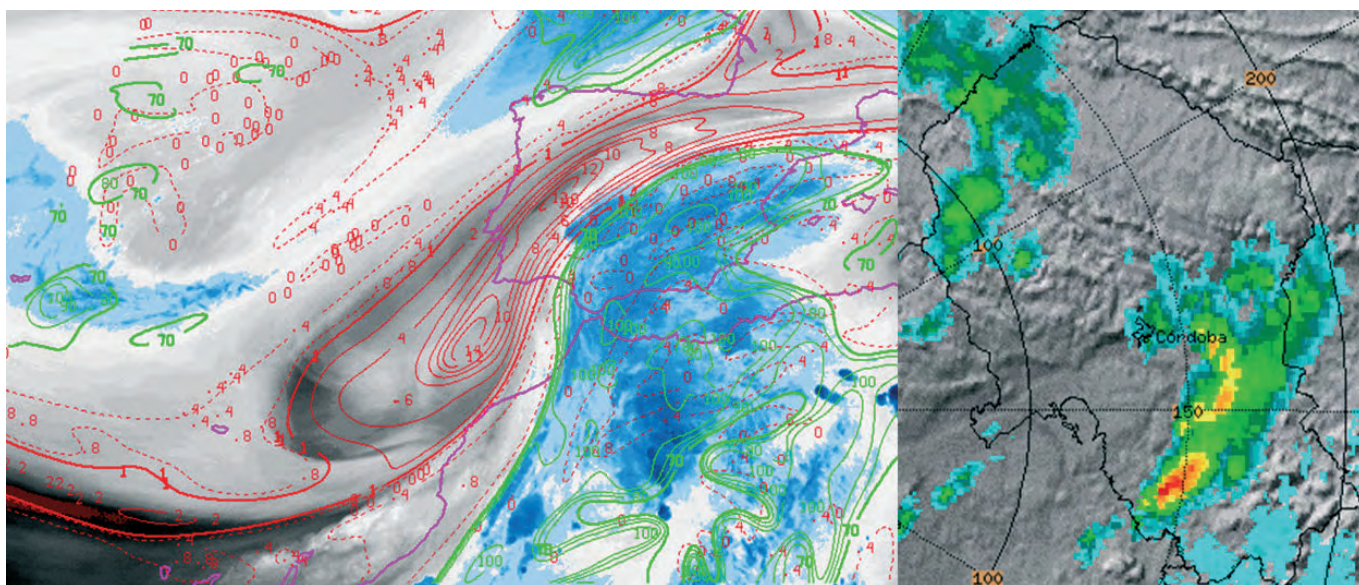




MINISTERIO
DE AGRICULTURA, ALIMENTACIÓN
Y MEDIO AMBIENTE

Aemet
Agencia Estatal de Meteorología

ESTUDIO METEOROLÓGICO DEL EPISODIO TORMENTOSO Y PRECIPITACIONES TORRENCIALES DEL 16 DE AGOSTO DE 2010 EN AGUILAR DE LA FRONTERA (CÓRDOBA)



Nota técnica 5 de AEMET

NIPO: 784-11-012-7

**Agencia Estatal de Meteorología
Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente**

2012

Coordinador:

Jesús Riesco Martín

Autores Principales:

José María Sánchez-Laulhé Ollero (Capítulo I)
Pablo Aguayo Maldonado y Jesús Riesco Martín (Capítulo II)
Juan de Dios Soriano Romero (Capítulo III)
Fausto Polvorinos Pascual (Capítulo IV)
Alejandro Roa Alonso (Capítulo V)

Otros Autores:

Carlos Jiménez Alonso (Capítulos I y IV)
Carmen Sánchez de Cos Escuin (Capítulos I y IV)
Petra Ramos Calzado (Capítulo II)
Francisco José Pérez Simón (Capítulos III y V)
Francisco Javier Díaz Bárcena (Capítulo V)
Alicia López Rejas (Capítulo V)

PRÓLOGO

El presente documento constituye una Nota Técnica elaborada por un grupo de profesionales de la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) pertenecientes a la Delegación de Andalucía, Ceuta y Melilla, al Área de Técnicas y Aplicaciones de Predicción (ATAP) y al Centro Nacional de Predicción (CNP), y tiene como fin primordial poner de manifiesto las características meteorológicas fundamentales del episodio tormentoso torrencial que tuvo lugar durante la tarde noche del 16 de agosto de 2010 en la provincia de Córdoba, afectando especialmente a las localidades de Aguilar de la Frontera y Bujalance.

Uno de los ejes estratégicos de la AEMET es la contribución a la seguridad de vidas y bienes mediante el afinamiento de las predicciones meteorológicas y la mejora continuada en la vigilancia de los fenómenos potencialmente adversos que se puedan producir. Sirva pues este trabajo como marco de referencia de un tipo de situaciones al que se puede llegar mediante la coexistencia en una misma zona, de determinados elementos meteorológicos que confirieron altísima peligrosidad a la situación atmosférica. Desde luego nos encontramos ante un episodio poco habitual por su magnitud, en la que el rasgo dominante fue esa presencia local y simultánea de varios ingredientes cruciales. Aunque los modelos meteorológicos, las técnicas de vigilancia atmosférica y la experiencia humana de los equipos de predicción y vigilancia han avanzado mucho, nos hallamos ante una situación de enorme complejidad predictiva que presentó características excepcionales en un reducido ámbito espacial.

Aparte de la relevancia del evento en sí mismo, se trata de proporcionar una visión holística en la que ocupan una posición preferencial el análisis de las variables meteorológicas fundamentales, el estudio a partir de las herramientas de teledetección disponibles y la constatación de las dificultades intrínsecas de tipo técnico que presenta el seguimiento en tiempo real de una situación de tales características.

A tal efecto se ha estructurado la publicación del siguiente modo. El capítulo I versa sobre el establecimiento del modelo o modelos conceptuales que mejor parecen explicar lo sucedido desde un punto de vista sinóptico y mesoescalar. El capítulo II muestra las características extraordinarias del suceso pluviométrico desde un punto de vista fenomenológico y climatológico. En el tercero se identifican en la mesoescala, diversos elementos clave, desde la gran inestabilidad termodinámica disponible hasta las causas que produjeron el disparo convectivo y los motivos de la estacionariedad de la estructura tormentosa. El capítulo IV trata de caracterizar dicha estructura en virtud de un análisis y diagnóstico basados en los sistemas de teledetección (satélite, radar y red de descargas eléctricas). El quinto hace hincapié en las herramientas existentes para la predicción y vigilancia operativas, y en el sexto tema el objetivo es la presentación de las conclusiones que se han extraído tras el estudio y que pueden servir como referencia futura en el caso de que vuelvan a acaecer episodios de cierta similitud con el que nos ocupa. También cabe mencionar la existencia de un anexo con antecedentes o referencias de este tipo de situaciones en la bibliografía mundial.

AEMET.
Abril de 2012.

ÍNDICE TEMÁTICO

I.- CONSIDERACIONES MACRO Y MESOESCALARES

- I.1.- Descripción de los fenómenos registrados
- I.2.- Ambiente sinóptico y de gran escala
- I.3.- Evolución sinóptica
- I.4.- Aspectos mesoescalares
- I.5.- Una interpretación de la persistencia de las lluvias en Aguilar

II.- DATOS DE SUPERFICIE Y VALORACIÓN CLIMATOLÓGICA

- II.1.- Análisis espacial de la precipitación
- II.2.- Análisis temporal de la precipitación en Aguilar de la Frontera
- II.3.- Valoración climatológica del episodio

III.- ANÁLISIS MESOESCALAR

- III.1.- Introducción
- III.2.- Evolución del perfil termodinámico
- III.3.- Análisis mesoescalar: influencia de la orografía y características de las masas de aire en niveles bajos
- III.4.- Ingredientes finales para el disparo convectivo
- III.5.- Carácter cuasiestacionario de la estructura tormentosa

IV.- ANÁLISIS DE LAS ESTRUCTURAS CONVECTIVAS A PARTIR DE LA TELEDETECCIÓN

- IV.1.- Imágenes de satélite
- IV.2.- Rayos
- IV.3.- Radar y estructura

V.- COMPORTAMIENTO DE LOS MODELOS Y HERRAMIENTAS DE PREDICCIÓN Y VIGILANCIA

- V.1.- Comportamiento de modelos numéricos y herramientas de corto plazo.
- V.2.- Comportamiento de las herramientas y productos de teledetección para la predicción a muy corto plazo.

VI.- RESUMEN Y CONCLUSIONES

- VI.1.- Valoración de los fenómenos registrados
- VI.2.- Interpretación sinóptica y mesoescalar
- VI.3.- Elementos clave en la teledetección
- VI.4.- Complejidad técnica del episodio

VII.- BIBLIOGRAFÍA

ANEXO A.- ANTECEDENTES

ANEXO B.- LISTA DE ACRÓNIMOS

ANEXO C.- AGRADECIMIENTOS

I.- CONSIDERACIONES MACRO Y MESOESCALARES

I.1.- Descripción de los fenómenos registrados

Durante la tarde y noche del lunes 16 de agosto de 2010 se desarrollaron tormentas fuertes acompañadas de precipitaciones intensas en la mitad sur peninsular y en lugares de la zona centro.

Destacaron por su virulencia y adversidad las acaecidas en algunas zonas de la Campiña Cordobesa como en los términos municipales de Aguilar de la Frontera y Bujalance, en donde fueron persistentes y torrenciales y produjeron una inundación repentina (“flash flood”).

En la figura I.1.1 se observa la posición de la localidad más afectada, Aguilar de la Frontera, en el tramo medio del Valle del Guadalquivir, próxima a la cordillera Subbética y al norte del pasillo del Guadalhorce que conecta el valle del Guadalquivir y el mar de Alborán.



Figura I.1.1. Situación de Aguilar de la Frontera (Córdoba) y otros elementos geográficos citados en el texto

Tres personas murieron en la provincia de Córdoba como consecuencia de las fuertes lluvias. Dos viajaban en un todoterreno que fue arrastrado por una riada en las inmediaciones de la laguna de Zoñar, en el término municipal de Aguilar de la Frontera. Una tercera murió al caerle encima un muro de su casa en Bujalance. Durante la noche, los servicios de emergencia de Córdoba registraron más de 200 incidencias entre las 21:00 UTC del 16 y las 06:00 UTC del día 17. Entre estas incidencias, se enumeran arrastre de personas a causa de las riadas en las calles, inundaciones de viviendas y garajes y las debidas a carreteras completamente anegadas. Los municipios cordobeses más afectados fueron Aguilar de la Frontera, Bujalance y Puente Genil.



Figura I.1.2. Imágenes de daños causados en Aguilar de la Frontera.

A continuación se presenta información de la Base de Datos Climatológica de AEMET sobre los fenómenos más destacables en la vecindad.

- Estaciones que registraron precipitación en 24 horas, superior a 40 mm

NOMBRE	ALTITUD (m)	PROVINCIA	PREC (mm) DÍA 16
AGUILAR (NTRA.SRA.SOTERRAÑO)	360	CÓRDOBA	218,0
AGUILAR (LAGUNA ZOÑAR AUTOMÁTICA)	305	CÓRDOBA	213,8
AGUILAR (LAGUNA ZOÑAR)	305	CÓRDOBA	182,5
BUJALANCE (COOP. OLIVARERA)	347	CÓRDOBA	134,0
SABIOTE ' LOS CHORTALES'	690	JAÉN	79,2
MANCHITA	336	BADAJOS	62,0
GOR (LOS CHARCONES)	1280	GRANADA	60,0
ITRABO	390	GRANADA	51,4
BATERNO	560	BADAJOS	48,5
CALZADILLA DE LOS BARROS	558	BADAJOS	48,5
OTIVAR SEQUERO LENTEG	266	GRANADA	47,0
HUESCAR (BARRANCO DEL BUITRE)	1115	GRANADA	46,0
HUESCAR (SAN CLEMENTE)	1100	GRANADA	42,4
SANTISTEBAN DEL PUERTO (S.E.A.)	710	JAÉN	40,7
HUÉSCAR	1043	GRANADA	40,2

- Estaciones de la red secundaria que registraron granizo

NOMBRE	ALTITUD (m)	PROVINCIA	PREC (mm) DÍA 16	Observaciones
MONESTERIO (COLEGIO)	750	BADAJOS	25,2	granizo por la tarde
PANTANO DE CORNALVO	339	BADAJOS	11,0	granizo por la noche

Nota: No obstante el granizo debió caer en bastantes lugares en los que hubo tormenta en la provincia de Córdoba, como en Bujalance (Córdoba).

- Estaciones que registraron rachas superiores a 70 km/h

NOMBRE	ALTITUD	PROVINCIA	RACHA MAX (º)	RACHA MAX (KM/H)	RACHA MAX HORA
GUADALUPE (AUTOMÁTICA)	640	CÁCERES	10	91	19:20
VILLANUEVA DEL FRESNO (AUTOMÁTICA)	247	BADAJOS	29	84	17:00
AGUILAR (LAGUNA ZOÑAR AUTOMÁTICA)	305	CÓRDOBA	34	71	20:50

- Estaciones con registro de intensidad, que registraron precipitación en una hora, superior a 30 mm

NOMBRE	ALTITUD	PROVINCIA	PREC 24 H	PMAX 10'	PMAX 20'	PMAX 30'	PMAX 60'
AGUILAR (LAGUNA ZOÑAR AUTOMÁTICA)	305	CÓRDOBA	212,6	23,0	41,4	60,0	111,6
GUADALUPE (AUTOMÁTICA)	640	CÁCERES	33,8	15,4	24,4	28,0	30,4
SALOBREÑA (AUTOMÁTICA THIES)	20	GRANADA	32,2	15,0	23,4	27,8	32,2

En el término de Aguilar se superaron los 200 mm, con un máximo de 218 mm en la estación convencional de Nuestra Señora Soterraño, y un valor de 213,8 mm en la estación meteorológica automática de Laguna de Zoñar, con intensidad máxima de 111,6 mm en una hora, de 21 a 22 UTC. Precisamente a continuación se hace referencia al comportamiento de algunas variables registradas en dicha estación automática perteneciente al municipio de Aguilar de la Frontera.

Las lluvias, con tormenta, empezaron poco después de las 18 UTC, tuvieron un pico de intensidad 11 mm en 10 minutos a las 18:40 y se interrumpieron a las 19:30. Se reanudaron a las 19:50 UTC con una intensidad que no bajó de los 10 mm en 10 minutos hasta las 21:30 UTC, con máximos superiores de 25 mm en diez minutos. En cuanto al viento, poco después de iniciadas las precipitaciones se produjeron rachas de viento intensas de 64 km/h a las 19:10 y de más de 70 km/h a las 20:50 UTC. En la figura I.1.5 se muestran la precipitación y la velocidad el viento en la estación de Laguna de Zoñar.

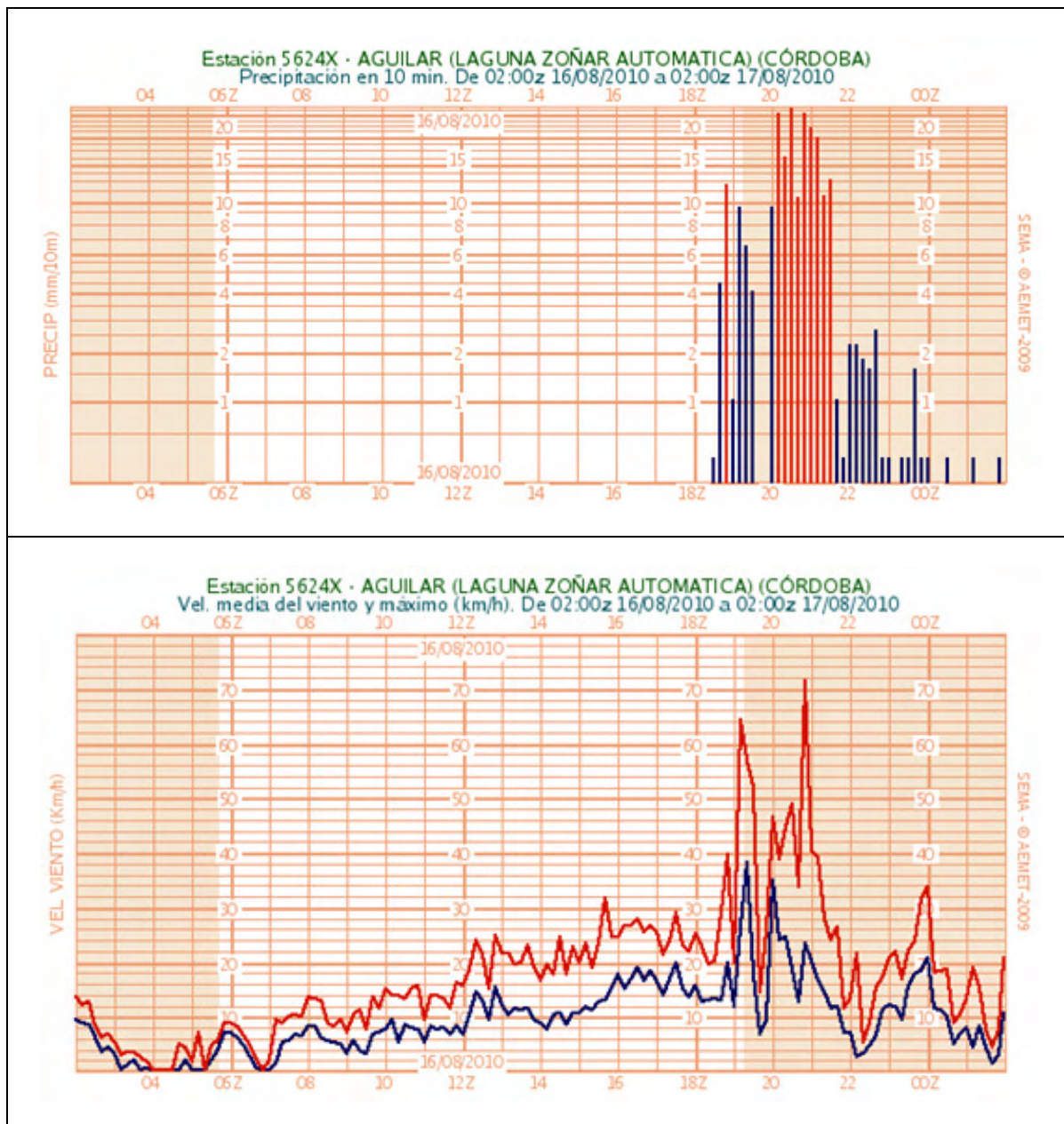


Figura I.1.5. Precipitación diezminutal en mm (arriba) y viento medio en azul y racha en rojo, en km/h, en la estación automática de Laguna de Zoñar (Aguilar de la Frontera).

También es importante citar que la temperatura bajó de poco menos de 28 °C a las 18:30 a 19 °C a las 19:10 UTC, y la humedad aumentó del 50% al inicio de las precipitaciones al 80% a las 19:00 UTC y al 92 % a las 19:20 UTC.

Las imágenes radar muestran un desplazamiento lento corriente abajo (hacia el ENE) y una regeneración casi continua en las proximidades de Aguilar, corriente arriba (hacia el WSW), de las células convectivas, lo cual produjo una gran precipitación muy localizada.

En definitiva, y para caracterizar la fenomenología acaecida en Aguilar, podemos decir que hubo precipitaciones torrenciales y persistentes (más de 5 horas), gran aumento de la humedad y disminución de la temperatura (9 °C) al inicio de las precipitaciones, así como rachas muy fuertes de viento. Estas rachas posiblemente en un principio se debieron a corrientes de densidad debidas a la evaporación y fusión de los hidrometeoros generados por convección en una capa subnubosa subsaturada y posteriormente, en un ambiente ya saturado, a la probable existencia de avalanchas aéreas descendentes o *downbursts*.

I.2.- Ambiente sinóptico y de gran escala

Las lluvias se produjeron bajo la parte sur de la entrada de un máximo de la corriente en chorro o *jet streak* situado en las capas altas de la troposfera como se observa en el campo de viento en 250 hPa de las 18 UTC del día 16, mostrado sobre la imagen IR (10.8 μ m) del Meteosat en la figura I.2.1. Ésta es una zona que estudios previos (e.g., Uccellini y Jonson 1979; Bosart y Lackmann 1995) indican como favorable para precipitaciones extraordinarias locales de la estación cálida en EEUU, debido a que el forzamiento cuasigeostrofico para ascensos puede aportar un ambiente propicio para el humedecimiento de una capa profunda y la desestabilización.

Dentro de esta zona actúan como mecanismos de focalización para ascensos vigorosos, elementos mesoescalares tales como zonas baroclinas (e.g., Maddox et al. 1979; Junker et al. 1999; Moore et al. 2003; Schumacher y Johnson 2005, 2006) y barreras montañosas (e.g., Maddox et al. 1978; Caracena et al. 1979; Pontrelli et al. 1999). Efectivamente al sur del *jet streak* la presencia de la nubosidad es indicativa de la humedad existente, y el *Lifted Index* en 700 (LI-700) de existencia de inestabilidad moderada.

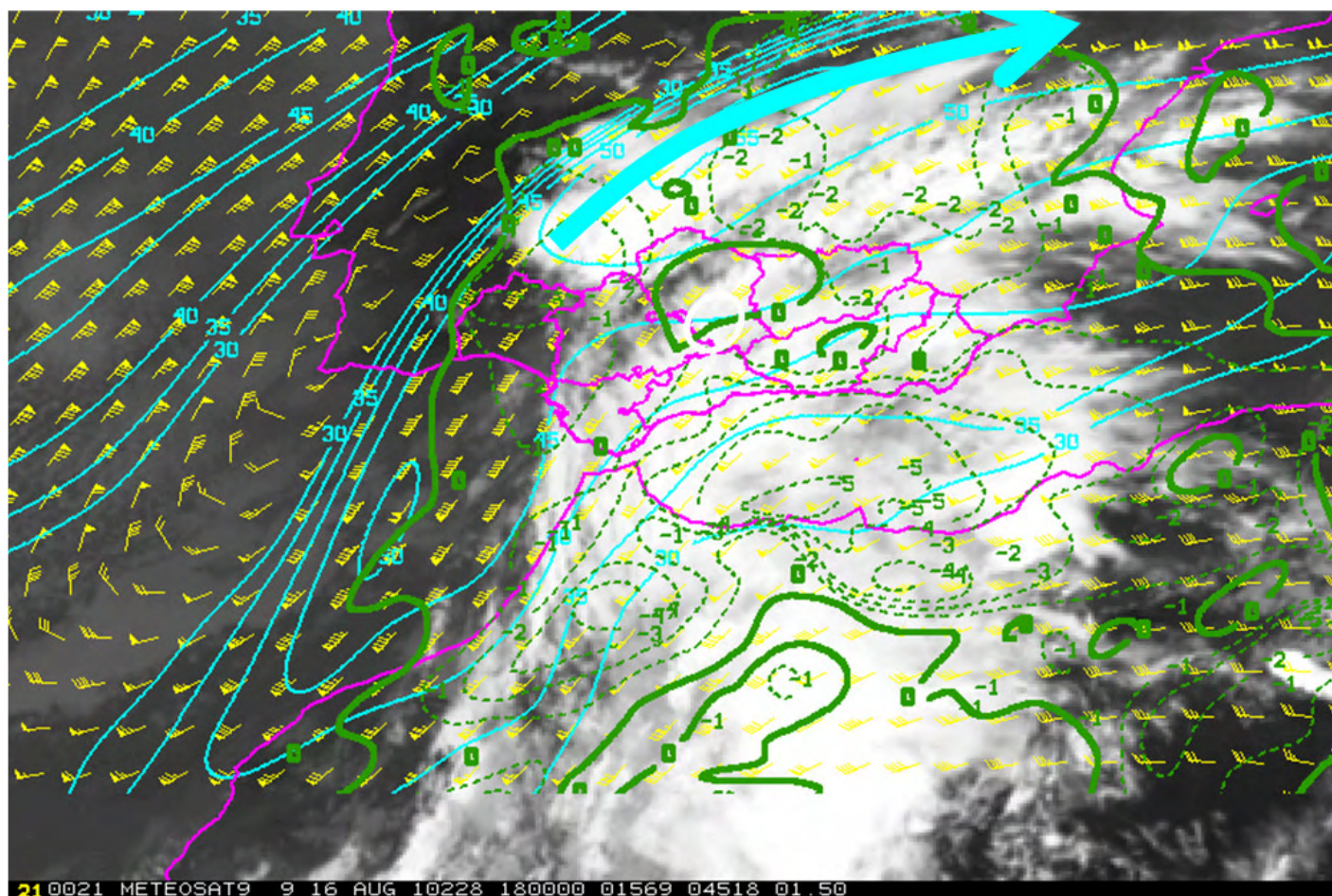


Figura I.2.1. Vectores viento (las barbas representan nudos siguiendo lo convencional) e isotacas en 250 hPa (contornos continuos celestes empezando en 30 ms⁻¹; intervalos: 5 ms⁻¹) y Lifted Index 700 (LI700) con contornos verdes a trazos para LI700<0; intervalo 1 K, y líneas continuas para 0 K, sobre la imagen IR10.8 μ m del Meteosat-9 de las 18 UTC del día 16. La flecha gruesa en celeste indica el eje del máximo de viento en 250 hPa.

Por otra parte las imágenes IR10.8 de 18 y 21 UTC (figura I.2.2) muestran la presencia de nubosidad en coma en evolución, indicadora de un proceso ciclogénico, con una pluma o conveyor cálido, pero sobre todo húmeda, que se extendía desde los trópicos hasta la península Ibérica. Esto se confirma por el campo de agua precipitable total en la columna dibujado sobre estas imágenes, síntoma de una interacción tropical-extratropical que plantea la importancia de la exportación de humedad tropical en el evento.

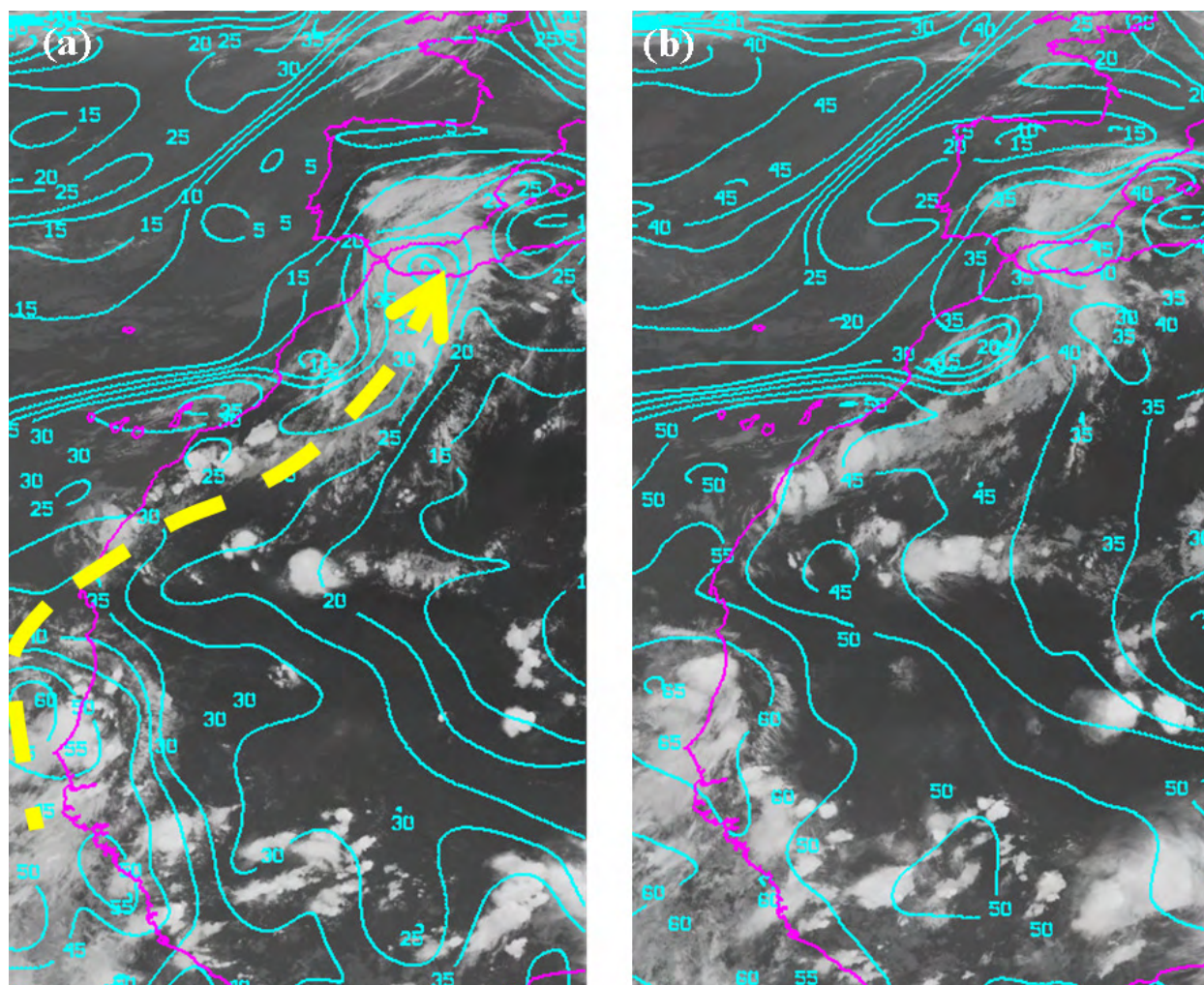


Figura I.2.2. (a) Imágenes IR 10.8 μm de Meteosat-9 del día 16 sobre la que están superpuestas los campos previstos de agua precipitable total en la columna del modelo ECMWF pasada de las 12 UTC (intervalo de contorno 5 mm) (a) 18 UTC; (b) 21 UTC. La flecha amarilla indica el eje de la pluma de humedad

I.3.- Evolución sinóptica

I.3.1. Situación el día 15 de agosto a 12 Z

Al oeste de la península Ibérica, en niveles altos y medios de la troposfera existía una vaguada de latitudes medias de inclinación positiva, orientada de SW a NE, que se extendía sobre el Atlántico Occidental desde una baja situada sobre Francia hasta las latitudes de las Islas Canarias (figuras I.3.1.a y I.3.2.a). Más al oeste había una dorsal también orientada SW-NE. Este dipolo de vorticidad induce movimientos descendentes en la troposfera media entre dorsal y vaguada que se reflejaba en el potente anticiclón en niveles bajos que dominaba el Atlántico Norte (figuras I.3.1.b y I.3.2.b).

Sobre África Occidental en niveles altos se encontraban los elementos permanentes del verano (figura I.3.1): la salida de la corriente en chorro del Este de niveles altos en la zona ecuatorial (flecha de este a oeste), y al norte, la prolongación africana del Alta del Tíbet.

En niveles medios de la troposfera, sobre la costa atlántica tropical de África, entre 25° y 20° W, se encontraba una vaguada tropical invertida de gran amplitud (figura I.3.2.b), que se desplazaba hacia el oeste, y que enlazaba con la vaguada de latitudes medias en las proximidades de Canarias. En la parte oriental de la vaguada tropical y dirigido hacia el NW se observaba el Chorro del Este Africano (CEA) con núcleo entre 700 y 600 hPa (figura I.3.2.b), propio del monzón de África Occidental. Sobre el Sahara se situaba el anticiclón de niveles medios casi permanente en verano en el norte de África.

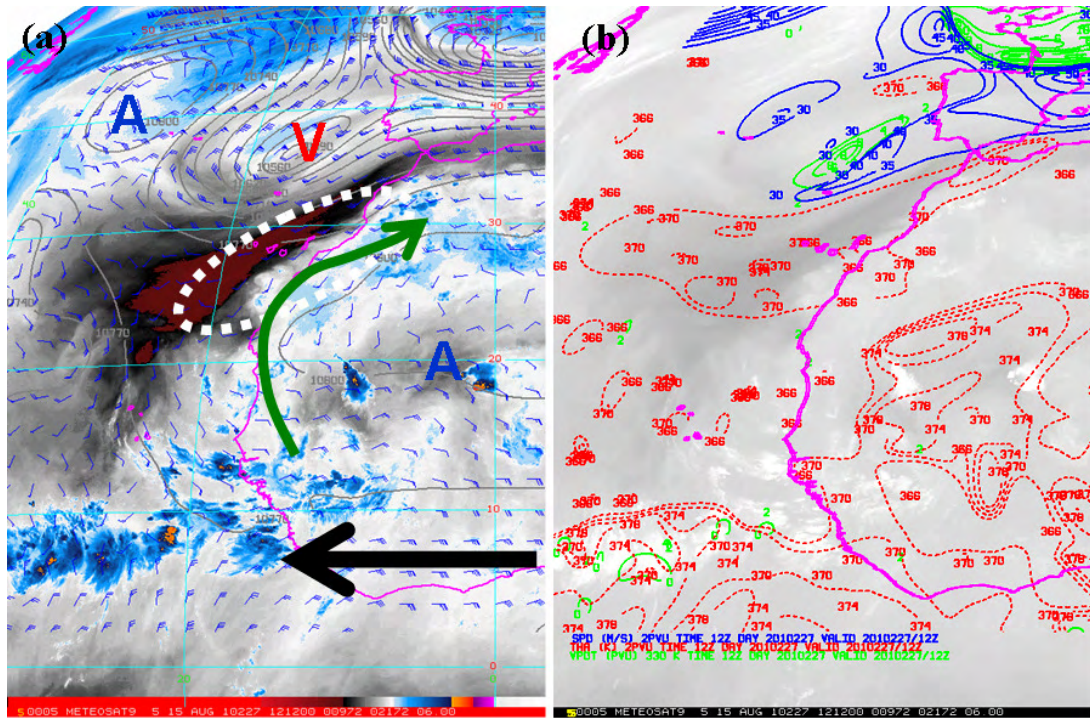


Figura I.3.1. Imágenes WV 6.2 μm del Meteosat-9 a las 12 UTC del día 15 con análisis del ECMWF de: (a) altura del geopotencial (contornos grises; intervalo 60 m) y viento (barbas en kt) en 250 hPa, (b) temperatura potencial (contornos rojos a trazos para valores > 366 K; intervalo 6 K); isotacas para vientos superiores a 30 m s^{-1} (contornos en azul; intervalo 5 m/s), ambos para la tropopausa dinámica, y vorticidad potencial en la superficie de temperatura potencial 330 K (contornos verdes; intervalo 2 UVP). La flecha gruesa negra indica la corriente en chorro ecuatorial del este. La flecha verde indica la pluma de humedad. Las líneas blancas a trazos marca la zona de fuerte gradiente de humedad en niveles medios.

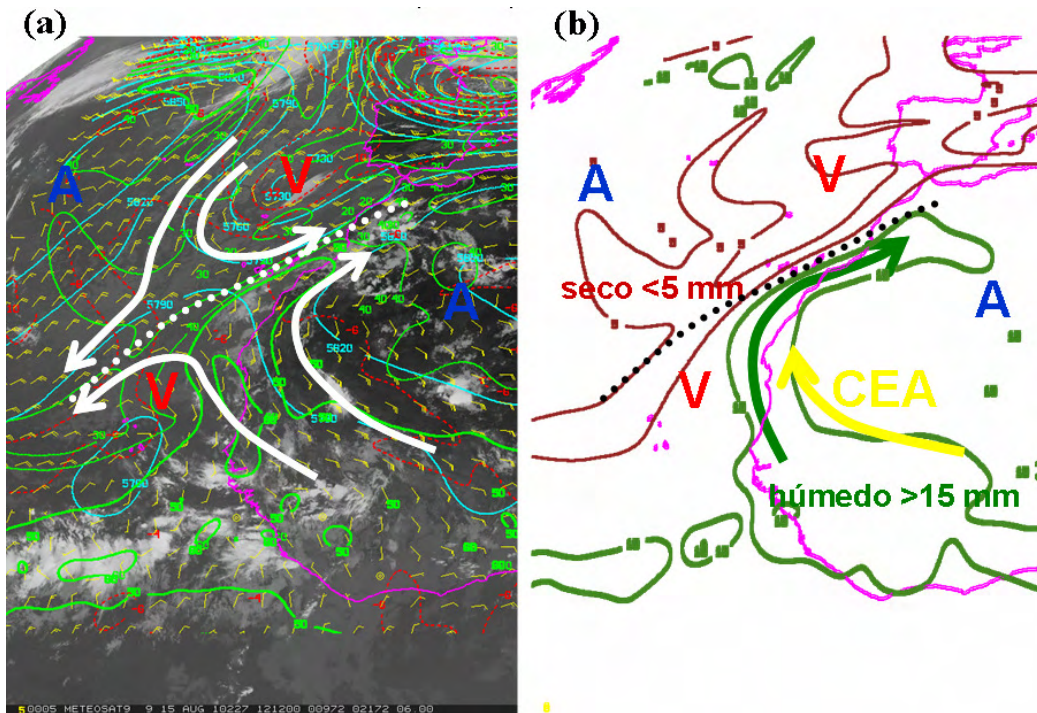


Figura I.3.2. (a) Imagen IR10.8 μm del Meteosat-9 de 12 UTC del día 15 sobre la que están superpuestas los campos del análisis del ECMWF de: altura del geopotencial (azul; intervalo de contorno: 30 m), viento (barbas en kt como habitual) y temperatura (rojo a trazos; intervalo de contorno 4 $^{\circ}\text{C}$) en 500 hPa, agua precipitable (PW) en la columna (verde, intervalo de contorno 10 mm) y en blanco representada zona de deformación con flechas continuas y eje de estiramiento (línea discontinua). (b) Agua precipitable en la columna por encima de 700 hPa (PW7): en verde contorno superior a 15 mm y en rojizo contorno inferior a 5 mm, en amarillo posición del chorro del este africano de la troposfera media, CEA, y con puntos en negro el eje de estiramiento.

En 850 hPa existía una zona de bajas presiones a lo largo de la costa atlántica africana, que se extendía desde la vaguada tropical hasta la baja situada sobre Francia, y separaba el anticiclón de las Azores del anticiclón norteafricano. Los mismos elementos se repetían en el campo de presión al nivel del mar salvo que en el lugar del anticiclón norteafricano aparecía la baja térmica sahariana. Esta disposición bórica generaba vientos del NE que advectaban aire frío hacia el ecuador y que se manifestaba en la nubosidad de la imagen de la figura I.3.3, propia de una descarga fría que alcanzaba los 15° N. El Parámetro Frontal Térmico (PFT) para el nivel de 850 hPa que se muestra en la figura I.3.3.a, marca la frontera de este aire frío con el aire más cálido continental a lo largo de la costa de África.

$$PFT = -\nabla|\nabla\vartheta_e| \cdot \frac{\nabla\vartheta_e}{|\nabla\vartheta_e|}, \text{ siendo } \vartheta_e \text{ la temperatura potencial equivalente.}$$

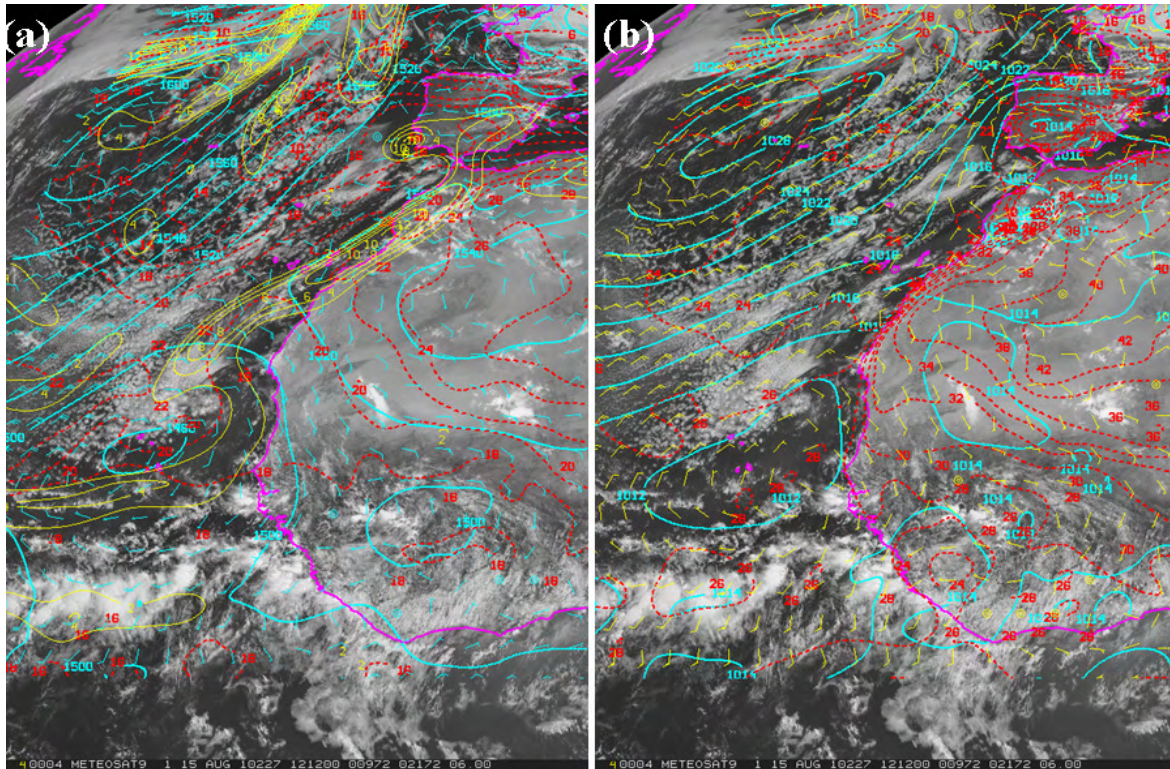


Figura I.3.3. Imágenes VIS 0.5 μm de Meteosat-9 de 12 UTC del día 15 sobre las que están superpuestas campos del análisis correspondiente del ECMWF: (a) altura del geopotencial (azul; intervalo de contorno 20 m), viento (barbas en kt), temperatura (rojo discontinua; intervalo 2 °C) y PFT (amarillo; intervalo de contorno 1 K . km²) en 850 hPa. (b) presión a nivel del mar (azul; intervalo de contorno 2 hPa) y viento a 10m (barbas en kt) y temperatura a 2m (rojo, discontinua; intervalo de contorno 2 °C)

La vaguada invertida ecuatorial, el anticiclón norteafricano, la vaguada de latitudes medias y el anticiclón de las Azores forman una zona de deformación en niveles bajos y medios de la troposfera (figura I.3.2). Su eje de contracción del SE lo forman el anticiclón africano y la parte oriental de la vaguada tropical, donde se producen los movimientos ascendentes que humedecen la columna atmosférica, que aporta aire cálido y húmedo advectado por el CEA. El eje de contracción del NW lo forman la parte occidental de la vaguada de latitudes medias y el anticiclón de las Azores que aporta aire descendente seco y frío. El eje de estiramiento hacia el ecuador lo integran la parte occidental de la vaguada ecuatorial, donde dominan las descendencias, y el flanco SE del anticiclón de las Azores. Y el eje de estiramiento hacia el NE lo forman la rama oriental de la vaguada de latitudes medias y el anticiclón norteafricano. Paralelo al eje de estiramiento se halla el frente estacionario en niveles bajos y una zona de gran contraste de humedad en niveles medios que podría considerarse como línea seca: en su parte occidental hay una banda muy seca con agua precipitable por encima de 700 hPa (PW7) menor que 5 mm (figura I.3.2.b) y en su parte oriental hay otra banda con valores particularmente elevados de agua precipitable en la columna (PWT) (figura I.3.2.a) y de PW7 >15 mm (figura I.3.2.b) en la costa atlántica africana. Esta banda de humedad parte de la rama oriental de la vaguada tropical y describe una trayectoria anticiclónica desde los trópicos hasta el Mediterráneo en Europa Central, sobrevolando las Canarias y el norte de África, corroborada en las imágenes del canal de vapor de agua, WV 6.2 μm , del Meteosat-9 (figura I.3.1.a) que muestran una gran pluma de aire húmedo en niveles medios y altos, así como nubes altas (restos de la convección del monzón del oeste de África).

La presencia de alta humedad de procedencia tropical coincide con una especialmente lluviosa estación del monzón en el Sahel de África occidental, particularmente en agosto, que causó inundaciones en la zona, siendo Benin y Níger los países más gravemente afectados con miles de viviendas destruidas, afectando a cerca de 200.000 personas según el informe de OMM (2011).

En la imagen de WV 6.2 μm de la figura I.3.1 se observa que entre la parte delantera de la vaguada y el anticiclón norteafricano de niveles medios y altos conflúan masas de aire distintas:

- una masa tropical húmeda blanquecina con nubes (zona coloreadas en azul) sobre África, y sucesivamente hacia el polo: una banda oscura o rojiza hacia el polo (muy seca en niveles altos y medios),
- otra de aire relativamente húmedo en la parte delantera de la vaguada de latitudes medias y,
- otra banda de aire seco, algo más oscura, procedente del descenso de aire de las proximidades de la tropopausa en la parte posterior de la vaguada.

La banda más oscura coincidiría con una zona de alta temperatura potencial en la tropopausa dinámica (superficie con VP (Vorticidad Potencial) igual a 2 unidades de VP, (UVP)), que está representada a las 12 UTC del día 15 en la figura I.3.1 (para valores superiores a 366 K), que marca el Embolsamiento Cálido en las capas Altas (ECA) de la troposfera reflejado en el sondeo de Guimar-Tenerife (60018) de la figura I.3.4.

El ECA corresponde a una anomalía positiva de altura de la tropopausa y a una anomalía negativa de vorticidad potencial (VP) en las capas altas de la troposfera (Hoskins et al., 1985), y probablemente es producto de la exportación en niveles altos de la troposfera de aire tropical hacia el polo en la parte oeste del anticiclón norteafricano. En su trayectoria hacia el polo desciende y se calienta conservando su escasa humedad, por lo que su humedad relativa se vuelve muy baja en capas medias que, superpuesto al aire seco en niveles más bajos procedente del flanco oriental del Anticiclón de las Azores, da una señal cálida rojiza en las imágenes coloreadas de vapor de agua al oeste de las Islas Canarias. El descenso se explica por la ecuación de Sverdrup, que es una aproximación de la ecuación de la vorticidad estacionaria en los subtropicos (Rodwell y Hoskins, 2001)

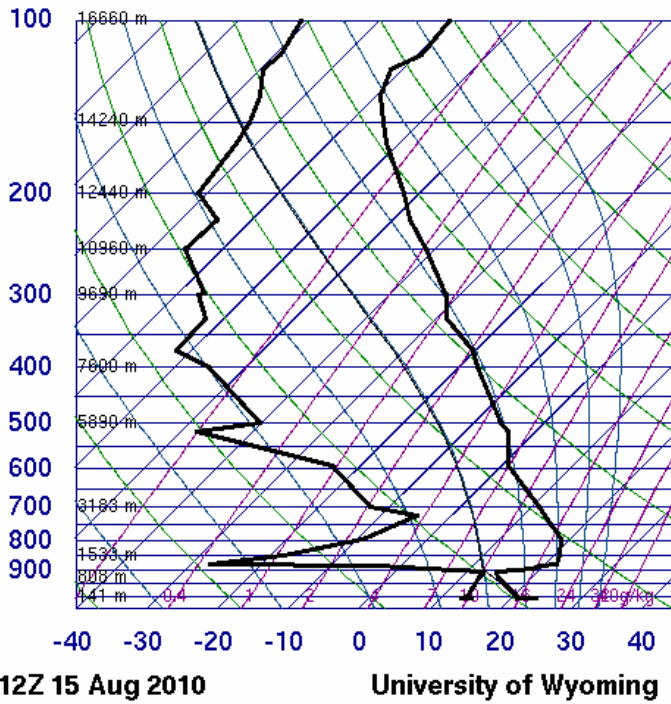
$$\beta v \approx f \frac{\partial \omega}{\partial p}$$

en la que v es la componente meridional de viento, $\beta = \frac{\partial f}{\partial y} > 0$, $\omega = \frac{dp}{dt}$, y f es el parámetro de Coriolis.

Las descendencias en niveles medios son más intensas en el oeste del anticiclón en niveles altos donde la componente del viento hacia el polo es mayor $v > 0 \Rightarrow \frac{\partial \omega}{\partial p} > 0$

El ECA, como anomalía anticiclónica o negativa de VP, tiende a engendrar una circulación anticiclónica en la troposfera (Hoskins et al, 1985) que se manifiesta en la separación de las vaguadas, aísla la península Ibérica de la humedad tropical, y en niveles bajos sobre Marruecos es posiblemente inductora de una circulación anticiclónica (ver cuña anticiclónica en los geopotenciales de 850 hPa y presión a nivel del mar en la figura I.3.3 que promueve vientos del SW al oeste del Estrecho). En los campos de PW y PW7 se observa el fuerte gradiente de humedad existente desde el norte de las Islas de Cabo Verde, cruzando las Islas Canarias, hasta las costas de Marruecos. La zona con PW7 menor de 5 mm corresponde a la zona del ECA, incluida la estrecha banda que alcanza el Estrecho de Gibraltar, así como también la banda oscura de origen en la tropopausa de la parte posterior, base y lado ecuatorial de la entrada del máximo de chorro de la parte delantera de la vaguada de latitudes medias. Esto se traduce en las bandas que muestra el parámetro frontal térmico (PFT) en niveles medios, concretamente en 500 hPa en la figura I.3.5.a.

60018 Guimar-Tenerife



SLAT	28.47
SLON	-16.38
SELV	105.0
SHOW	15.26
LIFT	8.93
LFTV	8.60
SWET	31.99
KINX	-15.3
CTOT	-12.1
VTOT	26.90
TOTL	14.80
CAPE	0.00
CAPV	0.00
CINS	0.00
CINV	0.00
EQLV	-9999
EQTV	-9999
LFCT	-9999
LFCV	-9999
BRCH	0.00
BRCV	0.00
LCLT	285.0
LCLP	896.5
MLTH	294.1
MLMR	9.88
THCK	5749.
PWAT	17.60

Figura I.3.4. Sondeo termodinámico de Guimar-Tenerife (15 de agosto de 2010 a 12 UTC). Fuente: Universidad de Wyoming.

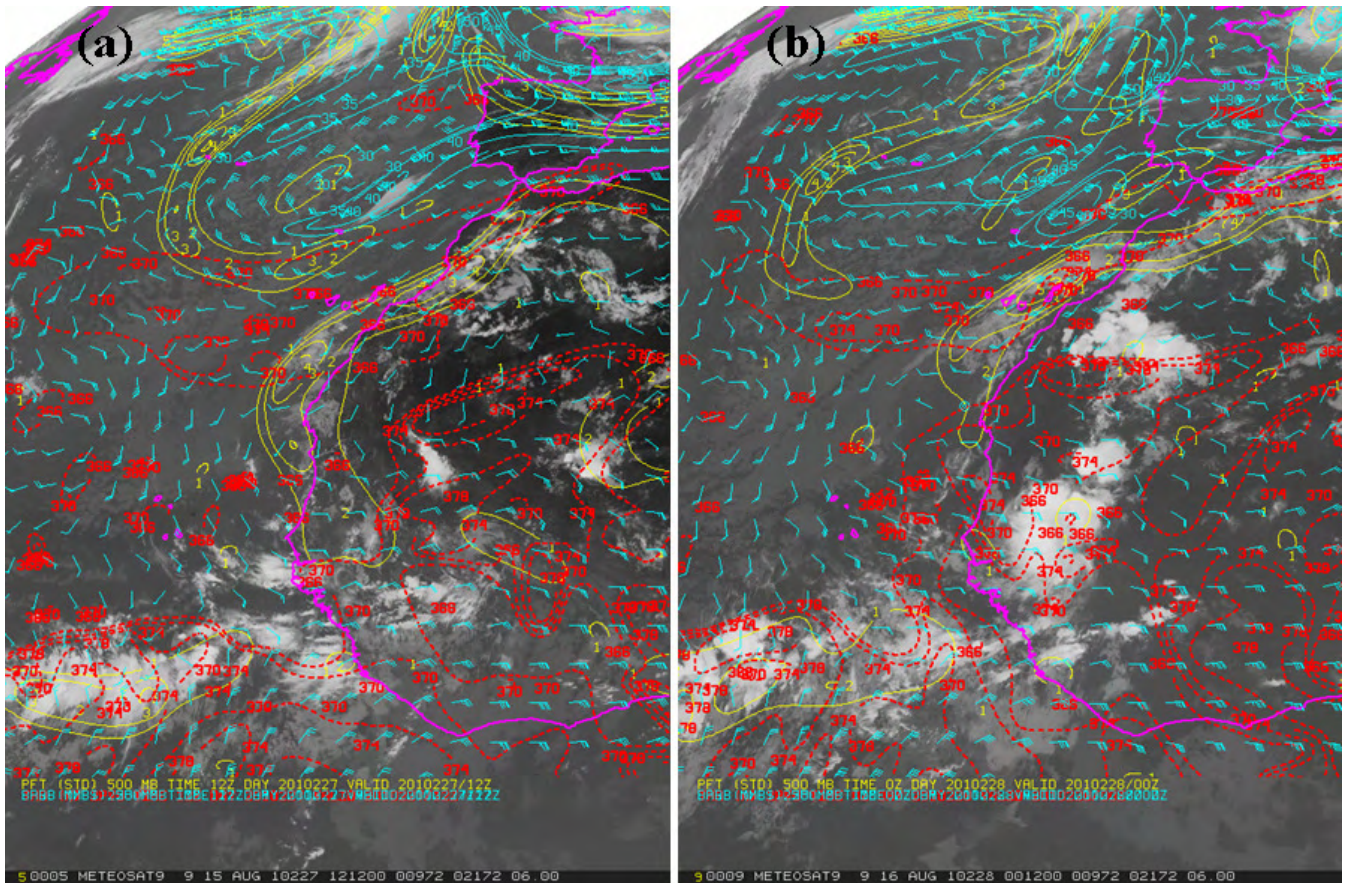


Figura I.3.5. Imágenes IR 10.8 μm del Meteosat-9 sobre las que están superpuestas varios campos del análisis del modelo ECMWF: temperatura potencial (contornos rojos a trazos para valores $> 366 \text{ K}$; intervalo 6 K); isotacas para vientos superiores a 30 m s^{-1} (contornos en azul; intervalo 5 m/s), ambos para la tropopausa dinámica, y PFT (amarillo; intervalo de contorno $1 \text{ K} \cdot \text{km}^{-2}$) en 500 hPa: (a) 12 UTC del día 15; (b) 00 UTC de día 16.

I.3.2. La vaguada de latitudes medias

Esta vaguada tenía el día 15 un centro de baja cerrada, B1 (figura I.3.6.a), asociado a un máximo de vorticidad potencial PV1 (figura I.3.7) en los niveles altos de la troposfera. El día 16 se desprende en latitudes más altas otro máximo de vorticidad potencial PV2 asociado a un máximo de viento.

Este proceso se observa en las imágenes de vapor de agua de la figura I.3.6, primero con la formación de una nueva vaguada a las 00 UTC del día 16, asociada a una zona oscura, que indica la presencia de aire seco de la tropopausa en niveles medios en las proximidades de Galicia, y a las 12 UTC con la consolidación de un nuevo centro de baja, B2, en altura, situado sobre el NW de la Península, corriente abajo de la zona de retorno de la zona ya menos oscura, fundiéndose en una sola vaguada con dos centros.

La posterior propagación del máximo de viento hacia el ecuador provoca la profundización del centro de B1, mientras se rellena B2. Todo aparece reflejado en la evolución del campo de geopotenciales en 250 hPa contenido en la figura I.3.6.

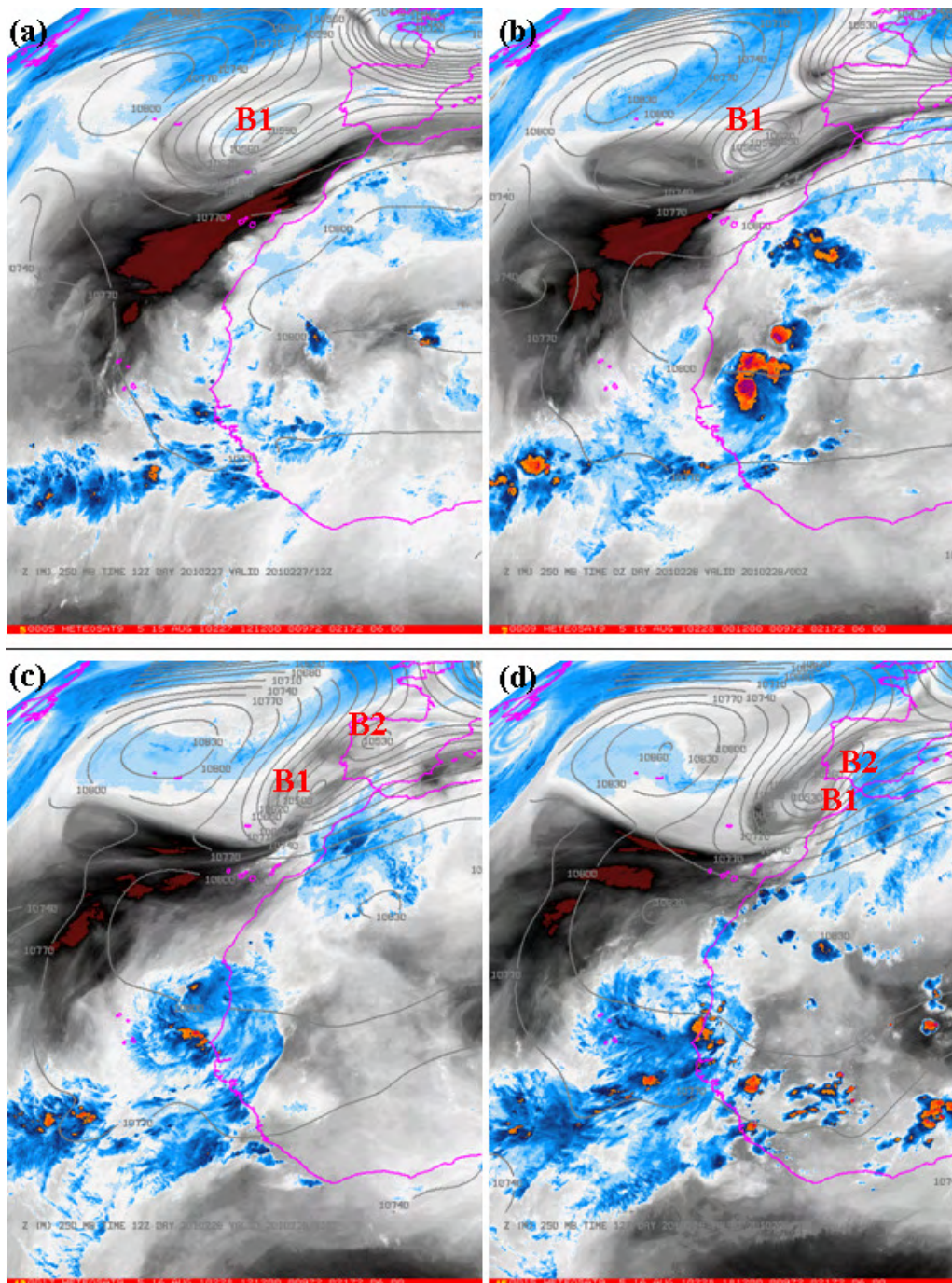


Figura I.3.6. Imágenes de vapor de agua del canal WV 6.2 μm del Meteosat-9 del día 15 a 12 UTC (a) y del día 16 a 00 (b), 12 (c) y 18 UTC (d). Superpuestas en cada imagen están los campos de altura del geopotencial en 250 hPa (gris; intervalo de contorneo 30 m) de los análisis del ECMWF (salvo el del día 16 a las 18 UTC que es el previsto a 6 horas, H+6).

La evolución durante el día 16 de la vorticidad potencial en la capa 300-400 hPa se muestra en la figura I.3.7.

A las 06 UTC, PV1 estaba situado sobre el NW de la Península Ibérica, y PV2, al SW de Portugal. PV1 se había desplazado hacia el sur acompañando un máximo de chorro en altura.

La vaguada se desplaza lentamente hacia el este, obstaculizada por una zona de anomalía negativa de vorticidad potencial en altura, mientras los dos máximos de vorticidad potencial tienden a rotar entre ellos formando un único centro de baja en altura y alcanzando su máxima profundidad a últimas horas del día.

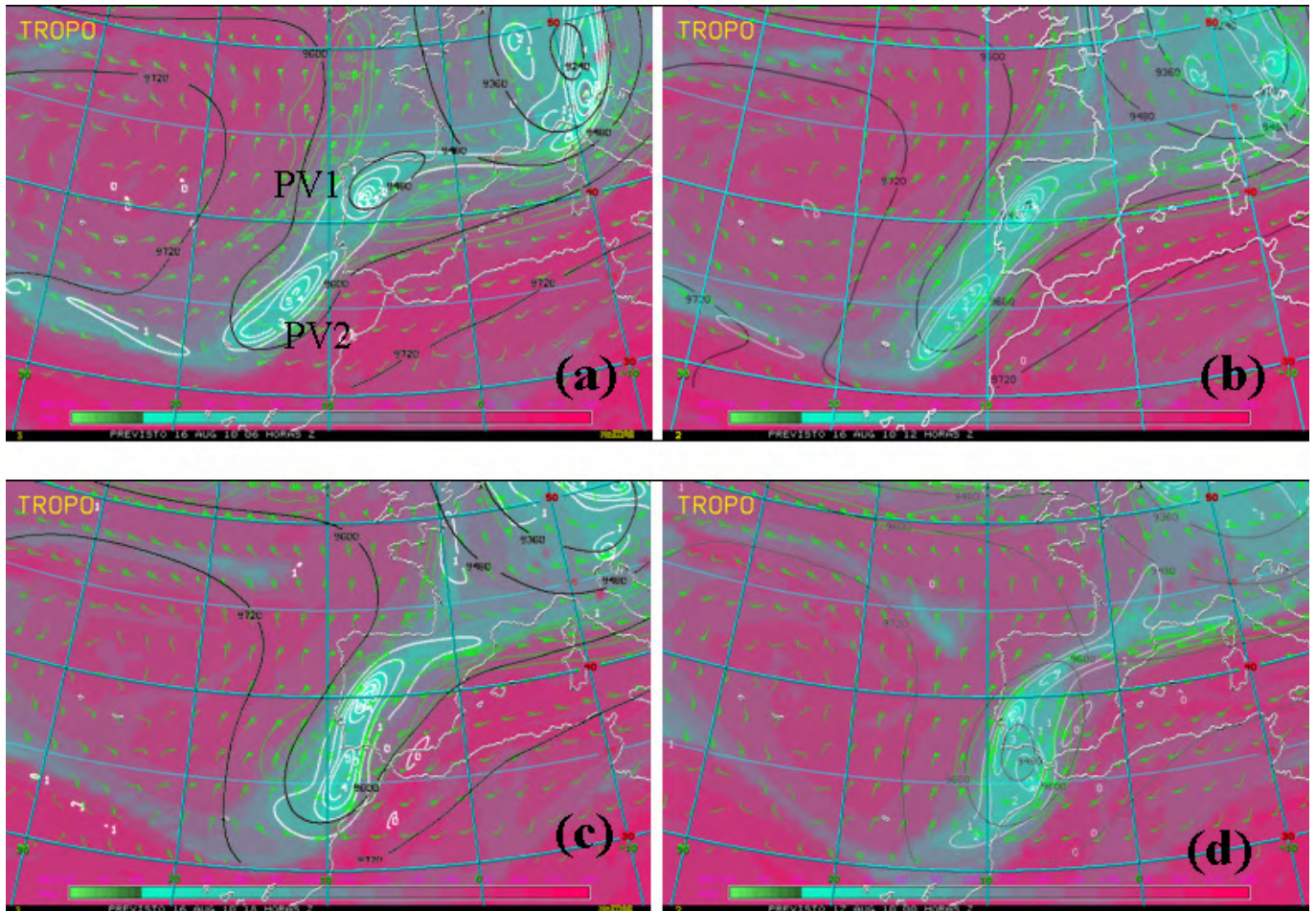


Figura I.3.7. Imagen coloreada de altura de la tropopausa dinámica, con altura de geopotencial en 300 hPa (gris; intervalo de contorno 120 m) y vorticidad potencial 300-400 hPa (líneas blancas; intervalo de contorno 1 UPV) a las: (a) 06; (b) 12; (c) 18 UTC del día 16 y (d) 00 UTC del día 17. (Campos previstos del modelo ECMWF de la pasada de: 00 UTC para (a) y (b), y de la pasada de 12 UTC para (c) y (d), ambas del día 16).

I.3.3. Frontogénesis

El aumento del PFT en 500 hPa a las 00 UTC en las proximidades de las Islas Canarias (figura I.3.5) es indicativo de frontogénesis.

El PWT alcanza los 60 mm (figura I.3.8), lo que puede ser resultado de los movimientos verticales asociados a la frontogénesis. Este proceso se produce con el acercamiento del máximo de chorro de la zona baroclina delantera de la vaguada de latitudes medias, a la línea seca, y en particular el área de frontogénesis queda situada en la parte ecuatorial de la entrada del máximo de chorro (figuras I.3.5.b y I.3.8).

