

LA TORMENTA TROPICAL DELTA Y SU TRANSICION EXTRATROPICAL EN LAS CERCANIAS DE CANARIAS

F. Martín, J. M. Sánchez-Laulhé, B. Orfila, I. San Ambrosio, J. J. Bustos, V. Quintero y C. Alejo
Instituto Nacional de Meteorología, Madrid, francisco.martín@inm.es

1. Introducción

Durante los días 28 y 29 de noviembre las Islas Canarias se vieron azotadas por un ex ciclón tropical (CT), bautizado con el nombre de Delta por el CNH, Centro Nacional de Huracanes de EEUU, con rachas de viento huracanadas que causaron graves daños y que alcanzaron 248 km/h en el Observatorio de Izaña, en la isla de Tenerife a 2367 m sobre el nivel del mar, 152 km/h en la isla de La Palma y 147 km/h en el aeropuerto de Tenerife Sur.

El CT se desarrolló en el Atlántico Norte Central como una tormenta subtropical que se desplazó hacia el sur volviéndose tormenta tropical el 23 de noviembre. El 27 de noviembre el CT giró hacia el nordeste, evolucionando a ciclón extratropical, una compleja transformación denominada transición extratropical. El 28 de noviembre Delta incidió sobre las Islas Canarias como un intenso ciclón de características fundamentalmente extratropicales pero de núcleo cálido.

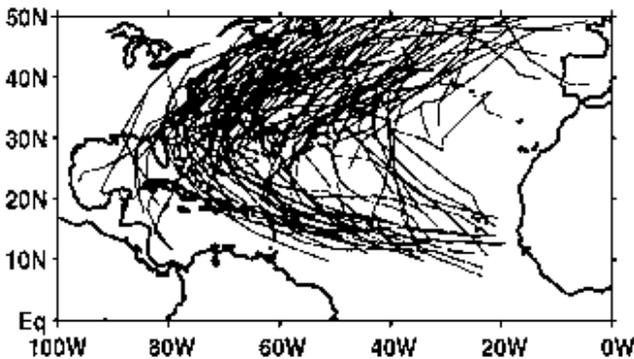


Figura 1.- Trayectorias de todos los CT que experimentaron transición extratropical en el Atlántico Norte en el periodo 1970–99. (Jones et al., 2003).

Cuando un CT se mueve hacia el polo y se adentra en los extratropicales su estructura cambia al interactuar con un ambiente diferente. La evolución que sigue el CT se conoce como transición extratropical, TE, (e.g. Jones et al., 2003) en la cual se transforma en un ciclón extratropical de rápida translación. Aunque los CT en general se debilitan cuando se mueven hacia latitudes más altas, debido a aumentos en la cizalladura vertical del viento, a temperatura superficial del agua del mar más fría, y a humedades más baja en la troposfera media, algunos son capaces de desarrollar sistemas de bajas presiones extratropicales muy intensos y extensos. Aproximadamente la mitad de las TE en el Atlántico Norte dan lugar a desarrollos explosivos extratropicales. Sin embargo, el proceso de transición no se conoce suficientemente debido a la complejidad que encierra por la interacción entre diferentes escalas (convección dentro del CT, vórtice del CT y ondas baroclinas). Un CT en su TE puede tener un impacto enorme, llevando precipitaciones intensas y fuertes vientos sobre áreas más extensas que las del CT antes de la TE y afectando a regiones alejadas de la trayectoria de los CT. En la figura 1 están representadas las trayectorias de

todos los CT que experimentaron una TE en el Atlántico Norte en el periodo 1970–99.

Este trabajo presenta un análisis de la TE del CT Delta usando observaciones desde satélites y datos del modelo T799L91 del Centro Europeo de Predicción a Medio Plazo (CEPPM), de 20 km de resolución horizontal, aproximadamente. Todos los campos que se presentan en las figuras son de este modelo. Este estudio es parte de otro más amplio que se está llevando a cabo dentro del INM donde se contemplan los diagnósticos mesoescalares, análisis del comportamiento de los modelos numéricos operativos en la fecha y experimentos numéricos de sensibilidad, entre otros apartados.

