

¿CÓMO DETECTAR UN CICLÓN SUBTROPICAL?

Juan J. González-Alemán⁽¹⁾, Francisco Valero⁽¹⁾, Francisco Martín León⁽²⁾

⁽¹⁾ Departamento Física de la Tierra II (Astrofísica y CC Atmósfera), Universidad Complutense de Madrid, juanjago@ucm.es, valero@fis.ucm.es

⁽²⁾ Agencia Estatal de Meteorología, Madrid, fmartinl@aemet.es

1. Introducción

Los ciclones subtropicales son sistemas de bajas presiones que se rigen por procesos tanto de carácter tropical como extratropical. Su principal característica es la presencia de una estructura térmica híbrida, consistente en una anomalía fría en la alta troposfera y cálida en la baja troposfera, resultado del calor latente liberado por la intensa convección que llevan asociada (Evans y Guishard, 2009; Guishard et al., 2009). Además, suelen desarrollarse en ambientes con escasa baroclinicidad, lo que da lugar a patrones nubosos convectivos sin características frontales.

Debido a lo anterior, se les puede considerar como depresiones que se encuentran en el continuo entre los extremos conceptuales de ciclón tropical y ciclón extratropical. En la Figura 1 puede observarse un esquema de clasificación de los ciclones en base a sus características frontales y su estructura térmica vertical. Los ciclones subtropicales quedarían, por tanto, situados en una zona con una estructura térmica híbrida con ausencia de características frontales.

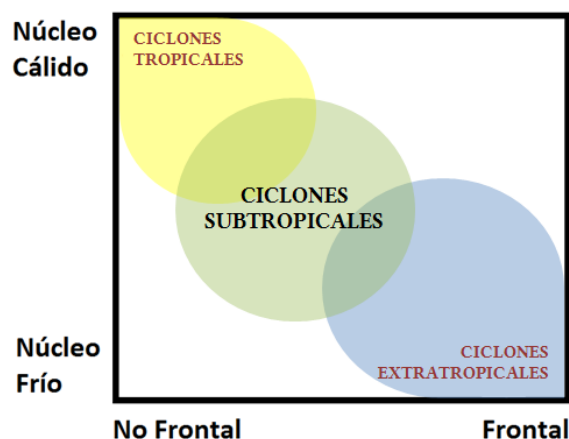


Fig. 1.- Diagrama de clasificación de los ciclones en base a su estructura térmica vertical y características frontales.

En el Atlántico Nororiental su estudio es muy escaso a pesar de que durante los últimos años se han dado varios casos bastante mediáticos. De hecho, en la cuenca opuesta existe un creciente interés tras su reconocimiento como sistemas asociados a fenómenos meteorológicos adversos, similares incluso a los debidos a huracanes (Steward, 2001; Guishard et al., 2007). Precisamente otro de los motivos que evidencia la necesidad de prestarles

atención es el potencial que se les atribuye para convertirse en ciclones tropicales mediante el proceso de transición tropical, descrito por Davis y Bosart (2003, 2004). De hecho, la Tormenta Tropical Delta (2005), que afectó a las Islas Canarias, y el Huracán Vince (2005), que afectó a la península Ibérica, fueron ciclones subtropicales en su inicio.

Estas características mencionadas de los ciclones subtropicales justifican la realización de este trabajo, cuyo principal objetivo es la caracterización meteorológica de un ciclón subtropical desarrollado a finales de enero de 2010 en el Atlántico Nororiental que posteriormente afectó a las Islas Canarias y península Ibérica con abundantes lluvias y fuerte viento. Esta caracterización se realiza para resaltar resalta los rasgos especiales de estos ciclones y favorecer, así, la identificación de futuros caso de una forma más objetiva. Gracias a ello se tendrá un mayor conocimiento del fenómeno, lo que permitirá un mejor diagnóstico y predicción de estos sistemas por parte de los predictores operativos, sobre todo en los países situados en nuestra cuenca.

2. Datos y metodología

Los datos utilizados son, por un lado, los reanálisis ERA-Interim a una resolución de 0.75° (Dee et al. 2011) y, por otro lado, los campos y herramientas meteorológicas producidas por el Cooperative Institute for Meteorological Satellite Studies (CIMSS) disponibles a tiempo real en: <http://tropic.ssec.wisc.edu/>.