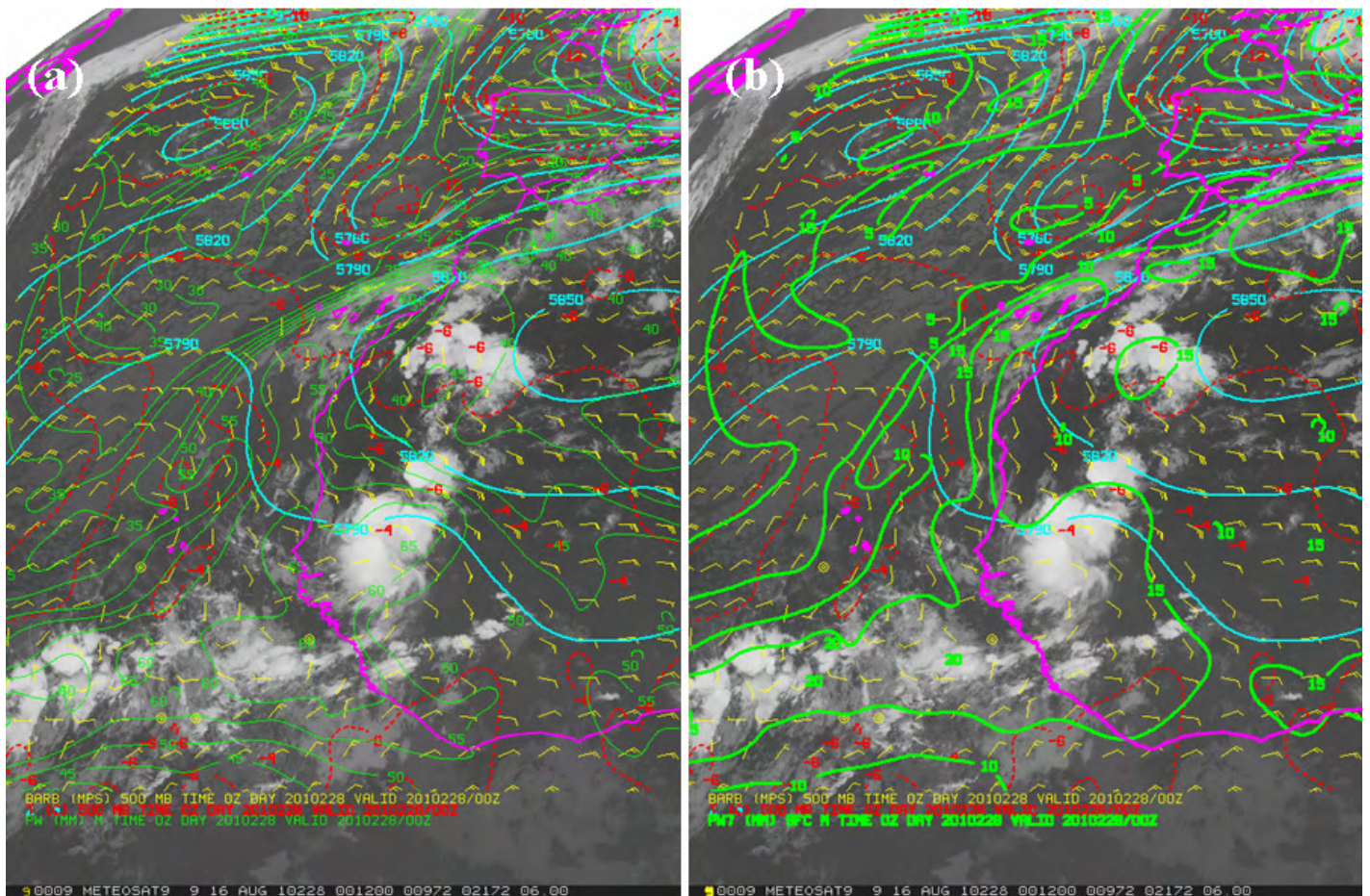


Figura I.3.8. Imagen IR 10.8 μm del Meteosat-9 de 00 UTC del día 16 sobre las que están superpuestas los campos del análisis del ECMWF de altura del geopotencial (azul; intervalo de contorno 30 m), viento (banderas amarillas, barbas en kt) y temperatura en 500 hPa (rojo, discontinua; intervalo de contorno 2 $^{\circ}\text{C}$). Además en (a), agua precipitable en la columna PW (verde, intervalo de contorno 5 mm) y en (b), PW7 (agua precipitable por encima de 700 hPa en verde, intervalo de contorno 10 mm).

I.3.4. Ciclogénesis en niveles medios

La frontogénesis fue el inicio de una ciclogénesis en niveles medios que tuvo como efectos una ruptura de la barrera que el ECA mantenía entre África y la península Ibérica, permitiendo el humedecimiento del sur de España y el fortalecimiento del chorro delantero de la vaguada polar.

Producto de la ciclogénesis fue la generación de un máximo de vorticidad relativa que se aprecia a las 12 y 18 UTC del día 16 en el nivel de 700 hPa en la parte delantera de la vaguada de latitudes medias, que se muestra señalado con una flecha sobre las imágenes IR 10.8 en la figura I.3.9. La evolución de la nubosidad a forma de coma es también característica de un proceso ciclogénico.

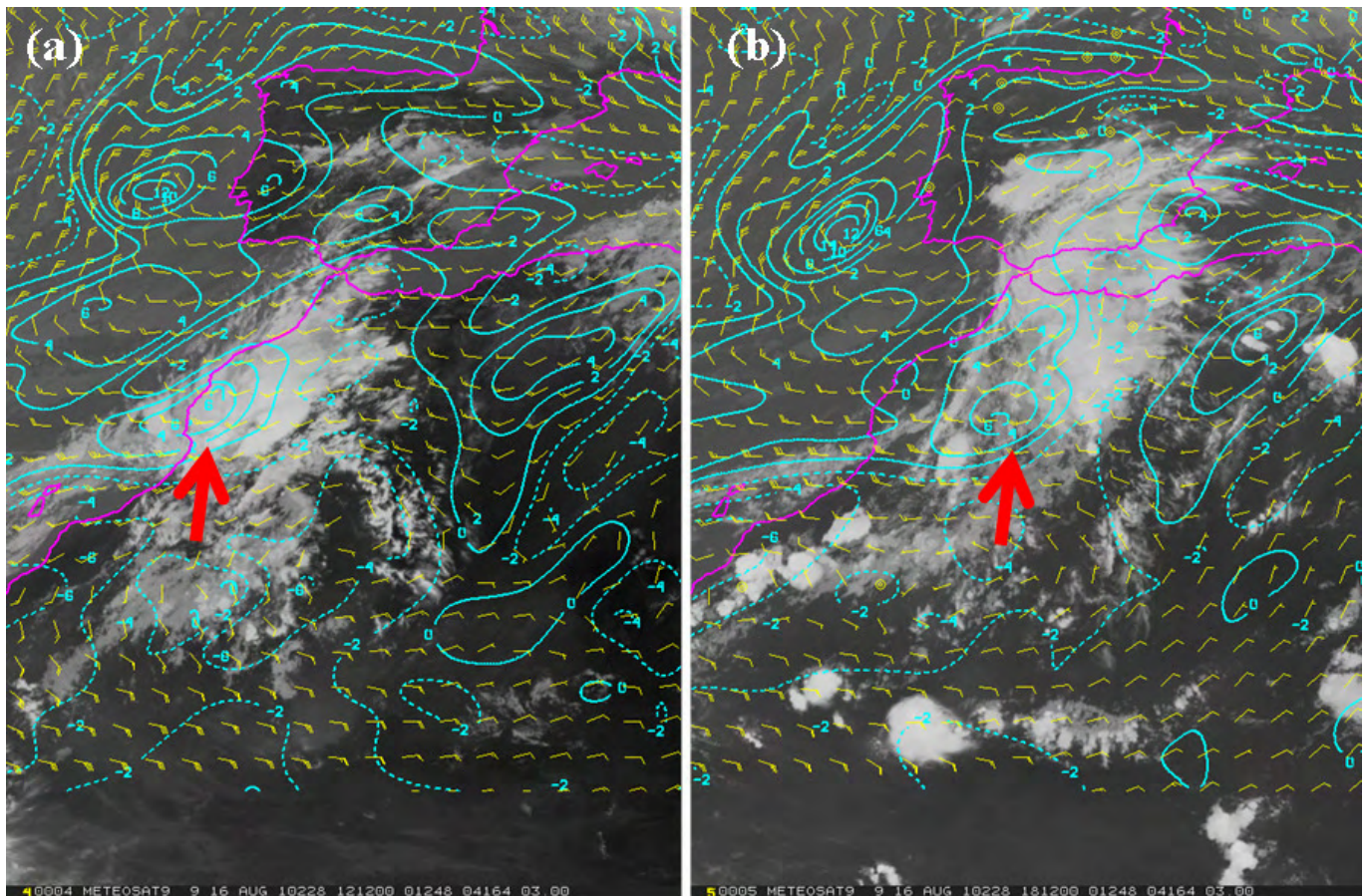


Figura I.3.9. Imágenes IR del canal 10.8 μm del Meteosat-9 sobre las que están superpuestas los campos de los análisis de vorticidad relativa (azul; intervalo de contorneo $2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) y viento (banderas amarillas, barbas en kt) en 700 hPa del modelo ECMWF, para: (a) 12 UTC y (b) 18 UTC del día 16 .

El proceso de frontogénesis en niveles medios llevó aparejado un plegamiento de la tropopausa, en el cual aire de la tropopausa de anomalía positiva PV1 (figura I.3.10.a) descendió a niveles medios de la troposfera en una banda alargada de SW a NE situada a las 12 UTC sobre Marruecos (figura I.3.10.e). En I.3.10.c y I.3.10.d están representados, sobre la imagen coloreada de vapor de agua, los campos de viento en 250 hPa y de velocidad vertical en 600 hPa. Se puede observar en estas figuras, a las 12 UTC, la correlación existente entre la zona de descendencia y la mayor parte de la banda de anomalía positiva de VP en niveles medios. A las 18 UTC hay ascensiones en su parte más hacia el polo, donde se forma la cabeza de la nube en forma de coma.

Esta dinámica es similar al del modelo conceptual de Browning et al. (2000) de la estructura ciclónica durante un acoplamiento con una depresión de la tropopausa (figura I.3.11), pero con ciertas diferencias pues la frontogénesis asociada a la intrusión seca y el flujo ascendente de aire con alta temperatura potencial equivalente se produce principalmente en niveles medios en vez de en niveles bajos (figura I.3.12).

El ascenso de aire húmedo y saturado, compensación del descenso isentrópico de aire seco en el plegamiento de la tropopausa siguiendo las respectivas adiabáticas se aprecia en el campo de humedad relativa en 500 hPa de las figuras I.3.10.e y I.3.10.f.

El movimiento ascendente cuasigeostrófico asociado a la ciclogénesis creó divergencia de viento en las capas superiores de la troposfera como muestran los campos de divergencia de viento en 250 hPa a las 12 y 18 UTC del día 16 de agosto en la figura I.3.13.

Al mismo tiempo se produjo frontogénesis en las capas altas de la troposfera, indicado por la función frontogenética en 300 hPa a esas horas en la figura I.3.14, y aumentó la intensidad del máximo de chorro mientras se propagaba corriente abajo de la dorsal.

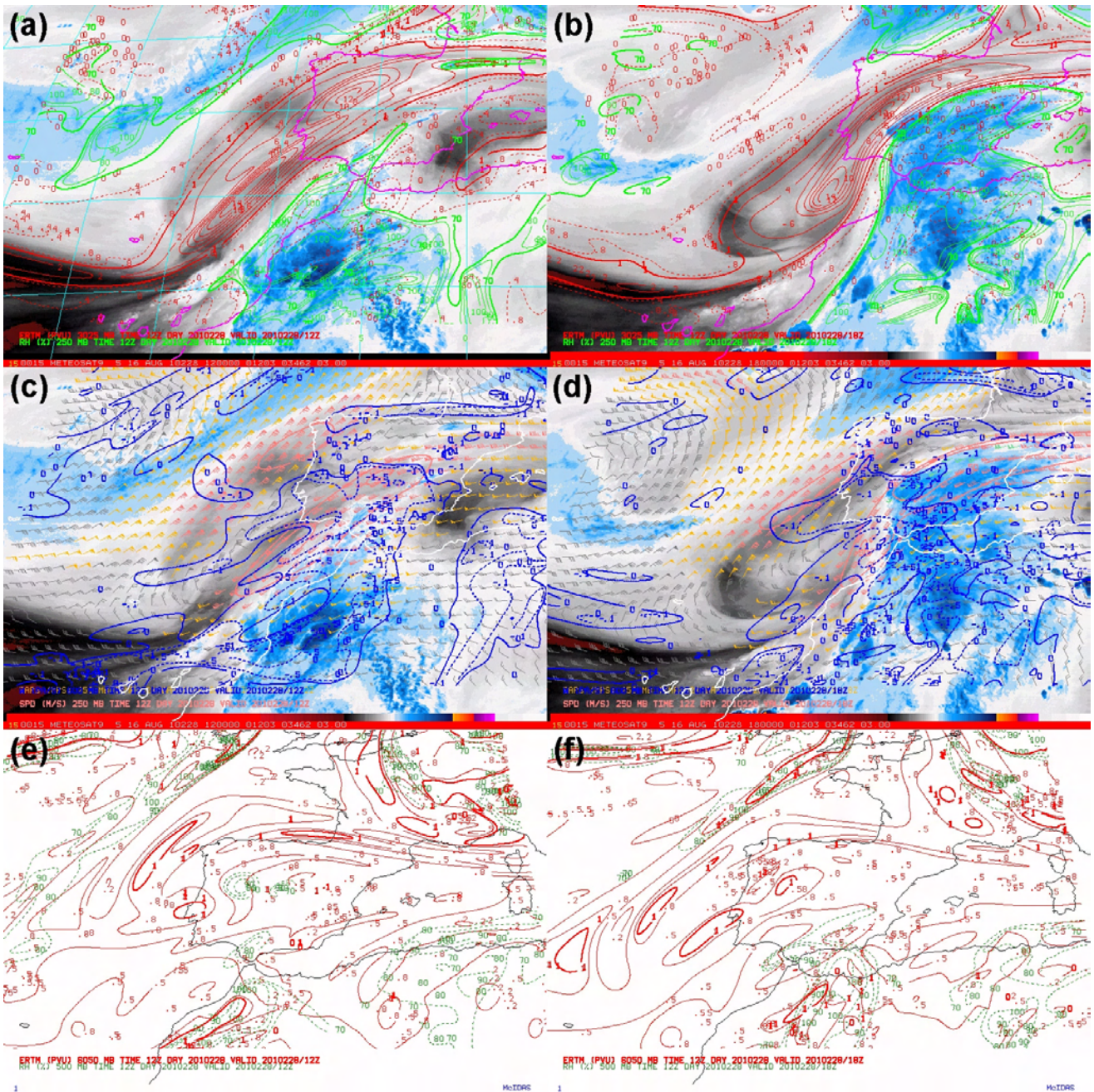


Figura I.3.10. Día 16 de agosto. Izquierda: 12 UTC. Derecha: 18 UTC. (a) y (b): Imagen Meteosat WV 6.2 μm; VP (rojo; contornos continuos ≥ 1 UVP; a trazos < 1 UVP) y humedad relativa (HR) en 250 hPa (contornos verdes empezando en 70 %, en intervalos de 10). (c) y (d): Imagen Meteosat WV 6.2 μm con vientos (barbas en nudos) e isotacas en 250 hPa y ω , en 600 hPa (contornos azules, ascensos a trazos). (e) y (f): VP en la capa 600-500 hPa (contornos rojos; en grueso: 1 PVU) y HR en 500 hPa (verdes a trazos HR>70).

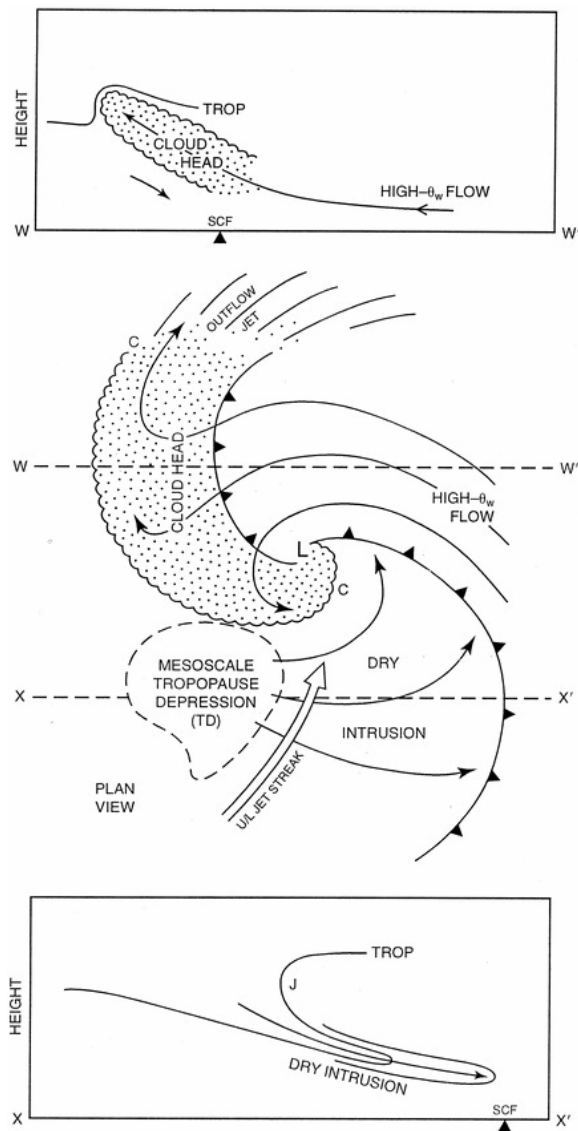


Figura I.3.11. Modelo conceptual de Browning et al. (2000) de la estructura ciclónica durante un acoplamiento con una depresión de la tropopausa.

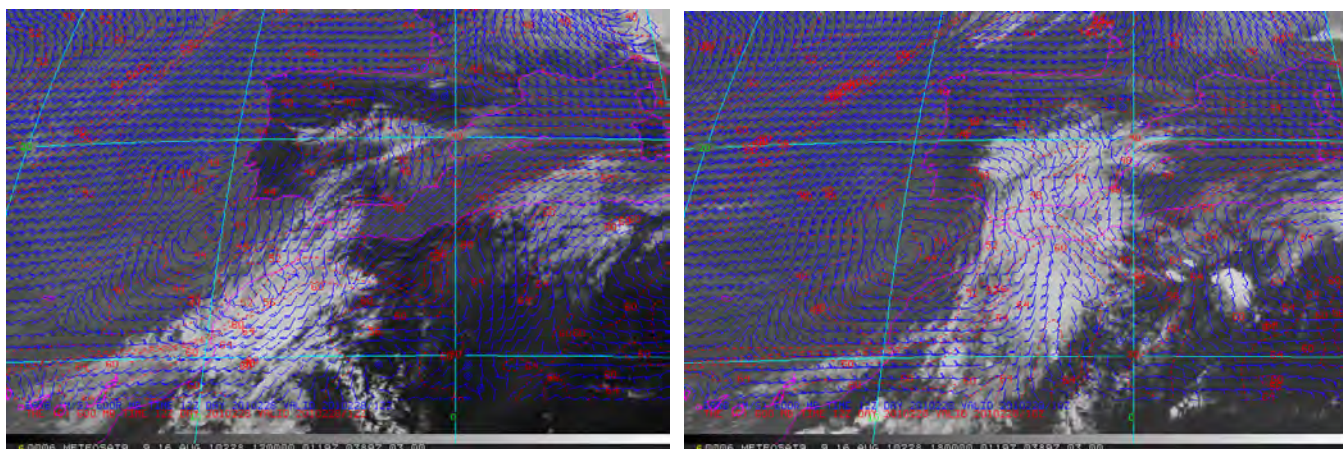


Figura I.3.12. Imágenes IR 10.8 μm del Meteosat-9 de 12 y 18 UTC del día 16 sobre las que están superpuestas campos de los análisis del modelo ECMWF: temperatura potencial equivalente (rojo, a trazos; intervalo de contorneo 2 K) y de viento (barbas en kt) en 700 hPa. Este último relativo al movimiento del extremo polar de la anomalía de VP de niveles medios sobre Marruecos (modelo ECMWF).

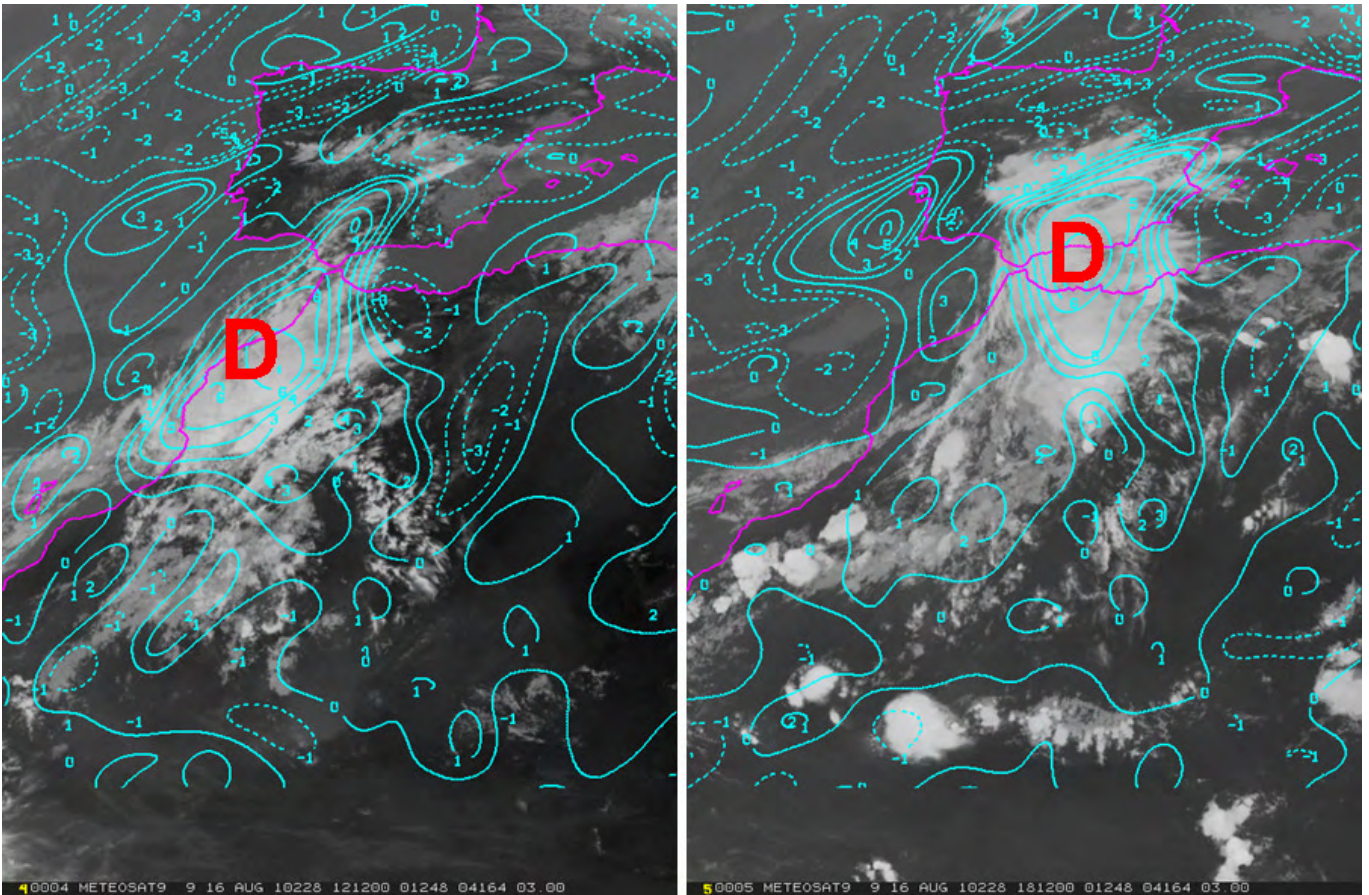


Figura I.3.13: Imágenes IR del canal 10.8 μm del Meteosat-9 de 12 y 18 UTC del día 16 sobre las que están superpuestas campos de divergencia de viento (intervalo de contorno 10^{-5} s^{-1}) en 250 hPa (modelo ECMWF). D indica el máximo de divergencia asociado a la ciclogénesis.

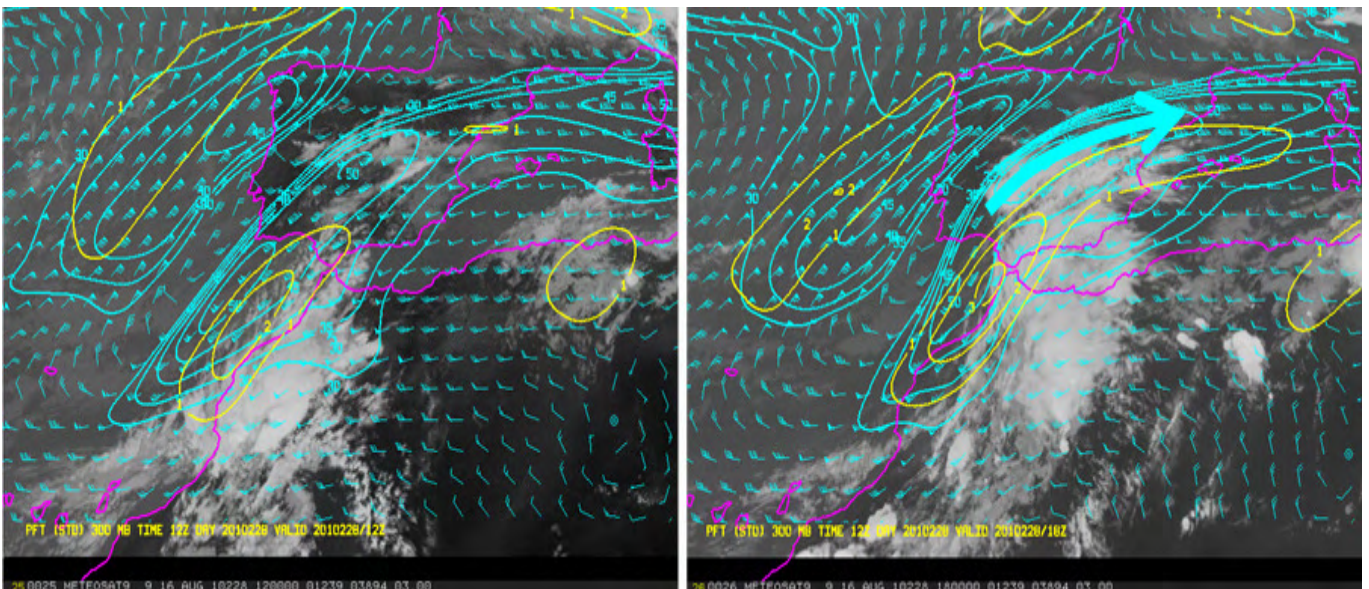


Figura I.3.14: Imágenes IR 10.8 μm del Meteosat-9 de 12 (izquierda) y 18 UTC (derecha) del día 16 sobre las que están superpuestos los campos del modelo ECMWF, de viento (barbas en kt) e isotacas (contornos azules para vientos superiores a 30 m s^{-1} ; intervalo de contorno: 5 m s^{-1}) en 250 hPa, y de función frontogénica en 300 hPa (en amarillo; intervalo de contorno $1 \text{ K} \cdot \text{km}^{-2}$).

El ambiente sinóptico de esta situación, con la presencia de humedad tropical, tiene bastante similitud con los *Predecessor Rain Events* (PRE), los cuales fueron definidos primero por Cote (2007) como zonas mesoescalares de intensas lluvias que superan 100 mm en 24 h y que pueden ocurrir a unos 1000 km hacia el polo de los ciclones tropicales que recorren sobre el tercio oriental de Estados Unidos. Cote (2007) y Galarneau et al. (2010) demostraron que 1) Los PREs estaban asociados al transporte hacia el polo de humedad tropical por delante de la trayectoria de los CT y 2) Los PRE ocurren donde esta humedad tropical entraba en una zona de ascenso forzado sobre y al norte de una zona baroclina de niveles bajos situada bajo la zona de entrada del lado hacia el ecuador de un chorro en niveles altos. Estos estudios se muestran con más detalle en el correspondiente anexo A junto con otros estudios de Knippertz sobre precipitaciones intensas en África Noroccidental.

I.4.- Aspectos Mesoescalares

I.4.1. Bandas convectivas

En la figura I.4.1.c se aprecia que a las 18 UTC la zona al sur del máximo de viento y al este de las anomalías positivas de vorticidad potencial (asociadas a la vaguada de latitudes medias) era muy nubosa, con alta humedad relativa y baja VP (mayoritariamente entre 0.0 y 0.2 UVP).

El modelo detectó las zonas de cimas nubosas más frías (figura I.4.1.c) como zonas de VP muy próxima a cero en la capa 250-300 hPa, resultantes de la convección, que aparecen resaltadas con color rosa en la figura I.4.1.b.

Es de señalar especialmente la línea de convección alta LL' que aparece tanto en el campo de VP como en la imagen de satélite, que aparentemente fue un ingrediente principal del evento y parece promovida por la circulación vertical directa asociada a la zona de entrada del máximo de corriente en chorro en altura.

La banda convectiva se formó en la rama ascendente de la circulación secundaria directa asociada a la zona de entrada de un máximo de chorro en altura, próxima a las sierras Béticas occidentales, cerca del Estrecho de Gibraltar, en el lado de cizalladura anticiclónica del chorro, donde existía inestabilidad condicional y posiblemente también inestabilidades simétrica (VP negativa) e inercial (vorticidad absoluta negativa).

La incidencia de la línea de convección LL' en el evento es bastante evidente cuando se observa una secuencia de imágenes (figura I.4.2.). Además las precipitaciones intensas cesaron cuando la banda finalizó de pasar por las comarcas cordobesas.

Schumacher et al. (2010), por medio de simulaciones con modelos que permiten convección, estudiaron los mecanismos responsables del desarrollo y organización de bandas de convección observadas en el lado de cizalladura anticiclónica de chorros intensos en niveles altos y medios, y ambientes a gran escala poco saturados en eventos del oeste de Estados Unidos. Ellos mostraron que las bandas simuladas aparecían en un medio con capa límite baroclina y bien mezclada, energía potencial para la convección positiva y VP negativa. Las bandas individuales se iniciaban en el lado de bajo momento de los banners de vorticidad de detrás las montañas, en asociación con ascensos frontogénicos en zonas baroclinas. También demostraron que los ascensos causados por frontogénesis y por la convección húmeda en bandas, generaban nuevas zonas de vorticidad negativa al transportar hacia arriba aire de bajo momento, creando fuertes gradientes horizontales en la intensidad del viento.

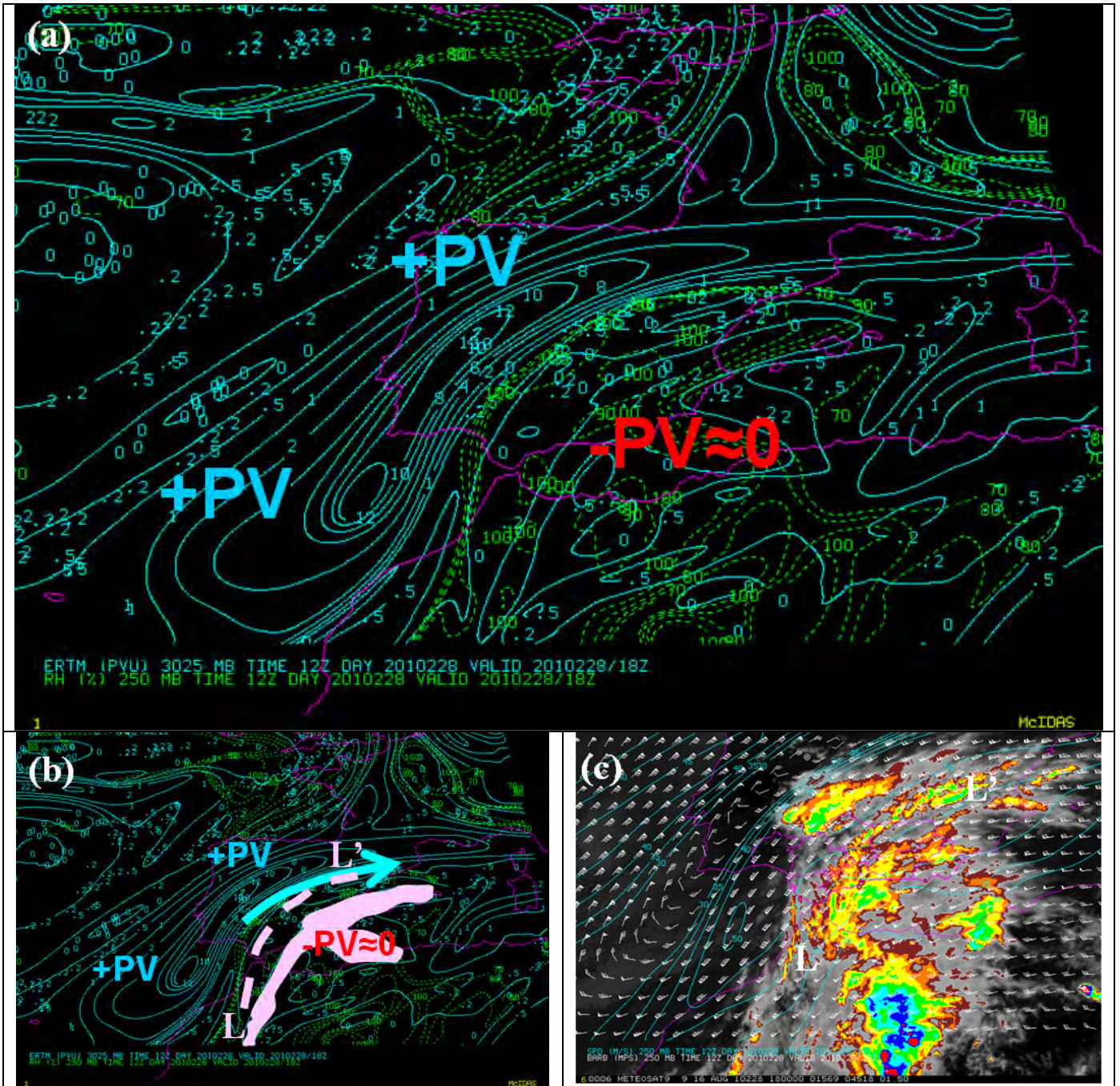
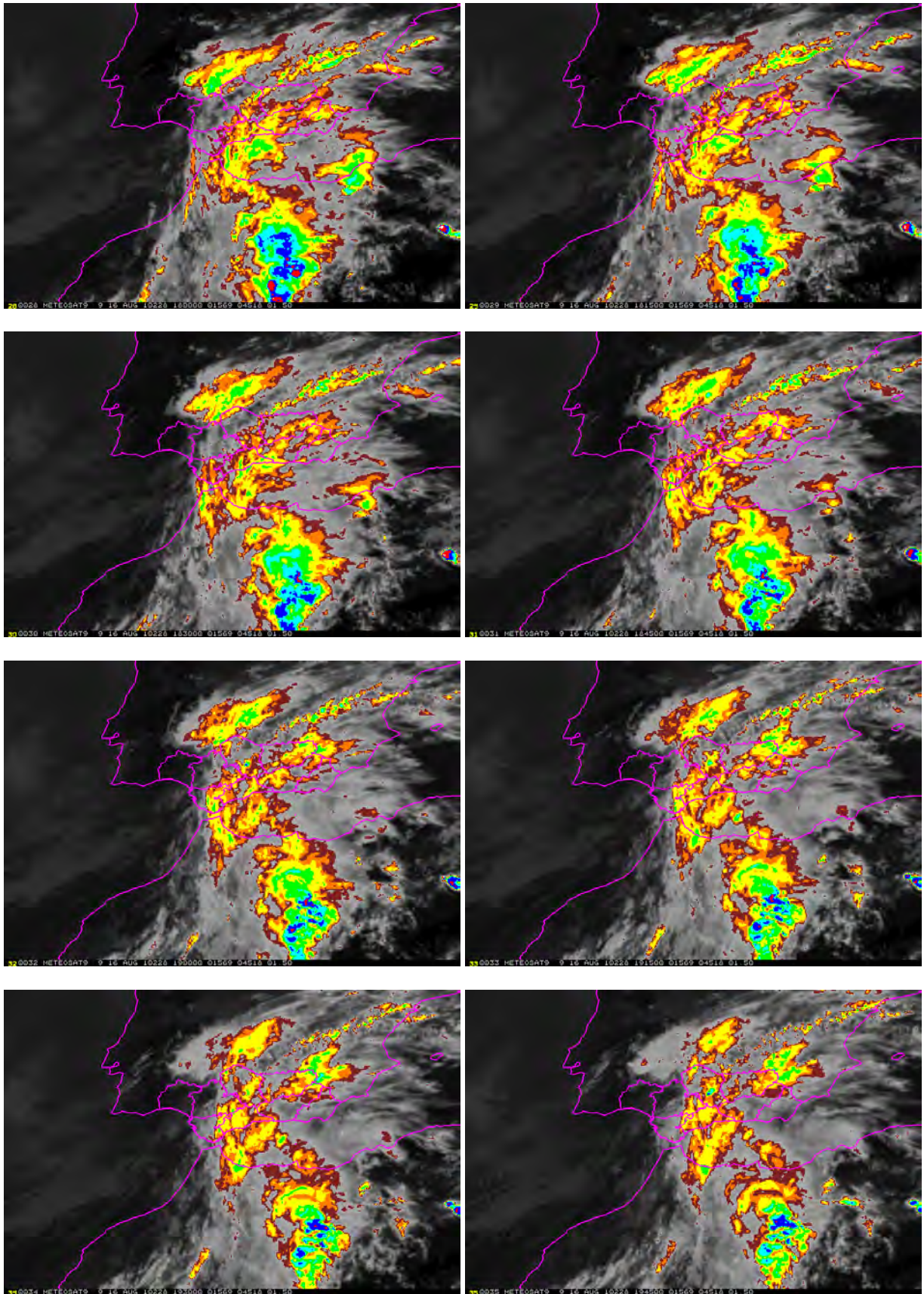


Figura I.4.1. Día 16 a 18 UTC. (a) y (b): VP en la capa 250-300hPa (en azul y línea continua; intervalo de contorneo 1 UVP para $VP \geq 1$, además líneas de 0.5, 0.2 y 0.0 UVP) y humedad relativa en 250 hPa (contorneada a trazos y en verde solo para valores $> 70\%$; intervalo de contorneo 10). En (b) igual que (a) y además están señalados el máximo de viento (flecha azul) y las zonas con $PV \approx 0$ (color rosa). En (c) banderas de viento (barbas en kt) e isotacas (contornos azules para vientos superiores a 30 m s^{-1} ; intervalo de contorneo: 5 m s^{-1}) en 250 hPa sobre imagen IR $10.8 \mu\text{m}$ del Meteosat-9 coloreada. Ver texto para más detalles sobre la línea de convección L-L'.



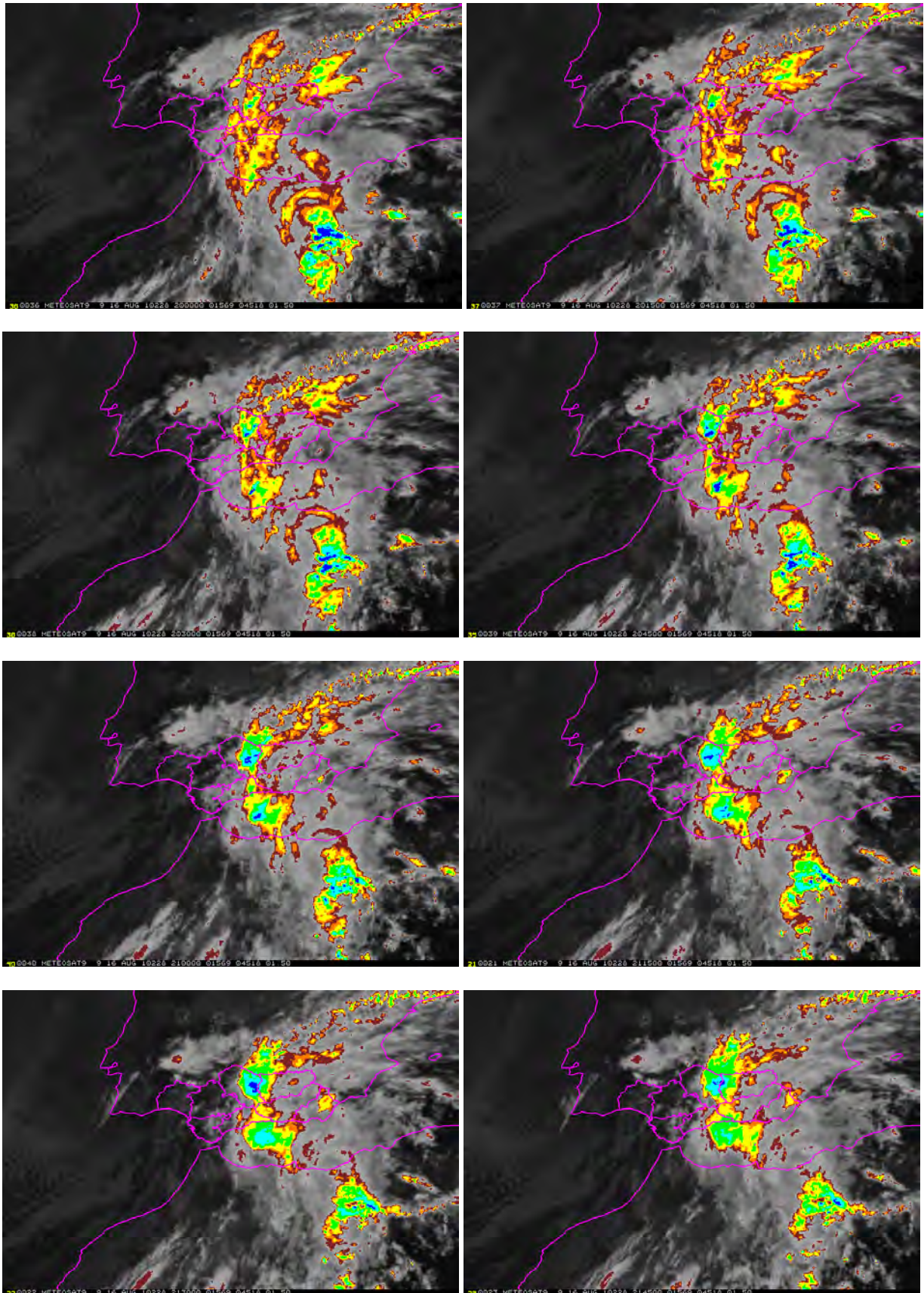
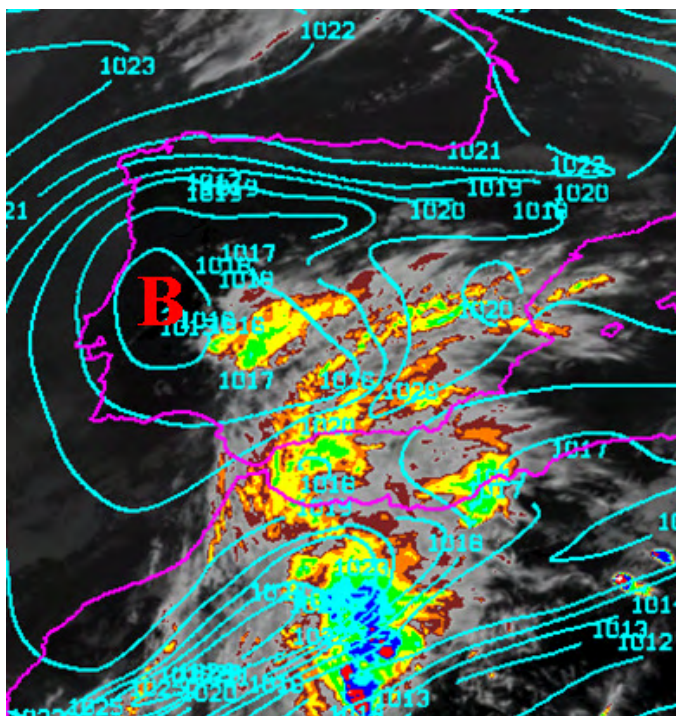


Figura I.4.2. Imágenes IR10.8 μm realizadas del Meteosat-9: 18:00 a 21:45 UTC del día 16, de arriba abajo y de izquierda a derecha para la secuencia lógica.

I.4.2. Convergencia del viento en niveles bajos

En la figura I.4.3 se muestra el campo de presión a nivel del mar a las 18 UTC del modelo ECMWF. Aparece una baja en la parte occidental de la península prolongada con una vaguada al oeste del Estrecho, reflejo de la vaguada de latitudes medias en altura, y con una baja térmica sobre la península.



En la figura I.4.5 se muestran las rachas máximas de viento en los diez minutos anteriores a las 20:00 UTC del día 16, registradas en la red de Estaciones Meteorológicas Automáticas (EMAs) de AEMET. Este patrón con vientos del oeste en el Valle del Guadalquivir y del sur en el Valle del Guadalhorce, con convergencia en la zona de Aguilar (flechas rojas), se mantuvo durante el episodio confirmando los mapas del modelo ECMWF. En el recuadro de la esquina inferior derecha de la figura se observa la temperatura singularmente fría en Aguilar de la Frontera, producto de la acumulación de aire frío causado por las tormentas.

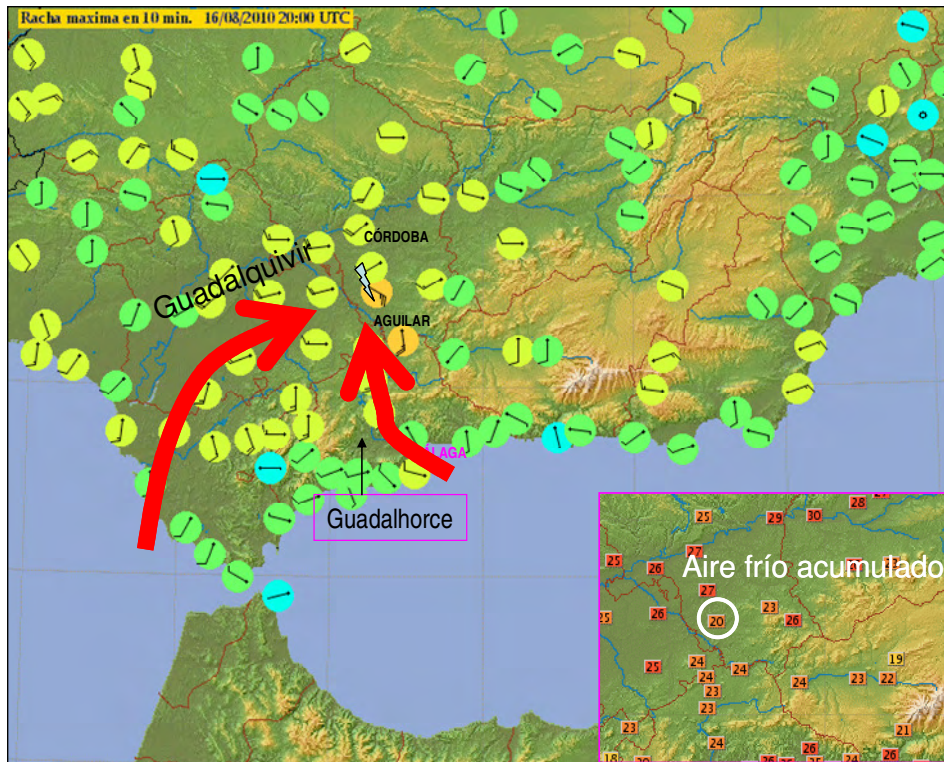


Figura I.4.5. Rachas máximas de viento en 10 minutos anteriores a 20:00 UTC de la red de EMAs de AEMET. En el recuadro, temperaturas a esta misma hora y rodeada de círculo blanco la temperatura de la Estación de Aguilar a las 20:00 UTC.

I.5.- Una interpretación de la persistencia de las lluvias en Aguilar

Como se ha visto antes, la presencia de la línea LL' de convección elevada (figura I.4.1.c) fue crucial. De esta evidencia y de los análisis de los campos en niveles altos y bajos de la troposfera surge una interpretación que se muestra esquemáticamente en la figura I.5.1.

- Existía una zona de convergencia de masas de aire diferentes en niveles bajos en el sur de la provincia de Córdoba a las 18 UTC del 16 de Agosto, donde convergían una corriente de aire del oeste que discurría a lo largo del Guadalquivir y otra corriente procedente del sur (Alborán) que penetró hasta la zona a través del Valle del Guadalhorce
- Una primera tormenta en la zona de convergencia en niveles bajos, creó una acumulación de aire frío en Aguilar.
- La interacción de este depósito frío en cuyos bordes hay vorticidad relativa horizontal que en su parte oeste tendría sentido positivo, y el máximo relativo de viento del oeste a lo largo del Guadalquivir que por encima creaba vorticidad horizontal negativa (hacia el ecuador), generaba movimientos ascendentes (figura I.5.1), pero que probablemente no superaran el nivel de condensación por elevación.
- La llegada sobre la zona de convección alta organizada en la línea LL' asociada a los movimientos verticales ascendentes en la zona derecha de la entrada del chorro en niveles altos y frontogénicos, disparó convección profunda desde niveles más bajos al engarzarse con las ascensiones sobre la zona de acumulación de aire frío de Aguilar (figura I.5.1)
- Este proceso se repite mientras la línea LL' deslizaba sobre la zona.
- Las velocidades de los vientos en niveles medios y las cizalladuras de viento fueron débiles, lo que causó que los focos convectivos fueran de movimiento lento y de gran eficiencia de precipitación.

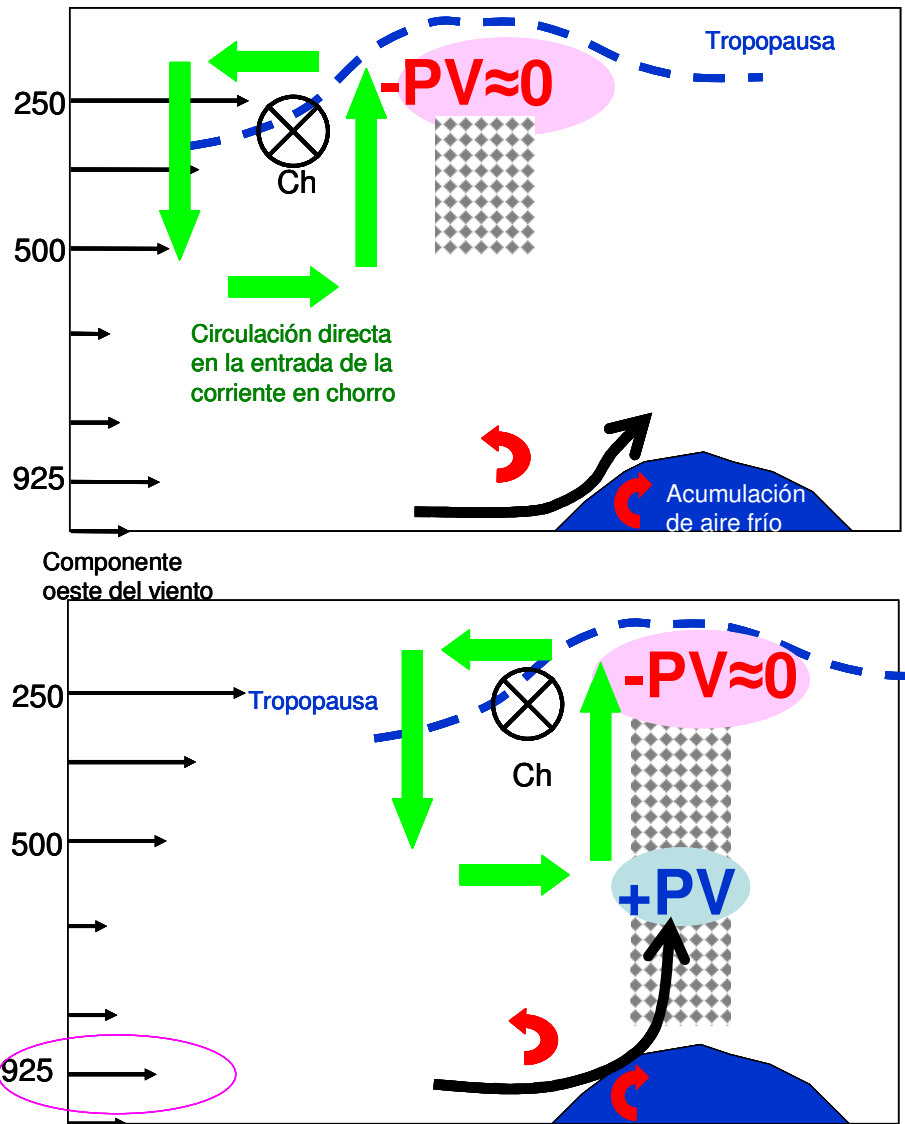


Figura I.5.1. Posible interpretación esquemática del disparo de la convección en el caso de Aguilar. El máximo de la corriente en chorro en niveles altos (JS) sería de dirección WSW y la circulación directa asociada no se encontraría en el plano del dibujo. Las flechas en rojo indican el sentido de la vorticidad producidas por el depósito frío y por la cizalladura vertical del viento en niveles bajos.

II. DATOS DE SUPERFICIE Y VALORACIÓN CLIMATOLÓGICA

II.1.- Análisis espacial de la precipitación

Durante la segunda mitad del día 16 de agosto de 2011, se produjeron tormentas con precipitaciones localmente fuertes o muy fuertes en la parte sur peninsular. No todas tuvieron lugar en horas donde el calentamiento diurno pudo haber ejercido un papel decisivo en el disparo, y además en algunas el forzamiento orográfico no fue un factor determinante.

En las imágenes del mosaico nacional radar de estimación de la precipitación acumulada en un periodo de 24 horas (figura II.1.1), se observan diversos máximos relativos en Badajoz, Jaén, Ciudad Real y Albacete, pero sobresale de manera importante el entorno de Aguilar de la Frontera en el Valle del Guadalquivir de la provincia de Córdoba.

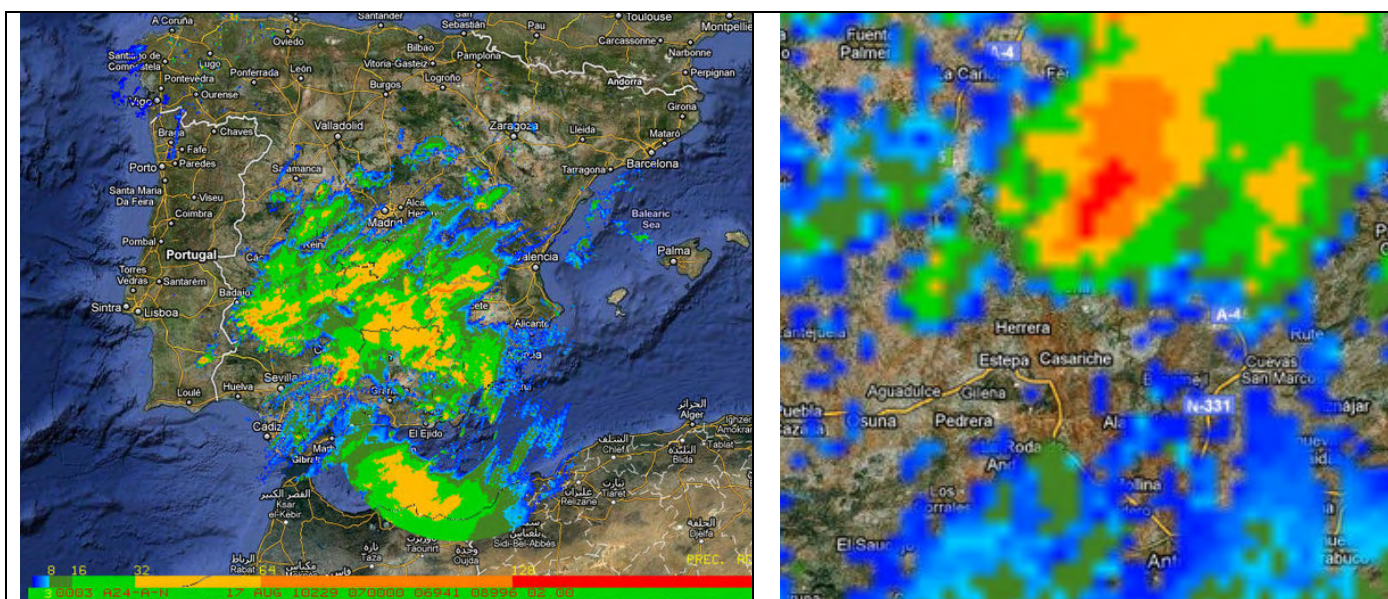


Figura II.1.1. Estimación de la precipitación acumulada por el mosaico radar nacional, a la izquierda. Detalle sobre Aguilar a la derecha. Ambas escalas de colores en las imágenes, y en mm, son las mismas.

En el ámbito andaluz, se detectan en el análisis espacial de la precipitación (figura II.1.2), dos máximos en el término municipal de Aguilar (con 218 y 213,8 mm en estaciones muy próximas) y uno en Bujalance (134 mm). También aparecen algunos núcleos ligados a zonas de realce orográfico en Jaén (máximo de 79,2 mm) y en el norte de la provincia de Granada (60 mm), así como otro en la costa tropical granadina (51,4 mm).

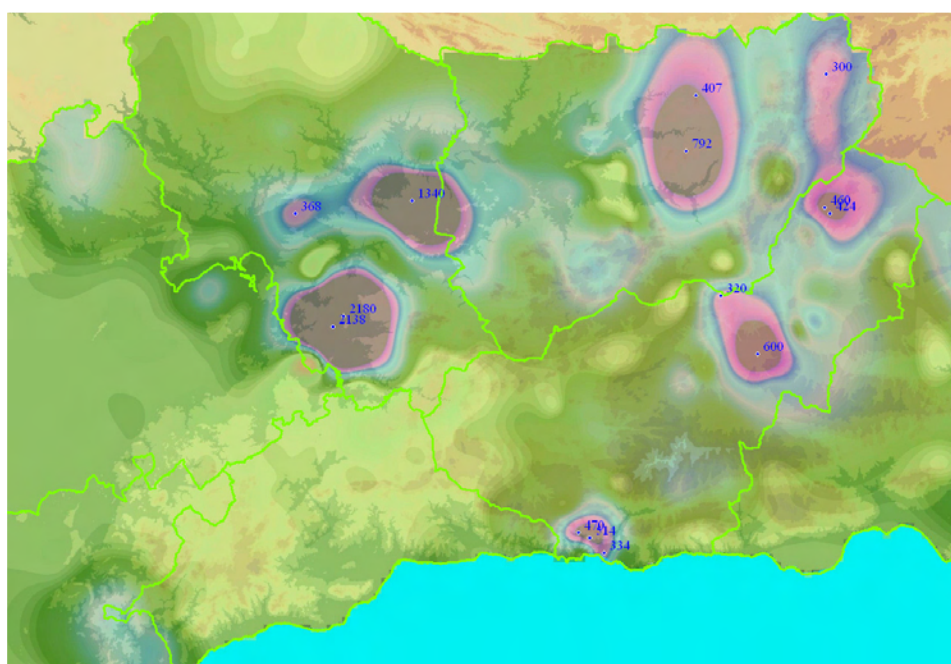


Figura II.1.2. Núcleos observados de precipitación en Andalucía (en décimas de mm). Datos provenientes de la red de AEMET, para un periodo de 24 horas (de 7 UTC del día 16 a 7 UTC del 17)

Si nos centramos en la provincia de Córdoba, comprobamos que realmente hay dos áreas en las que se supera la cantidad acumulada de 100 mm durante el episodio (figura II.1.3). Una de las dos representa una mayor extensión en torno a la localidad de Aguilar, donde hay dos estaciones que registran más de 200 mm. La otra se sitúa en las proximidades de Bujalance, con un máximo pluviométrico de 134 mm según los datos disponibles.

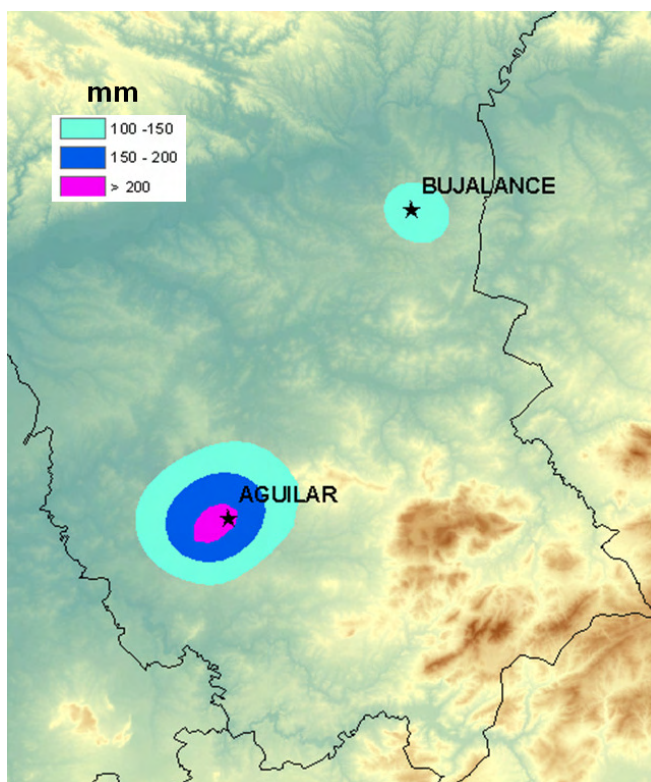


Figura II.1.3. Áreas donde se superó el umbral de 100 mm durante el día 16. Datos procedentes de la red de AEMET, para un periodo de 24 horas (de 7 UTC del día 16 a 7 UTC del 17)

El radar de Sevilla, a unos 150 km de Aguilar, estimó bastante bien el máximo de precipitación (figura II.1.4), aunque infravaloró la cantidad total al reflejar un máximo de 144 mm. Hay que tener en cuenta que durante la situación, el radar de Málaga, casualmente el más próximo al lugar de las precipitaciones torrenciales, estuvo fuera de servicio.

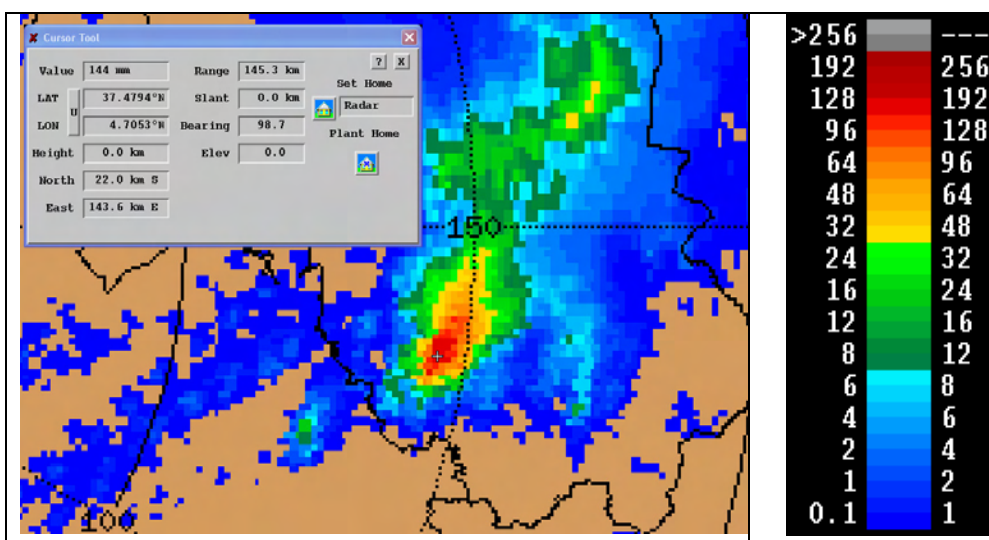


Figura II.1.4. Estimación del radar de Sevilla de la precipitación acumulada, en mm, durante el día 16.

Es muy destacable el hecho de que en dos estaciones muy próximas entre sí (aproximadamente distantes 5,5 km en línea recta), pertenecientes ambas al término municipal de Aguilar de la Frontera, se superó el valor de 200 mm en 24 horas (figura II.1.5). Se trata de Nuestra Señora de Soterraño (218 mm) y Laguna Zoñar Automática (213,8 mm).

