CAPÍTULO II

ESTUDIO SINÓPTICO DE LA EVOLUCIÓN DE DELTA: LA TRANSICIÓN EXTRATROPICAL

II.1 Introducción

II.2 Ciclogénesis marítima subtropical

Día 20. Formación de una perturbación ciclónica en superficie
Día 21. Inicio de la ciclogénesis extratropical
Día 22. Fin del desarrollo baroclino. Autodesarrollo de Delta y "ganancia" de simetría en la nubosidad: Transición tropical

II.3 La tormenta tropical

II.4 La transición extratropical: Evolución en los días 27 y 28 de noviembre

Formación de una "cabeza de nube" y un "ojo" el día 27
Frontogénesis cálida
Reintensificaciones posteriores
El viento en niveles bajos el día 28

II.5 Conclusiones parciales

II. ESTUDIO SINOPTICO DE LA EVOLUCION DE DELTA: LA TRANSICIÓN EXTRATROPICAL

Este capítulo presenta un estudio, desde el punto de vista sinóptico, de Delta usando observaciones desde satélites y las salidas del modelo del Centro Europeo de Predicción a Medio Plazo (CEPPM, desde ahora) T799L91, de 25 km de resolución horizontal, aproximadamente, y con 91 niveles en la vertical, que en los días analizados era un modelo experimental y cuyas integraciones sólo estuvieron disponibles varias semanas después de la fecha nominal de la inicialización. Todos los campos básicos y derivados que se presentan en las figuras son de dicho modelo. Se comienza este apartado con una breve introducción general. Seguidamente se pasa a estudiar la génesis de Delta desde el 18 hasta el 23 de noviembre, fecha en que el CNH lo elevó a categoría de tormenta tropical. En el apartado siguiente se analiza la transformación extratropical de Delta desde el 27 de noviembre, cuando el CT giró hacia el nordeste, hasta el 28 de noviembre, fecha en la que incidió sobre las Islas Canarias como un ciclón de características fundamentalmente extratropicales y de núcleo cálido. Esta última transformación será analizada al final de este capítulo. La singularidad especial de Delta hace que este apartado sea algo exhaustivo.

II.1 Introducción

Las condiciones generales que favorecen la formación de ciclones tropicales se conocen desde hace algún tiempo (i.e., Gray, 1968, 1988). Éstas consisten en una serie de requerimientos sobre la temperatura del agua del mar, débil cizalladura ambiente, presencia de vorticidad ciclónica y divergencia a gran escala en niveles altos. La formación de un ciclón tropical requiere también una perturbación preexistente de suficiente amplitud de manera que pueda ocurrir la interacción aire-mar. Estudios recientes señalan la importancia de precursores en niveles altos en muchos casos de desarrollo ciclónico tropical, especialmente en latitudes más altas que 20ºN (Bracken and Bosart, 2000).

Los ciclones tropicales se forman en presencia de zonas o estructuras convectivas dentro de las perturbaciones tropicales. Se cree, por lo tanto, que la convección es un ingrediente esencial en el proceso de formación. La forma en qué se organiza la convección para generar un vórtice ciclónico tropical de mayor escala es uno de los grandes problemas sin resolver en la meteorología tropical. Hace tiempo, se formuló la hipótesis de una cooperación entre la convección de cúmulos y el vórtice de mayor escala en un proceso de realimentación (Ooyama, 1964; y Charney and Eliassen, 1964). Esta idea fue más tarde acuñada como inestabilidad condicional de segunda clase, o CISK. Contrario a este punto de vista, se ha demostrado que el principal mecanismo para la intensificación de una tormenta tropical es el WISHE, *wind-induced surface heat Exchange,* (Emanuel, 1986, 1989, 1991; y Rotunno and Emanuel, 1987), un proceso de intercambio de calor en superficie inducido por el viento, con la convección asociada a los cúmulos transportando el calor de la superficie a la alta troposfera. Sin embargo ni la teoría de CISK ni la de WISHE describen completamente el proceso de ciclogénesis, puesto que las dos asumen implícitamente que ha tenido lugar previamente una transformación de una perturbación tropical a un sistema rotante de mayor escala en superficie. El problema principal, aún por resolver, de la ciclogénesis tropical es

entender cómo una perturbación de pequeña amplitud se transforma en un vórtice en superficie de suficiente intensidad que pueda amplificarse vía WISHE.

Antes de seguir, y para no desviar la atención del estudio de Delta, se remite al lector al Anexo II donde se repasan brevemente algunas ideas básicas de meteorología tropical que se van a manejar en este apartado como son los conceptos de ciclón, tipos, transiciones tropical y extratropical, climatología de transiciones extratropicales, algunos modelos conceptuales de interés, etc.

Se pasará a continuación al estudio sinóptico de Delta con sus fases de evolución.

II.2 Ciclogénesis marítima subtropical

La situación sinóptica predominante en altura durante la segunda quincena del mes de noviembre de 2005 se caracterizó básicamente por una situación en "omega" en el Atlántico Norte. El potente anticiclón de las Azores, tanto en superficie como en altura, se desplazó hacia el norte del Atlántico. Sucesivas vaguadas chocaban con su borde occidental. La porción más activa era obligada a moverse hacia el norte, a la vez que se descolgaban otras más al sur del anticiclón atlántico. Otras vaguadas estuvieron afectando a la península Ibérica y Canarias en el borde opuesto de la configuración en "omega".

En una de las vaguadas subtropicales atlánticas, VST, del suroeste de la dorsal de altura fue donde se formó el germen inicial de Delta, figura II.1. Así, en el seno de un núcleo frío en 500 hPa se daban temperaturas relativamente frías (-12, -14 ºC) lo suficientemente efectivas como para desarrollar convección en una porción del Atlántico subtropical. En capas bajas se sucedían diferentes gérmenes de bajas presiones que se profundizaban y se rellenaban de forma sucesiva. Esta situación perduró durante algunos días.

Delta tuvo un origen no tropical. La perturbación inicial se generó el día 20 en la parte norte de una vaguada (VST), que se extendía a todos los niveles de la troposfera y desde la zona subtropical hasta el ecuador, entre 50º y 65ºO. Ésta se podía observar ya en los días precedentes, como se muestra en la figura II.1 del día 18, con una pluma tropical de nubes acompañada de su correspondiente máximo de viento en su flanco este, y convección en la zona nordeste donde había difluencia en altura y el gradiente de presión y los vientos en niveles bajos eran más fuertes. Fue a partir del día 20 cuando el germen de Delta comenzó un proceso de ciclogénesis marítima en la zona subtropical.

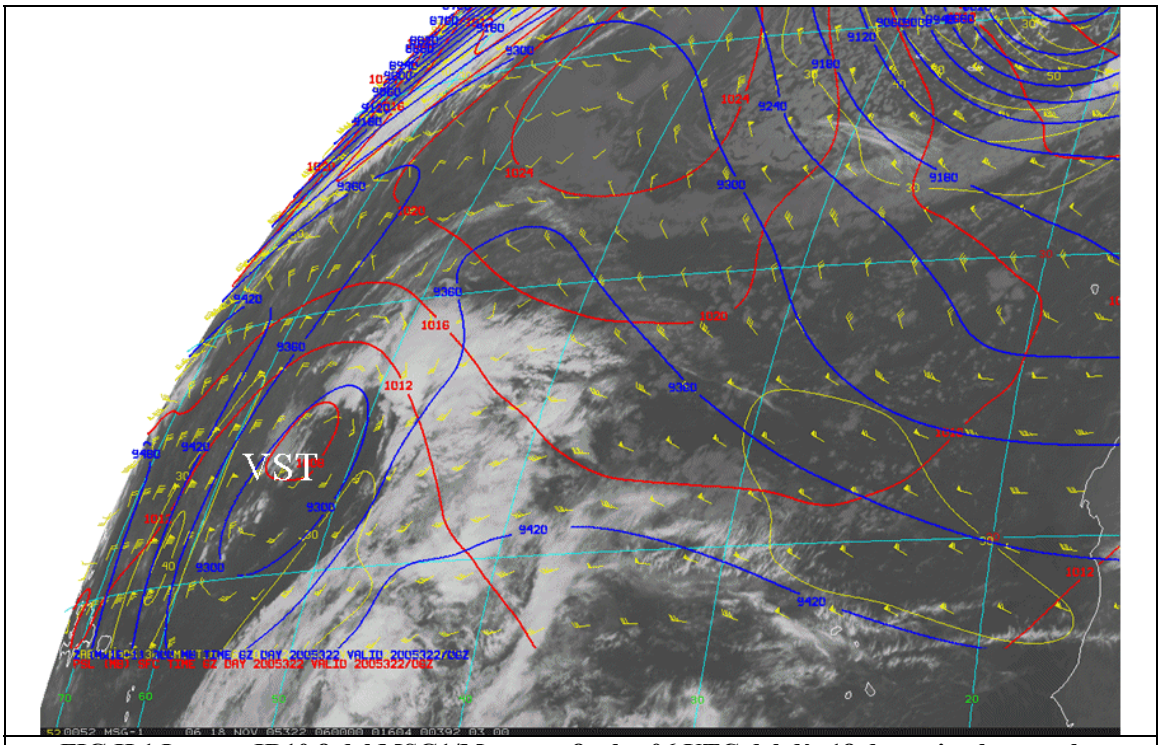

FIG II.1 Imagen IR10.8 del MSG1/Meteosat-8 a las 06 UTC del día 18 de noviembre con los campos superpuestos del análisis del CEPPM de la misma hora. Presión al nivel del mar en hPa, en línea roja, geopotencial en 300 hPa en m.g.p y en línea azul, banderas de viento (triángulo 25m/s, barba larga 5m/s, barba corta 2.5 m/s) e isotacas en 300 hPa contorneadas mayores de 30 m/s en amarillo.

Día 20. Formación de una perturbación ciclónica en superficie

En este día se puede observar un pequeño núcleo de bajas presiones C con presión mínima de 1010.0 hPa en el análisis de las 00 UTC (figura II.3) que pasó a 1001.0 hPa a las 00 UTC del día 21 (figura II.7), según el modelo del CEPPM. C fue el germen de lo que sería Delta. Los elementos a escala sinóptica presentes en esos momentos eran:

- Una vaguada en altura de latitudes medias próxima a las costas de Canadá acompañada de un máximo de viento en niveles altos (J1) en su parte delantera y un frente en niveles bajos, (figura II.2).
- Más al sur otro chorro subtropical (J2) en niveles altos (figura II.2).
- La vaguada en altura, VST, que se hacía más difluente en su parte oriental
- Un chorro en niveles bajos, LLJ en la figura II.3, acoplado a la circulación transversal directa de la entrada de J1. La vaguada invertida VJ1, figura II.3, parece indicar la zona de ascensos de la circulación directa asociada a J1.
- La difluencia en niveles altos y el LLJ aumentaron la evaporación sobre el mar, a la vez que favorecía el desarrollo de la convección en el nordeste de VST.
- Bajo la zona de difluencia en niveles altos surgió la baja ciclónica C, que como muestra la imagen de las 06 UTC de la figura II.4 podría estar ligada a la convección y a la vorticidad potencial originada por la liberación de calor latente.
- En la figura II.5 se muestra el carácter de núcleo cálido de C en 850hPa a las 06 UTC.

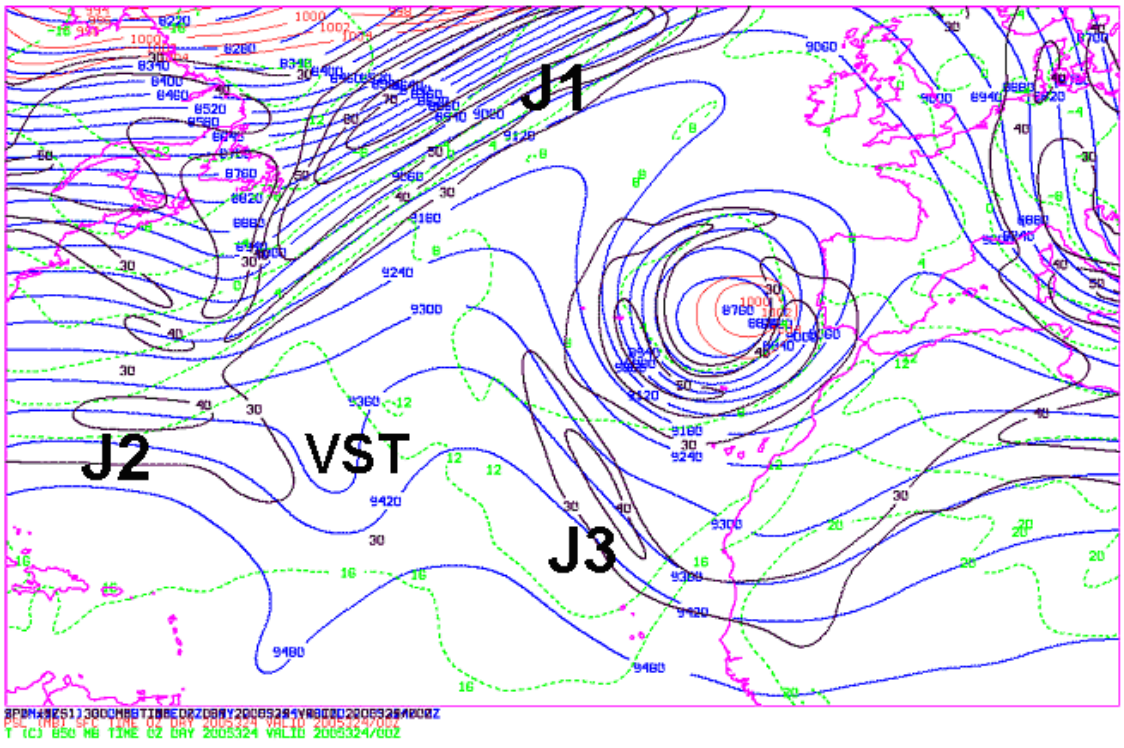

FIG. II.2 Superposición de campos del análisis para el día 20 a las 00 UTC. Geopotencial en 300 hPa, en m.g.p. y línea continua en azul, isotacas en 300 hPa, en m/s y en negro, temperatura en 850 hPa, en ºC y verde discontinuo, presión al nivel del mar, en rosa y hPa, pero sólo valores inferiores a 1004 hPa.

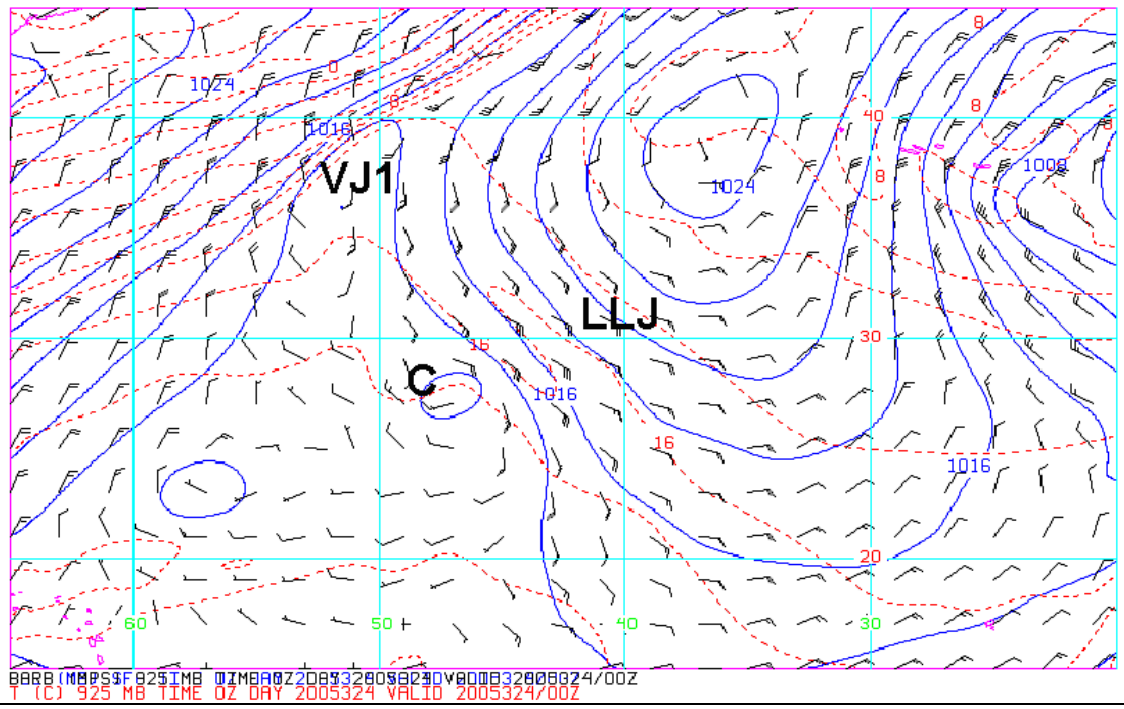

FIG. II.3 Temperatura en 925 hPa, en ºC y línea discontinua roja, viento a 925 hPa, en barbas y m/s, y presión al nivel del mar, en hPa y línea continua azul, para el día 20 de noviembre a las 00 UTC.

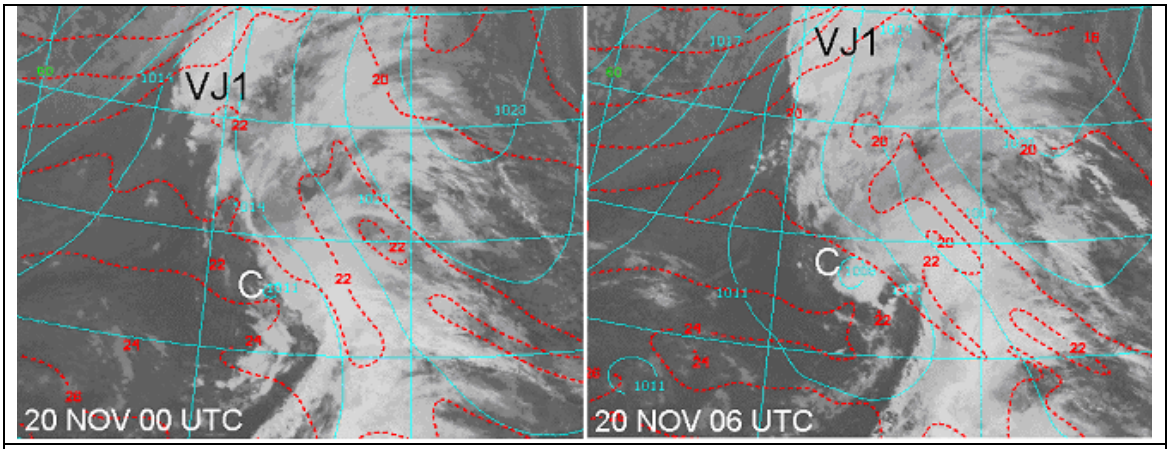

FIG. II.4 Presión a nivel del mar (hPa, línea azul) y temperatura a 2 m (ºC, línea roja a trazos) sobre imágenes IR10.8 de Meteosat-8 del día 20 a las 00 UTC, izquierda, y 06 UTC, derecha.