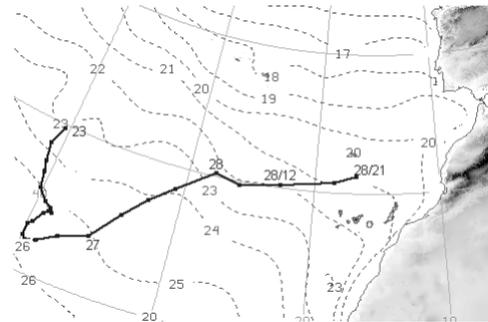


Figura 2.- Trayectoria de Delta (línea continua) y temperatura superficial del agua del mar (°C y línea a trazos) según datos del CEPPM.

2. Evolución del Delta los días 27 y 28 de noviembre

La figura 2 muestra la trayectoria de Delta según el modelo del CEPPM sobre el mapa de temperatura de la superficie del agua del mar del mismo modelo, una trayectoria insólita si se compara con la figura 1. La figura 3 muestra la evolución del ciclón a través de imágenes infrarrojas, IR, del Meteosat-7. En la figura 4 se presentan los análisis de presión a nivel del mar, viento a 10 metros y temperatura a 925 hPa de 00 y 12 UTC de los días 27 y 28 y en la figura 5 la evolución de la presión mínima a nivel del mar de dichos días según el mismo modelo. En general se puede decir que el CT se intensifica moderadamente durante la transición, en particular durante las horas previas a su llegada a Canarias el día 28.

El día 26 se produce un cambio de dirección y velocidad de desplazamiento del ciclón, dirigiéndose hacia el NE y aumentando progresivamente su velocidad. El desplazamiento hacia el nordeste viene forzado por la disipación de una vaguada subtropical V1 de niveles altos y medios de la troposfera y la llegada de otra vaguada V2 por el oeste, indicadas en los mapas de altura de geopotencial en 250 hPa de la figura 6, donde la posición del ciclón tropical