La metodología se basa en la identificación (Guishard et al. 2009) y caracterización del sistema a través de distintas herramientas y campos meteorológicos que lo distinguen respecto de los ciclones tropicales y extratropicales, y que permiten resaltar sus rasgos especiales de forma objetiva.

Entre estas herramientas hay que destacar los diagramas de fase (Hart, 2003) como una herramienta imprescindible. En ella se utilizan tres variables fundamentales, formando un espacio de fases, para caracterizar la estructura térmica de cualquier ciclón. El parámetro de asimetría térmica (B), que da una idea de la baroclinicidad que acompaña al ciclón, es decir, de sus características frontales, y por otro lado, el viento térmico en la alta (V_T^U) y baja (V_T^L) troposfera, que dan un idea de su estructura térmica vertical. Estos parámetros se calculan respecto al centro del ciclón.

Esta herramienta ha sido utilizada en Guishard et al. (2009) para la realización de una climatología de ciclones subtropicales en el Atlántico Norte. De entre los requisitos para que un ciclón sea considerado como subtropical en ella, existe únicamente uno que tiene relación directa con la estructura de éstos, diferenciándolo del resto de ciclones. Éste es el requerimiento de mostrar una estructura híbrida en los diagramas de fase durante al menos 36 h, y es el que ha sido aplicado para la identificación de la depresión de este estudio. Esta estructura híbrida ha de identificarse en los diagramas de fase imponiendo el criterio $-|V_T^L| > -10$ y $-|V_T^U| < -10$. Sin embargo, a pesar de ser una muy buena primera aproximación, no basta únicamente con los diagramas de fase para catalogar a una depresión como subtropical, ya que en ocasiones esta herramienta puede prestar a confusión. La aplicación del resto de campos/herramientas propuestas en este estudio ayuda a despejar las dudas sobre su naturaleza subtropical, como veremos.

3. Evolución sinóptica

Con el propósito de dar una visión sobre el ambiente en el que se desarrolló la depresión que se está estudiando, en este apartado se describe brevemente su historia sinóptica.

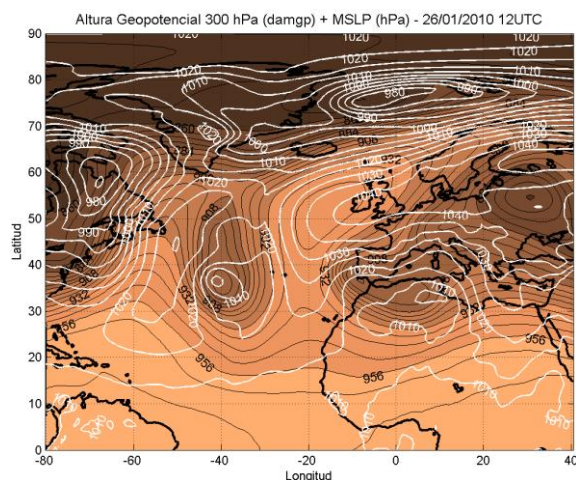


Fig. 2.- Altura geopotencial (dam) en 300 hPa y MSLP (hPa) (contornos blancos) para el día 26/01/2010 a las 12UTC.

Durante los días 24 y 25, la circulación atmosférica en el Atlántico Norte se resume por el predominio de una notable sinuosidad en el campo del geopotencial asociada a una onda de Rossby con considerables amplitud y longitud de onda. Esta ondulación provoca el posicionamiento de una dorsal al este del Atlántico Norte, con su eje al oeste de la península Ibérica, y una profunda vaguada al oeste de la cuenca centrada al norte de las Islas Bermudas. La permanencia de la vaguada en una zona baroclina origina, corriente abajo, la formación de continuas depresiones, reflejadas en el campo de presiones en

superficie (MSLP), por forzamiento cuasi-geostrofico.

Conforme avanza el tiempo, se produce una elongación de la dorsal hacia el norte a la vez de un estiramiento de la vaguada hacia el sur. Este posicionamiento de la dorsal provoca un flujo bloqueado de tipo omega sobre el día 26 (Figura 2) ya que, además, sobre la península Ibérica se sitúa una vaguada retrógrada con una marcada orientación SW-NE, mientras que la vaguada al oeste asociada al mismo patrón de flujo bloqueado tiene una orientación NW-SE. Es este mismo cambio en el patrón sinóptico el que provoca que a finales del día 26 se descuelgue la vaguada hacia el sur con la consiguiente formación de una depresión aislada de la circulación zonal de latitudes medias. Esta baja aislada pasa a estar sostenida por la anomalía positiva de PV en niveles altos que induce una circulación hasta la superficie gracias al ambiente de baja estabilidad estática que predomina debajo.