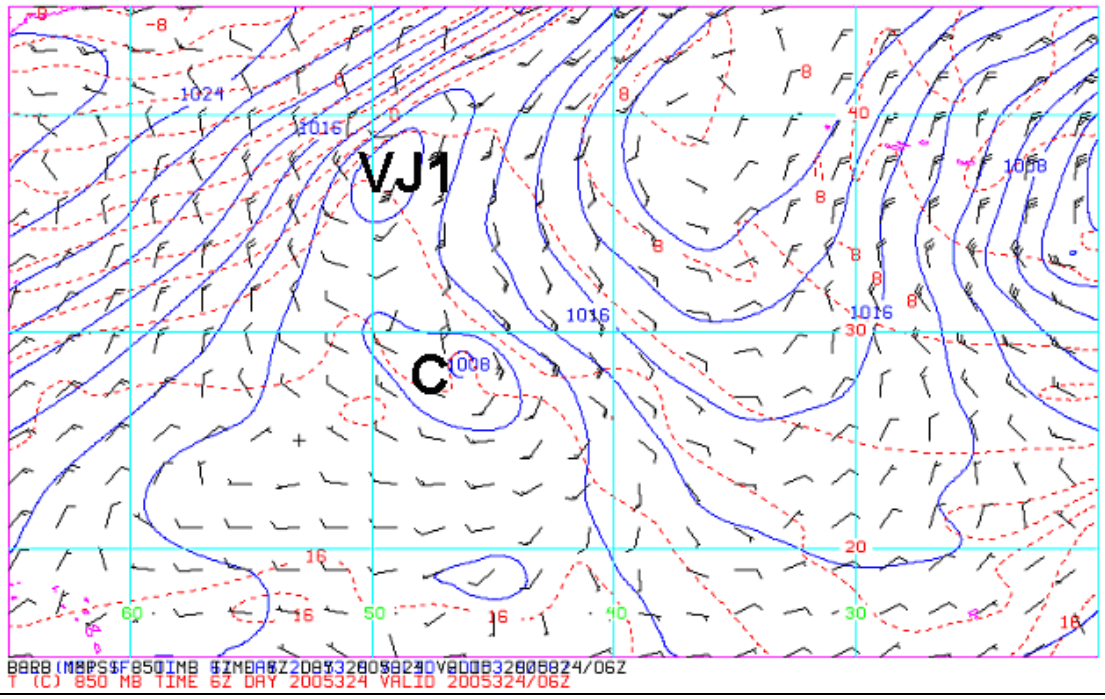

FIG. II.5 Ídem a figura II.3 para el día 20 a las 06 UTC.

Día 21. Inicio de la ciclogénesis extratropical

Durante el día 21 la presión mínima de la baja, C, pasa de 1001.0 a 992.3 hPa.

- La baja C se profundiza como consecuencia de su situación en el lado izquierdo de la salida del chorro J2, mientras también lo hace la vaguada en altura (figura II.6 y figura II.9)

- Además de las anomalías cálidas mesoescalares en niveles bajos debido a la actividad convectiva (teniendo en cuenta la baja altura de la base de las nubes en el océano subtropical), C se presenta a escala sinóptica como una anomalía cálida de temperaturas en niveles bajos, que desde el punto de vista dinámico se comporta como una anomalía de VP (vorticidad potencial), al quedar en medio de la descarga fría de la baja de latitudes medias, B, situada al oeste de la Península Ibérica y la prolongación meridional del frente frío que acompaña a la vaguada que se desplaza por el norte de C. Parece incluso existir frontogénesis en el norte y nordeste de la baja (ver campo de temperaturas en 925 hPa en la figura II.7).
- La interacción entre J2, que estaba asociado a un máximo de VP en altura, y la anomalía cálida en niveles bajos implican que al menos en sus inicios la ciclogénesis fue un proceso de desarrollo baroclino.
- A las 12 UTC, la imagen IR de satélite (figura II.11) muestra C como vórtice de núcleo convectivo y cálido en superficie, que también se observa en los campos de temperatura de 850 y 925 hPa de las figuras II.9 y II.10. Dos factores pudieron haber contribuido al desarrollo de esta estructura. El primer factor es la formación de anomalías cálidas ligadas a anomalías de VP en la baja troposfera, que a su vez fueron resultados de calor de condensación. Un efecto secundario fue la advección de aire más frío procedente de la parte polar del "frente" generado en el norte y nordeste de C, que recuerda a un proceso de oclusión.
- Aumento de la simetría en la estructura nubosa desde el punto de vista de las imágenes de satélite, como puede observarse en las figuras II.8 y II.11.

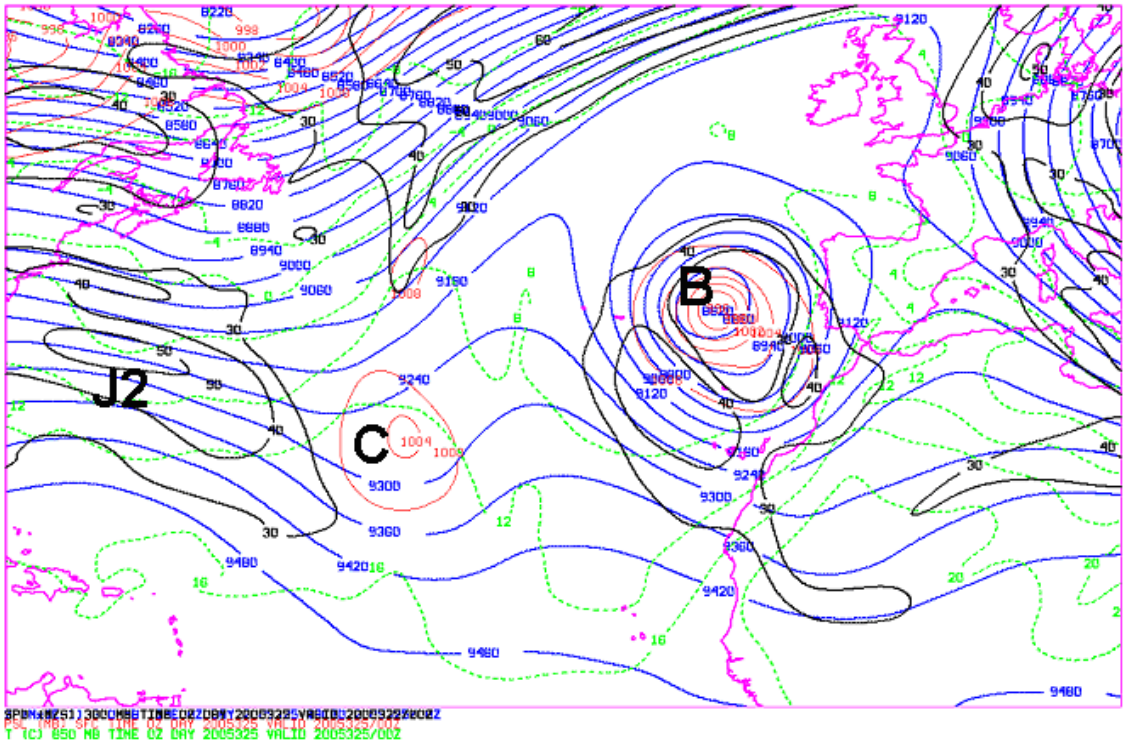

FIG. II.6 Ídem a la figura II.2 para el 21 a las 00 UTC. La presión al nivel del mar está representada sólo para valores inferiores a 1008 hPa.

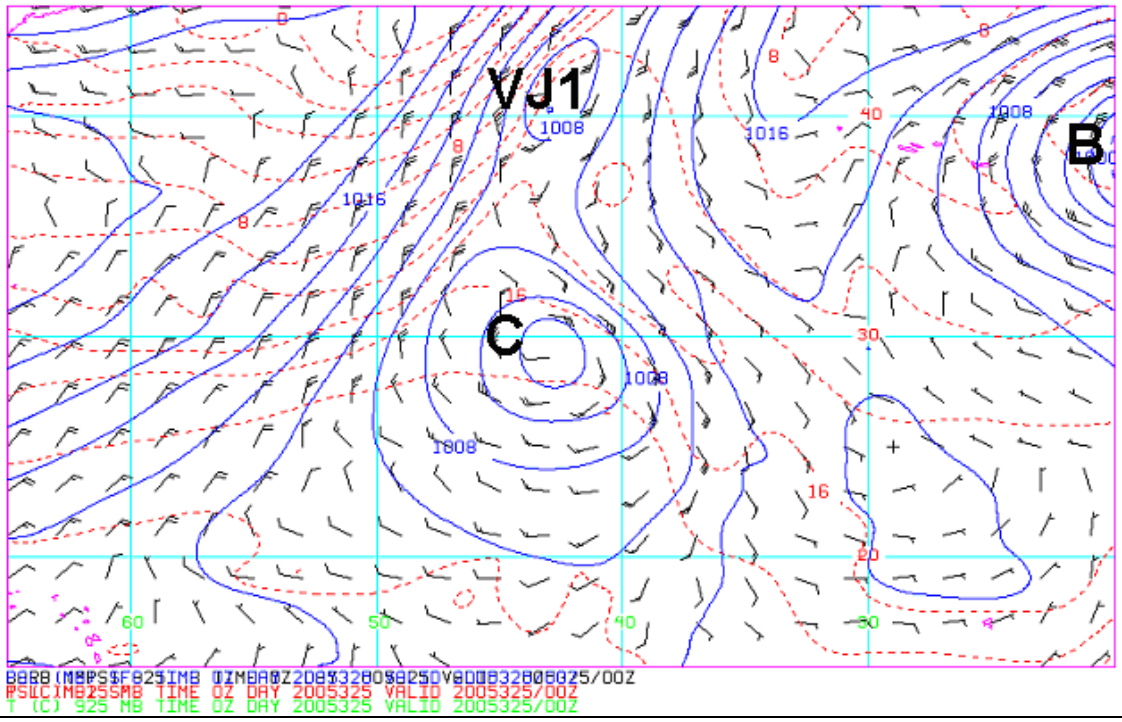

FIG. II.7 Ídem a figura II.3 para el 21 a las 00 UTC.

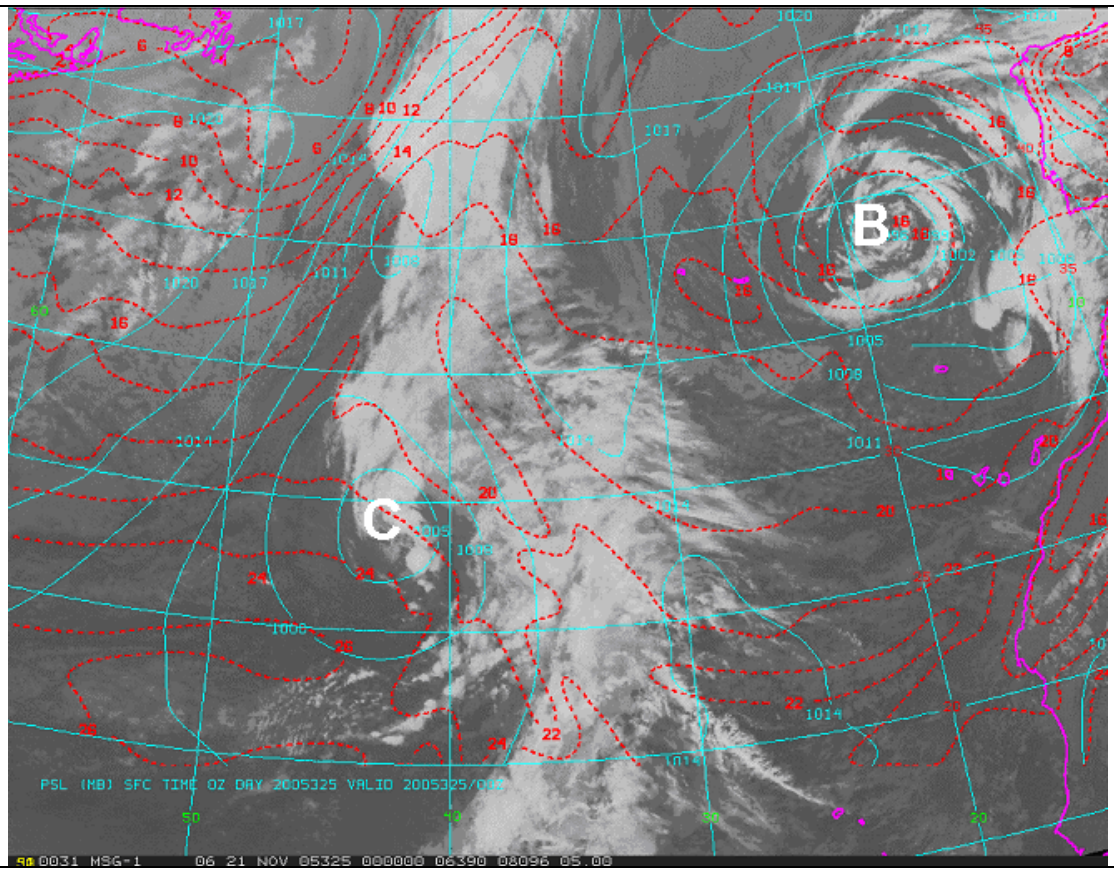

FIG. II.8 Presión a nivel del mar, en hPa y línea continua azul y temperatura a 2m, en ºC y línea roja a trazos, sobre imagen IR10.8 de Meteosat-8 del día 21 a las 00 UTC.

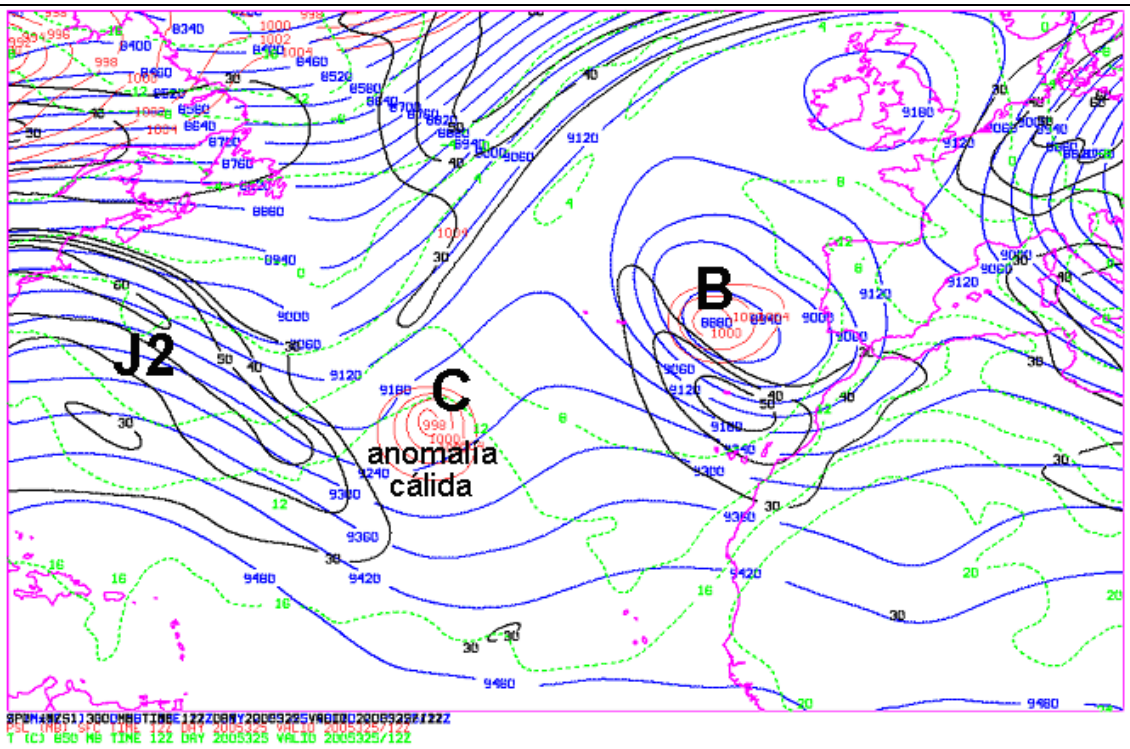

FIG. II.9 Ídem a figura II.2 para el 21 a las 12 UTC.

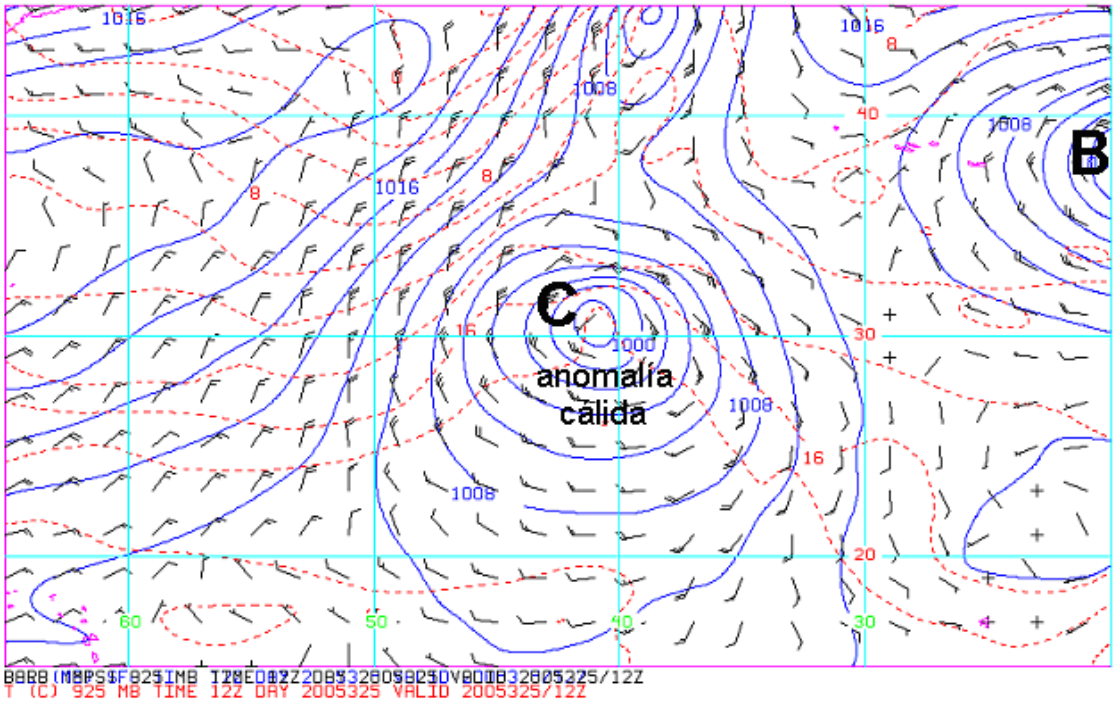

FIG. II.10 Ídem a figura II.3 para el día 21 a las 12 UTC.