está representada por su vorticidad potencial (PV) en capas

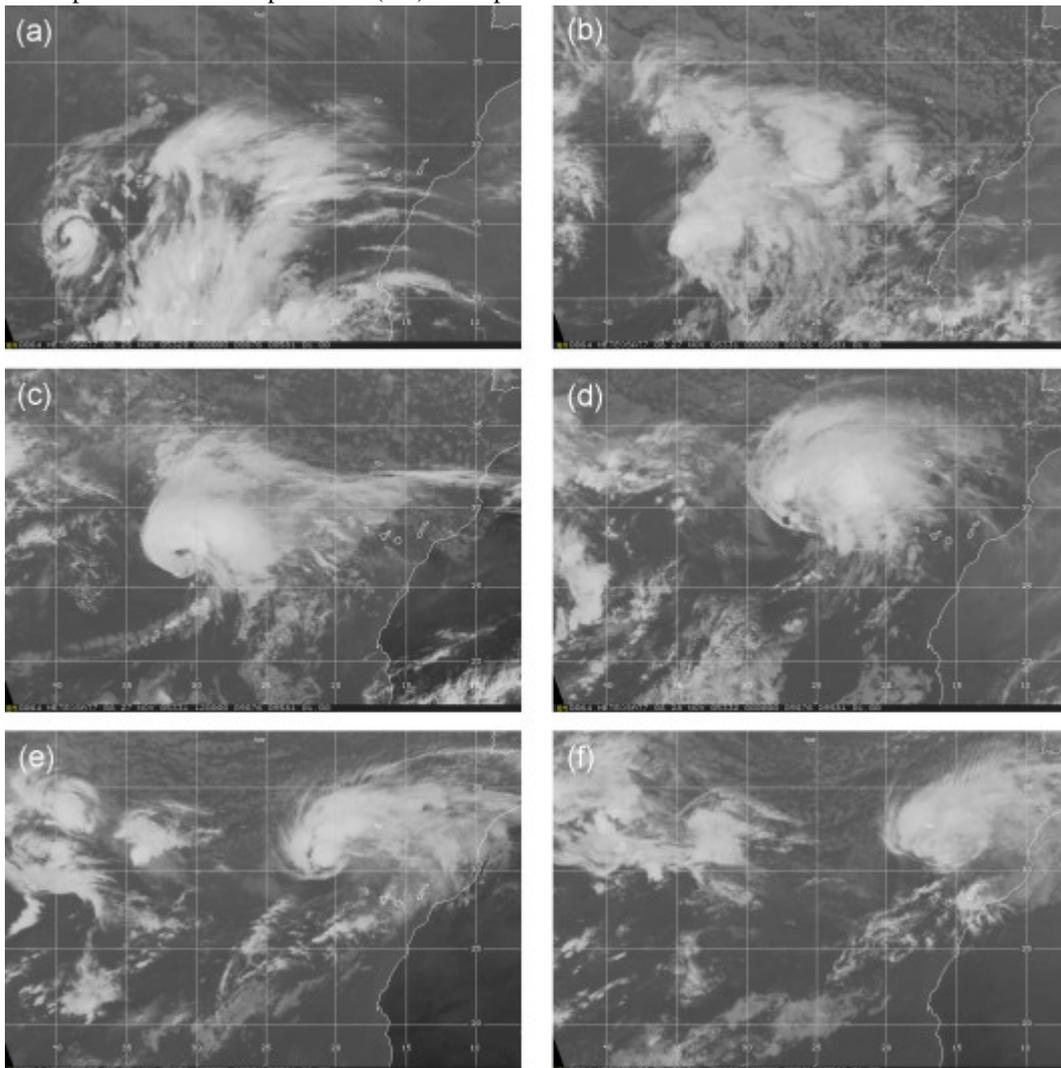


Figura 3.- Imágenes IR de Meteosat-7 (IR Meteosat-7 images): (a) 00UTC del día 25; (b) 00 UTC 27 Nov; (c) 12 UTC 27 Nov; (d) 00 UTC 28 Nov; (e) 12 UTC 28 Nov; (f) 18 UTC 28 Nov.

En la figura 7 de las 00 del día 27 se observa como el ciclón marcha hacia el norte situado entre la zona de salida de un chorro subtropical y la vaguada V1. La circulación indirecta de la zona de salida del chorro estira la anomalía de PV asociada a la depresión de la tropopausa TD1 correspondiente a V1 delante de Delta, como se aprecia en la figura 8. La presencia de V1 delante del ciclón en superficie, origina que el centro de circulación relativa en niveles medios esté desplazado hacia el este respecto a niveles bajos, generando entradas de aire seco de niveles medios hacia el este del ciclón (figura 3b y 3c), sobrevolando el aire cálido y húmedo de niveles bajos, y ascendiendo en la zona baroclina formada por la proximidad del núcleo cálido del ciclón y V1, donde se inestabiliza y dispara una intensa convección. La torre de PV generada por la liberación de calor latente de la convección y el ascenso vertical es causa de un aumento fuerte de vorticidad en niveles medios centrada (no mostrada), tomando la nubosidad de Delta un aspecto más simétrico, pero con su centro desplazado respecto de la baja en superficie.

La convección en el resto del la pared del ojo del Delta va desapareciendo a lo largo del día al desplazarse sobre una superficie del mar cada vez más fría, como se observa en las

medias.

imágenes 85 GHz de 19:29 UTC del día 27 y de 00:25 UTC día 28 del satélite TRMM (figura 9).

Al mismo tiempo la circulación indirecta asociada al chorro tras el CT y la circulación directa asociada a la entrada del máximo de chorro delantero de V1 genera un chorro en niveles bajos en el cuadrante SE de Delta, que en 850 hPa a las 00 UTC del día 27 se muestra en la figura 7. Al acercarse Delta a la zona baroclina, asociada al ciclón extratropical casi estacionario situado sobre Europa, se produce en el NE del CT una intensa frontogénesis cálida que se aprecia en el aumento del gradiente térmico en 925 hPa de la figura 4. El avance del ciclón contra el anticiclón situado al norte, crea una zona de confluencia paralela a las isotermas que en el nordeste del ciclón es una zona con advección cálida creciente, (figura 10). La conjunción de la confluencia y la advección cálida genera una frontogénesis cálida.

