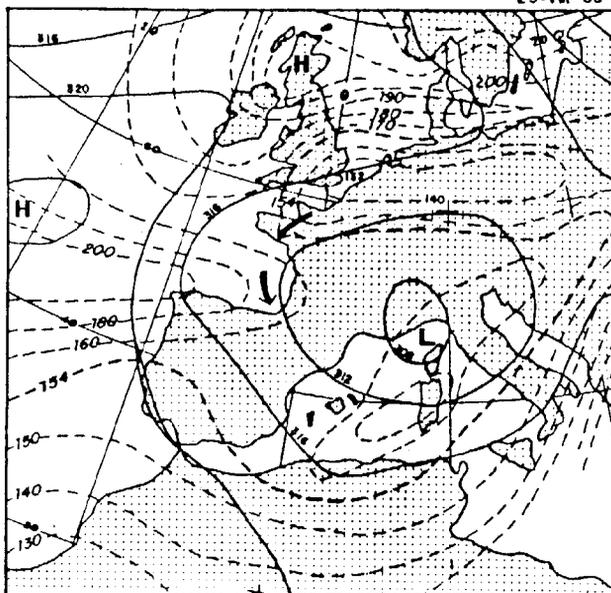
Si se analizan los mapas de las OO UTC, la parte ente Asturias y la frontera francesa reúne las tres primeras condiciones expuestas en el apartado (2). La condición de disminución de la estabilidad se aprecia claramente en el mapa de estabilidad que adjuntamos. La mínima estabilidad está en el sondeo de París ($\Delta M = 136$ hJ/kg) y el núcleo inferior a 150 hJ/kg alcanza al Golfo de Vizcaya, con vientos del NE a 700 hPa que lo transportarán al oeste de Bilbao, abarcando Santander y Asturias. Por la acción conjunta de todos los condicionantes señalados en el apartado (2) es preciso ampliar la alarma hacia el oeste de lo expuesto en el día anterior.

Estos mapas de la estabilidad de las columnas de aire, presentados aquí, muestran la importancia de este condicionante, al que no se valoraba, probablemente, por la dificultad de apreciarlo de forma rutinaria. Por otra parte, aquí hemos expuesto los mapas de OO UTC, pero la meteorología mundial, y por consiguiente también la nuestra, confecciona los mapas de altura de las 12 UTC y ello permite el seguimiento más continuo del reforzamiento de la vorticidad ciclónica en la cornisa vasco-cántabra, para que el técnico de la meteorología se afiance más en la predicción de lluvias intensas. Insistimos, como hemos expuesto en (3), que el teorema de Ertel justifica las técnicas de predicción expuestas.

8. Bibliografía.

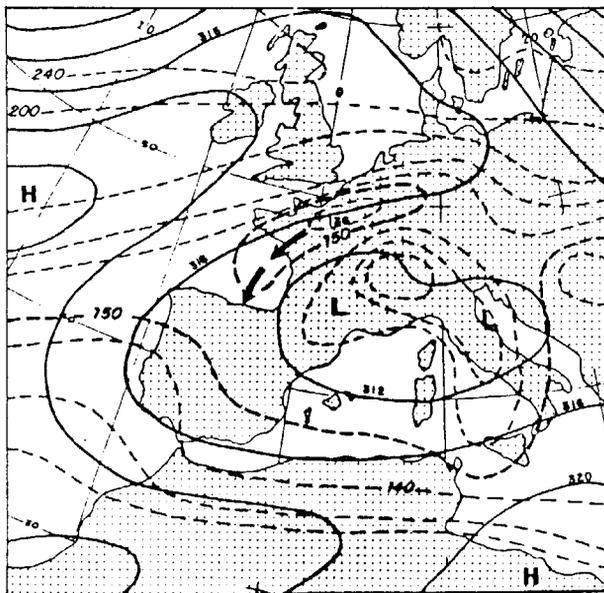
- 1.- ERTEL, H. 1942 "Ein neuer Hydrodynamischer Wirbelsatz". Met. Zeits. Bd. 59,9.
- 2.- GARMENDIA, M. J.; MATEOS, J.; GARCIA, E. y GARMENDIA, J. 1987 "Apreciación sinóptica del término adiabático del desarrollo" Primeras Jornadas Internacionales sobre Agricultura y modificación Atmosférica. León.
- 3.- GARMENDIA, M. J. y GARMENDIA, J. 1987 "Aplicación del teorema de Ertel" XXI Reunión Bienal de la R.S.E.F. Salamanca.
- 4.- GARMENDIA, M. J.; GARCIA, E. y GARMENDIA, J. 1988 "Expresiones del término de estabilidad del desarrollo ciclónico" Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica. Madrid.
- 5.- GUERRA, J. J. 1985 "Método sinóptico para el pronóstico de intensificación inusual de la lluvia. Caso de lluvias torrenciales" Tesis Doctoral. Univ. C. Madrid.
- 6.- MEDINA, M. 1984 "Teoría de la predicción meteorológica" INM. Madrid.
- 7.- PETTERSEN, S. 1956 "Weather Analysis and forecasting" Mc.Graw Hill. New-York.
- 8.- SUTCLIFFE, R. C. 1947 "A contribution to the problem of developmen" Quart. J. R. Met. Soc. 15,370-383.
- 9.- SUTCLIFFE, R. C. y FORSDYKE, A. G. 1950 "The theory and the use of upper air thickness patterns in forecasting" Ibid, 6, 189-217.

25-VIII-83



MAPA DE ISOHIPSAS a 700 hPa —————
 MAPA DE ESTABILIDAD (ΔM) - - - - -

26-VIII-83



MAPA DE ISOHIPSAS a 700 hPa —————
 MAPA DE ESTABILIDAD (ΔM) - - - - -