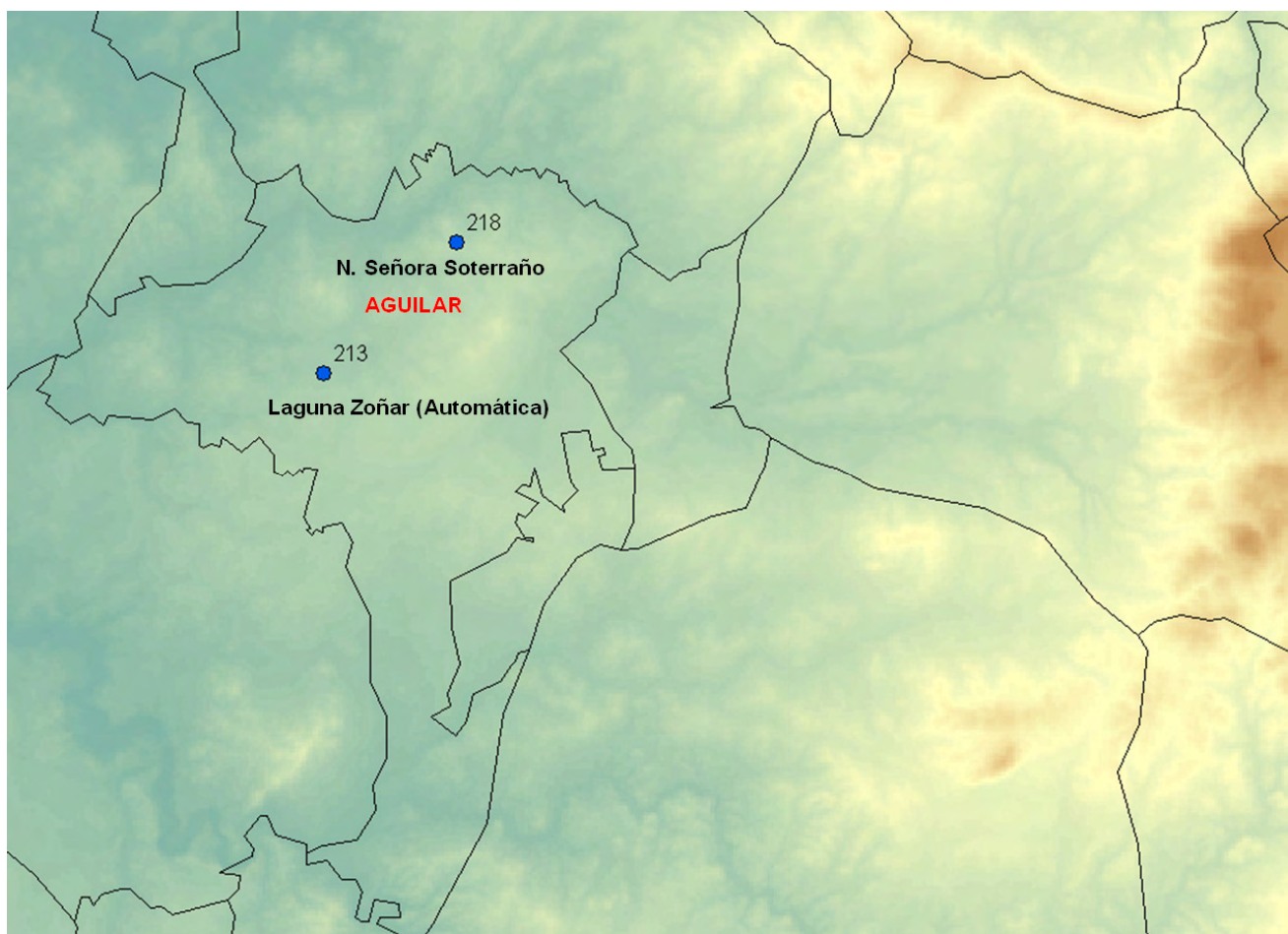


Figura II.1.5. Estaciones del término municipal de Aguilar de la Frontera que superaron 200 mm durante el día pluviométrico 16 de agosto de 2010.

II. 2.- Análisis temporal de la precipitación en Aguilar de la Frontera

En el término municipal de Aguilar de la Frontera se superaron los 200 mm en dos estaciones, con un máximo de 218 mm en 24 horas en la estación de Nuestra Señora de Soterraño.

Como en esta estación no se dispone de registro de intensidad de las precipitaciones, para este menester nos basaremos en la vecina estación meteorológica automática de “Laguna de Zoñar” (también situada en el término municipal de Aguilar de la Frontera), donde se recogieron aproximadamente 213 mm, con intensidad máxima de 112 mm en una hora, de 21 a 22 UTC.

El episodio pluviométrico y tormentoso se prolongó durante más de cinco horas (figura II.2.1). Sin embargo las precipitaciones más intensas comenzaron en Aguilar hacia las 18:40 UTC, con un primer episodio de casi una hora en el que cayeron aproximadamente 36 mm, para remitir por espacio de veinte minutos. Fue en torno a las 20 UTC cuando durante aproximadamente durante hora y media, se produjeron precipitaciones torrenciales, no bajando de 10 mm en diez minutos durante todo ese periodo, registrándose varios valores diezminutales superiores a 20 mm.

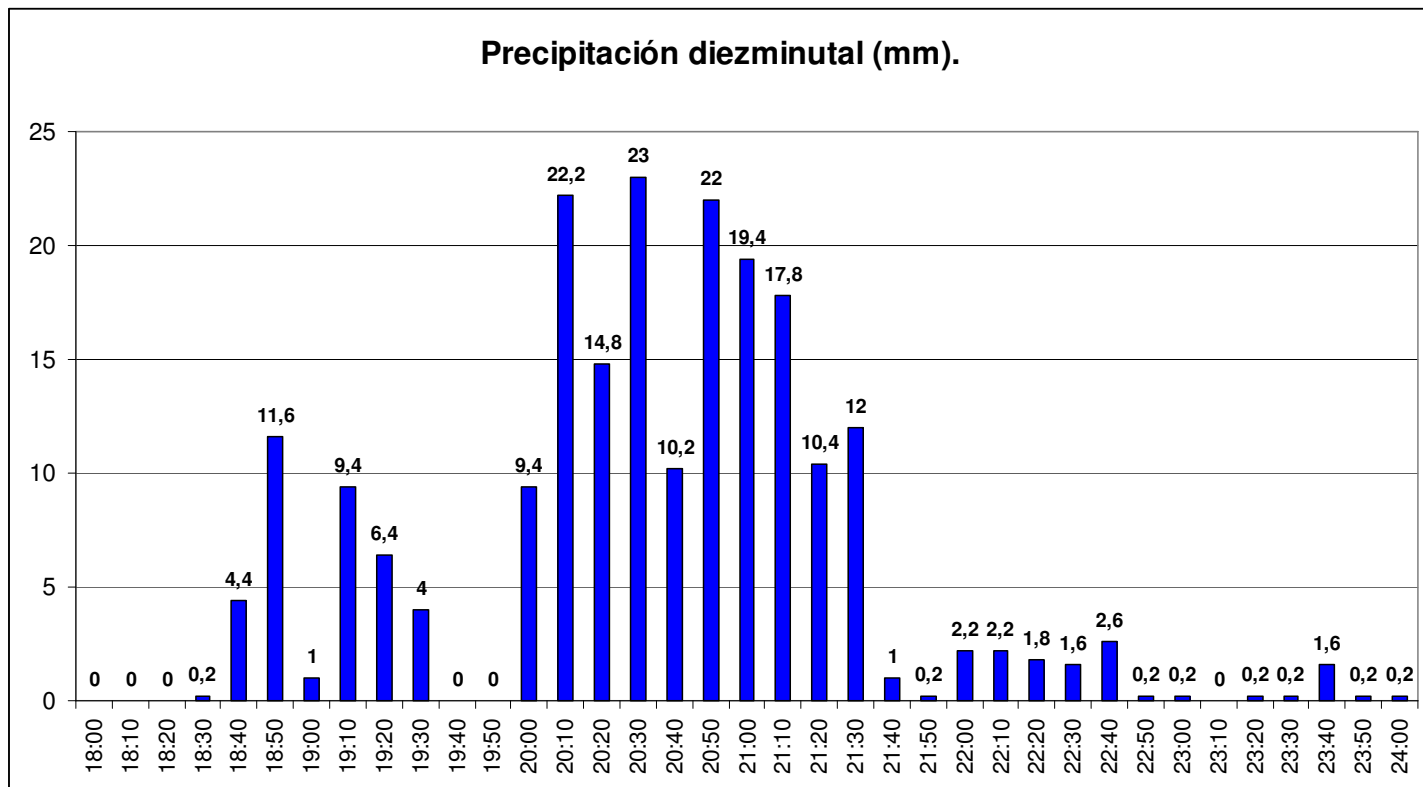


Figura II.2.1. Precipitación (en mm) en intervalos de 10 minutos (en horario UTC) de la estación meteorológica automática de “Laguna de Zoñar (Aguilar de la Frontera)”.

A la luz de la gráfica de la estación automática “Laguna de Zoñar”, queda patente la elevada intensidad de las precipitaciones atendiendo a las cantidades recogidas en intervalos diezminutales, pero también llama poderosamente la atención la persistencia de chubascos muy intensos por espacio de hora y media (de 20 a 21:30 UTC).

Los valores máximos de precipitación totalizada en 10, 20 y 30 minutos fueron de 23, 41 y 60 mm respectivamente, los cuales dan muestra de la torrencialidad inequívoca del episodio, el cual llegó a registrar 111,6 mm en una hora, 162,4 mm en dos y 212,6 mm en menos de doce horas.

Aparte de los datos de precipitación, destacan otros registros de la estación automática de Aguilar. Por ejemplo, la temperatura descendió casi 10 grados a partir de las 18 UTC en apenas dos horas. En cambio la temperatura de rocío se vio incrementada en unos 4 grados en aproximadamente media hora desde las 18 UTC. La humedad relativa aumentó de manera rápida de un 50% a las 18:10 UTC, a un 80% a las 19:00 y a un 93% a las 19:20.

El viento estuvo soplando ya desde por la mañana de componente oeste, intensificándose paulatinamente hasta la hora del disparo convectivo. Durante el episodio tormentoso se produjeron rachas intensas de viento, con varios picos entre los que destacaron uno de 64,4 km/h a las 19:10 UTC (al principio de las precipitaciones intensas) y otro de 71,3 km/h a las 20:50 UTC.

También es digna de mención la existencia de oscilaciones por espacio de unas tres horas, de las variables temperatura, punto de rocío, viento y humedad, tal y como se muestra en la correspondiente gráfica de la estación meteorológica automática de Aguilar “Laguna de Zoñar” (figura II.2.2).

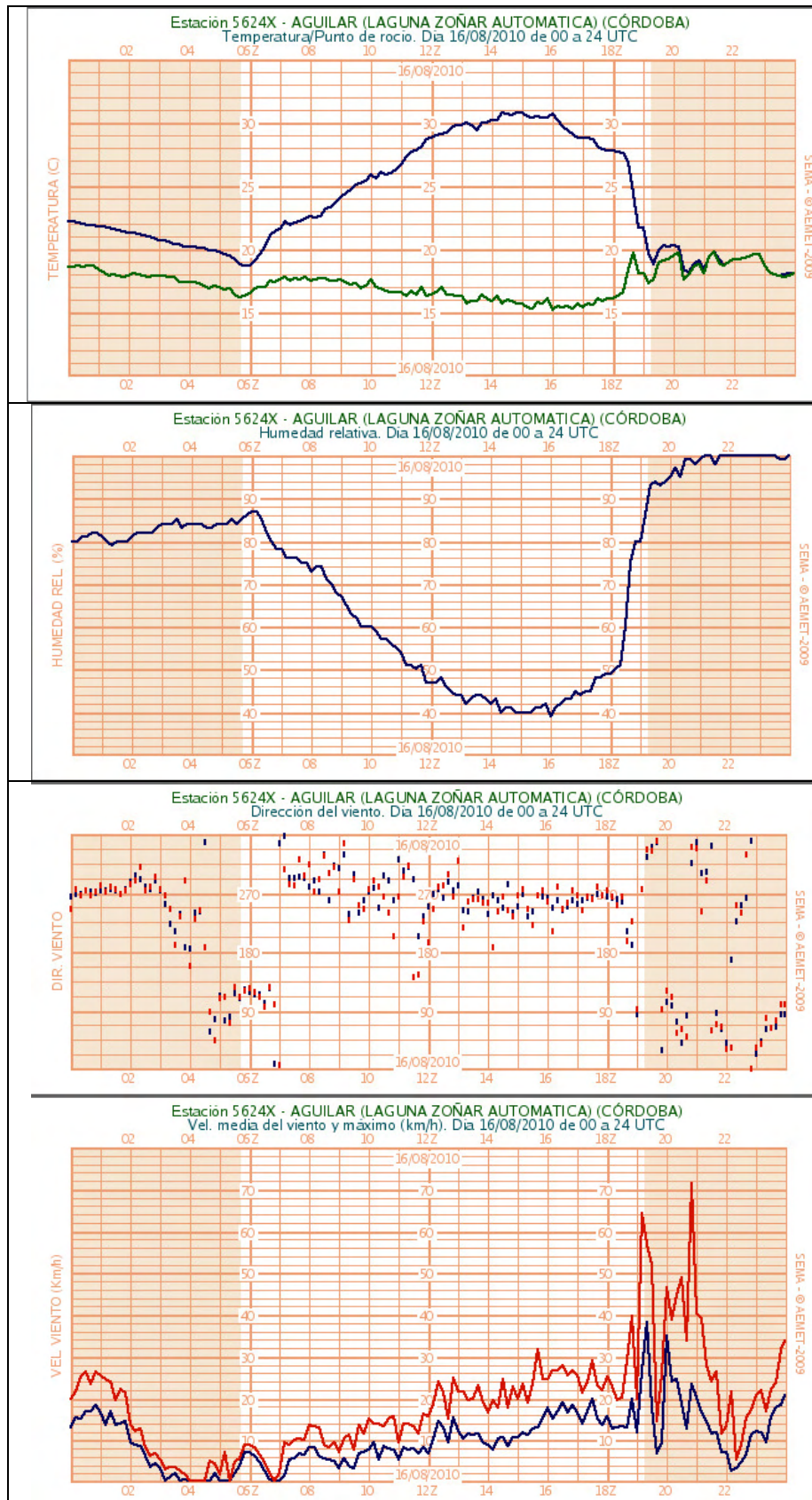


Figura II.2.2. Gráficas de la estación de Aguilar de la Frontera. Temperatura (°C), punto de rocío (°C), humedad relativa (%), dirección del viento (°) e intensidad y racha de viento (km/h)

II.3.- Valoración climatológica del episodio

Con objeto de encuadrar las precipitaciones registradas el 16 de agosto de 2010 en el término municipal de Aguilar dentro de las características climatológicas de la región, se van a realizar, por un lado, un análisis espacio temporal de ocurrencia de precipitaciones intensas y, por otro, un análisis de la influencia de precipitaciones acaecidas en días previos al de precipitaciones intensas.

II.3.1 Climatología de precipitaciones diarias destacables en la mitad sur peninsular

El primer análisis se realizará a partir de los datos mensuales de precipitaciones máximas en 24 horas de las estaciones situadas por debajo del paralelo 40º N. Este área ocupa la mitad sur peninsular y, por tanto, la zona de interés. Las estaciones pertenecen a la red pluviométrica de AEMET y se les ha exigido que tengan al menos 20 años de registros pluviométricos. El número de estaciones seleccionadas asciende a 1114. Es necesario indicar que, por las características de las estaciones utilizadas, las acumulaciones de precipitación en 24 horas se realizan, aproximadamente, desde las 9 hora local de un día hasta las 9 hora local del día siguiente.

No todas las estaciones tienen datos de precipitaciones máximas en 24 horas todos los meses de los años usados debido a la existencia de lagunas. Estas lagunas son causadas, por un lado, por no haberse realizado la observación o, habiéndose realizado, por no haber pasado los controles de calidad, y, por otro, a que las estaciones que integran la red van variando a lo largo de los años. Si se analiza la información utilizada se encuentra que el número de datos de precipitación disponible es escaso en los anteriores a 1960, alcanza un máximo alrededor de 1985 y desciende posteriormente. Por tanto, la probabilidad de captura de fenómenos locales disminuye con el número de estaciones, suponiendo una distribución espacial regular. Para asegurar que la ausencia de datos no afecte a las conclusiones a extraer se ha analizado también la distribución de los mismos por meses, encontrándose que éstos están distribuidos uniformemente a través de los 12 meses del año.

Las más destacables precipitaciones acumuladas en 24 horas se presentan con mayor frecuencia en otoño y al comienzo de invierno (el 83% de las precipitaciones que superan los 200 mm), destacando el mes de octubre (figura II.3.1). Durante el resto del año aunque se pueden presentar días con precipitaciones importantes, la frecuencia de casos es mucho menor, con un mínimo en el periodo estival. En esta época, la casuística es mucho más escasa (sólo el 2% de las precipitaciones que superan 200 mm).

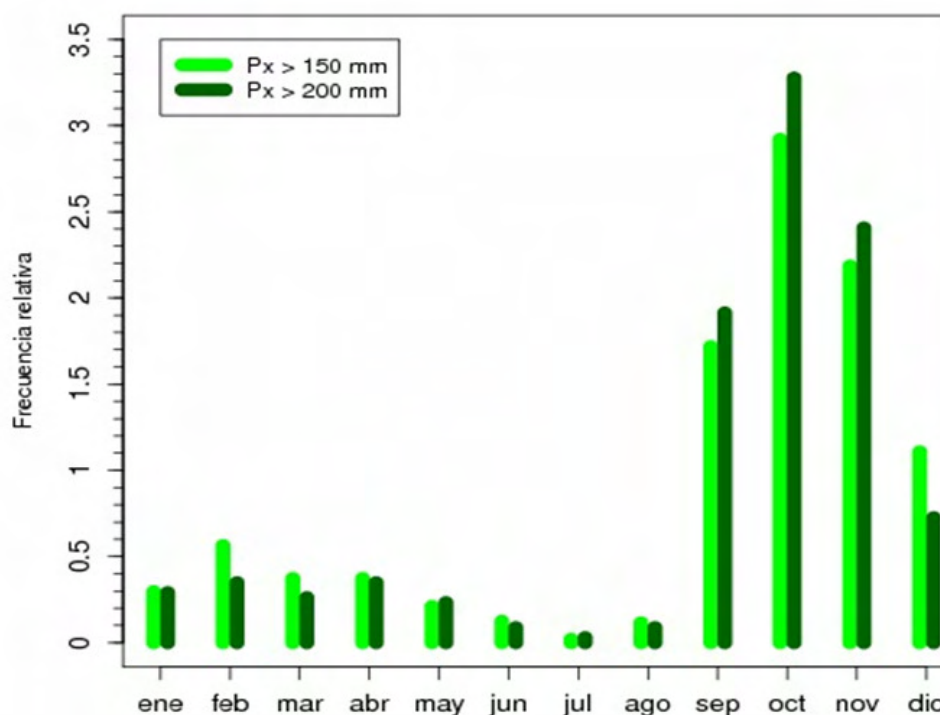


Figura II.3.1. Distribución de los meses en los que se han llegado a registrar precipitaciones diarias por encima de 150 y 200 mm en la zona sur peninsular.

Estas precipitaciones intensas se localizan, principalmente, en el litoral mediterráneo y, en concreto, en el Golfo de Valencia. En la zona del interior y área de características más atlánticas, el número de estaciones disminuye de forma apreciable, especialmente aquellas que han llegado a registrar precipitaciones por encima de los 200 mm en 24 horas. En el litoral mediterráneo andaluz, estas estaciones se alinean a lo largo del cauce del río Guadalhorce y entre Sierra Nevada y la costa, poniendo de manifiesto el efecto potenciador de la orografía en este tipo de precipitaciones (figura II.3.2).

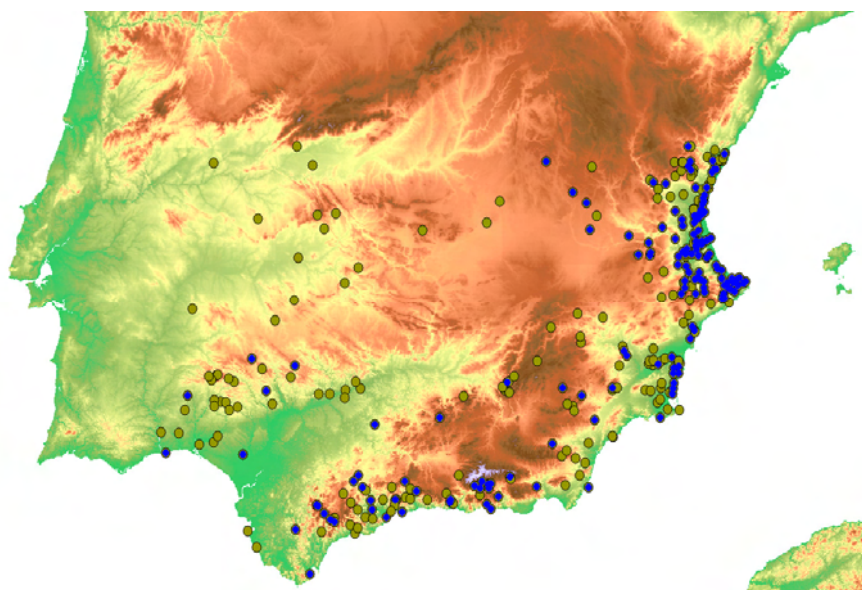


Figura II.3.2. Distribución espacial de las estaciones donde se han registrado precipitaciones superiores a 150 mm (verde) y a 200 mm (azul) en 24 horas por debajo de los 40º N.

Por tanto, las precipitaciones registradas el día 16 de agosto de 2010 de Aguilar se produjeron en un mes donde la frecuencia de casos es pequeña y en un área donde no existe concentración de estaciones que hayan superado la cantidad ni de 150 mm ni de 200 mm.

II.3.2. Climatología de los días de precipitación superior a 150 mm.

Con el objetivo de acercarnos más a la zona de interés, el estudio climatológico de los días de precipitaciones iguales o superiores a 150 mm se centrará en la comunidad andaluza (el umbral para definir un evento se ha fijado en 150 mm con el fin de tener un número apreciable de eventos). En este caso se utilizarán los datos diarios de precipitación acumulada (aproximadamente desde las 9 h.l. de un día hasta las 9 h.l. del día siguiente) de 887 estaciones desde 1961 hasta 2010. Estas estaciones tienen al menos 10 años de datos completos en el periodo seleccionado.

El umbral establecido de 150 mm en 24 horas ha sido superado en 197 días. En general, para la mayoría de estas fechas (66 %) solo se han registrado estas cantidades en una estación. Por el contrario, existen días concretos en los que se ha superado este umbral en más de 20 estaciones. Estos días se concentran en los meses de octubre a diciembre. En esta época del año, la circulación general desciende de latitud y los sistemas frontales activos atraviesan la comunidad produciendo precipitaciones eficientes en varios puntos durante un mismo día. Es necesario indicar que la distribución de estaciones, aunque cubre todo el territorio analizado, sin embargo no presenta una distribución regular.

En el periodo estival, sólo existen tres fechas en las que se han superado los 150 mm en 24 horas: el 9 de junio de 2010, en Grazalema AMA, el 31 de agosto de 1969, en tres estaciones de la provincia de Málaga (Pantano de Guadalhorce, Alozaina y Colmenar), y el día objeto de este trabajo, el 16 de agosto de 2010, en Aguilar “Ntra. Sra. de Soterraño” y Aguilar “Laguna Zoñar” en la provincia de Córdoba. Las seis estaciones mencionadas, excepto las dos estaciones de Aguilar, se encuentran en zona con orografía compleja. Además, las tres estaciones de la provincia de Málaga están ubicadas en zonas expuestas a vientos del Mediterráneo, bien a través del río Guadalhorce, bien a través del río de Vélez. Sin embargo, Aguilar se sitúa al norte del Sistema Bético, en un terreno suave, con poca pendiente y volcada hacia el valle del Guadalquivir.

Para determinar la cantidad de precipitación de cada evento se ha calculado la cantidad de precipitación acumulada en 48 horas, incluyendo el día del evento y el día posterior. Entendemos por eventos aquellos días en los que, en alguna estación de la región analizada, se han registrado precipitaciones iguales o superiores a 150 mm. Dado que un evento determinado puede incluir varias estaciones, se asigna como precipitación del evento el valor máximo de las precipitaciones acumuladas en 48 h en las estaciones involucradas.

Los valores máximos en 48 horas son mayores en otoño e invierno y menores en primavera y verano (figura II.3.3). Esto va ligado al tipo de precipitación que domina en cada una de estas dos épocas del año. Las precipitaciones de primavera y verano tienen un carácter convectivo. Como tal, su repartición espacial es irregular, siendo poco probable que se produzcan precipitaciones importantes dos días consecutivos en un mismo observatorio. Por el contrario, las precipitaciones de otoño e invierno están más asociadas a sistemas frontales y la duración de los eventos son superiores a un día.

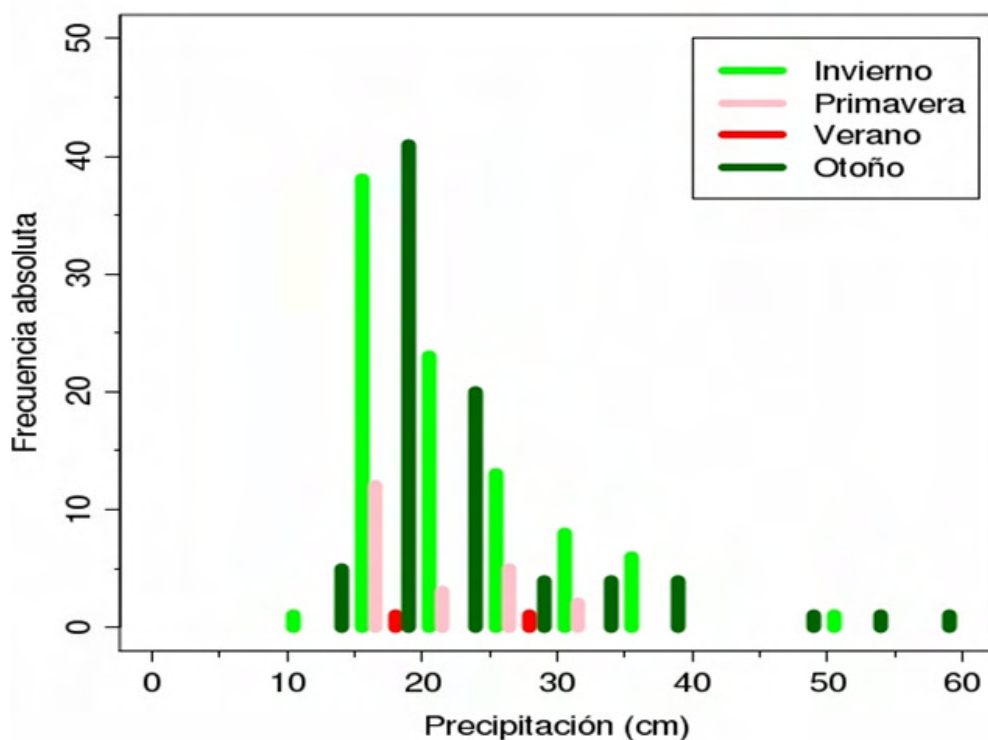


Figura II.3.3. Histograma de las precipitaciones máximas en 48 horas registradas en eventos con precipitaciones superiores o iguales a 150 mm en 24 horas según las estaciones del año en Andalucía.

Para evaluar la influencia de las situaciones de los días previos en un evento determinado se analizan las precipitaciones acumuladas en los 7 días previos a la fecha de precipitaciones intensas (figura II.3.4). Para una misma fecha de un evento, se pueden haber registrado precipitaciones superiores a 150 mm en más de una estación. En este caso, al igual que se realizó en el análisis previo, se selecciona una estación representativa del evento, aquella cuya precipitación acumulada en 24 horas es mayor.

Para asegurar que no exista solapamiento de eventos dentro de la climatología, si para una estación determinada se producen dos eventos de precipitación intensa que distan menos de 7 días, se selecciona el evento de fecha más temprana. Con la información seleccionada según los criterios indicados se han analizado las precipitaciones acumuladas en los 7 días previos a la fecha del suceso y en las estaciones representativas y se ha comparado con dos climatologías obtenidas para las fechas y estaciones donde se ha producido el evento. Una de ellas sólo considera la información de los años que, habiéndose producido precipitación, ésta es inferior a 150 mm. La otra se ha elaborado usando la información de todos los años menos aquellos en los que la precipitación en 24 horas ha superado los 150 mm. Por tanto incluye años de ausencia de precipitación y años con precipitación.

En general se observa que la precipitación de los 7 días previos a un evento tiende a ser mayor en los casos de precipitaciones intensas. La mediana de estas precipitaciones para eventos de lluvias intensas es de 47 mm, la de eventos de lluvia inferiores a 150 mm es 30,7 mm y, en general, es de 6 mm. Esta diferencia entre los dos últimos casos está ligado a la persistencia que tienen situaciones anticiclónicas, ya que se incluyen los años que no se han producido precipitaciones en las fechas y estaciones indicadas. Para acercarnos a eventos asociados a precipitaciones de carácter convectivo, se consideran solo los meses de primavera y verano. En este caso las medianas de eventos de lluvias intensas y de eventos de lluvias no intensas son prácticamente iguales (19,6 mm para eventos de precipitaciones intensas y 18,7 mm para eventos de lluvias no intensas) y se distancian de la mediana del caso general que es de 3 mm.

Esta disminución de la mediana es debida a la persistencia de las situaciones que no producen precipitación en el verano y primavera en estas fechas y estaciones. El 40 % de los casos analizados no registraron precipitación la fecha (día y mes) de los eventos ni en la semana previa, aumentando el porcentaje al 79% si sólo se consideran los meses de verano.

En general, la frecuencia de casos debida a la persistencia, tanto de ausencia como de presencia de lluvia, es del 56% aumentando al 81% en los meses de verano. En esta época del año la ocurrencia de precipitación no está ligada a la ocurrencia de la misma en la semana previa (2%)

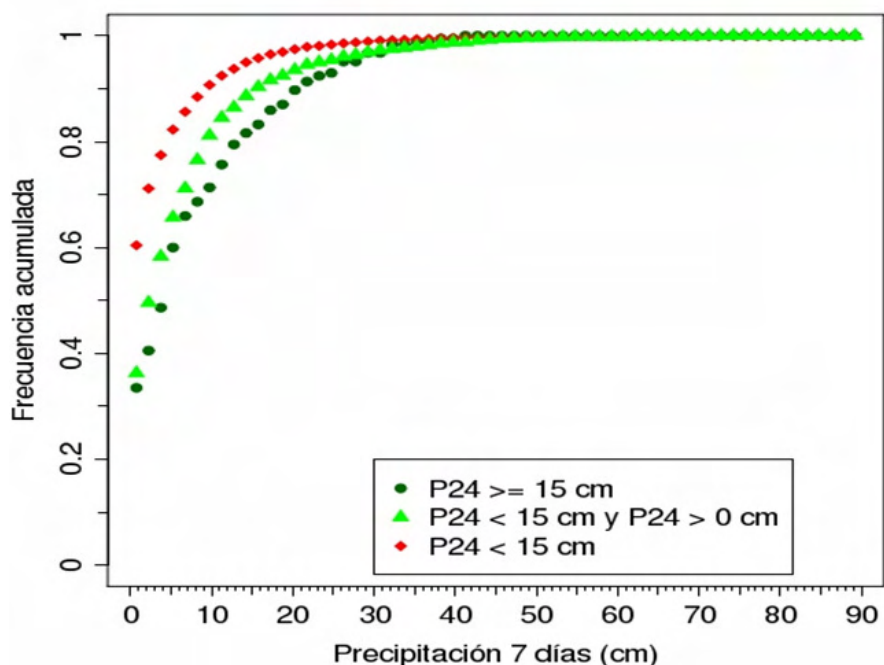


Figura II.3.4. Distribución de las precipitaciones acumuladas en los siete días previos a un evento de precipitación intensa climatológico y del evento

II.3.3. Valores históricos en España y Andalucía

Hay que tener en cuenta que la intensidad de precipitación es una variable que se ha ido incorporando en la Base de Datos de AEMET en los últimos decenios. Primero con una densidad pequeña, ya que sólo se registraba en las estaciones principales, aeropuertos y observatorios. Y posteriormente, hacia el año 2000, ya con una densidad mayor al incorporarse la red de estaciones automáticas. De cualquier manera, no se dispone de gran cantidad de información de intensidad de precipitación para poder hacer un profundo análisis de la rareza del fenómeno de Aguilar.

Sin embargo, y ateniéndonos exclusivamente a los datos disponibles en la Base de Datos de AEMET, con las limitaciones comentadas, lo más destacable es que en el ámbito de España, el dato de intensidad de precipitación de Aguilar se sitúa en el puesto número 3 en los máximos históricos de intensidad de precipitación en 1 hora recogidos en la red de AEMET, en el puesto número 5 en valores máximos en 2 y 6 horas, y en el puesto 7 en cantidades recogidas en 12 horas.

En un análisis intrahorario de precipitaciones históricas en España, resulta que teniendo en cuenta un intervalo de 10 minutos, el valor de Aguilar se sitúa en el puesto 116 hasta el día de las lluvias torrenciales de dicha localidad. Para un intervalo de 20 minutos, ocupa el número 40 en la escala, y para un periodo de media hora el puesto 18. Los valores en distintos intervalos y la comparativa respecto a los datos nacionales aparecen detallados en la tabla II.1.

Máxima Precipitación	Valor en Aguilar (mm)	Puesto histórico en España (º)	MÁXIMO ESPAÑA	Estación	Provincia	Fecha
10 minutos	23,0	116	41,6	Nerja cuevas	Málaga	21/09/2007
20 minutos	41,4	40	74,2	Nerja cuevas	Málaga	21/09/2007
30 minutos	60,0	18	86,0	Nerja cuevas	Málaga	21/09/2007
1 hora	111,6	3	129,9	Santa Cruz	Tenerife	31/03/2002
2 horas	162,4	5	193,0	San Sebastián Igueldo	Guipúzcoa	01/06/1997
6 horas	212,6	5	266,7	Ciudad Jardín	Alicante	30/09/1997

Tabla II.1. Datos de precipitación, en mm, del 16 de Agosto de 2010 en Aguilar en distintos intervalos horarios, y comparativa con los máximos históricos en España hasta esa fecha según la base de datos climatológica de AEMET.

En el ámbito andaluz, el dato de intensidad de precipitación en Aguilar se sitúa en el puesto número uno en todas las reparticiones horarias de 1h, 2h, 6h y 12 horas, convirtiéndose en el mayor registro histórico hasta agosto de 2010.

II.3.4. Precipitaciones torrenciales en España y valoración del episodio de Aguilar

A partir de los datos incluidos en el archivo climatológico de AEMET, se pueden extraer las siguientes conclusiones respecto a las precipitaciones torrenciales (más de 60 mm en una hora) en España:

- La torrencialidad está ligada principalmente a zonas costeras durante el periodo julio-noviembre, centrada especialmente en los meses de agosto a octubre, destacando significativamente el mes de Septiembre.
- La torrencialidad en el interior peninsular suele ocurrir predominantemente en verano en horas diurnas. La concurrencia de torrencialidad y nocturnidad en zonas alejadas de la costa puede considerarse como muy poco frecuente.
- El porcentaje se torna superior en el caso de precipitaciones muy fuertes (más de 30 mm en una hora), ya que aproximadamente algo más de una cuarta parte de las que se registran en horas nocturnas durante el verano, se producen en el interior.

A pesar de que existen bastantes casos de convección nocturna estival en el interior peninsular, la situación de Aguilar de la Frontera debe considerarse como excepcional debido a la torrencialidad producida durante la noche en un valle alejado de la costa.

Para finalizar se presenta valores de referencia extremos extraídos de la base de datos climatológica de AEMET, que permiten realizar comparaciones con los máximos registrados en Aguilar.

En la tabla II.2 se recopilan las estaciones con registro de intensidad pluviométrica superior a 60 mm en una hora en época estival durante la noche en zonas del interior peninsular durante el periodo 2001-2010.

Año	Mes	Día	Nombre	Altitud (m)	Prov.	P77	PMAX10	PMAX30	PMAX60
2010	8	16	Aguilar (Laguna Zoñar)	305	Córdoba	213,8	23,0	60,0	111,6
2003	8	21	Colmenar Viejo (FAMET)	1004	Madrid	86,8	20,0	50,0	75,0
2008	8	21	Valencia de don Juan	841	León	68,4			

Tabla II.2. Datos de estaciones que registraron más de 60 mm en verano durante la noche y en el interior peninsular durante el periodo 2001-2010 según la base de datos climatológica de AEMET. Los valores de precipitación, en mm, se presentan para varios intervalos. P77: de 7 UTC a las 7 UTC del día siguiente, PMAX10: máxima en 10 minutos, PMAX30: máxima en 30 minutos y PMAX60: máxima en 60 minutos.

III. ANÁLISIS MESOESCALAR

III.1.- Introducción

Se ha apuntado previamente que el ambiente sinóptico del episodio meteorológico de Aguilar se asemeja al esquema de Knippertz asociado a lluvias torrenciales en el noroeste africano, destacando la importancia del aporte de humedad procedente de latitudes tropicales a través de la correspondiente pluma de nubosidad impulsada hacia el norte, entre el anticiclón subtropical norteafricano y una vaguada desprendida de la circulación de los oestes que conecta con la zona de bajas presiones tropicales.

Asimismo es determinante la llegada de un nuevo máximo de vorticidad potencial desde el norte que se une al preexistente al suroeste de la Península, contribuyendo a inestabilizar el perfil por enfriamiento de los niveles medios de la atmósfera, y creando una configuración sinóptica que produjo la aparición de un máximo de viento en altura, el cual pudo tener bastante protagonismo en el desarrollo del evento.

Como reflejo en superficie de la situación en altura, se formó una baja cerrada sobre Portugal que se tornó decisiva en la convergencia de vientos húmedos sobre la zona de Aguilar.

En este capítulo veremos como ese esquema sinóptico se concreta a nivel mesoescalar, analizando los siguientes apartados:

- evolución del perfil termodinámico,
- influencia de la orografía en el régimen de vientos,
- características de las masas de aire que convergen en la zona de interés,
- ingredientes finales para el disparo de la convección, y
- las causas de la estacionariedad de la tormenta.

III.2.- Evolución del perfil termodinámico

III.2.1.- Evolución del sondeo de Gibraltar a lo largo del día 16

El sondeo aerológico disponible más cercano al área de Aguilar es el de Gibraltar. Si bien se encuentra alejado unos 200 km de la zona de estudio y las condiciones junto al suelo no son equiparables, resulta fundamental una revisión de la evolución del perfil termodinámico de Gibraltar, al menos para tratar de caracterizar las variaciones de campos básicos, posiblemente representativos a escala sinóptica de un área extensa circundante. Teniendo en cuenta que el evento meteorológico ocurre al final de la tarde del 16, analizaremos la evolución de dicho perfil entre las 00 del día 16 de agosto y las 00 del día 17.

Al comparar ambos sondeos a las 00 UTC durante los días 16 y 17 de agosto (figura III.2.1), destacan varios aspectos de interés, que se citan a continuación.

- La inestabilización del perfil termodinámico es evidente a lo largo del día 16.
- Surge un enfriamiento marcado en niveles medios.
- La inversión y su capa seca asociada suben de 950 a 700 hPa.
- El aumento del agua precipitable es muy destacable, pasando de 26 a 42 mm.
- La cizalladura en niveles bajos aumenta.
- El viento en capas medias-altas pasa de Oeste a Suroeste, produciéndose una intensificación en capas bajas (850 hPa), también de dirección suroeste, hasta unos 25 KT.

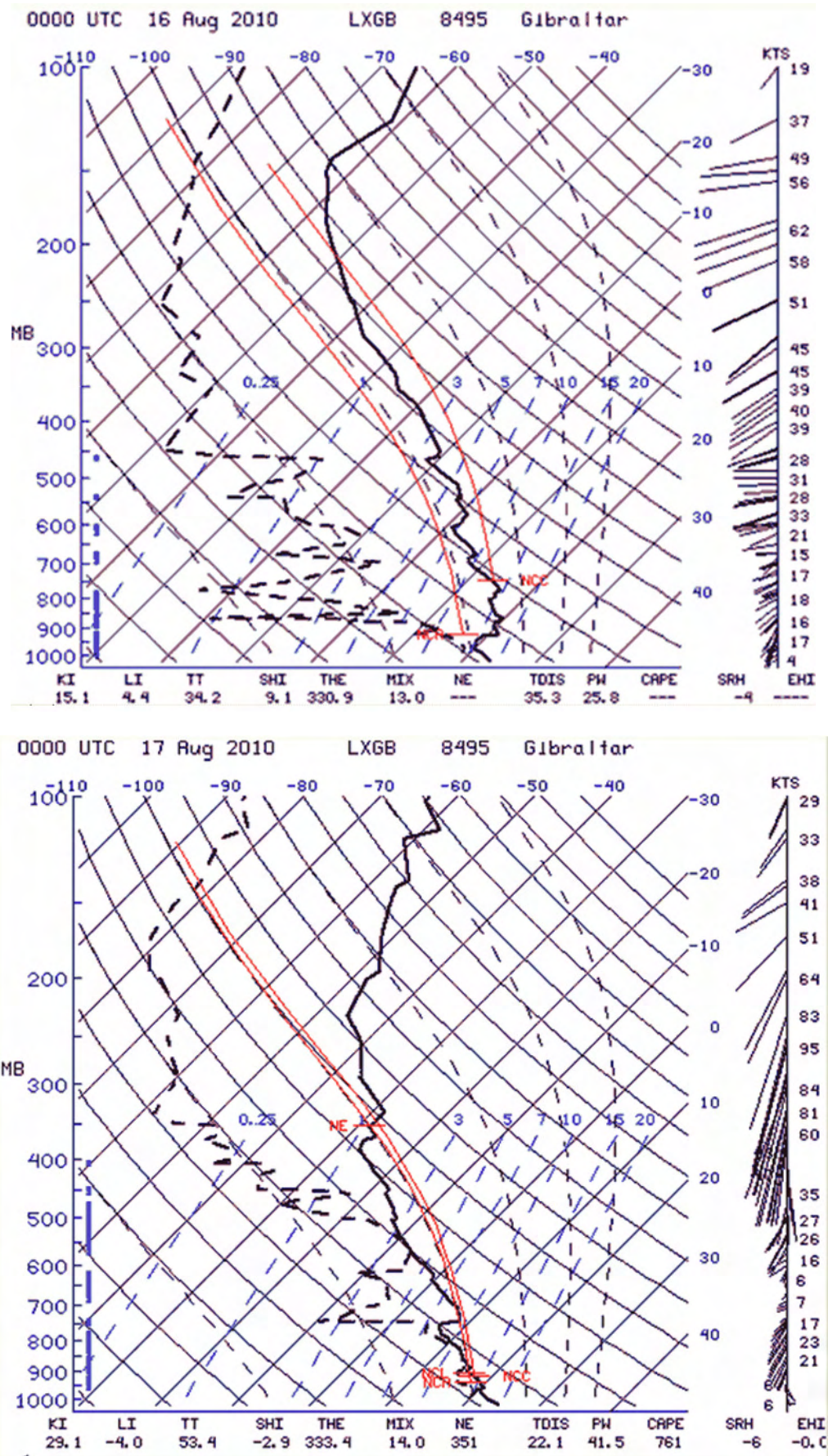


Figura III.2.1. Evolución del sondeo termodinámico de Gibraltar a 00 UTC. Día 16 (arriba) y día 17 (abajo) de agosto de 2010.

Un hecho reseñable es que la variación más importantes en 24 horas para sondeos de las 00 UTC en Gibraltar en agosto de 2010 fue entre los días 16 y 17.

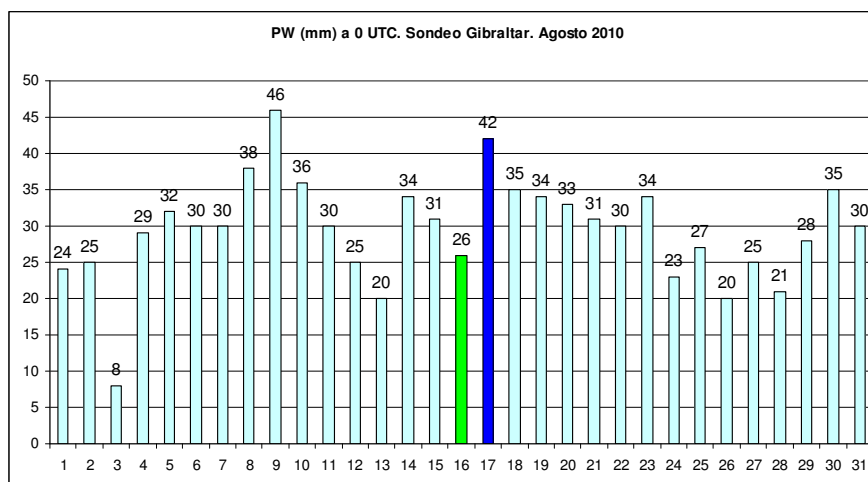


Figura III.2.2. Evolución del agua precipitable en el sondeo de Gibraltar a 00 UTC. agosto 2010. En verde el valor correspondiente al día 16 y en azul marino el del día 17.

Como resumen suficientemente representativo se muestra en la siguiente tabla la evolución de algunos parámetros térmicos y de humedad, entre el día 16 a las 00 y el 17 a las 00 UTC.

SONDEO GIBRALTAR	16 agosto a 00 UTC	16 agosto a 12 UTC	17 agosto a 00 UTC
Tsfc (°C)	23	26	24
Td sfc (°C)	19	18	20
Mix sfc (g/kg)	14	13	15
T925 (°C)	19	18	18
Td 925 (°C)	14	17	16
Mix 925 (g/kg)	11	13	12
T850 (°C)	18	16	13
Td 850 (°C)	4	6	13
Mix 850 (g/kg)	6	7	12
T 700 (°C)	8	7	6
Td 700 (°C)	-6	-3	-5
Mix 700 (g/kg)	4	5	4
T 500 (°C)	-6	-9	-13
PW (mm)	26	36	42
CAPE (J/kg)	0	102	1173
Nº Richardson	0	1	52
TT	34	41	53
K	15	22	29
V sfc (Kt/ddd)	3 / 240º	8 / 100º	5 / 100º
V 925 (Kt/ddd)	22 / 205º	9 / 235º	10 / 185º
V 850 (Kt/ddd)	18 / 230º	14 / 245º	24 / 210º
V 700 (Kt/ddd)	12 / 255º	24 / 240º	7 / 250º
V 500 (Kt/ddd)	31 / 270º	28 / 225º	26 / 210º
V 300 (Kt/ddd)	44 / 235º	75 / 235º	83 / 200º

Tabla III.2.1. Evolución de algunos parámetros en el sondeo de Gibraltar (Univ. Wyoming).

Algunos de los hallazgos más significativos son los siguientes:

- Enfriamiento marcado en 850 hPa que hace romper la inversión previa e inestabiliza de manera importante el sondeo.
- Enfriamiento también muy destacable en 500 hPa.
- Aumento espectacular de la proporción de mezcla (Mix) en 850 hPa, junto con un incremento notable del agua precipitable total.
- En 850 hPa el viento se intensifica durante la segunda mitad del día, mientras que en 700 hPa disminuye, siendo muy débil a últimas horas.

III.2.2.- Análisis del sondeo de Gibraltar del día 17 a 00 UTC

De cara a la estimación de los perfiles termodinámico y de viento en la troposfera en una zona amplia, representativa de un entorno sinóptico del área geográfica donde se encuadra Aguilar de la Frontera a la hora disponible más próxima a la ocurrencia de la convección profunda en la provincia de Córdoba, hay que tener en cuenta el sondeo de Gibraltar del día 17 de agosto a las 00 UTC.

No obstante es importante recalcar que las condiciones de inestabilidad local de Aguilar no podrán ser interpretadas sólo a la vista del sondeo de Gibraltar, ya que el disparo y la alimentación de las células que conformaron la estructura convectiva presentan rasgos típicamente mesoescalares y debieron jugar un papel absolutamente preponderante. Además hay que hacer la salvedad de que a las 00 del día 17 de Agosto, la convección más intensa se había desencadenado totalmente, encontrándose el entorno de Aguilar en una fase muy madura o casi de disipación tormentosa.

Por supuesto no se puede perder de vista la evolución del perfil termodinámico del sondeo de Gibraltar durante la segunda mitad del día 16 de agosto (figura III.2.3), sobre todo en niveles medios y altos.

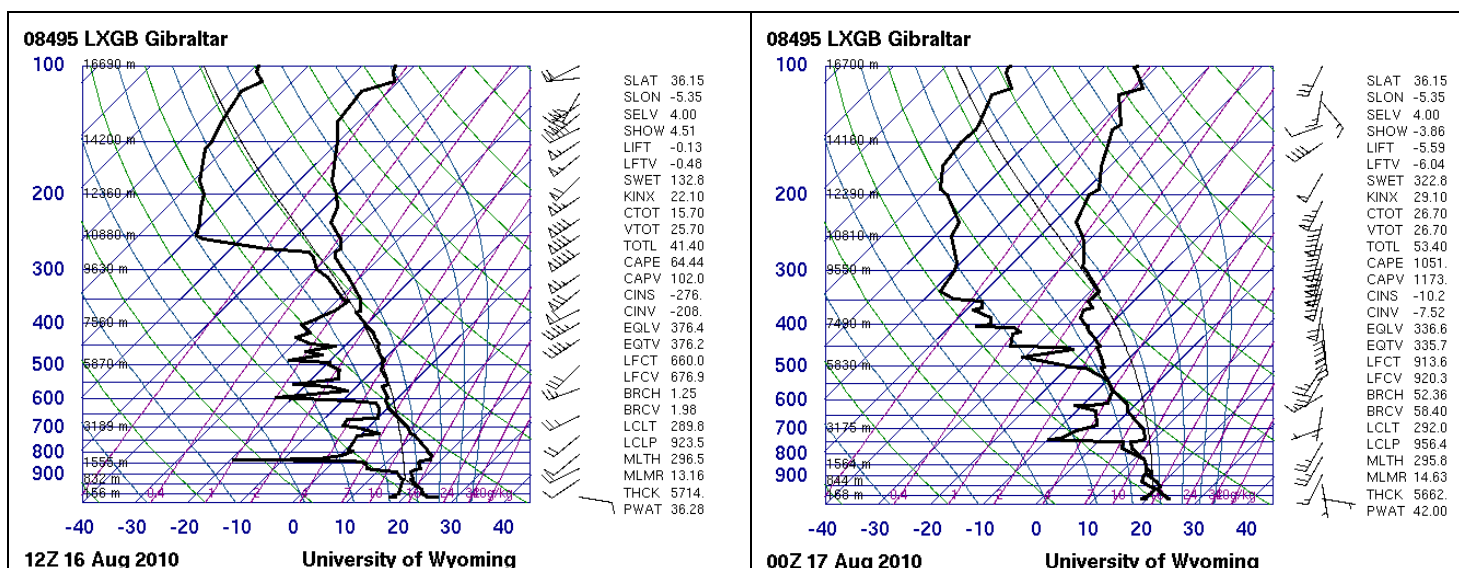


Figura III.2.3. Sondeo de Gibraltar. Izda: 16/08/2010 a 12 UTC. Dcha: 17/08/2010 a 00 UTC (Univ. Wyoming)

A tenor de la gráfica del sondeo a 00 UTC del día 17 nos encontramos ante un perfil inestable, con un CAPE bastante considerable. Los índices clásicos (K, TT, SH) corroboran con sus valores el estado de inestabilidad acusado existente a esa hora, con un nivel de equilibrio situado en la cima de una troposfera hundida fruto de la anomalía fría en 500 hPa, donde la temperatura era de -13,3 °C.

Es identificable una capa baja saturada (desde el nivel del mar hasta aproximadamente el nivel de 750 hPa), y un máximo de viento en niveles bajos del Suroeste. En esta capa el viento inicialmente es de levante junto al suelo, mientras que más arriba gira a poniente intensificándose. Hay pues una cizalladura marcada de tipo anticiclónico en las capas bajas. Justo por encima se encuentra una capa seca entre 750 y 600 hPa, para encontrarnos al elevarnos con una capa saturada bastante somera, en torno a 550 hPa.

En el nivel de 700 hPa se observa un viento muy débil como flujo rector en el desplazamiento de la estructura tormentosa. Ya en 600 hPa ha aumentado bastante el viento, con un máximo relativo del SW, típico de las circulaciones meridionales que llegan comúnmente a nuestra zona de estudio en numerosas situaciones.

Llama poderosamente la atención el importante valor que toma el agua precipitable a las 00 UTC, de 42 mm. Este valor siendo muy importante, destaca aún más por su incremento a lo largo del día. Este aumento de la humedad absoluta, muy marcado en el nivel de 850 hPa aunque sin incremento positivo de temperatura, debió aportar un caudal de humedad extra a las corrientes verticales convectivas, aumentando la adversidad potencial de la tormenta.

En general, un sondeo típico de un episodio de “*flash flood*” (inundación repentina) tiene las siguientes características (Chappell, 1986):

- Profunda capa húmeda, con importante anomalía positiva de PW.
- CAPE moderado, no extremo.
- Distribución alargada del CAPE a lo largo del perfil, con bajo nivel de condensación, alto nivel de equilibrio e importante espesor de la capa de “*warm rain*” (entre el nivel de condensación y la isoterma de 0°C).
- Cizalladura relativamente pequeña

Todos estos rasgos están presentes en mayor o menor medida en el caso de Aguilar, a partir del sondeo de Gibraltar del día 17 a las 00 UTC, aun cuando éste pueda no ser muy representativo en cuanto a los niveles más próximos al suelo.

III.2.3.- Otras consideraciones

En la comparación entre sondeos reales y previstos por modelos hay que tener en cuenta que la resolución vertical de estos últimos es siempre menor que en los reales, al utilizar sólo los niveles de presión básicos dados por el modelo. No obstante es posible hacer la comparación, aunque las conclusiones no puedan ser categóricas.

Así, el sondeo de Gibraltar de las 00 UTC presenta grandes diferencias con el previsto a esa hora (H+12) por el modelo HIRLAM (pasada de las 12 UTC del día 16), que se muestra en la figura III.2.4. Sobre todo se aprecian desviaciones en el agua precipitable, altura de la inversión y humedad en capas bajas y altas. Sin embargo los índices de inestabilidad y el perfil de viento sí son similares, aunque no se recoge tan claramente el máximo de viento en 850 hPa.

Tanto en el sondeo real como en el previsto para las 00 UTC se mantiene aún la fase seca y la inversión, lo que puede justificar que el disparo se produzca inicialmente en una zona reducida, favorecida por las condiciones de mesoescala.

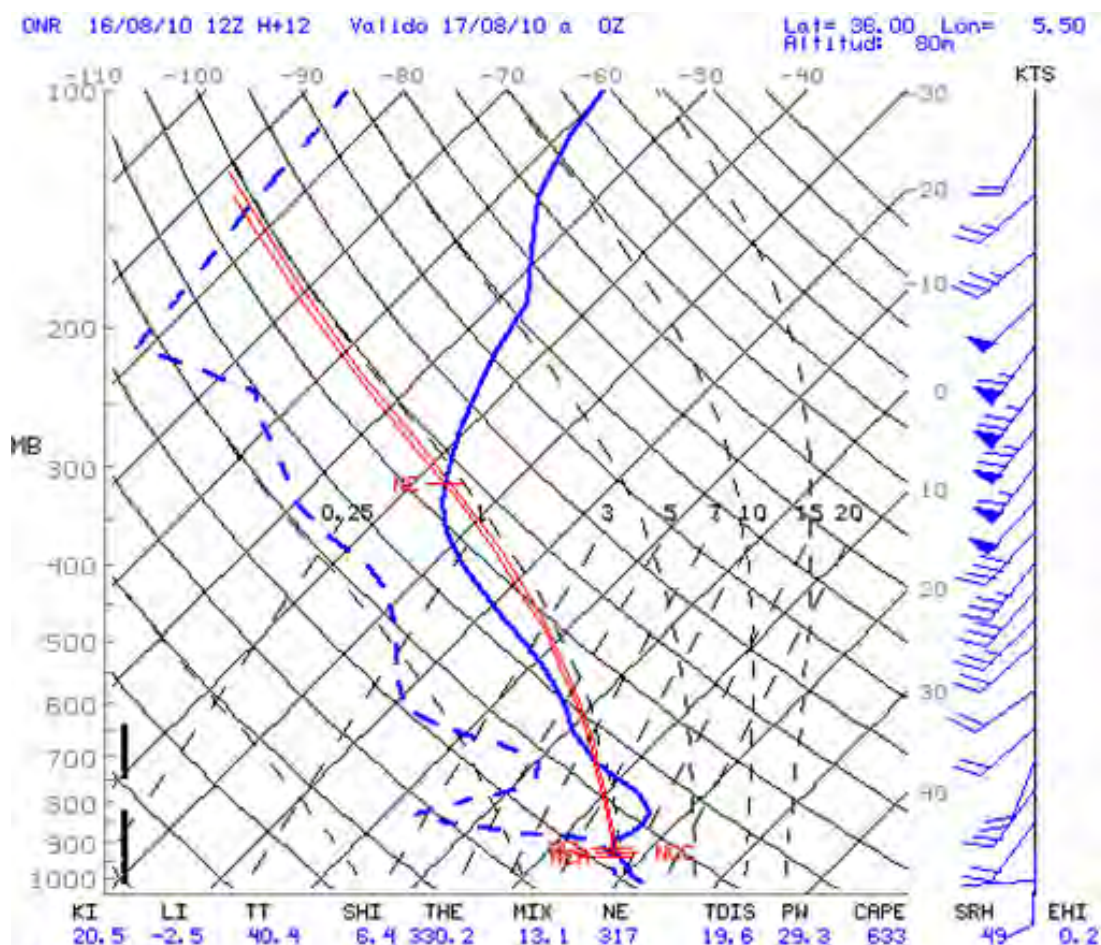


Figura III.2.4: sondeo previsto por HIRLAM para las 00 UTC del día 17 (predicción a 12 horas).

La existencia de fuertes rachas descendentes se puede explicar a partir de la evaporación de gotitas de lluvia (*downburst*) al inicio de la precipitación intensa, que se producen también en otros lugares como la localidad cacereña de Guadalupe (figura III.2.5). No tanto las posteriores, cuando el ambiente debió ya estar saturado.

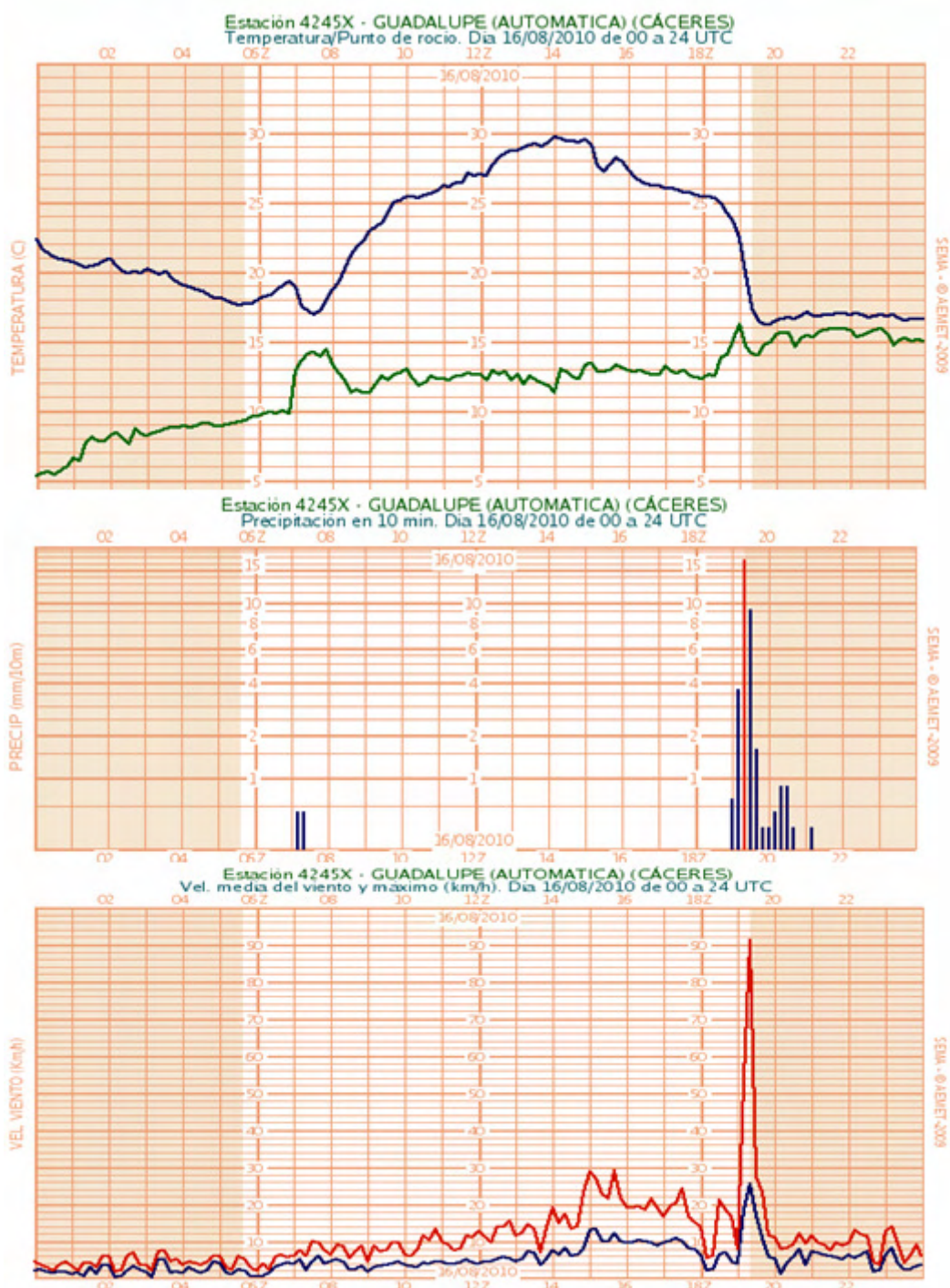


Figura III.2.5: Registros de temperatura y punto de rocío, precipitación y velocidad del viento y racha en la EMA de Guadalupe (Cáceres)

III.3.- Análisis mesoescalar: influencia de la orografía y características de las masas de aire en niveles bajos.

Aguilar de la Frontera se encuentra en el centro de Andalucía, al pie de la Subbética cordobesa, en la comarca de la Campiña. La zona está abierta a los vientos del oeste procedentes del Valle del Guadalquivir. Está separada de la costa de Alborán por los Sistemas Béticos, pero existen pasillos orográficos (Valle del Guadalhorce) que en condiciones favorables permiten el paso de vientos del sur hacia esta zona de la Campiña. La configuración orográfica por lo tanto resulta clave en este episodio por su influencia en la canalización del viento en superficie y las convergencias que provoca (figura III.3.1).



Figura III.3.1. Mapa físico de Andalucía y flujos principales en superficie para la situación de estudio

El análisis de ECMWF de las 18 UTC muestra una baja en superficie centrada al oeste de Portugal, con otro mínimo relativo sobre el alto Valle del Guadalquivir (figura III.3.2). Esta baja crea las condiciones necesarias para que se produzca esa convergencia de vientos en la zona de Aguilar.

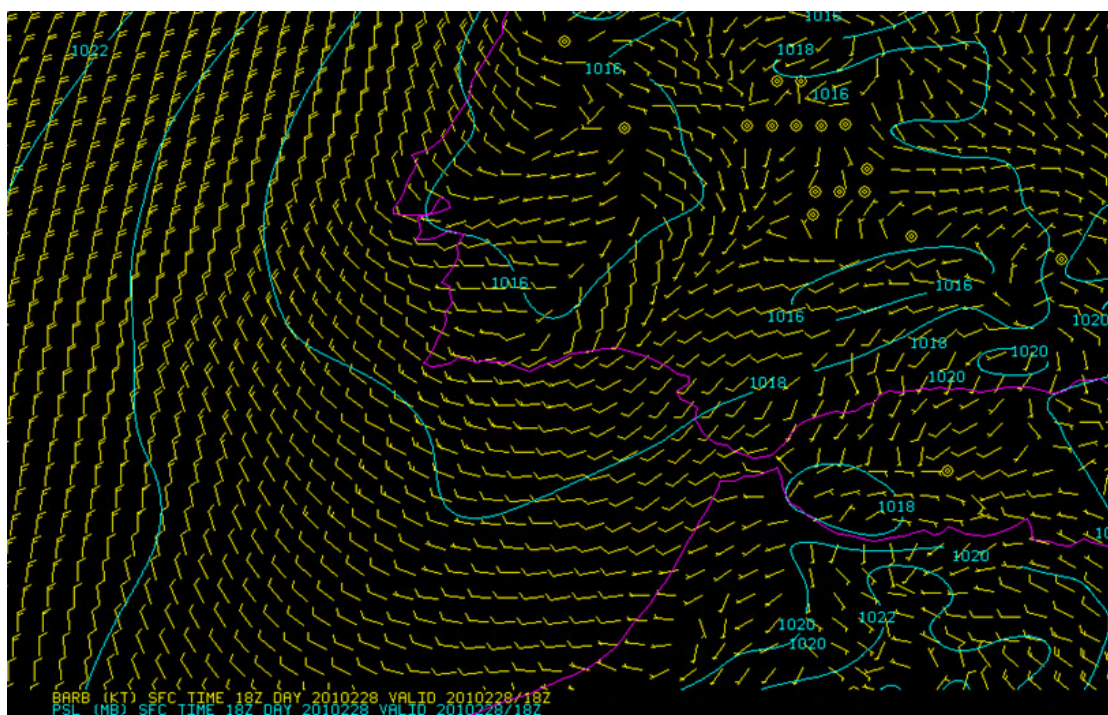


Figura III.3.2. Presión a nivel del mar y viento en superficie - Análisis ECMWF 0.125° de las 18 UTC.