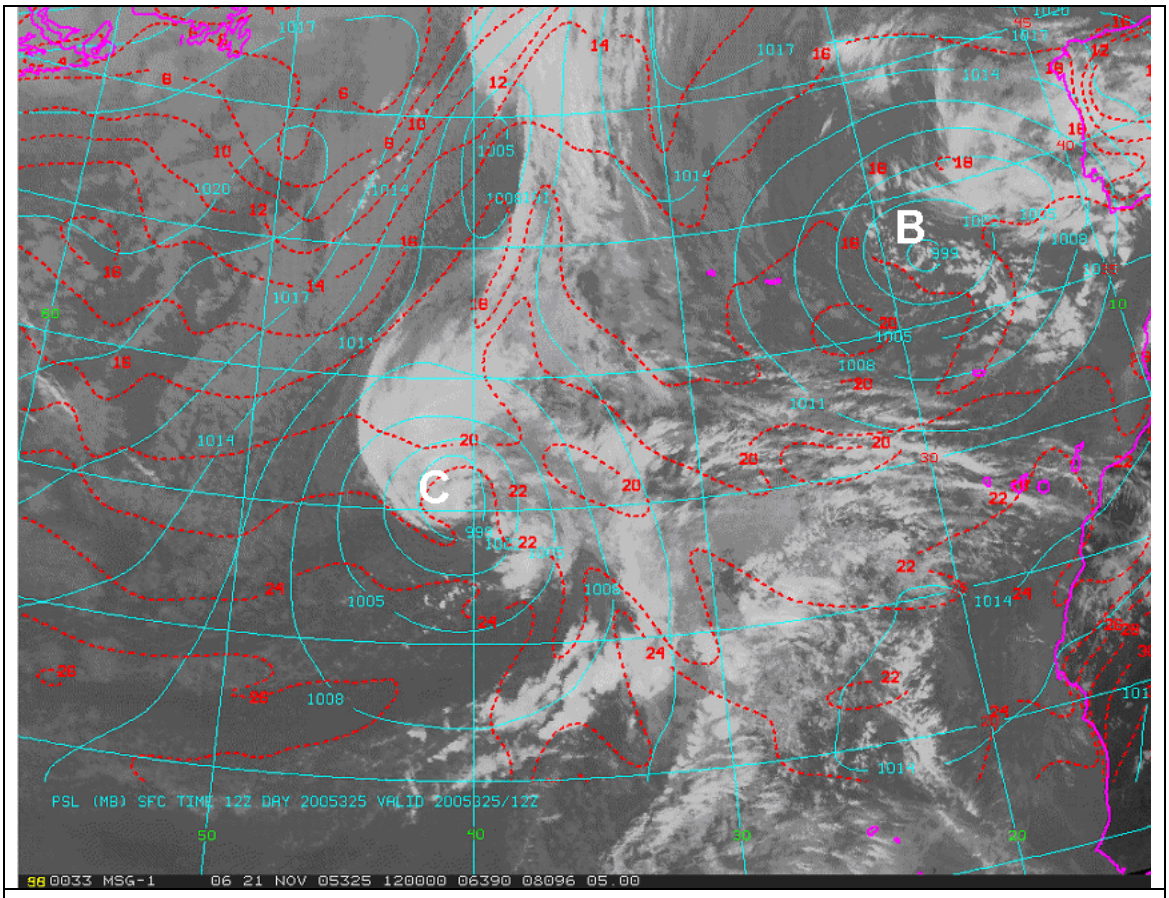

FIG. II.11 Presión a nivel del mar, en hPa y en línea continua, y T a 2 m en discontinua y ºC sobre imagen infrarroja, IR10.8, del Meteosat-8 para el 21 a las 12 UTC.

Día 22. Fin del desarrollo baroclino. Autodesarrollo de Delta y "ganancia" de simetría en la nubosidad: Transición tropical

El día 22 la presión mínima en C pasó de 992.3 a 986.6 hPa según los análisis del modelo del CEPPM. Se observa que:

- El proceso de ciclogénesis continuó a las 00 UTC. Disminuyó la presión en el centro de la baja en superficie, se realzó el núcleo cálido en niveles bajos. Al mismo tiempo. se intensificó el máximo de viento en niveles altos J2 y la vaguada en altura corriente arriba, V1, lo cual es propio de un desarrollo baroclino. Todo ello se puede observar en la figura II.12.
- La temperatura en 500 hPa a las 00 UTC (figura II.14) muestra que C poseía también anomalía cálida en la troposfera media. La nubosidad presenta una forma asimétrica con estructura de frente "doblado hacia atrás" ("*bent back*") que está presente algunas veces antes de la generación de los ciclones tropicales de origen baroclino. Según Davis y Bosart (2004) esta estructura puede indicar simplemente una perturbación precursora más intensa a partir de la cual es más fácil que se forme un ciclón tropical más intenso, o también es posible que tal estructura doblada hacia atrás, con lluvias más intensas cizalladura arriba (a escala sinóptica) de la baja en superficie sea particularmente eficiente para eliminar la cizalladura vertical del viento sobre el centro del ciclón.

- J2 tomó una orientación meridional que llevó al pre-Delta hacia latitudes más bajas
- Según el informe del CNH los datos QuikSCAT de 09 UTC indicaban la formación de un máximo de viento interior, mientras que los datos de la *Advanced Microwave Sounding Unit* confirmaban la formación de un núcleo cálido en niveles altos.
- A las 12 UTC, J2 había progresado hacia el sur dejando de estar situado C en la zona izquierda de salida e incluso perdiendo fuerza lo que parece indicar el fin del mecanismo baroclino de desarrollo.
- El ciclón generado en superficie, debido fundamentalmente a la ciclogénesis extratropical, fue de una intensidad tal que fue capaz de generar intercambios de calor en superficie inducido por el viento (WISHE) continuando el aumento de intensidad de pre-Delta. WISHE podría ya haber estado actuando antes en cooperación con el desarrollo baroclino
- A las 18 UTC el CNH, basándose en las imágenes de satélite que indicaban que la baja se había vuelto más aislada de las bandas de nubosidad frontal (figura II.16), estimó que se había formado una tormenta subtropical centrada a unos 1400 km al sudoeste de las Azores a 30.7N 40.5O
- Como se puede ver en el mapa de temperatura superficial del agua del mar media semanal de estas fechas del reanálisis de NOAA-CIRES/CDC (figura II. 17), dicha temperatura no sobrepasaba los 24º C.
- La simetría en la estructura nubosa era más clara ahora, como se puede ver en la figura II.16 del 22 a las 12 UTC.

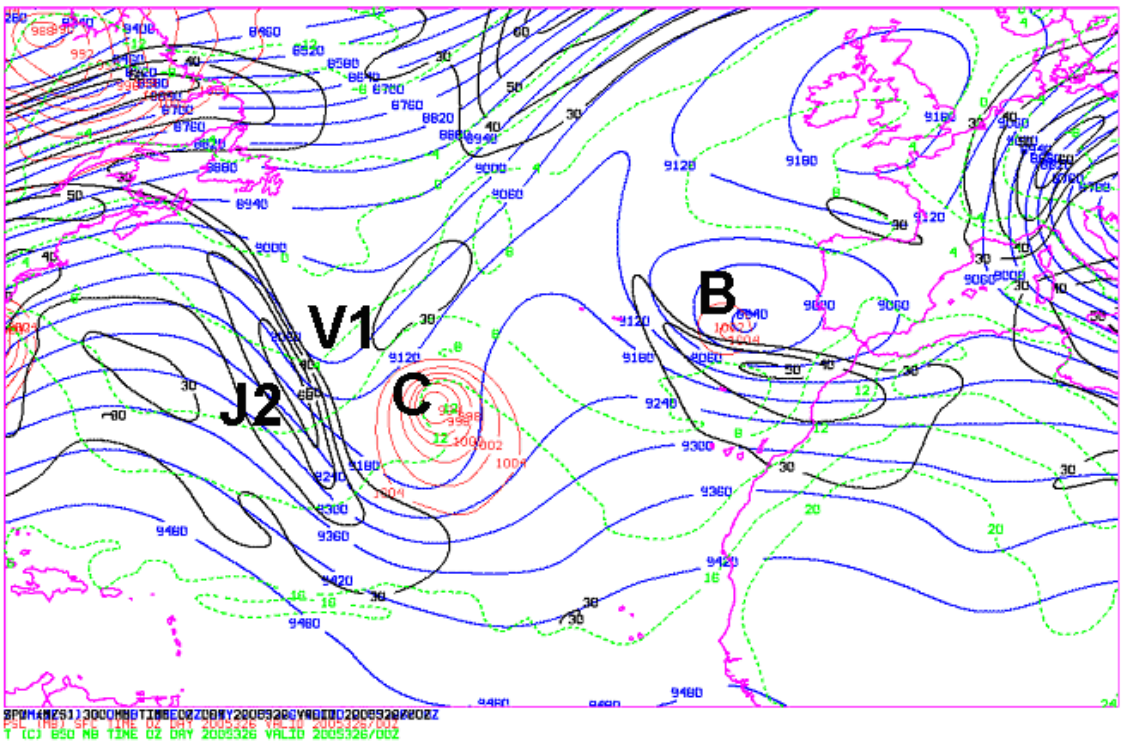

FIG. II.12 Ídem a figura II.2 para el 22 a las 00 UTC.

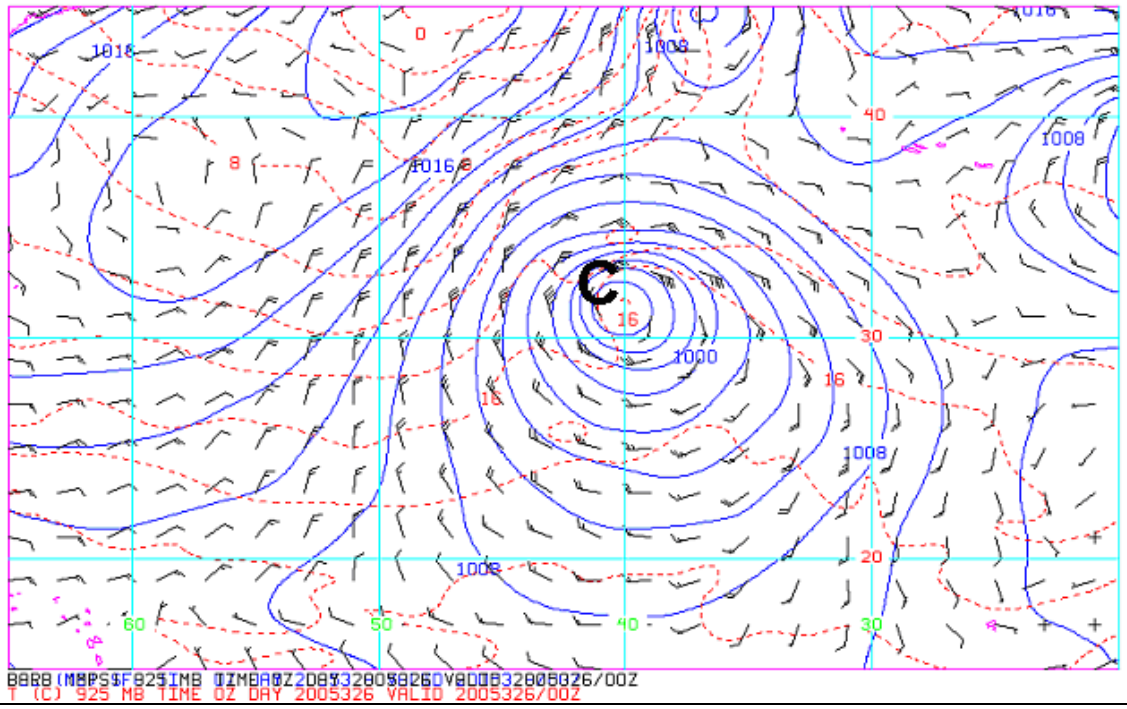

FIG. II. 13 Ídem a figura II.3 para el día 22 a las 00 UTC.

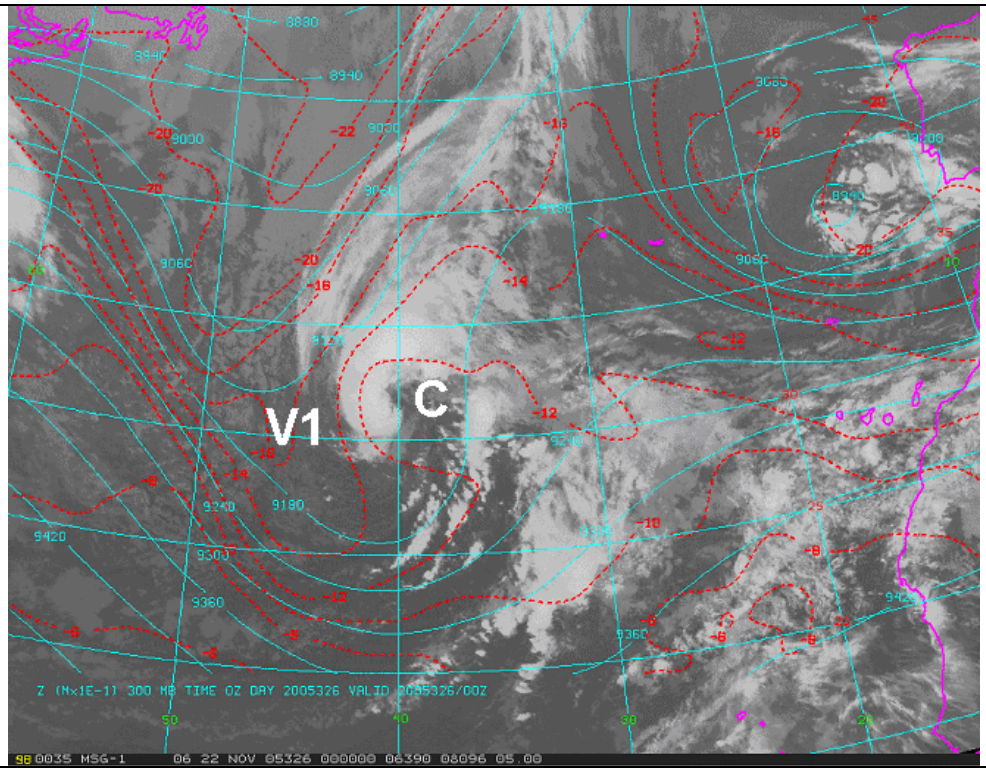

FIG. II.14 Geopotencial en 300 hPa en m.g.p y línea azul continua y temperatura en 500 hPa en ºC y línea roja a trazos sobre imagen IR10.8 del Meteosat-8 de las 00 UTC del 22 de noviembre.

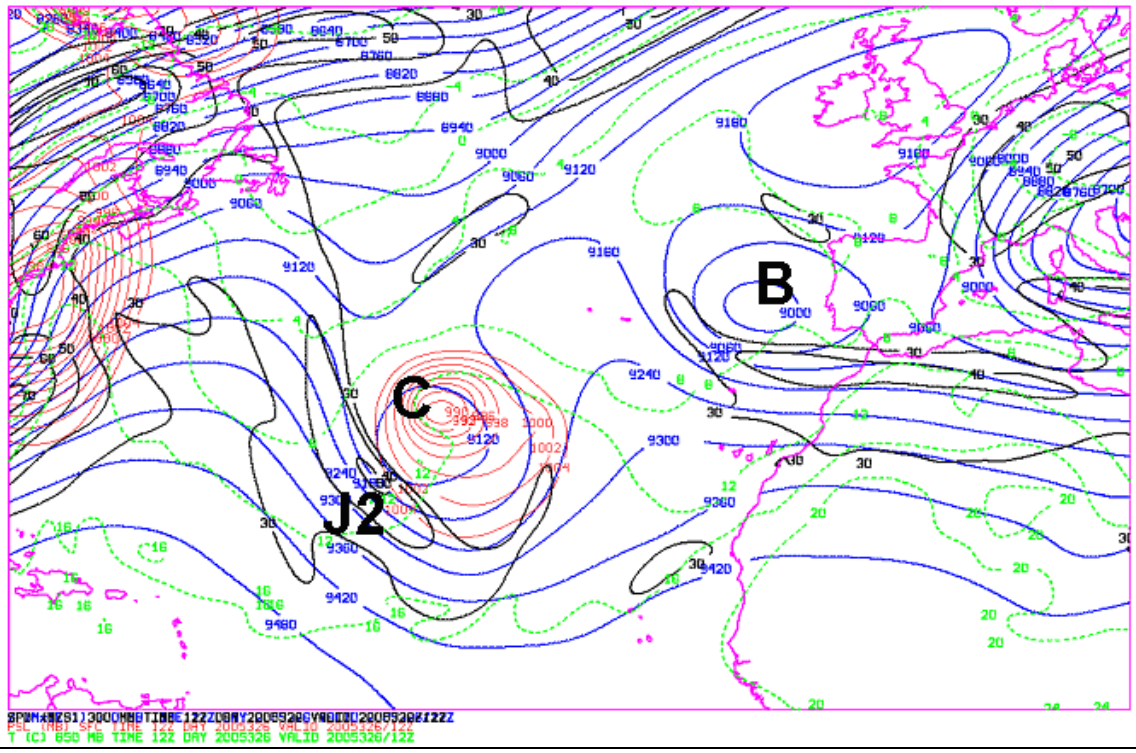

FIG. 11.15 Ídem a figura II.2 para el 21 a las 12 UTC.

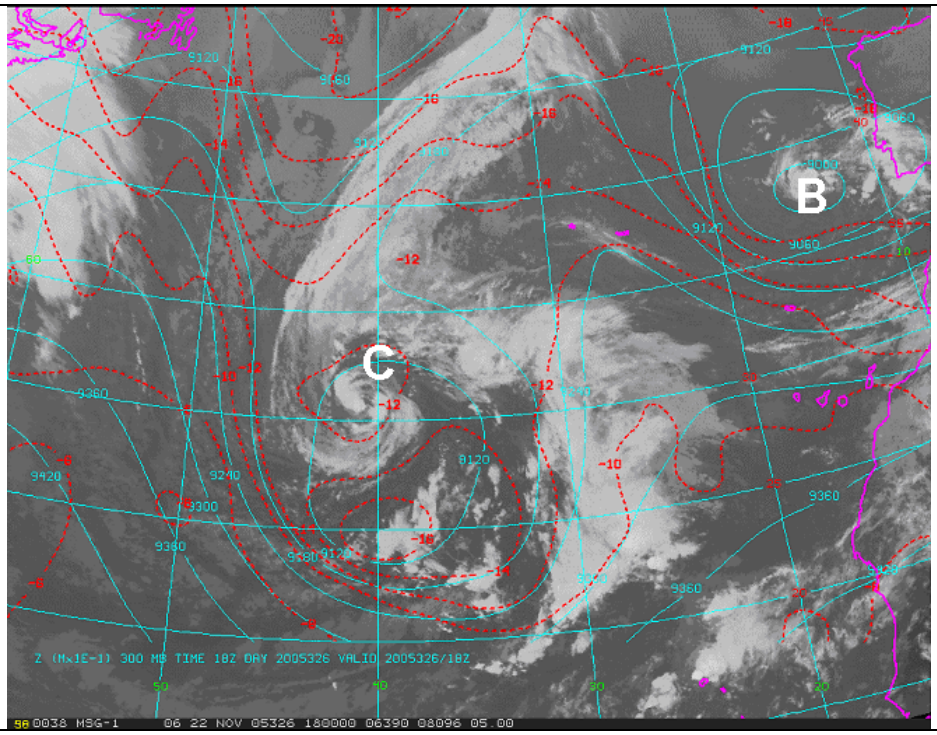

FIG. II. 16 Presión a nivel del mar (hPa, azul y línea continua) y temperatura a 10m (ºC, rojo a trazos) sobre imágenes IR de Meteosat-8 del día 22 a las 18 UTC.

