

Estudio de nubes convectivas ligadas a un sistema frontal con imágenes IR

José Fenollar y Gregorio Maqueda

Depto. de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica II. F. CC. Físicas. Universidad Complutense de Madrid. Avda. Complutense s/n 28040 Madrid. (jfenoll2@xtec.cat)

(Recibido: 03-May-2018. Publicado: 08-Jul-2018)

Resumen

En este trabajo se ha realizado un estudio de las propiedades de las nubes a diferentes niveles dentro de un frente, por medio de imágenes de Meteosat, utilizando, la banda de infrarrojo térmico (IR). Para ello, se definen umbrales apropiados de Temperatura de Brillo (TB) que permiten delimitar el área correspondiente a nubes de distinto origen. Por una parte, el área extensa con temperatura de brillo inferior a 248 K, que se identifica como frente, y por otra, el área de temperatura inferior a 221 K asociado a nubes de desarrollo vertical. Los centros de las nubes convectivas obtenidos de la posición geográfica de los centros de gravedad, presentan un notable alineamiento que ha sido caracterizado mediante regresión lineal. Se compara el alineamiento de los cúmulos con la orientación del propio frente, según la dirección principal del mismo. Esto permite desarrollar una metodología en el análisis comparativo de estructuras nubosas de diferentes orígenes, así como la mejora en el conocimiento de sus propiedades y evolución en el desplazamiento de los sistemas sinópticos, relativo a los paralelos geográficos.

Palabras clave: Climatología, Meteosat, canal infrarrojo, frentes, sistemas convectivos.

Abstract

A study of the properties of clouds at different levels within a front has been carried out by means of Meteosat images in the thermal infrared (IR) band. To do this, we define appropriate thresholds Brightness Temperature (TB) that allow delimit the area covered by clouds of different origin. First, the extensive area with brightness temperature less than 248 K, which is identified as a front, and on the other, the area of temperatures below 221 K associated with clouds of vertical development. The centers of the convective clouds obtained from the geographical position of the centers of gravity, have a remarkable alignment that it has been characterized by linear regression. It compares the alignment of the cumulus with the orientation of the front itself, as the main direction of it. This let us to develop a methodology for the comparative analysis of cloud structures of different origins, as well as improved knowledge of their properties and developments in the movement of synoptic systems, relative on the geographic parallels.

Key words: Climatology, Meteosat, infrared channel, fronts, convective systems.

1. Introducción

El estado atmosférico de la región definida por el Mediterráneo occidental y la Península Ibérica está afectado por el paso de depresiones generadas en el océano Atlántico o en el noroeste de Europa, pero también, por la influencia de la presencia del propio Mediterráneo y del norte de África. Las depresiones ocurridas en áreas específicas de la región mediterránea han sido tema de una extensa investigación climatológica (Maheras, 1979, 1983, 1988a; Katsoulis, 1980; Prezerakos, 1985; Flocas, 1988; Kassomenos *et al.*, 1998). En estos estudios, las depresiones fueron identificadas y clasificadas utilizando mapas sinópticos básicos.

El Mediterráneo central está afectado por depresiones en la circulación zonal del oeste, así como, al mismo tiempo está influenciado en gran parte por circulaciones meridionales y depresiones formadas sobre el Mediterráneo occidental y central o sobre el desierto del Sahara. La circulación meridional

es el factor principal que gobierna la mayoría de las precipitaciones sobre el conjunto de la cuenca mediterránea (Maheras, 1988a, 1988b; Maheras *et al.*, 1992, 2000, 2001; Ruiz-Leo *et al.*, 2011).

La influencia atlántica sobre la Península Ibérica está dominada por la llegada y paso de sistemas sinópticos (bajas presiones) originados fundamentalmente en latitudes alejadas y, en muchas ocasiones, su zona de ciclogénesis corresponde a la costa este de Norteamérica. Estos sistemas recorren el Atlántico conformando frentes asociados de tipo frente frío y frente cálido dependiendo de su evolución y organización en el seno del sistema sinóptico. Los sistemas frontales, especialmente los de carácter frío o los denominados ocluidos, están dotados de una importante actividad convectiva en su interior (Chalon, 1987; Trier *et al.*, 1991; Browning y Roberts, 1996; Browning *et al.*, 1997; Siqueira y Machado, 2004; Siqueira *et al.*, 2005; Siqueira y Marques, 2008, 2010).

La utilización de datos remotos y de imágenes obtenidas desde satélites artificiales ha permitido una mejora sustancial en el conocimiento de los mecanismos atmosféricos relacionados con la generación y desarrollo de nubes y precipitación, característicos en esta área tanto desde el punto de vista de escala sinóptica como mesoescalar. Se han realizado clasificaciones de tipos de cubiertas nubosas y de frentes gracias a las observaciones desde satélites (Rao *et al.*, 1990; Bader *et al.*, 1995). Por otra parte, se han desarrollado diferentes técnicas para tales clasificaciones, entre las que cabe citar métodos con umbrales (Karlsson y Liljsa, 1990), técnicas estadísticas (Desbois *et al.*, 1982; Seze *et al.*, 1986) y técnicas basadas en redes neuronales (Ebert, 1987; Welch, 1988; Key y Barry, 1989; Key, 1990; Welch y Sengupta, 1992; Bankert, 1994; Bankert y Aha, 1996).

La mayoría de los trabajos basados en el uso de imágenes infrarrojas (IR) de satélite, es sobre Complejos Convectivos de Mesoescala (CCM) (Maddox, 1980) o de una forma más general sobre Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM) (Fritsch *et al.*, 1986; Machado *et al.*, 1998). Los CCM se dan con gran frecuencia en regiones subtropicales o sobre extensas regiones continentales como el interior de Norteamérica y los SCM, de escalas menores pueden encontrarse en la Península Ibérica (Riosalido, 1991; Canalejo *et al.*, 1993, 1994; Carretero *et al.*, 1993; Martín *et al.*, 1994; Elvira *et al.*, 1996; Hernández *et al.*, 1998; Riosalido *et al.*, 1998; García-Herrera *et al.*, 2005; Vázquez y Maqueda, 2005) y Europa Occidental (Benech *et al.*, 1993; Morel y Senesi, 2002).

El estudio de SCM mediante datos de satélite se ha realizado tradicionalmente utilizando las áreas de cimas nubosas que superan la altura marcada por ciertas isotermas que representan umbrales de temperatura. Desde la definición inicial de CCM (Maddox, 1980), han sido los umbrales de $-32\text{ }^{\circ}\text{C}$ (241 K) y $-52\text{ }^{\circ}\text{C}$ (221 K) los que se han venido usando de forma más general.

Muchos de estos estudios han utilizado imágenes de satélites polares, de órbita baja, para caracterizar las nubes. La alta resolución espacial (sobre 1 km^2) de los satélites polares comparada con los satélites geoestacionarios (sobre 25 km^2) hace que se distingan mejor los detalles de la cubierta nubosa. Sin embargo, la alta resolución temporal de un satélite geoestacionario (media hora, para la primera generación de Meteosat, o 15 minutos en el caso de MSG (Meteosat Second Generation) hace que estos satélites sean más apropiados para estudios con más detalle de la evolución de las nubes.

Así, en este trabajo se pretende identificar nubes convectivas que se forman en un frente, cuando existe cierta actividad. La región donde hemos centrado el trabajo ha sido la Península Ibérica incluyendo un área atlántica y parte de la zona mediterránea. Se ha analizado la alineación de las nubes convectivas identificadas en el seno de un frente, la inclinación zonal del conjunto y su relación con la del propio frente, buscando una conexión entre las orientaciones de la extensa cubierta nubosa y de lo que podríamos interpretar como núcleo activo del frente.

Para el estudio han sido utilizadas imágenes de infrarrojo térmico del satélite Meteosat de primera generación. El criterio que se ha utilizado en este trabajo para seleccionar las nubes convectivas que se encuentran dentro del frente ha sido en base a la Temperatura de Brillo (TB) y tamaño de áreas que superan los umbrales considerados. Se han seleccionado todos aquellos sistemas cuya área máxima estuviera

sobre la isoterma de temperatura de brillo de $-52\text{ }^{\circ}\text{C}$ (221 K) (Augustine *et al.*, 1989; Riosalido *et al.*, 1998), y fuese igual o superior a 1000 km^2 ; para definir la cubierta nubosa del frente, el criterio utilizado ha sido que el área máxima dentro de la isoterma de $-25\text{ }^{\circ}\text{C}$ (248 K) fuese igual o superior a 100.000 km^2 .

Los satélites geoestacionarios pueden observar la atmósfera y su cubierta nubosa desde la escala global hasta la pequeña escala del sistema europeo Meteosat. En su versión de primera generación, lo hace con una frecuencia de 30 minutos y alta resolución (2,5 km para el visible, 5 km para el infrarrojo y el vapor de agua) lo que permite estudiar la evolución de la cubierta nubosa terrestre y las interacciones entre las distintas escalas de los procesos atmosféricos.