Una vez que la vaguada se ha descolgado y provoca el aislamiento de la depresión en superficie asociada, se produce un patrón estacionario durante el día 27 debido al flujo bloqueado que sigue caracterizando a la circulación atmosférica en el Atlántico Norte. De esta forma, la zona depresiva que va a originar la formación del ciclón subtropical sigue estando aislada de la circulación general del oeste. Tras esta nueva ruptura, el flujo sigue estando bloqueado aunque pasando a ser de tipo Rex (alta sobre baja).

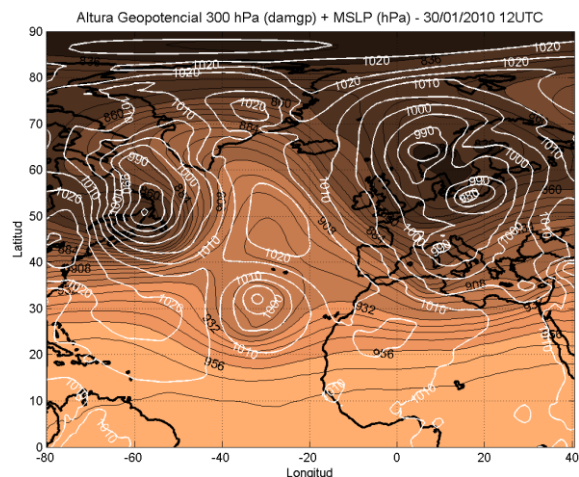


Fig. 3.- Altura geopotencial (dam) en 300 hPa (coloreado) y MSLP (contornos blancos) para el día 30/01/2010 a las 12UTC.

Tras el aislamiento se produce la oclusión y paralización del ciclón, lo cual favorece que se posicione en un entorno cada vez menos baroclino y, por lo tanto, más barotrópico, lo que conduciría a un decaimiento y relleno de la depresión. Sin embargo, se observa que no sigue el típico proceso de los ciclones extratropicales cuando se aíslan de la circulación de latitudes medias, sino que se profundiza. Esto se constata en una disminución considerable del

mínimo de presión, que pasa de unos 1005 mb al inicio del aislamiento a algo menos de 995 mb, una vez que adquiere una estructura subtropical (Figura 3).

4. Resultados y discusión

En este apartado se muestran los resultados que se obtienen tras aplicar a la depresión estudiada las herramientas y campos mencionados anteriormente que permiten diferenciarla de los ciclones tropicales y extratropicales al resaltar sus rasgos especiales.

a) Diagramas de fase

En la Figura 4 puede observarse la evolución del ciclón en los diagramas de fase (V_T^L , B) y (V_T^L , V_T^U). Según la Figura 4a, éste se inició en un ambiente totalmente baroclino, presentando una estructura térmica asimétrica en niveles bajos, lo que indica presencia de un patrón frontal, propio de los ciclones extratropicales. Posteriormente el ciclón evoluciona hacia un entorno en el que la baroclinicidad disminuye, coincidiendo con lo visto en la evolución sinóptica, perdiendo así sus características extratropicales a la vez que tiende hacia una estructura simétrica, y con núcleo cálido poco profundo al desarrollar una anomalía térmica en la baja troposfera. En este momento, el ciclón alcanza categoría de ciclón subtropical, lo que es consistente con la definición (<http://www.nhc.noaa.gov/aboutgloss.shtml>) que establece el Centro Nacional de Huracanes (USA), al considerar los ciclones subtropicales como un sistema de bajas presiones no frontal.

En la Figura 4b, se observa que el ciclón comienza con una estructura de núcleo frío profundo consistente con el carácter extratropical que mostraba en el anterior diagrama. Sin embargo, nuevamente conforme transcurre el tiempo empieza a perder sus características extratropicales tendiendo hacia una estructura térmica híbrida en la vertical, lo que le da una naturaleza subtropical. Posteriormente sigue manteniendo una estructura más o menos híbrida con ligeros cambios.