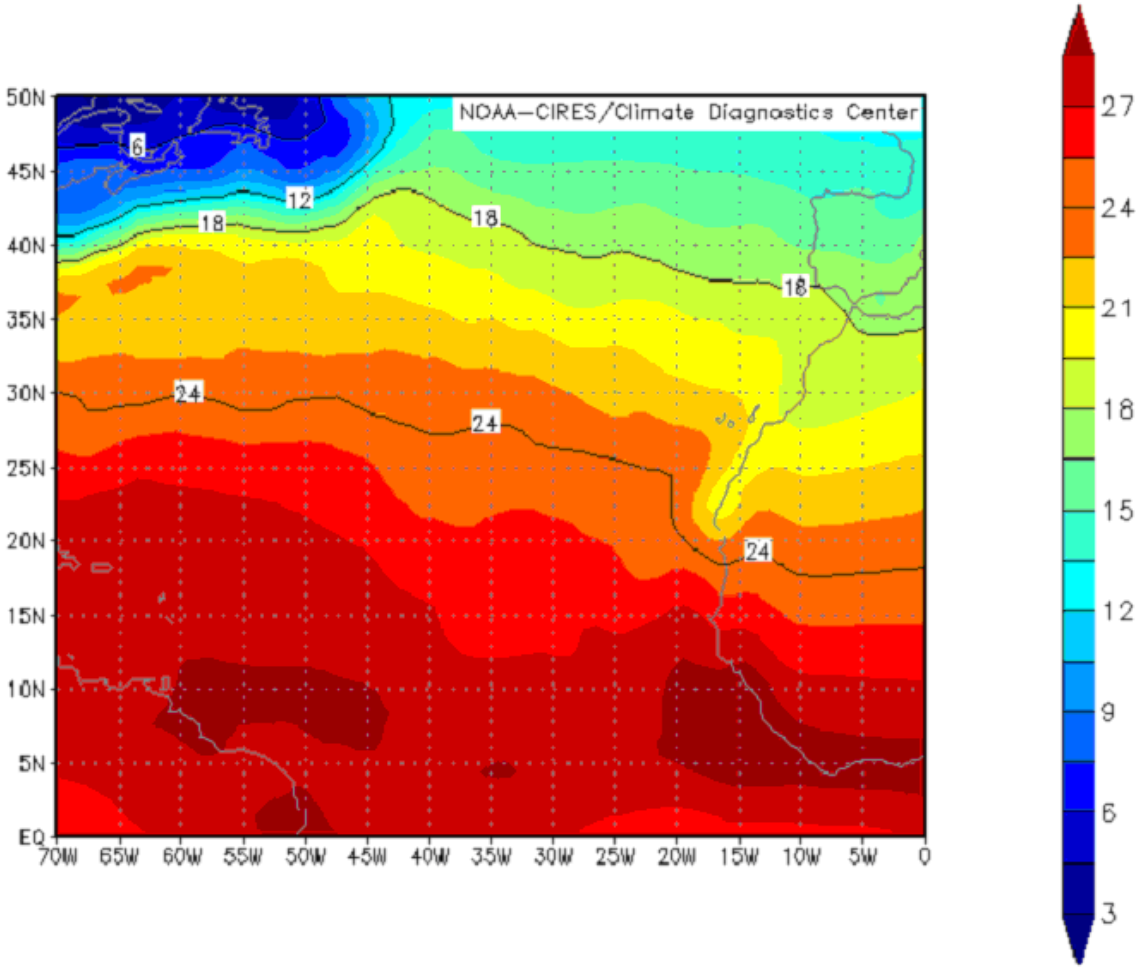

FIG. II. 17 Temperatura de la superficie del agua del mar media semanal de 22 nov (reanálisis NOAA-CIRES/CDC).

No se dispone de las zonas de precipitación de la perturbación ciclónica extratropical durante el día 22 pero sí de las imágenes IR, donde se observa la asimétrica de la nubosidad y de los topes más fríos coloreados, figura II.14 de las 00 UTC, y cómo va ganando simetría a las 18 UTC de es mismo día, figura II.16. Se está en el día anterior para que la incipiente perturbación subtropical pase a categoría de tormenta tropical.

Como se mostró en la descripción de la ciclogénesis, Delta tuvo un origen baroclino en el Atlántico subtropical. Sobre la perturbación se dieron las condiciones para su transición a perturbación ciclónica tropical, CT. Desde el día 22 hasta el 23 el sistema nuboso, según las imágenes de satélite fue ganando simetría hasta ser catalogado como ciclón tropical por el CNH a mediodía del 23. La transición tropical, TT, había finalizando. El lector interesado puede ver más detalles sobre transiciones tropicales en el Anexo II.

II.3 La tormenta tropical

Aproximadamente a las 12 UTC del día 23 el CNH estimó a Delta como tormenta tropical. El movimiento de la perturbación en superficie inicialmente fue errático pero al comienzo del día 23 la baja se desplazó hacia el sur, como se ha comentado anteriormente, a la vez que la perturbación ciclónica en altura se debilitaba. Entre los días 21 y 23 pasó de 30N 40O a 25N 40O, aproximadamente. Delta encontró un entorno más favorable para su desarrollo como tormenta tropical: temperaturas del agua del mar más cálidas, pero lejos de los 26-27ºC, y cizalladura vertical del viento más débil.

A las 16:02 UTC del día 24 el satélite *Aqua* mostraba la imagen visible del ciclón tropical Delta en su estado maduro, figura II.18. En el informe del CNH de las 15 UTC, el centro de la tormenta tropical se encontraba cerca de 24.8N 38.8O, moviéndose hacia el este a 2 kt con una presión central mínima estimada de 980 hPa, vientos máximos sostenidos 60 kt con rachas de hasta 75 kt.

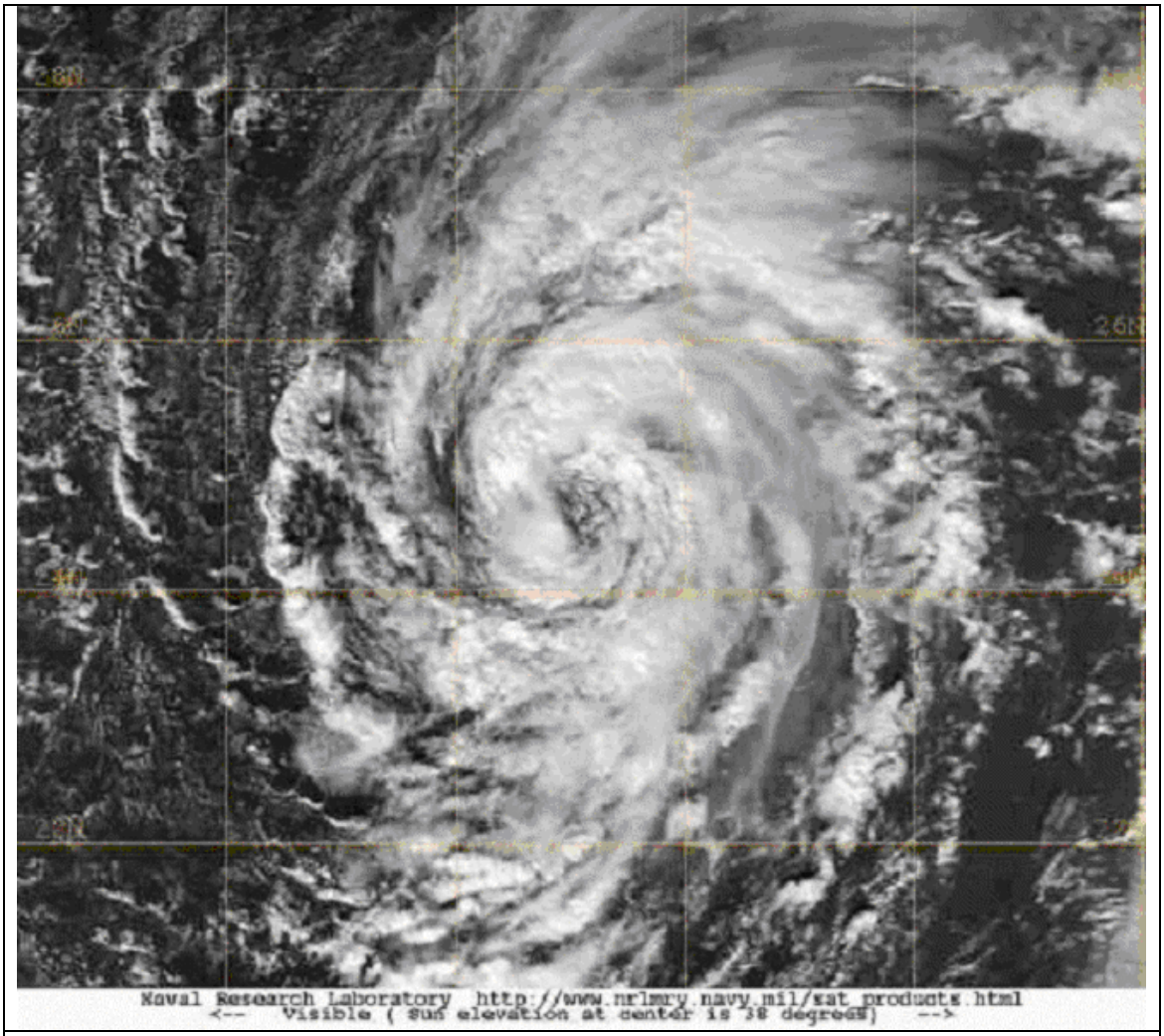

FIG. II.18 Imagen visible de las 16:02 UTC del día 24 de noviembre del satélite *Aqua* obtenida de http:/www.nrlmry.navy.mil/sat_products.html.

Reseñar brevemente que una vez que el ciclón fue catalogado como tropical por el CNH, el sistema permaneció en aguas subtropicales desplazándose erráticamente. En condiciones normales el CT debería disiparse o desplazarse a zonas limítrofes, pero alejadas de Canarias. Desde el 23 a las 12 UTC hasta el 27 a las 00 UTC, no se disipó y se mantuvo como CT para desplazarse con posterioridad, de forma singular, hacia el nordeste.

No se va a dedicar más atención a esta fase ya que el sistema se situó sobre zonas marítimas deshabitadas. Se presenta a modo de resumen la trayectoria de su centro según los datos del "*Best Track Data*" publicados por el CNH, ver figura II.19.

El 28 de noviembre a las 12 UTC el CNH pasó a Delta a categoría de ciclón extratropical, cuando su centro se situaba al noroeste de las Islas Canarias.

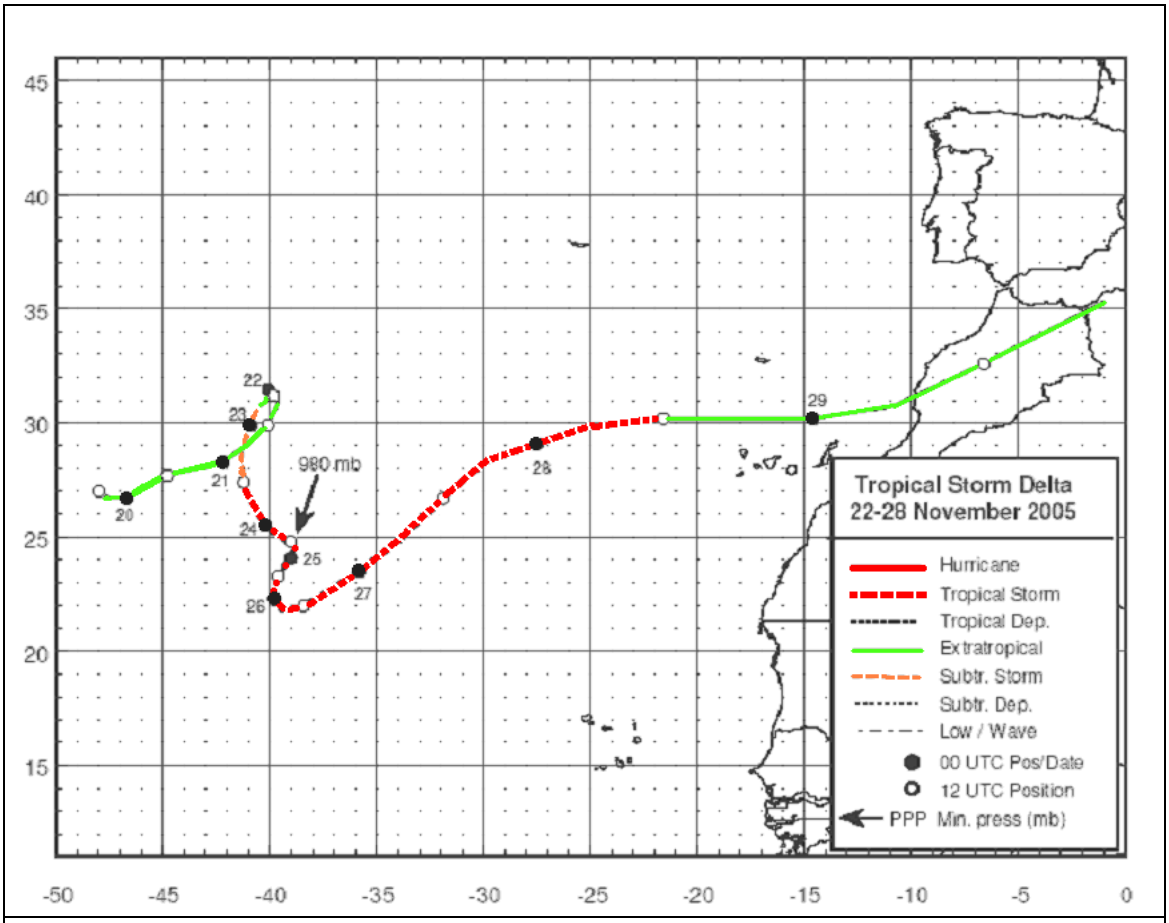

FIG. II.19 Posiciones de la tormenta tropical Delta según los datos del "*Best Track*" generados por el CNH: verde continuo como ciclón extratropical, naranja discontinuo como tormenta subtropical, rojo discontinuo como tormenta tropical. Número en negro con dos dígitos indica el día de la posición del centro de la depresión en superficie, circulo negro, a las 00 UTC. El círculo en blanco está asociado a la posición a las 12 UTC. La mínima presión del ciclón tropical fue de 980 hPa. Fuente CNH.

II.4 La transición extratropical: Evolución en los días 27 y 28 de noviembre

En este apartado se analiza la transición extratropical, TE, de Delta desde el 27 de noviembre, cuando el CT giró hacia el nordeste, hasta el 28 de noviembre, fecha en la que incidió sobre las Islas Canarias como un ciclón de características fundamentalmente extratropicales pero de núcleo cálido.

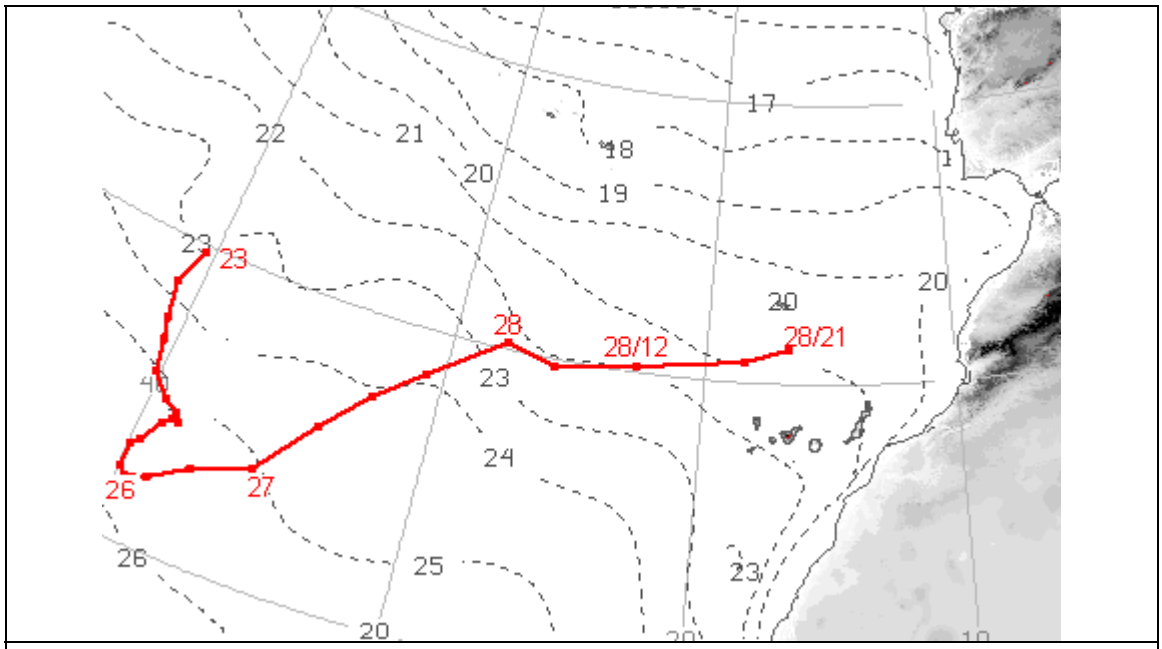

FIG. II. 20 Trayectoria de Delta (línea continua roja) y temperatura superficial del agua del mar (ºC y línea a trazos) según datos del CEPPM.

La figura II.20 muestra la trayectoria de Delta según el modelo del CEPPM T799 sobre el mapa de temperatura de la superficie del agua del mar del mismo modelo; una trayectoria insólita si se compara con la figura I.7 del apartado I.

La figura II.21 muestra la evolución del ciclón a través de imágenes infrarrojas, IR, del Meteosat-7. En la figura II.22 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 II.24 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 intensificó moderadamente durante la transición, en particular durante las horas previas a su llegada a Canarias el día 28, según los análisis objetivos del modelo del CEPPM T799, figura II.23. El día 26 se produjo un cambio de dirección y velocidad de desplazamiento del ciclón, dirigiéndose hacia el nordeste y aumentando progresivamente su velocidad de movimiento. El desplazamiento hacia el nordeste venía forzado por la disipación de una vaguada 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 200 hPa de la figura II.26, donde la posición del ciclón tropical está representada por su VP en capas medias. En las figuras

II.25 y II.26 de las 00 del día 27 se observa como el ciclón marcha hacia el nordeste situado entre la zona de salida de un chorro y la vaguada V1.

Formación de una "cabeza de nube" y un "ojo" el día 27

Entre las 06 y las 12 UTC del día 27, mientras las temperaturas del tope de las nubes se hacen menos frías, debido a ascensos convectivos menos vigorosos, en parte por su desplazamiento sobre aguas más cálidas, se produce un cambio significativo en la nubosidad de Delta con la formación de una cabeza de nube, un gancho de nube y un "ojo", que se puede apreciar en las imágenes infrarrojas del Meteosat-8 de la figura II.27.

La formación de las cabezas de nube en un ciclón ha sido descrita por Browning el al., (2000) por el acoplamiento del ciclón con una depresión mesoescalar de la tropopausa (DT), que es una anomalía mesoescalar de VP positiva en niveles altos de la troposfera. El esquema del modelo conceptual aparece en la figura II.28. Consta de dos flujos entrelazados: una intrusión seca y un flujo de alta temperatura potencial del termómetro húmedo θ_w. En una primera aproximación estos flujos son imágenes especulares una de otra en la vertical, pero desplazadas lateralmente. El ascenso del flujo de alta θ_w es responsable de la parte superior de la cabeza de nube cuyo tope se eleva hacia un borde curvado convéxamente, CC. El área del aire de la intrusión seca descendente se extiende por delante de la DT. Como se muestra en la sección XX', la parte estratosférica de la intrusión seca desciende bajo un *jet streak* como un pliegue de la tropopausa penetrando hasta la troposfera media y baja. El aire de la troposfera cerca de la tropopausa también desciende y da lugar a una extensión de la intrusión seca, que llega hasta la parte superior de capa límite.

El proceso se puede seguir en el mosaico de imágenes IR de la figura II.27. Sobre la imagen de las 5:30 UTC está señalada la intrusión seca descendente (IS) asociada a una depresión mesoescalar de la tropopausa que llamaremos DT1, probablemente desprendida de V1. Posteriormente, entre las 8:00 y las 10:30 UTC, toma forma la cabeza de nube, mientras parte del aire seco se enrosca siguiendo diversas trayectorias hacia el centro de la circulación ciclónica en altura formando un gancho de nube. La mayor parte de la intrusión seca sigue hacia el nordeste formando el *dry slot* (o hendidura seca) y más adelante sobreponiéndose a la capa húmeda de niveles bajos, dando lugar a inestabilidad que genera convección al este del centro de la baja. La entrada seca hacia el centro y la convección hacen que se forme a las 10:30 UTC un "ojo" junto al centro de la circulación ciclónica en altura. Éste no es un "ojo" en el sentido normalmente aplicado a un ciclón tropical, sino simplemente una zona con muy pocas nubes o con nubosidad baja. Durante la formación de la cabeza de nube el centro de Delta ha pasado de estar libre de nubosidad alta (figura II.26) a ocultarse debajo de ellas (figura II.30)

En la figura II.29 se muestran las imágenes de vapor de agua de Meteosat-8 y de GOES-12 desde las 10:15 a las 12 UTC el día 27. En ella se puede observar el *dry slot* generado por la intrusión seca al sur del ciclón con temperaturas mucho más altas que las que aparecen el "ojo". Se evidencia que las temperaturas del "ojo" no aumentan con el tiempo lo que parece indicar que no hay aumento de la intensidad de los movimientos descendentes en él posteriormente a su formación, que seria un posible indicativo de intensificación del ciclón tropical. En estas imágenes también se manifiesta el

desplazamiento de la convección al este de la baja provocado por la intrusión de aire seco en niveles medios desde el *dry slot.*

Entre las 06 y las 12 UTC del día 27 es cuando se produce mayor discrepancia entre los análisis del CEPPM y las estimaciones del CNH, ver Anexo III. Mientras el CEPPM tiende a rellenar la baja en superficie aumentando la presión mínima en unos 3 hPa, el CNH estima que la baja se intensifica disminuyendo su presión mínima en 11 hPa. Las discrepancias sobre la posición del centro del ciclón en superficie son menores. CEPPM y CNH sitúan la posición del centro al oeste del "ojo" y de la posición del centro de rotación en altura estimada subjetivamente siguiendo el modelo conceptual, como se puede observar en la figura II.30. Este desacoplamiento entre las circulaciones en altura y superficie se manifiesta en la imagen visible de las 15:45 UTC de la figura II.31.