En cualquier caso, utilizando el canal IR puede conocerse la extensión y la altura, a través de la temperatura de brillo, de las cimas nubosas. En particular, se pueden identificar estructuras atmosféricas que llevan asociadas nubosidad como fenómenos convectivos y frentes. En el presente trabajo utilizaremos las propiedades descritas anteriormente para mejorar el conocimiento de estructuras nubosas a diferentes niveles en el interior de sistemas frontales.

El objetivo de este trabajo es presentar un estudio de las propiedades de las nubes a diferentes niveles dentro de un frente. Gracias a los criterios establecidos se obtiene la posición geográfica de las nubes convectivas y se busca un posible alineamiento de las mismas que por medio de la correlación de sus centros pueda ser comparado con la orientación del propio frente. La evolución temporal de todo el sistema frontal es también objeto del presente trabajo. Por medio de este método podemos tener un mejor conocimiento de las propiedades de las nubes de tipo convectivo que se desarrollan en el núcleo de un frente y su organización.

En las siguientes secciones, se exponen los datos y la metodología seguida, luego se analizará la situación sinóptica de los días 18 y 19 de diciembre de 2000 en el que un frente cruza la Península Ibérica de oeste a este, y mantiene cierta actividad convectiva en su interior.

2. Metodología

En este estudio se ha utilizado la Temperatura de Brillo (TB) de las imágenes de IR del satélite Meteosat (<http://www.eumetsat.int>) archivadas en el Departamento de Física de la Tierra II de la Universidad Complutense de Madrid. Estas cubren una región del globo que se extiende desde el Polo Norte hasta una latitud de 23° N . En los extremos inferiores de la imagen, la longitud abarca desde 27° W hasta 18° E . El canal infrarrojo, que recibe información de la banda $10.5\text{-}12.5\text{ }\mu\text{m}$ para la que la atmósfera es prácticamente transparente. En él se pueden identificar con gran claridad las cimas más frías de las nubes por contraste con superficies emisoras situadas más abajo y por ende a mayor temperatura.

Con intención de centrar el estudio a una región que incluya la Península Ibérica pero no sea excesivamente extensa, donde el tratamiento de los datos sea suficientemente consistente, se ha seleccionado un área rectangular de la imagen. La figura 1 corresponde al canal IR y el recuadro indica, aproximadamente, la superficie elegida para hacer el estudio de las nubes detectadas dentro de un frente. Esta área cubre parte del océano Atlántico, sur de Gran Bretaña, Francia, Península Ibérica, Mediterráneo occidental y una parte del norte de África. Así, la ventana geográfica está comprendida entre $32^{\circ}\text{N}/51^{\circ}\text{N}$ de latitud y $23^{\circ}\text{W}/10^{\circ}\text{E}$ de longitud.

El uso de imágenes infrarrojas de satélite usualmente requiere un umbral de temperatura de brillo para identificar tanto el frente como las nubes convectivas que forman parte de él, por eso el procedimiento utilizado ha consistido en identificar el frente con los umbrales de temperatura de brillo menor o igual a $-25\text{ }^{\circ}\text{C}$ y que tenga un área igual o superior a 100.000 km^2 . Una vez caracterizado el frente, el siguiente paso ha sido identificar cada una de las nubes con desarrollo vertical, e inmersas en dicho frente. En este caso, se han considerado los siguientes criterios: umbrales de temperatura de brillo $\leq -52\text{ }^{\circ}\text{C}$ y áreas iguales o superiores a 1000 km^2 . Después se realiza el cálculo de un conjunto de propiedades que

caracterizan las nubes: posición geográfica del centro geométrico (utilizando el concepto de centro de gravedad de una superficie), extensión y dirección de los ejes principales. Los cúmulos identificados por el umbral de $-52\text{ }^{\circ}\text{C}$ tienden a estar alineados, por lo que se determina una regresión lineal entre sus centros lo que permite obtener la orientación de éstos con la del propio frente. El coeficiente de correlación de la citada regresión ha sido determinado con su correspondiente nivel de significación estadística.

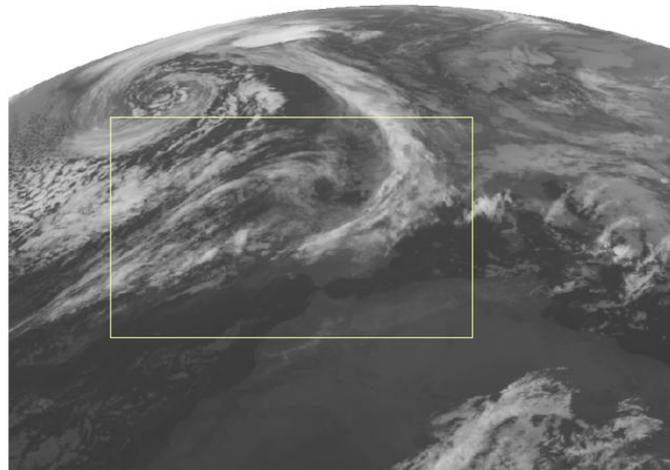


Figura 1: Imagen infrarroja del satélite Meteosat (18/12/2000, 0000 UTC) con la zona de estudio resaltada con el recuadro.

Para la obtención de estas propiedades se ha utilizado una adaptación en IDL (Interactive Data Language) del programa MASCOTTE (MAXimum Spatial CORrelation Tracking TEchnique, Carvalho y Jones, 2001). En la figura 2, se muestra el alineamiento de los cúmulos y la orientación del frente, utilizando la dirección principal de éste. La diferencia entre ambas orientaciones está indicada en la figura 2. Por otro lado, en la figura 3, se muestra la regresión entre los centros de los cúmulos, resaltando la inclinación respecto a los paralelos geográficos y el coeficiente de determinación R^2 .

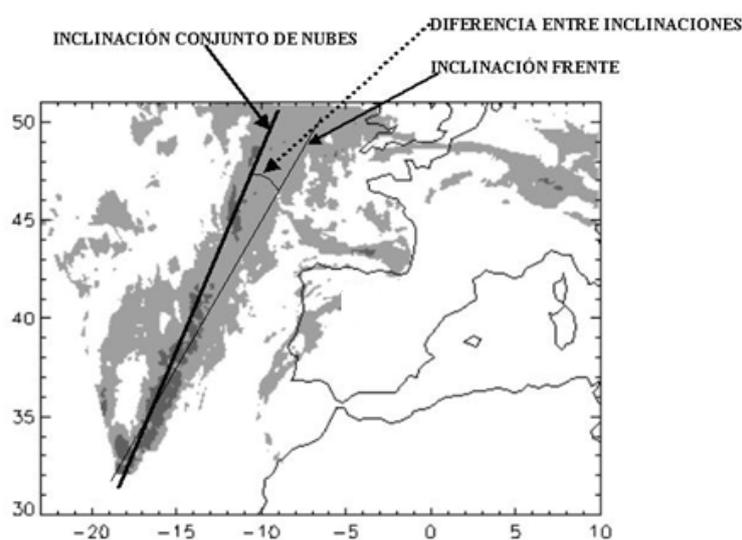


Figura 2: Imagen contorneada con escala de grises de las nubes y del frente del día 18 de diciembre a las 2200 UTC, en gris claro $TB \leq -25\text{ }^{\circ}\text{C}$, gris oscuro $TB \leq -52\text{ }^{\circ}\text{C}$ donde está representada la pendiente o inclinación del conjunto de nubes convectivas, del frente y la diferencia entre ellas.

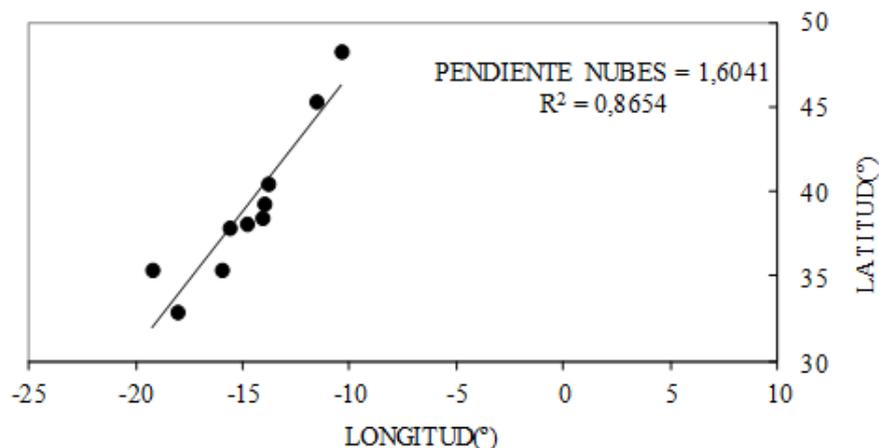


Figura 3: Posición de los centros de gravedad de las cimas nubosas con temperatura de brillo inferior o igual a $-52\text{ }^{\circ}\text{C}$ y el área $\geq 1000\text{ km}^2$, del día 18 de diciembre a las 2200 UTC. Se incluye la recta de ajuste de dichos centros, pendiente y coeficiente de determinación R^2 .