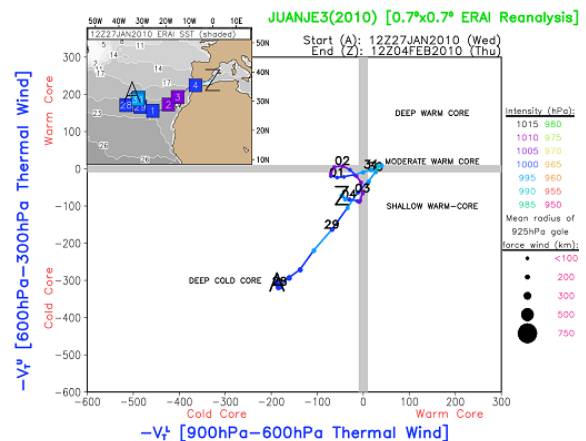
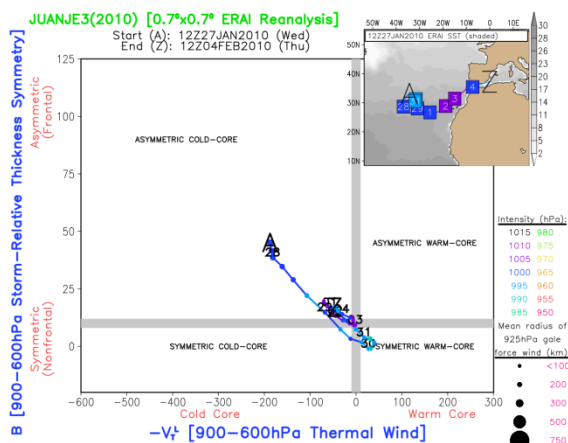


Fig. 4.- a) Diagrama de fase con las variables de asimetría térmica y viento térmico en niveles bajos (V_T^L , B). b) con las variables del viento térmico (V_T^L , V_T^U).

b) Viento

En el caso de los ciclones tropicales existe una clara axisimetría en el campo vectorial de vientos y en el campo de isotacas, aunque menor, con una rápida disminución radial de los vientos. Al contrario, las borrascas o ciclones extratropicales se caracterizan por ser asimétricos y por llevar asociados vientos fuertes que pueden alcanzar grandes distancias respecto del centro.

En el caso del ciclón subtropical estudiado (Figura 5) se observa una simetría axial del campo vectorial similar a una estructura tropical. Sin embargo, se asemeja a una estructura extratropical en cuanto a la asimetría del campo de isotacas. Por ejemplo, existe una clara diferencia en las velocidades del viento entre su flanco norte y sur, siendo menos notable en la dirección de los paralelos.

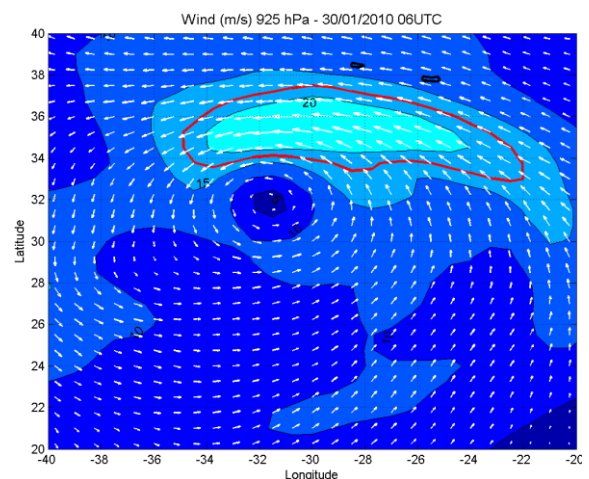


Fig. 5.- Campo de vientos en el nivel de 925 hPa para el día 30/01/2010 a las 06UTC.

c) Espesor atmosférico

En el estrato de 1000-500 hPa, los ciclones tropicales y extratropicales perturban las isolíneas de espesor debido a su estructura térmica, que es uni-

forme en toda la troposfera. Lo hacen de igual manera que en el campo del geopotencial. El ciclón extratropical tendría en su centro espesores menores (en el caso de estar aislado de la circulación de latitudes medias) y el ciclón tropical espesores mayores. Un ciclón extratropical no aislado, es decir, embebido en la circulación de latitudes medias, se caracterizaría por poseer estratos mayores al SE de su centro y estratos menores a su NW, propio de la ondulación a la que está sometido el campo de temperaturas.