Los campos de VP en altura del CEPPM de estas horas no determinan la posición de DT1. En la figura II.26 se puede distinguir en la imagen de vapor de agua de las 00 del Meteosat-7 la posición de la intrusión seca, que se extiende desde la posición del centro de Delta hasta un arco de humedad situado más al sur, sin embargo el campo de VP en 200 hPa no indican la posición de la TD1. Por otro lado, entre 00 y 06 UTC la baja se profundiza unos 4 hPa según los análisis del CEPPM (figura II.23), lo cual podría ser indicativo de la interacción de DT1 con Delta a su paso sobre el centro del ciclón, que a esa hora está sin el escudo de nubes altas.

Con estas posibles deficiencias, los análisis de las 12 UTC del CEPPM no parecen ir mal del todo. Así, los campos de viento relativo y humedad relativa en 500 hPa de las 12 UTC de la figura II.32 muestran la advección hacia el este de aire seco de niveles medios en el cuadrante sudeste del ciclón que, 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 (ver el gradiente de temperatura en la figura II.32), donde provoca la inestabilización (ver campo de Lifted Index, LI, en la figura II.33) y dispara la convección. La torre de VP generada por la liberación de calor latente de la convección y el ascenso vertical (figura II.34) pudieron causar un aumento intenso de vorticidad en niveles medios, que se muestra en 500 hPa sobre la imagen IR a las 12 UTC en la figura II.35, tomando la nubosidad de Delta un aspecto más simétrico, pero con su centro en altura desplazado respecto de la baja en superficie.

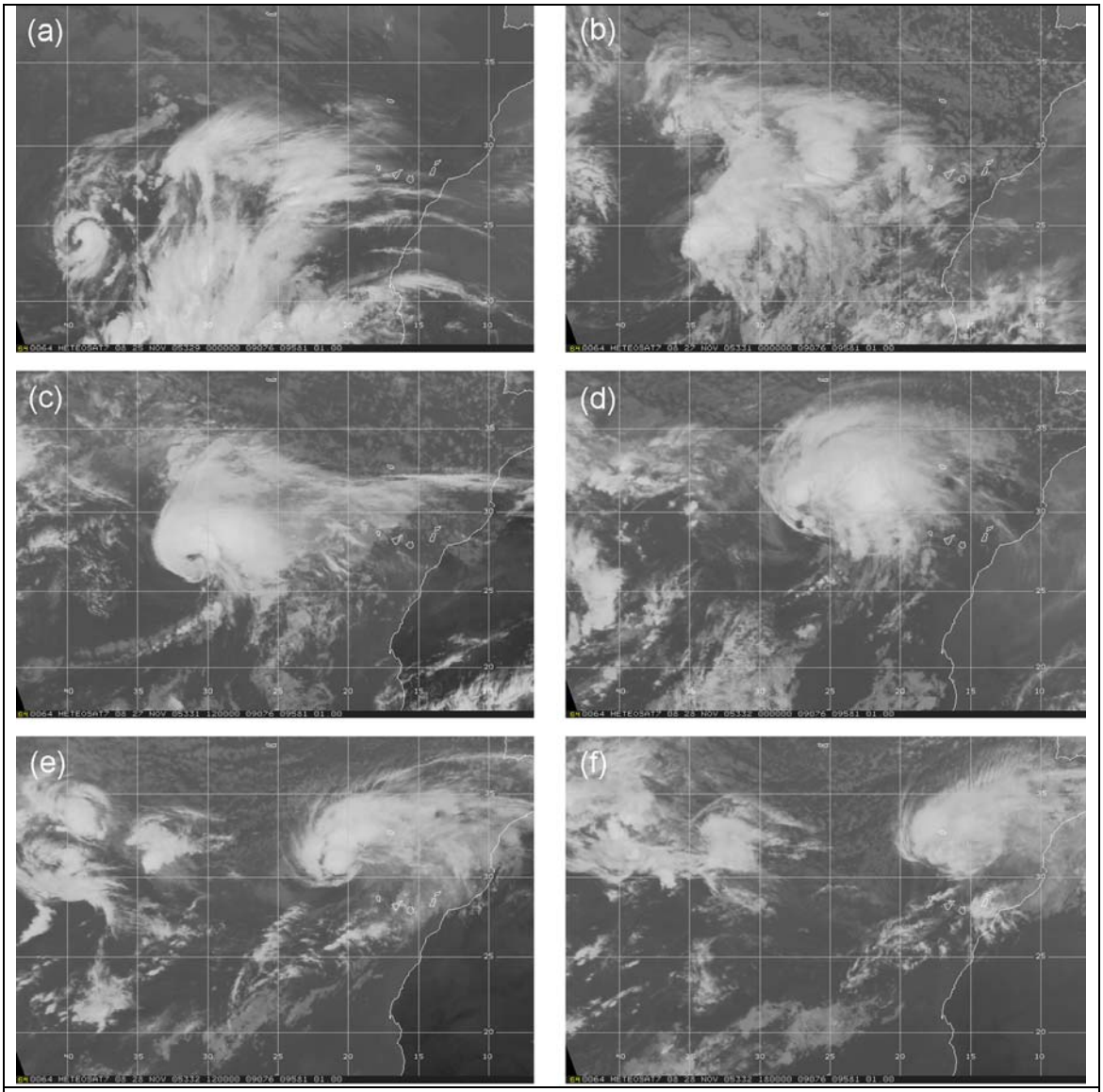

FIG. II. 21 Imágenes IR de Meteosat-7: a) 00 UTC del día 25 Nov, b) 00 UTC 27 Nov, c) 12 UTC 27 Nov, d) 00 UTC 28 Nov, e) 12 UTC 28 Nov y f) 18 UTC 28 Nov.

La convección en el resto del la pared del "ojo" de Delta fue desapareciendo a lo largo del día al desplazarse sobre una superficie del mar cada vez más fría, como se observa en las imágenes 85 GHz de 19:29 UTC del día 27 y de 00:25 UTC día 28 del satélite TRMM (figura II.36).

Frontogénesis cálida

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 generó un chorro en niveles bajos en el cuadrante sureste de Delta, que en 850 hPa a las 00 UTC del día 27 se muestra en la figura II.25. Al acercarse Delta a la zona baroclina, asociada al ciclón extratropical casi estacionario situado sobre Europa, se produjo en el nordeste del CT una intensa frontogénesis cálida que se aprecia en el aumento del gradiente térmico en 925 hPa de la figura II.22. El avance del ciclón contra el anticiclón situado al norte, creó

una zona de confluencia paralela a las isotermas que en el nordeste del ciclón generó una zona con advección cálida creciente, figura II.37. La conjunción de la confluencia y la advección cálida desarrolló una frontogénesis cálida.

La ondulación de la zona baroclina creó una anomalía de temperaturas en niveles bajos, equivalente a una anomalía positiva de VP, que aumentó la capacidad del ciclón de interaccionar con los niveles altos. Además, los ascensos y liberación de calor latente sobre el frente cálido crearon una anomalía de VP negativa en niveles altos corriente abajo del centro del CT. Durante el día 28, Delta interaccionó con la anomalía positiva de VP de niveles altos de otra depresión mesoescalar de la tropopausa DT2, que se movía hacia el norte al oeste del ciclón, como se observa en las figura II.38a de las 06 UTC. DT2 se estiró sobre el núcleo de Delta deformada por la anomalía de VP negativa, que actuó como un escudo manteniendo un núcleo cálido en altura, descendiendo la tropopausa hasta los 300 hPa.

Reintensificaciones posteriores

Mientras esto sucedía se produjo una primera intensificación del ciclón el día 28 (figura II.23) según los análisis objetivos del modelo del CEPPM T799. Una segunda intensificación se produce cuando Delta fue alcanzado, entre 12 y 18 UTC, por un máximo de viento de niveles altos, señalado en las figuras II.38a y II.38c como TF al suroeste de Delta. Posteriormente, mientras Delta cruzaba Canarias, DT2 fue absorbida por la baja de latitudes medias situada al NE y se aceleró su transición extratropical que se completó al este de Canarias.

En las imágenes de satélite de las 06 UTC de la figura II.39 se observa la cabeza de nube y el gancho de nube así como la intrusión seca al sur del ciclón tanto en las imagen IR como en la de WV que confirman la interacción del ciclón con una DT, que causó la primera reintensificación del día 28. La dirección oeste-este de la intrusión seca y su escala indican presencia de un *jet-streak* mesoescalar del oeste, que como se puede deducir de las imágenes es producto de la confluencia de flujos en altura en el sur del ciclón.

Las imágenes de las 20:30 UTC de la figura II.40 muestran la formación de otra cabeza de nube, probablemente ligada a la segunda reintensificación del día 28, ocurrida en los momentos en los que Delta se abatía sobre Canarias. La intrusión seca marca en WV la misma dirección oeste-este. En IR se observa que la intrusión seca llega hasta la capa límite estrechándola y haciendo desaparecer la nubosidad baja asociada. La parte delantera de esta zona sin nubes se ha señalado, en la figura II.40a, con símbolos de frente frío, katafrente.

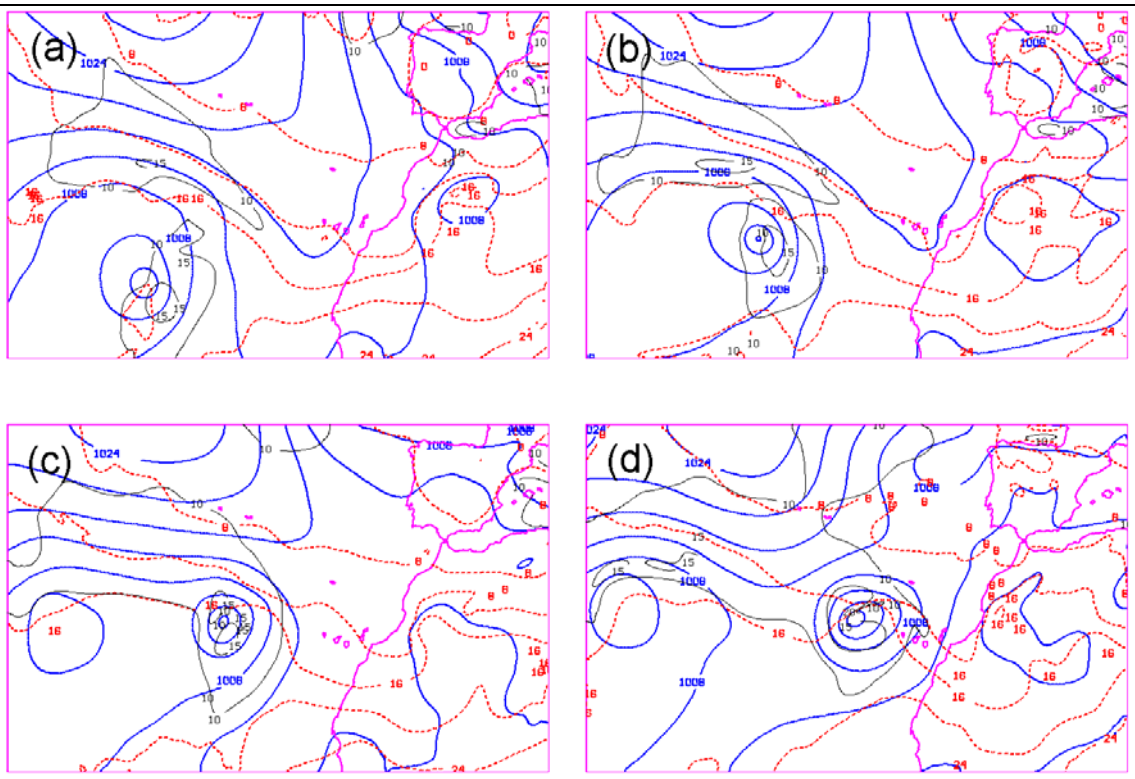

FIG. II. 22 Presión a nivel del mar (hPa, línea continua gruesa), isotacas a 10 metros (m/s, línea continua fina) y temperatura a 925 hPa (ºC, línea a trazos): a) 00UTC 27 Nov; b) 12UTC 27 Nov; c) 00UTC 28 Nov y d) 12UTC 28 Nov.

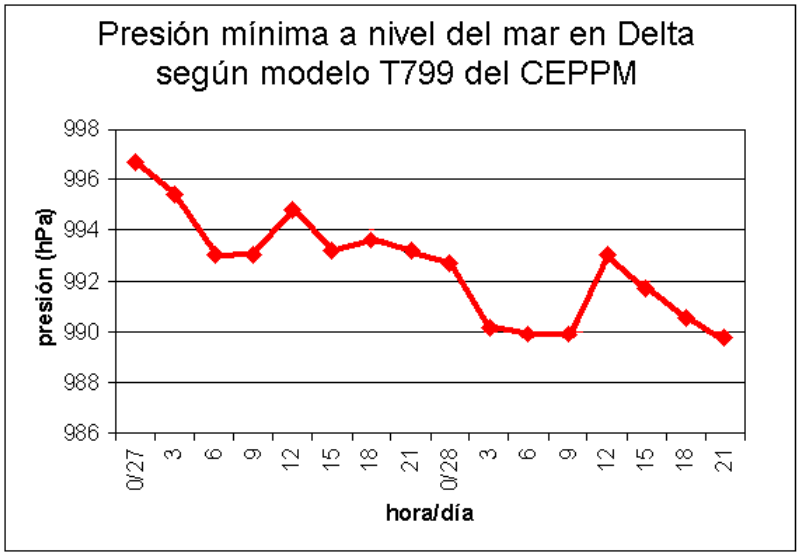

FIG. II. 23 Presión mínima a nivel del mar en Delta durante los días 27 y 28 de noviembre según el modelo T799 del CEPPM.

El viento en niveles bajos el día 28

A partir del 28 a las 06 UTC hubo 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 II.41 con un máximo en el noroeste del ciclón y otro en el sureste.

La causa de la intensificación del viento se puede deducir de los campos de VP en niveles bajos. En la figura II.42 se aprecia un paralelismo entre el aumento de VP 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 VP positiva generada por la liberación de calor latente en el frente. Sin embargo el aumento de VP de la zona alejada al sur no se puede explicar por advección sino que fue generada en niveles bajos. Esta generación de VP provendría del desarrollo de un máximo de viento del oeste (figura II.43) entre 300 y 400 hPa, al este del centro de Delta, consecuencia del hundimiento de la tropopausa hasta 300 hPa, mostrada en la figura II.38 y que está de acuerdo con la intrusión seca observada en las imágenes de satélite de las figuras II.39 y II.40. En la zona de entrada del máximo de viento hay advección fría y, por consiguiente, movimientos descendentes. Los movimientos descendentes adiabáticos generan calentamiento durante dicho descenso, como se observa en el campo de temperaturas en 850 hPa de la figura II.44, contrarrestado por enfriamiento junto a la superficie del mar, tanto por calor sensible como por calor latente, que se traduce en el adelgazamiento de la capa límite marítima y generación de anomalías de VP que inducen el fortalecimiento del viento en la baja troposfera.

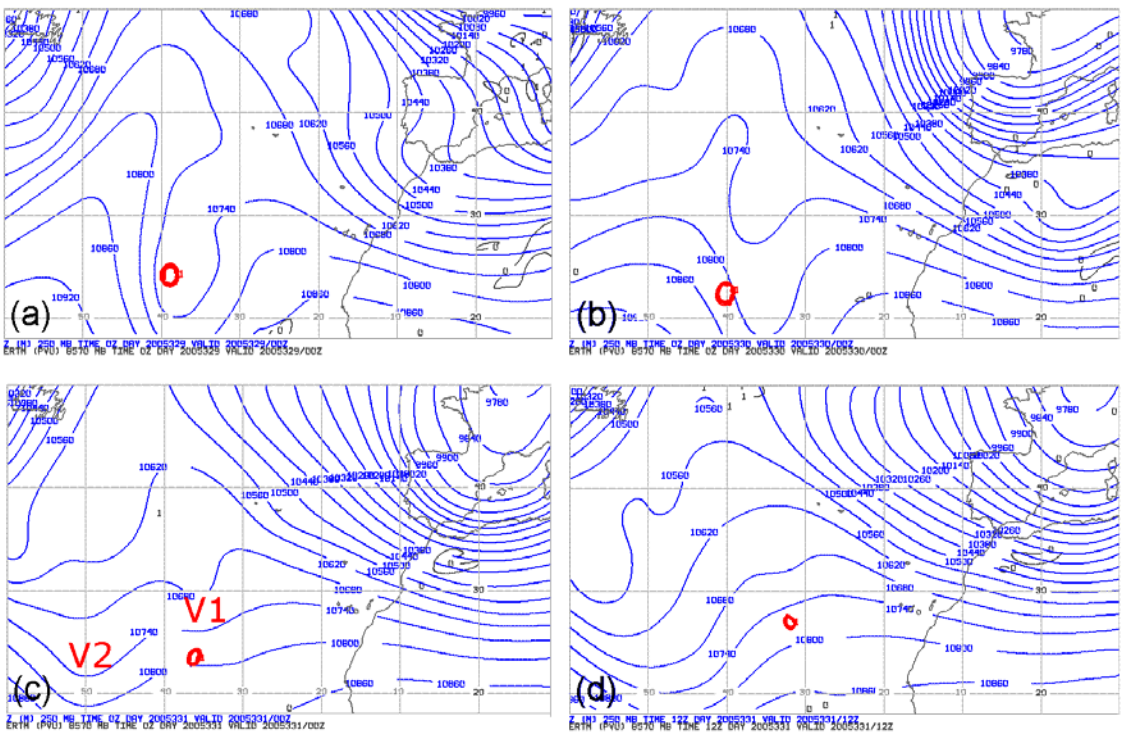

FIG. II. 24 Altura (m.g.p., azul) de la superficie de 250 hPa y vorticidad potencial, VP, media de la capa 700-500 hPa (en UVP, línea gruesa roja) indicativa de la posición del ciclón tropical según CEPPM: a) 00 UTC 25 Nov; b) 00 UTC 26 Nov; c) 00 UTC 27 Nov y d) 12 UTC 27 Nov.