Se ha realizado también una caracterización de las propiedades atmosféricas mediante sondeos y análisis de mapas sinópticos de los días elegidos para completar el conocimiento de las situaciones.

El cálculo del centro de gravedad, en coordenadas de latitud y longitud, de las diferentes nubes convectivas así como la inclinación u orientación del frente, se ha realizado según el siguiente procedimiento:

Centro de gravedad del conjunto de nubes:

Las coordenadas espaciales del centro de gravedad (X_C , Y_C) están definidas en base a la Temperatura de Brillo, T_B , utilizando el concepto de media ponderada:

$$X_C = \frac{\sum_{i=1}^{N_p} X_i T_{Bi}}{\sum_{i=1}^{N_p} T_{Bi}} \quad (1)$$

$$Y_C = \frac{\sum_{i=1}^{N_p} Y_i T_{Bi}}{\sum_{i=1}^{N_p} T_{Bi}} \quad (2)$$

donde X_i y Y_i son las coordenadas geográficas (longitud y latitud) del centro de cada píxel de las nubes, y el sumatorio se realiza sobre todos los píxeles de la nube, es decir, aquellos que cumplen la condición impuesta por el umbral, siendo N_p el número de ellos que contiene.

Inclinación del frente:

La orientación del frente se realiza por medio de la recta de regresión de la nube puntos formada por las posiciones de todos los píxeles que lo constituyen, es decir, cuya temperatura de brillo es inferior o igual a $-25\text{ }^{\circ}\text{C}$, siendo sus coordenadas las correspondientes coordenadas geográficas como en el caso anterior. En consecuencia, la dirección que representa la orientación del frente está medida por el ángulo de la pendiente de regresión respecto a los paralelos, en sentido antihorario.

En el desarrollo de este trabajo, para la obtención del nivel de significación estadística del coeficiente de correlación R , entre dos conjuntos cualesquiera de datos X e Y de N elementos cada uno, se ha utilizado el estadístico t de Student, que es un test multivariante paramétrico definido como:

$$t = \frac{R}{\sqrt{1-R^2}} \sqrt{N-2} \quad (3)$$

Siendo X e Y dos poblaciones normales de N elementos, el estadístico t sigue una distribución de Student de $N-2$ grados de libertad, si dichas poblaciones son independientes entre sí (hipótesis nula). Por tanto, si el valor t obtenido a partir de los datos de X e Y es mayor que el correspondiente al de una distribución de Student con $N-2$ grados de libertad y nivel de significación α , la correlación dada por el coeficiente R será estadísticamente significativa con un nivel de confianza de $(1-\alpha)$. En el presente trabajo se utiliza un valor pequeño de α como usualmente es recomendado en este tipo de contraste de hipótesis.

2.1. Caracterización del estado atmosférico de 18-19 diciembre de 2000

En los días 18 y 19 de diciembre de 2000 un frente originado en el océano Atlántico evolucionó hasta llegar a las proximidades de la Península Ibérica (figura 4). En dicho frente existen nubes de desarrollo vertical en su interior que pueden formar un posible alineamiento entre ellas. En la figura 4, se muestran con un tono más marcado en el interior del frente.

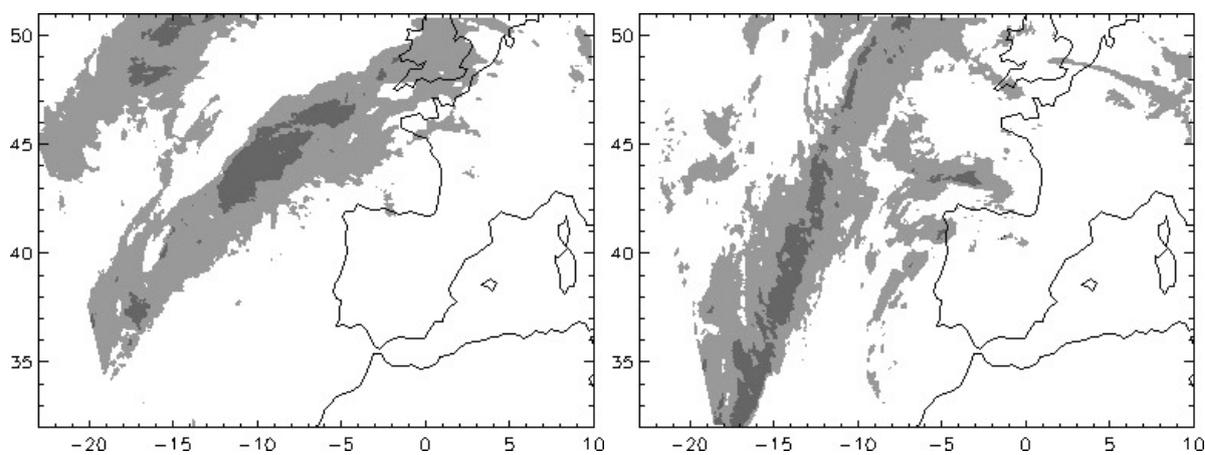


Figura 4: Imagen contorneada con escala de grises donde se identifican las nubes convectivas dentro del frente. Panel izquierdo: día 18 de diciembre a las 1200 UTC. Panel derecho: día 19 de diciembre a las 0000 UTC.

2.2. Análisis de diagramas termodinámicos

Los índices que se emplean para caracterizar la inestabilidad atmosférica en la troposfera son: el índice K (K index), TT ($Total Totals$), LI ($Lifted Index$), $CAPE$ ($Convective Available Potential Energy$) y CIN ($Convective INhibition$). Los tres primeros utilizan diferencias de temperatura (del aire seco y húmedo según el caso) entre distintos niveles atmosféricos y los dos últimos valoran la energía acumulada o deficitaria en la troposfera. Estos índices se obtienen de los diagramas termodinámicos (sondeos) realizados en estaciones sinópticas (Iribarne y Godson, 1996).

Los diagramas empleados para el estudio corresponden a los sondeos realizados en las estaciones de radiosondeo de La Coruña, Brest (Bretaña, Francia) y Camborne (sur-oeste de Inglaterra). Corresponden a estaciones afectadas por el paso del frente estudiado en este primer caso. Los sondeos se han obtenido de la página web de la Universidad de Wyoming [<http://weather.uwyo.edu/upperair/europe.html>]. Se han realizado sondeos a las 0000 y a las 1200 UTC.

A continuación, se presentan los sondeos mencionados y se reflejan las características más notables desde el punto de vista de la estabilidad de estratificación, obtenidos de los mismos.

La Coruña (43.36° N, 8.41° W)

En la tabla 1 se muestran los valores de los índices para el estudio de la inestabilidad de los sondeos de La Coruña. Se puede observar un valor negativo muy marcado en el índice CIN en el inicio del día 18, que aunque no se corresponde con valores altos de $CAPE$, refleja una cierta posibilidad de tormentas.

El índice TT se mantiene alto, juntamente con valores mayores de 20 °C en el índice K, lo que refleja cierta posibilidad de convección, en los dos días. No obstante, el índice LI, es positivo en todos los casos, correspondiendo a estabilidad, lo que puede interpretarse como que la situación sería moderada. Sólo en el caso del inicio de este periodo podría estimarse una velocidad vertical asociada a la convección, a través de CAPE: $w \approx \sqrt{2CAPE}$. Esta velocidad vertical puede estimarse en 1.22 m/s, es decir, muy pequeña para convección desarrollada.

Tabla 1: Índices de estabilidad para los sondeos de La Coruña para los días 18 y 19 de diciembre.

	18/dic/2000		19/dic/2000	
	0000 UTC	1200 UTC	0000 UTC	1200 UTC
TT (°C)	50.30	48.20	48.30	49.40
K (°C)	30.50	28.70	22.80	28.60
LI (°C)	4.74	5.87	4.17	6.55
CAPE (J/kg)	0.74	0.00	0.00	0.00
CIN (J/kg)	-360.35	0.00	0.00	0.00

Brest (48.45° N, 4.42° W)

Los sondeos de Brest (tabla 2) muestran resultados semejantes a los de la localización anterior, dando posibilidad de tormentas aisladas en base a los índices TT y K, salvo para el caso aislado del día 18 a las 1200 UTC en el que su valor es negativo (ambiente seco). Sin embargo, el resto de índices muestran poca potencialidad de tormentas, LI positivo, CAPE nulo o muy pequeño, y CIN nulo excepto al final del periodo de estudio LI = -1.75 °C el día 19 a las 1200 UTC. En este caso el índice CAPE, sirve para estimar una velocidad vertical de 7 m/s, relativamente baja en situaciones convectivas.