La ondulación de la zona baroclina crea una anomalía de temperaturas en niveles bajos, equivalente a una anomalía positiva de PV, que aumenta la capacidad del ciclón de interactuar con los niveles altos. Además, los ascensos y liberación de calor latente sobre el frente cálido crea una

anomalía de PV negativa en niveles altos corriente abajo de Delta. Durante el día 28 Delta interactúa con la anomalía positiva de PV de niveles altos DT2, correspondiente a la vaguada V2, que se mueve hacia el norte al oeste del ciclón, como se observa en las figura 11a de las 06 UTC. DT2 se estira sobre el núcleo de Delta deformada por la anomalía de PV negativa, que actúa como un escudo manteniendo un núcleo cálido en altura, descendiendo la tropopausa hasta los 300 hPa. Mientras esto sucede se produce una primera intensificación del ciclón el día 28 (figura 5). Una segunda intensificación se produce cuando alcanza a Delta, entre 12 y 18 UTC, un máximo de chorro con un pliegue de la tropopausa asociado, señalado en las figuras 11a y 11c como TF al SW de Delta. Posteriormente, mientras Delta cruza Canarias, TD2 es absorbida por la por la baja de latitudes media situada al NE y se acelera su transición extratropical que se completa al este de Canarias.

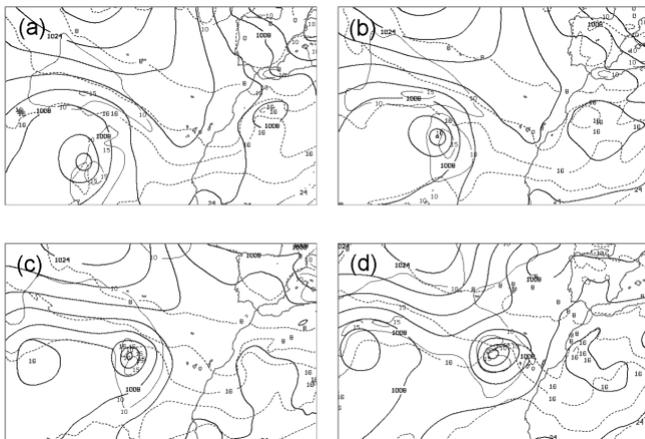


Figura 4. - Presión a nivel del mar (hPa, línea continua gruesa), isotacas a 10 metros (m/s, línea continua fina) y temperatura a 925 hPa (°C, línea a trazos): (a) 00UTC 27 Nov; (b) 12UTC 27 Nov; (c) 00UTC 28 Nov; d) 12UTC 28 Nov.

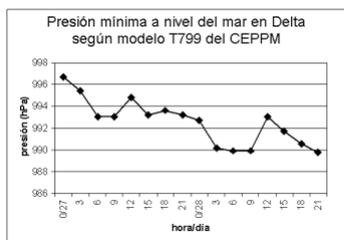


Figura 5.- Presión mínima a nivel del mar en Delta durante los días 27 y 28 de noviembre según el modelo T799 del CEPPM.

3. El viento en niveles bajos el día 28

A partir del 28 a las 06 UTC hay un aumento de la intensidad del viento y sobre todo en la extensión de la zona de vientos fuertes en niveles bajos, como se puede apreciar en los vientos e isotacas en 925 hPa mostrados en la figura 12 con un máximo en el NW del ciclón y otro en el SE.

La causa de la intensificación del viento se puede deducir de los campos de PV en niveles bajos. En la figura 13 se aprecia un paralelismo entre el aumento de PV en 925 hPa, de 06 a 18 UTC, y el fortalecimiento del viento, tanto en zonas alejadas al sur del centro de la baja, como en la parte posterior inmediata al centro de la baja. El aumento en la

parte posterior se puede explicar por el doblamiento hacia atrás de frente cálido (*bent-back warm-front*) y la consiguiente advección descendente de PV positiva generada por la liberación de calor latente en el frente. Sin embargo el aumento de PV de la zona alejada al sur no se puede explicar por advección sino que es generada en niveles bajos. Esta generación de PV provendría del desarrollo de un máximo de viento del oeste (figura 14) entre 300 y 400 hPa, al oeste del centro de Delta, consecuencia del hundimiento de la tropopausa hasta 300 hPa, mostrada en la figura 11. En la zona de entrada del máximo de viento hay advección fría y por consiguiente movimientos descendentes. Los movimientos descendentes adiabáticos generan calentamiento durante el descenso, como se observa en el campo de temperaturas en 850 hPa de la figura 15, contrarrestado por enfriamiento junto a la superficie del mar, tanto por calor sensible como por calor latente, que se traduce el adelgazamiento de la capa límite marítima y generación de anomalías de PV que inducen el fortalecimiento del viento en la baja troposfera.