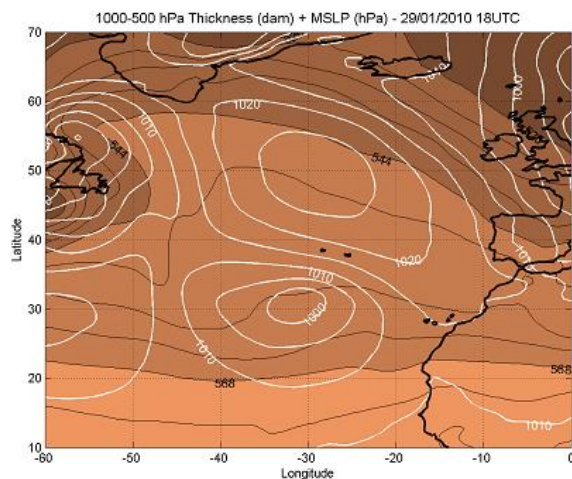


Fig. 6.- Campo de MSLP (hPa; isolíneas blancas) superpuesto al campo de espesor del estrato 1000-500 hPa (dam; coloreado).

En la Figura 6 se observa que, al contrario, el ciclón subtropical no aparece reflejado en el campo de espesores de 1000-500 hPa ya que no perturba las isolíneas, lo cual es consistente con su estructura híbrida. Por tanto, este campo resulta bastante clarificador para la detección de este tipo de sistemas ya que estos ciclones se manifiestan de forma totalmente diferente a los ciclones tropicales o extratropicales. Aunque no hay que olvidar que estos últimos en sus etapas finales de decaimiento también pierden su reflejo en este campo. Una inspección en la evolución del campo de presiones superficiales determinaría la distinción.

d) Imágenes de Satélite

Los ciclones extratropicales se caracterizan por presentar estructuras nubosas asimétricas correspondientes a los frentes que les acompañan. En el caso de los ciclones tropicales, normalmente se observa nubosidad convectiva simétrica rodeando al mínimo depresionario, que se vuelve evidente en forma de ojo cuando el ciclón alcanza la categoría de huracán. Esta característica de los ciclones tropicales es conocida como “Central Dense Overcast” (CDO).

La secuencia de las imágenes de satélite de la evolución de la depresión subtropical se muestra en la Figura 7. Revela perfectamente el cambio en la morfología de la estructura nubosa asociada, consistente con el ciclo de vida descrito en los diagramas de fase, al ir éste progresando durante su ciclo de vida de una zona baroclina a otras cada vez más barotrópicas. Efectivamente, el día 26 (Figura 7a) se observa un patrón de nubosidad típico de los ciclones extratropicales con su frente asociado y, por ello, con configuración asimétrica. Sin embargo, el día 30, una vez el ciclón ha adquirido su estructura subtropical (Figura 7b), el patrón nuboso ha cambiado, motivado por el aislamiento de la baja y la disminución de la baroclinicidad que lo rodea. Esto da lugar a la formación de numerosos focos convectivos distribuidos en torno a la baja presión, generados probablemente en su mayoría por el forzamiento térmico asociado a la depresión aislada en altura.

Al mismo tiempo, la disminución considerable de cizalladura favorece la formación de un núcleo convectivo formidable (Figura 7c) con un gran parecido a la convección asociada a los ciclones tropicales, pero que difiere en que se sitúa justo al lado del mínimo de presión sin rodearlo completamente (CDO), algo característico de los ciclones subtropicales. Esto resulta en que la depresión no adquiere una estructura cálida en toda la troposfera, sino que permanece híbrida. Es de destacar el parecido del ciclón, en las imágenes de satélite, con la Tormenta Tropical Grace, la cual, en octubre de 2009, se desarrolló igualmente a partir de una baja presión extratropical estacionaria y ocluida cerca de las Azores (Mauk y Hobgood, 2012).