Tabla 2: Índices de estabilidad para los sondeos de Brest (Francia) los días 18 y 19 de diciembre.

	18/dic/2000		19/dic/2000	
	0000 UTC	1200 UTC	0000 UTC	1200 UTC
TT (°C)	52.40	47.80	49.50	48.90
K (°C)	27.80	-4.90	27.00	20.40
LI (°C)	2.99	8.08	9.29	2.25
CAPE (J/kg)	0.00	0.00	0.00	24.92
CIN (J/kg)	0.00	0.00	0.00	-1.75

Camborne (50.21° N, 5.29° W)

En los sondeos de Camborne (tabla 3) el índice K, que parte de un valor bajo, disminuye a lo largo del día 18 de diciembre hasta alcanzar un valor negativo a las 0000 UTC del día 19, lo que indica un ambiente predominantemente seco. Su carácter cambia en el último sondeo, K = 28 °C. El índice TT refleja la posibilidad de tormentas en todos los casos excepto en el de las 0000 UTC del día 19, coincidiendo con el valor resaltado de K. Esta situación se manifiesta también en el índice LI, que reflejando estabilidad, ésta se acentúa en dicho caso. Los índices CAPE y CIN toman valores nulos o muy pequeños salvo al final del período donde CIN toma el valor de -0.19 J/kg admitiendo cierta convección, corresponde con el valor máximo de K, es decir, con el de máxima humedad.

Tabla 3: Índices de estabilidad para los sondeos de Camborne (Inglaterra) los días 18 y 19 de diciembre.

	18/Dic/2000		19/Dic/2000	
	0000 UTC	1200 UTC	0000 UTC	1200 UTC
TT (°C)	53.40	55.00	15.20	50.20
K (°C)	5.90	1.70	-40.30	28.00
LI (°C)	3.52	1.63	9.25	2.99
CAPE (J/kg)	0.00	0.00	0.00	0.09
CIN (J/kg)	0.00	0.00	0.00	-0.19

Los índices, fundamentalmente TT y K, de los sondeos de La Coruña, Brest y Camborne indican una probable formación de convección debido a la aproximación del frente a estas estaciones de sondeos que han sido seleccionadas por ser las más próximas disponibles.

2.3. Análisis de la situación sinóptica

Las figuras 5 y 6 muestran la situación sinóptica de los días 18 y 19 de diciembre de 2000 a las 0000 UTC, respectivamente. Los mapas de superficie estudiados son del Servicio Meteorológico Británico (*Metoffice*) y se han obtenido del servidor de información meteorológica *Infomet* [<http://www.infomet.am.ub.es>] y los de 500 hPa (figuras 7 y 8) son del reanálisis NCEP [<http://www.wetter-zentrale.de/topkarten>].

En la figura 5 se observa una profunda depresión al sur de Islandia y una baja presión relativa en latitudes inferiores. En la figura 6, se observa cómo el centro de bajas presiones se ha aproximado a las Islas Británicas y la baja relativa ha desaparecido quedando inmersa en un sistema frontal muy bien definido. El frente asociado a la depresión del Atlántico puede atravesar la Península desplazando a las altas presiones que se observan en el interior y el Mediterráneo.

Para los mapas de la superficie isobárica de 500 hPa (figuras 7 y 8) podemos ver como hay un hundimiento en el oeste de las Islas Británicas que se corresponde con las bajas presiones en superficie, lo que favorece la formación de un frente.

3. Resultados

En este apartado se muestran los resultados obtenidos durante los días 18-19 de diciembre del 2000, después de calcular la posición geográfica (latitud y longitud del centro de gravedad) de las nubes convectivas que se encuentran dentro del frente según los umbrales de temperatura de brillo ($-52\text{ }^{\circ}\text{C}$) y área (1000 km^2), y realizar posteriormente la correlación de las posiciones para buscar un posible alineamiento de las nubes. Este alineamiento representado por la recta de ajuste se ha comparado con la dirección principal característica de la cubierta nubosa del sistema frontal, que ha sido obtenida mediante el análisis de direcciones principales.

La diferencia de ángulos entre la recta de ajuste de los cúmulos y la dirección principal del frente permite conocer la relación que existe entre la orientación del frente y las nubes de naturaleza convectiva que se encuentran contenidas en él.

Con el test de Student se ha visto si el valor obtenido de la correlación del ajuste de las posiciones del conjunto de nubes es significativo, así, hemos utilizado el nivel de significación estadística $\alpha = 0.10$, es decir, el correspondiente al nivel de confianza del 90%. En consecuencia, aquellos casos en los que el coeficiente de correlación R obtenido en el ajuste sea inferior al coeficiente que proporciona el test de Student, no han sido considerados por no ser suficientemente significativos.

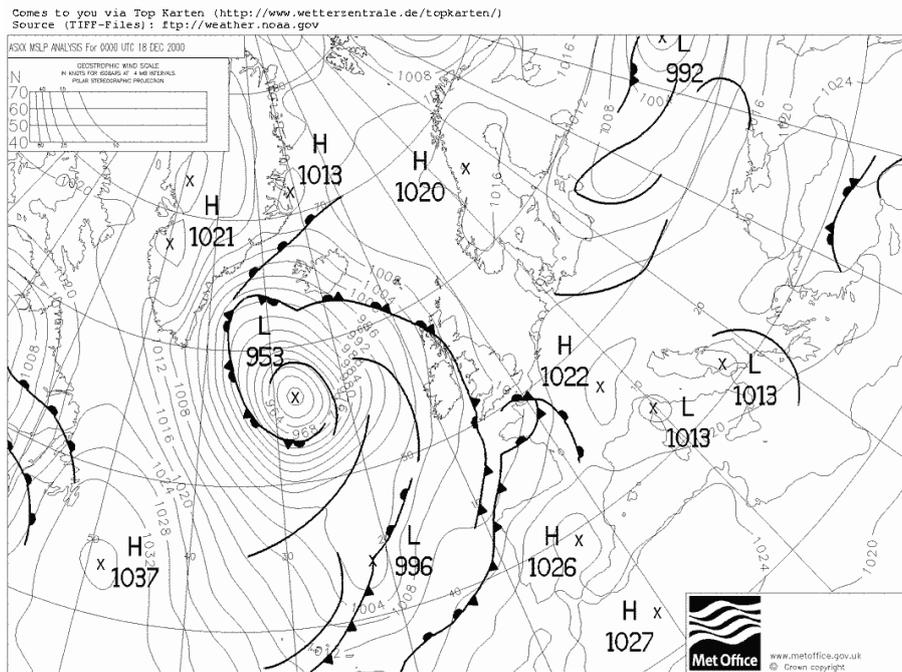


Figura 5: Situación sinóptica del día 18 de diciembre, 0000 UTC.

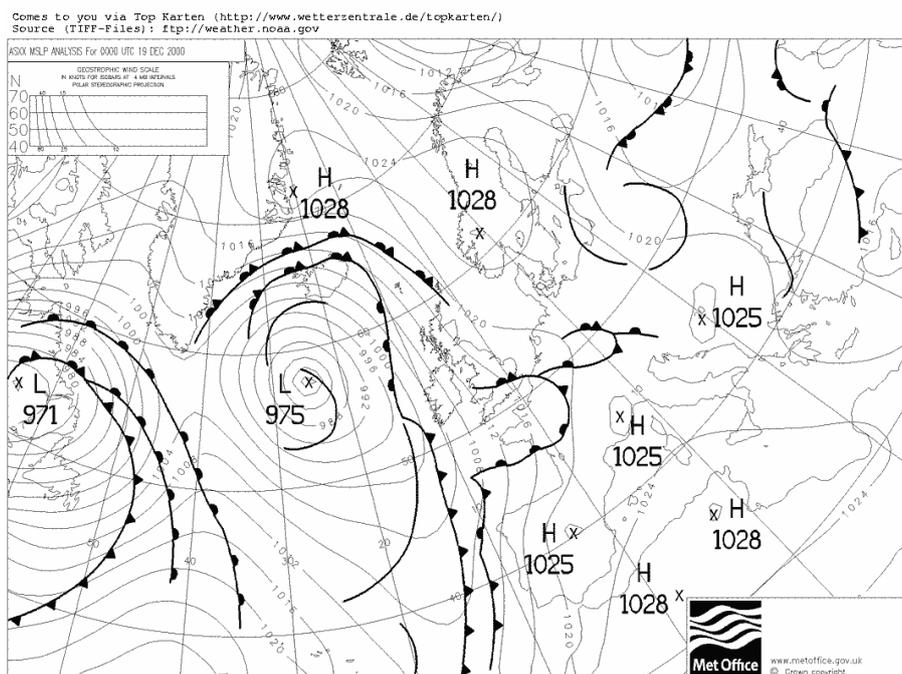


Figura 6: Situación sinóptica del día 19 de diciembre, 0000 UTC.