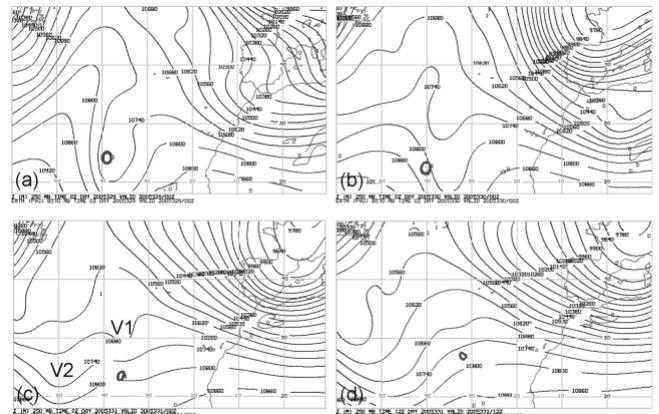


Figura 6.- Altura (m) de la superficie de 250 hPa y vorticidad potencial media de la capa 700-500 hPa (UVP, línea gruesa) indicativa de la posición del ciclón tropical según CEPPM.: (a) 00 UTC 25 Nov; (b) 00 UTC 26 Nov; (c) 00 UTC 27 Nov; (d) 12 UTC 27 Nov.

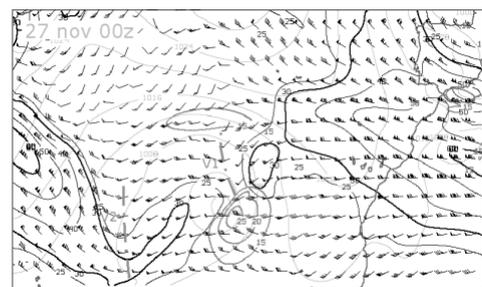


Figura 7.- Vientos e isotacas (m/s) en 200 hPa (línea continua oscura), isotacas (m/s) en 850 hPa (líneas grises gruesas) y presión a nivel del mar (líneas grises finas) según CEPPM, 00 UTC 27 Nov

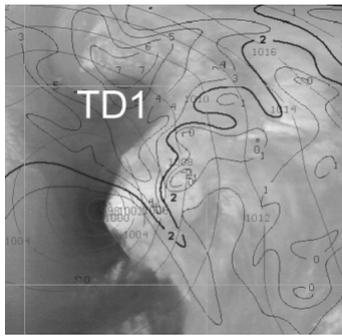


Figura 8.- Vorticidad potencial (UVP, líneas oscuras) en 200 hPa y presión a nivel del mar (hPa, líneas grises) según CEPPM sobre imagen de vapor de agua de Meteosat 7. 00 UTC 27 Nov.

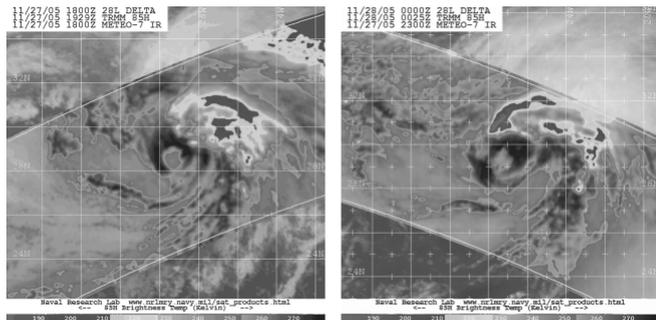


Figura 9.- (a) Imagen 85-GHz satélite TRMM de 19:29 UTC día 27; (b) Imagen 85-GHz satélite TRMM de 00:25 UTC día 28. Fuente: www.nrlmry.navy.mil/.