Por otra parte los registros de las Estaciones Meteorológicas Automáticas, aun con sus limitaciones, muestran valores de presión reducida al nivel del mar (figura III.3.3), ligeramente inferiores a los del análisis, lo que redundaría en vientos algo superiores a los previstos y una mayor convergencia en la zona de interés.



Figura III.3.3. Presión a nivel del mar a las 18 UTC en EMAS (valores en hPa, exceso sobre 1000)

Tanto los datos de EMAs (figura III.3.4) como el análisis del modelo ECMWF (figura III.3.5), muestran la convergencia en la zona de Aguilar de vientos del oeste a través del Valle del Guadalquivir con vientos del sur a través del Valle del Guadalhorce. La convergencia es mayor en los datos de observación, ya que en los registros de EMAs del Guadalquivir cerca de Aguilar el viento es más oeste, mientras que el modelo da más suroeste.

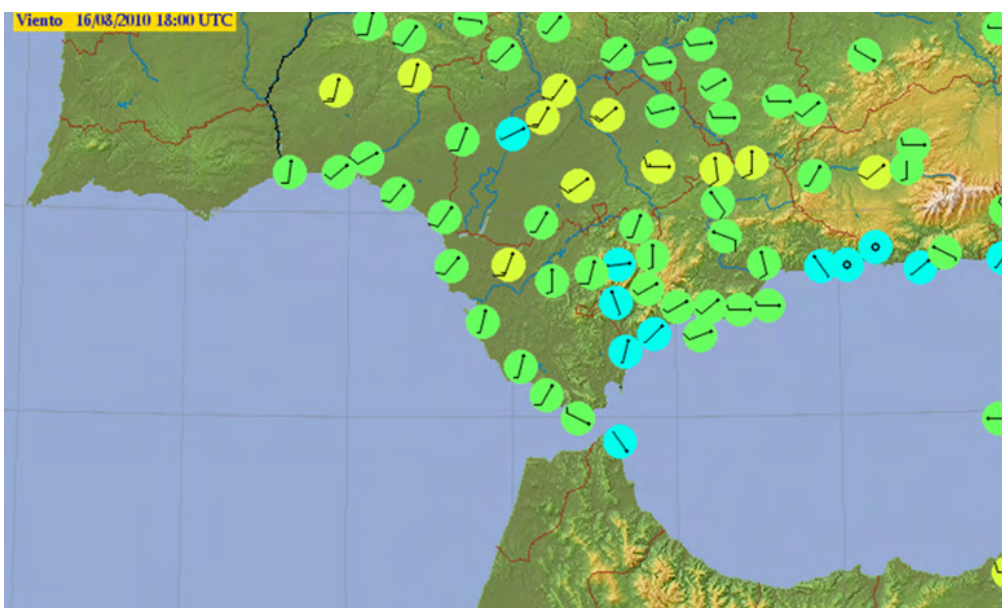


Figura III.3.4. Viento instantáneo a las 18 UTC del 16 de Agosto en EMAS, en kt

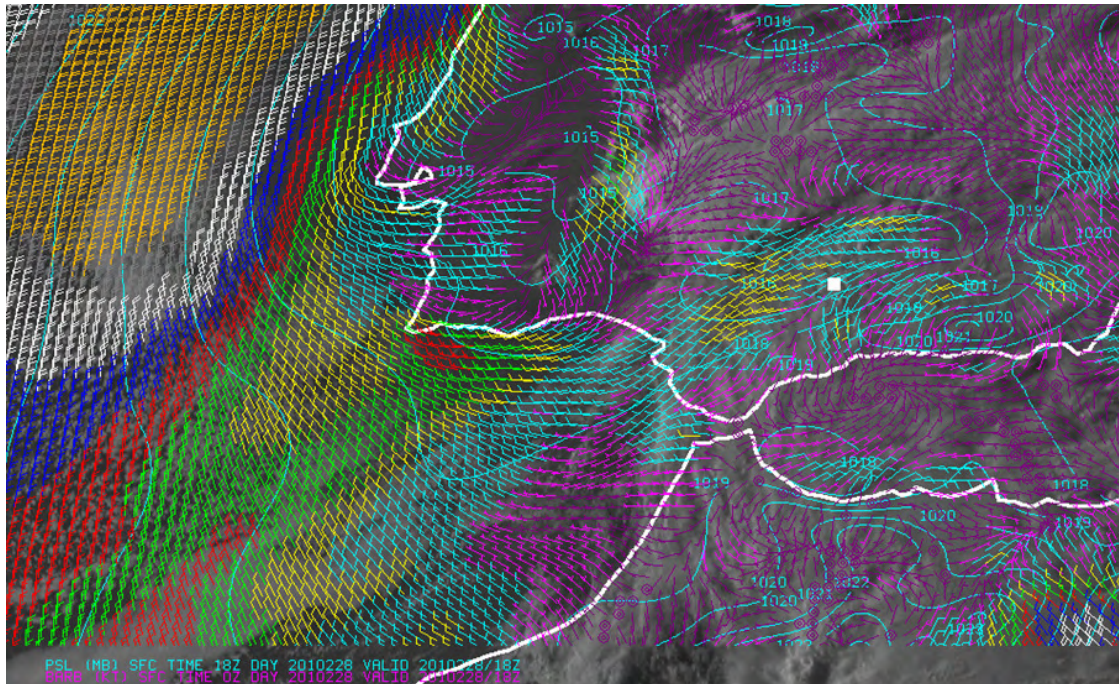


Figura III.3.5: Análisis de presión a nivel del mar (hPa, líneas celestes) y viento en superficie (cambio de color cada 2 kt a partir de 6 kt) ECMWF a 18 UTC e imagen HRV del Meteosat. Se señala la situación de Aguilar con un cuadrado blanco

En los registros de EMAs de las 18 UTC (figura III.3.6) se observan elevados valores de punto de rocío en superficie tanto en el Guadalquivir como en el Guadalhorce. También se muestra la humedad relativa.

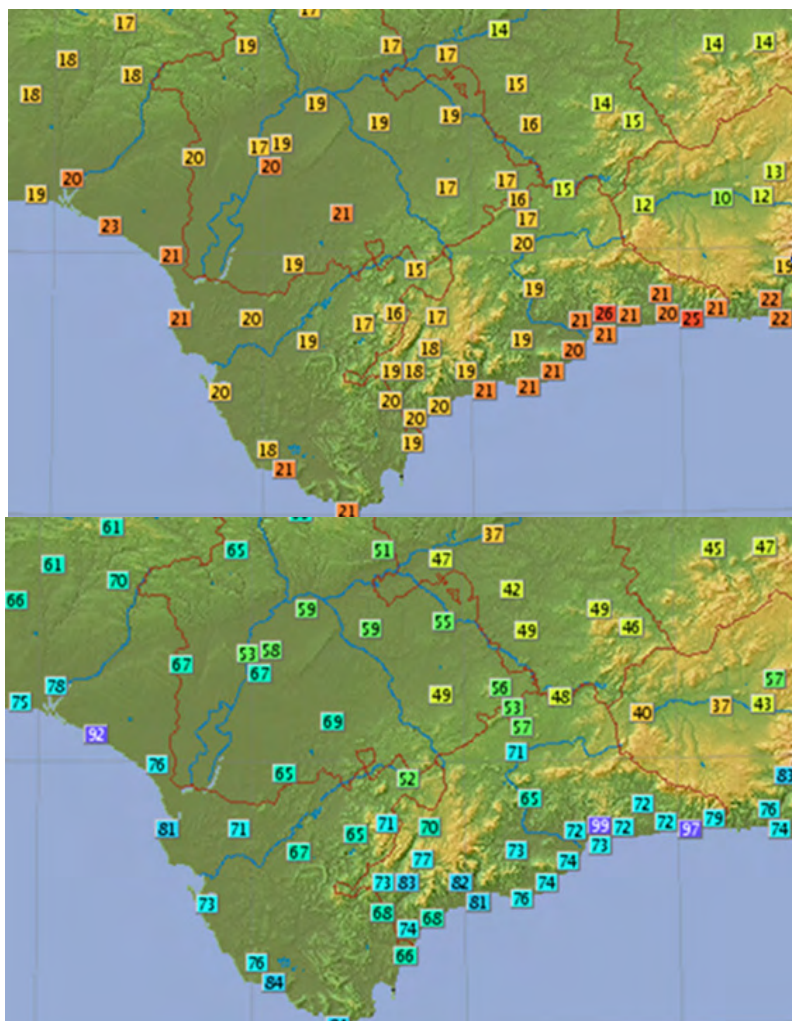


Figura III.3.6: Punto de rocío (° C, arriba) y humedad relativa (% , abajo) en EMAs a las 18 UTC

Ello es compatible con la existencia de un máximo de agua precipitable sobre Alborán, apreciable en la figura III.3.7, aparentemente conectado con el que asciende por las costas noroccidentales de África.

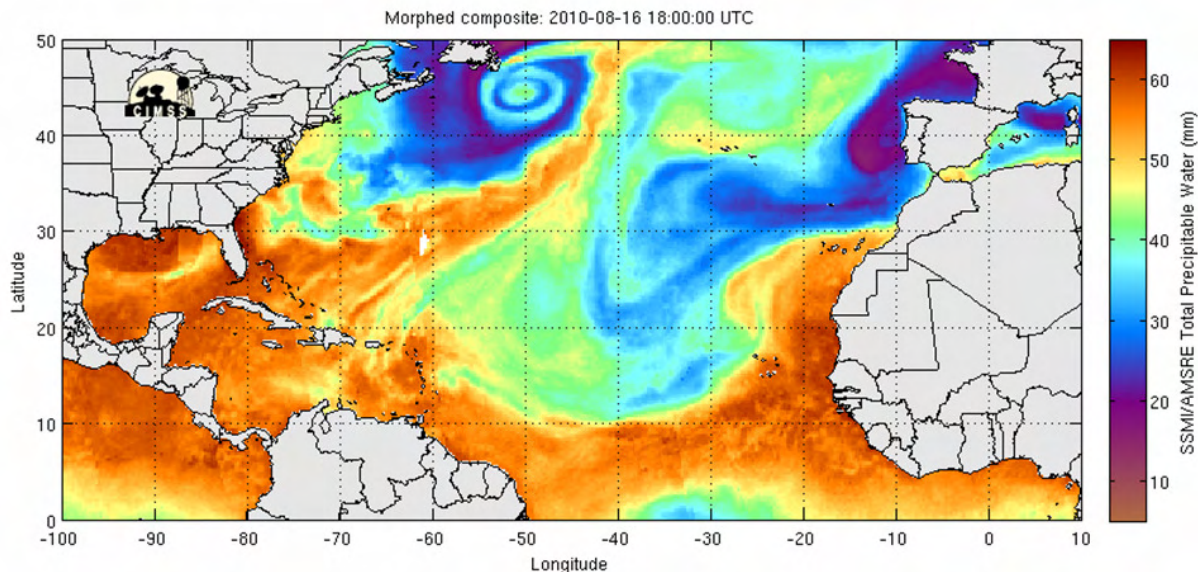


Figura III.3.7: Agua precipitable (mm) a las 18 UTC del día 16. Producto derivado a partir de imágenes en el espectro de las microondas obtenidas por satélites de órbita polar. Fuente CIMMS – Univ. Wisconsin.

El análisis de las 18 UTC de HIRLAM aparece bastante marcado un máximo relativo de convergencia de humedad en 925 hPa en la zona de interés (figura III.3.8).

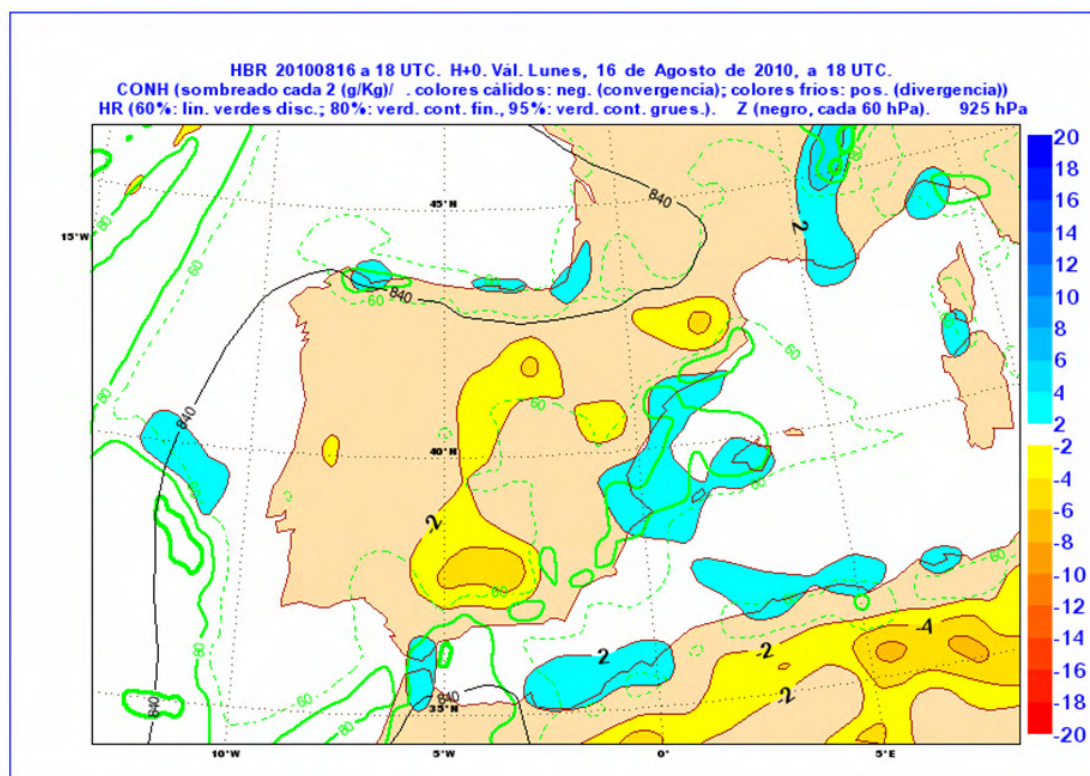


Figura III.3.8: Humedad relativa y convergencia de humedad en 925 hPa. Análisis HIRLAM 18UTC

Observando los análisis del modelo ECMWF 0.125° a las 18 UTC con más detalle (figura III.3.9), se observa que los máximos de viento en los valles del Guadalquivir y del Guadalhorce se dirigen ambos desde zonas con mayor THE (temperatura potencial equivalente) a otra zona situada más al interior con menor THE, sobre todo la corriente procedente del sur, que además incide perpendicularmente a la zona de mayor gradiente de THE. En el caso de la corriente del sur, la advección cálida se observa mejor en el mapa de 925 hPa.

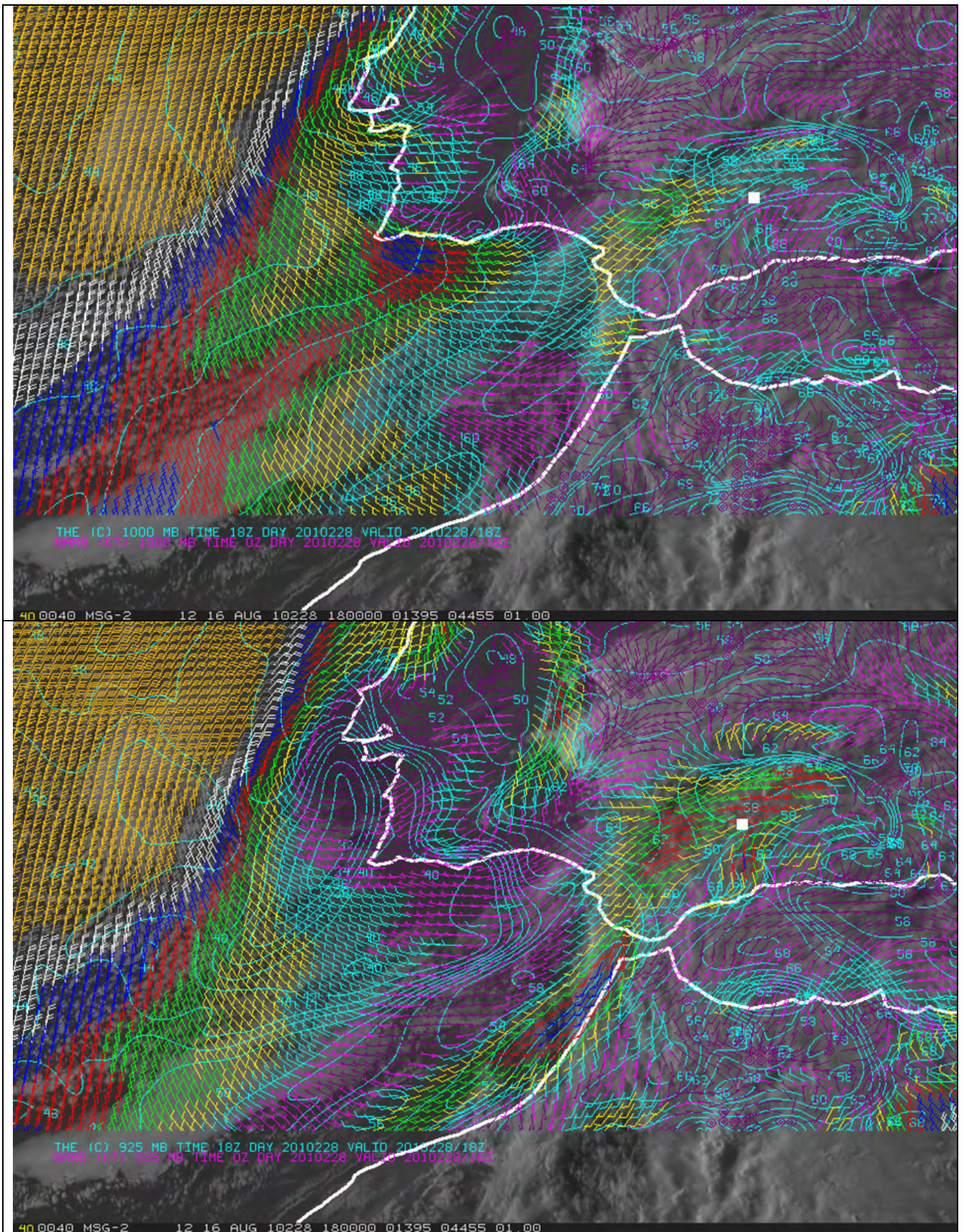


Figura III.3.9: Análisis ECMWF 0.125° a 18 UTC. Viento (cambio de color cada 2 kt a partir de 6 kt) y THE (temperatura potencial equivalente, °C). Arriba: 1000 hPa. Abajo: 925 hPa

En los registros de EMAs (figura III.3.10) se observa como tanto los vientos del oeste en el Guadalquivir como los del sur en el Guadalhorce convergen aproximadamente desde mediodía, intensificándose antes y durante el disparo de Aguilar (a partir de las 18 UTC) para después mantenerse hasta casi el final de la precipitación intensa.

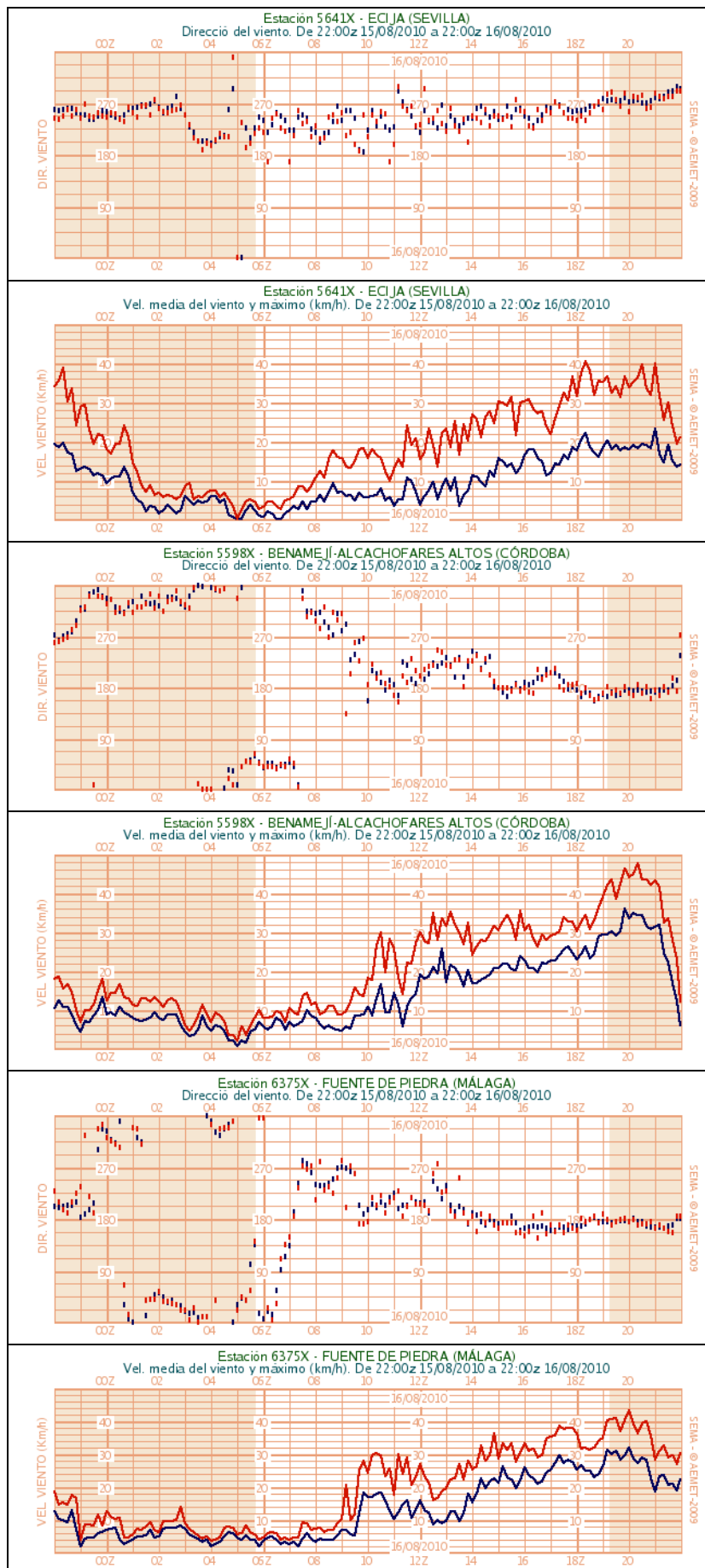


Figura III.3.10: Registros de viento (dirección y velocidad e intensidad de la racha máxima) de diversas EMAs representativas de los principales flujos de viento del episodio: Écija (Sevilla), Benamejí (Córdoba) y Fuente de Piedra (Málaga). 16 de agosto hasta las 22 UTC.

Los índices de inestabilidad son favorables para desarrollos convectivos en el entorno de Aguilar a las 18 UTC (LI entre 0 y -2, CAPE entre 100 y 400), a lo que se une la existencia de altos valores de agua precipitable (PW), tal y como muestra la herramienta de diagnóstico de la convección profunda (figura III.3.11. a y b), del Área de Técnicas de Análisis y Predicción (ATAP) de AEMET.

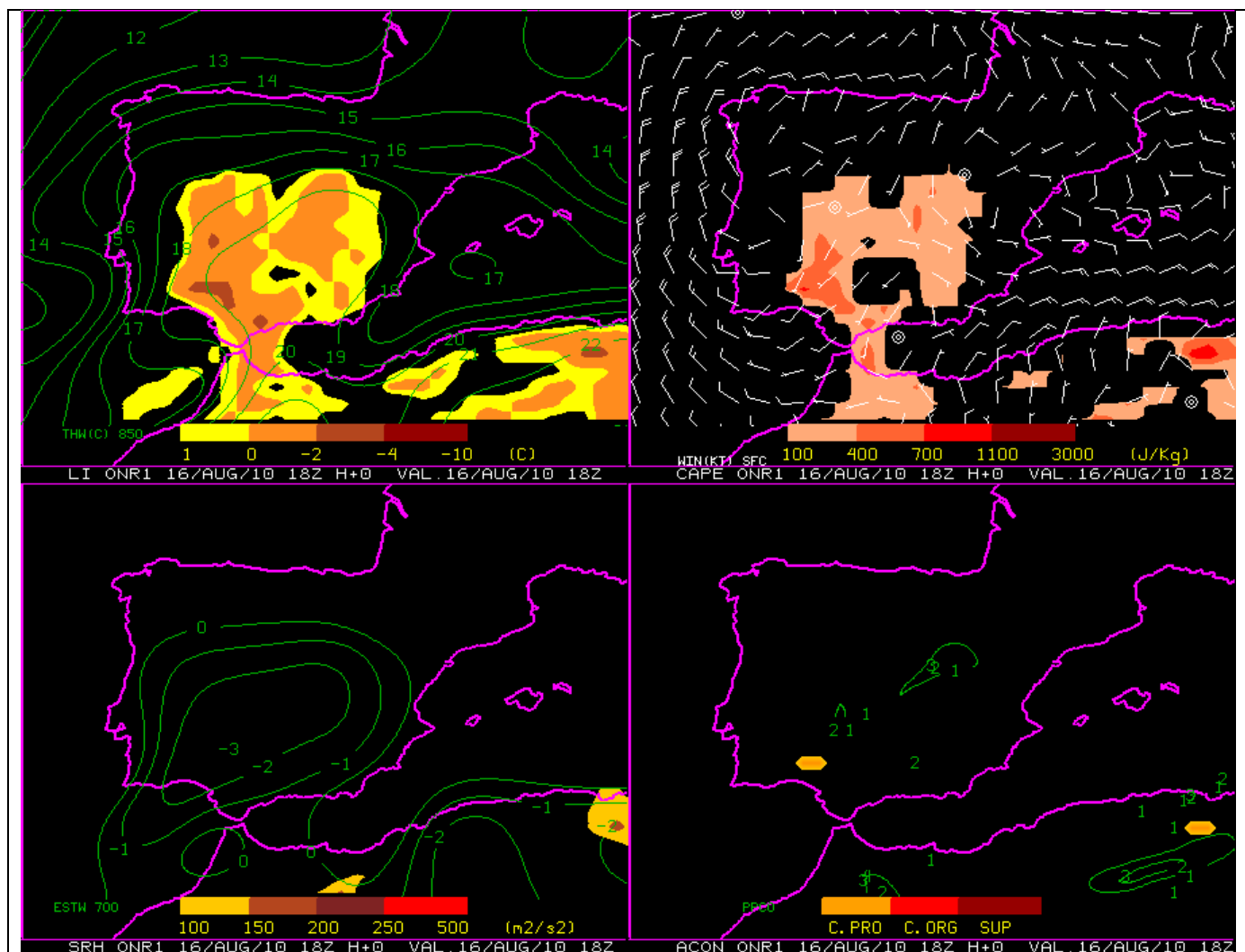


Figura III.3.11.a. Herramienta de diagnóstico convectivo del ATAP. Análisis HIRLAM a 18 UTC. De izquierda a derecha y de arriba abajo: LI (lifted index) y temperatura potencial del termómetro húmedo (°C) en 850 hPa, CAPE (energía potencial convectiva disponible) y viento (Kt) en superficie, SRH (helicidad relativa a la tormenta) y ESTW (estabilidad basada en termómetro húmedo) en 700 hPa, ACON (áreas favorables para el desarrollo de distintos tipos de fenómenos convectivos) y precipitación convectiva (PPCO) prevista en un intervalo de 6 horas.

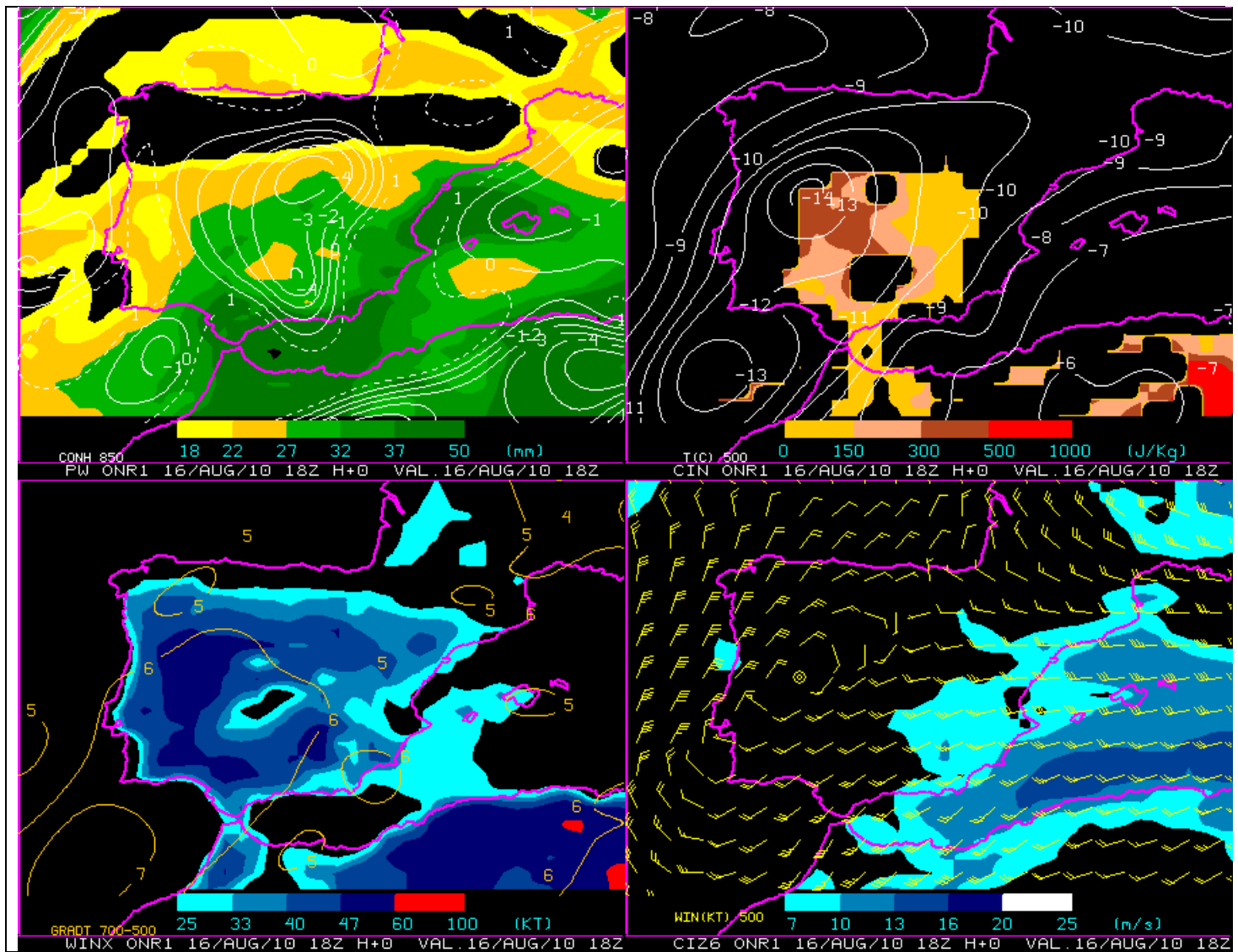


Figura III.3.11.b. Herramienta de diagnóstico convectivo del ATAP. Análisis HIRLAM a 18 UTC. De izquierda a derecha y de arriba abajo: PW (agua precipitable hasta 300 hPa) y convergencia de humedad en 850 hPa, CIN (energía de inhibición convectiva) y temperatura (°C) en 500 hPa, WINX (Índice WINDEX) y gradiente de temperatura (°C/Km) 500-700 hPa, CIZ6 (cizalladura entre el viento medio en los primeros 500 m. y el viento medio en los primeros 6 Km) y viento (Kt) en 500 hPa. Análisis HIRLAM a 18 UTC.

Estas condiciones se muestran más favorables aún a las 00Z (figura III.3.12), lo cual significa que probablemente las condiciones mesoescalares y sinópticas de disparo han desaparecido a esa hora en la zona y que los factores termodinámicos por sí solos no son determinantes. Se aprecia que el viento en niveles bajos ha dejado de contribuir positivamente, y destaca el máximo de agua precipitable (PW) en el Guadalquivir conectado con Alborán.

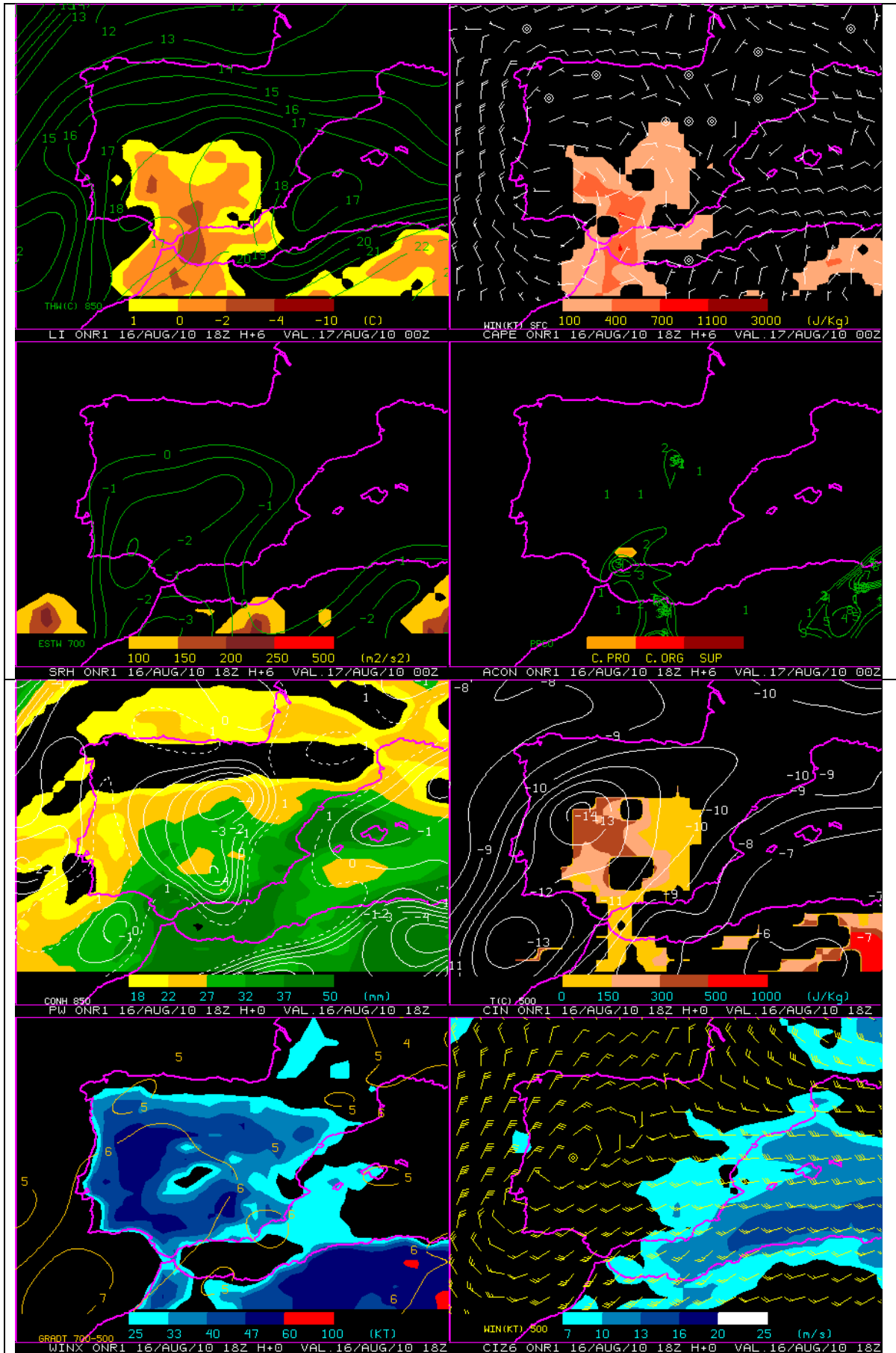


Figura III.3.12: Ídem a la figura III.3.11. Parámetros válidos para el 17 de agosto a 00 UTC. Previsión H+6 del HIRLAM de 18 UTC.

Por lo tanto, en una zona amplia alrededor de Aguilar a las 18 UTC existe inestabilidad y humedad suficientes para la aparición de convección profunda. Se produce la convergencia de una corriente del oeste a través del Valle del Guadalquivir con otra del sur a través del Valle del Guadalhorce. Ambas corrientes, aún con distintas características, presentan un carácter cálido y húmedo respecto a la masa de aire situada más al interior. Estas corrientes se aceleran justo antes del disparo y se mantienen mientras se producen las grandes intensidades de precipitación. Una vez decaen las corrientes de superficie, disminuyen las precipitaciones.

III.4.- Ingredientes finales para el disparo convectivo

Se ha visto en apartados anteriores que tanto el entorno sinóptico como el mesoescalar aportaban los ingredientes para que en caso de disparo, la convección fuese profunda y persistente en la zona de Aguilar. Faltaría explicar el disparo de la convección. Para ello se destacan a continuación **algunos posibles desencadenantes**:

- El disparo no se produce por alcanzarse una determinada temperatura. De hecho, la máxima se alcanza en Aguilar dos horas y media antes de aquél.
- Es una situación compleja, en la que se dan a la vez una serie de elementos que probablemente actúan en conjunción:
 - Convergencia de un flujo del oeste con otro del sur en la zona del disparo. Ambos flujos son más cálidos y húmedos que la masa de aire preexistente sobre la zona, sobre todo el del sur. Esta convergencia decisiva en la formación de la primera tormenta estaría produciéndose desde la mañana, pero se intensifica por la tarde, coincidiendo con la inestabilización progresiva del perfil, debida en gran parte al enfriamiento en niveles medios.
 - En las horas anteriores se observan además ciertas estructuras cerca de la zona de Aguilar que podrían asociarse con líneas de convergencia y ondas gravitatorias, cuya posible influencia en el disparo merece la pena considerar.

Una de las claves es la llegada de un máximo de viento (chorro) en altura que crea una circulación directa favorable a los ascensos en la zona de Aguilar (en el lado ecuatorial, a la entrada del chorro), y que genera convección elevada, organizada en línea, que interacciona durante bastante tiempo con el depósito frío acumulado junto a superficie desde que se desencadenó la primera tormenta.

Como la evolución del perfil termodinámico ya ha sido estudiada, pasaremos a analizar el resto de factores.

III.4.1. Máximo de viento en altura

En el análisis de las 18 UTC de ECMWF (figura III.4.1) se observa un chorro de más de 110 KT con dirección WSW – ENE en la superficie isobárica de 250 hPa.

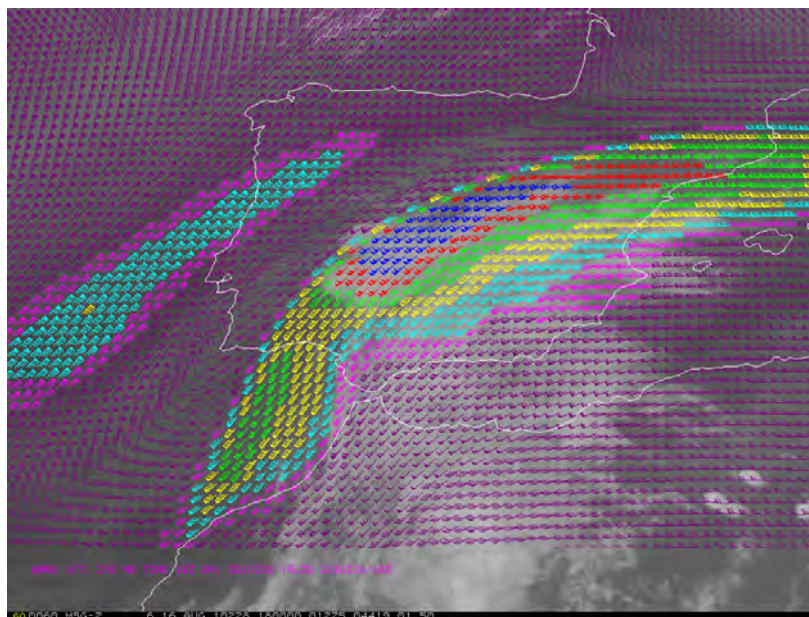


Figura III.4.1: Análisis ECMWF. Viento en 250 hPa (coloreado cada 5 kt a partir de 80 kt) a 18 UTC, superpuesto a imagen WV 6.2.

La zona de Aguilar queda a la derecha de la entrada del máximo de viento, donde la circulación térmica directa favorece los ascensos (Figura III.4.2). Además presenta curvatura anticiclónica, lo que aumentaría la divergencia en niveles altos en la zona de entrada del chorro (Moore and Van Knowe, 1992), favoreciendo los ascensos en la zona de interés.

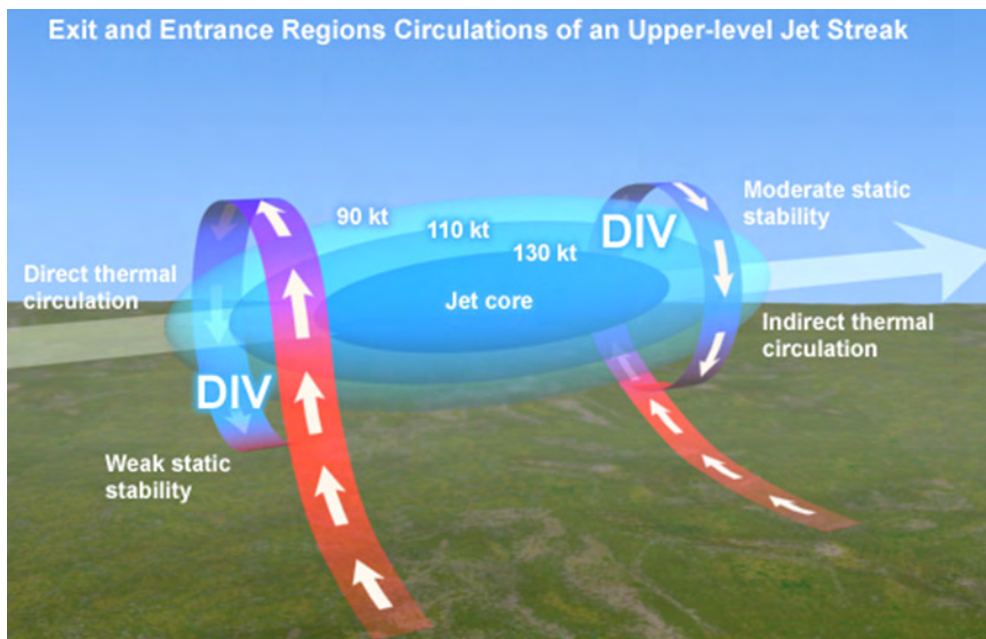


Figura III.4.2: Esquema de las circulaciones ageostróficas directa e indirecta asociadas a un chorro (Moore, 2004. Fuente COMET)

Posteriormente, el máximo de viento se va desplazando hacia el nordeste, dejando de contribuir a los desarrollos. Así, el análisis de viento en 250 hPa a las 00 UTC del día 17 (figura III.4.3) presenta el máximo de viento principal ya muy desplazado hacia el nordeste, sobre el Mediterráneo, mientras un nuevo máximo de 95 KT penetra por el Estrecho de Gibraltar dejando la zona de Aguilar a la derecha de la salida del máximo. Es probable, no obstante, como sugieren las imágenes de satélite, que el chorro se hubiese estirado hacia el sur a la vez que se desplazaba, manteniéndose favorable para los desarrollos en la zona durante todo el período de máxima precipitación.

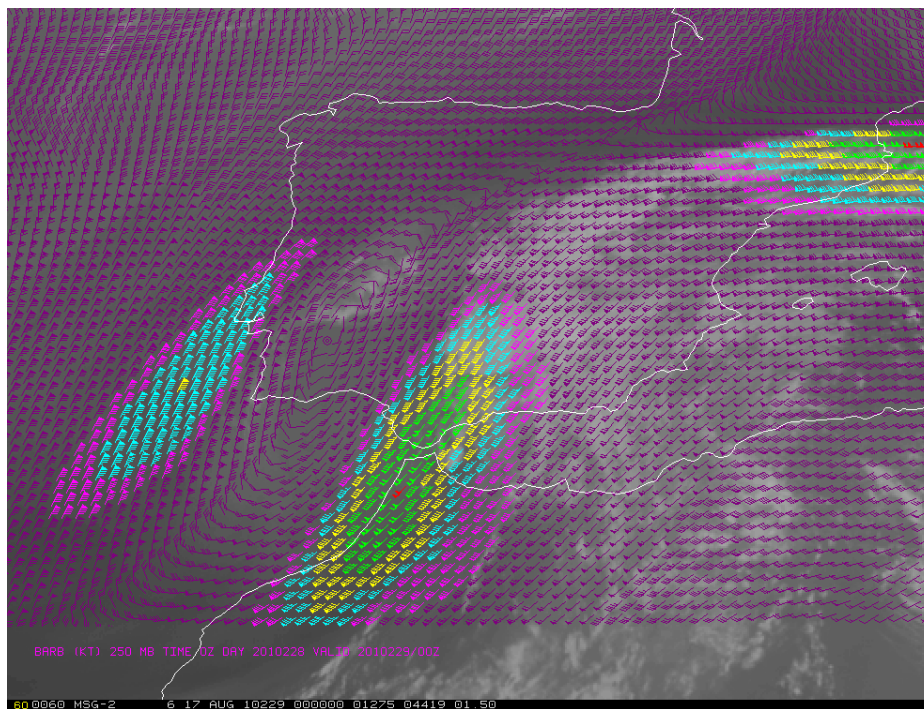


Figura III.4.3: Análisis ECMWF de viento en 250 hPa a 00 UTC (día 17 de agosto) sobre imagen WV.

III.4.2. Convergencia en superficie

La convergencia en superficie es uno de los mecanismos de disparo comunes para la convección (Wilson and Roberts, 2006; Browning et al., 2007), tanto para convección elevada como para convección desde superficie.

Al nivel del mar se observa una baja relativa centrada sobre Portugal, en parte de origen térmico, en parte reflejo de la situación en altura. Al reforzamiento de las bajas presiones en la zona de interés contribuye la divergencia en niveles altos asociada a la circulación térmica directa del máximo de chorro, que induce convergencia en niveles bajos.

En el análisis de ECMWF se observa un mínimo secundario de presión a nivel del mar al fondo del valle del Guadalquivir, que favorece el flujo de vientos del oeste a través del Valle del Guadalquivir y del sur a través del valle del Guadalhorce. Como se ha indicado previamente, el modelo subestima ligeramente el viento en ambos valles, sobre todo en el del Guadalhorce. También es destacable que por el Guadalquivir el viento es más del oeste que el previsto por el modelo, lo que aumenta la convergencia.

En nuestro caso el origen de la convergencia parece estar en la citada estructura de superficie (baja relativa al fondo del Valle del Guadalquivir).

III.4.3. Otros factores

Analizando imágenes satélite y radar anteriores al disparo de la convección se observan ciertas estructuras que la bibliografía considera como posibles disparadoras de la convección. Por ejemplo se observan líneas de convergencia orientadas de WSW a ENE al sur de la provincia de Sevilla alrededor de las 15 UTC, que se deshacen en las horas posteriores (figura III.4.4).

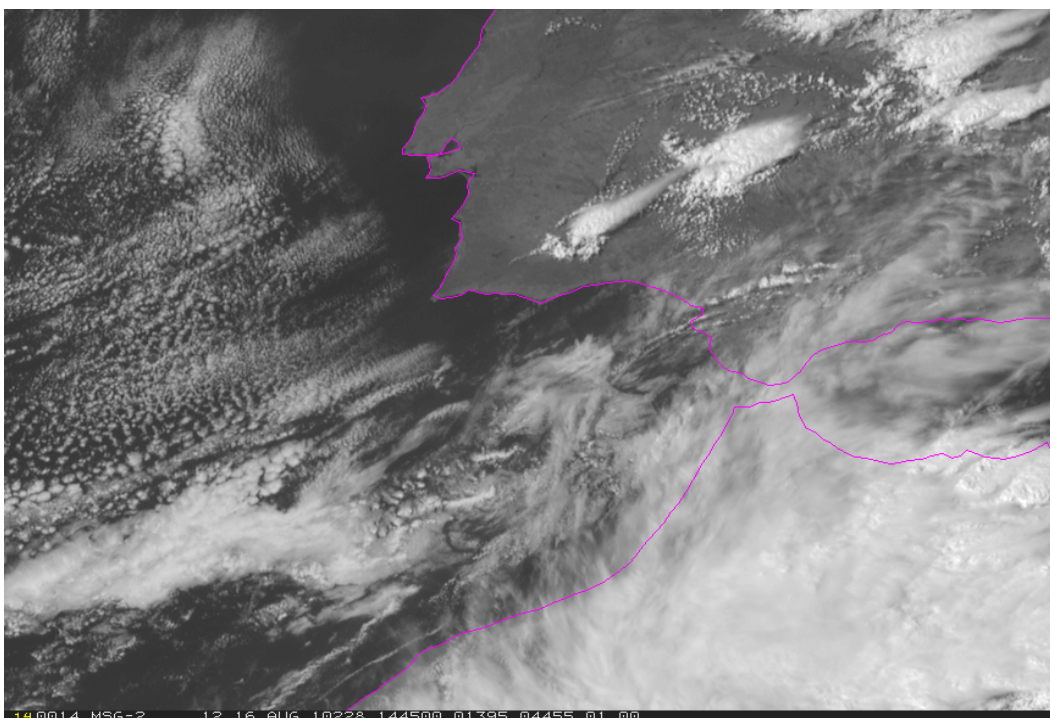
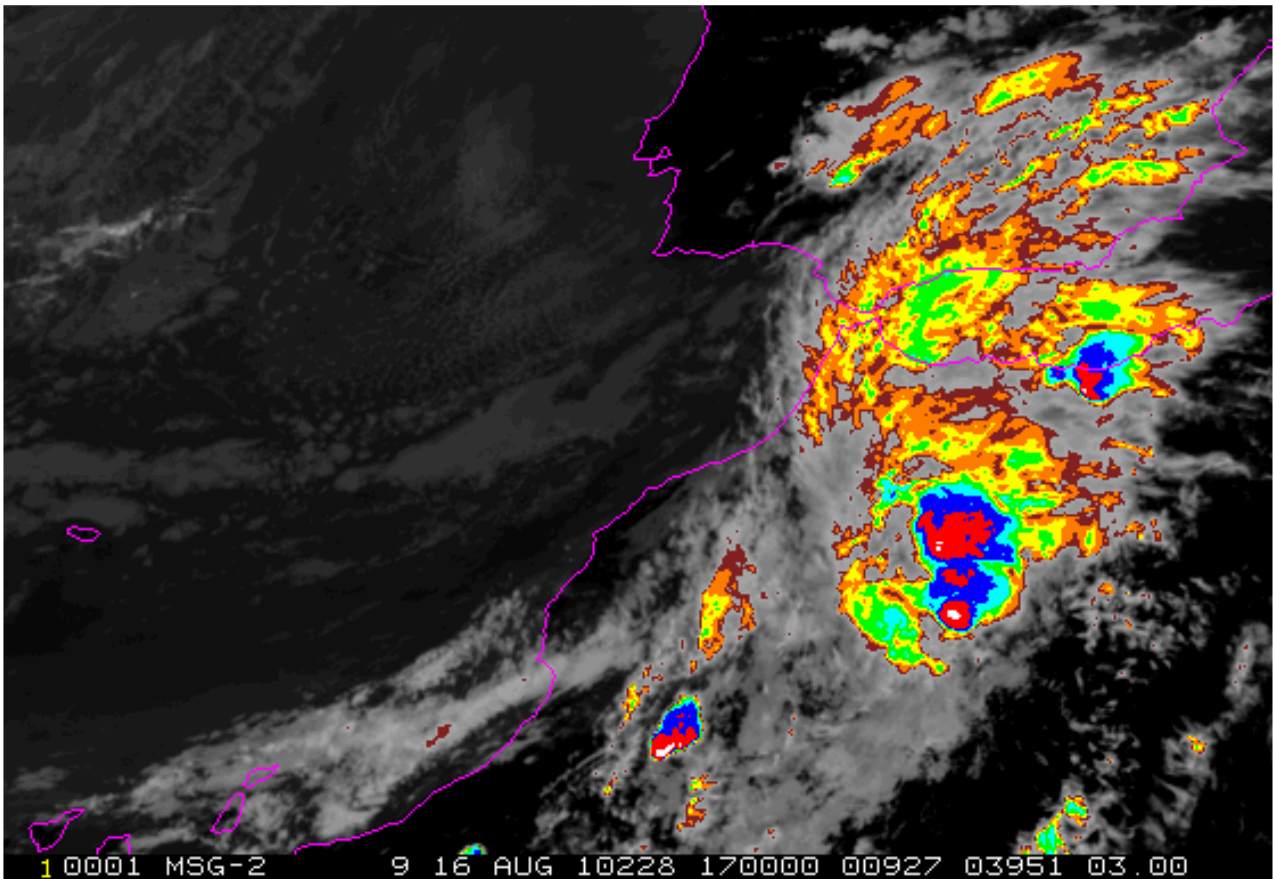
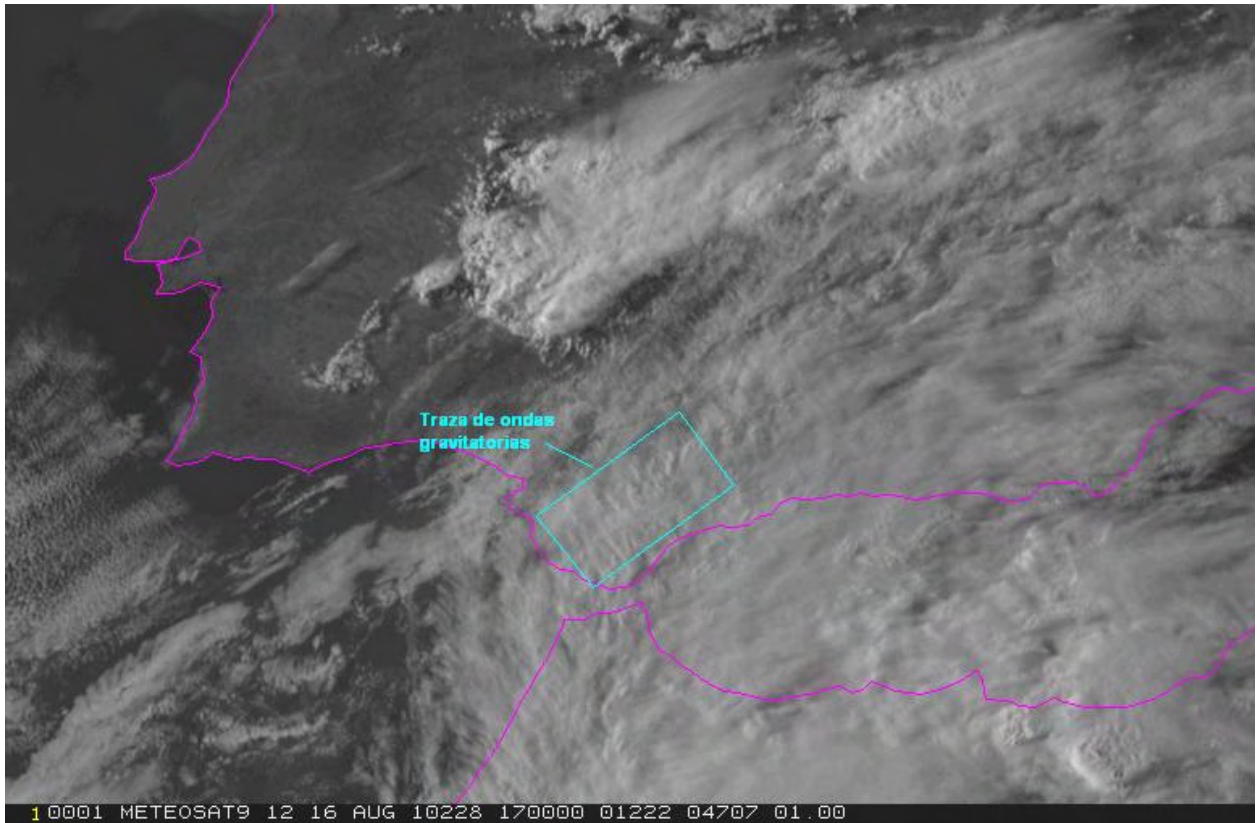


Figura III.4.4. Imagen del canal visible HRV de Meteosat, a las 14:45 UTC del día 16 de agosto de 2010.

Un poco más tarde se observan trazas de onda gravitatoria (probablemente causada por un máximo de viento incidiendo sobre las montañas) a través del interior de la provincia de Cádiz hacia la de Córdoba. En la imagen infrarroja aparecería con aspecto de línea de convección elevada (figura III.4.5). Esta línea pasa un poco al norte de Aguilar a la hora del inicio de los desarrollos. En las horas sucesivas se mantiene esta línea, con aspecto ondulado, saliendo de la tormenta de Aguilar hacia el norte y nordeste, siguiendo al chorro.



**Figura III.4.5. Imágenes Meteosat a las 17:00 UTC del día 16 de agosto de 2010.
Arriba: Visible HRV. Abajo: Infrarrojo IR 10.8 coloreado**

En imágenes radar PPI sin realce (figura III.4.6) parece que ninguna de estas estructuras pasa sobre la vertical de Aguilar en los momentos anteriores al disparo, por lo que no parecen ser responsables directas de éste. Sí se observa el desarrollo de la primera tormenta en Aguilar, con inicio a las 18:00 UTC, un poco al suroeste.

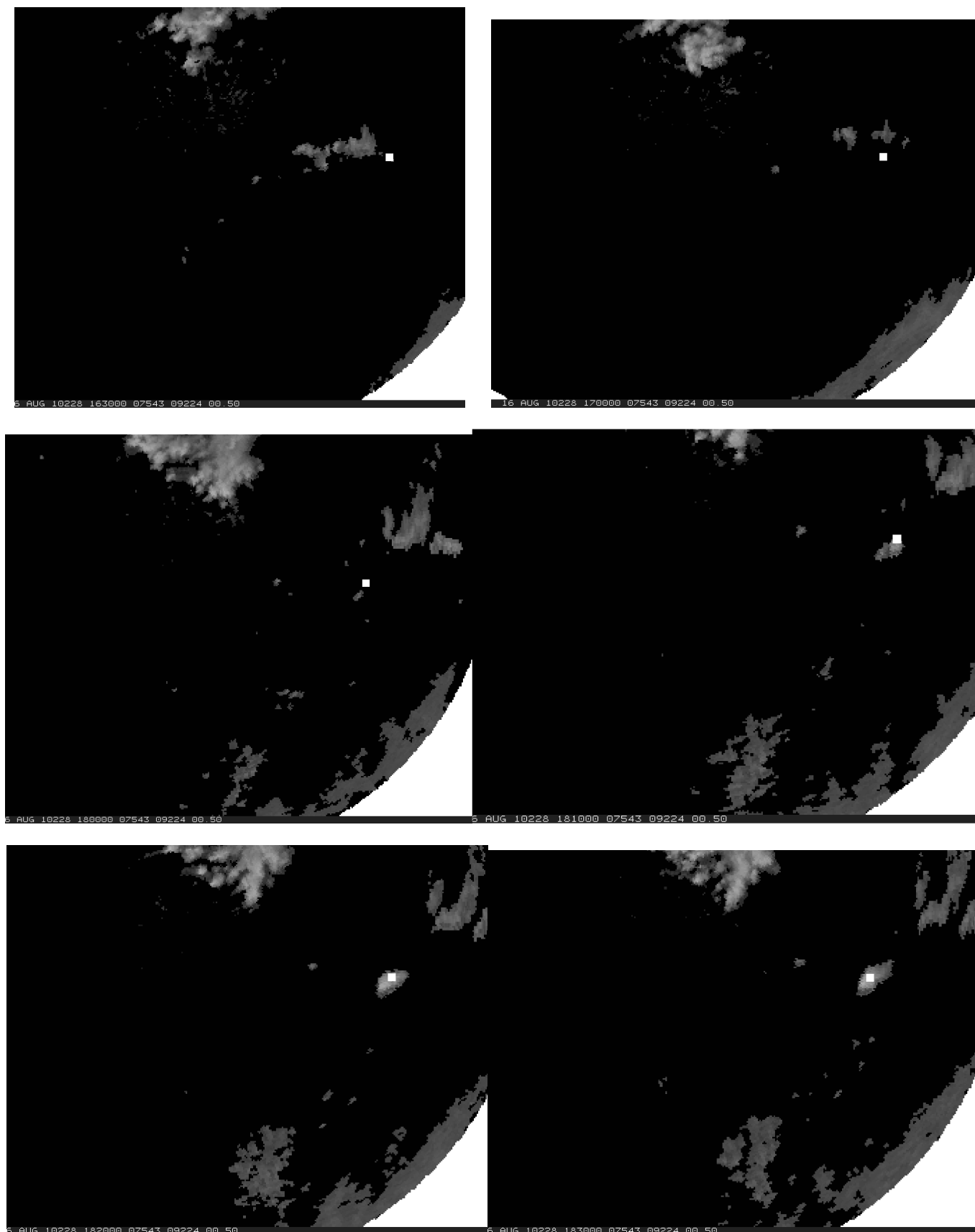


Figura III.4.6. Imágenes PPI de reflectividad para la elevación más baja, 0.5°, del radar de Sevilla, a las 16:30, 17:00, 18:00, 18:10, 18:20 y 18:30 UTC. Se señala con un cuadrado blanco la situación de Aguilar.

En las imágenes del canal visible de alta resolución de Meteosat, el día 16 a las 17:30 y 17:45 UTC (figura III.4.7) sí aparece una estructura destacable. Se observa cómo se va realizando una pequeña estructura N-S en la zona de convergencia de los vientos del sur y los del oeste, que parece acoplarse con la estructura W-E que pasa un poco al norte de Aguilar. Esta estructura realizada da la primera señal radar observable al suroeste de Aguilar, que media hora más tarde produce las primeras precipitaciones significativas en la estación “Laguna de Zoñar”.

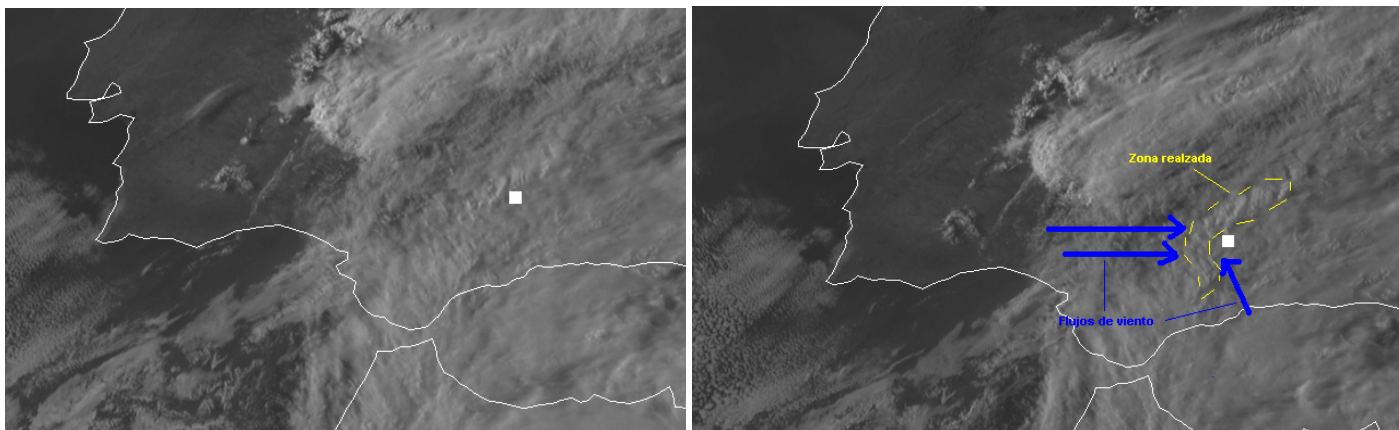


Figura III.4.7. Imágenes del canal visible de alta resolución de Meteosat, el día 16 a las 17:30 y 17:45 UTC. Se señala con un cuadrado blanco la situación de Aguilar

Parece por lo tanto que el disparo de la convección se produce en la zona de convergencia de vientos al suroeste de la baja relativa situada sobre el alto Valle del Guadalquivir, un poco al suroeste de Aguilar, en el momento en que una pequeña línea de nubosidad realizada pasa sobre ese lugar, activada probablemente por la estructura de vientos y el gradiente de temperatura potencial equivalente en niveles bajos en el entorno.