3.1. Situación 18-19 diciembre 2000

A continuación, se presentan los resultados de los días 18 y 19 de diciembre de 2000 (tablas 4 y 5). En cada una de ellas se indica el número de nubes convectivas dentro del frente, la pendiente de la recta de regresión respecto a la dirección zonal del conjunto de cúmulos y del frente con sus respectivos coeficientes de determinación, R^2 . También se muestran los ángulos que forman respecto a los paralelos geográficos y la diferencia de ángulos entre ellas.

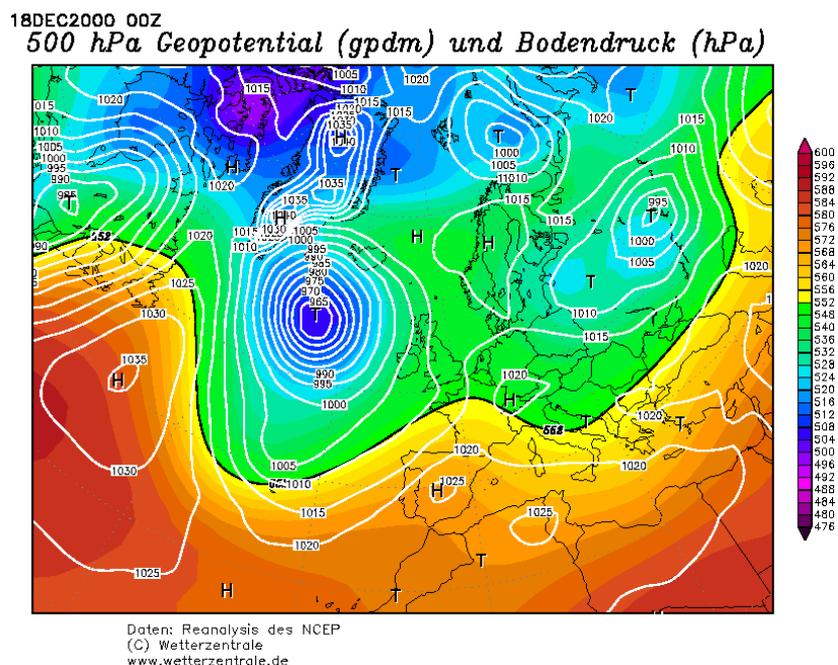


Figura 7: Geopotencial en 500 hPa (color) y presión en superficie en el suelo (líneas), del día 18 de diciembre, 0000 UTC.

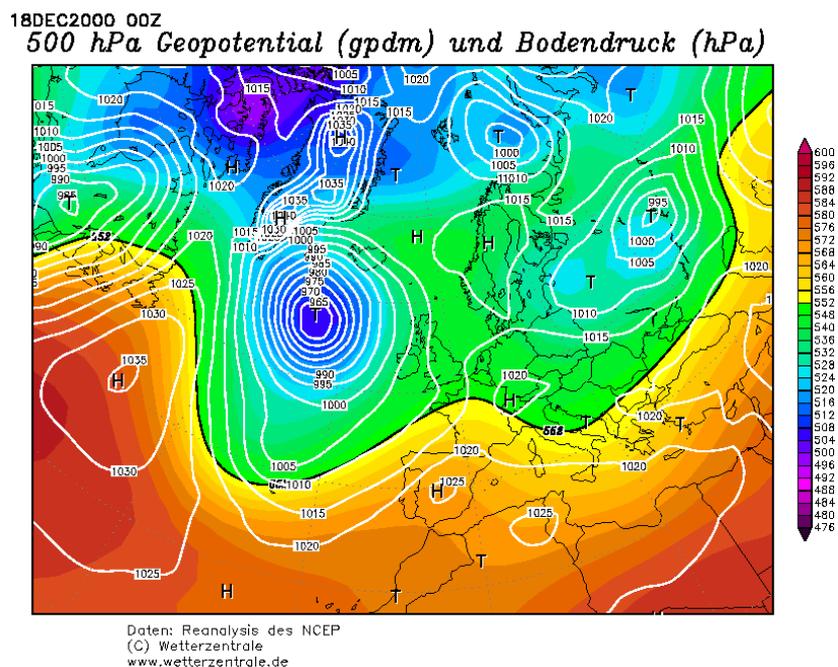


Figura 8: Geopotencial en 500 hPa (color) y presión en superficie en el suelo (líneas), del día 19 de diciembre, 0000 UTC.

18 de diciembre de 2000

Se puede observar, en la tabla 4, cómo los coeficientes de correlación R (en la tabla se presentan los coeficientes de determinación R^2) del ajuste de las nubes están comprendidos entre los 0.89 y 0.98, que superaban sobradamente el criterio utilizado del test de Student para el nivel de significación α de 0.1, lo que indica que las posiciones de los elementos convectivos forman un claro alineamiento. Sin embargo, a las 2130 UTC, donde el coeficiente de determinación R^2 es de 0.5259, a pesar de superar el test, puede considerarse ciertamente dudoso.

Tabla 4: Propiedades de las regresiones de nubes convectivas y frente del día 18 de diciembre.

Hora (UTC)	Nº de nubes	Pendiente nubes	R^2	Ángulo nubes (°)	Pendiente frente	R^2	Ángulo frente (°)	Diferencia de ángulos (°)
1200	5	0.7317	0.9769	36.19	0.2514	0.1749	14.10	22.08
1430	8	0.4221	0.8025	22.88	0.2497	0.2000	14.02	8.86
1500	8	0.6182	0.8653	31.72	0.2120	0.2132	14.10	17.62
1600	4	1.0430	0.9643	46.21	0.2417	0.3266	13.59	32.62
1730	5	0.9013	0.9612	42.03	0.3461	0.6247	19.09	22.94
1800	7	0.8643	0.9517	40.84	0.3512	0.6184	19.35	21.49
1830	6	0.8291	0.8815	39.66	0.3015	0.3434	16.78	22.88
1900	7	0.8183	0.8823	39.29	0.3391	0.4196	18.73	20.56
1930	5	0.7134	0.9191	35.50	0.3389	0.4182	18.72	16.78
2000	6	0.5576	0.8410	29.14	0.3569	0.4270	19.64	9.50
2130	9	0.5041	0.5259	26.75	0.3484	0.4154	19.21	7.54
2200	10	1.6041	0.8654	58.06	0.3508	0.4153	19.33	38.73
2230	5	1.6078	0.9012	58.12	1.1013	0.7223	47.76	10.36
2300	6	1.5542	0.9011	57.24	1.0867	0.7545	47.38	9.86
2330	6	1.4089	0.8875	54.63	0.7263	0.5299	35.99	18.64

En la figura 9 están representados los ángulos de la pendiente del alineamiento de los cúmulos, del frente y la diferencia entre ellos. Podemos ver como en todas las horas el ángulo de los cúmulos es mayor que el del frente, por lo que su diferencia es siempre positiva, está comprendida entre 10° y 40°. Esto podría interpretarse porque la convección generada en el interior del frente, se adelanta al eje del sistema frontal en latitudes inferiores mientras que la misma actividad convectiva se produce para zonas más retrasadas en latitudes superiores.

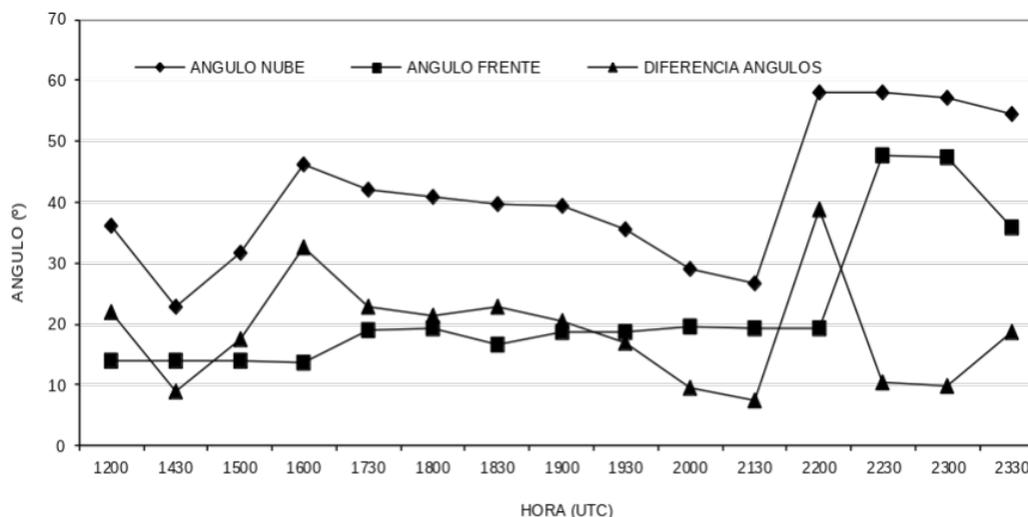


Figura 9: Gráfica donde está representado el ángulo de la nube, del frente y la diferencia entre sus ángulos en función de la hora (UTC) para el día 18 de diciembre.