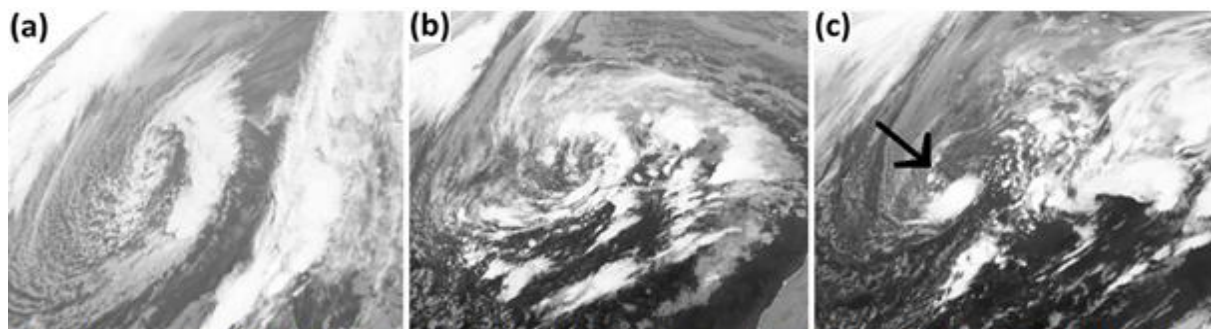


Fig. 7.- Imágenes de satélite del MSG2 en el canal 9 IR. De izquierda a derecha: a) 26/01/10 12UTC, b) 30/01/10 06UTC, c) 31/01/10 00UTC. Fuente: Dundee Satellite Receiving Station

e) Divergencia

Los ciclones tropicales poseen una estructura dinámica consistente en una divergencia acentuada sobre el centro del ciclón en niveles altos asociada a la fuerte convergencia que sucede en niveles bajos, de tal forma que los máximos de divergencia/convergencia suelen presentar cierta simetría axial, estando éstos centrados en el mínimo depresionario. Al contrario, los ciclones extratropicales presentan los máximos de divergencia/convergencia sobre la zona frontal, existiendo incluso cierta asimetría. Además, hacia el oeste de la depresión sucede lo contrario, es decir, existe una zona de subsidencia.

Respecto al ciclón subtropical, se observa en la Figura 8 que existe una zona de máximos en forma de banda asimétrica que corresponde a una banda baroclina o frente en altura, y que queda lejos del centro. Dicha banda se puede considerar independiente de la depresión subtropical ya que estaría provocada por la estructura sinóptica en altura que la soporta, es decir, sería producida por el forzamiento cuasi-geostrófico que aporta la depresión en altura con cierta forma, aún, de vaguada. Se observa, además, como en las cercanías del centro existe una amplia zona en la que no existe divergencia ni convergencia significativa con ciertos máximos de divergencia asociados los núcleos convectivos. Al oeste de la depresión se observa la presencia de la subsidencia típica de los ciclones extratropicales, aunque bastante más lejos de lo que sería esperable en una típica estructura extratropical.

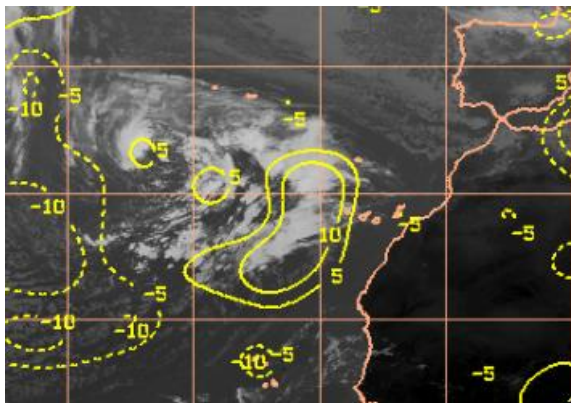


Fig. 8.- Campo de divergencia viento (s^{-1}) en niveles altos (media del estrato 300-150 hPa) superpuesta con imagen de satélite para el 30/01/2010 a las 12UTC. Fuente: UW-CIMSS.

En realidad, el campo de divergencia no esclarece su estructura como lo hacen los vistos anteriormente. Sin embargo, dada la amplia distancia existente entre la subsidencia al oeste y los ascensos sinópticos al este, con una amplia zona en medio en la que existe numerosos núcleos convectivos y cierta divergencia asociada a ellos, se puede intuir la diferencia con los extremos de ciclón. Sucede como sí el

centro de la depresión subtropical quedara la margen de las estructuras sinópticas de su alrededor y posee cierta independencia de lo que sucede en niveles superiores de la troposfera.

f) Vorticidad

Los ciclones tropicales presentan una estructura vortical positiva intensa con notable simetría axial, mientras que los ciclones extratropicales poseen una estructura asimétrica de vorticidad positiva de forma más o menos alargada y que tiende a coincidir con la disposición del frente.