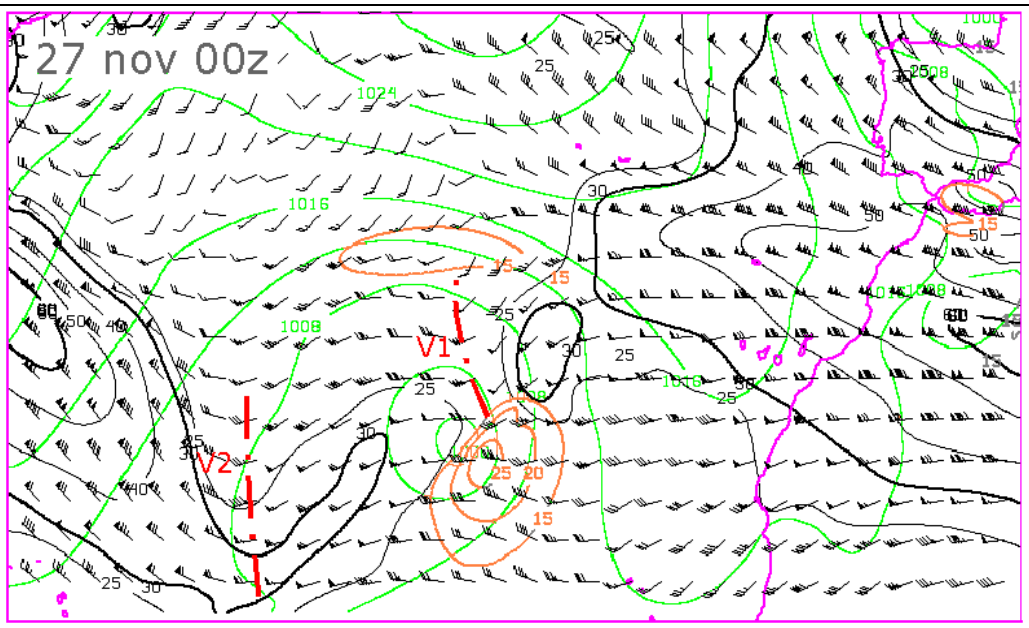

FIG. II. 25 Vientos e isotacas (m/s) en 200 hPa (línea continua negra), isotacas (m/s) en 850 hPa (líneas naranjas gruesas) y presión a nivel del mar (líneas verdes) según CEPPM para las 00 UTC 27 Nov.

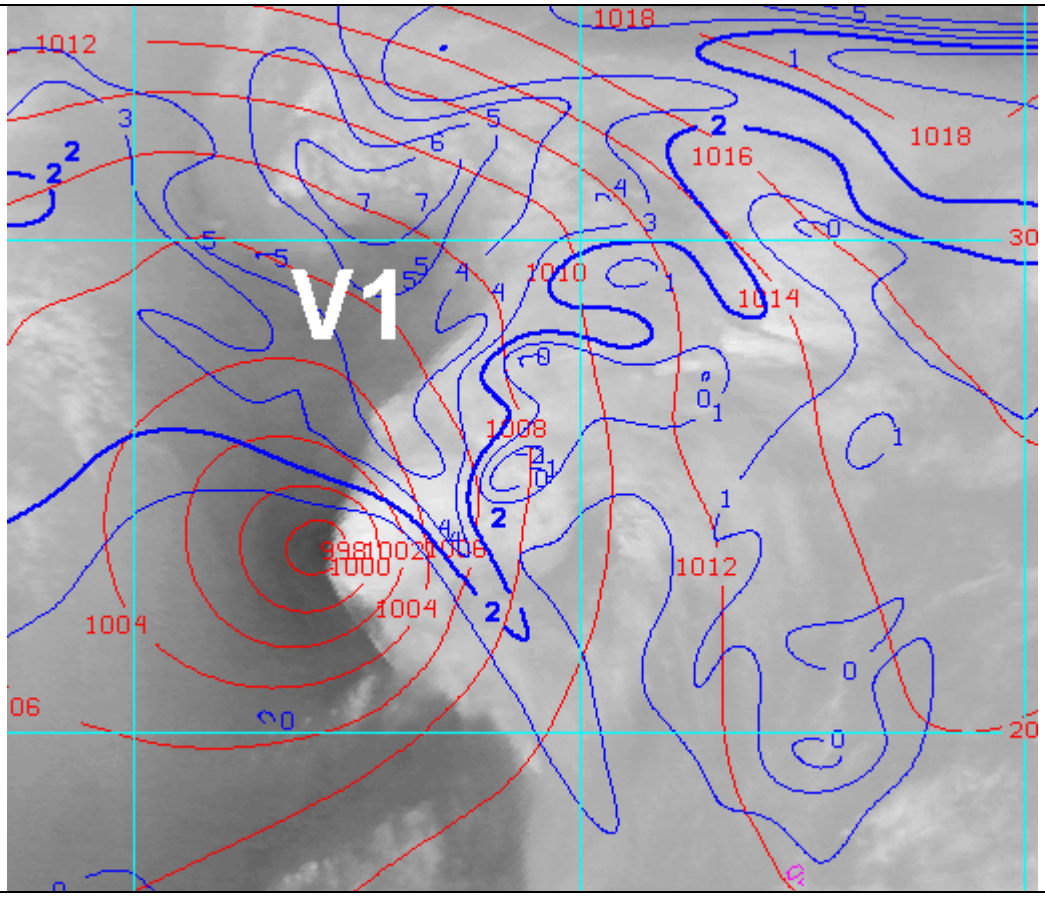

FIG. II. 26 Vorticidad potencial (en UVP, unidades de VP, líneas azules) en 200 hPa y presión a nivel del mar (hPa, líneas rojas) según CEPPM sobre imagen de WV de Meteosat- 7 de las 00 UTC 27 Nov.

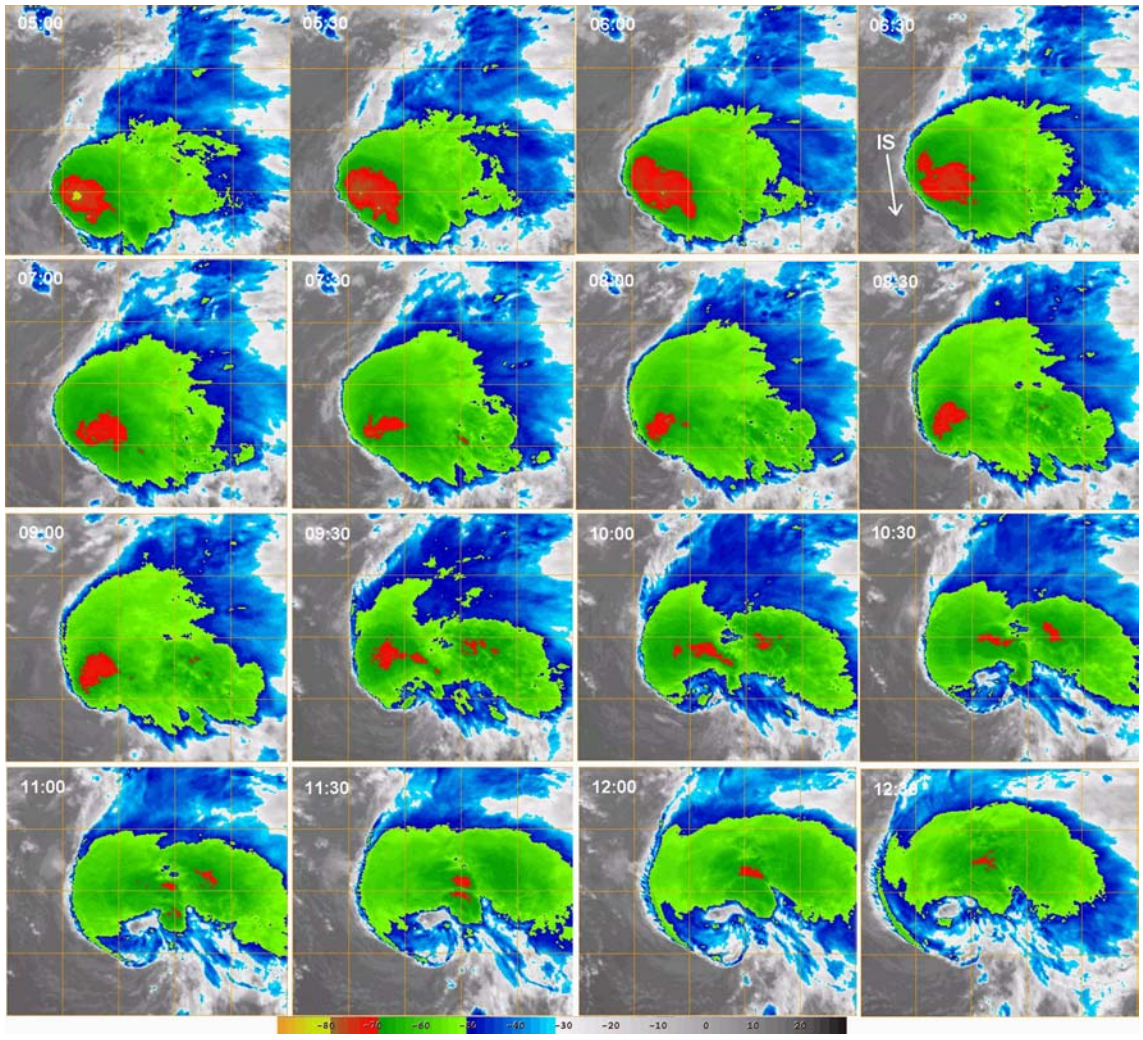

FIG. II.27 Imágenes IR10.8 μm del Meteosat-8 del día 27 de noviembre de 05:00 a 12:30 horas UTC obtenidas de www.nrlmry.navy.mil/. Topes fríos realzados según escala inferior. "IS" está asociada a la intrusión seca descendente. Ver texto para más detalles.

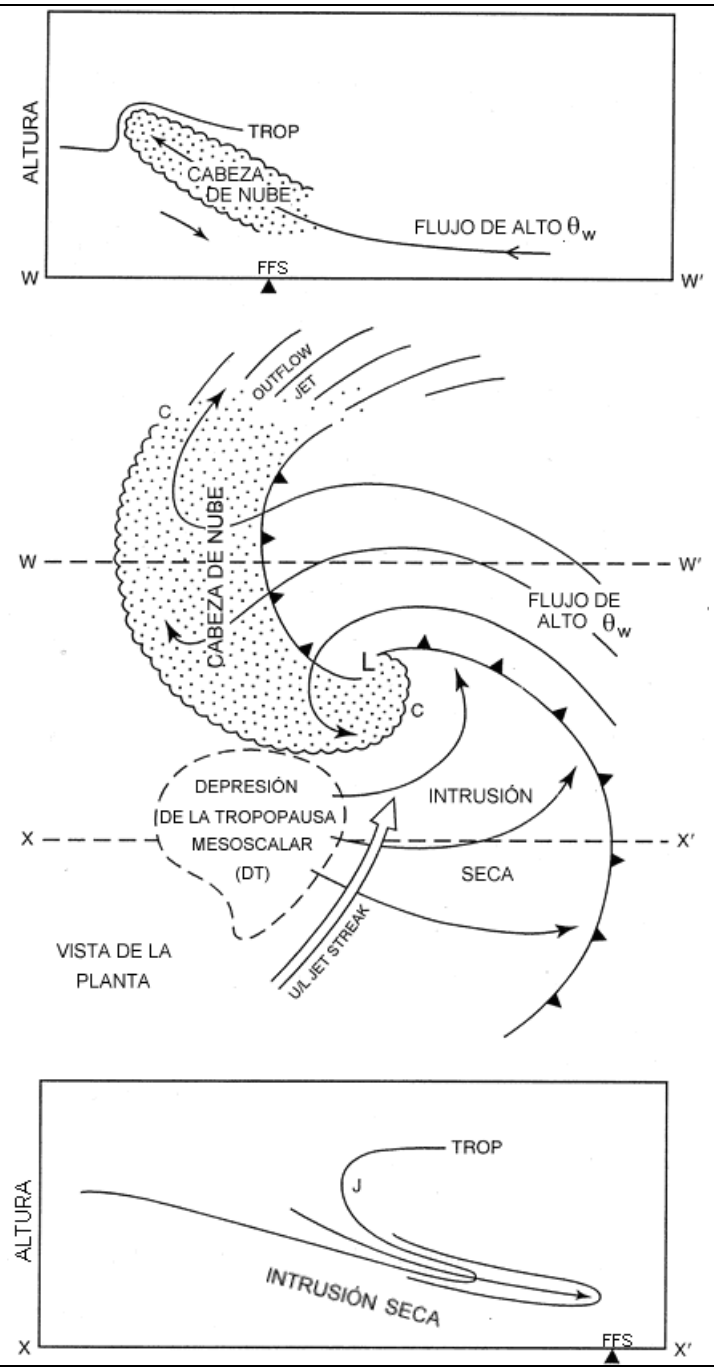

FIG. II.28 Modelo idealizado de Browning et al., (2000) que muestra la interacción alrededor de un centro ciclónico (L) de dos flujos con cierta simetría: la intrusión seca que desciende de la depresión mesoescalar de la tropopausa (DT) (baja temperatura potencial del termómetro húmedo, θw) y el flujo de aire con alta θw que asciende formando la cabeza de nube. La parte media de la figura muestra la planta del esquema y los paneles superior e inferior muestran respectivamente las secciones verticales a lo largo de WW′ y XX′. Los triángulos negros señalan las posiciones de frentes fríos en superficie (FFS). El frente frío que limita la cabeza de nube corresponde a lo que es a menudo analizado como frente cálido doblado hacia atrás pero que en realidad viaja hacia el aire frío en el flujo relativo. Existe un *jet-streak* en niveles altos en el borde delantero de la DT.

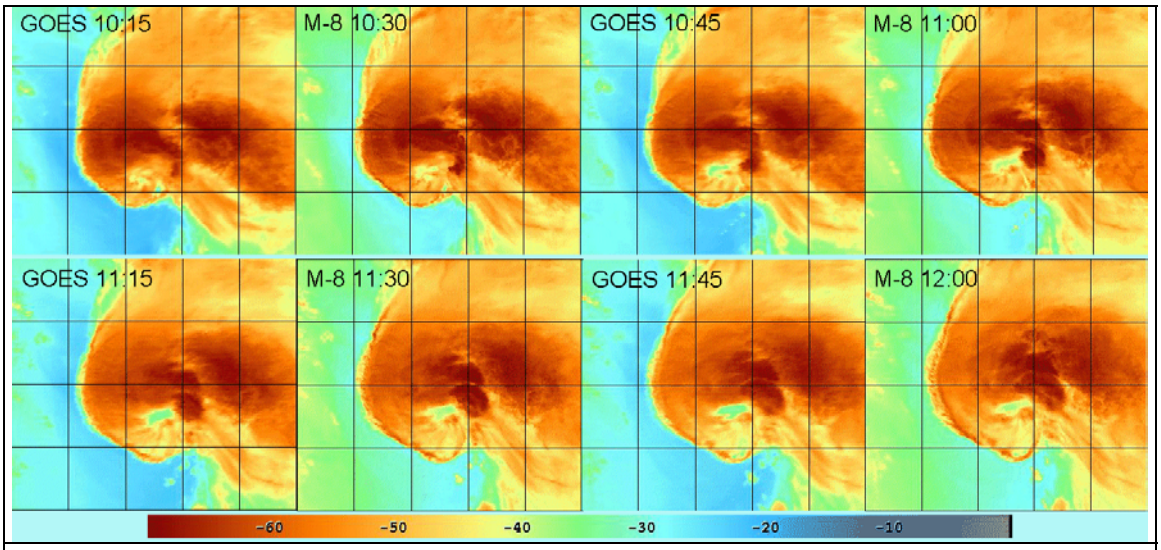

FIG. II.29 Imágenes WV 6.3 μm del Meteosat-8 y GOES-12 del día 27 de noviembre de 10:15 a 12:00 horas obtenidas de www.nrlmry.navy.mil/. Realce usado, según escala inferior.

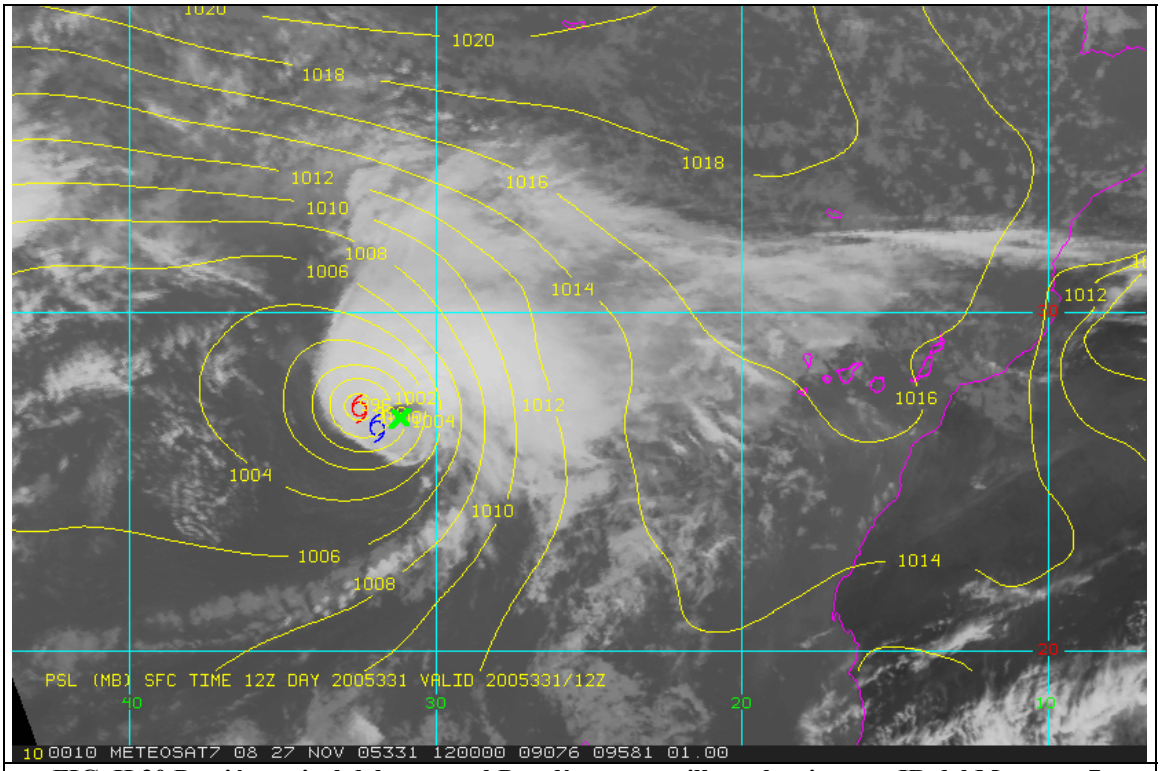

FIG. II.30 Presión a nivel del mar, en hPa y líneas amarillas sobre imagen IR del Meteosat-7, centros del ciclón en superficie con los símbolos habituales, según CEPPM en rojo y según CNH en azul, y centro de rotación en altura deducido del modelo conceptual de Browning (figura II.28) señalado con (X) en verde.