La inclinación del alineamiento de nubes y de orientación del frente decrece en ambos casos hasta las 2130 UTC, y por otro lado, la diferencia de los ángulos se mantiene muy uniforme hasta llegar a las 2200 UTC donde aumenta considerablemente. Todo ello puede ser debido a que en la evolución del frente desde las 1200 UTC hasta llegar a las 2200 UTC es bastante regular, observándose una masa nubosa

compacta. Pero a las 2200 UTC dicha masa se fracciona dispersándose las de menor superficie. Todo esto motiva un cambio brusco en las pendientes de los dos ajustes (ver figura 9). Como consecuencia debería estudiarse separadamente las dos situaciones.

En la figura 10 se presenta la evolución las imágenes resaltadas correspondientes al canal infrarrojo térmico de cada una de las horas del día 18 de diciembre, donde han sido contorneadas con una escala de grises para aquellas temperaturas de brillo ≤ -52 °C para el caso de las nubes convectivas y ≤ -25 °C para el frente.

19 de diciembre de 2000

Para el día 19 de diciembre (tabla 5) la diferencia de ángulos entre la pendiente del alineamiento de las nubes convectivas y el frente evolucionan desde las 0000 UTC con 11° hasta llegar a las 0600 UTC con casi 35° de diferencia lo que indica que tienden a separarse las pendientes. En la figura 11 se muestra como tanto la inclinación del frente como la disposición de los cúmulos se mantienen con pequeña variación, al contrario de lo que ocurría en el día anterior. La media calculada de la diferencia de ángulos para este día es de 30.13°. En este caso, el coeficiente de determinación R^2 de la pendiente de las nubes está comprendido entre los 0.72 y 0.95, lo que indica que las posiciones de las nubes mantienen una estructura regular dentro del frente.

Tabla 5: Propiedades de las regresiones de nubes convectivas y frente del día 19 de diciembre.

Hora (UTC)	Nº de nubes	Pendiente nubes	R^2	Ángulo nubes (°)	Pendiente frente	R^2	Ángulo frente (°)	Diferencia de ángulos (°)
0000	9	1.6769	0.9519	59.19	1.1168	0.7021	48.16	11.03
0030	9	1.7025	0.9129	59.57	0.6820	0.5060	34.32	25.25
0100	8	1.6146	0.9038	58.22	0.6445	0.4163	32.80	25.43
0130	7	1.6414	0.8519	58.64	0.5932	0.3655	30.68	27.97
0200	10	1.8568	0.8073	61.69	0.5888	0.3711	30.49	31.20
0230	13	2.0781	0.8928	64.30	0.5866	0.3724	30.40	33.90
0300	9	1.9364	0.9090	62.68	0.5792	0.3728	30.08	32.61
0330	7	2.283	0.9073	66.34	0.5584	0.3682	29.18	37.17
0400	10	2.0565	0.7471	64.06	0.5452	0.3533	28.60	35.47
0430	9	2.1357	0.7481	64.90	0.5314	0.3274	27.99	36.92
0600	10	1.8954	0.7246	62.18	0.5254	0.3170	27.72	34.46

La figura 12 corresponde a las imágenes contorneadas del día 19 de diciembre de 2000, reflejando el comportamiento descrito anteriormente y evidenciando una importante inmovilidad del sistema sinóptico analizado. Por otra parte, en el contexto del sistema frontal analizado, pero de forma independiente se observa la formación de una estructura convectiva delante del frente, en el Cantábrico, que influye sobre el norte de España. La estructura evoluciona adquiriendo características ciclónicas, cuyo análisis, quedaría fuera del objetivo central del presente trabajo.

Un análisis de los datos con los dos días en conjunto muestran una evolución desigual, sobre todo en el fenómeno convectivo, ya que inicialmente el frente que tiene una disposición predominantemente zonal con inclinación en torno a 10°, pasa horas antes del cambio de fecha a una inclinación del orden de 45°, volviendo, al día siguiente, a alrededor de 30° que conserva durante el resto del periodo analizado. Simultáneamente, el desarrollo convectivo sufre un decaimiento, reflejándose por la disminución de las áreas de los cúmulos y pérdida en la correlación de la recta de regresión de sus centros de gravedad. Esto se podría interpretar como breve episodio de frontólisis durante varias horas de la tarde del día 18 (de 1600 a 1900 UTC). No obstante, la inmovilidad del sistema en el segundo día, propicia una intensificación de la actividad convectiva en el interior del frente.

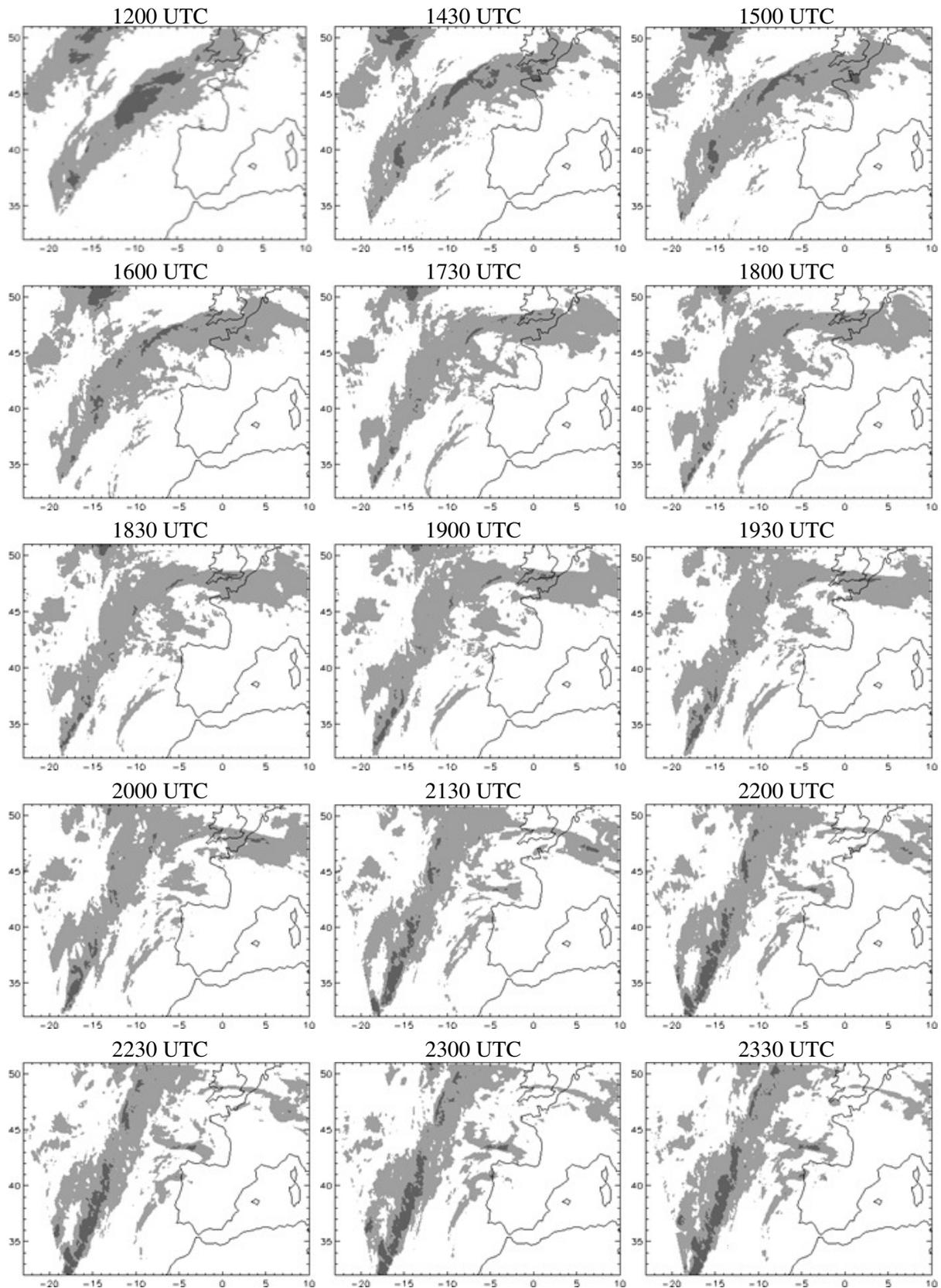


Figura 10: Imágenes contorneadas en escala de grises para aquellas temperaturas de brillo que sean $\leq -52^{\circ}\text{C}$ para el caso de las nubes convectivas, y $\leq -25^{\circ}\text{C}$ para el frente, de las 1200 a las 2330 UTC del día 18 de diciembre.