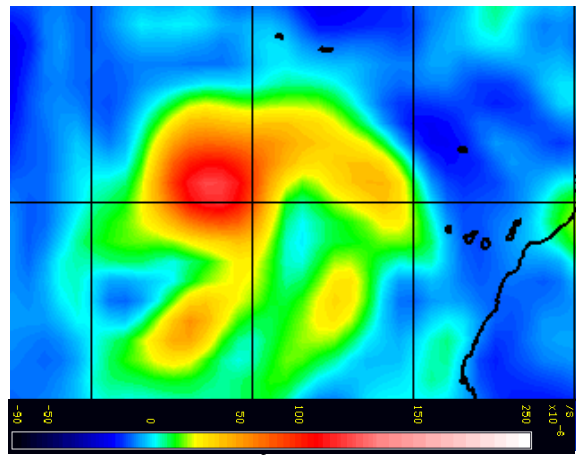


Fig. 9.- Vorticidad ($10^{-6} s^{-1}$) en 850 hPa para el caso del STC correspondiente al 30/01/2010 a las 18UTC. Fuente: UW-CIMSS.

En el caso del ciclón subtropical (Figura 9), observamos una disposición de la vorticidad mezclada, es decir, posee estructuras de vorticidad positiva en forma de bandas y, por otro lado, un máximo de vorticidad ($\approx 120 \cdot 10^{-6} s^{-1}$) con cierta simetría axial, coincidente con el centro de la depresión. Este máximo tiene una gran similitud al caso tropical y además se encuentra más o menos independiente del resto de máximos de vorticidad, que son de menor magnitud ($\approx 50 \cdot 10^{-6} s^{-1}$). Por tanto, se observa que el centro de la depresión subtropical se asemeja al centro de un ciclón tropical.

g) Cizalladura vertical

Los ciclones extratropicales se generan en ambientes de alta cizalladura ($>> 20$ nudos) ya que necesitan de una atmósfera baroclina para su adecuado desarrollo. Al contrario, los ciclones tropicales lo hacen en un ambiente con baja cizalladura (< 20 nudos) propio de atmósfera barotrópicas donde se permite ampliamente el desarrollo de la convección que nutre a la baja presión.

En el caso del ciclón objeto de este estudio, se observa que cuando empezó a poseer estructura subtropical todavía se encontraba en un ambiente de moderada cizalladura (> 20 nudos; Figura 10) aunque mucho menor que la típica que afecta a los ciclones

extratropicales. Esta alta cizalladura está asociada a su origen baroclino, lo cual es característico de este tipo de ciclones. Posteriormente cuando se transforma en una baja aislada de la cicluación general, pasa a verse afectado por una amplia zona con escasa cizalladura vertical (<20 nudos; no mostrado) debido a la disminución de la baroclinidad. Por tanto, el ambiente en el que la depresión se iba encontrando era cada vez más barotrópico, más propio de una estructura tropical, lo que favoreció el mantenimiento de la convección profunda asociada. Incluso se detectan zonas con cizalladura vertical inferior a los 10 nudos en los alrededores del ciclón.

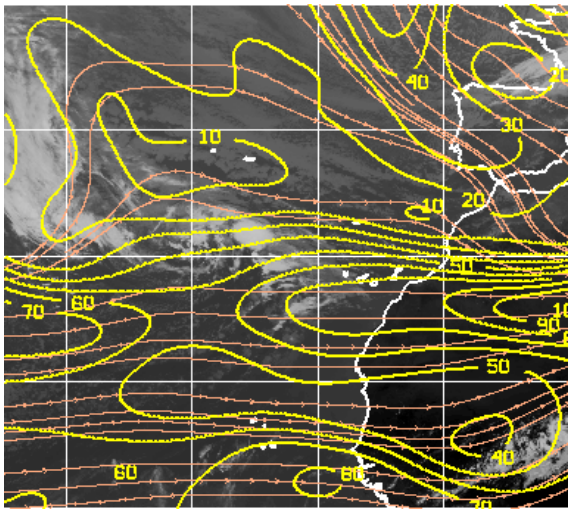


Fig. 10.- Cizalladura vertical del viento (nudos) correspondiente al 29/01/2010 a las 12UTC. Fuente: UW-CIMSS.