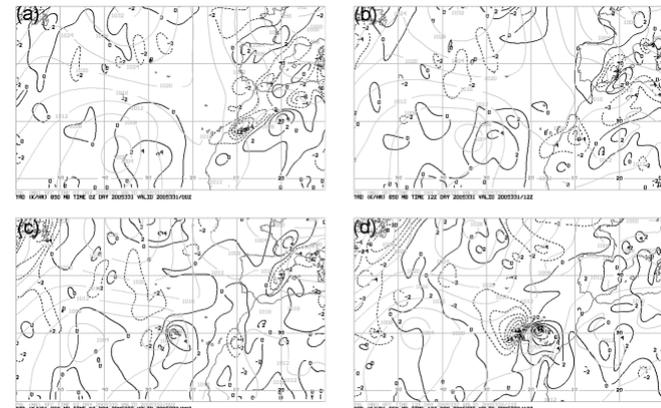


Figura 10.- Advección de temperatura en 850 hPa (K/h, líneas gruesas) y presión a nivel del mar (hPa, líneas finas grises), según CEPPM: (a) 00 UTC 27 Nov; (b) 12 UTC 27 Nov; (c) 00 UTC 28 Nov; (d) 12 UTC 28 Nov.

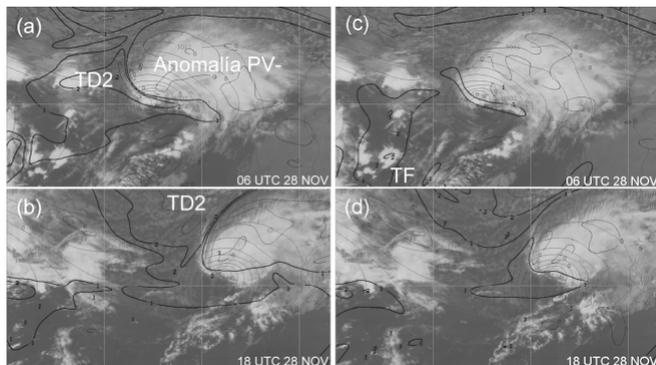


Figura 11. – Vorticidad potencial (UVP, líneas negras) y presión a nivel del mar (hPa, líneas grises), según CEPPM, sobre imágenes IR de Meteosat-7: (a) 250 hPa, 06 UTC 28 Nov; (b) 250 hPa, 18

UTC 28 Nov;(c) 300 hPa, 06 UTC 28 Nov; (d) 300 hPa, 18 UTC 28 Nov.

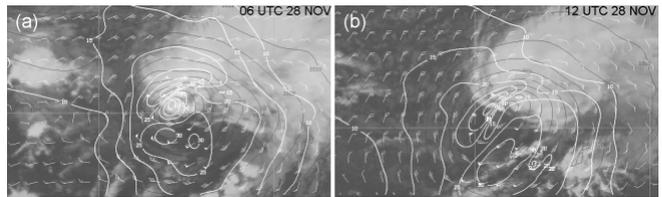


Figura 12. – Vientos e isotacas (m/s) en 925 hPa (líneas blancas) y presión a nivel del mar (hPa, líneas negras) sobre imagen IR de Meteosat-7: (a) 06 UTC 28 Nov; (b) 18 UTC 28 Nov.

4. Conclusiones

El ciclón tropical Delta siguió los días 27 y 28 una trayectoria atípica hacia el NE, con interacción con vaguadas débiles de niveles altos subtropicales, durante la cual experimentó una transición a ciclón extratropical con núcleo cálido con diversos procesos:

- a) Eliminación, a lo largo del día 27, de la convección en la pared del ojo de la tormenta al progresar sobre aguas más frías y en un ambiente de mayor cizalladura vertical, y generación de estallidos convectivos al este por la presencia delantera inmediata de una vaguada en niveles altos que induce una inyección de aire seco en niveles medios, generando y desatando inestabilidad convectiva.
- b) Un intenso proceso de frontogénesis cálida, a finales del día 27 y durante el 28, causado por la generación de un chorro a niveles bajos el cuadrante sudoeste del ciclón y al rápido desplazamiento hacia una zona baroclina al nordeste.
- c) La interacción de Delta, a principio del día 28, con una segunda vaguada y, a medio día del 28, con un máximo de chorro de niveles altos, que se acercaron a Delta desde el SW y a que dio lugar a la intensificación de Delta en horas previas a su llegada a las islas.
- d) Una consecuencia de esta intensificación fue el doblamiento hacia atrás del ciclón del frente cálido (bent-back warm front) lo cual provocó un fortalecimiento del viento en la parte posterior del ciclón tomando el ciclón un aspecto similar en niveles bajos al de un ciclón de Shapiro-Keyser en la etapa III (Shapiro y Keyser, 1990), con un núcleo cálido en capas bajas, un frente cálido potente doblado en la parte trasera y un frente frío muy débil.
- e) Generación, a principio del día 28, de un máximo de chorro del oeste en niveles altos corriente abajo del centro de Delta en superficie y que trasladó a Delta hacia el este. La advección fría en la entrada del chorro provocó descendencias que provocaron un fortalecimiento del viento, en zonas algo más alejadas del núcleo del ciclón, lo cual tuvo gran importancia en la intensidad de los vientos que afectaron a Canarias.

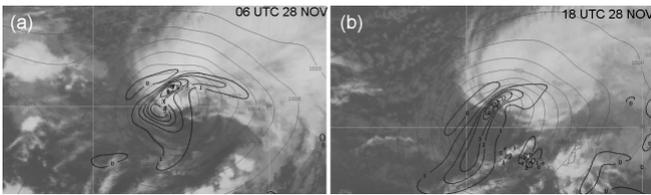


Figura 13 – Vorticidad potencial (UVP) en 925 hPa (líneas gruesas) y presión a nivel del mar (hPa, líneas grises fina), según CEPPM, sobre imagen IR de Meteosat-7. (a) 06 UTC 28 Nov; (b) 18 UTC 28 Nov.

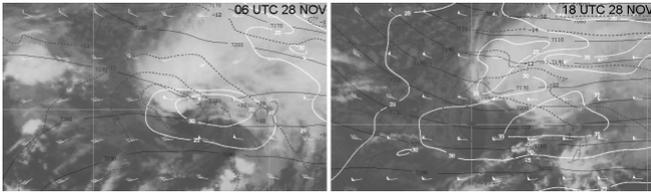


Figura 14 – Viento e isotacas (m/s, líneas blancas) y alturas (m, líneas oscuras continuas) en 400 hPa, temperatura en 500 hPa (°C, líneas oscuras a trazos) sobre imagen IR de Meteosat-7: (a) 06 UTC 28 Nov; (b) 18 UTC 28 Nov.

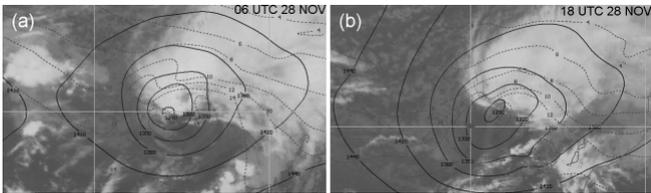


Figura 15 – Alturas (m, líneas continuas) y temperatura (°C, líneas a trazos) en 850 hPa, según CEPPM sobre imagen IR de Meteosat-7: (a) 06 UTC 28 Nov; (b) 18 UTC 28 Nov.

5. Referencias

Jones, S. C. P. A. Harr, J. Abraham, L. F. Bosart, P. J. Bowyer, J. L. Evans, D. E. Hanley, B. N. Hanstrum, R. E. Hart, F. Lalaurette, M. R. Sinclair, R. K. Smith and C. Thorncroft. (2003): “The Extratropical Transition of Tropical Cyclones: Forecast Challenges, Current Understanding, and Future Directions”. *Wea. Forecasting*, 18, 6, 1052–1092.

Shapiro, M. A., and D. Keyser (1990): “Fronts, jet streams and the tropopause”. *Extratropical Cyclones, The Erik Palmén Memorial Volume*, C. W. Newton and E. O. Holopainen, Eds., Amer. Meteor. Soc., 167-191.

Agradecimientos

Este trabajo se ha realizado con la ayuda de otras personas del INM que han colaborado con el grupo de trabajo del estudio sobre el Delta. Agradecemos, entre otros, al Servicio de Teledetección, el Área de Modelización, Área de Informática y al STAP. Especial agradecimiento a Javier Calvo y Daniel Santos del Área de Modelización.