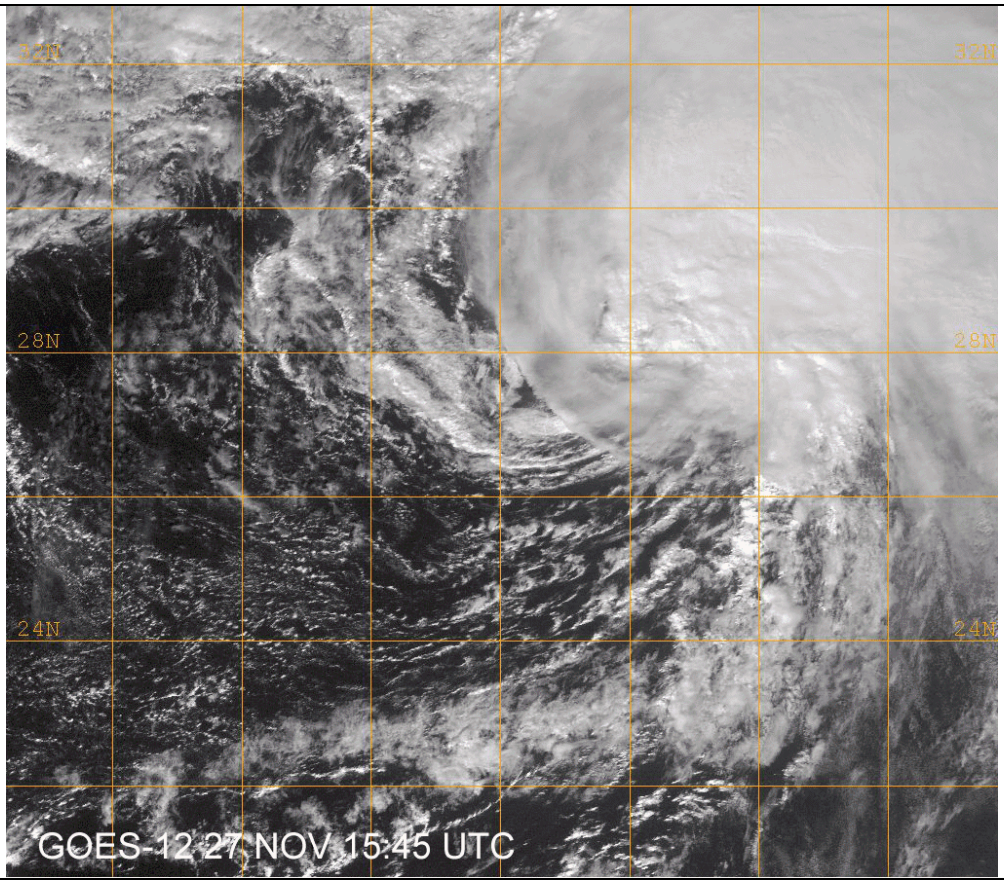

FIG II.31 Imagen visible del GOES-12 del 27 de nov a las 15:45 UTC obtenida de www.nrlmry.navy.mil/.

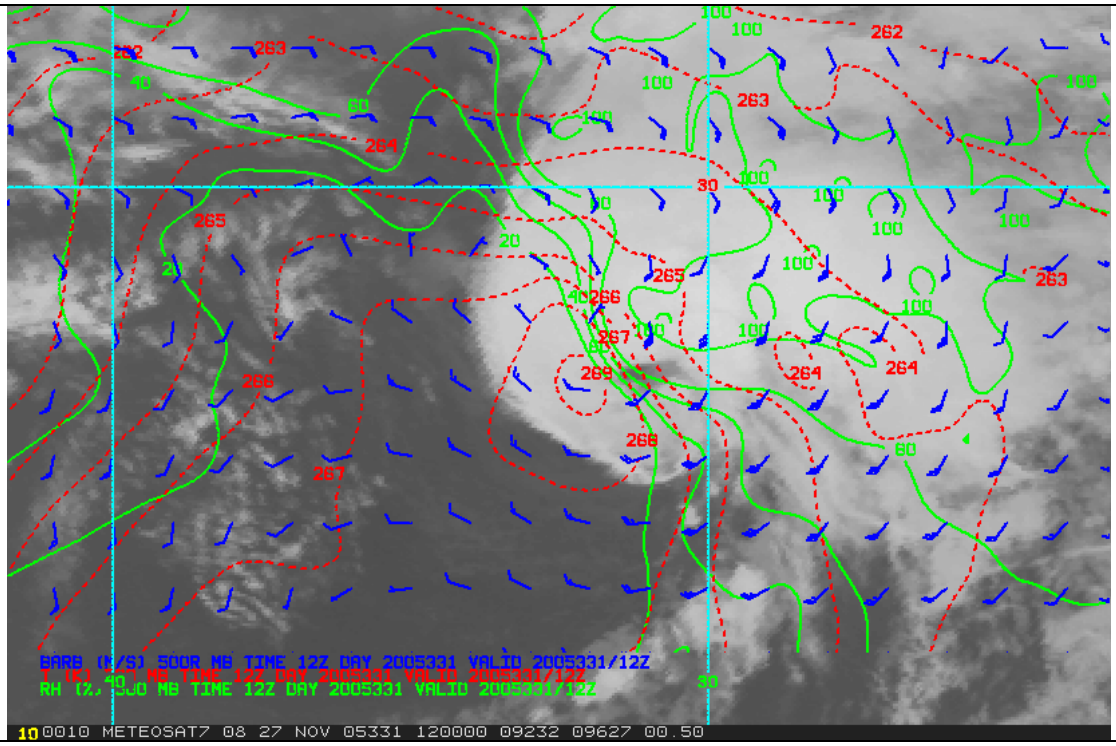

FIG. II.32 Viento relativo, resultado de restar al viento el viento medio en 500 hPa en un área grande centrada en el centro del ciclón en superficie, humedad relativa y temperatura en 500 hPa sobre imagen IR de Meteosat-7 del 27 de Nov a las 12 UTC.

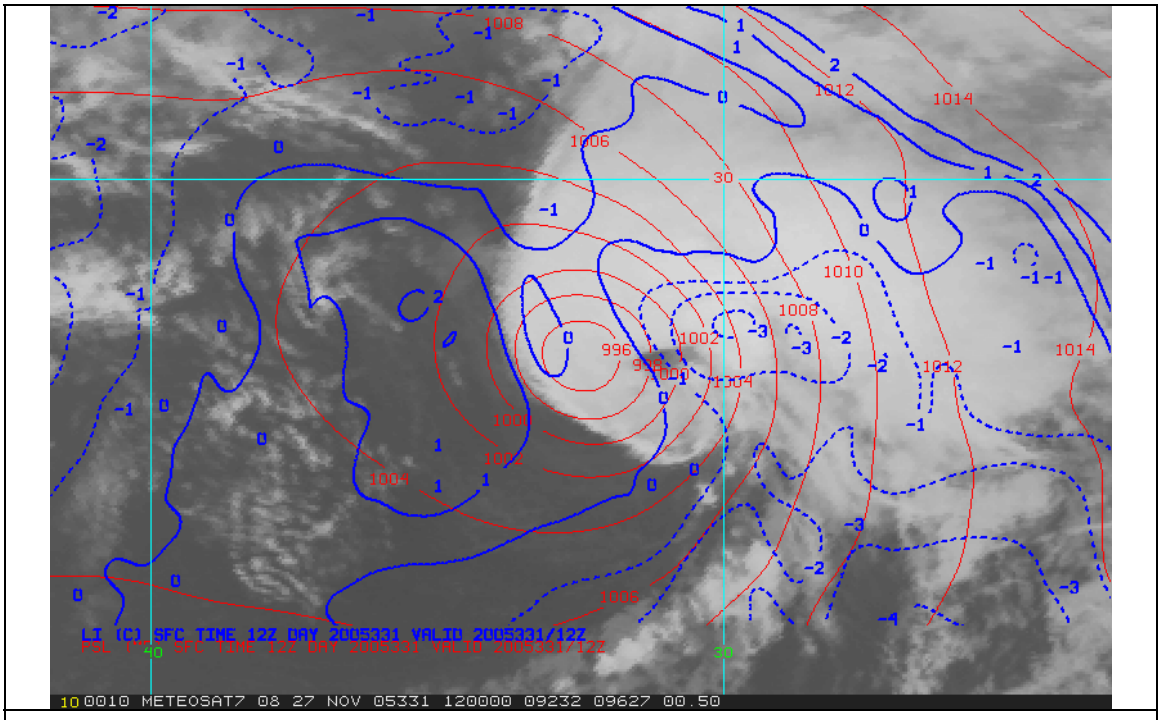

FIG. II. 33 Lifted Index, LI, para parcelas con origen en superficie y presión a nivel del mar (hPa, rojo) sobre imagen IR de Meteosat-7 del 27 de Nov a las 12 UTC.

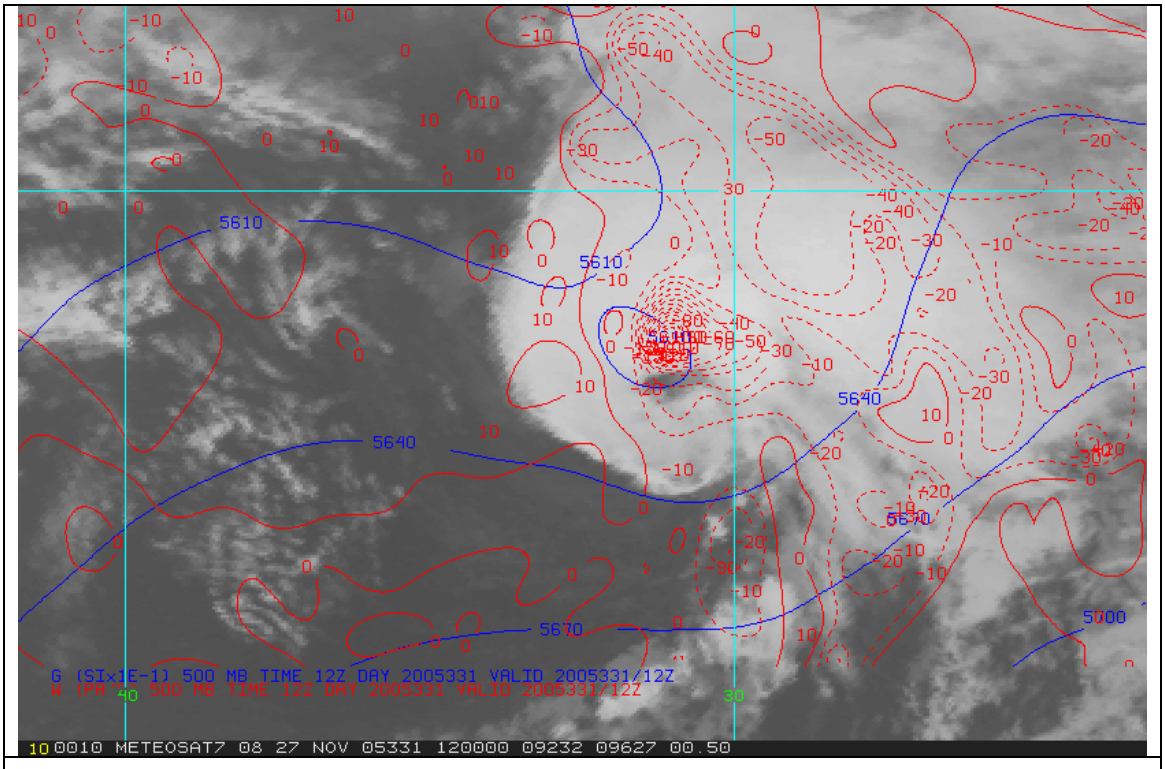

FIG. II. 34 Velocidad vertical (Pa/s x 10^{-2}, rojo) y altura del geopotencial (m. g .p, azul) en 500 hPa sobre imagen IR de Meteosat-7 del 27 de Nov a las 12 UTC.

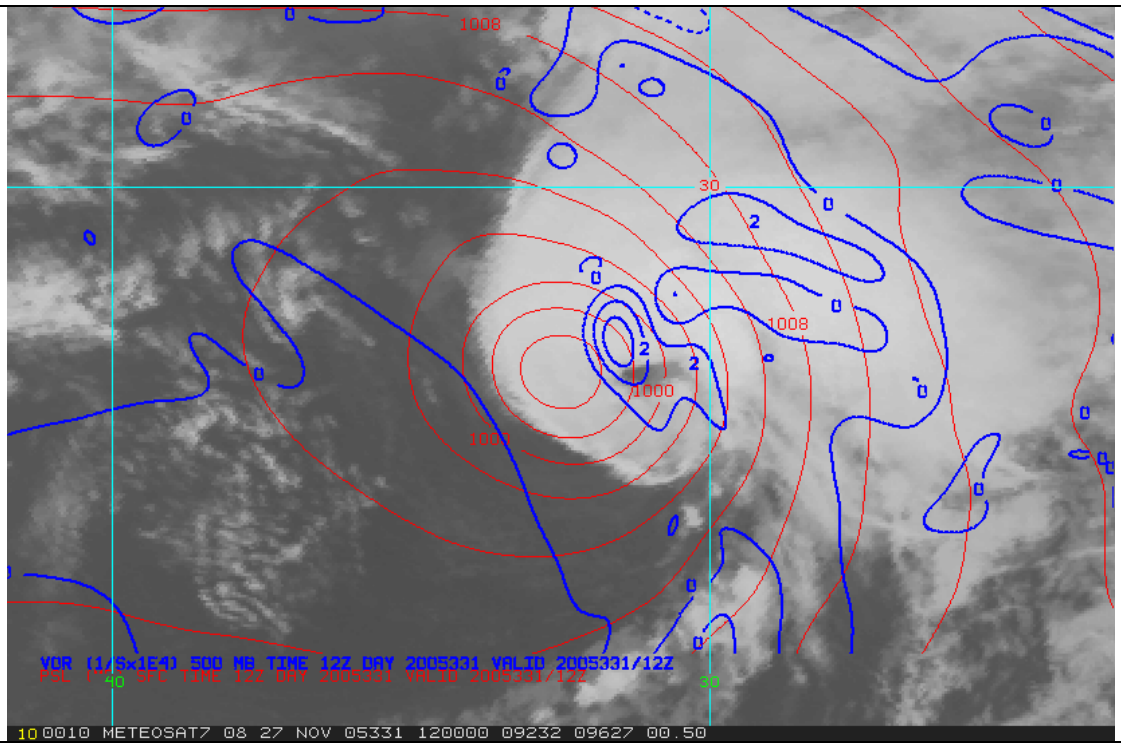

FIG. II.35 Vorticidad relativa (s^{-1} x 10^{-1}, azul) en 500 hPa y presión a nivel del mar (hPa, rojo) sobre imagen IR de Meteosat-7 del 27 de Nov a las 12 UTC.

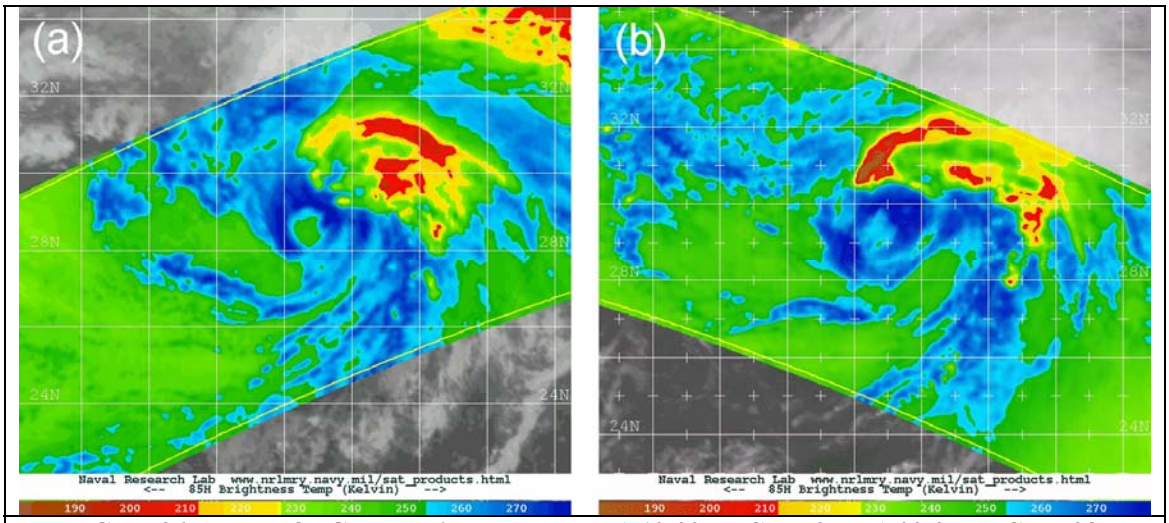

FIG. II. 36 Imagen 85-GHz satélite TRMM de: a) 19:29 UTC día 27 y b) 00:25 UTC día 28. Fuente: www.nrlmry.navy.mil/.

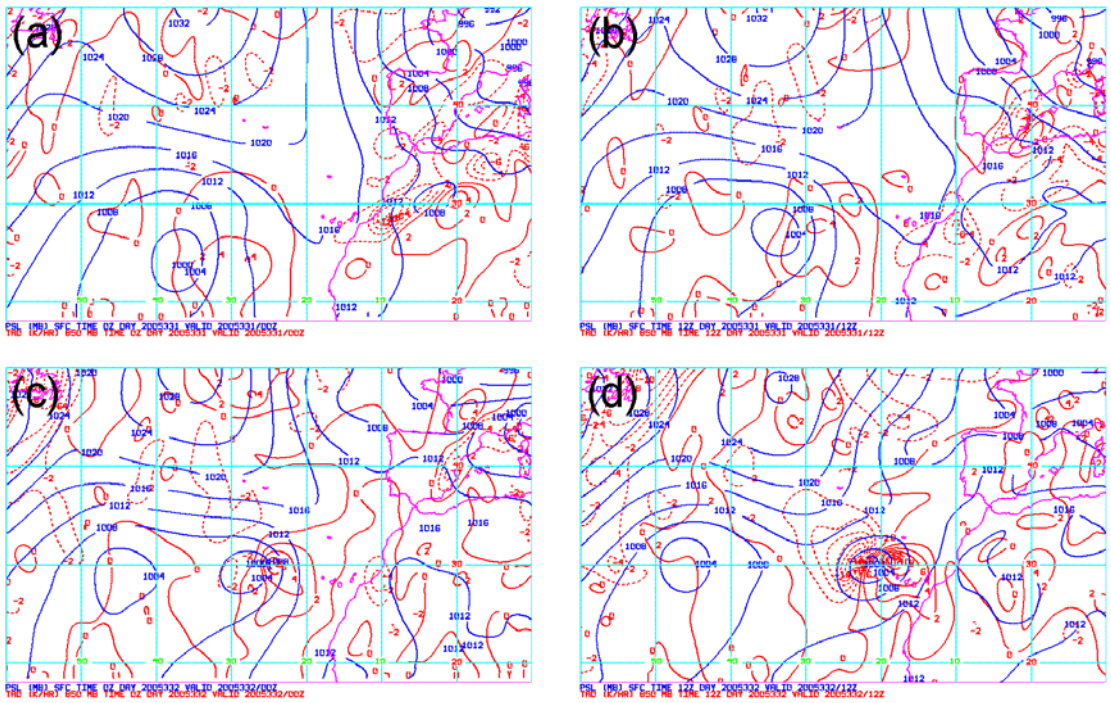

FIG. II.37 Advección de temperatura en 850 hPa (K/h, líneas rojas) y presión a nivel del mar (hPa, líneas azules), según CEPPM: a) 00 UTC 27 Nov; b) 12 UTC 27 Nov; c) 00 UTC 28 Nov y d) 12 UTC 28 Nov.