III.5.- Carácter cuasiestacionario de la estructura tormentosa.

La estructura tormentosa presenta un carácter multicelular, como se verá en el capítulo de teledetección, sin llegar a cumplir los criterios comúnmente aceptados para ser considerada como Sistema Convectivo de Mesoescala (SCM), aunque en sentido amplio podrían serle aplicables modelos conceptuales propios de las primeras fases de desarrollo de un SCM.

Probablemente la característica más importante de la estructura tormentosa en Aguilar es su carácter estacionario, en el sentido de ser la causa más destacable asociada con la enorme cantidad de precipitación acumulada. Las intensidades de precipitación registradas son importantes, pero no extraordinarias. Es precisamente la persistencia de elevadas intensidades de precipitación, casi sin pausa durante más de tres horas, lo que causó las inundaciones en ese lugar.

En general, el movimiento de un sistema convectivo multicelular se puede considerar como suma de un término advectivo y otro de propagación. De este modo las células individuales se mueven con el flujo medio en la capa nubosa, mientras que van apareciendo nuevas células en una determinada situación relativa a las células preexistentes. Por ello, si el término advectivo y el de propagación son similares en magnitud y de signo contrario, el resultado será un movimiento total del sistema, casi nulo (figura III.5.1).

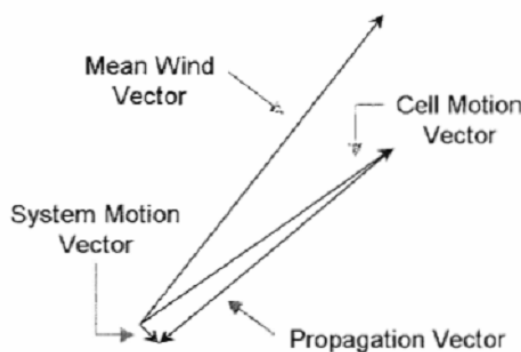


Figura III.5.1. Esquema vectorial del movimiento de un sistema convectivo cuasiestacionario (Chappell, 1986)

Suelen distinguirse varios tipos de propagación de sistemas tormentosos. En primer lugar se distingue entre propagación discreta (asociada normalmente con sistemas multicelulares) y continua (más frecuentemente con supercélulas o Sistemas Convectivos de Mesoescala).

Dentro de estas categorías se suelen considerar varios tipos de propagación (Moore and Graves, 2005):

- propagación regenerativa, cuando las células se forman consecutivamente sobre un mismo lugar y se desplazan después siguiendo el flujo medio de la capa (más apropiado para propagación discreta),
- propagación retrógrada "*upwind propagation*", en la que van apareciendo nuevos desarrollos corriente arriba del desplazamiento individual de las células), y
- propagación hacia delante "*forward propagation*", cuando los nuevos desarrollos van apareciendo preferentemente en la parte delantera, contribuyendo positivamente al avance del sistema.

El caso de propagación regenerativa viene a ser equivalente en la práctica al de propagación retrógrada si el término propagativo compensa el advectivo, provocando que el sistema produzca precipitación repetidamente sobre el mismo lugar. La tormenta de Aguilar presenta características propias de un sistema regenerativo al principio, y es más propiamente un sistema con propagación retrógrada después (véase capítulo IV), aunque el resultado en cualquier caso es la permanencia del sistema precipitante durante más de 3 horas.

El movimiento individual de las células convectivas ordinarias está relacionado con el viento medio en la capa nubosa, promedio en el que tendría mayor peso la parte baja de la célula, donde se concentra mayor masa.

El término de propagación es más complicado puesto que inciden diversos factores, internos y externos a la tormenta. El principal factor interno es el "*outflow*" de la tormenta en niveles bajos. La interacción del *outflow* con factores externos, como la presencia de una frontera anterior, la llegada de una línea de convergencia, la presencia de un chorro de bajos niveles o la existencia de mayor inestabilidad o disponibilidad de humedad en un flanco determinado, hará que la tormenta se propague preferentemente en una determinada dirección.

En ocasiones un sistema convectivo multicelular como el que se formó en Aguilar, se propaga a la vez de forma retrógrada en un extremo y no retrógrada en el otro, manteniendo un *outflow* casi estacionario en el primer extremo y que avanza hacia fuera en el segundo.

Una característica común en muchas situaciones de lluvias intensas y persistentes es la presencia de un chorro de bajos niveles (*Low Level Jet*) que aporte aire cálido y húmedo. Este chorro sería importante en dos aspectos. Primero para aportar la humedad suficiente para el mantenimiento de una precipitación intensa durante un tiempo prolongado. Segundo por su posible papel en el carácter cuasiestacionario de los desarrollos por propagación retrógrada de las células convectivas. En este sentido, el balance entre la vorticidad horizontal asociada al depósito frío con la asociada a la cizalladura de niveles bajos debida al *Low Level Jet* contribuye a la regeneración de células convectivas sobre el flanco de entrada del chorro de bajos niveles (figura III.5.2).

La existencia del chorro de bajos niveles estaría también relacionada con el máximo de chorro en altura, apareciendo en sistemas con importante componente baroclina como un máximo de viento en bajos niveles que asciende siguiendo la pendiente de las superficies isentrópicas hacia la zona de divergencia en niveles altos.

En el caso del episodio de Aguilar, los análisis del modelo no muestran claramente la existencia de un chorro de niveles bajos incidiendo en la zona. En este caso probablemente el papel del *Low Level Jet* lo desempeñan los flujos del oeste y del sur en capas bajas que confluyen en la zona de Aguilar. Como se ha dicho varias veces, ambos flujos se dirigen desde zonas de mayor THE (temperatura potencial equivalente) hacia otra de menor THE, sobre todo el del sur, que además incide normalmente a la superficie de máximo gradiente de THE. Este flujo del sur experimenta una importante aceleración entre las 20 y las 21:30 UTC, como se observa en el registro de la estación automática de Benamejí (figura III.3.8), llegando a valores medios del orden de 20 KT durante dicho período, lo que le otorga el papel principal en la alimentación del sistema.

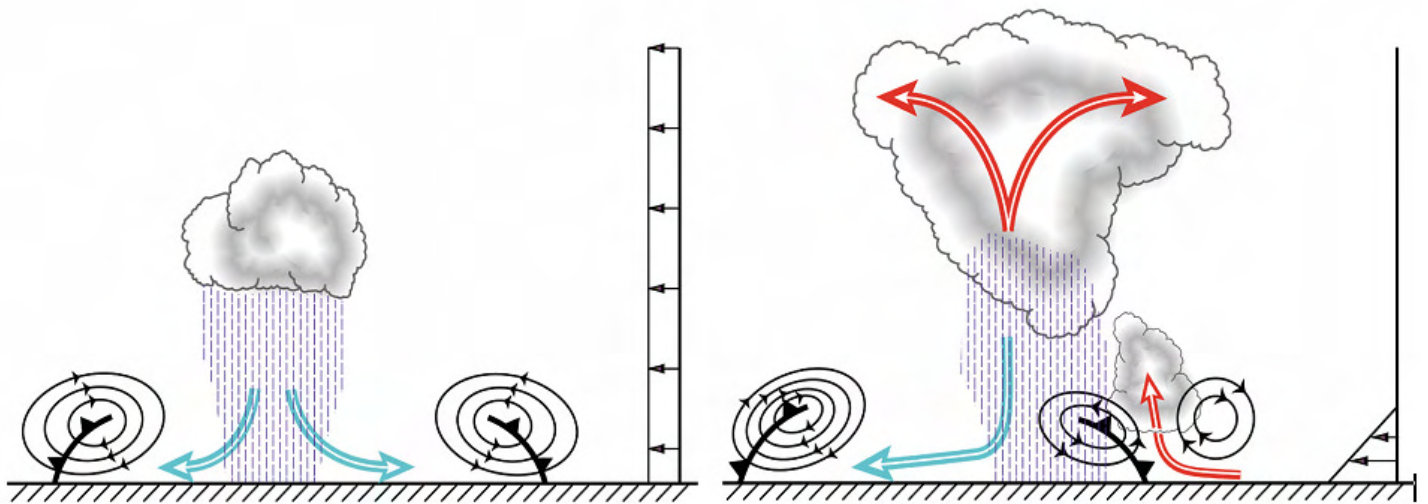


Figura III.5.2 Efecto de la cizalladura vertical en el mantenimiento de la convección, por balance de la vorticidad horizontal asociada al depósito frío con la asociada a la cizalladura de niveles bajos debida al *Low Level Jet*. (Moore and Graves, 2005, a partir de Rotunno et al. 1988. fuente COMET).

Considerando un sistema o estructura de células convectivas en conjunto, es importante determinar su movimiento general y la localización del ascenso principal. Corfidi (1996) desarrolló un método vectorial de utilidad operativa, para predecir el movimiento de elementos o estructuras convectivas de escala mesobeta (MesoBeta-scale convective Elements -MBE-), así como la localización del ascenso principal en las fases iniciales de lo que él consideraba en sentido amplio “sistemas convectivos de mesoescala” (cualquier área de convección húmeda organizada de escala meso-alfa o meso-beta).

En este sentido la figura III.5.3 muestra que el movimiento del ascenso principal (V_{MBE}) en “sistemas convectivos”, es suma vectorial del viento medio de la capa nubosa (V_{CL}) o término advectivo, y el vector de propagación (V_{PROP}). Este vector propagación se supone igual pero de sentido opuesto al Low Level Jet (V_{LLJ}). Los ángulos que aparecen en la figura son utilizados para calcular el valor del movimiento del ascenso principal, a partir de valores observados del viento medio de la capa nubosa y el chorro en niveles bajos. Las líneas discontinuas indican el espesor 850-300 hPa.

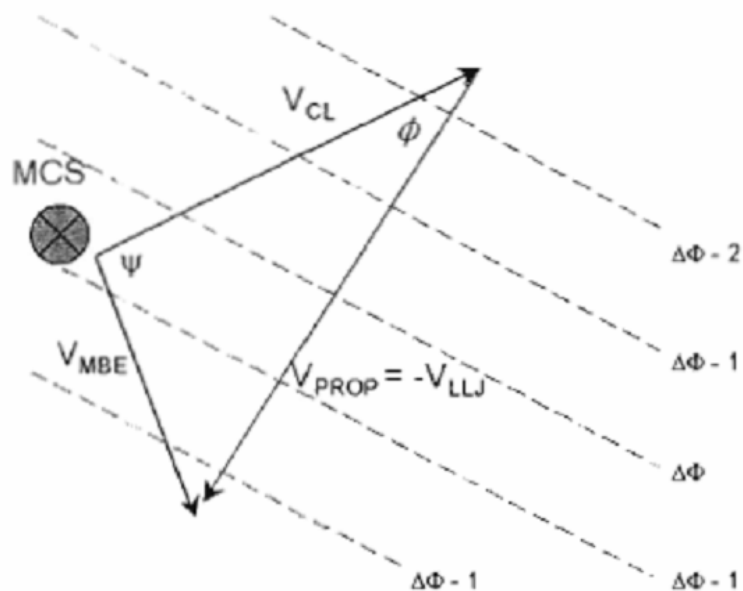


Figura III.5.3. Modelo conceptual de movimiento del ascenso principal en “sistemas convectivos de mesoescala en sentido amplio” según Corfidi (1996)”. $V_{MBE} = (V_{CL}) + (V_{PROP}) = (V_{CL}) - (V_{LLJ})$.

En sentido amplio, atendiendo a Corfidi, el modelo conceptual también podría valer para nuestro sistema convectivo multicelular de Aguilar. De acuerdo con sus conclusiones, la propagación de estas estructuras dependería en gran medida de la importancia del depósito frío de la tormenta y del *Low Level Jet*. En sistemas con un depósito frío muy importante, reforzado por la existencia de capas secas en la media troposfera, se favorecería la propagación “hacia adelante”. En caso contrario, con depósitos fríos no demasiado intensos, la propagación sería igual al vector chorro de bajos niveles cambiado de signo.

Por una parte se concluye que la tormenta de Aguilar generó un depósito frío suficiente como para mantener la convección en la zona de entrada de los flujos de superficie, pero no demasiado importante, pues entonces se habría propagado hacia adelante, no de forma retrógrada.

A partir del análisis de las 18 UTC del modelo ECMWF y considerando que los desarrollos probablemente no pasaron del nivel de 400 hPa, podríamos estimar el término advectivo del movimiento del sistema mediante el siguiente promedio vectorial:

$$V_{medio} = (V_{925} + V_{850} + V_{700} + V_{600} + V_{500} + V_{400}) / 6$$

Con ello se obtiene un valor aproximado de viento medio de 230° de dirección y una intensidad de 20 KT.

De acuerdo con las consideraciones anteriores podríamos considerar como “*Low Level Jet*”, la composición de los flujos del sur y el oeste en capas bajas, que incidieron sobre el ascenso principal durante todo el episodio. Utilizando los registros de las Estaciones Automáticas, sería muy razonable estimar un flujo resultante en los niveles inferiores bastante similar al del término advectivo. Por tanto al aplicar la composición vectorial $V_{MBE} = (V_{CL}) - (V_{LLJ})$, el resultado sería una estructura de movimiento cuasiestacionario.

Para finalizar, merece la pena destacar que independientemente de la aplicabilidad y validez del método vectorial para determinar el movimiento del sistema tormentoso, los desarrollos en Aguilar presentan una serie de características comunes de sistemas regenerativos o con propagación retrógrada (Moore and Graves, 2005):

- Frontera cuasiestacionaria en superficie (la frontera de THE al principio, el “*outflow*” de la tormenta después).
- Flujo débil en niveles medios de la troposfera, coincidente con la existencia de una dorsal en esos niveles.
- Dorsal de THE en niveles bajos orientada hacia el norte corriente arriba de la tormenta.
- Chorro de niveles bajos cuasiestacionario, dirigido normalmente hacia la frontera de superficie (flujos entrantes, sobre todo el del sur).
- Máxima convergencia de humedad en niveles bajos en el flanco corriente arriba de la tormenta.
- Posiblemente área cuasiestacionaria de divergencia en altura, que en nuestro caso estaba asociada al máximo de chorro de niveles altos que probablemente se estira hacia el sur durante el período en que duran las precipitaciones

Por todo lo anteriormente expuesto, quedaría justificado el **carácter cuasiestacionario del sistema convectivo multicelular en que consistió la tormenta que nos ocupa, por propagación retrógrada de las células o regeneración de las mismas en el entorno de Aguilar.**

IV. ANÁLISIS DE LAS ESTRUCTURAS CONVECTIVAS A PARTIR DE LA TELEDETECCIÓN

IV.1.- Imágenes de satélite

IV.1.1.- Entorno global y sinóptico

En las imágenes de satélite de la figura IV.1.1 se observa lo que algunos autores llaman una llamarada de la Zona de Convergencia Intertropical -ZCIT- (Weldon y Holmes, 1991), que es una expansión rápida de nubes medias y altas por delante de una vaguada. Las llamaradas de la ZCIT también se conocen en el este del Océano Pacífico como cinta transportadora húmeda del Pacífico -*Pacific moisture conveyor belt*- (Zhu y Newell, Bao, Kuhnell, Thepenier, Higgins, McGuirk, Zhu, Knippertz,...). Estas llamaradas y las Plumas Tropicales (*Tropical Plumes*) -hay autores que distinguen entre ambas definiendo las últimas en función de las imágenes de infrarrojo (McGuirk, Iskenderiam)- reflejan la interacción tropical-extratropical asociada con el transporte de humedad desde los trópicos a latitudes extratropicales.

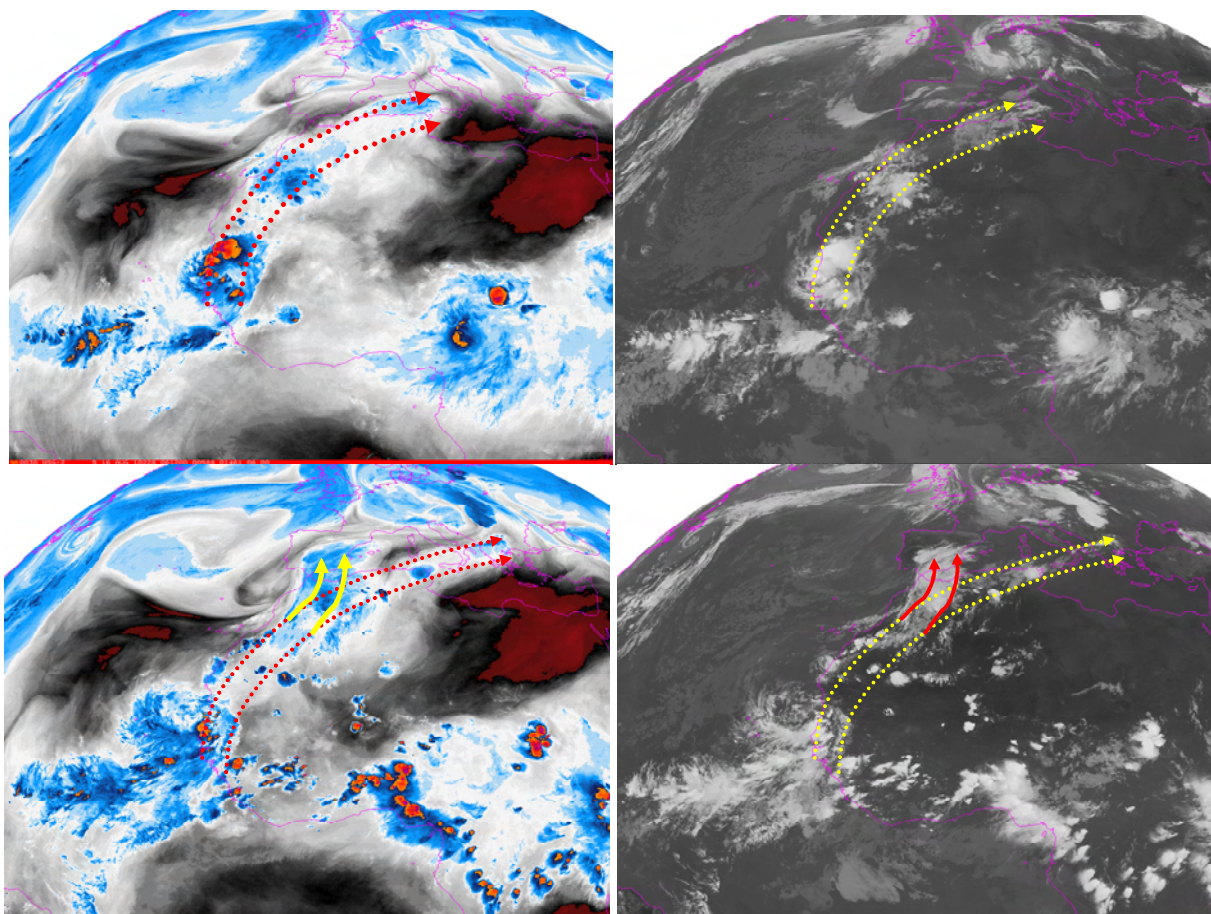


Figura IV.1.1. Imágenes Meteosat del canal WV 6.2 a 06 y 18 UTC (izquierda). Ídem para el canal IR 10.8 (derecha) del día 16 de agosto de 2010. Explicaciones en el texto

Es relativamente frecuente en nuestras latitudes, la llegada de nubosidad proveniente de zonas tan meridionales, incluso con restos de la convección del norte de África, sin que se produzca tiempo adverso en superficie. Pero cuando se produce la interacción con la rama ascendente de una vaguada que se amplifica o con una ciclogénesis de latitudes medias, como ocurrió en este caso, se pueden producir episodios de tiempo severo.

Las imágenes de satélite son fundamentales para estudiar estos patrones nubosos. Suelen formarse sobre áreas en las que no hay muchos datos de observación, y su rápida evolución en los casos más peligrosos, los vientos fuertes en capas altas mueven las nubes con rapidez, hacen que no siempre sean bien captados por los modelos numéricos de predicción.

Aunque en las imágenes de visible puede apreciarse bastante bien este fenómeno, su seguimiento con los canales de infrarrojo, IR, y de vapor de agua, WV, es mucho mejor porque es muy importante la observación continua y porque en ellos se observa más nítidamente la nubosidad alta.

Las llamaradas de la ZCIT se identifican mejor en las imágenes de WV que en las de IR, ya que en este canal presentan discontinuidades y en WV vemos un continuo.

En las imágenes de satélite de la figura IV.1.1 se aprecian dos aspectos diferentes de este tipo de fenómenos. Se identifica un primer pulso cuyo lado polar se orienta cada vez más en dirección E-W al tiempo que las temperaturas de los toques nubosos, no convectivos, van aumentando y la estructura nubosa se hace más irregular, síntomas ambos de una llamarada que se está disipando. Por el contrario, en las imágenes de las 18 UTC del día 16, la nubosidad observada en el canal infrarrojo, IR, sobre el norte de África y el sur de la península Ibérica es ya una capa continua orientada en la dirección N-S. En estos casos, por lo general, cuando en el canal IR la nubosidad tiene un aspecto uniforme, las nubes tienen mayor dimensión vertical y pueden afectar a capas más bajas de la atmósfera, siendo la precipitación más probable cuando tenemos esta estructura que cuando su aspecto en el canal IR es irregular. Cuando la frontera nubosa y el chorro en la rama delantera de la vaguada se orientan cada vez más en la dirección N-S, como ocurre en este caso, se observan máximos de viento a altitudes menores.

De la experiencia adquirida en el Grupo de Predicción y Vigilancia de Málaga en el estudio de estas situaciones, se deduce que cuanto más humedad haya en niveles medios bajos (600 y 700 hPa) y más nítida sea la orientación N-S de los elementos húmedos sobre la península Ibérica, mayor es la probabilidad de ocurrencia de fenómenos severos. Entre las 6 y 18 UTC del día 16, la llamarada interacciona con las vaguadas en altura y rola ciclónicamente hasta cambiar su orientación a N-S (momento de mayor peligro de estos patrones nubosos, pues están relevando una circulación ciclónica, que podría ser una baja cerrada en altura si los elementos nubosos se movieran hacia el oeste respecto a la superficie de la Tierra).

En nuestro caso se observa cómo la nubosidad y la pluma de humedad provenientes de la ZCIT se mueven hacia el norte y después, siguiendo la circulación del anticiclón norteafricano, hacia el este recorriendo el extremo norte de África. En las imágenes de vapor de agua e infrarrojo se observa que la cinta transportadora cálida (*Warm Conveyor Belt*) nace en África, cerca del Ecuador y es advectada hacia España (figura IV.1.1). Podemos ver la secuencia de los hechos en las imágenes de satélite de la figura IV.1.2. A las 0 UTC del día 15 se observa en la ZCIT (aproximadamente 12° N 5° W), un área convectiva asociada a una vaguada invertida en 250 hPa, ligada, a su vez, a un máximo de vorticidad en 700 hPa. En el panel a) se distinguen sendas bajas sobre Bretaña y al oeste del cabo de San Vicente, presentándose en azul claro la mancha oscura dinámica (latitud 54° N 3° W) precursora de la vaguada en altura (V_1) que a las 0 UTC del día 16 se situará sobre el Cantábrico. Los restos de humedad de la ZCIT son advectados hacia el nordeste por el flanco oeste del anticiclón africano. 24 horas después la vaguada invertida en 250 hPa y la nubosidad se han movido hacia el oeste, pero el extremo norte de la nubosidad convectiva ha sido advectado hacia el norte por el flujo anticiclónico y entra en la rama ascendente de la vaguada más meridional (V_2), que se ha amplificado, situándose al sureste de las Islas Canarias (paneles c y d). 12 horas después esta nubosidad está integrada en la rama ascendente de la vaguada V_2 y se sitúa sobre la costa africana entre Canarias y el Estrecho (paneles e y f). Entre las 6 y las 12 UTC se detecta la conexión con la vaguada por la inflexión en la curvatura y el enfriamiento de los toques nubosos (figura IV.1.4).

A lo largo del día 15 se observa en las imágenes de vapor de agua el desplazamiento desde Gales hasta Finisterre de una anomalía dinámica de la tropopausa (figura IV.1.3). En esta mancha oscura dinámica, ligada a movimientos descendentes en la troposfera media y alta, con un mínimo local de la altura geopotencial de la superficie de 2 PVU menor que 6000 metros, parece nacer en una ruptura del máximo de viento que rodea a la baja en altura, y va a ser un precursor de la formación de la vaguada V_1 que al final producirá la ciclogénesis que se puede observar durante la tarde del día 16 en la cinta transportadora cálida que viene de la zona intertropical.

En las imágenes del Meteosat WV 6.2 del día 15 se observa una baja fría, centrada a las 0 sobre la Bretaña francesa, con máximos de vorticidad provocados por el máximo de viento que rodea a la baja, enlazados a su alrededor, y entre los cuales se identifican zonas de deformación en forma de "S" invertida que los unen dentro del flujo con curvatura ciclónica que envuelve a la baja. Curiosamente dos patrones dinámicos separados a las 0 UTC del día 15 más de 40° de latitud vienen a encontrarse sobre la península Ibérica y generan la ciclogénesis que favoreció el entorno para que se produjeran las lluvias torrenciales de Aguilar y precipitaciones muy fuertes en otros lugares de la Península.

En la figura IV.1.4 vemos el encaje de los diferentes patrones dinámicos. A las 6 UTC del día 16 no solamente vemos los cirros asociados a la llamarada, sino también las vaguadas atlánticas. El primer síntoma de conexión de la pluma tropical y las vaguadas se aprecia a las 6 y 9 UTC en la convexidad de la banda nubosa que se extiende a lo largo del flujo en altura en la rama ascendente de la vaguada V_2 , y muy próxima a la cinta transportadora de humedad de la llamarada. Al ser captada por la vaguada (figura IV.1.4.) y abandonar la periferia del anticiclón norteafricano que la advestaría hacia Sicilia y Grecia (líneas de corriente de las figuras IV.1.2.e y f), la llamarada va adquiriendo una orientación N-S.

Entre las 12 y las 15 UTC el borde de la banda húmeda está cada vez más definido en el lado frío y va tomando un aspecto de "S" con un borde cirroso roto a sotavento, características que recuerdan el aspecto de las nubes en las fases más tempranas de una ciclogénesis.

Entre 15 y 18 UTC la orientación norte sur del conveyor húmedo está clara. Además la nubosidad forma un continuo y los topes nubosos se han enfriado claramente, por lo que el tiempo severo podría ser más probable que en horas anteriores.

Los dos centros de vorticidad van convergiendo hasta que entre 18 y 21 UTC sólo se observa uno de ellos. A las 21 UTC se aprecia una especie de cuerno de nubosidad más cálida que recuerda el patrón nuboso observado en la transición de hoja a coma cuando se produce una ciclogénesis.

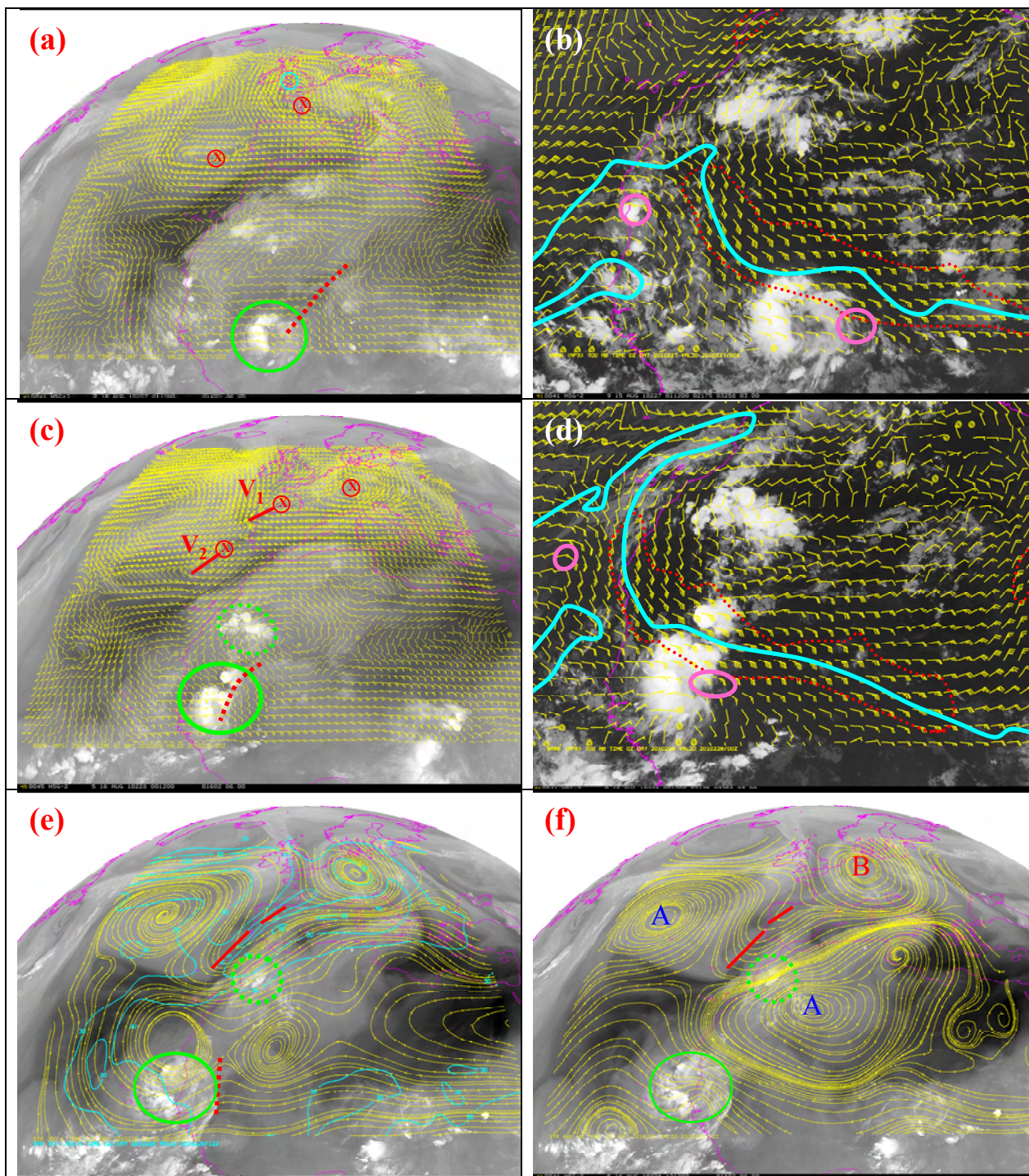


Figura IV.1.2. a) Sobre imagen WV 6.2 del satélite Meteosat de las 0 UTC del día 15 de agosto de 2010 vientos en 250 hPa. Las x marcan los máximos de vorticidad, en rojo a trazos eje de la vaguada invertida asociada a la zona convectiva origen de la pluma de humedad (resaltada en verde) y en azul se resalta la mancha oscura dinámica precursora de la ciclogénesis del día 16. b) Sobre canal IR 10.8 del satélite Meteosat de las 0 UTC del día 15 de agosto de 2010, vientos en 700 hPa (con zona a puntos englobando velocidades superiores a 30 kt, línea azul marcando la frontera de la región con vorticidad negativa y en rosa máximos de vorticidad. c) y d) igual que a) y b) pero para las 0 UTC del día 16. e) y f) líneas de corriente a 350 K y a 600 hPa a las 12 UTC del día 16 de agosto de 2010. Datos del modelo ECMWF.

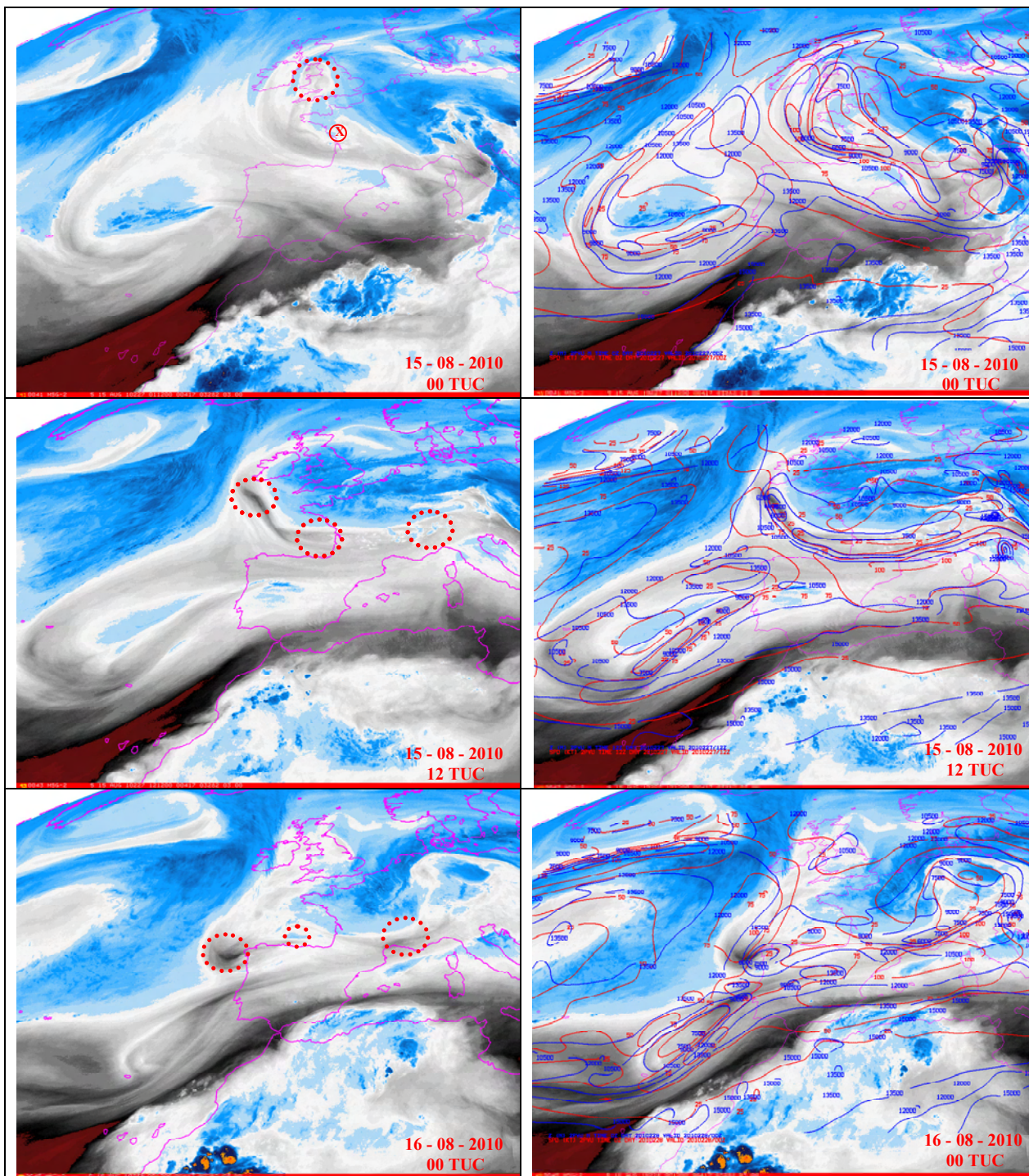


Figura IV.1.3. Imágenes del canal WV 6.2 de las 0, 12 y 24 UTC del día 15 de agosto de 2010, con máximos de vorticidad enlazados por bandas de deformación (Izquierda), y velocidades del viento y alturas de la superficie 2 PVU para las mismas horas (Derecha). Datos del modelo ECMWF.

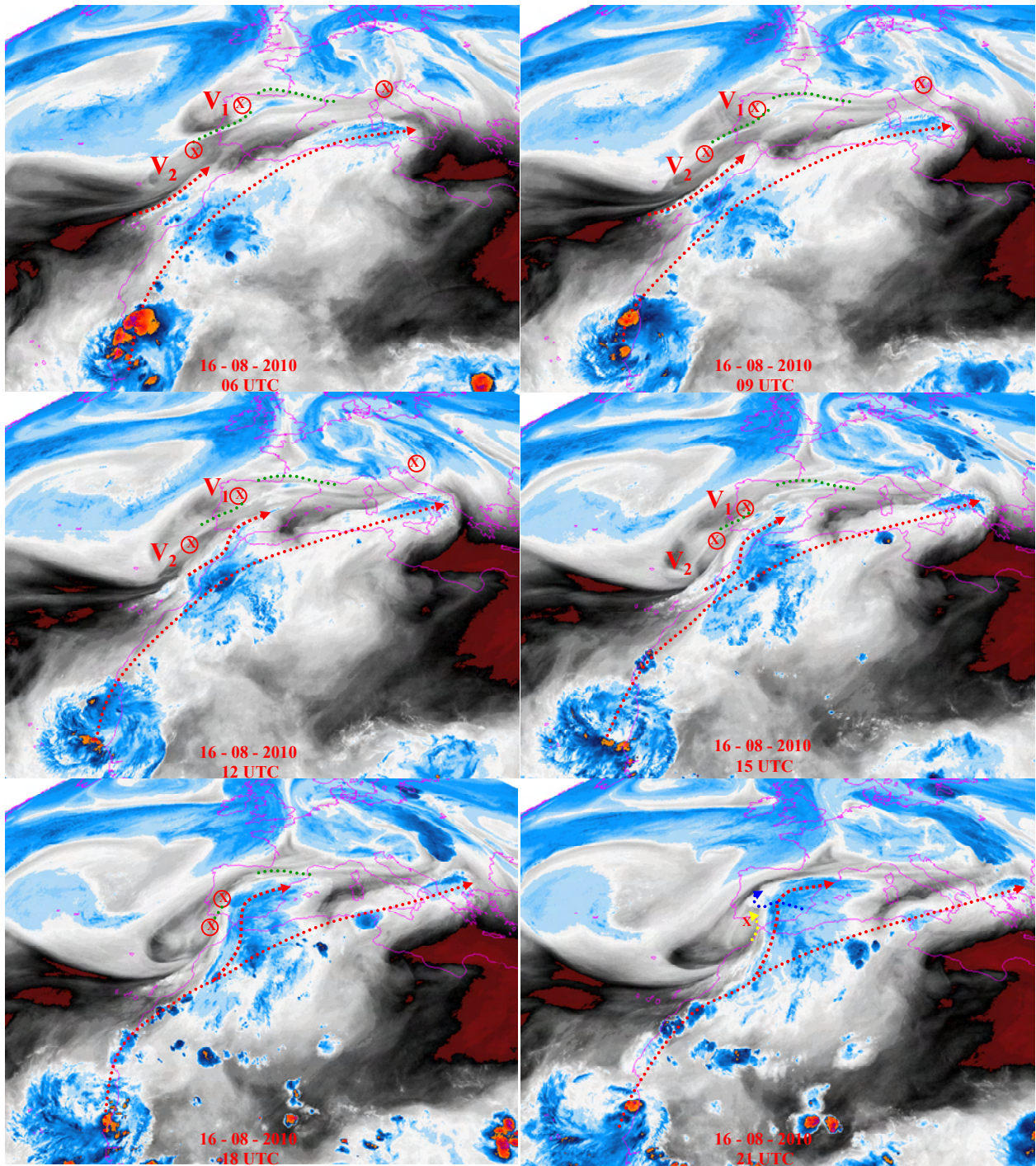


Figura IV.1.4. Imágenes del canal WV 6.2 del satélite Meteosat entre las 06 y 21 UTC del día 16 de agosto de 2010. Las “x” marcan los máximos de vorticidad, con verde a puntos se trazan zonas de deformación y las flechas rojas a puntos indican las llamaradas de la zona de convergencia intertropical. La flecha amarilla indica aire subsidente y la azul posible flujo hacia el oeste que rola después al este. Ambas justificarían el cuerno formado por la nubosidad más cálida que recuerda a una ciclogénesis.

IV.1.2.- Evolución de la temperatura de brillo de los topes nubosos

IV.1.2.1.- Menor valor de la temperatura en el canal 10.8 μm

Supuesta estacionaria la convección, un descenso de la temperatura de brillo mínima de los topes como el observado entre las 18:45 y las 19 (7 K) indica un crecimiento fuerte de los topes de las nubes (figura IV.1.5). La rama ascendente de la curva entre las 19 y 19:30 UTC, hasta alcanzar un máximo relativo del orden de las temperaturas observadas entre las 18 y 18:45 puede indicar, si las células no se mueven rápidamente, que la célula convectiva ha completado su desarrollo. La rama decreciente que termina en el valor mínimo de las 20:15 UTC indica una intensificación repentina, muy probable, de la convección.

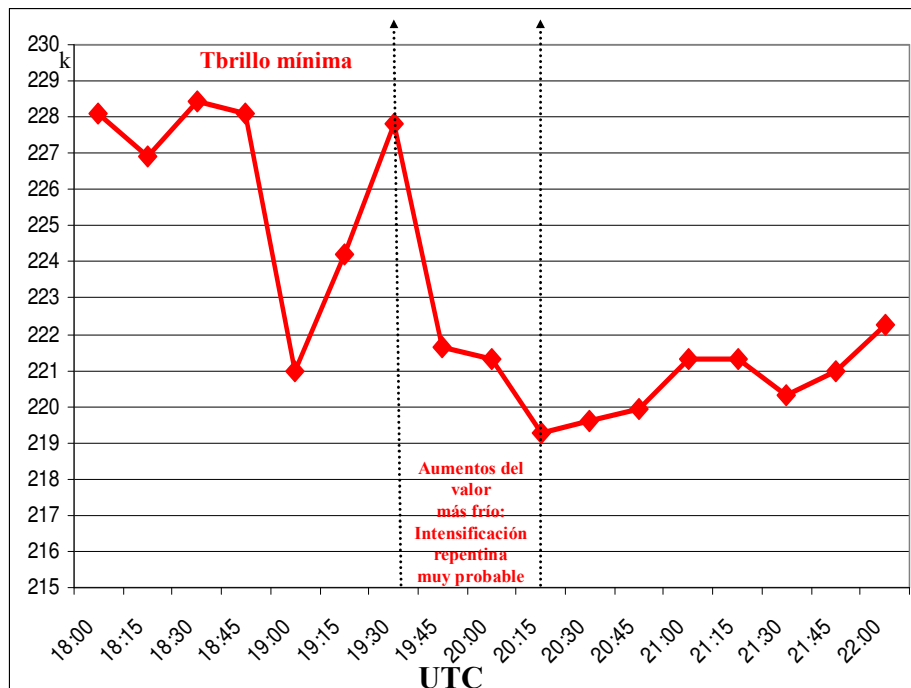


Figura IV.1.5. Evolución de la temperatura de brillo mínima observada en el canal IR 10.8 del Meteosat. Se ha utilizado un rectángulo de unos 140 km x 160 km (1786 píxeles).

Como la localización geográfica de los valores mínimos es casi estacionaria (figura IV.1.6), podemos pensar que el primer núcleo convectivo provocó descendencias de aire frío, una mesoalta y flujo divergente en superficie (*outflow*). Esta corriente de densidad produciría un ascenso extra y desarrollos convectivos posteriores sobre la frontera (que pudo tener un origen puramente meteorológico u orográfico y meteorológico).

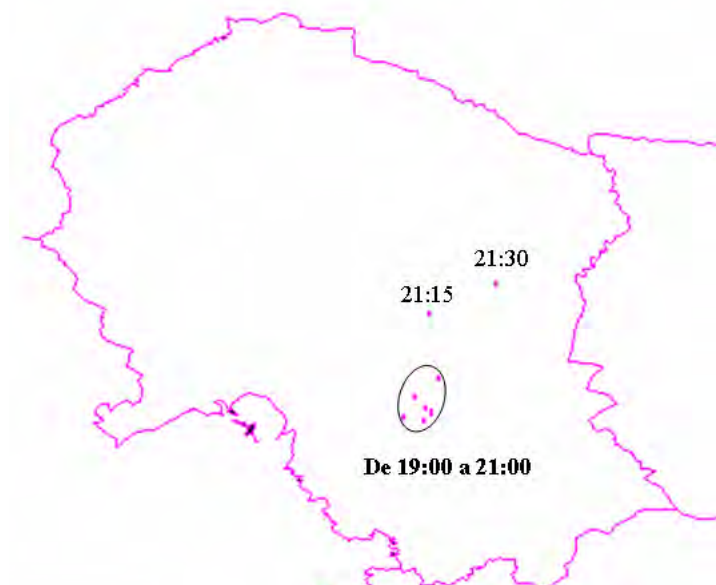


Figura IV.1.6. Localización del mínimo de temperatura de brillo entre las 19 y 21:30 UTC.

A las 20:30 UTC, coincidiendo con la mayor intensidad de precipitación en 10 minutos (23 mm), parece observarse un síntoma de severidad: una estructura en “U” (figura IV.1.7). Un enfriamiento aislado no nos dice nada, pero dos enfriamientos sucesivos sobre un mismo lugar deben ponernos en alerta. La estructura en “U” también nos está indicando que puede haber cierta severidad.

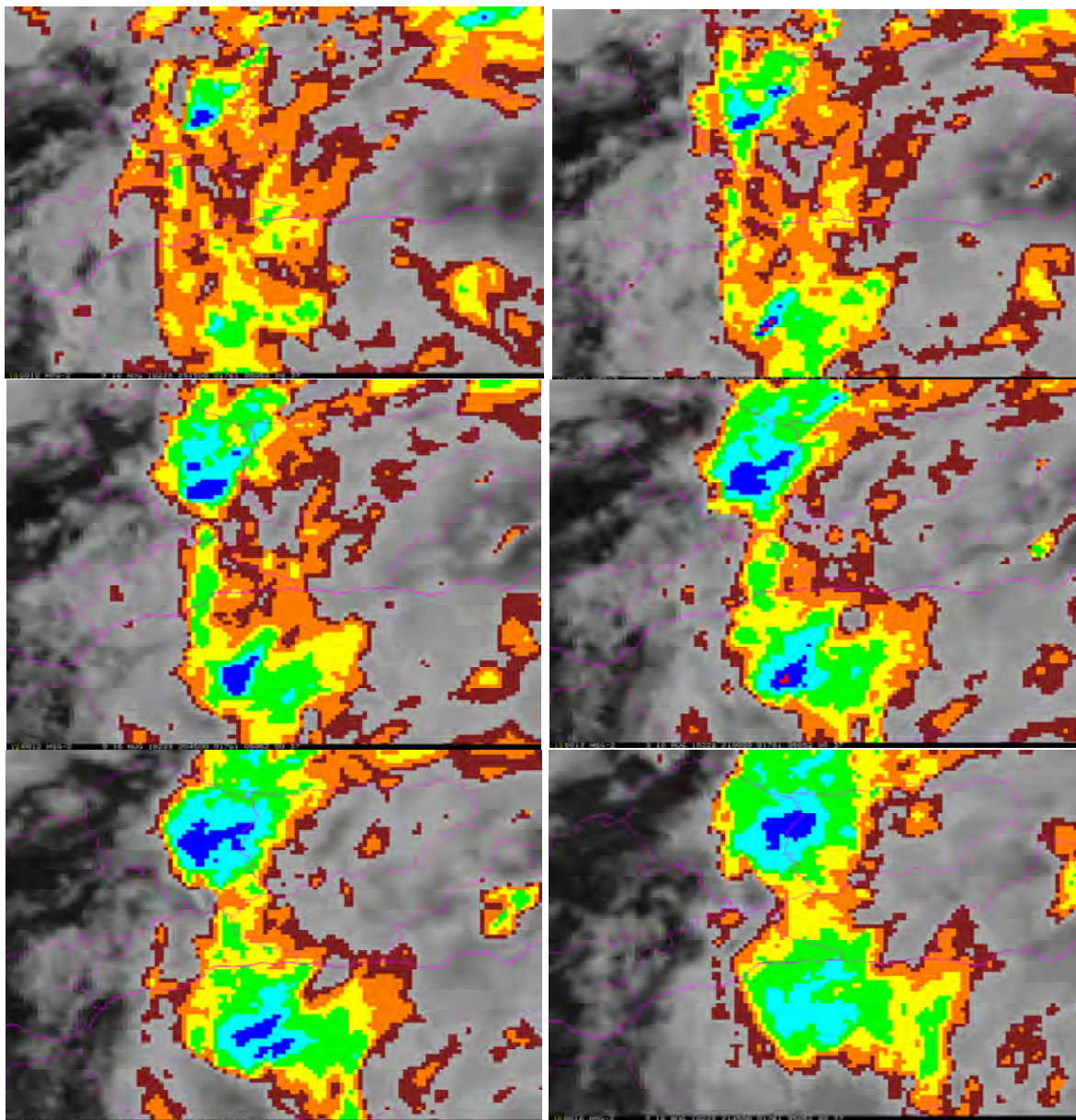


Figura IV.1.7. Imágenes coloreadas del canal IR 10.8 del satélite Meteosat entre las 20:15 y 21 UTC del día 16 de agosto de 2010, donde se insinúa una estructura en “U”. Los colores van desde -32° C, umbral inferior del marrón, hasta -60° C, umbral superior del rojo, con cambio de color cada 4° C.

Desde el punto de vista de satélite el sistema precipitante no cumple los umbrales definidos por Maddox (1980) para considerarlo un complejo convectivo mesoescalar, aunque hacia las 21:15 UTC el aspecto en el canal infrarrojo es bastante circular.

IV.1.2.2.- Expansión de los topes nubosos más fríos

Se ha calculado la evolución de la extensión de los topes más fríos dentro de un rectángulo de unos 140 km x 160 km (1786 píxeles) centrado en el punto 37:58 N, 4:43 W. Mientras el área convectiva observada en el canal IR 10.8 siga expandiéndose, seguirá aumentando la actividad tormentosa.

El aumento de los valores de las áreas con temperaturas inferiores a 226 y a 222 K, observado entre las 19:30 y las 20:15 (figura IV.1.8), confirman la intensificación del sistema. El aumento posterior del área y el estancamiento del valor mínimo de temperaturas hacen sospechar de un aumento de la actividad tormentosa sobre un mismo lugar. Tenemos por tanto dos factores que se han observado en otros episodios de inundaciones repentinas: la duración y el aumento de la intensidad (probable).

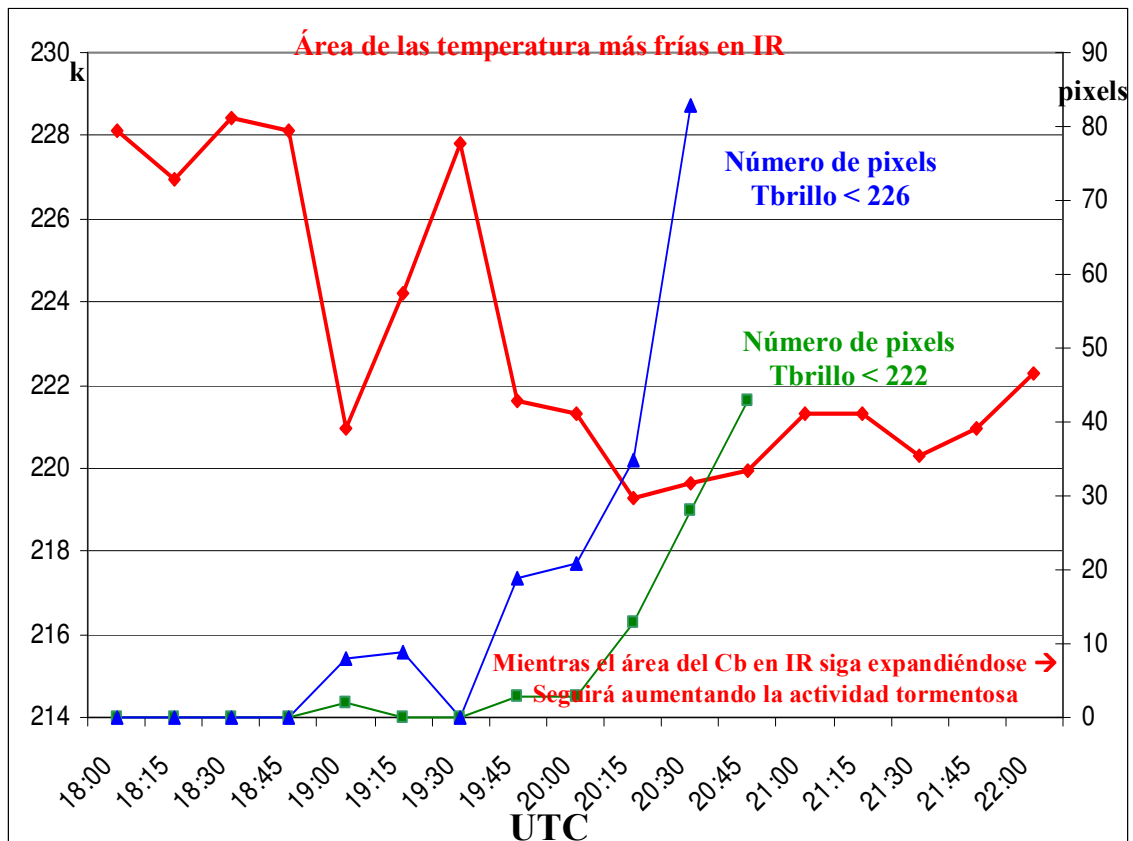


Figura IV.1.8. Evolución de la temperatura de brillo mínima observada en el canal IR 10.8 del Meteosat y de las áreas con temperaturas de brillo inferiores a 226 y 222 K.

IV.2.- Rayos

IV.2.1.- Descargas eléctricas durante la tarde-noche en el sur peninsular

Se presentan a continuación una serie de gráficas e imágenes que ponen de manifiesto algunos aspectos de interés acerca de la actividad eléctrica de la estructura que afectó a la zona de Aguilar de la Frontera durante la tarde-noche del 16 de agosto de 2010.

En primer lugar se constata el importante aparato eléctrico en formas de descargas positivas (+) y negativas (-), surgido en la mitad sur peninsular, especialmente entre las 16 y las 24 UTC.

Dentro de la provincia de Córdoba aparecen dos máximos relativos de rayos, uno en torno a Aguilar en la parte suroccidental de la dicha provincia y otro algo más al noreste sobre Bujalance (figura IV.2.1).

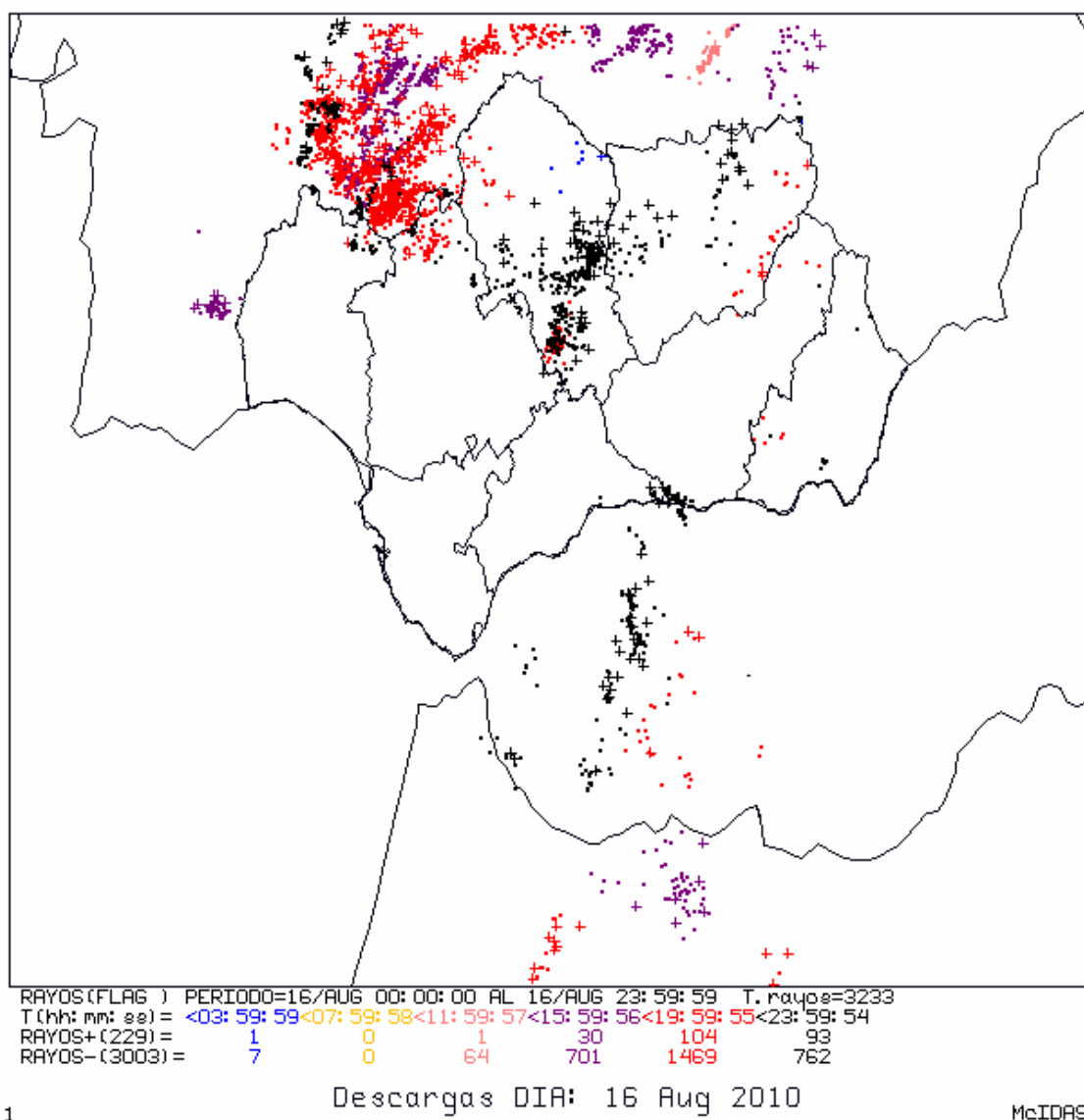


Figura IV.2.1. Análisis de las descargas nube-tierra. Descargas en rojo para el intervalo temporal entre 16 y 20 UTC y en negro para las ocurridas entre 20 y 24 UTC.

En la representación de descargas en intervalos horarios entre las 17 y las 23 UTC (figura IV.2.2), se observa mejor el anclaje geográfico de las mismas en la zona de Aguilar de la Frontera entre las 19 y las 22 UTC. También se identifican otros máximos relativos de descargas eléctricas en áreas más al norte en las provincias de Córdoba, Jaén y Badajoz, que en general decaen al anochecer y no presentan una estacionariedad manifiesta.

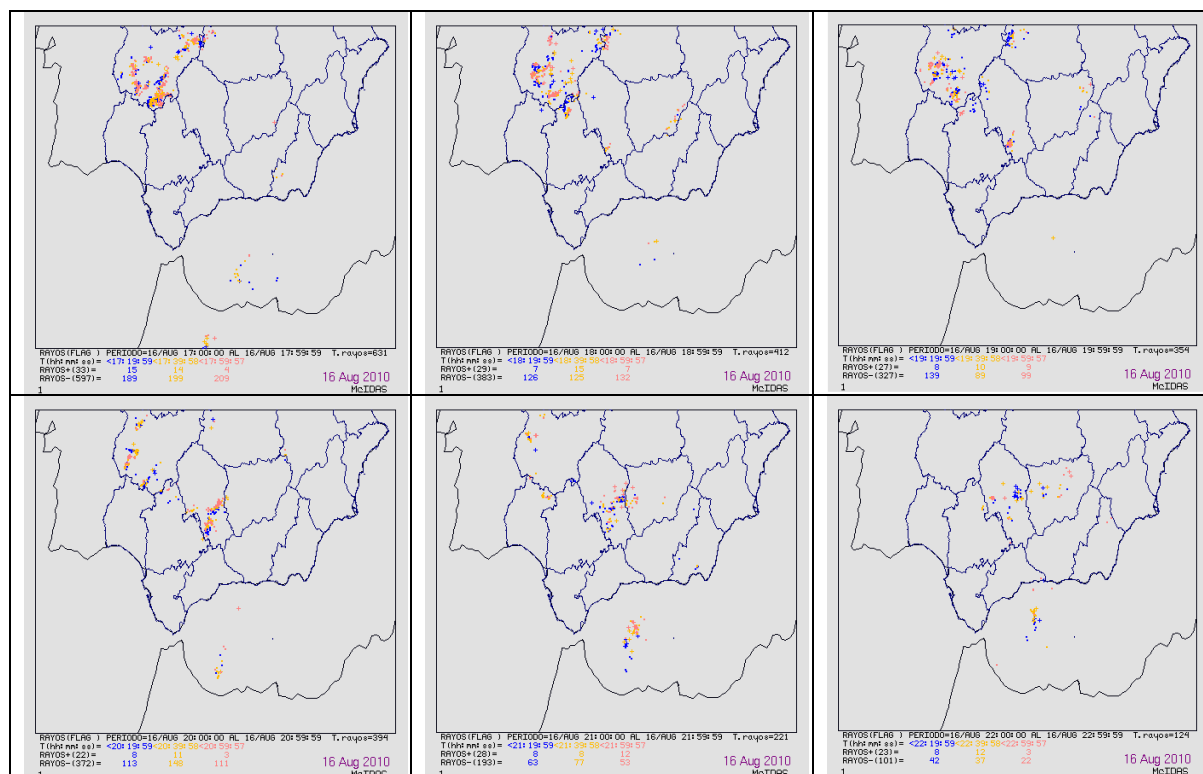


Figura IV.2.2. Descargas eléctricas entre las 17 y 23 UTC en el Sur peninsular, en 6 paneles horarios, cada uno de los cuales presenta las descargas en 3 intervalos de 20 minutos (con colores sucesivos azul, amarillo y beige).

Lo comentado anteriormente se aprecia más nítidamente en la figura IV.2.3, al representarse la densidad de descargas eléctricas ocurridas durante el día 16. Aunque en el extremo sur de Extremadura aparecen zonas con más densidad de descargas, no se tienen noticias de la existencia de lluvias repentinas.

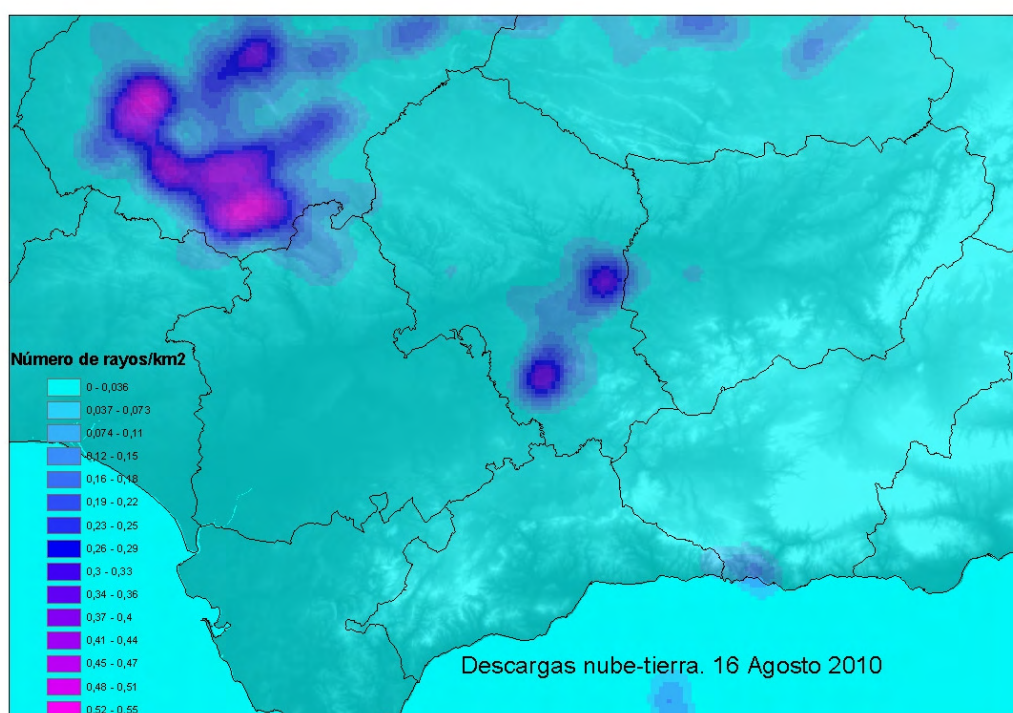


Figura IV.2.3. Densidad de descargas eléctricas nube-tierra durante el 16 de agosto de 2010 en el sur peninsular.