h) Agua total precipitable (TPW)

Los sistemas extratropicales se desarrollan en una atmósfera con relativamente poco contenido en vapor de agua, propio de la atmósfera en latitudes medias. Sin embargo, son capaces de adveccionar grandes cantidades de vapor de agua desde los trópicos coincidentes con la zona frontal, que se reflejan en forma de máximo en el campo de TPW. Además, se caracterizan por llevar asociados fuertes advecciones de aire seco procedente del norte al oeste de la depresión, que entran en su seno.

Los ciclones tropicales, al contrario, se generan en zonas con riqueza de vapor de agua. De hecho, es un factor indispensable para su desarrollo satisfactorio. En este caso, los máximos de TPW suelen ser simétricos y coincidentes con el centro del ciclón. A medida que el ciclón tropical se va desarrollando y aumentando su intensidad o categoría, el contenido de TPW en su centro va aumentando respecto de los alrededores.

La animación del campo de TPW en el caso de estudio muestra como el ciclón subtropical sufre continuas advecciones de aire seco hacia su centro. Esto le hace diferir de los ciclones tropicales, asemejándose más a los extratropicales, y es un factor

primordial que influye en que las condiciones no sean favorables para que la convección profunda rodee el centro (CDO) como en el caso tropical.

5. Conclusiones

Se ha comprobado y discutido, mediante la aplicación de distintos campos y herramientas meteorológicas, que el ciclón objeto de este estudio poseía características de ciclón subtropical, observándose la presencia de rasgos especiales. Estos campos y herramientas permiten la observación de estas características especiales y así distinguir los ciclones subtropicales de los dos extremos conceptuales de ciclón. Especialmente destacable es la presencia de una estructura térmica híbrida en el sistema, puesta de manifiesto en los diagramas de fase. Es muy importante tener en cuenta la necesidad del uso de estos campos/herramientas en su conjunto, pues ninguna por sí sola justifica la identificación de un ciclón como subtropical.

Los resultados de este estudio son de gran interés para la diagnosis y predicción de este tipo de sistemas por parte de los servicios meteorológicos, sobre todo de los países situados en la cuenca Atlántica Nororiental. Hay que mencionar que el Centro Nacional de Huracanes no reconoció esta baja como subtropical, aunque nuestra intención no es dudar de la alta cualificación de sus profesionales, sino resaltar la ambigüedad en el tratamiento de estos sistemas, sobre todo, en nuestra cuenca.

Agradecimientos

Debemos agradecer al Dr. Robert Hart de Florida State University (USA) por facilitarnos los diagramas de fase usados en este análisis. Este trabajo ha sido realizado gracias al proyecto de investigación CGL2011-25327 (MINECO).

Referencias

- Davis, C. A., & Bosart, L. F. (2003): Baroclinically induced tropical cyclogenesis. *Monthly Weather Review*, 131(11), 2730-2747.
- Davis, C. A., & Bosart, L. F. (2004): The TT problem: Forecasting the tropical transition of cyclones. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 85, 1657-1662.
- Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., ... & Vitart, F. (2011): The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(656), 553-597.
- Evans, J. L., & Guishard, M. P. (2009): Atlantic subtropical storms. Part I: Diagnostic criteria and composite analysis. *Monthly Weather Review*, 137(7), 2065-2080.

Guishard, M. P., Evans, J. L., & Hart, R. E. (2009): Atlantic subtropical storms. Part II: Climatology. *Journal of Climate*, 22(13), 3574-3594.

Guishard, M. P., Nelson, E. A., Evans, J. L., Hart, R. E., & O'Connell, D. G. (2007): Bermuda subtropical storms. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 97(1-4), 239-253.

Hart, R. E. (2003): A cyclone phase space derived from thermal wind and thermal asymmetry. *Monthly weather review*, 131(4), 585-616.

Mauk, R. G., & Hobgood, J. S. (2012): Tropical Cyclone Formation in Environments with Cool SST and High Wind Shear over the Northeastern Atlantic Ocean. *Weather and Forecasting*, 27(6), 1433-1448.

Stewart, S. R. (2001): National Hurricane Center Tropical Cyclone Report: Hurricane Karen.