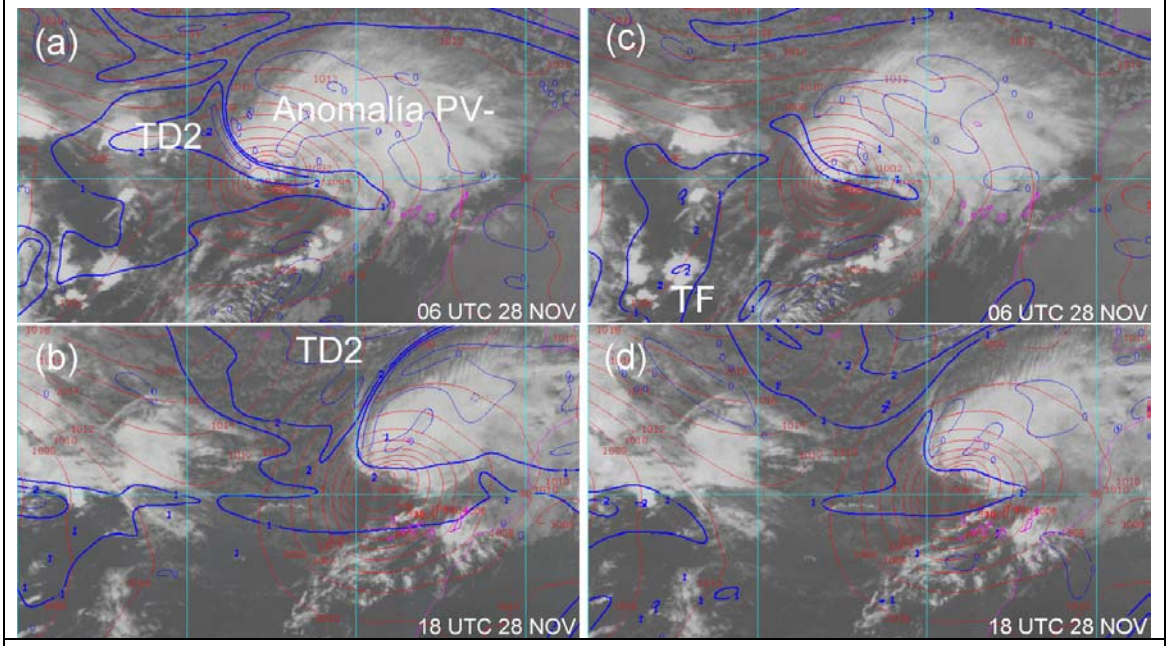

FIG. II.38 Vorticidad potencial (UVP, líneas azules) y presión a nivel del mar (hPa, líneas rojas), según CEPPM, sobre imágenes IR de Meteosat-7: a) 250 hPa, 06 UTC 28 Nov; b) 250 hPa, 18 UTC 28 Nov; c) 300 hPa, 06 UTC 28 Nov y d) 300 hPa, 18 UTC 28 Nov.

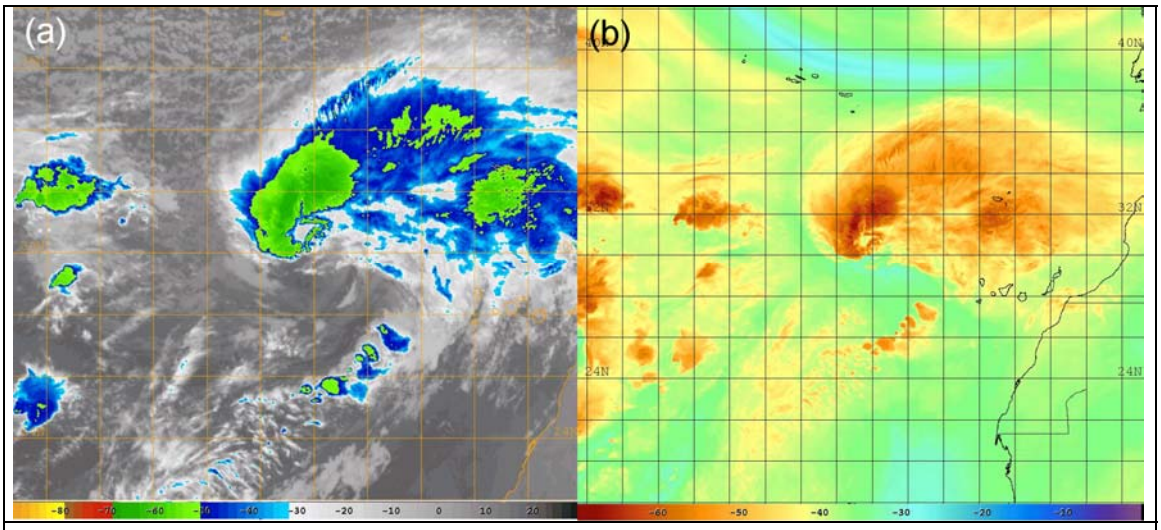

FIG. II.39 Imágenes: a) IR10.8 μm y b) de WV6.3 μm del Meteosat-8 del día 28 de noviembre de 06:00 UTC obtenidas de www.nrlmry.navy.mil/.

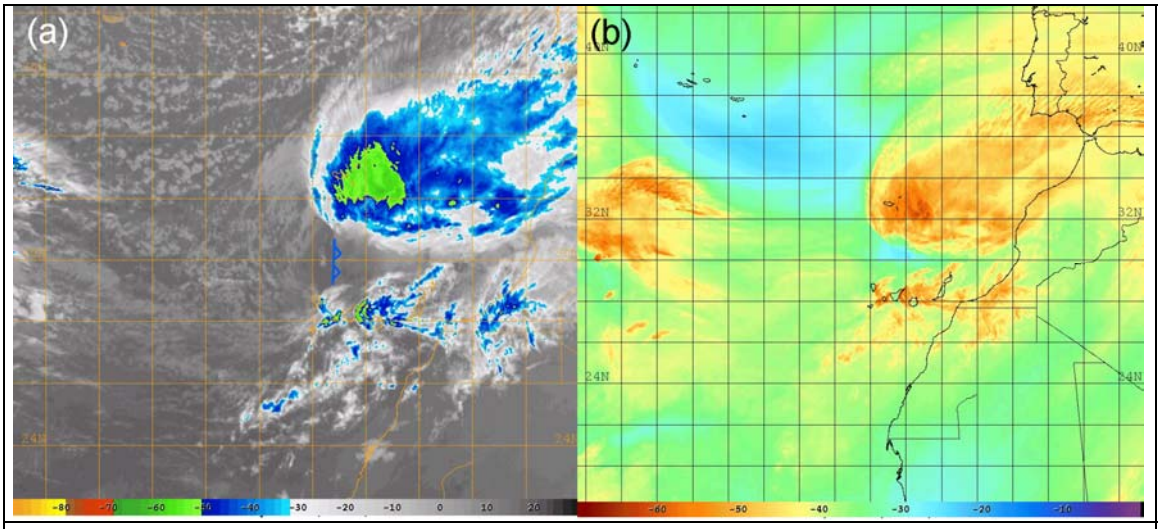

FIG. II.40 Imágenes: a) IR10.8 μm y b) de WV 6.3 μm del Meteosat-8 del día 28 de noviembre de 20:30 UTC obtenidas de www.nrlmry.navy.mil/.

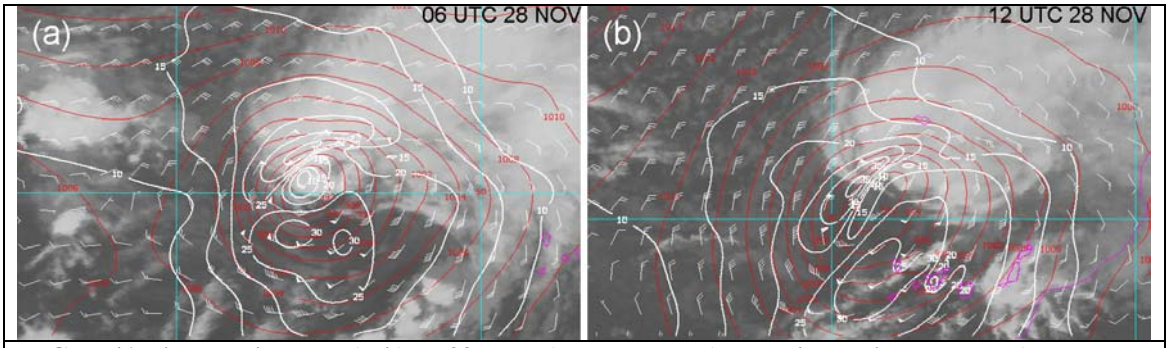

FIG. II.41 Vientos e isotacas (m/s) en 925 hPa (líneas blancas) y presión a nivel del mar (hPa, líneas rojas) sobre imagen IR de Meteosat-7: a) 06 UTC 28 Nov y b) 18 UTC 28 Nov.

A modo de resumen de este subapartado tan extenso se tiene que la tormenta tropical Delta siguió los días 27 y 28 una trayectoria atípica hacia el nordeste, 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

b) Interacción con una depresión mesoescalar de la tropopausa que pudo haber sido la causa de una intensificación a principio del día 27 y, posteriormente, de la aparición de un "ojo" no tropical y de la generación de estallidos convectivos al este por la presencia de una intrusión seca producto de la interacción sobre el aire húmedo de niveles bajos

c) 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 en el cuadrante sureste del ciclón y al rápido desplazamiento hacia una zona baroclina al nordeste.

d) La interacción de Delta, a principio del día 28, con una depresión mesoescalar de la tropopausa, que se reforzó por la tarde, con la llegada un máximo de viento de niveles altos, dio lugar tanto a la formación de un *jet streak* mesoescalar del oeste al sur del ciclón que lo movió rápidamente hacia Canarias, como a su intensificación en horas previas a su llegada a las islas.

e) Una consecuencia de esta intensificación fue el doblamiento hacia la parte trasera del frente cálido del ciclón (*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 (figura II.45).

f) La advección fría en la entrada del *jet streak* mesoescalar provocó descendencias que generaron 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.

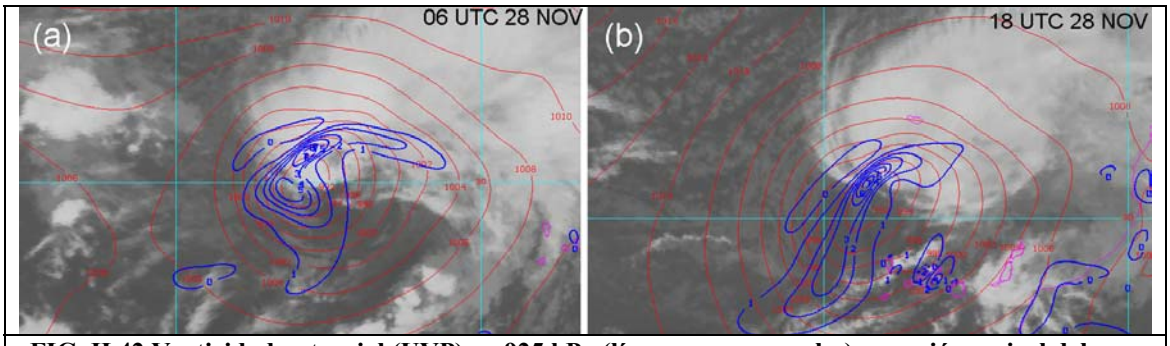

FIG. II.42 Vorticidad potencial (UVP) en 925 hPa (líneas gruesas azules) y presión a nivel del mar (hPa, líneas rojas fina), según CEPPM, sobre imagen IR de Meteosat-7: a) 06 UTC 28 Nov y b) 18 UTC 28 Nov.

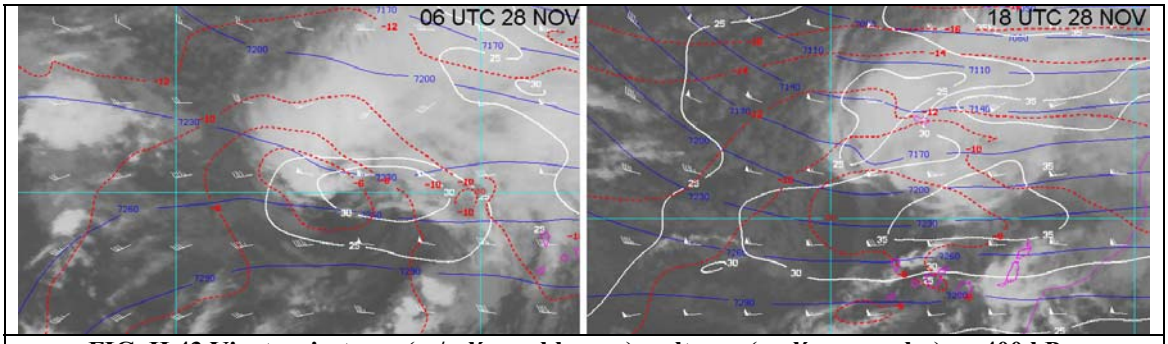

FIG. II.43 Viento e isotacas (m/s, líneas blancas) y alturas (m, líneas azules) en 400 hPa, temperatura en 500 hPa (ºC, líneas rojas a trazos) sobre imagen IR de Meteosat-7: (a) 06 UTC 28 Nov; (b) 18 UTC 28 Nov.

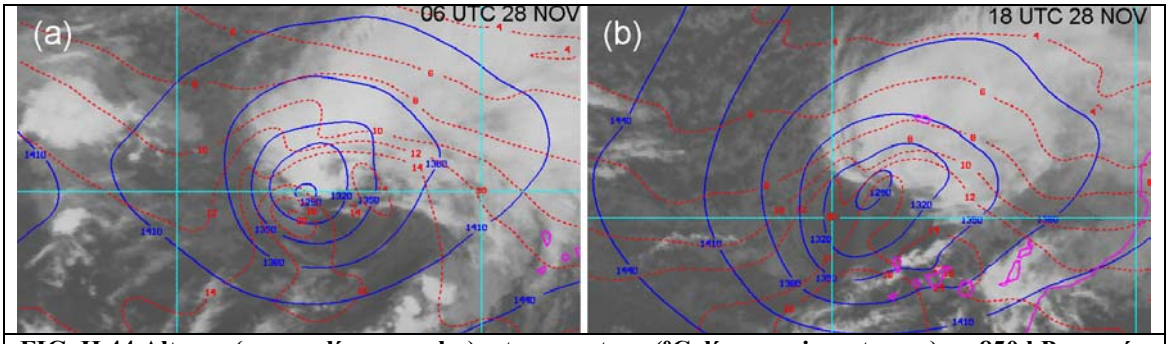

FIG. II.44 Alturas (m.g.p., líneas azules) y temperatura (ºC, líneas rojas a trazos) en 850 hPa, según CEPPM sobre imagen IR de Meteosat-7: a) 06 UTC 28 Nov y b) 18 UTC 28 Nov.

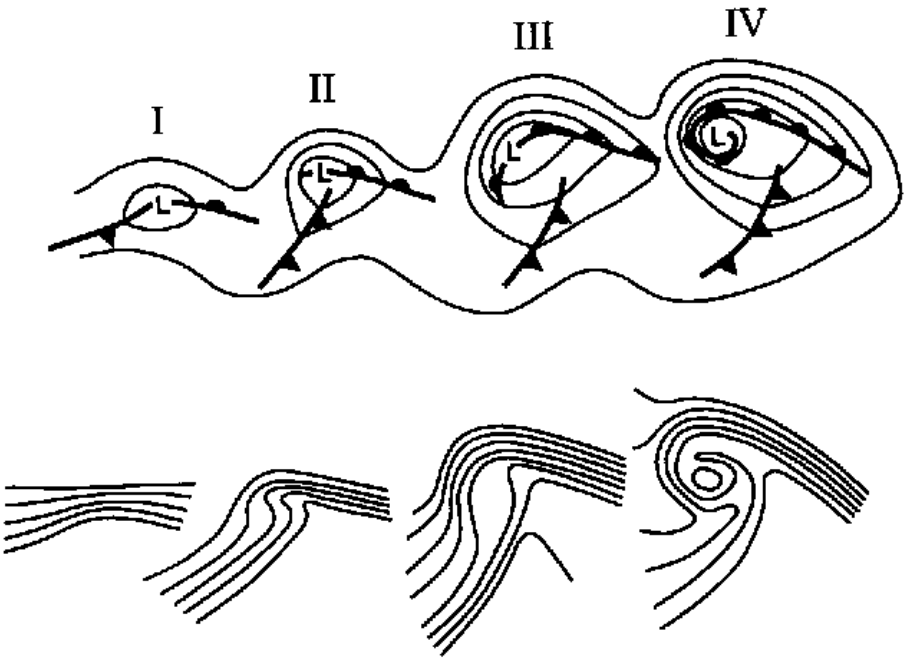

FIG. II.45 Modelo conceptual de evolución de un ciclón extratropical de Shapiro-Keyser mostrando geopotenciales en la baja troposfera (i.e. 850 hPa) y frentes. (Shultz et al., 1998).

Delta barrió las Islas Canarias entre finales del 28 y primeros del día 29 para pasar a Marruecos como borrasca extratropical debilitada.

II.5 Conclusiones parciales

El desarrollo de Delta ocurrió al noreste de una vaguada subtropical, una zona con convección que se incrementó por el aumento de evaporación que se produjo con la formación de un chorro en niveles bajos. Dicho chorro fue inducido por la circulación directa asociada a un chorro en niveles altos que se desplazaba por latitudes más altas, acompañando a una vaguada frontal de latitudes medias. En dicha zona se generó una anomalía cálida en niveles bajos, debida en parte a la liberación de calor latente por la convección y al hecho de que la base de las nubes en la zona subtropical marítima suele estar muy baja, y en parte a que la zona quedó rodeada por aire más frío. Al este por el aire de componente norte de la parte trasera de la baja de latitudes medias situada en las proximidades de la península Ibérica. Y al oeste por el aire del norte tras la vaguada frontal que se desplazaba por latitudes más altas, citada anteriormente. Con la llegada a la zona de otro chorro en niveles altos desde el oeste, se generó un desarrollo baroclino que acabó dando lugar a una transición tropical: se formó un sistema con nubosidad "doblada hacia atrás", que posiblemente debió disminuir la cizalladura vertical en el centro de la perturbación, y se desarrolló un vórtice en niveles bajos de intensidad suficiente para permitir el autodesarrollo del ciclón por el mecanismo WISHE durante los días 22 y 23, mientras se agotaba el desarrollo de origen baroclino.

La tormenta tropical Delta deambuló de forma errática por aguas relativamente cálidas pero nunca llegando éstas a los 27 ºC. Finalmente, la tormenta tropical se desplazó hacia el este y posteriormente hacia el este-nordeste conducido por vaguadas secundarias. Los

días 27 y 28 aceleró su desplazamiento primero hacia el nordeste y luego hacia el oeste mientras sufría un proceso de transición extratropical al incidir en una zona baroclina asociada a un ciclón extratropical situado en el oeste de Europa, produciéndose una frontogénesis cálida y perdiendo su simetría general. En estos dos días se produjeron interacciones de Delta con depresiones mesoescalares de la tropopausa que mantuvieron su intensidad e incluso la reintensificaron. Cuando el centro de Delta pasó a finales del día 28 y principio del 29 al norte de las Islas Canarias estaba sufriendo un último proceso de reintensificación, ya como borrasca o ciclón extratropical. El área de los vientos intensos había aumentando considerablemente al sur del centro ciclónico, como ocurre en muchos casos de transiciones extratropicales, afectando a las Islas Canarias. La zona de lluvias intensas quedó al norte de la trayectoria de la baja en superficie y lejos del archipiélago.

Este patrón de comportamiento e interacciones entre bajas subtropicales, vaguadas baroclinas, tormentas tropicales y procesos de reintesificación puede haber ocurrido otras veces, al menos con un patrón conceptualmente parecido, para producir vientos intensos en Canarias (ver por ejemplo, la situación de 13-15 de diciembre de 1975. Para más detalles se remite al lector al apartado VI de esta NT). Estas perturbaciones, su evolución y desplazamiento, aunque raras, y nunca iguales entre sí, se han dado posiblemente en el pasado. Aparentemente y en primera instancia, estos sistemas como el estudiado aquí pueden estar asociados a procesos de la propia circulación general atmosférica del Atlántico Norte. La gran mayoría de las tormentas tropicales suelen morir en las zonas marítimas debilitándose. Un porcentaje reducido puede sufrir reintensificaciones a su paso a extratropical afectando, en general, a zonas alejadas de Canarias, ver Anexo II sobre climatologías de TE en el Atlántico Norte. Las zonas subtropicales son áreas fronterizas permeables a la dinámica extratropical y tropical, pudiendo existir transiciones, desarrollos e interacciones entre perturbaciones de distintos orígenes.