IV.2.2.- Descargas eléctricas en el entorno de Aguilar de la Frontera

Si nos fijamos en un entorno circular de radio 20 km alrededor de la localidad de Aguilar de la Frontera (figura IV.2.4), se comprueba efectivamente el importante número de rayos registrados durante el día 16, todos entre 16 y 24 UTC. En concreto se contabilizaron 169 descargas nube-tierra, de las cuales 162 fueron negativas y 7 positivas. De todas ellas, 63 tuvieron lugar entre las 16 y las 20 UTC, y 106 entre las 20 y las 24 UTC.

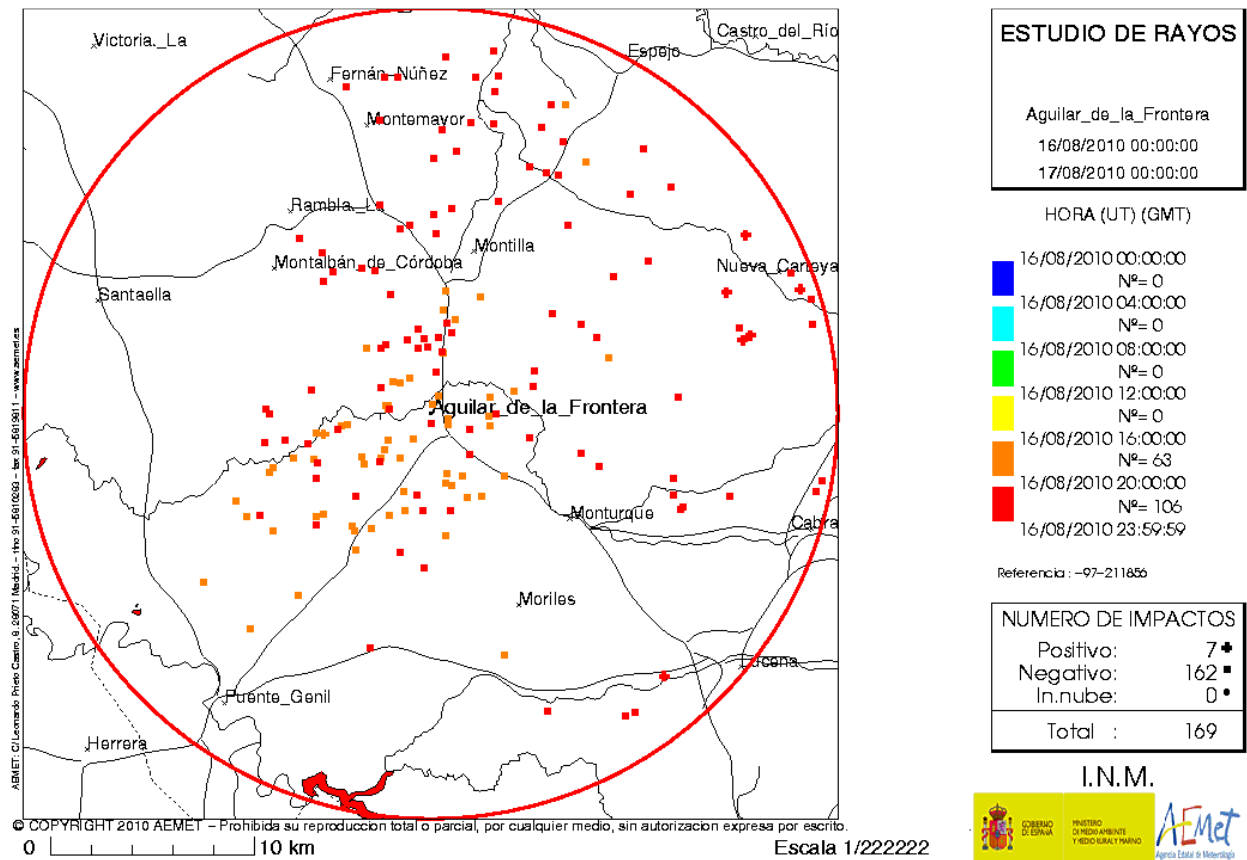


Figura IV.2.4. Descargas eléctricas registradas nube-tierra en un radio de 20 km en torno a Aguilar

En la siguiente gráfica (figura IV.2.5) se observa la evolución diezminutal de las descargas. Se aprecia por un lado cómo hay un máximo aproximado entre las 19:30 y las 20:40 UTC, cuando todas las descargas son negativas. Por otra parte, al final del periodo considerado decae claramente el número de rayos negativos a la par que surge alguna descarga positiva.

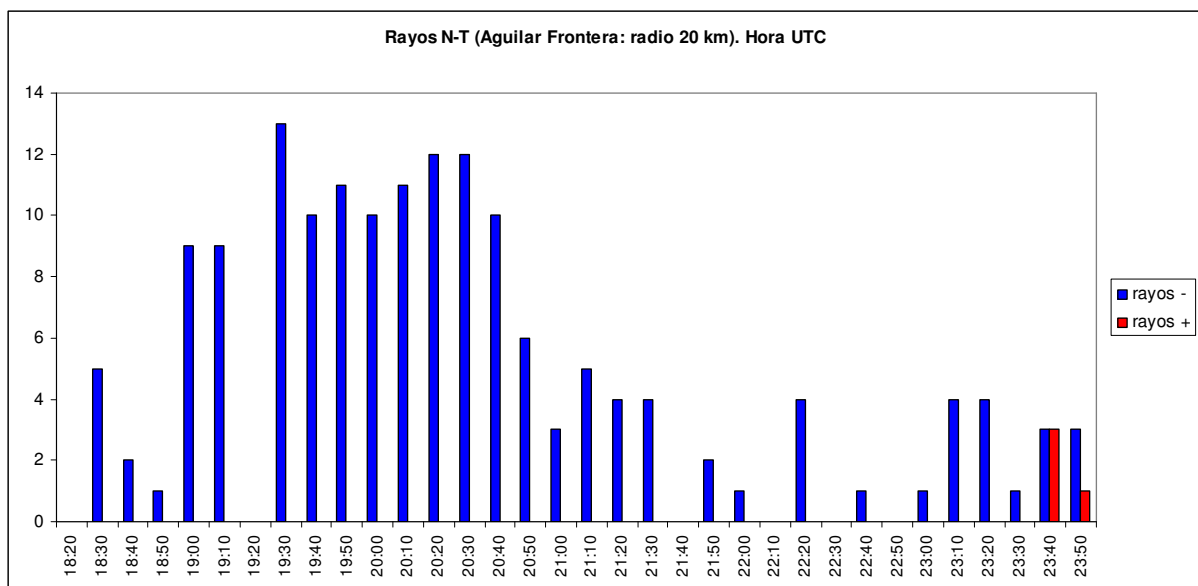


Figura IV.2.5. Evolución temporal de las descargas eléctricas diezminutales en un radio de 20 km en torno a Aguilar

También es destacable el hecho de que considerando intervalos temporales de 10 minutos, el número de descargas y la precipitación parecen estar aproximadamente en fase (figura IV.2.6) en este caso. El episodio relativo de mayor repercusión en ambos elementos se encuentra más o menos entre las 19:30 y las 21:30 UTC.

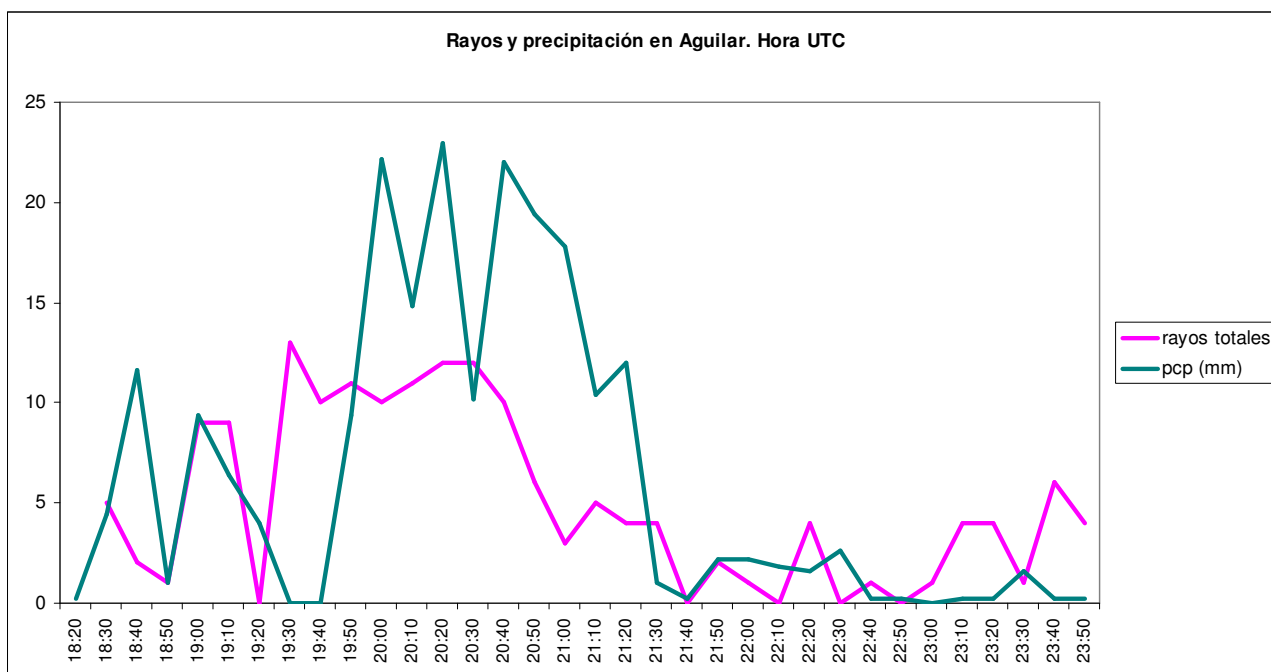


Figura IV.2.6. Evolución de las descargas eléctricas (en un radio de 20 km en torno a Aguilar) y precipitación diezminutal en la estación automática de Aguilar.

Por último destacar la importante concentración de rayos registrados en una zona reducida en torno a Aguilar de la Frontera, que es consistente con la estructura convectiva formada y su estacionariedad (figura IV.2.7).

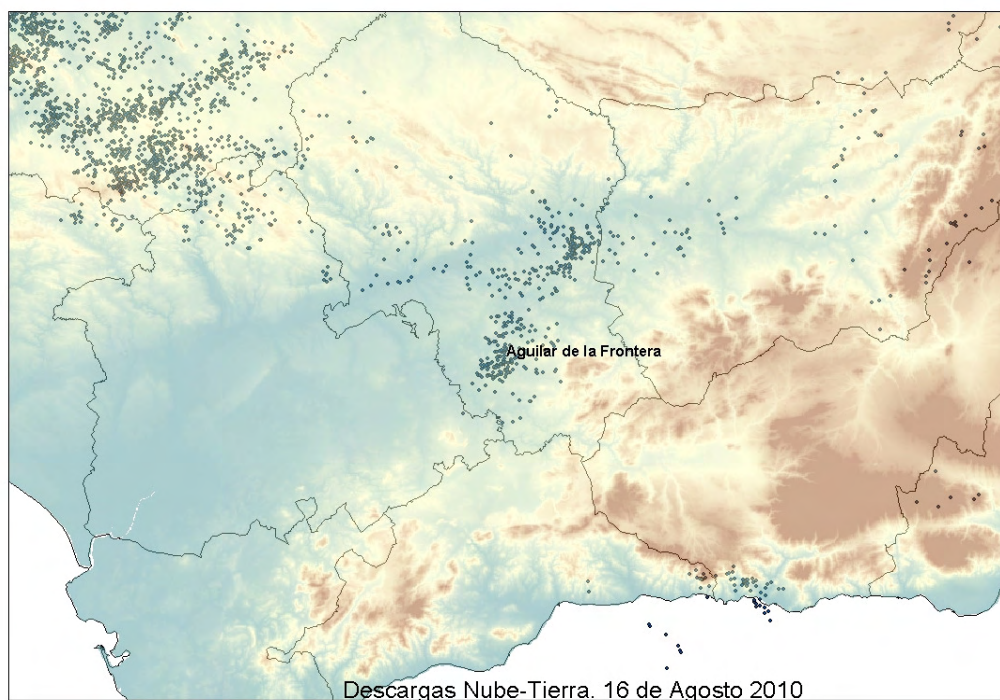


Figura IV.2.7. Descargas eléctricas registradas y orografía de la zona durante el día 16 de agosto.

IV.3.- Radar y estructura

IV.3.1.- Embolsamientos fríos durante los primeros desarrollos

El primer mecanismo de disparo, formación del eco de reflectividad denominado **a** en lo sucesivo, pudo ser el calentamiento u ondas gravitatorias (convección elevada). Una vez formada la célula, se movió en la dirección del flujo dominante al mismo tiempo que a barlovento se formaba otra célula (eco **A**), probablemente con alguna ayuda del embolsamiento frío provocado por la primera, pues parece que la segunda aumenta su reflectividad al disminuir la de **a**. El eco denominado **a** sólo se puede seguir entre 18 y 18:20 UTC en las imágenes de máximos de reflectividad. La persistencia y aumento de escala del eco llamado **A** pudo aumentar el embolsamiento frío en superficie.

Después de una primera disminución de la reflectividad y extensión del eco **A** (figuras IV.3.1 a 3) se observa un nuevo eco, **B**, que reflejaría el nacimiento de una nueva célula a contracorriente. Las primeras rachas de viento fuerte, 27/64 km/h de dirección oeste (19:10) y 38/57 km/h del noroeste (19:20), coinciden con un mínimo de rayos entre las 19:10 y 19:20 y con una disminución de reflectividad de ambos ecos, bien pudieron ser debidas a avalanchas aéreas, ya que hay numerosas observaciones (Williams, Prior,...) en las que se demuestra que el máximo de frecuencia de rayos totales (nube-nube y nube-tierra) precede a un *microburst* y a un máximo del viento del *outflow*. En España en el caso del 5 de septiembre de 2003 en Denia (Polvorinos, comunicación verbal).

Parece que los embolsamientos fríos tuvieron gran influencia durante los primeros estados de desarrollo del sistema precipitante multicelular. Las imágenes de radar de las figuras IV.3.2 a 4 y los cortes verticales (figuras IV.3.7 a 10) reflejan la naturaleza multicelular de las tormentas que afectaron a la provincia de Córdoba.

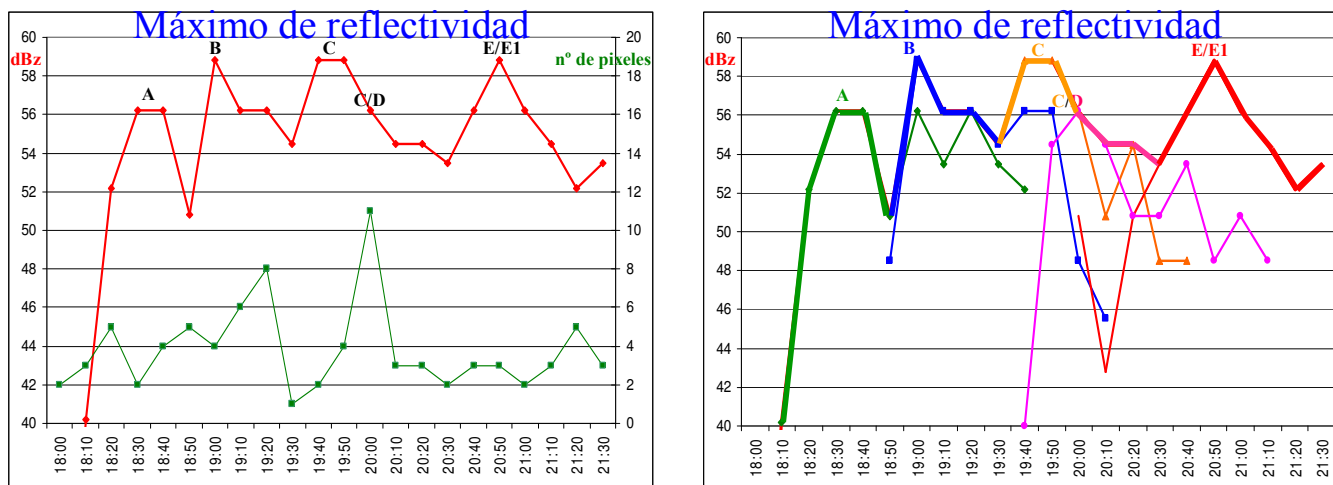


Figura IV.3.1. Izda: Evolución del máximo de reflectividad observado en las cercanías de Aguilar y su extensión en número de píxeles. Dcha: Evolución temporal de cada uno de los máximos relativos observados y su contribución a la curva de máximo de reflectividad.

4.3.2.- Estructura del sistema precipitante

Las precipitaciones y tormentas fueron producidas por un sistema convectivo multicelular de propagación retrógrada. Las imágenes de radar de Sevilla reflejan la naturaleza multicelular y la generación retrógrada de los focos convectivos que afectaron a la provincia de Córdoba.

La generación de células hacia atrás queda clara entre las 19:40 y 20:10 (figura IV.3.3). Las células convectivas fueron formándose corriente arriba de las predecesoras y pasando por el mismo entorno produciendo grandes cantidades de precipitación.

Las imágenes de radar detectan tres organizaciones cuasi lineales dentro del sistema precipitante (figura IV.3.2 a 5). Pero no en todos los lugares se produjeron precipitaciones extremas e inundaciones. El tamaño, la organización y el movimiento son los factores clave para diferenciar aquellos sistemas que provocan 15 en vez de 150 mm en un lugar.

En dos de las estructuras el movimiento de las tormentas resultó prácticamente paralelo a la línea, lo que permitió que células convectivas con grandes intensidades de precipitación pasaran por un mismo lugar. El tren de ecos que provocó precipitaciones tan intensas y copiosas se movió de tal manera que las precipitaciones convectivas fuertes circularon por la zona de Aguilar durante más de tres horas (figura IV.3.5). El aspecto que se observó en el radar fue el de un área inmóvil de gran reflectividad, pero no extraordinaria: la reflectividad media entre las 18:30 y 21:30 UTC fue de 55 dBZ y la máxima 58,8 dBZ (no siendo extraño observar reflectividades de 60 dBZ en focos convectivos veraniegos del interior andaluz).

Del resumen de la estructura de los máximos de reflectividad se deduce que el máximo de Bujalance también se debió a un tren convectivo en línea situado más al nordeste (figura IV.3.5).

En estos dos sistemas multicelulares lineales, las células convectivas se movieron en una dirección paralela o casi paralela a la del sistema, lo que condujo a precipitaciones convectivas de gran duración en localidades situadas a lo largo de ellos. Entre las 20:10 y 21:30 (figura IV.3.5) se observa otro sistema cuasi lineal en el que las células se movieron en dirección perpendicular al sistema.

La organización de las células durante la mayor parte de su ciclo de vida se ajusta al esquema de Cotton (1990) de crecimiento de una tormenta multicelular en un ambiente en el que el viento en capas bajas es paralelo al viento en capas medias y altas (figura IV.3.6). La convergencia se produce en este esquema en el borde trasero de la zona de precipitación alargada.

El aspecto que se observó en el radar fue el de un área cuasiestacionaria de gran reflectividad. El nacimiento de la primera célula que provocó precipitaciones fuertes (**A**) probablemente se produjo sobre un *outflow* generado por la célula **a** de pequeña reflectividad dentro de una atmósfera bastante seca. Más adelante se formaron nuevas células a contracorriente y se fueron desplazando hacia el nordeste provocando una zona de convección estacionaria que produjo más de 200 mm de precipitación durante unas cuatro horas, con intensidades de 100 mm/h.

4.3.3.- Desplazamiento de los ecos de reflectividad máxima y flujo en capas bajas

En el momento de mayores precipitaciones de Aguilar, causadas por las células **B**, **E** y **E₁**, el sistema convectivo parece ensancharse hacia el este, siguiendo el esquema de crecimiento de una tormenta multicelular en un ambiente en el que el viento en capas bajas es perpendicular al viento en capas medias y altas (Cotton, 1990). La convergencia se produce en este esquema en uno de los flancos de la zona de precipitación alargada (figura IV.3.6).

En capas bajas tendríamos dos tipos de flujo causantes del desarrollo de un sistema convectivo capaz de producir cantidades tan grandes de precipitación. En primer lugar un flujo del suroeste proveniente del valle del Guadalquivir (que se adivina claramente en la forma general del sistema lineal) y posteriormente otro del sureste procedente del Guadalhorce que explica la evolución del sistema lineal de Aguilar visto en las imágenes de radar en el momento de mayores precipitaciones. Las grandes cantidades de precipitación se explicarían por la combinación de los dos sistemas precipitantes y de los dos flujos en capas bajas.

Se observan (figura IV.3.6) dos tipos de movimientos de los máximos de reflectividad: de acuerdo con el viento en capas medias, como el de los ecos **A (F)** y **C (D)**, los últimos un poco más del sur, con velocidades de desplazamiento de 27 y 34 km/h durante 1:10 y 1 hora respectivamente, y otro muy lento, a la derecha del viento medio, como el del eco **B** (veremos que parece desdoblarse en dos), que permanece casi estacionario (también los **E** y **E₁**). Las células que provocan menos precipitación se mueven más rápido y tienen máximos de reflectividad menos duraderos. Estos dos tipos de movimiento podrían indicar también dos flujos diferentes en capas bajas.

A medida que las células **B** se van disipando (entre 20 y 20:30 UTC) parece observarse un crecimiento de la precipitación estratiforme hacia el sureste, mientras que antes la precipitación estratiforme se observó hacia el nordeste, de forma que la estructura de la temperatura del brillo de los topes llega a ser casi circular y se aprecian en el radar nuevos ecos de menor intensidad en dirección sureste. En estos momentos se observa la segunda racha de viento 23/71 km/h del noroeste, que también coincide con un mínimo del número de rayos detectados por la red de descargas de AEMET (entre 20:50 y 21), y que pudo ser debida a una avalancha aérea húmeda, más que a una organización lineal.

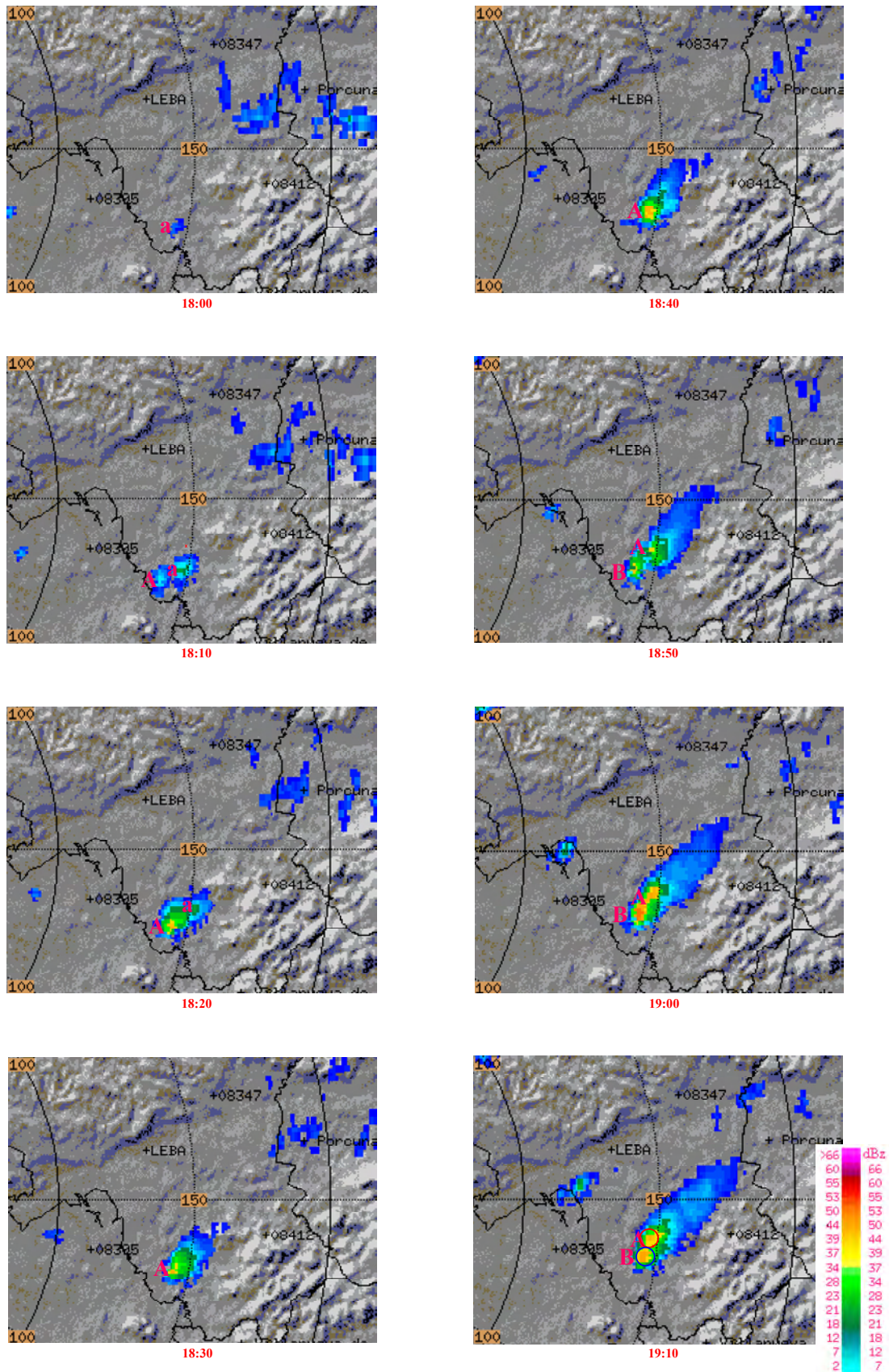


Figura IV.3.2. Máximos de reflectividad entre las 18 y 19:10 UTC. Radar de Sevilla

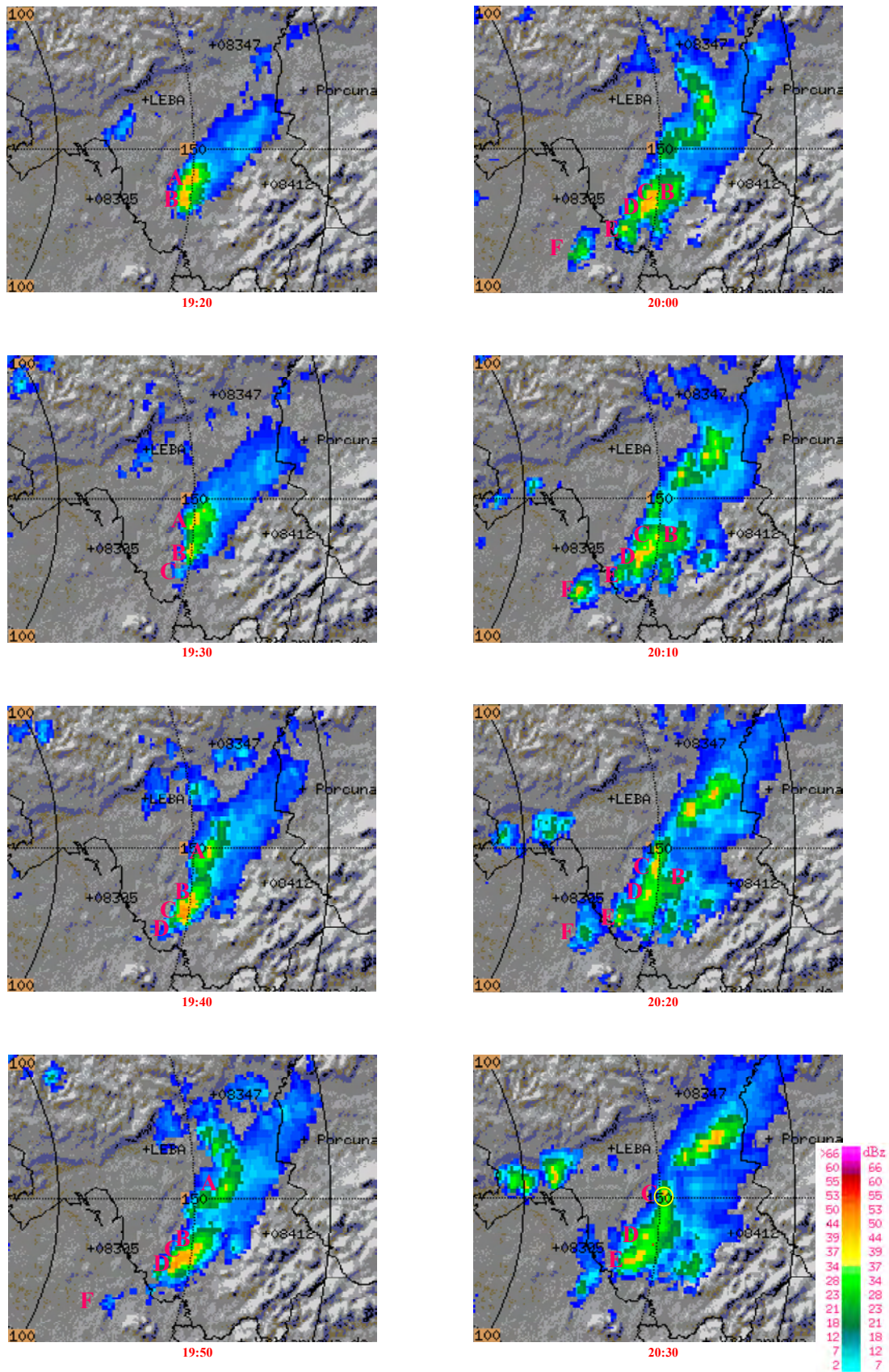


Figura IV.3.3. Máximos de reflectividad entre las 19:20 y 20:30 UTC. Radar de Sevilla

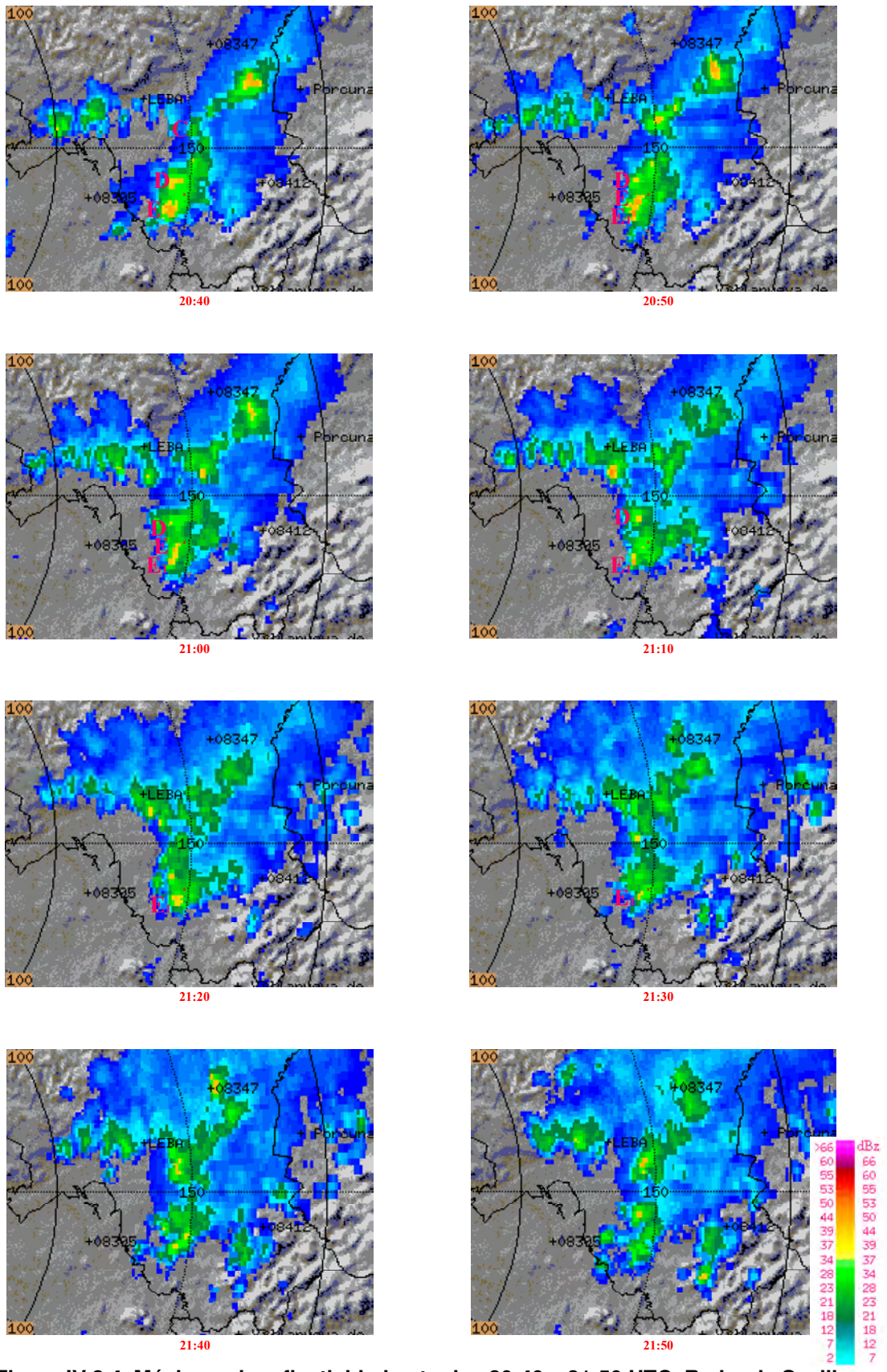


Figura IV.3.4. Máximos de reflectividad entre las 20:40 y 21:50 UTC. Radar de Sevilla

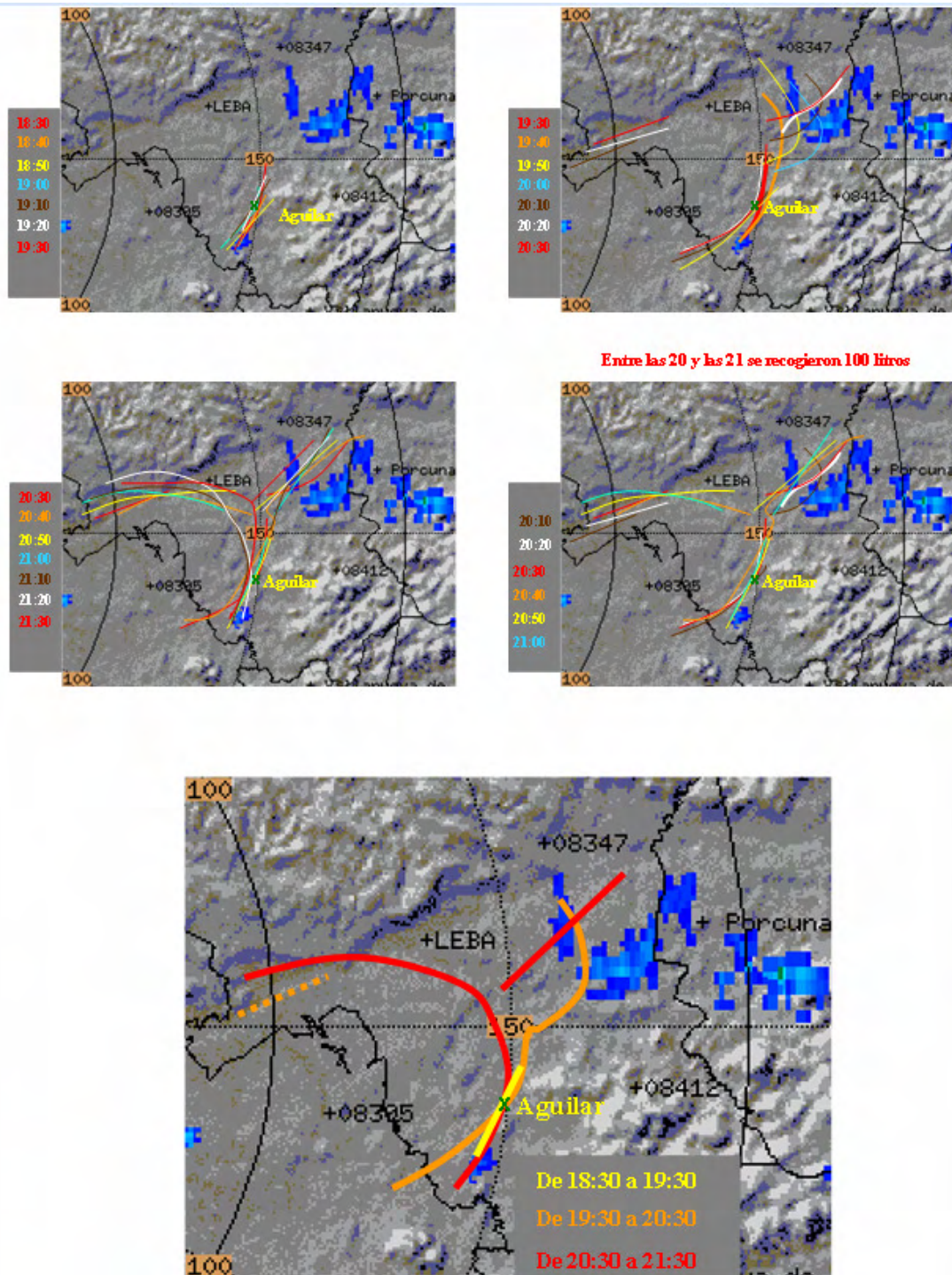
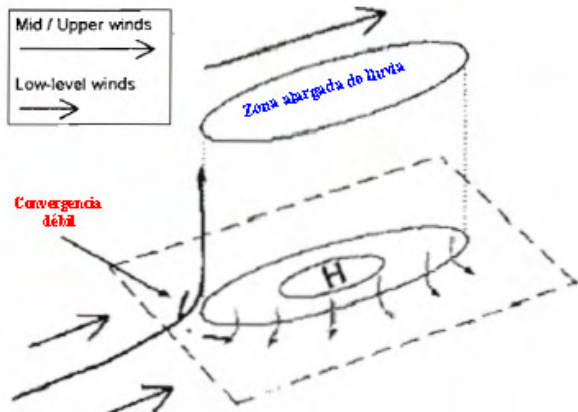
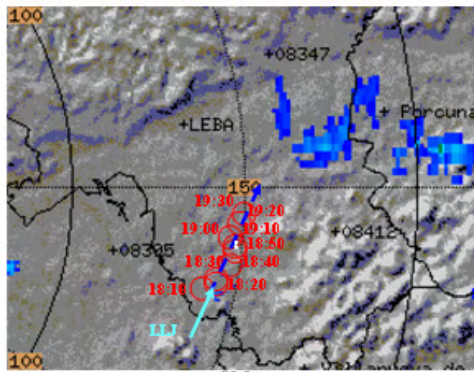


Figura IV.3.5. Líneas formadas uniendo los máximos de reflectividad diezminutales (arriba).
Líneas medias durante una hora de las líneas diezminutales (abajo).
Estas líneas resaltan permanencia y el crecimiento a contracorriente de los ecos en la zona de Aguilar.

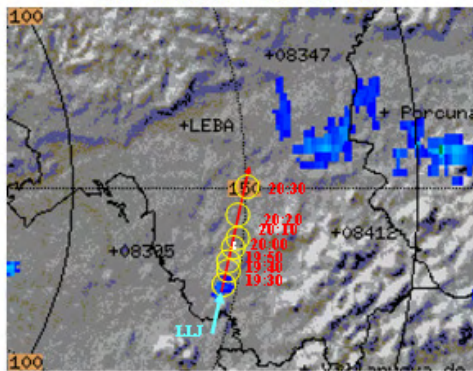


Crecimiento de una tormenta multicelular en un ambiente en el que el viento en capas bajas es paralelo al viento en capas medias y altas (Cotton, 1990).

RECORRIDO DE LA CÉLULA A

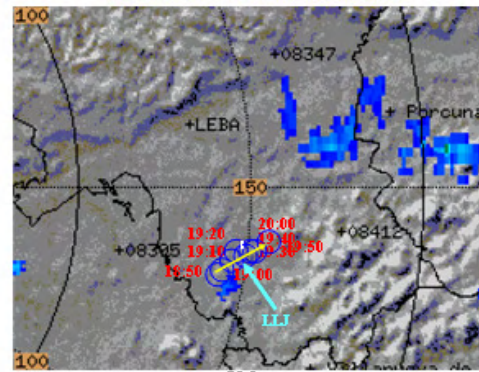


RECORRIDO DE LA CÉLULA C



Crecimiento de una tormenta multicelular en un ambiente en el que el viento en capas bajas es perpendicular al viento en capas medias y altas (Cotton, 1990).

RECORRIDO DE LA CÉLULA B



RECORRIDO DE LA CÉLULA E

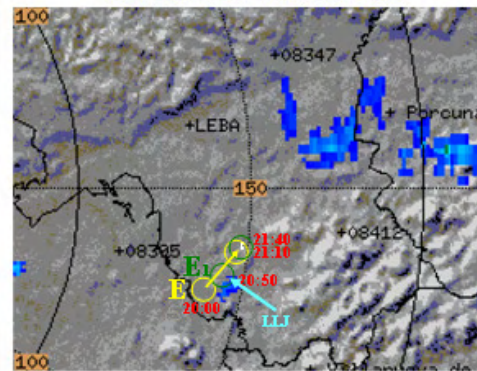


Figura IV.3.6. Arriba: Modelos de crecimientos de células multicelulares de Cotton.

Abajo izquierda: recorridos de las células A y C, que parecen corresponder al modelo de Cotton (izda).
 Abajo derecha: recorridos de las células B y E, que parecen responder al otro modelo. En azul celeste viento máximo en capas bajas deducidos del recorrido y crecimiento de las células.

IV.3.4.- Cortes verticales. Estructura multicelular.

La estructura multicelular del sistema también queda clara con los cortes verticales. Los correspondientes a la dirección SW-NE realizados entre las 18 y 19:40 UTC (figura IV.3.7) reflejan muy bien el nacimiento a contracorriente de las células A, B y C.

En algunos instantes, especialmente alrededor de las 19 UTC, da la impresión de que se trata de una sola célula que se mueve muy despacio. Los cortes verticales de los momentos en que se alcanzó la mayor reflectividad muestran que en dos de ellos coincidió también el mayor Ecotop. Veremos cómo se trata únicamente de una apariencia, y que se pueden distinguir varias células ajustándose al modelo conceptual de multicélula observada por radar.

Hay autores (Petersen, p.e.) para los que convección intensa se define cuando se superan los 30 dBZ a temperaturas menores de -10°C . Vemos como en algunos momentos se supera el umbral incluso a -20°C .

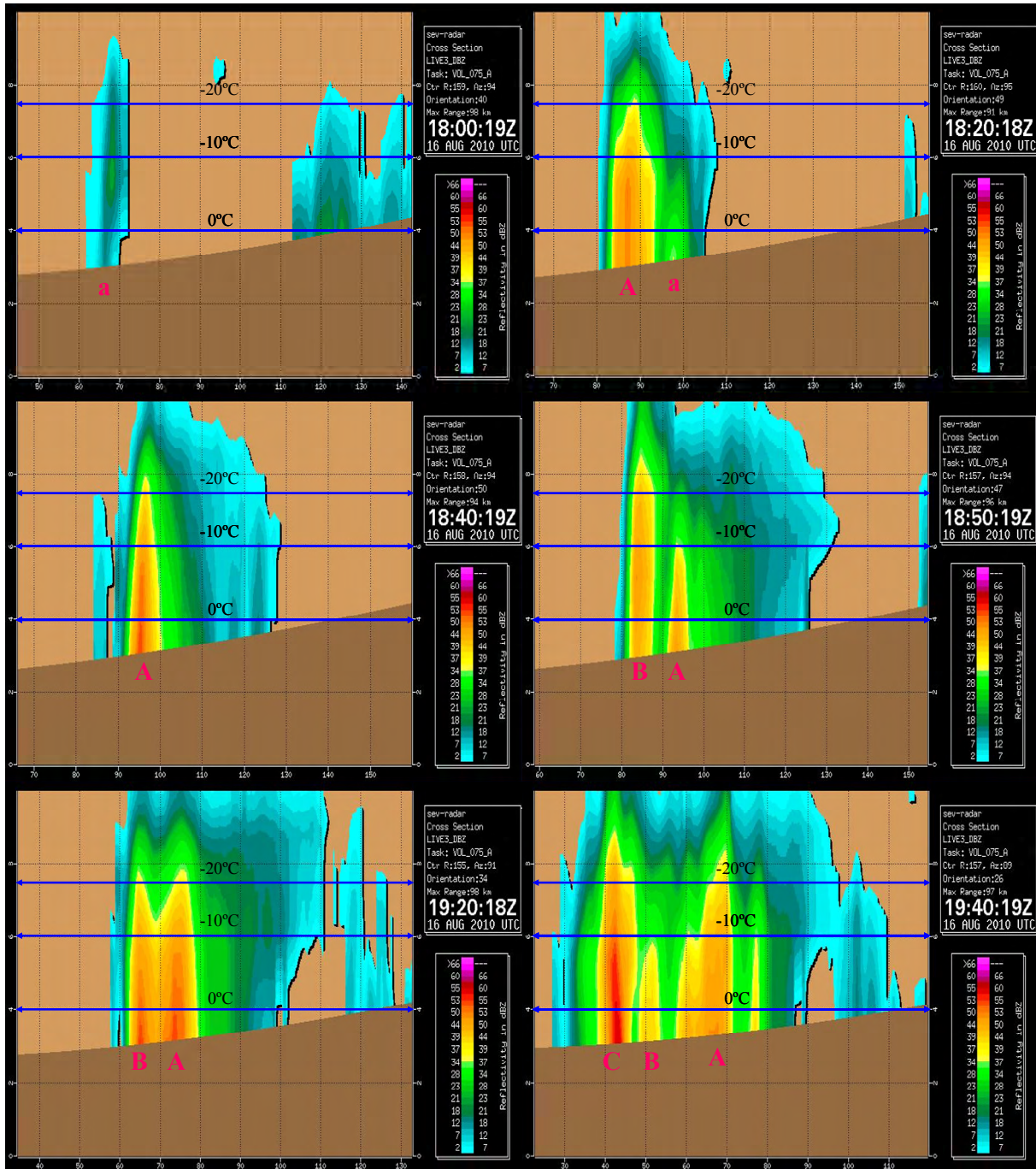


Figura IV.3.7. Cortes verticales en la dirección SW-NE de la línea multicelular compuesta por los ecos a, A, B y C entre las 18 y 19:40 UTC.

En el corte SW-NE de las 19 UTC (figura IV.3.8), momento en que se alcanza uno de los máximos de reflectividad de 58,8 dBZ y el mayor tope de los ecos observados, 12,2 km, se advierte que el máximo de reflectividad, muy cerca de la isoterma de -10°C , sobrevuela una región de eco débil hacia el suroeste, flanco de entrada del flujo en capas bajas hacia la tormenta. En los cortes se aprecian las células A y B, pareciendo que el eco B está compuesto a su vez por dos. Aparentemente, por tanto, no se trata de una sola célula.

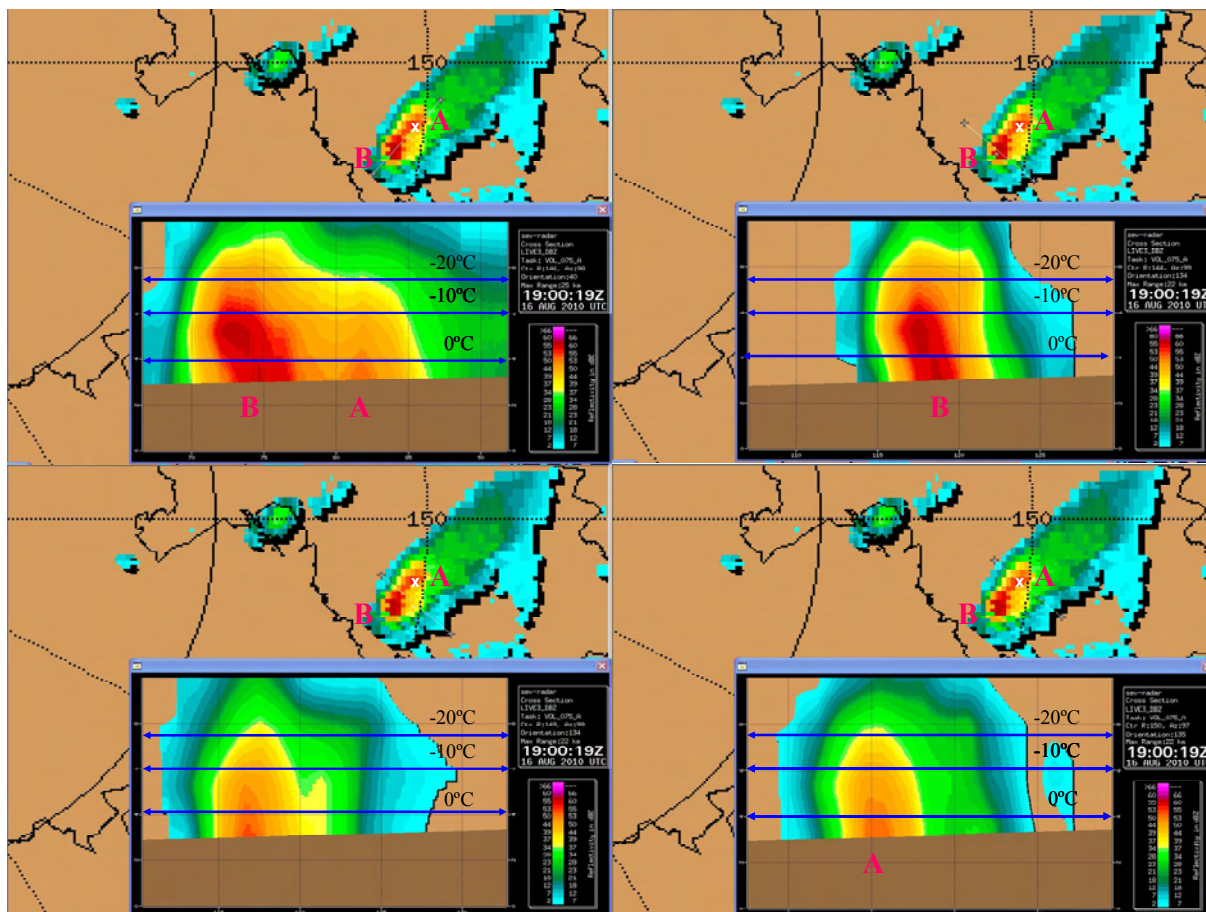


Figura IV.3.8. Arriba a la izquierda, corte vertical en la dirección SW-NE a las 19:00 UTC. Las otras tres imágenes representan cortes en la dirección SE-NW de las células B y A, y de un punto intermedio.

El segundo máximo de reflectividad se alcanzó a las 19:40 y 19:50 UTC. En los cortes verticales de las 19:50 UTC (figura IV.3.9), el tope de los ecos fue de 12,2 km. También se identifican las células **B**, **C** y **D** (58,8 dBZ en ese momento).

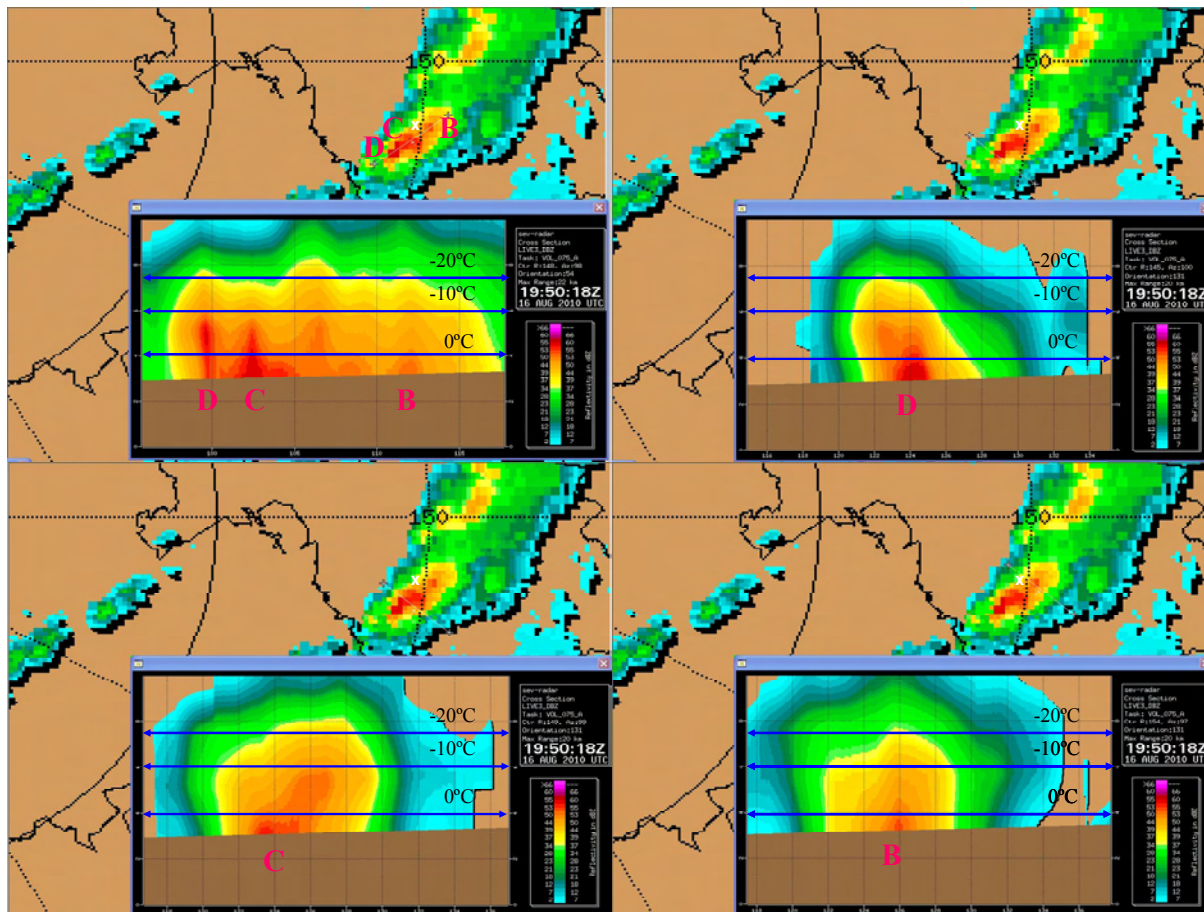


Figura IV.3.9. Arriba a la izquierda, corte vertical en la dirección SW-NE a las 19:50 UTC. Los otros 3 son cortes en la dirección SE-NW de las células D, C y B.

El tercer máximo de 58,8 dBZ, Ecotop de 8,8 km, se alcanzó a las 20:50, célula E_1 , momento en que se recogieron en la estación meteorológica de la Laguna de Zoñar (Aguilar) 22 litros en 10 minutos y se observó la racha de viento más fuerte. En la figura IV.3.10 se distinguen claramente las tres células, E_1 , E y D que componen el sistema multicelular en ese instante.

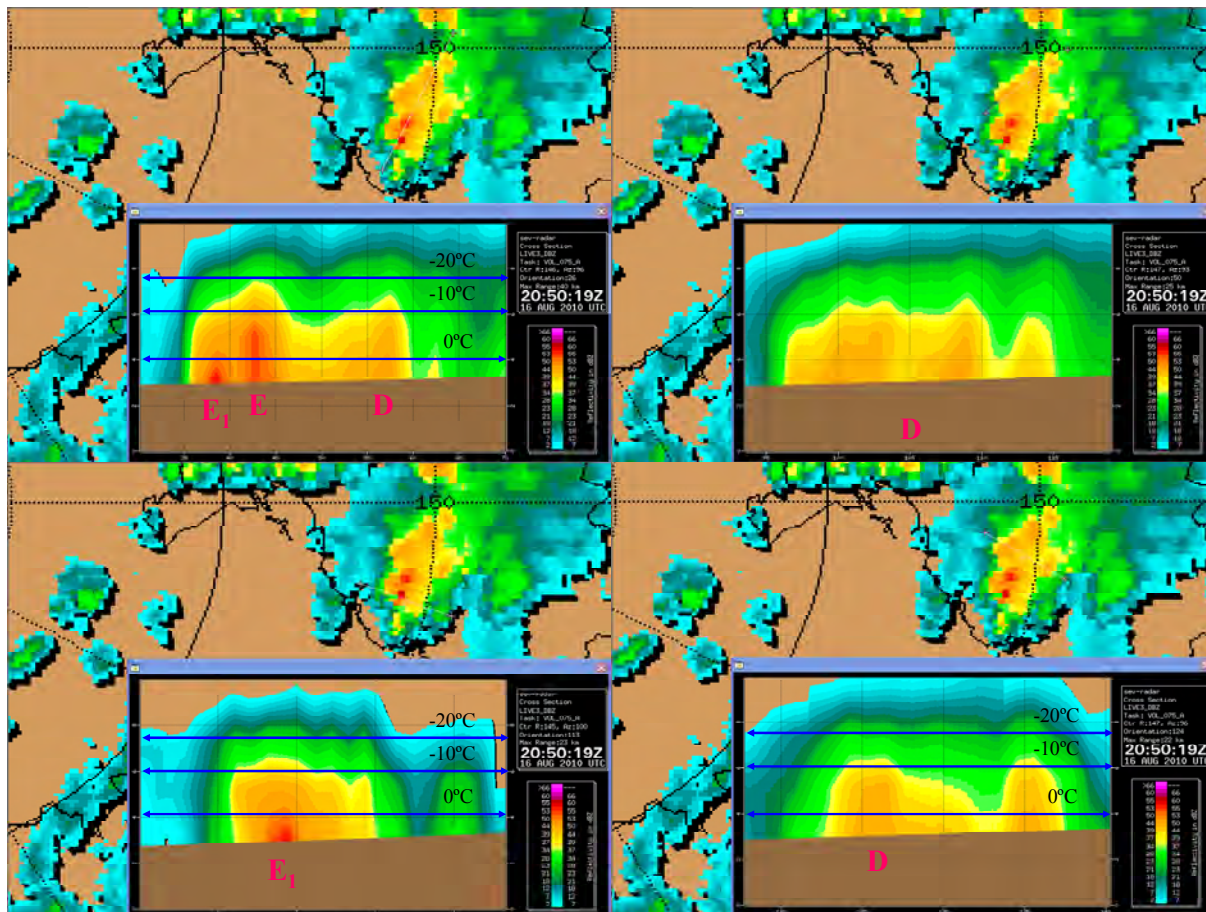


Figura IV.3.10. Arriba a la izquierda, corte vertical en la dirección SW-NE a las 20:50 UTC. Los otros 3 son cortes en la dirección SE-NW de las células E_1 , E y D.

V. COMPORTAMIENTO DE LOS MODELOS Y HERRAMIENTAS DE PREDICCIÓN Y VIGILANCIA

V.1.- Comportamiento de modelos numéricos y herramientas de corto plazo

V.1.1.- Modelos probabilistas

V.1.1.1.- EPS (Ensemble Prediction System)

El EPS del ECMWF (CEPMP en español) es un Sistema de Predicción por Conjuntos (Ensemble Prediction System) basado en el modelo global del Centro Europeo de Predicción a Medio Plazo, formado por 51 escenarios/miembros de evolución. En su primer paso, con alcances desde el D+1 hasta el D+10, tiene una resolución horizontal de 32 km y 62 niveles en la vertical. Diariamente se producen dos pasadas del sistema, a las 00 y a las 12 UTC. Su fin fundamental es el de disponer de predicciones probabilísticas a medio plazo, a partir de un D+3, 72 horas.

Durante los días 12, 13, 14 y 15 de agosto de 2010, el EPS da una distribución de precipitación que localiza la mayor probabilidad de precipitaciones intensas, primero en el nordeste peninsular y luego en el interior del Levante sin atribuir valores reseñables a Andalucía. En el área de Aguilar sólo las pasadas del día 14, que son las que mayor precipitación predicen en la zona, dan una probabilidad del 10% de precipitación superior a 5 mm.

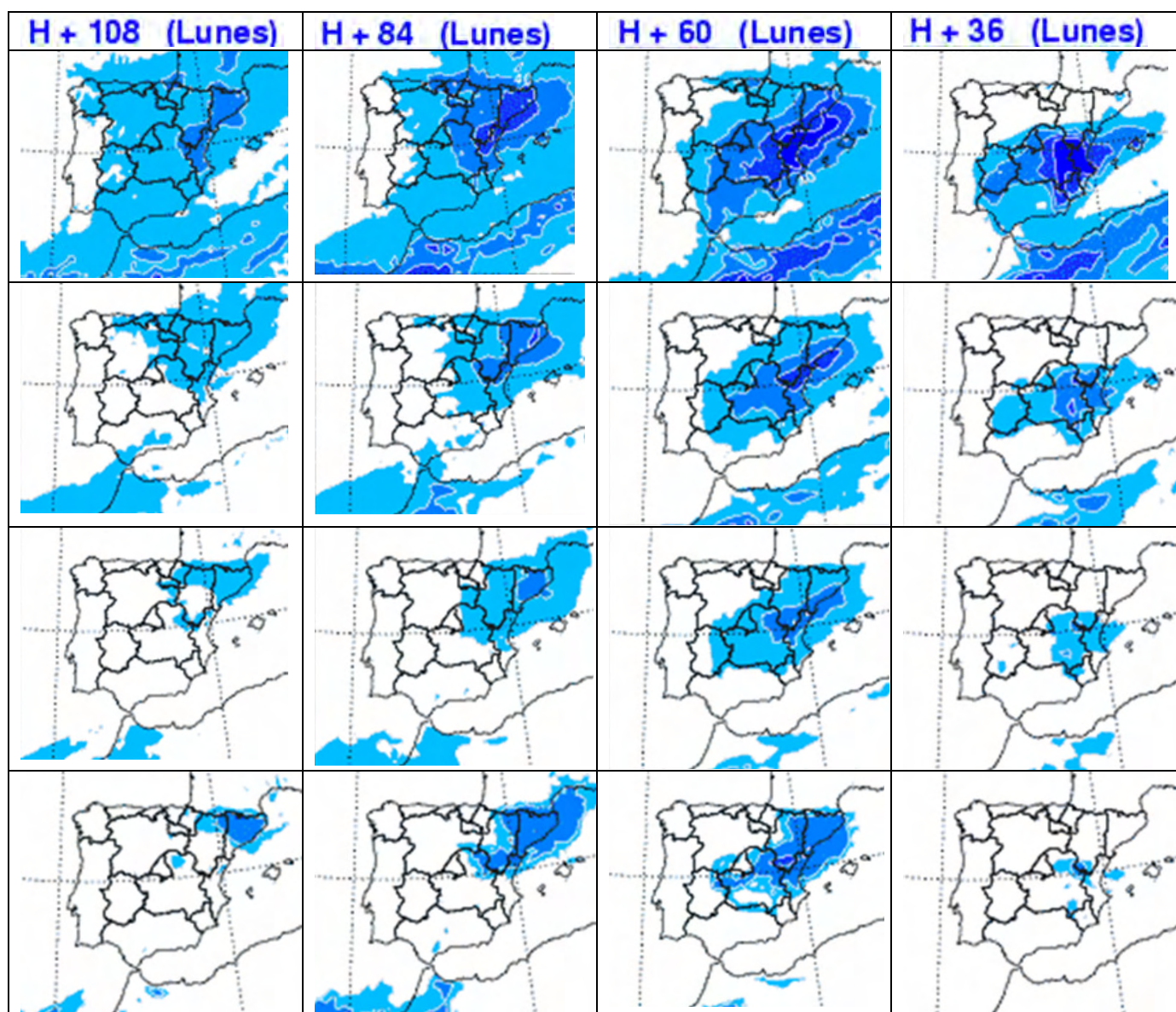


Figura V.1.1. Mapas de probabilidad de precipitación acumulada (isolíneas de 10, 40, 70 y 90%) superior a 1, 5, 10 y 20 mm (según filas) prevista para el lunes 16 de agosto por el modelo EPS del ECMWF, a partir de las pasadas de 00 UTC de los días 12, 13, 14 y 15 respectivamente (columnas).

V.1.1.2.- SREPS (Short Range Ensemble Prediction System)

El modelo AEMET-SREPS (a partir de ahora sólo SREPS) es un Sistema de Predicción por Conjuntos (EPS) para corto plazo basado en la técnica multimodelo-multicondiciones de contorno (multimodel-multiboundaries o mummub) que se ejecuta de modo experimental en AEMET. El número de miembros ha experimentado variaciones, pero en agosto de 2010, fecha del presente estudio, contaba con 20, obtenidos mediante cinco modelos de área limitada que se ejecutan con las condiciones de contorno de cuatro modelos globales.

La resolución espacial de las salidas del SREPS es de 25 km y el número de niveles verticales de 40. Se ejecuta dos veces al día, en correspondencia con las pasadas de las 00 y 12 horas, con un alcance de H+72 en ambos casos. Para más información ver García-Moya et al. (2010).

La predicción del SREPS infravaloró claramente la precipitación registrada ese día en muchas zonas de la Península. En particular lo hace con las precipitaciones del tercio sur (Extremadura, norte de Sierra Morena) y especialmente con la correspondiente a la zona de Aguilar, donde los campos de precipitación previstos por SREPS muestran probabilidades muy bajas, prácticamente irrelevantes, incluso para los umbrales mínimos. Como muestra se presentan las probabilidades previstas por la pasada del día 15 a las 00 UTC para los umbrales de 1, 5 y 10 mm y periodos de 18 a 24 UTC y de 00 a 24 UTC del día 16.