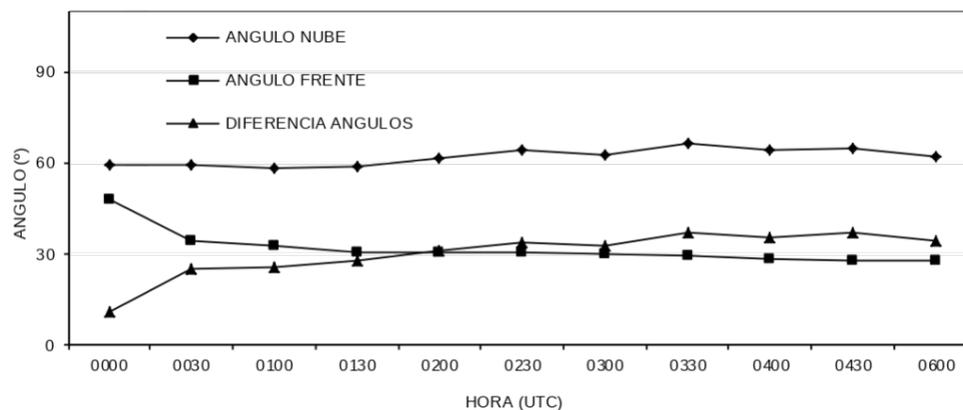


Figura 11: Gráfica donde está representado el ángulo de la nube, del frente y la diferencia entre sus ángulos en función de la hora (UTC) para el día 19 de diciembre.

4. Resumen y conclusiones

Mediante el procedimiento de la determinación de zonas nubosas con diferentes temperaturas de brillo proporcionadas por la observación remota desde el satélite Meteosat, y fijando ciertos valores umbrales, pueden identificarse sistemas nubosos de naturaleza distinta, como nubes de evolución vertical dentro de un sistema frontal extenso de cima de nube a menor altura.

Este trabajo ha consistido fundamentalmente en el desarrollo de una metodología conducente a la identificación y descripción de fenómenos en los que se relacionan áreas nubosas de distinto origen. En él, se han obtenido los resultados que se resaltan a continuación para un episodio la presencia de un sistema frontal en el Atlántico próximo a la Península Ibérica.

Las imágenes que se han empleado corresponden a los días 18-19 de diciembre de 2000, donde se inició en cada una de las situaciones un frente en el océano Atlántico que evolucionó hasta llegar a la Península Ibérica. Gracias a las imágenes del canal IR del satélite Meteosat primera generación, se ha realizado el estudio de las propiedades de las nubes convectivas ligadas al frente mediante la definición de apropiados umbrales de temperatura de brillo y tamaño.

A partir de los diagramas termodinámicos comprobamos que el desarrollo convectivo se vio favorecido por la proximidad del frente en las diferentes estaciones de sondeo. Con la situación sinóptica de los días de estudio se detallan las áreas de baja presión que favorecen la aparición de los frentes que pueden pasar por la Península.

Los resultados obtenidos en este análisis muestran que el frente generado tiene asociados fenómenos convectivos que forman un claro alineamiento entre sí, pero no coincidente con el eje de la estructura extensa. Las pendientes o inclinaciones obtenidas por medio de la regresión entre sus centros de gravedad, son mayores, en general, que la inclinación del propio frente, caracterizada por la dirección principal de la cubierta nubosa.

El desplazamiento de todo el sistema frontal y de las nubes de desarrollo vertical se produce básicamente según un movimiento zonal, aunque mostrándose cierta estacionariedad, lo que se deduce de la regularidad en la evolución de las pendientes estudiadas.

La diferencia entre los ángulos de las nubes de desarrollo y el propio frente es positiva, lo que indica que el desarrollo convectivo se produce antes (según el avance zonal del sistema frontal) en latitudes inferiores que en las superiores.

En futuros desarrollos, se pretende profundizar más en el estudio de las propiedades de las nubes ligadas a un frente, con la realización de una estadística más extensa con más situaciones, una ampliación de la región de estudio, el análisis de otras propiedades, como pudiera ser la relación de áreas limitadas por las líneas de temperaturas umbrales manejadas en este trabajo, etc.

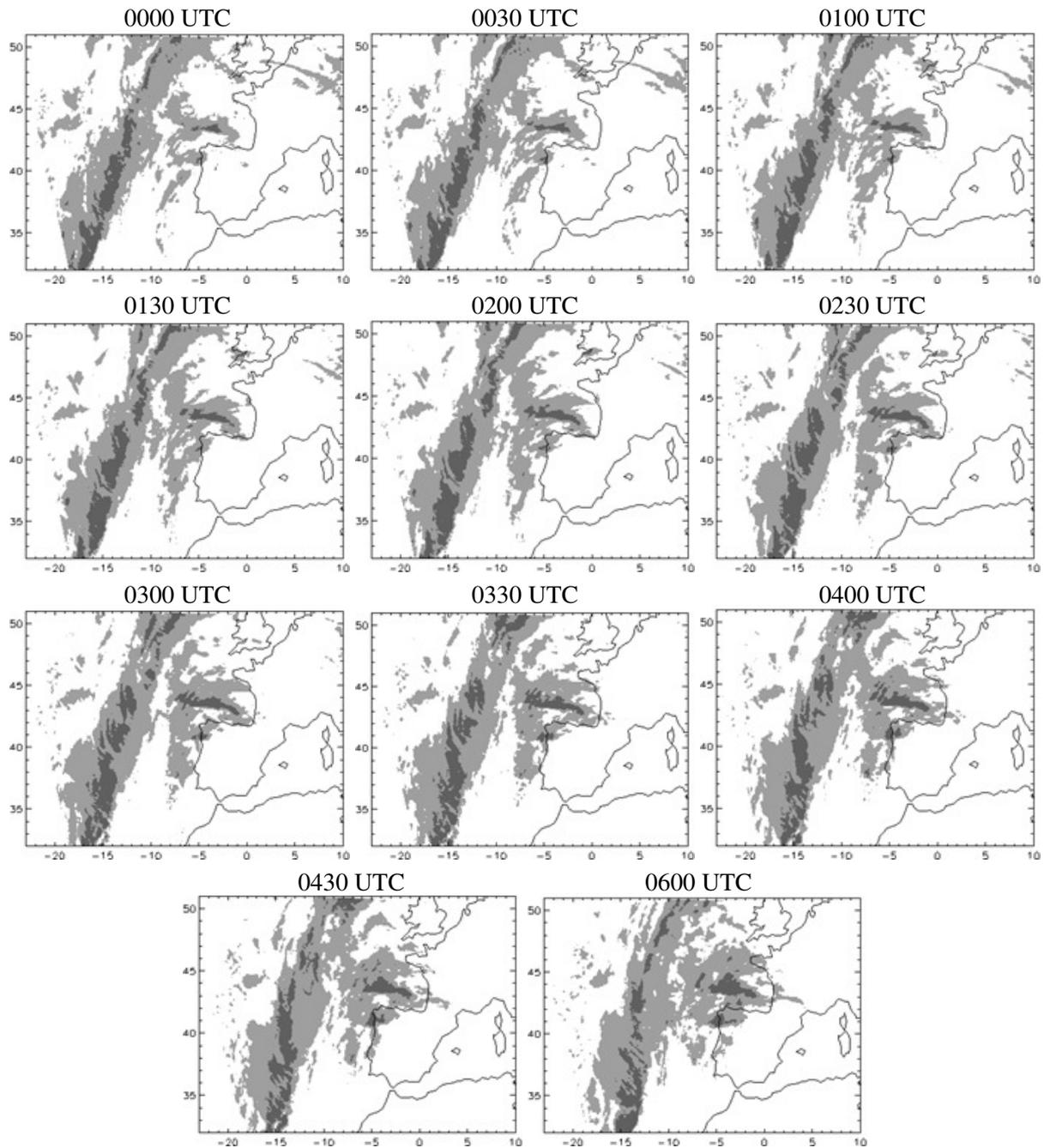


Figura 12: Imágenes contorneadas en escala de grises para aquellas temperaturas de brillo que sean ≤ -52 °C para el caso de las nubes convectivas, y ≤ -25 °C para el frente, de las 0000 a las 0600 UTC del día 19 de diciembre.

5. Bibliografía

Augustine JA, Tollerud EI, Jamison BD (1989): Distributions and other general characteristics of mesoscale convective systems during 1986 as determined from GOES infrared imagery. Pp. 437-442 in preprint volume of the 12th Conference on weather analysis and forecasting, 2-6 October 1989, Monterey, CA, USA.

Bader MJ, Forbes GS, Grant JR, Lilley RBE Waters, AJ (1995): *Images in Weather Forecasting: A Practical Guide for Interpreting Satellite and Radar Imagery* (Cambridge: Cambridge University Press).