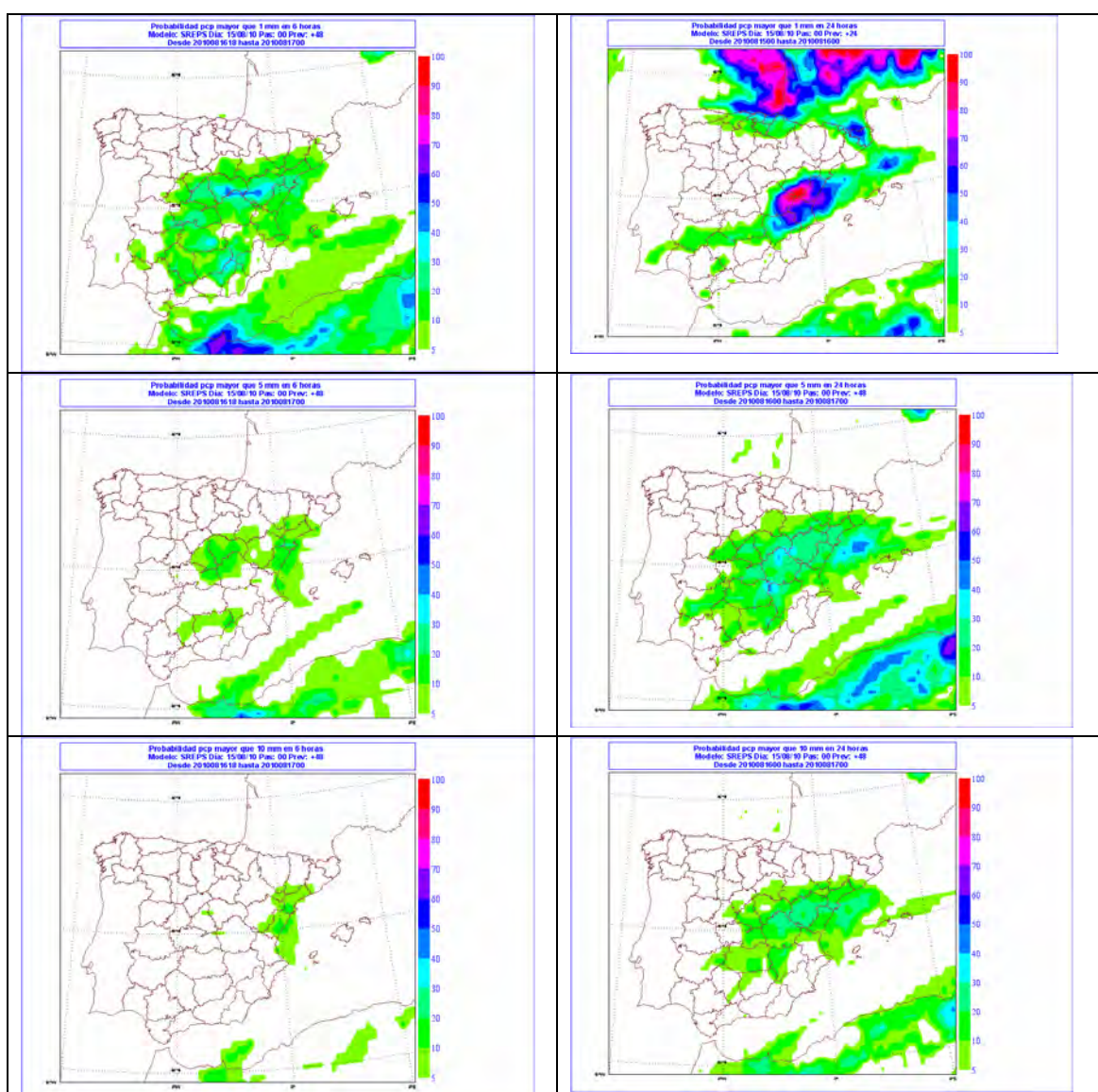


Figura V.1.2. Probabilidad de precipitación superior a 1, 5 y 10 mm prevista por el modelo SREPS del día 15 de agosto a las 00 UTC para los periodos 18 a 24 UTC (columna de la izquierda) y 00 a 24 UTC (columna de la derecha) del día 16 de agosto.

V.1.2.- Modelos deterministas

El objetivo de este apartado es analizar el comportamiento de los modelos que se utilizaron en el pronóstico del corto plazo, es decir, de las últimas pasadas disponibles del HIRLAM, en sus dos resoluciones, y de la última pasada del modelo determinista del Centro Europeo (en adelante, ECMWF) en el momento en el que se hizo el pronóstico y se redactaron los avisos (boletines de fenómenos adversos) para la zona.

El modelo HIRLAM (High Resolution Limited Area Model) es un modelo numérico de área limitada determinista e hidrostático. Está concebido para realizar la predicción de la atmósfera en el corto plazo. En la actualidad, en AEMET, se realizan cuatro pasadas operativas del modelo al día (00, 06, 12 y 18 UTC) para dos resoluciones diferentes, baja (HBR, 0.16°) y alta (HAR, 0.05°)

El primero de ellos, el HBR, es un modelo HIRLAM con una resolución horizontal de 0.16° (aproximadamente 16 km) y una resolución vertical de 40 niveles híbridos. Operativamente tiene un alcance máximo de hasta 72 horas. El HAR tiene una resolución horizontal de 0.05° (aproximadamente 5 km) y un alcance de 36 horas.

El modelo atmosférico determinista del ECMWF de alta resolución (T1279, 0.16°, que en nuestras latitudes equivale a 16 km aproximadamente de resolución horizontal, y 91 niveles en la vertical) es un modelo numérico global del que se realizan dos pasadas operativas (00 y 12 UTC) cada día. También es un modelo hidrostático.

Analizaremos el comportamiento de estos modelos examinando los aspectos siguientes.

- **Entorno sinóptico:** Desde un punto de vista sinóptico compararemos subjetivamente los campos de las pasadas operativas de los modelos disponibles en los ciclos de predicción y vigilancia con los campos analizados del modelo, centrándonos en las características de las estructuras sinópticas de niveles altos y de superficie favorecedoras del desarrollo de la convección profunda que afectó al sur de la península Ibérica entre las 12 UTC y las 24 UTC del 16 de agosto de 2010. Para ello hemos elegido como campos significativos para niveles medios-altos el geopotencial (Z) y la temperatura (T) en 500 hPa, y para niveles bajos, T en 850 hPa y la presión al nivel del mar (PMSL). Y dada la importancia que tuvo la interacción entre las masas extratropical y tropical, con el fin de identificarlas, compararemos los campos de PFT (parámetro frontal térmico) y de TWAD (advección de la temperatura potencial del húmedo) en niveles medios (700 hPa) con los obtenidos en los análisis.
- **Precipitación:** Compararemos las salidas de precipitación de las pasadas disponibles con los datos de precipitación recogidos en la zona y con las estimaciones radar, comprobando de este modo cómo se comportaron los modelos en las últimas pasadas disponibles.
- **Factores de la convección:** Analizaremos la bondad del pronóstico de aquellos ingredientes que pudieron favorecer el desarrollo de convección profunda y eficiente en la zona: índices de inestabilidad, CAPE, CIN, zonas de convergencia en superficie, agua precipitable, etc. Utilizaremos para ello las principales herramientas que se han desarrollado en AEMET para el pronóstico de los fenómenos convectivos, es decir, la Herramienta de Diagnóstico de Fenómenos Convectivos y los sondeos previstos, comparando los valores de los principales índices y variables que se obtuvieron de los modelos a través de dichas herramientas con los obtenidos de los análisis y con los datos del sondeo real más cercano (Gibraltar).

Para realizar **la comparación de los campos previstos, se utilizarán los análisis del modelo HIRLAM-ONR2 obtenidos en el sistema McIDAS (Man computer Interactive Data Access System) que corresponde al HIRLAM de baja resolución (HBR, 0.16°) transformado a 0.48° en el área 2 (coordenadas 25 N a 55.24 N y 20 E a 40 W)**. Teniendo en cuenta que el episodio de precipitaciones comenzó alrededor de las 18 UTC y terminó alrededor de las 24 UTC del día 16 de agosto examinaremos y compararemos los análisis de 12 y 18 UTC del día 16 y 00 UTC del día 17 con los campos previstos por los modelos a esas horas.

Los campos analizados que tendremos en cuenta son los siguientes (Figuras V.1.3, V.1.4 y V.1.5):

- Análisis de campos básicos en 500 hPa, 850 hPa y superficie
- Análisis de PFT (parámetro frontal térmico) y TWAD (advección del termómetro húmedo) en 700 hPa
- Índices de inestabilidad LI5 y LI7 (Lifted Index en 500 y 700 hPa desde superficie) y PW (agua precipitable)

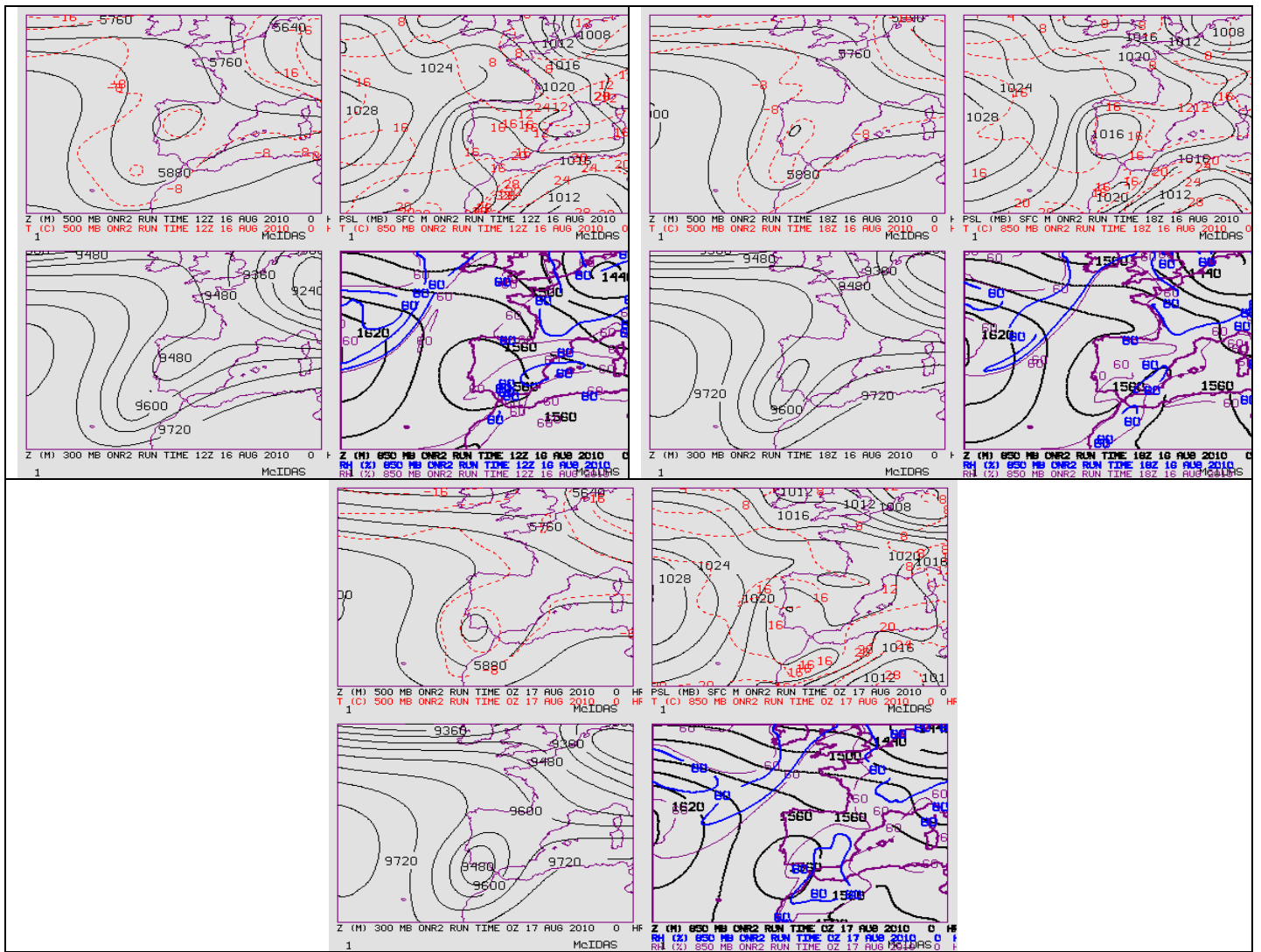


Figura V.1.3. Análisis procedentes del modelo HIRLAM-ONR2 para las 12 y 18 UTC del día 16 (arriba) y para las 00 UTC del día 17 de agosto de 2010 (abajo). Para cada pasada hay cuatro paneles: geopotencial (Z) y temperatura (T) en 500 hPa (arriba a la izquierda); presión al nivel del mar (PSL) y temperatura (T) en 850 hPa (arriba a la derecha); geopotencial (Z) en 300 hPa (abajo a la izquierda); geopotencial (Z) en 850 hPa y humedad relativa (RH) en el mismo nivel

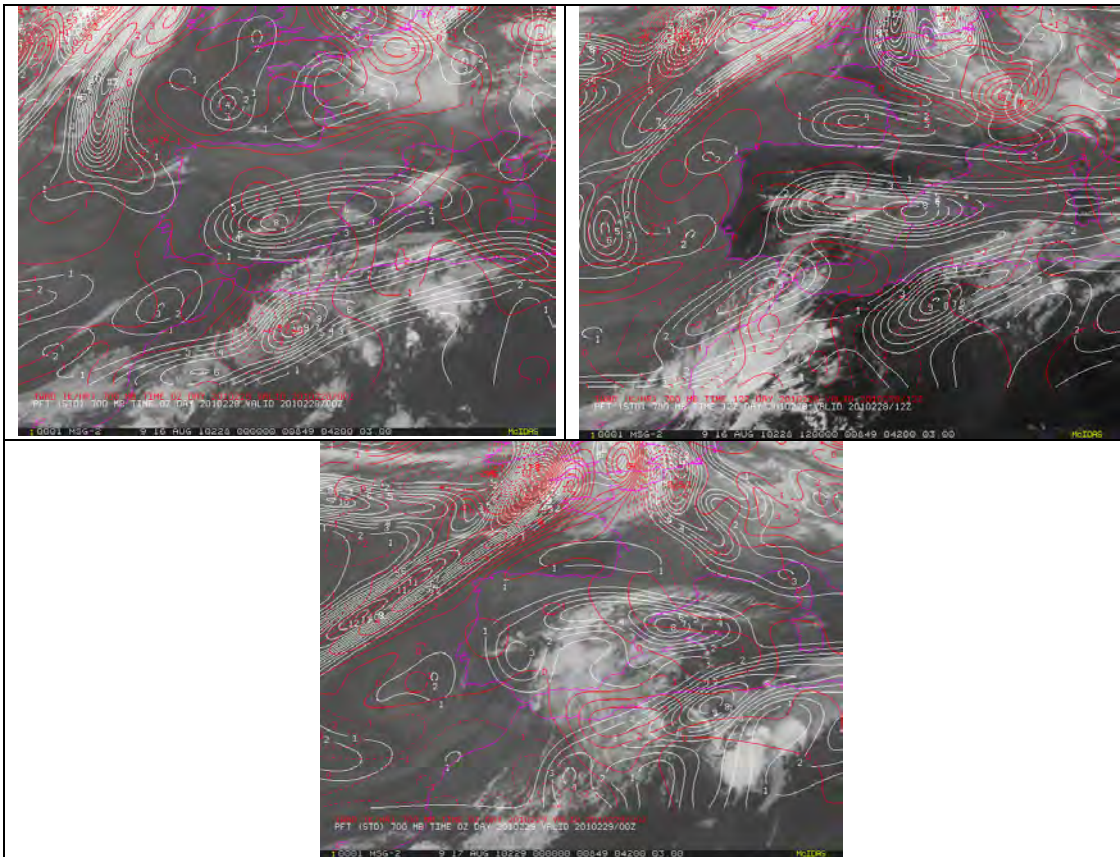


Figura V.1.4. Análisis procedentes del modelo HIRLAM-ONR2 para las 00 y 12 UTC del día 16 y para las 00 UTC del día 17 de agosto de 2010 de las variables PFT (rojo), y TWAD en 700 hPa (blanco) sobre una imagen IR10.8

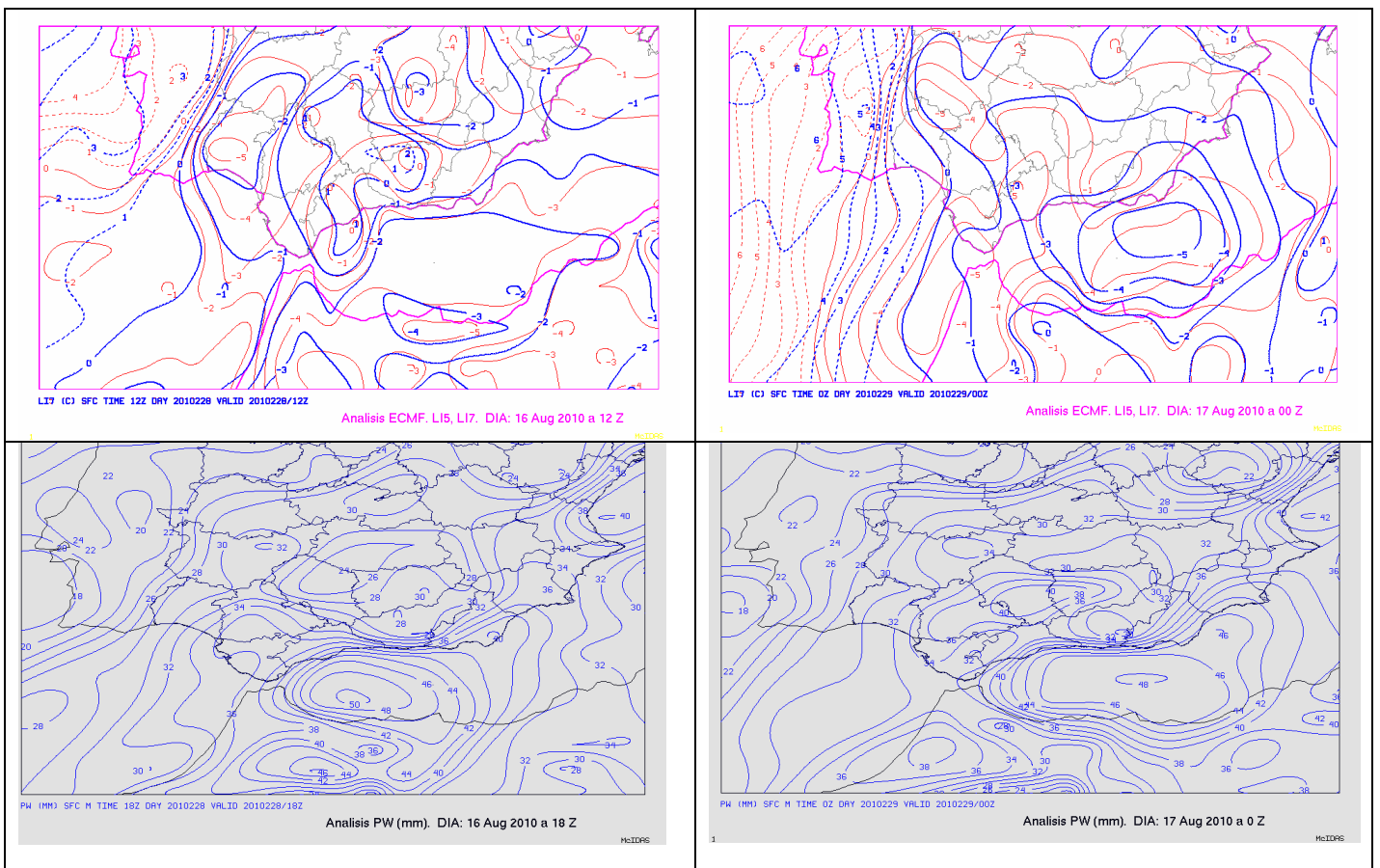


Figura V.1.5. Arriba: Análisis ECMWF de LI5 (rojo) y LI7 (azul) a las 12 UTC del día 16 (izda) y a las 00 UTC del día 17 (dcha). Abajo: Análisis HIRLAM-ONR2 de PW a las 18 UTC del día 16 (izda) y a las 00 del día 17 (dcha).

V.1.2.1.- Comportamiento de los modelos deterministas (entorno sinóptico)

o V.1.2.1.1.- HIRLAM Baja Resolución (HBR)

Se han examinado las pasadas de 00 y 06 UTC del HBR del día 16, ya que la primera fue la que se utilizó en el ciclo matinal de predicción y la segunda estaba disponible alrededor de las 09 UTC para realizar el ciclo de vigilancia. Mostramos a continuación, en la figura V.1.6, únicamente los campos previstos por la pasada de las 00 UTC ya que los de la pasada de las 06 UTC no ofrecían diferencias sustanciales con los de la anterior.

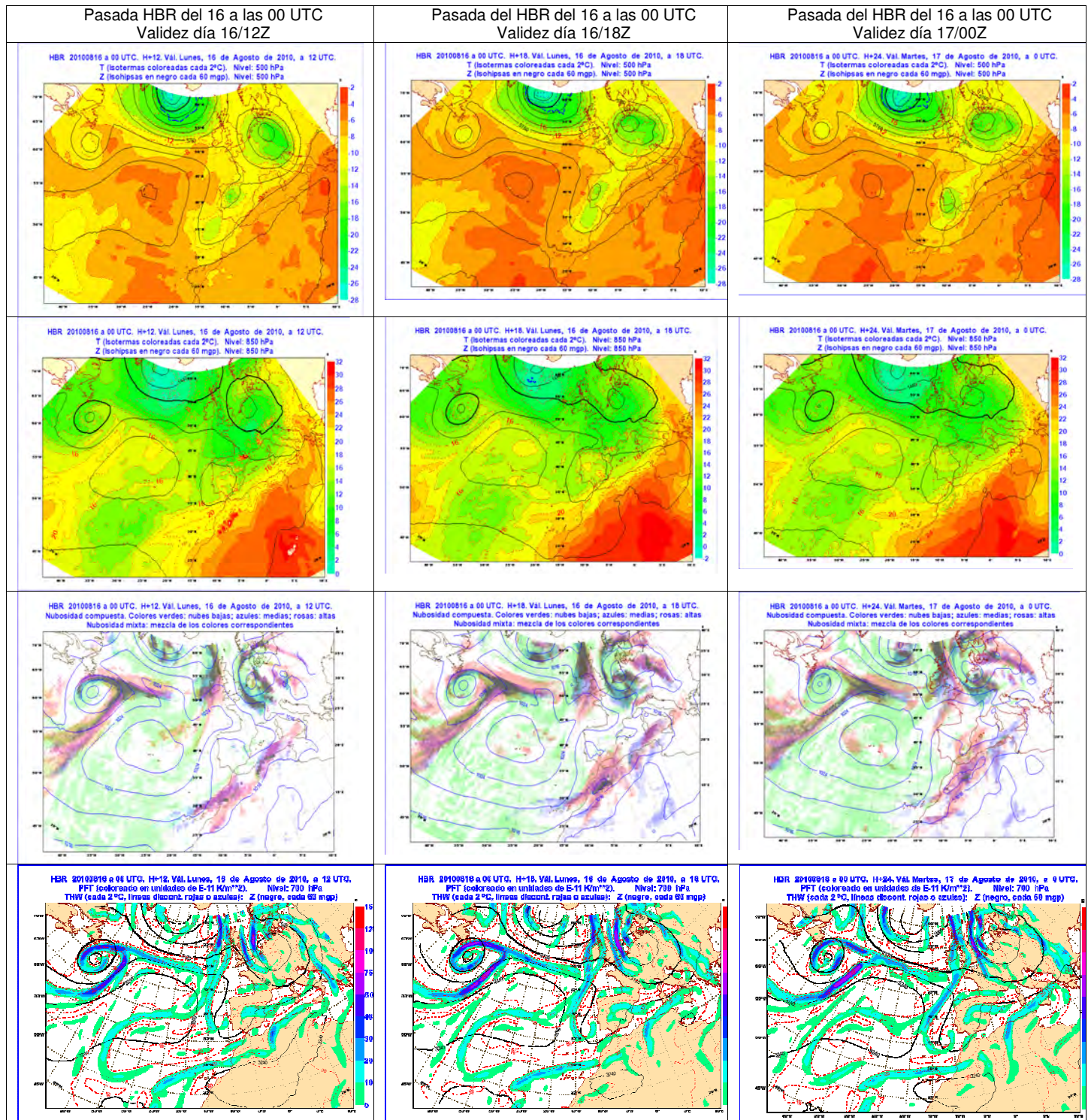


Figura V.1.6. De arriba abajo: geopotencial y temperatura en 500 hPa, geopotencial y temperatura en 850 hPa, presión al nivel del mar y nubosidad, PFT y THW en 700 hPa

○ V.1.2.1.2.- Centro Europeo (ECMWF)

Del modelo del Centro Europeo se ha examinado la pasada de las 00 UTC, por ser la última disponible para el ciclo matinal de predicción.

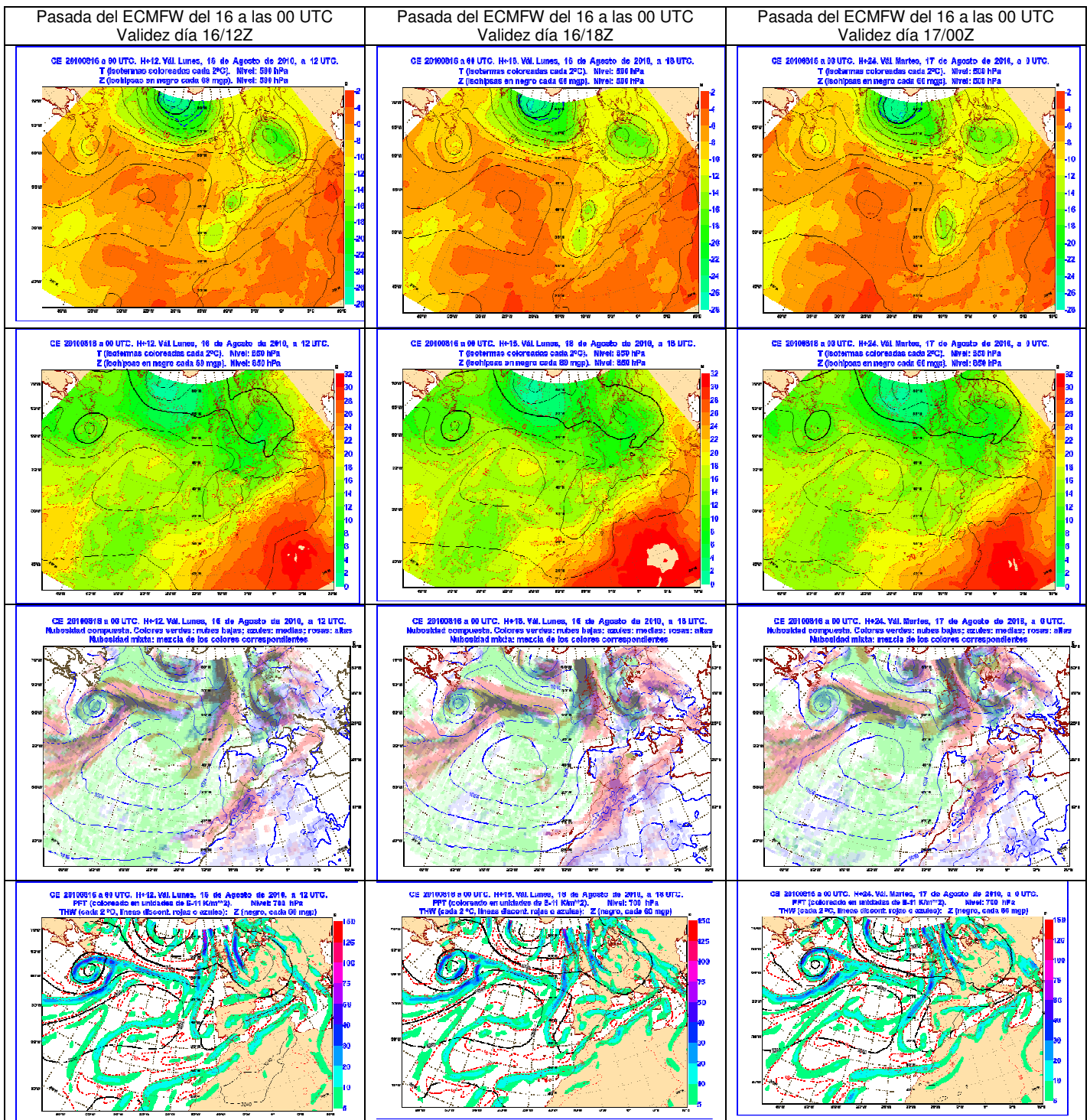


Figura V.1.7. De arriba abajo: geopotencial y temperatura en 500 hPa, geopotencial y temperatura en 850 hPa, presión al nivel del mar y nubosidad, PFT y THW en 700 hPa

Ambos modelos previeron la posición y valores característicos de las estructuras sinópticas relevantes en el entorno horario del caso estudiado de una manera adecuada, siendo la predicción de las pasadas del día 16 más afinadas que las del día 15, también examinadas. La ubicación y profundidad de la DANA (depresión aislada en niveles altos) en 500 hPa están suficientemente bien previstas sin prácticamente mostrar diferencias con el análisis en el caso de la pasada del 16 a las 00 UTC. La presencia de esta DANA es circunstancia habitual para casos de precipitaciones intensas en la zona. Como verificación de las temperaturas previstas se pueden considerar las registradas en 500 hPa por los sondeos de Gibraltar, -9 °C las 12 UTC y -13 °C a las 24 UTC, y de Lisboa, -9 °C a las 12 UTC. En cuanto a la presencia del penacho nuboso tropical también aparece bien situado en los campos previstos de nubosidad, conforme a las imágenes de satélite correspondientes, y delimitado por el PFT en 700 hPa.

V.1.2.2.- Predicción de la precipitación por los modelos deterministas

Pasamos a analizar los campos de precipitación de la pasada de las 00 UTC del día 16 tanto del HIRLAM (HBR) como del ECMWF, presentando en las figuras V.1.8 y V.1.9 los paneles que recogen la precipitación prevista en 6 horas entre las 12 y las 18 UTC (18 UTC) y entre las 18 y las 24 UTC (00 UTC).

o V.1.2.2.1.- HIRLAM Baja Resolución (HBR)

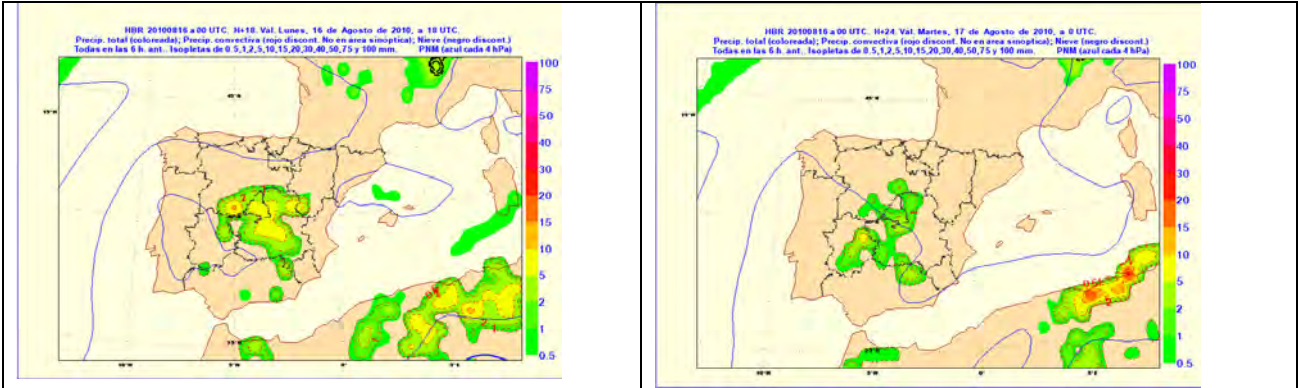


Figura V.1.8. Precipitación prevista por la pasada de las 00 UTC del HBR entre las 12 y las 18 UTC del día 16 (izquierda) y entre las 18 y las 24 UTC del día 16 (derecha).

o V.1.2.2.2.- Centro Europeo (ECMWF)

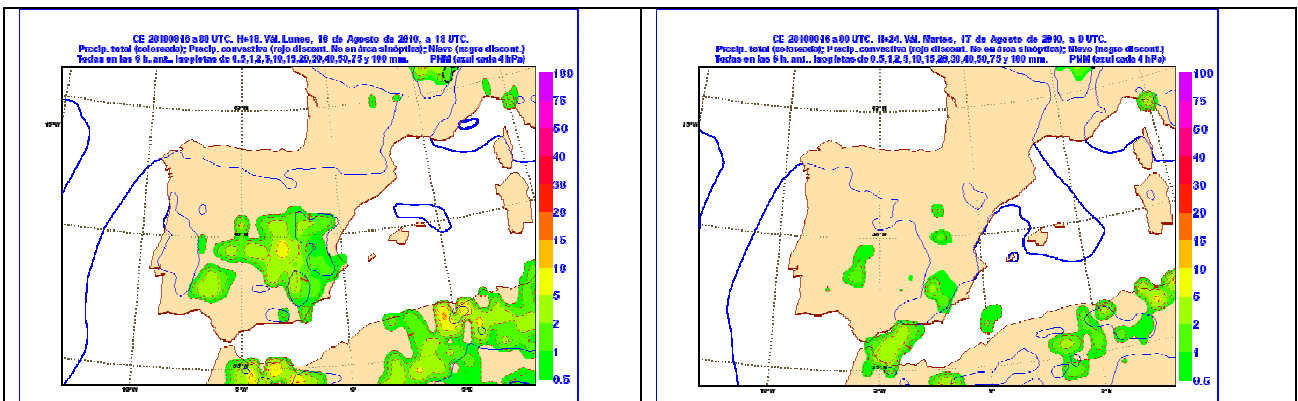


Figura V.1.9. Precipitación prevista por la pasada de las 00 UTC del ECMWF entre las 12 y las 18 UTC del día 16 (izquierda) y entre las 18 y las 24 UTC del día 16 (derecha).

Comparando la precipitación prevista por los modelos HIRLAM-HBR y ECMWF con la registrada durante la tarde del día 16, podemos concluir, en general, que el pronóstico no fue muy ajustado, como era de esperar con este tipo de modelos, tanto en la localización de la precipitación como en la cantidad en lugares puntuales, como demuestra entre otros el evento de Aguilar que nos ocupa. Por ejemplo, los dos modelos pronosticaron aproximadamente la localización de la precipitación convectiva que se produjo por la tarde en Extremadura. Sin embargo a la luz de los datos radar, las cantidades no fueron las previstas. Además no pronosticaron la precipitación que se registró en la zona de la frontera Extremadura-Córdoba donde según el radar también se produjeron por la tarde precipitaciones convectivas de importancia. Y es de señalar que los dos modelos en las pasadas examinadas predijeron precipitación nula en la zona de Aguilar de la Frontera en el intervalo horario en el que sucedió el episodio.

○ V.1.2.2.3.- HARMONIE

Se han realizado integraciones del modelo de mesoescala HARMONIE, que está en fase experimental en AEMET, usando las condiciones de contorno del modelo del Centro Europeo de 16 km, sin realizar análisis.

El modelo HARMONIE es un modelo espectral no hidrostático de área limitada, orientado a resolver escalas del orden de unos pocos kilómetros. Su resolución espacial es de 2.5 km y posee 65 niveles en la vertical. Ha sido desarrollado por Meteo-France y el consorcio ALADIN en colaboración con ECMWF y HIRLAM. Básicamente, las parametrizaciones usadas en HARMONIE son las mismas del modelo AROME (Seity et al, 2011), desarrolladas por la comunidad “meso-NH”.

En la figura V.1.10 se aprecia cómo este modelo tampoco es capaz de resolver la precipitación en el episodio de Aguilar, donde hubo interacciones entre varias escalas y una estacionariedad que agravó mucho la situación.

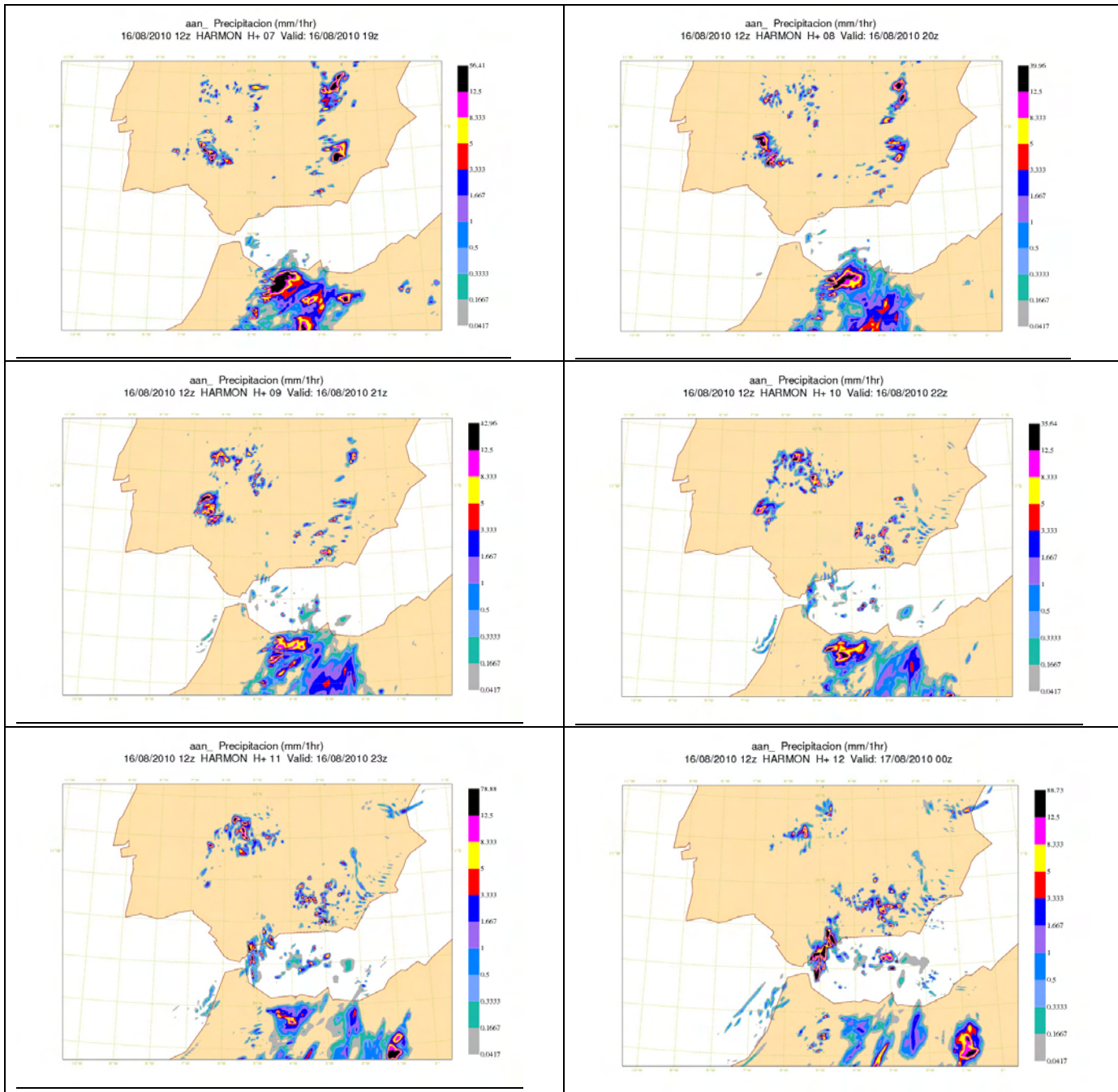


Figura V.1.10. Precipitación horaria de 18 a 24 UTC del día 16 de agosto de 2010, prevista por el modelo HARMONIE, en mm. Nótese que las escalas de precipitación no permanecen constantes en las figuras.

V.1.2.3.- Comportamiento de los modelos deterministas (Factores de la Convección)

Abordaremos en este apartado el tercer aspecto del comportamiento de los modelos comprobando cómo pronosticaron aquellos ingredientes que son necesarios para que se produzca convección profunda en un área determinada. Consideraremos las siguientes variables (ingredientes):

- Existencia de inestabilidad atmosférica
- Existencia de mecanismo o mecanismos de disparo
- Existencia de humedad en niveles bajos-medios

Y una vez que se desarrolla:

- Condiciones para la organización de la convección
- Desplazamiento

Para el estudio de la convección de forma operativa se dispone en AEMET de dos herramientas básicas:

- Herramienta de Diagnóstico de Fenómenos Convectivos, HDFC, en la que se presentan de forma resumida la mayoría de los ingredientes necesarios para que se produzca convección. Con ella veremos cómo se comportaron los índices y umbrales presentados en dicha herramienta a la hora de pronosticar la convección sobre Aguilar de la Frontera.
- Sondeos previstos más cercanos a la zona de interés.

Ambas herramientas parten de los niveles "P" principales que se ingestan en el sistema McIDAS, y que son menos que los niveles híbridos del propio modelo.

• V.1.2.3.1.- Herramienta de Diagnóstico de Fenómenos Convectivos (HDFC)

La HDFC se ha concebido por el ATAP (antiguo STAP) como una guía para identificar áreas favorables para el desarrollo de convección profunda incluyendo además algunos parámetros para poder pronosticar ciertas características de la convección que podría tener lugar (Martín et al, 2007). El objetivo de esta herramienta es facilitar el trabajo operativo presentando la información que proporcionan los modelos numéricos de una manera sintética, de modo que el predictor pueda mejorar la evaluación de los diferentes parámetros importantes en el pronóstico de la convección profunda.

Se encuentra disponible operativamente para los modelos del ECMWF (pasadas de 00 y 12 UTC, resolución 0.5°) y de HIRLAM-ONR1 (pasadas de 00, 06, 12 y 18 UTC, resolución 0.48°), en intervalos de 6 en 6 horas. Para cada período de predicción se presentan dos gráficos con cuatro paneles de información. Además, para cada pasada, se incluye una página "Superposición de campos de ayuda para la convección", que permite superponer de manera interactiva una serie de campos de diagnóstico, así como evaluar su evolución temporal.

Los parámetros principales que se presentan en la herramienta son:

Primer gráfico:

Panel 1: Lifted Index (LI) + Temperatura potencial del termómetro húmedo en 850hPa (THW)

Panel 2: Energía potencial convectiva disponible (CAPE) tomando como referencia los 100 hPa más bajos para la burbuja + Viento en superficie (SFC WIND)

Panel 3: Helicidad relativa a la tormenta (SRH) + Estabilidad húmeda (ESTW) en 700 hPa

Panel 4: Índice resumen de las áreas favorables al desarrollo de fenómenos convectivos (ACON) + Precipitación convectiva del modelo (PPCO) en un intervalo de 6 horas

Segundo gráfico:

Panel 1: Agua precipitable hasta 300 hPa (PW)+Convergencia de humedad en 850 hPa (CONH850).

Panel 2: Energía de inhibición convectiva (CIN) + Temperatura en 500 hPa (T 500).

Panel 3: Índice WINDEX para rachas de viento + Gradiente de temperatura 700-500mb en °C/Km.

Panel 4: Cizalladura entre el viento medio en los primeros 500 m y el viento medio en los primeros 6 km (CIZ6) + Viento (kt) en 500 hPa

Además de alguno de los anteriores, en la "superposición de campos de ayuda a la convección" se pueden visualizar las siguientes variables: CAPX (Energía potencial convectiva disponible máxima), CAP3 (Energía potencial convectiva disponible hasta 3km) y SRH2 (Helicidad relativa a la tormenta hasta 2 km).

Nota para la precipitación, PCP: HIRLAM: La variable PCP de precipitación se refiere a la acumulada entre las -03h y las +03h de la hora nominal o sea si la hora nominal es las 18 UTC se refiere a la precipitación prevista entre 15h y 21h. **ECMWF:** La variable PCP se refiere a la acumulada en las 6 horas posteriores a la nominal, o sea de 18 a 24.

- **V.1.2.3.1.1.- HIRLAM (ONR1)**

Hemos analizado los valores mostrados en la HDFC para las tres pasadas disponibles para la predicción (00, 06 y 12 UTC del día 16) con validez a las 18 UTC del día 16 de agosto, mostrando aquí los campos obtenidos de la pasada de las 06 UTC del HIRLAM-ONR1 con validez para las 18 del día 16 y las 00 del día 17.

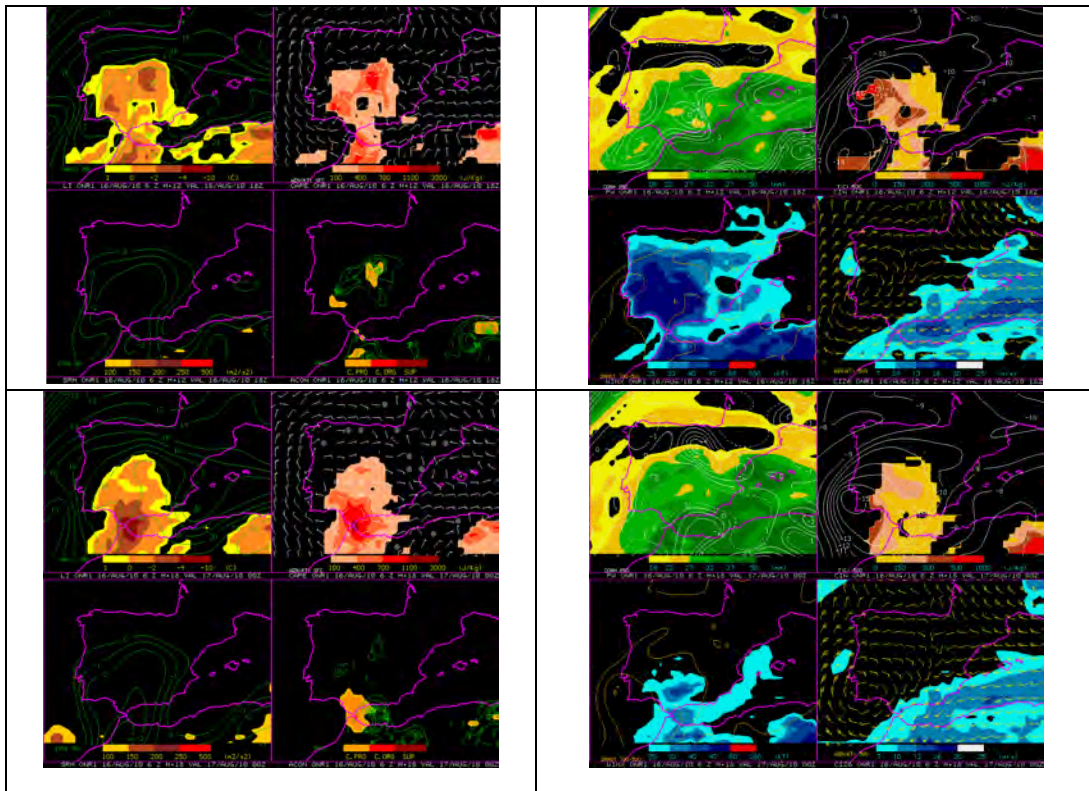


Figura V.1.11. HDFC para el modelo HIRLAM-ONR1 pasada de las 06 UTC del 16/08/2010 prevista para las 18 UTC del día 16 (arriba) y las 00 UTC del día 17 (abajo)

- **V.1.2.3.1.2.- ECMWF**

Se ha estudiado sólo la pasada de las 00 UTC.

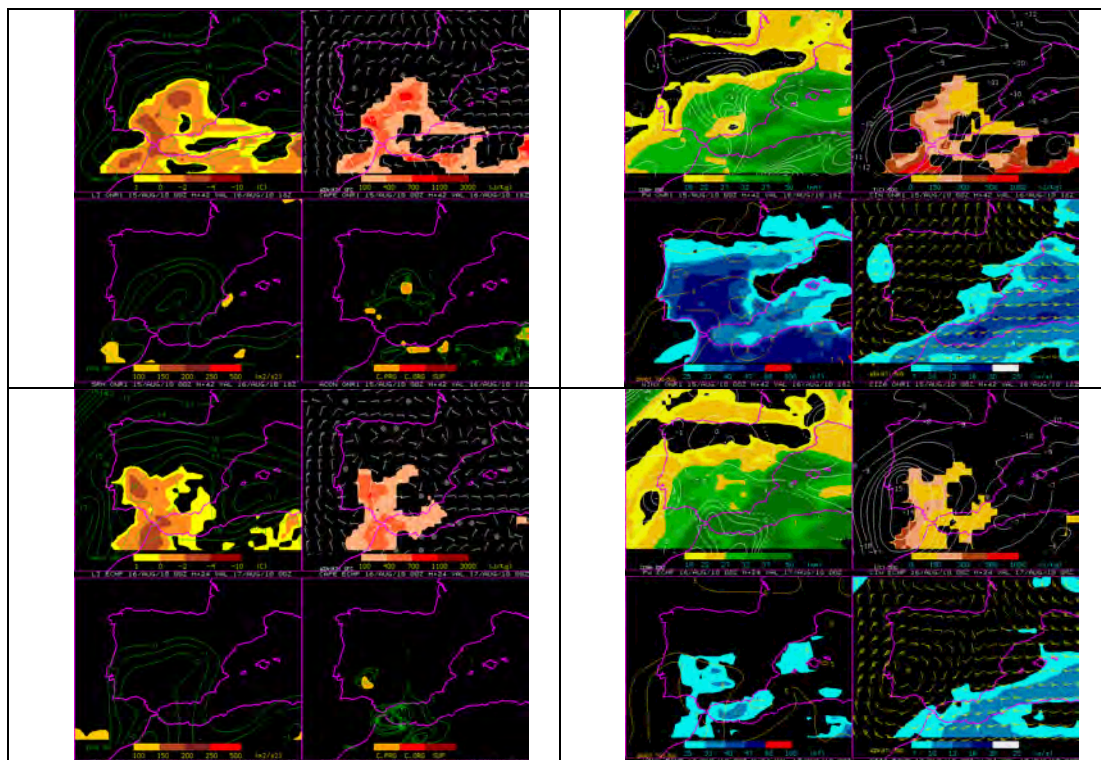


Figura V.1.12. HDFC para el modelo ECMWF pasada de las 00 UTC del 16/08/2010 prevista para las 18 UTC del día 16 (arriba) y las 00 UTC del día 17 (abajo)

A la vista de las figuras anteriores, la relación de valores previstos en las tres pasadas de HIRLAM y en la pasada de 00 UTC del ECMWF para el área en la que se produjo el evento y a la hora en la que aproximadamente comenzó el episodio, quedaría como se muestra en la tabla V.1.

Valores previstos a las 18 UTC	LI (°C)	CAPE (J/Kg)	SRH (m ² /s ²)	PPCO (mm) (15 a 21 Z)	CIN (J/Kg)	PW (mm)	CONH 850 (g/Kg)	CIZ6 (m/s)
ONR1 00 UTC	0-1	<100	<100	0	0-150	27-32	0-1	< 7
ONR1 06 UTC	0-(-2)	100-400	<100	0	0-150	32-37	(-1)-(-3)	7-10
ONR1 12 UTC	(-2)-(-4)	400-700	<100	0	150-300	32-37	(-1)-(-3)	7-10
ECMWF 00 UTC	0- (-2)	400-700	<100	0	150-300	18-22	0-1	< 7

Tabla V.1. Resumen de la Herramienta de Diagnóstico de la Convección

Si comparamos los valores previstos de estas variables con los obtenidos de los análisis y de algunos datos de observación para la misma hora y la misma área podemos extraer algunas conclusiones:

- Lo primero que llama la atención es que el valor previsto de precipitación convectiva, o no resuelta por el modelo, es insignificante comparado con los registrados puntualmente en la mitad sur peninsular y en particular en la zona de estudio (159.8 mm entre las 15 y las 21 UTC).
- Los valores de LI previstos entran dentro del rango de los analizados, entre (-1) y (-3) aproximadamente. Hay inestabilidad en el área aunque no se encuentra, según ninguno de los modelos, en zonas de LI máximo.
- Los valores de CAPE previstos por ambos modelos también muestran inestabilidad moderada en el área, que también queda fuera de las zona de máximos sobre la Península. Se pronosticó un aumento de la inestabilidad sobre el área de 18 a 00 UTC, aunque parece que el valor calculado para el ECMWF se aproxima menos que el dado por el HIRLAM-ONR1, ya que el sondeo de Gibraltar registró un valor de CAPE a las 00 UTC de 1051,81 J/Kg y el ECMWF preveía en esa zona un rango de CAPE entre 400 y 700 J/Kg y el HIRLAM-ONR1 preveía valores mayores a 1100 J/Kg.
- Respecto de los ingredientes que contribuyeron al desarrollo de la convección en el caso estudiado (disponibilidad de humedad, convergencia de humedad en niveles bajos, convergencia de viento en superficie e inestabilización del área) se puede comentar lo siguiente:
 - El agua precipitable prevista por el ECMWF en la zona pasa de unos 27 mm a las 18 UTC a unos 30 mm a las 24 UTC. En el caso del HIRLAM-ONR1 pasa de 32 mm a las 18 UTC a 35 mm a las 00 UTC, valores altos en ambos casos. En cuanto a la convergencia de humedad, ambos modelos, previeron un máximo a las 18 UTC pero situado al este de la zona de Aguilar, máximo que desaparece de la zona a las 24 UTC.
 - En cuanto a la convergencia del viento en superficie, observamos que a pesar de la baja resolución de la herramienta, los dos modelos recogen los aspectos básicos a escala regional, que pudieron ser importantes en el caso: viento del W-SW en el valle del Guadalquivir, componente E en Andalucía Oriental y componente S en el litoral de Alborán con las correspondientes zonas de convergencia. Sin embargo el máximo de convergencia en superficie aparentemente se sitúa al este de la zona de Aguilar a las 18 UTC, coincidiendo con la posición del máximo en la convergencia de humedad en 850 hpa previsto para esa hora, aunque tampoco el modelo preveía para esta zona ninguna precipitación.
- En cuanto a la organización de la convección, la Helicidad Relativa a la Tormenta (SRH) prevista en ambos modelos estaba por debajo de los umbrales en principio necesarios para el desarrollo de supercélulas. En cuanto a la cizalladura vertical (CIZ6), los valores previstos tampoco superaban los umbrales considerados necesarios para que se produjera organización en la convección. Sin embargo parece que la escasa cizalladura fue, entre otros factores, la que contribuyó a que se produjese el movimiento retrógrado de la multicélula por lo que en este tipo de organización no serviría la CIZ6 como parámetro para determinar la existencia de este tipo de estructuras organizadas.

• **V.1.2.3.2.- Análisis de los Sondeos Previstos**

Para valorar la bondad de la previsión de los sondeos previstos en la zona, vamos a utilizar los sondeos observados en Gibraltar (12 UTC del 16 y 00 UTC del 17), como punto registrado real más cercano.

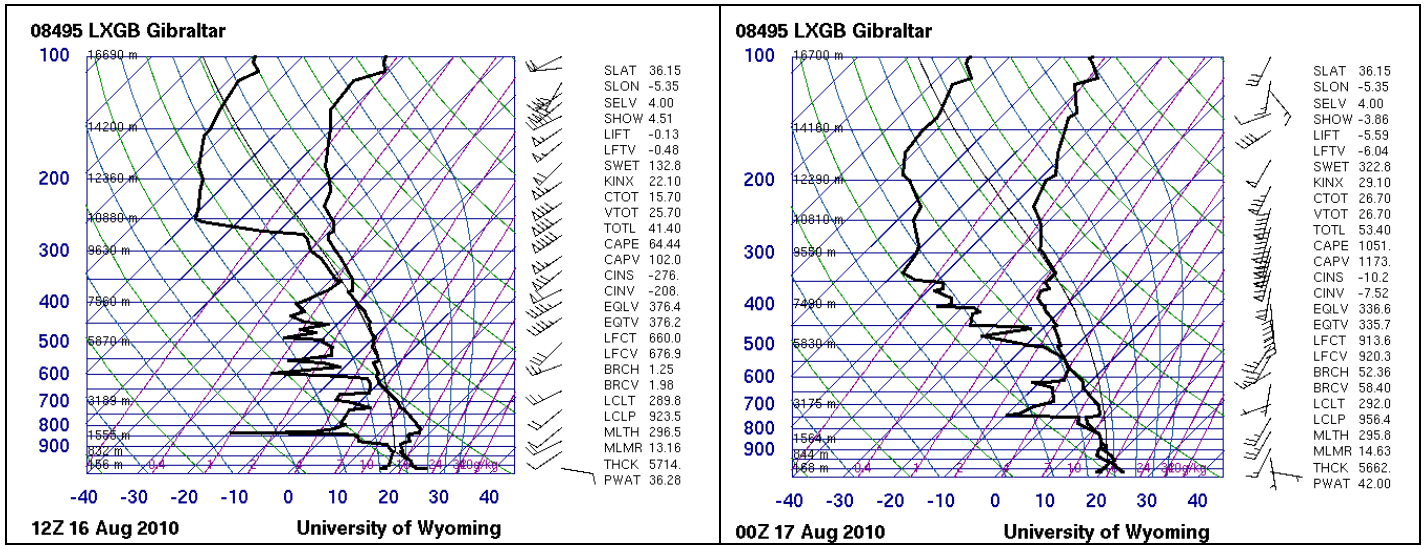


Figura V.1.13. Sondeos de Gibraltar de las 12 UTC del 16 de agosto (izq.) y de las 00 UTC del 17 de agosto (dcha.). (Fuente: Universidad de Wyoming)

En cuanto a la evolución del sondeo real en Gibraltar durante el día 16 de agosto, se establecen los siguientes hallazgos significativos:

- Enfriamiento marcado en 850 hPa que hace romper la inversión previa e inestabiliza de manera importante el sondeo.
- Enfriamiento también muy destacable en 500 hPa.
- Aumento espectacular de la proporción de mezcla (Mix) en 850 hPa, junto con un incremento notable del agua precipitable total. Mientras tanto, en la capa más baja (entre la superficie marítima y el nivel isobárico de 925 hPa, apenas hay variaciones importantes de la humedad absoluta y de la temperatura).
- En 850 hPa, el viento aumenta durante la segunda mitad del día, mientras que en 700 hPa disminuye, siendo muy débil a últimas horas.

○ **V.1.2.3.2.1.- Sondeos previstos por HIRLAM**

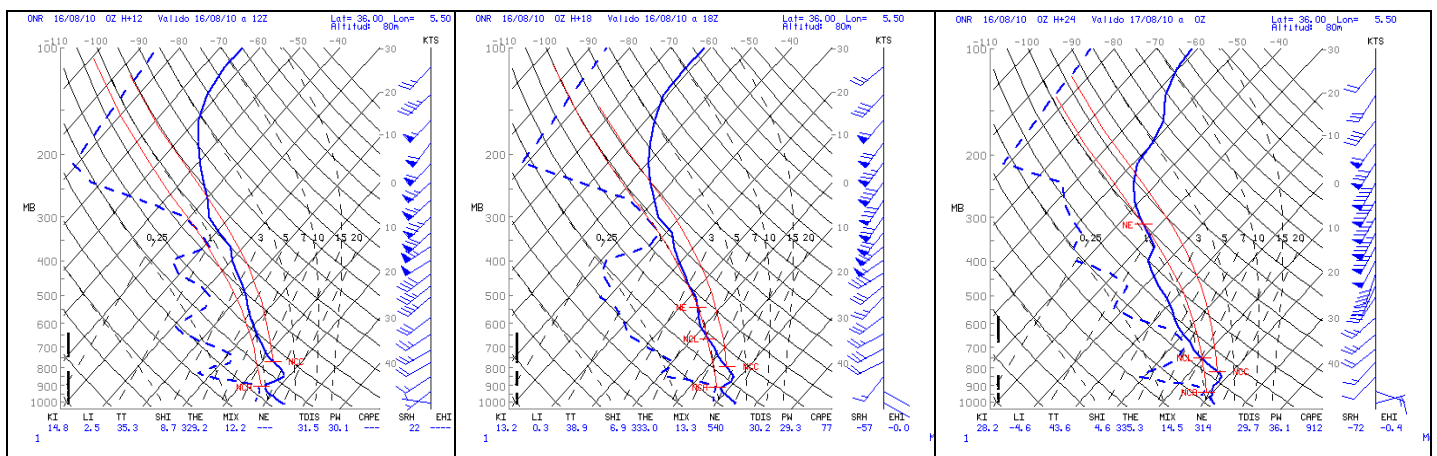


Figura V.1.14. Sondeos previstos por HBR el 16 a 00 UTC para H+12, H+18 y H+24 en Gibraltar

○ V.1.2.3.2.2.- Sondeos previstos por ECMWF

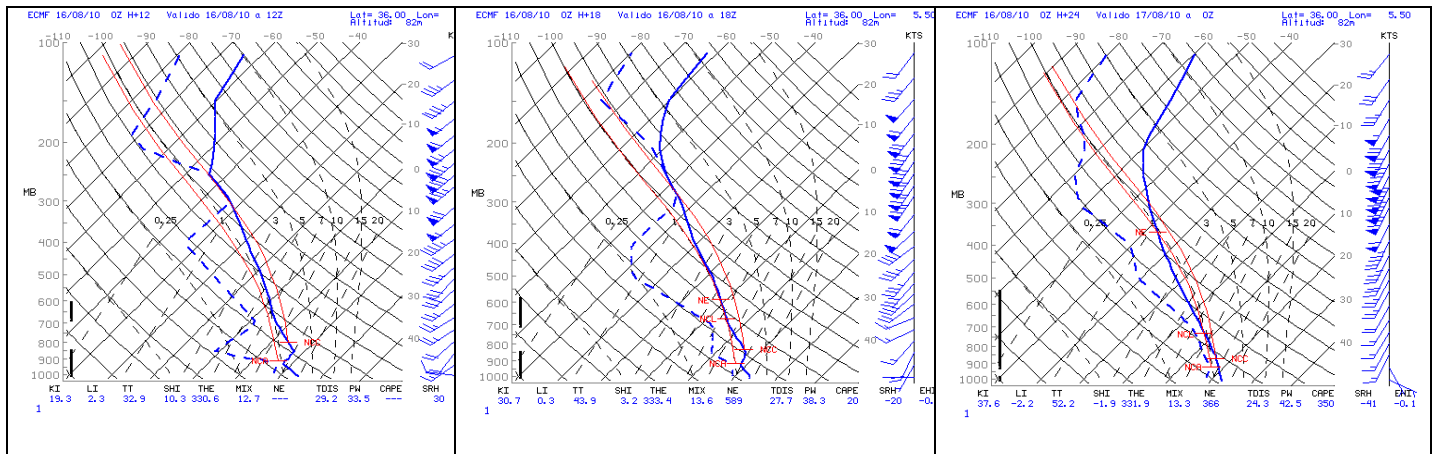


Figura V.1.15. Sondeos previstos por ECMWF el 16 a 00 UTC para H+12, H+18 y H+24 en Gibraltar

Comparando los sondeos previstos por los dos modelos en sus pasadas de las 00 UTC del día 16 con los registrados en Gibraltar a las 12 UTC del día 16 y 00 UTC del 17 se observa que:

- Ambos modelos reflejan el enfriamiento en capas medias-altas consecuentemente con la correcta ubicación que predicen de los núcleos fríos.
- El aumento del PW en el sondeo de Gibraltar se produce fundamentalmente en los niveles bajos, probablemente debido al ascenso de la inversión a lo largo del día con la consiguiente mezcla de la capa baja y su enriquecimiento en vapor de agua desde la superficie. El sondeo del ECMWF produce un aumento de PW fundamentalmente en 850-700 hPa al romper completamente la inversión. Por el contrario el HIRLAM apenas da aumento de PW (incluso una ligera disminución) ya que conserva la inversión casi sin cambios.
- Los índices de inestabilidad (LI, CAPE, TT) crecen en ambos modelos desde las 12 UTC del día 16 a las 00 UTC del 17, especialmente en el sondeo HIRLAM, aunque la importante inversión que mantiene haría imposible la convección desde niveles bajos.

Por tanto, en Gibraltar, el comportamiento de los sondeos previstos es aceptable en lo que respecta a los niveles medios-altos pero no en la capa baja.

En cuanto a los sondeos previstos por las pasadas de las 00 UTC para el punto más próximo a Aguilar de la Frontera, aunque moderadamente inestables, el valor del PW es muy inferior al analizado por HIRLAM al final del día. Probablemente el bajo valor de PW previsto se debe a la débil advección del Sur (Alborán) prevista en niveles bajos.