- Bankert RL (1994): Cloud classification of AVHRR imagery in maritime regions using a Probabilistic Neural Network. *Journal of Applied Meteorology*, 33:909-918.
- Bankert RL, Aha DW (1996): Improvement to a neural network cloud classifier. *Journal of Applied Meteorology*, 35:2036-2039.
- Benech B, Brunet H, Jacq V, Payen M, Rivrain JC, Santurette P (1993): La catastrophe de Vaison-La-Romain et les violentes précipitations de septembre 1992: Aspects météorologiques. *La Météorologie*, 8e série, 1:72-90.
- Browning KA, Roberts NM (1996): Variation of frontal and precipitation structure along a cold front. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 122:1845-1872.
- Browning KA, Roberts NM, Illingworth AJ (1997): Mesoscale analysis of the activation of a cold front during cyclogenesis. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 123:2349-2375.
- Canalejo M, Carretero O, Riosalido R (1993): *Sistemas Convectivos de Mesoescala 1990*. Nota Técnica STAP nº 9, Instituto Nacional de Meteorología, Madrid, 139 pp.
- Canalejo M, Carretero O, Riosalido R (1994): *Sistemas Convectivos de Mesoescala 1992*. Nota Técnica STAP nº 14, Instituto Nacional de Meteorología, Madrid, 54 pp.
- Carretero O, Canalejo M, Riosalido R (1993): *Sistemas Convectivos de Mesoescala 1991*. Nota Técnica STAP nº 12, Instituto Nacional de Meteorología, Madrid, 122 pp.
- Carvalho LMV, Jones C (2001): A Satellite Method to Identify Structural Properties of Mesoscale Convective Systems Based on the Maximum Spatial Correlation Tracking Technique (MASCOTTE). *American Meteorological Society*, 40:1683-1701.
- Chalon JP (1987): Landes-fronts 84, une expérience d'étude des bandes convectives associées aux systèmes frontaux. *La Météorologie*, 16:7-23.
- Desbois M, Seze G, Szejwach G (1982): Automatic classification of clouds on Meteosat imagery: Application to high-level clouds. *Journal of Applied Meteorology*, 21:401-412.
- Ebert E (1987): A pattern recognition for distinguishing surface and cloud types in the polar regions. *Journal of Applied Meteorology*, 26:1412-1427.
- Elvira B, Carretero O, Riosalido R (1996): *Sistemas Convectivos de Mesoescala 1994*. Nota Técnica STAP nº 24, Instituto Nacional de Meteorología, Madrid, 146 pp.
- Flocas AA (1988): Frontal depressions over the Mediterranean Sea and central southern Europe. *Mediterranée*, 4:43-52.
- Fritsch JM, Kane RJ, Chelius CR (1986): The contribution of mesoscale convective weather systems to the warm-season precipitation in the United States, *J. Climate Appl. Meteor.*, 25:1333-1345.
- García-Herrera R, Hernández E, Paredes D, Barriopedro D, Correoso JF, Prieto L (2005): A MASCOTTE based characterization of MCSs over Spain 2000-2002. *Atmos. Res.*, 73:261-282.
- Hernández E, Cana L, Díaz J, García R, Gimeno L (1998): Mesoscale Convective Complexes over the western Mediterranean area during 1990-1994. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 68:1-12.
- Iribarne JV, Godson WL (1996): *Termodinámica de la atmósfera*. Ed. Ministerio de Medio Ambiente. Dirección General del Instituto Nacional de Meteorología. Publicación B-36.
- Karlsson KG, Liljsa E (1990): *The SHMI model for cloud and precipitation analysis from multispectral AVHRR data*. Technical report 10, Swedish Meteorological and Hydrological Institute.

- Kassomenos P, Flocas H, Lykoudis S, Petrakis M (1998): Analysis of mesoscale patterns in relation to synoptic conditions over an urban Mediterranean basin. *Theoretical and Applied Climatology*, 59:215-229.
- Katsoulis BD (1980): Climatic and synoptic considerations of the Mediterranean depressions developing and passing over or near the Balkan Peninsula. *Proceedings of the 1st Hellenic-British Climatological Congress*, Athens, 1980 (Athens: Hellenic Meteorological Society), pp. 73-84.
- Key J, Barry RG (1989): Cloud cover analysis with Arctic Advanced Very High Resolution Radiometer data, 1: Cloud detection. *Journal of Geophysical Research*, 94:18521-18535.
- Key J (1990): Cloud cover analysis with Arctic Advanced Very High Resolution Radiometer data, 2: Classification with spectral and textural measures. *Journal of Geophysical Research*, 95:7661-7676.
- Machado LAT, Rossow WB, Guedes RL, Walker AW (1998): Life cycle variations of mesoscale convective systems over the Americas. *Mon. Weather Rev.* 126:1630-1654.
- Maddox RA (1980): Mesoscale convective complexes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 61:1374-1387.
- Maheras P (1979): *Climatologie de la mer Egée et de ses marges continentales*. Thèse d'Etat, Université de Dijon.
- Maheras P (1983): Les types de temps depressionnaire pertubes au-dessus de la mer Egee. *Rivista di Meteorologia Aeronautica*, 43:13-22.
- Maheras P (1988a): The synoptic weather types and objective delimitation of the winter period in Greece. *Weather*, 43:40-45.
- Maheras P (1988b): Changes in precipitation conditions in the Western Mediterranean over the last century. *Journal of Climatology*, 8:179-189.
- Maheras P, Balafoutis CH, Vafiadis M (1992): Precipitation in the central Mediterranean during the last century. *Theoretical and Applied Climatology*, 45:209-216.
- Maheras P, Patrikas I, Karacostas TH, Anagnostopoulou, CH (2000): Automatic classification of circulation types in Greece: methodology, description, frequency, variability and trend analysis. *Theoretical and Applied Climatology*, 67:205-223.
- Maheras P, Flocas HA, Patrikas I, Anagnostopoulou CH (2001): A 40 year objective climatology of surface cyclones in the Mediterranean region: spatial and temporal distribution. *International Journal of Climatology*, 21:109-130.
- Martín F, Elizaga F, Carretero O, Riosalido R (1994): *Sistemas Convectivos de Mesoescala 1993*. Nota Técnica STAP nº 15, Instituto Nacional de Meteorología, Madrid, 136 pp.
- Morel C, Senesi S (2002): Climatology of European MCSs: II. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 128:1973-1995.
- Prezerakos NG (1985): The northwest African depressions affecting the south Balkans. *Journal of Climatology*, 5:643-654.
- Rao PK, Holms SJ, Anderson RK, Winston JS, Lehr PE (1990): *Weather Satellites: Systems Data and Environmental Applications*. Boston, American Meteorological Society.
- Riosalido R (1991): Caracterización mediante imágenes de satélite de los Sistemas Convectivos de Mesoescala durante la Campana Previmet Mediterráneo-89. *II Simposio Nacional de Predicción*, Instituto Nacional de Meteorología, Madrid, pp. 135-148.
- Riosalido R, Elizaga F, Carretero O, Martín F (1998): *Satellite climatology of Mesoscale convective systems in the surroundings of the Iberian Peninsula: application to torrential rainfall detection* (in Spanish). Nota Técnica STAP nº 29, Instituto Nacional de Meteorología, Madrid.

- Ruiz-Leo AM, Hernández E, Queralt S, Maqueda G (2011): Convective and stratiform precipitation trends in the Spanish Mediterranean coast. *J. Atmos. Res.*, DOI: 10.1016/J.Atmos.Res.2011.07.019.
- Seze G, Drake F, Desbois M, Henderson-Sellers A (1986): Total and low cloud amounts over France and southern Britain in the summer of 1983: comparison of surface-observed and satellite retrieved values. *Int. J. Remote Sensing*, 7:1031-1050.
- Siqueira JR, Machado LAT (2004): Influence of the frontal systems on the day-to-day convection variability over South America. *Journal of Climate*, 17:1754-66.
- Siqueira JR, Rossow WB, Machado LAT, Pearl C (2005): Structural characteristics of convective systems over South America related to cold frontal incursions. *Mon. Weath. Rev.*, 133:1045-64.
- Siqueira JR, Marques VS (2008): Occurrence frequencies and trajectories of mesoscale convective systems over southeast Brazil related to cold frontal and non-frontal incursions. *Aust. Met. Mag.*, 57:345-57.
- Siqueira JR, Marques VS (2010): Structural characteristics of mesoscale convective systems over southeast Brazil related to cold frontal and non-frontal incursions. *Australian Meteorological and Oceanographic Journal*, 60:49-62.
- Trier SB, Parsons DB, Clark JEE (1991): Environment and evolution of a cold-frontal mesoscale convective system. *Monthly Weather Review*, 119:2429-2455.
- Vázquez M, Maqueda G (2005): Aplicación del canal WV al estudio de un fenómeno convectivo. *Rev. de Teledetección*, 24:27-30.
- Welch RM (1988): Cloud field classification based upon high spatial resolution textural features 1: Gray level co-occurrence matrix approach. *Journal of Geophysical Research*, 93:12663-12681.
- Welch RM, Sengupta SK (1992): Polar cloud and surface classification using AVHRR imagery: an inter-comparison of methods. *Journal of Applied Meteorology*, 31:405-419.