V.2.- Comportamiento de las herramientas y productos de teledetección para la predicción a muy corto plazo

Se analizan en este epígrafe las herramientas y productos del SAF (*Satellite Application Facilities*) de *Nowcasting* del Meteosat y la herramienta de diagnóstico de la convección a partir de datos radar nacional (YRADARNA).

V.2.1.- Productos del SAFNWC (o NWCSAF)

Se analiza en este apartado el comportamiento de los productos del NWCSAF (SAF de *Nowcasting*), que en la versión operativa en las fechas del caso de estudio (agosto de 2010) incorpora el “*retrieval*” físico a los productos de aire claro. En la figura V.2.1. se muestra el catálogo de productos del NWCSAF basados en las medidas del radiómetro SEVIRI del Meteosat de Segunda Generación (MSG).

Los productos que estudiaremos se pueden dividir en dos grandes grupos: productos de aire claro (analizaremos los que no tienen retrieval físico, los de la tercera fila), que nos dan información sobre los píxeles que previamente han sido señalados como libres de cobertura nubosa en el producto CMA (*Cloud Mask*) y productos de precipitación y convección (segunda fila).

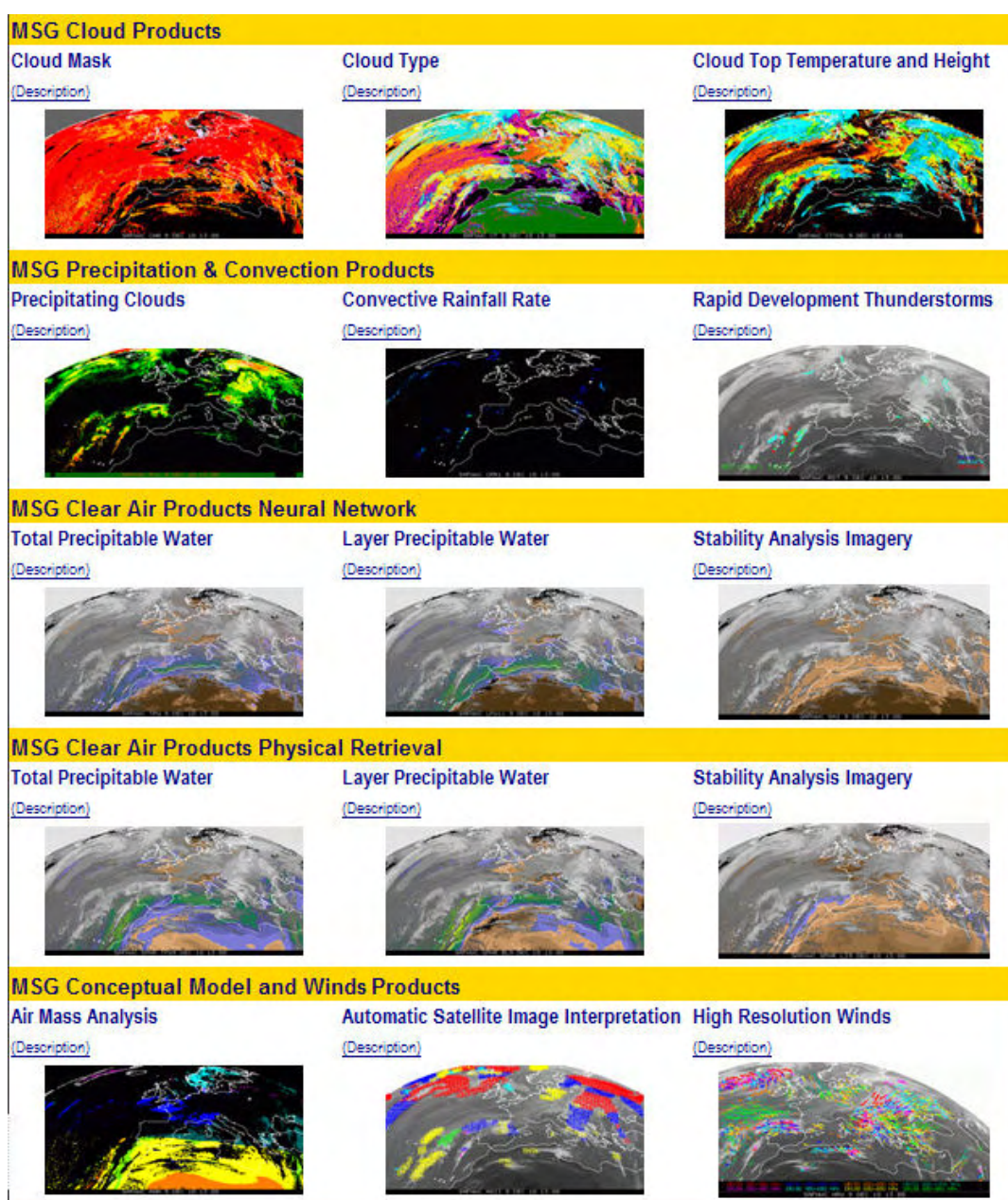


Figura V.2.1. Productos del NWCSAF

V.2.1.1.- Productos de aire claro

SAI (LI)

El producto *Stability Analysis Imagery* (SAI) muestra valores de inestabilidad, concretamente, y entre otros, del Lifted Index (LI, en °C), sólo para píxeles marcados previamente como aire claro. Utiliza los canales del MSG 6.2, 7.3, 8.7, 9.7, 10.8, 12.0 y 13,4 μm . En la situación de estudio, la presencia de nubosidad a partir de las 15 UTC (figura V.2.2) impide conocer los valores del LI. Anteriormente, a las 12, se puede observar que los valores en la zona de estudio están entre 0 y -4, lo que corresponde a una inestabilidad entre débil y moderada.

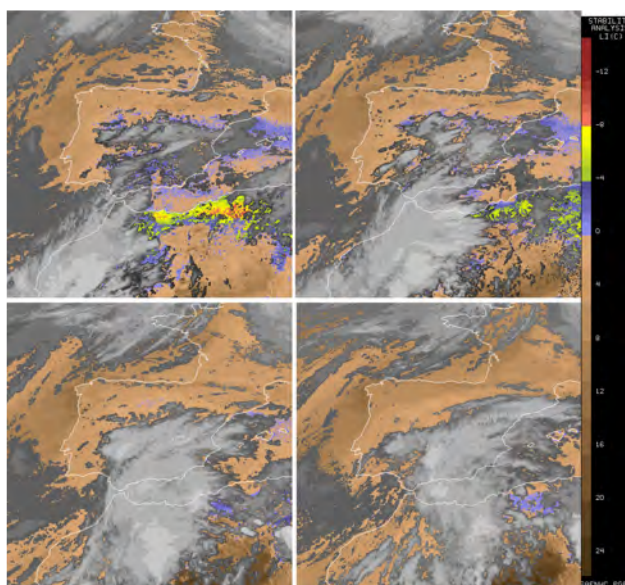


Figura V.2.2. Valores coloreados del LI (producto SAI) a las 12, 15, 18 y 21 UTC del 16 de agosto de 2010

TPW

El producto *Total Precipitable Water* (TPW) nos da una medida de la cantidad de agua precipitable (mm) en una columna de aire correspondiente a un píxel señalado como aire claro. Utiliza los mismos canales del MSG que el SAI. Está disponible también en el NWCSAF el agua precipitable por capas (*Layer Precipitable Water*, LPW). Analizamos aquí tan sólo la TPW, que al igual que el SAI tiene el problema de la existencia de cobertura nubosa en la zona de interés a partir de las 15 UTC (figura V.2.3). Antes de esa hora, a las 12, vemos como los valores de agua precipitable en esa zona, señalada de modo aproximado con la flecha roja, llegan hasta los 40 mm, incluso los superan ligeramente, lo que es un dato muy significativo.

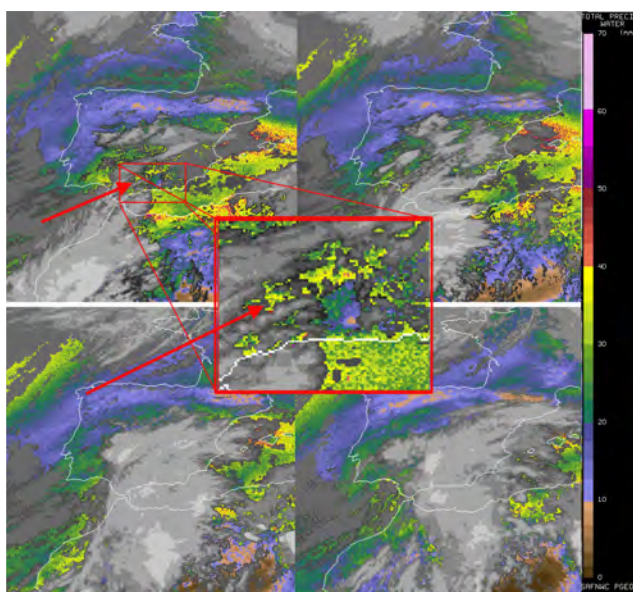


Figura V.2.3. Valores de TPW, en mm y escala adjunta, a las 12, 15, 18 y 21 UTC del 16 de agosto de 2010

V.2.1.2.- Productos de precipitación y convección

PC

El producto *Precipitating Clouds* (PC) distingue entre nubes que producen o no precipitación, pero no da información sobre la intensidad y tipo de dicha precipitación. Utiliza distintos canales según sea de día o de noche:

- Día: VIS0.6, NIR1.6, IR3.9, IR6.2, IR7.3, IR10.8, IR12.0
- Noche: IR6.2, IR7.3, IR10.8, IR12.0

Tiene en cuenta como información previa el tipo de nubes (producto Cloud Type del NWCSAF), y como datos auxiliares la temperatura en superficie, el ángulo del sol, del satélite y la relación entre ambos.

En la figura V.2.4 se observa cómo ni siquiera en el momento de máxima intensidad de la precipitación, alrededor de las 20:30 (abajo izquierda) el producto PC da valores por encima del 25-35% en la zona de interés.

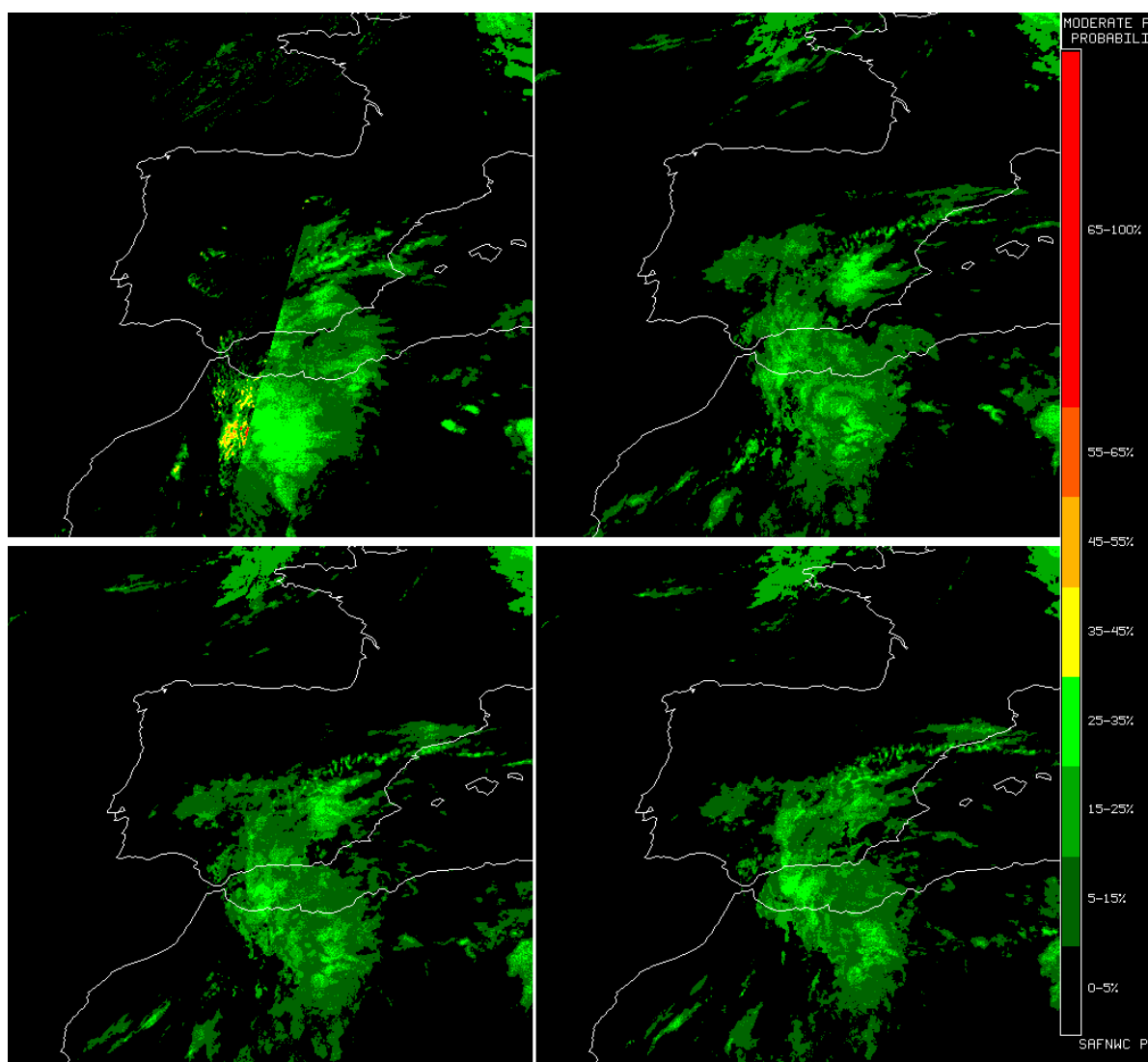


Figura V.2.4. Valores de PC, en % y según escala adjunta, a las 18, 20, 20:30 y 21 UTC del 16 de agosto de 2010. En la imagen de las 18, arriba a la izquierda, se observa la transición día-noche

CRR

El producto *Convective Rainfall Rate* (CRR) estima la tasa de precipitación asociada a las nubes convectivas. Utiliza los canales VIS0.6, WV6.2 (vapor de agua) e IR10.8, el primero sólo de día. Hay dos variantes, la tasa de precipitación instantánea (CRR) y la precipitación acumulada en la hora precedente (CRRa).

En la figura V.2.5 se puede observar que entre las 19 y las 21 UTC el producto CRR de precipitación instantánea muestra valores máximos de entre 3 y 5 mm/h. Estos valores tan bajos se deben a una carencia del producto CRR cuando los valores de los topos convectivos no son muy altos, como es el caso de la situación que aquí se estudia, con echotops que no superaron el nivel de 10-12 km salvo muy ocasionalmente.

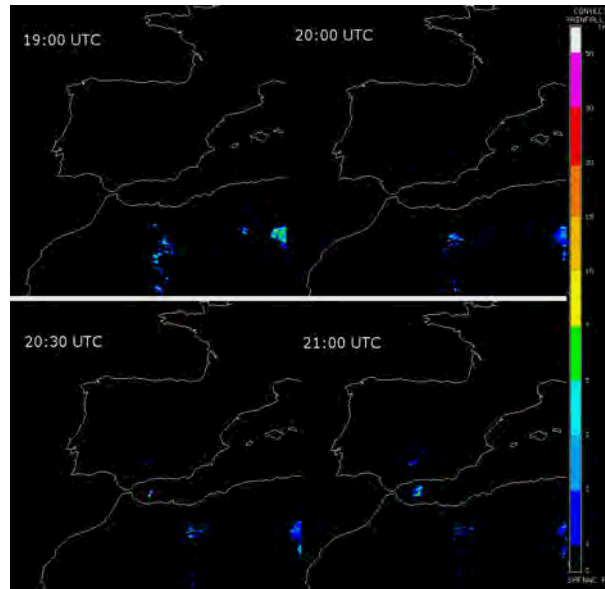


Figura V.2.5. Valores de CRR, en mm/h y según escala, a las 19, 20, 20:30 y 21 UTC del 16 de agosto de 2010.

En la figura V.2.6 vemos las imágenes correspondientes al producto CRRa para las mismas horas. Las acumulaciones no superan los 5 mm en el intervalo comprendido entre las 20 y las 21 UTC (imagen de abajo a la derecha). Los datos de la EMA de Aguilar para ese periodo nos dan un total de 111,6 mm. En la hora anterior, entre las 19 y las 20 UTC, se registraron 29,2 mm, mientras que el producto CRRa da para ese periodo (arriba a la derecha) un valor de entre 1 y 2 mm.

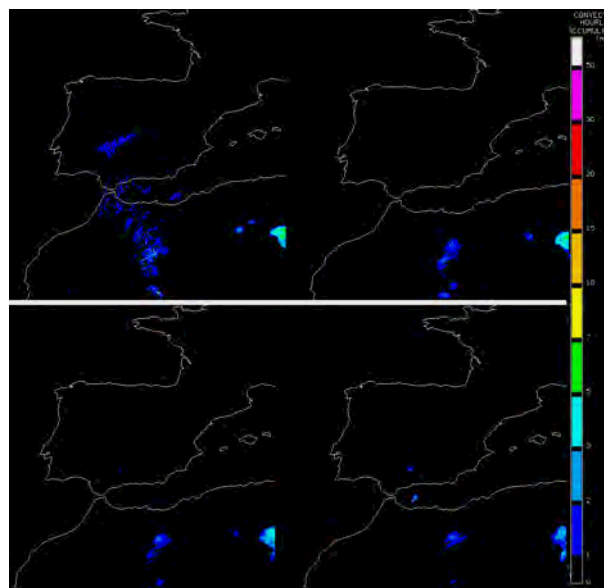


Figura V.2.6. Valores de CRRa, en mm y escala adjunta, a las 19, 20, 20:30 y 21 UTC del 16 de agosto de 2010

RDT

El producto *Rapid Development Thunderstorms* (RDT) desarrollado por Meteo France dentro del NWCSAF, liderado por AEMET, detecta, monitoriza y sigue la evolución de los toques en infrarrojo de los focos y sistemas convectivos. En la versión operativa de este producto en agosto de 2010 los desarrollos se contornean según el siguiente código de colores:

- Disipación: azul
- Desarrollo lento (< 10°C/h): cian
- Desarrollo rápido (>10°C/h): rojo
- División: blanco

Se representa además la trayectoria de su centroide del tope identificado, con una línea verde, y extrapolaciones en segmento amarillo.

En la figura V.2.7. vemos la evolución del RDT en la zona de interés, donde aparece un desarrollo convectivo "lento". Antes de las 20:00 el producto no da ninguna señal, y a partir de las 21:00 mantiene el mismo aspecto y tamaño, siempre en color cian hasta desaparecer a partir de las 22:00 UTC.

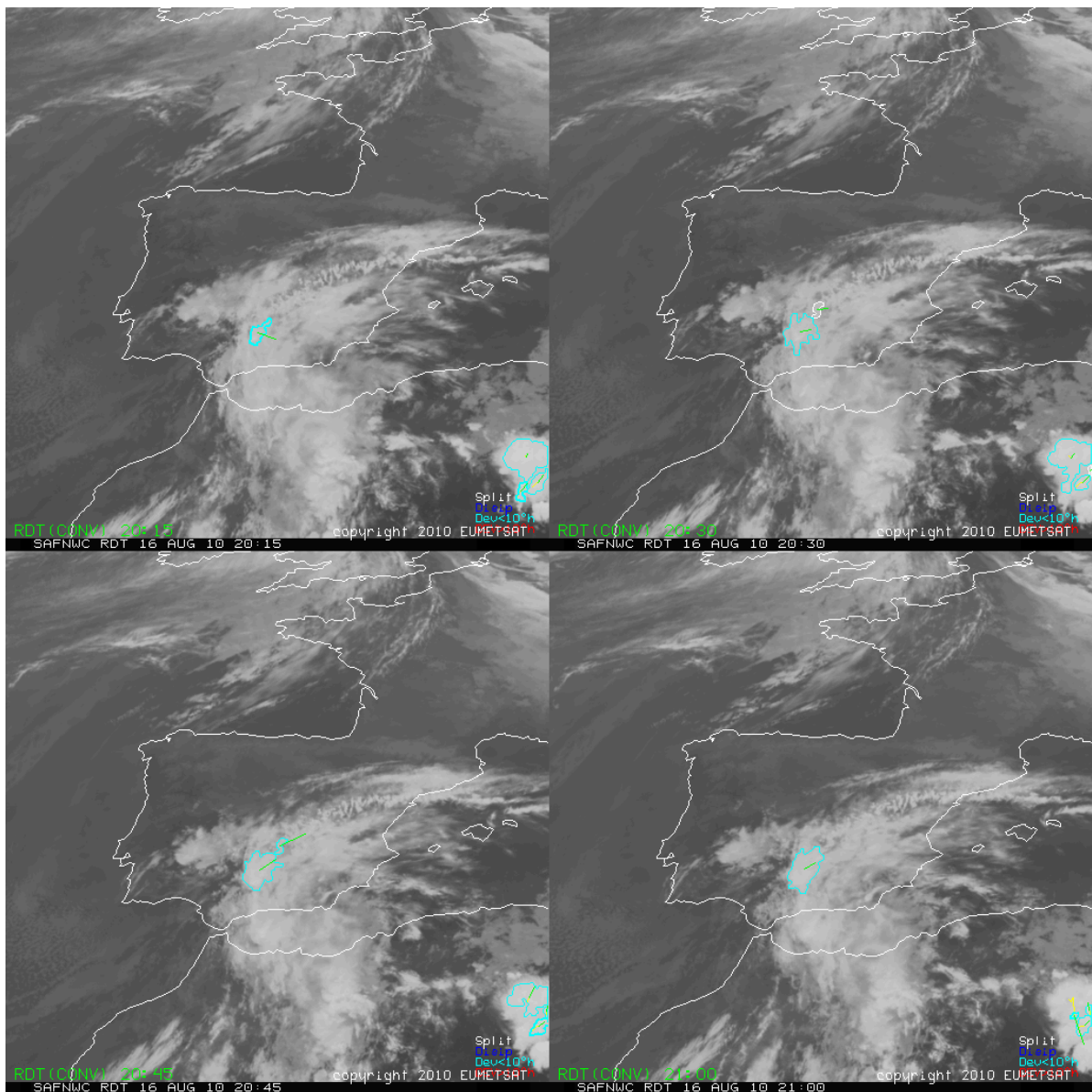


Figura V.2.7. Salidas coloreadas del producto RDT sobre una imagen IR10.8 a las 19, 20, 20:30 y 21 UTC del 16 de agosto de 2010

V.2.2.- Productos de la herramienta de diagnóstico convectivo radar nacional (YRADARNA)

Se analiza en este apartado el comportamiento de la herramienta de diagnóstico YRADAR basada en los datos radar, y desarrollada por el ATAP, que integra además imágenes del satélite MSG, rayos y algunos campos de un modelo numérico de predicción.

Observamos en primer lugar (figura V.2.8) que el radar más cercano a Aguilar de la Frontera (coordenadas lat: 37.48 y lon: -4.70) es el de Málaga (lat: 36.61, lon: -04.65, altitud 1173m), situado a aproximadamente 92 km al Sur, es decir, dentro del radio de 120 km que permitiría obtener las imágenes radar Doppler en el rango corto de exploración. En segundo lugar se encuentra el de Sevilla (lat: 37.68, lon: -06:34, alt: 530m), a unos 146 km en dirección WNW. La cobertura para la zona de estudio cuando funcionan ambos radares simultáneamente se encuentra en el límite de la preferencia de ambos, por lo que en ese sentido hubieran sido igualmente válidos. Lamentablemente el radar de Málaga no estaba operativo en las fechas del caso de estudio, con lo que las únicas imágenes disponibles para la situación de estudio del 16 de agosto de 2010 son las del radar de Sevilla, que según hemos visto dista de Aguilar de la Frontera más de 120 km, por lo que no disponemos de imágenes radar Doppler que hubieran sido de gran ayuda para el estudio de las células convectivas en relación con los datos de viento radial y reflectividad a mayor resolución.

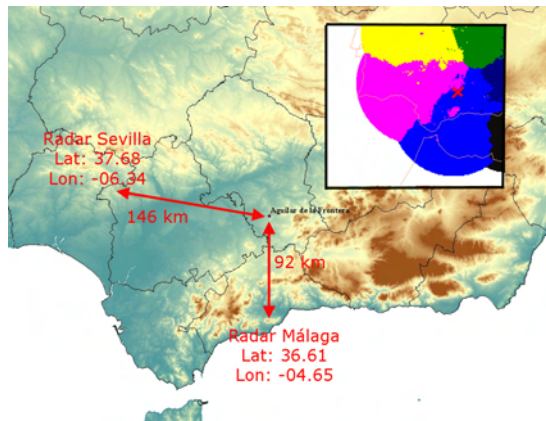


Figura V.2.8. Distancia entre los radares de Sevilla y Málaga con Aguilar de la Frontera

Dado que en otros apartados de esta Nota Técnica se estudian con detalle los diversos productos derivados del radar, las imágenes de satélite y los datos de la red de detección de rayos, aquí damos tan sólo una visión general del comportamiento de la Herramienta de Diagnóstico YRADARNA.

En la composición nacional de las 18:30 UTC ya podemos ver la célula de Aguilar, marcada con el número 18 y que abarca 63 píxeles, con reflectividad máxima ZMAX = 55 dBZ. No hay presencia de rayos pero la célula muestra ya una característica distintiva como es su casi total ausencia de desplazamiento previsto durante la siguiente hora (línea blanca con cruces), pues apenas da un ligero movimiento hacia el NE. Por comparación, la célula 1 en la provincia de Jaén presenta un marcado desplazamiento previsto en esa misma dirección.

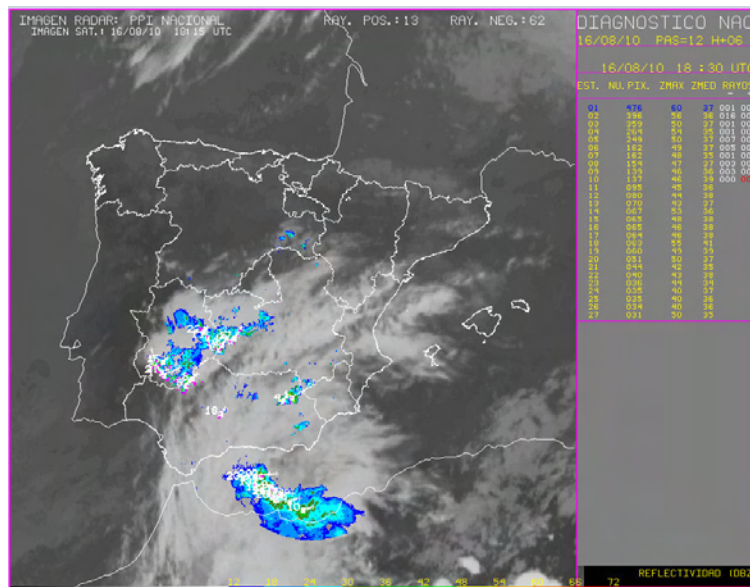


Figura V.2.9. Herramienta de diagnóstico de la convección usando datos de ZMAX mosaico nacional, YRADARNA, a las 18:30 UTC del 16 de agosto

Las mismas características presentan la célula estudiada a las 19:10 (figura V.2.10 izquierda). Ahora aparece marcada con el número 7, pues una característica de la Herramienta de Diagnóstico YRADARNA es que no mantiene de una imagen a la siguiente el número de las células, algo que sería muy complejo de implementar, asignando los números en función decreciente del número de píxeles correspondientes a las distintas células. La célula de Aguilar es ahora la que presenta valores más altos de reflectividad, 60 dBZ. El número de rayos es muy bajo, sólo 8 negativos en 10 minutos, pero persiste la característica de su estacionariedad, ahora más marcada, pues no hay ningún desplazamiento previsto. De todos modos, aunque la mayoría de las células presentan cierto desplazamiento hacia el noreste, parece haber algunas otras que son también estacionarias, especialmente en Extremadura. Media hora más tarde, a las 19:40 (figura V.2.10 derecha) la célula (ahora con el número 4) sigue presentando las mismas características.

Durante las siguientes dos horas, hasta el final de su ciclo de vida, la célula de Aguilar presenta similares características (figura V.2.11): escaso o nulo movimiento, valores de reflectividad muy altos, escasez de rayos y un tamaño no demasiado grande, si bien a partir de las 20:30 aparece ocasionalmente fusionada con otras células más al noreste.

Puede decirse, por tanto, que la herramienta de diagnóstico YRADARNA nos da unas indicaciones bastante buenas de las principales características de la célula de Aguilar, principalmente su larga duración, la estacionariedad y altos valores de reflectividad máxima.

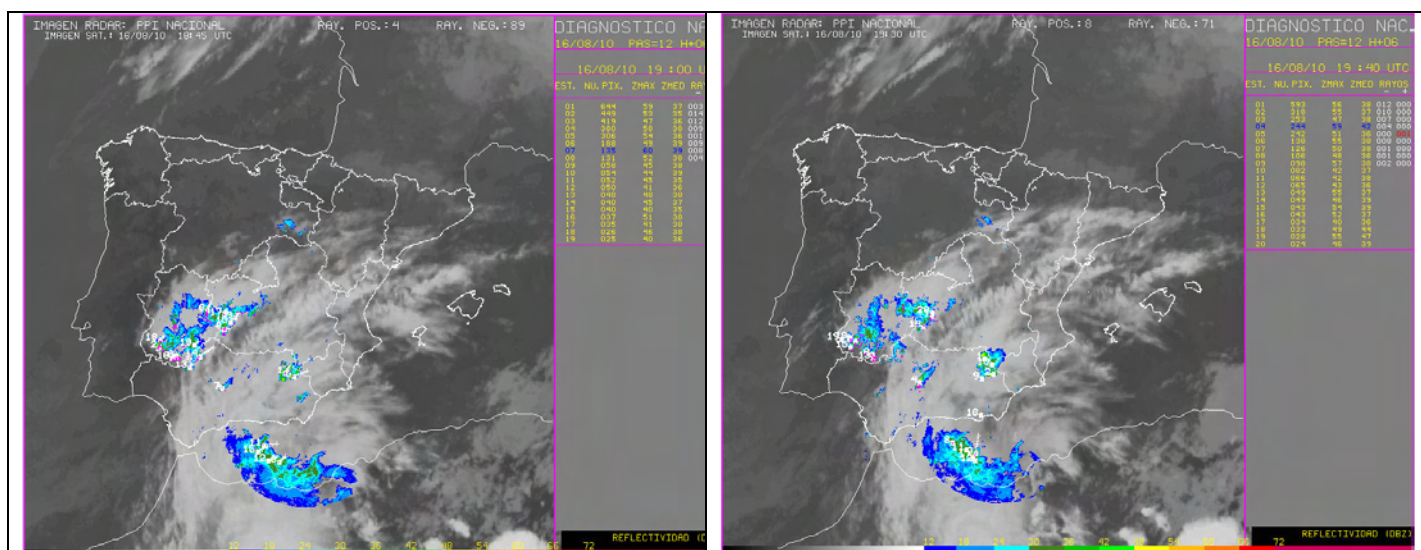


Figura V.2.10. Salidas de la herramienta de diagnóstico de la convección, YRADARNA, a las 19:10 y 19:40 UTC

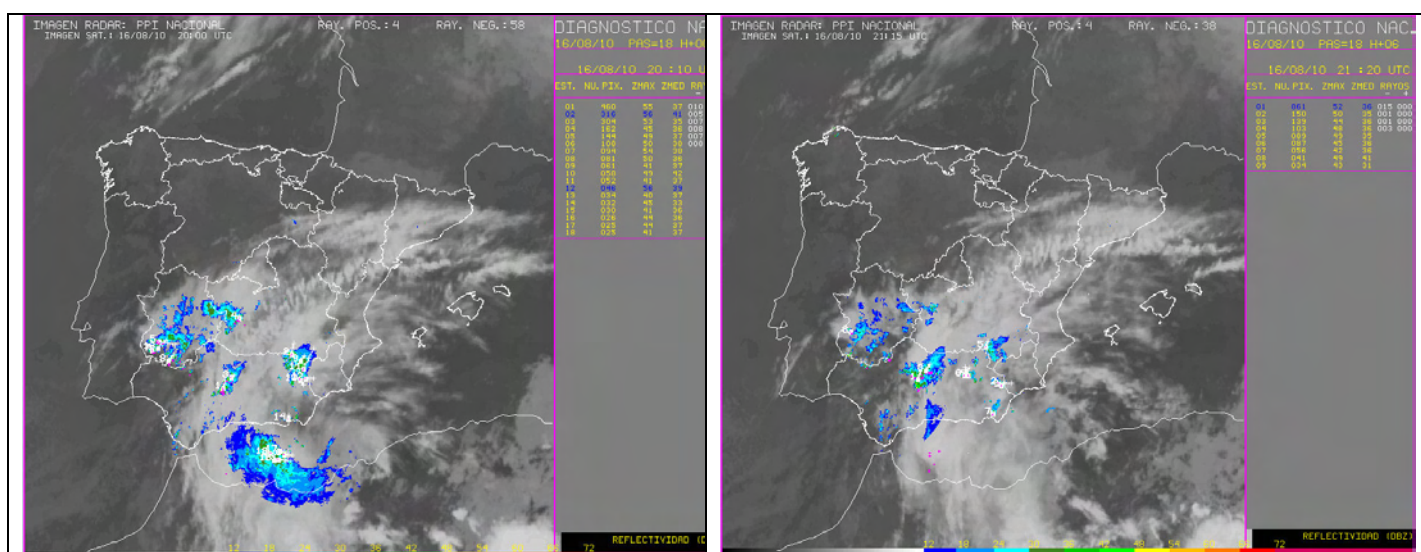


Figura V.2.11. Ídem que la figura anterior pero para las 20:10 y 21:20 UTC

VI. RESUMEN Y CONCLUSIONES

VI.1.- Valoración de los fenómenos registrados

Durante la tarde y noche del lunes 16 de agosto de 2010 se desarrollaron estructuras convectivas acompañadas de precipitaciones intensas en la mitad sur peninsular y en lugares de la zona centro, destacando por su virulencia y adversidad las acaecidas en algunas zonas de la provincia de Córdoba, al ser localmente persistentes y torrenciales y producir una inundación repentina (“*flash flood*”). Los municipios cordobeses más afectados fueron Aguilar de la Frontera, Bujalance y Puente Genil. Hubo que lamentar tres víctimas mortales, dos en Aguilar y una en Bujalance. En el término de Aguilar de la Frontera, situado en el tramo medio del Valle del Guadalquivir, se registró un valor máximo de 218 mm, mientras que en Bujalance se llegaron a recoger 134 mm. Acompañando a los focos convectivos se registraron rachas de viento muy fuertes como la de 71 km/h registrada en Aguilar. También fue muy significativo el granizo, que cayó con bastante intensidad en lugares como Bujalance.

En la estación meteorológica automática de Aguilar “Laguna de Zoñar” se midieron 212 mm, con una intensidad máxima de 112 mm en una hora, de 21 a 22 UTC. Aunque el periodo de precipitaciones se prolongó más allá de cinco horas, las precipitaciones intensas comenzaron hacia las 18:40 UTC, con un primer episodio de casi una hora en el que cayeron aproximadamente 36 mm, para remitir por espacio de veinte minutos. Sin embargo fue en torno a las 20 UTC cuando durante un intervalo aproximado de hora y media, se produjeron precipitaciones torrenciales. Los valores máximos de precipitación totalizada en 10, 20 y 30 minutos fueron de 23, 41 y 60 mm, los cuales dan muestra de la torrencialidad inequívoca del episodio, el cual llegó a registrar 111.6 mm en una hora, 162.4 mm en dos horas y 212.6 mm en menos de doce horas. Incluso conociendo la existencia de bastantes casos de convección nocturna estival en el interior peninsular, la situación de Aguilar de la Frontera debe considerarse como excepcional debido a la torrencialidad producida durante la noche en un valle alejado de la costa.

VI.2.- Interpretación sinóptica y mesoescalar

A escala sinóptica cabe subrayarse que en los días previos al 16 de agosto tuvo lugar una combinación de elementos de escala sinóptica en niveles medios y altos. Se distinguían una vaguada tropical, una vaguada de latitudes medias de inclinación positiva, con máximo de corriente en chorro en su parte delantera, y el anticiclón de niveles medios de verano norteafricano, que tuvo como resultado el transporte de humedad hacia África occidental subtropical, causando una línea de gran contraste de humedad en niveles medios en la costa (línea seca).

Es perfectamente identificable en las imágenes de satélite lo que se suele llamar llamaradas de la zona de convergencia intertropical que es una expansión rápida de nubes medias y altas por delante de una vaguada. Estas llamaradas o plumas tropicales reflejan la interacción tropical-extratropical asociada con el transporte de humedad desde los trópicos a latitudes extratropicales.

El día 16 de Agosto se produjo una ciclogénesis hacia el sur peninsular que se inició sobre la línea seca en las proximidades de Canarias, causando la generación de una capa profunda húmeda con inestabilidad térmica en el sur de la Península, y además ocasionando un fortalecimiento y propagación corriente abajo del máximo de viento asociado la vaguada de latitudes medias. En las imágenes de satélite se observa la presencia de nubosidad en coma en evolución, indicadora del citado proceso ciclogénético, con una pluma o conveyor cálido y húmedo, que se extendía desde los trópicos hasta la península Ibérica. Esto se confirma por el campo de agua precipitable total en la columna, síntoma de una interacción tropical-extratropical que plantea la importancia de la advección de humedad tropical en el evento.

Aunque en nuestras latitudes es relativamente frecuente la llegada de nubosidad de procedencia meridional, incluso con restos de la convección del norte de África, no se suele producir adversidad meteorológica. Pero cuando se produce una interacción con la rama ascendente de una vaguada que se amplifica o con una ciclogénesis como ocurrió en este caso, se pueden producir episodios de tiempo adverso. En definitiva en niveles medios-altos lo que ocurre el día 16 es la interacción del máximo de *vorticidad potencial* al suroeste de la Península con el máximo de *vorticidad potencial* procedente del norte. La vaguada del sur facilitó la llegada a la Península de la humedad tropical, que se manifestó mediante un aumento muy significativo del agua precipitable, mientras la del Norte produjo como principal consecuencia un enfriamiento en niveles medios de la atmósfera que inestabilizó el perfil termodinámico. Éste presentaba en la última parte del día características favorables para convección eficiente: profunda capa húmeda, con importante anomalía de PW, CAPE moderado, no extremo y distribuido de forma alargada a lo largo del perfil, con importante espesor de la capa de lluvia “cálida” (desde el nivel de condensación hasta la isoterma de 0° C), así como cizalladura relativamente pequeña.

La interacción entre ambos máximos de vorticidad potencial dio como resultado la formación por la tarde de un máximo de viento alargado con curvatura anticiclónica cuya circulación directa, a la derecha de la zona de entrada del mismo, favoreció los ascensos en la zona de Aguilar. Este chorro probablemente se estiró hacia el Sur a la vez que se desplazaba hacia el Nordeste durante el período de máxima precipitación, manteniendo una amplia zona de divergencia en altura favorable para los ascensos. En este sentido, en las imágenes de satélite se aprecia una zona de convección elevada organizada en línea.

En niveles bajos aparece una baja al oeste de la península Ibérica, observándose una baja térmica estirada a lo largo del Guadalquivir, centrada en el Valle alto. Además la distribución de altas y bajas parece influenciada respectivamente por los movimientos descendentes a la izquierda y por los ascendentes a la derecha del máximo de viento en altura. En consecuencia el flujo en 925 hPa, del SW y relativamente fresco en el Atlántico, gira sobre el Valle del Guadalquivir a WSW, soplando en dirección perpendicular a las isoterms de temperatura potencial, a modo de corriente de densidad, desplazando verticalmente al aire más cálido mientras se calienta junto a la superficie. La componente oeste del flujo de aire en niveles bajos en el Valle es un máximo relativo y esto parece haber tenido implicaciones importantes en el episodio de lluvias. En los registros de las estaciones automáticas se aprecia la presencia en superficie tanto de aire frío acumulado como de marcada convergencia.

A las 18 UTC, una vez se había inestabilizado suficientemente el perfil, se dispara la convección en la zona de convergencia, al suroeste de Aguilar, sobre la frontera de THE existente. Dadas las favorables condiciones de humedad e inestabilidad, la intensidad de las precipitaciones rápidamente humedeció aún más el perfil y eliminó las posibles tapaderas existentes, a la vez que creaba un depósito frío suficiente para mantener la convección en su frontera, pero no excesivamente importante como para favorecer un movimiento rápido del sistema corriente abajo. La tormenta inicial dio paso así a un sistema convectivo multicelular regenerativo o de propagación retrógrada, en el que continuamente existían células sobre la zona de la estación "Laguna de Zoñar" que producían intensas precipitaciones. El mantenimiento de condiciones favorables en la alta troposfera, apoyadas por el flujo débil en la troposfera media, así como las condiciones en superficie, principalmente la convergencia de humedad en el entorno de Aguilar, favorecieron la continuidad del sistema durante varias horas.

El episodio dura mientras está presente la zona de convección alta organizada en línea, cuyo final pudo haber estado posiblemente relacionado con el decaimiento de los flujos convergentes de bajos niveles, con lo que cesa la regeneración de células tormentosas al suroeste del sistema, a la vez que van apareciendo cada vez más a lo largo del resto de flancos del "outflow" de la tormenta. En definitiva, y resumiendo, se pueden considerar fundamentales los siguientes hechos:

- Una primera tormenta en la zona de convergencia en niveles bajos de la corriente de aire del oeste a lo largo del Guadalquivir y de la corriente procedente del sur a través del Valle del Guadalquivir, creó una acumulación de aire frío en Aguilar.
- La interacción de este depósito frío en cuyos bordes hay vorticidad relativa horizontal que en su parte oeste tendría sentido positivo, y el máximo relativo de viento del oeste a lo largo del Guadalquivir que por encima crea vorticidad horizontal negativa (hacia el ecuador), generaba movimientos ascendentes, pero que probablemente no superaran el nivel de condensación por elevación.
- La llegada sobre la zona de convección alta organizada en línea, asociada a los movimientos verticales en la zona derecha de la entrada del chorro en niveles altos y frontogenéticos, disparó convección desde niveles más bajos engarzando sobre la zona de acumulación de aire frío de Aguilar.
- Este proceso se repite mientras la convección elevada organizada en línea se desplazaba sobre la zona.
- Las velocidades de los vientos en niveles medios y las cizalladuras de viento fueron débiles, lo que causó que las tormentas fueran de movimiento lento y de gran eficiencia de precipitación.

VI.3.- Elementos clave en la teledetección

En primer lugar se debe resaltar la existencia de actividad eléctrica manifiesta asociada a la estructura tormentosa que afectó al entorno de Aguilar durante unas horas.

A partir de las temperaturas de los topes nubosos en el canal IR 10.8 del Meteosat, y suponiendo estacionaria la convección, se observa un descenso acusado de esa temperatura, lo que indicaría un crecimiento fuerte de los topes de las nubes, seguido de un ascenso térmico de dichos topes lo que supondría decaimiento de la actividad a nivel del tope nuboso. No obstante a continuación probablemente se debió producir una intensificación de la convección, debida principalmente a que el primer núcleo convectivo generó descendencias de aire frío, una mesoalta y flujo divergente en superficie (*outflow*), generando una corriente de densidad que ocasionó un ascenso extra y desarrollos convectivos posteriores sobre la frontera (que pudo tener un origen puramente meteorológico u orográfico - meteorológico).

El aumento de los valores de las áreas con temperaturas inferiores a 226 y a 222 K, observado entre las 19:30 y las 20:15 UTC confirman un incremento del desarrollo del sistema en niveles medios-altos. El aumento posterior del área y el estancamiento del valor mínimo de temperaturas hace sospechar de un aumento de la actividad tormentosa sobre un mismo lugar. Se dispone por tanto de dos factores necesarios aunque no suficientes para la aparición de inundaciones repentinas: la duración y la intensificación del sistema. Otro rasgo que confiere peligrosidad se observaría en la imagen IR 10.8 del Meteosat hacia las 20:30 UTC coincidiendo con la mayor intensidad de precipitación en 10 minutos (23 mm). Se trata de una estructura en “U” que denota “severidad”.

Las precipitaciones y tormentas fueron producidas por un sistema convectivo multicelular de propagación retrógrada como parecen confirmar las imágenes del radar de Sevilla. La generación de células corriente arriba queda clara entre las 19:40 y 20:10 UTC. Las células convectivas fueron formándose detrás de las predecesoras y pasando por el mismo entorno produciendo grandes cantidades de precipitación. El tren de ecos que provocó precipitaciones tan intensas y copiosas se movió de tal manera que las precipitaciones convectivas de gran intensidad se prolongaron durante más de tres horas. El aspecto que se observó en el radar fue el de un área inmóvil de gran reflectividad, pero sin valores extraordinarios: la reflectividad media entre las 18:30 y 21:30 UTC fue de 55 dBZ y la máxima de 58,8 dBZ.

La organización de las células durante la mayor parte de su ciclo de vida se ajusta al esquema de Cotton (1990) de crecimiento de una tormenta multicelular en un ambiente en el que el viento en capas bajas es paralelo al viento en capas medias y altas. En el momento de mayores precipitaciones de Aguilar, el sistema precipitante parece agrandarse hacia el Este, siguiendo el esquema de crecimiento de una tormenta multicelular en un ambiente en el que el viento en capas bajas es perpendicular al viento en capas medias y altas.

El tercer máximo de 58,8 dBZ, con echotop de 8,8 km, se alcanzó a las 20:50 UTC, momento en que se recogieron en la estación meteorológica de la Laguna de Zoñar (Aguilar) 22 litros en 10 minutos y se observó la racha de viento más fuerte, 71 km/h del Noroeste, que pudo ser debida a una avalancha aérea húmeda, más que a una organización lineal y que también coincide con un mínimo del número de rayos detectado por la red de AEMET (entre 20:50 y 21 UTC). Se distinguen claramente tres células que son las que en ese momento componen el sistema multicelular.

VI.4.- Complejidad técnica del episodio

El episodio meteorológico de la estructura tormentosa de Aguilar puede ser calificado de muy complejo y extraordinario al interactuar elementos de diferentes escalas (semihemisférica, sinóptica, mesoescala y local) y concurrir diversos ingredientes y factores meteorológicos sobre la zona de Aguilar que hicieron que la convección fuera muy intensa, organizada y duradera en dicho entorno.

Modelos numéricos:

- En el corto plazo los modelos operativos HIRLAM y ECMWF, han previsto adecuadamente algunos de los elementos de escala sinóptica considerados relevantes en este caso, como la depresión aislada en 500 hPa y la presencia de masa de aire tropical en el sureste peninsular.
- Los factores de mesoescala considerados necesarios para el inicio, desarrollo y mantenimiento del proceso convectivo han sido previstos de manera aproximada (convergencia de vientos en superficie, existencia de humedad suficiente, índices de inestabilidad, adecuado perfil vertical de vientos, etc.).
- Tanto en el medio como en el corto plazo los modelos HIRLAM, ECMWF y HARMONIE (experimental) no han reproducido adecuadamente la precipitación en la zona de Aguilar, algo que cabía esperar entre otros motivos a la escala de la tormenta y la escala de los fenómenos meteorológicos que dichos modelos pueden resolver por su resolución espacial.

Teledetección:

- Los productos del *NWCSAF* no ofrecieron un especial valor añadido, debido principalmente a que la convección de Aguilar no alcanzó un gran desarrollo vertical (los ecotops apenas superaron los 10 km), lo que tuvo como consecuencia su infravaloración por las herramientas de dicho *NWCSAF*.
- El radar tuvo una mayor utilidad, sobre todo en combinación con los detectores de descargas eléctricas, tal y como presenta operativamente la herramienta *YRADAR* del *ATAP*. Especialmente destacable es la presencia de ecos muy persistentes en una misma zona. Aunque el hecho de que durante el episodio no funcionara el radar de Málaga y que la información disponible se limitara a la del de Sevilla, mucho más alejado, también supuso una limitación importante.

VII. BIBLIOGRAFÍA

- Augustine, J. A., and F. Caracena, 1994: Lower-tropospheric precursors to nocturnal MCS development over the central United States. *Wea. Forecasting*, 9, 116–135.
- Bosart, L. F., and F. H. Carr, 1978: A case study of excessive rainfall centered around Wellsville, New York, 20-21 June 1972. *Mon. Wea. Rev.*, 106, 348–362.
- Bosart, L. F., and G. M. Lackmann, 1995: Postlandfall tropical cyclone reintensification in a weakly baroclinic environment: A case study of Hurricane David (September 1979). *Mon. Wea. Rev.*, 123, 3268–3291.
- Brooks, H. E., and D. J. Stensrud, 2000: Climatology of heavy rain events in the United States from hourly precipitation observations. *Mon. Wea. Rev.*, 128, 1194–1201.
- Browning, K. A., A. J. Thorpe, A. Montani, D. Parsons, M. Griffiths, P. Panagi, and E. M. Dicks, 2000: Interactions of tropopause depressions with an ex-tropical cyclone and sensitivity of forecasts to analysis errors. *Mon. Wea. Rev.*, 128, 2734–2755.
- Browning, K. A. et al, 2007: The Convective Storm Initiation Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 88, 1939–1955.
- Caracena, F., R. A. Maddox, L. R. Hoxit, and C. F. Chappell, 1979: Mesoanalysis of the Big Thompson storm. *Mon. Wea. Rev.*, 107, 1–17.
- Chappell, C.F., 1986: Quasi-stationary convective events. *Mesoscale Meteorology and Forecasting*. AMS, 13, 289–298.
- Corfidi, S. F., J. H. Merrit and J. M. Fritsch, 1996: Predicting the movement of mesoscale convective complexes. *Weather Forecasting*, 11, 41-46.
- Corfidi, S. F., 1998: Forecasting MCS mode and motion. Preprints, 19th Conf. on Severe Local Storms, Minneapolis, MN, Amer. Meteor. Soc., 626–629.
- Cote, M. R., 2007: Predecessor rain events in advance of tropical cyclones. M.S. thesis, Department of Atmospheric and Environmental Sciences, University at Albany, State University of New York, 200 pp. [Accesible en http://cstar.cestm.albany.edu/CAP_Projects/Project10/index.htm].
- Cotton, W.R., 1990: Storms. Geophysical Science Series, Vol. 1. ASTeR Press, Fort Collins, CO, 158 pp.
- Davis, R. S., 2001: Flash Floods Forecast and Detection Methods. *Meteorological Monographs Vol 28, N° 50*, Chapter 12.
- Doswell III, C.A., 1993: Flash Flood-Producing Convective Storms. U.S.-Spain Workshop on Natural Hazards. Barcelona, Spain, 8-11 June 1993.
- Doswell III, C. A., Brooks, H. E., Maddox, R. A., 1996: Flash Flood Forecasting: An Ingredients-Based Methodology. *Weather and Forecasting*, 11 560-581.
- Einaudi et al., 1979: The Role of Gravity Waves in Tropospheric Processes. *Pure and Applied Geophysics*. Vol 117. Number 4. Pag. 627-663.
- Funk, T.: Heavy Convective Rainfall Forecasting: Parameters, Processes and Patterns. Scientific Training Documents at NWS Louisville.
- Galarneau Jr., T. J., L. F. Bosart, and R. S. Schumacher, 2010: Predecessor rain events ahead of tropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, 138, 3272–3297.
- García-Moya, J. A., Callado, A., Escribà, P., Santos C., Santos-Muñoz, D. and Simarro, J., 2011: Predictability of short-range forecasting: a multimodel approach. *Tellus A*, 63: 550–563.
- Hoskins, B.J., M.E. McIntyre, and A.W. Robertson, 1985: On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 111, 877-946.
- Junker, N. W., R. S. Schneider, and S. L. Fauver, 1999: A study of heavy rainfall events during the Great Midwest Flood of 1993. *Wea. Forecasting*, 14, 701–712.

- Knippertz, P., 2008: Tropical-Extratropical Interactions and their Influence on Clouds, Precipitation, Moisture Transports and Dust Emissions. Cumulative habilitation thesis. Institut für Physik der Atmosphäre Johannes Gutenberg-Universität Mainz.
- Knippertz, P., and H. Wernli, 2010: A Lagrangian climatology of tropical moisture exports to the Northern Hemispheric extratropics. *J. Climate*, 23, 987–1003.
- Linés, A., 1980: Posible incidencia de las Convergencias Intertropicales en el Mediterráneo Occidental. *Revista de la AME XI*, 99-108.
- Maddox, R. A., Lee R. Hoxit, Charles F. Chappell and Fernando Caracena, 1978: Comparison of Meteorological Aspects of the Big Thompson and Rapid City Flash Floods. *Mon. Wea. Rev.*, 106, 375-389.
- Maddox, R. A., C. F. Chappell, and L. R. Hoxit, 1979: Synoptic and meso- α -scale aspects of flash flood events. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 60, 115–123.
- Maddox, R.A., 1980: Mesoscale convective complexes. *Bulletin of the American Meteorological Society*, Vol.61, 1374-1387.
- Martín F., Elizaga F., Carretero O. y San Ambrosio I, 2007: Diagnóstico y predicción de la convección profunda. *Nota Técnica ATAP nº 35. AEMET*.
- Moncrieff, M.W. and Changai Liu, 1999: Convection Initiation by Density Currents: Role of convergence, Shear, and Dynamical Organization. *Mon. Wea. Rev.*, 127, 2455–2464.
- Moore, J. T., and G. E. Van Knowe, 1992: The effect of jet-streak curvature on kinematic fields. *Mon. Wea. Rev.*, 120, 2429-2441.
- Moore, J. T., Glass, F. H., Graves, C. E., Rochette, S. M., and Singer, M. J., 2003: The environment of warm-season elevated thunderstorms associated with heavy rainfall over the central United States. *Wea. Forecasting*, 18, 861–878.
- Moore, J. T. and Graves, C. E., 2005: Factors Affecting Mesoscale Convective System Propagation. Cooperative Institute for Precipitation Systems-COMET.
- OMM, 2011: Declaración de la OMM sobre el estado del clima mundial en 2010. OMM Nº 1074. ISBN 978-92-63-31074-3
- Orlanski, I., 1975: A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 56, 527-530.
- Parker, M. D., and R. H. Johnson, 2000: Organizational modes of midlatitude mesoscale convective systems. *Mon. Wea. Rev.*, 128, 3413-3436.
- Pontrelli, M. D., G. Bryan, and Fritsch J. M., 1999: The Madison County, Virginia, flash flood of 27 June 1995. *Wea. Forecasting*, 14, 384–404.
- Rodwell, M. J. and Hoskins, B. J., 2001: Subtropical anticyclones and summer monsoons. *J. Climate*, 14, 3192–3211
- Schumacher, R. S., and R. H. Johnson, 2005: Organization and environmental properties of extreme-rain-producing mesoscale convective systems. *Mon. Wea. Rev.*, 133, 961–976.
- Schumacher, Russ S., 2009: Mechanisms for Quasi-Stationary Behaviour in Simulated Heavy-Rain-Producing Convective Systems. *J. Atmos. Sci.*, 66, 1543-1568.
- Schumacher, R. S., and R. H. Johnson, 2006: Characteristics of U.S. extreme rain events during 1999–2003. *Wea. Forecasting*, 21, 69–85.
- Schumacher, R. S., Schultz, D. M., Knox, J. A., 2010: Convective snowbands downstream of the rocky mountains in an environment with conditional, dry symmetric and inertial instabilities. *Mon. Wea. Rev.*, 138, 4416–4438.
- Seity Y, Brousseau P., Malardel S., Hello G., Benard P., Bouttier F., Lac C., and Masson V., 2011: The AROME-France Convective-Scale Operational Model, *MWR*, 139, 976-991.
- Srock, A. F., and L. F. Bosart, 2009: Heavy precipitation associated with southern Appalachian cold-air damming and Carolina coastal frontogenesis in advance of weak landfalling Tropical Storm Marco (1990). *Mon. Wea. Rev.*, 137, 2448–2470.

Trier, S. B., and D. B. Parsons, 1993: Evolution of environmental conditions preceding the development of a nocturnal mesoscale convective complex. *Mon. Wea. Rev.*, 121, 1078–1098.

Trier, S. B., C. A. Davis, D. A. Ahijevych, M. L. Weisman, and G. H. Bryan, 2006: Mechanisms supporting long-lived episodes of propagating nocturnal convection within a 7-day WRF model simulation. *J. Atmos. Sci.*, 63, 2437–2461.

Uccellini, L. W. and D. R. Johnson, 1979: The coupling of upper and lower tropospheric jet streaks and implications for the development of severe convective storms. *Mon. Wea. Rev.*, 107, 682–703.

Weldon, R. B., and S. J. Holmes, 1991: Water vapor imagery interpretation and applications to weather analysis and forecasting., *Tech. Rep. NESDIS 57*, NOAA.

Wilson, J.W. and Roberts, R.D., 2006: Summary of Convective Storm Initiation and Evolution during IHOP: Observational and Modeling Perspective. *Monthly Weather Review*. Vol. 134 23-47

ANEXO A. ANTECEDENTES

A.1.- Introducción

Como se observa en los campos medios del día 16 en el nivel de 600 hPa, presentados en la Figura A.1.1, de humedad relativa y geopotencial (izquierda) y de anomalías de humedad relativa (derecha) del Reanálisis NCEP/NOAA, la situación estuvo caracterizada por una gran exportación de humedad tropical hacia el norte de África.

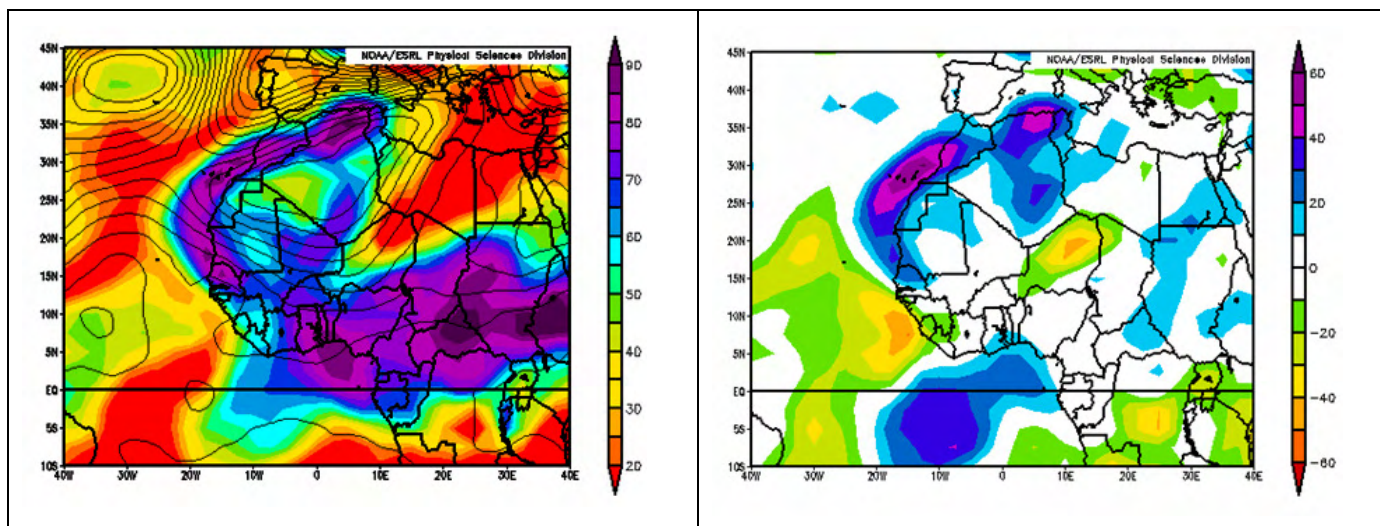


Figura A.1.1. Campos medios diarios del nivel de 600 hPa del día 16 de Reanálisis NCEP/NOAA. Izda: contorno de altura del geopotencial, y sombreado de humedad relativa media en %. Dcha: anomalía de humedad relativa en 600 hPa en %. Fuente: NOAA/ESRL

Como se puede deducir de la posición casi permanente del anticiclón subtropical de las Azores que induce circulaciones del norte en la península Ibérica en niveles bajos, y confirma la climatología del transporte de humedad de los trópicos a los extratropicos de Knippertz y Werli (2010), KW en adelante, las exportaciones notables de humedad tropical (EHT) que cruzan 35° N en las proximidades de la Península, son muy escasas. Lo normal es que las EHT que afecten a la Península provengan de incorporaciones a los ciclones extratropicos en la zona de la Corriente del Golfo, en el oeste de anticiclón de las Azores, y que en sus desplazamientos hacia el Este nos alcancen. En todas las estaciones del año el número de EHT disminuye en el Atlántico hacia el Este aunque en verano hay un máximo relativo débil sobre el Atlas entre 550 y 800 hPa (anticiclón de niveles medios norteafricano en verano). En niveles bajos de la troposfera el máximo anual entre 0° W y 10° W se da en invierno con el máximo entre 800 y 920 hPa.

KW estimaron, de la pérdida de vapor de agua en las trayectorias de las EHT, la contribución tropical a la precipitación extratropical. En algunas zonas de España, excepto en primavera, la contribución de la humedad tropical a la precipitación supera el 10%, que es el porcentaje mayor de Europa. En los meses de verano, JJA, este porcentaje alcanza buena parte de Andalucía, pero dada la escasez de precipitaciones en estos meses en esta región, la cantidad de precipitación media mensual por entradas tropicales es muy pequeña. Pero como el número de casos de EHT es también muy escaso, no se puede sacar una conclusión sobre la intensidad de estos fenómenos. Esta escasez de eventos puede ser causa de la falta de estudios de estas situaciones en España. Alberto Linés (1980) indicó la necesidad de profundizar en la influencia de masas africanas en el escenario mediterráneo, y apuntaba que hacia el 20 de agosto, una semana antes o después, suceden cosas importantes en la atmósfera. Por un lado, el agua del Mediterráneo posiblemente alcanza el valor más alto de temperatura y por otro lado, la zona de convergencias intertropicales, ZCIT, se mantiene a su máxima latitud Norte sobre África. (En esta región, la ZCIT parece seguir ajustadamente el ciclo solar de calentamiento en superficie, con un desfase de aproximadamente un mes). Linés apuntó la posibilidad de que la ZCIT alcanzara latitudes mucho mayores de las admitidas (20 °N) y que en casos aislados, pudiera localizarse en el Mediterráneo. Así, por diversos motivos, proponía denominarla "zona de convergencias supertropicales". En dicho mar, según Linés "...no habría inconveniente en suponer que pueden formarse perturbaciones similares de las ondas del Este. Este tipo de perturbaciones, que en raras ocasiones han sido observadas, se caracterizan por su orientación de N. a S., originan precipitaciones en cualquier hora del día, con casi independencia del ciclo diario convectivo, y son además muy tormentosas..."

La situación de Norteamérica es muy distinta. Sometida a los vientos del sur del anticiclón subtropical, es una de las zonas con mayor número de EHT, en particular la zona de las Grandes Llanuras entre las Montañas Rocosas y los Apalaches, donde en amplias zonas el 40 % de la precipitación, según KW, la originan las EHT en los meses cálidos en los que la precipitación es mucho más elevada que en verano en el sur de España. En USA por tanto los casos de inundaciones repentinas de verano por lluvias extremas son muy abundantes y los estudios de éstas son los que nos pueden servir de referencia.

A continuación se presentan modelos conceptuales de lluvias extremas que presentan cierta similitud con nuestro caso de estudio, que han sido elaboradas para USA y para el Norte de África.

A.2.- Referencias en USA

Las condiciones sinópticas y mesoescalares en las que se producen casos de lluvias extremas en USA en la estación cálida están bien documentadas (e.g., Maddox et al. 1979; Doswell et al. 1996; Brooks y Stensrud 2000; Schumacher y Johnson 2005, 2006).

Esquema típico general

Los eventos de lluvias extremas ocurren a menudo bajo la zona de entrada de un máximo de viento (chorro) en niveles altos, en su flanco hacia el ecuador donde hay un amplio forzamiento cuasi geostrófico para ascensos, que puede dar lugar a un entorno favorable de humedecimiento en capas profundas, así como desestabilización (e.g., Uccellini y Johnson 1979; Bosart y Lackmann 1995). En este entorno sinóptico favorable, ciertas características mesoescalares tales como zonas baroclina (e.g., Maddox et al. 1979; Junker et al. 1999; Moore et al. 2003; Schumacher y Johnson 2005, 2006) y barreras montañosas (e.g., Maddox et al. 1978; Caracena et al. 1979; Pontrelli et al. 1999) pueden actuar como mecanismos de focalización para ascensos vigorosos. En ambas circunstancias es frecuente la existencia de un chorro en niveles bajos que produzca una advección de aire cálido y húmedo hacia la región de gran precipitación. Condiciones muy favorables son las caracterizadas por un chorro en niveles bajos orientado perpendicularmente a una frontera en superficie que proporcione como resultado, gran advección cálida, convergencia de humedad y un fuerte ascenso asociado (e.g., Maddox et al. 1979; Augustine y Caracena 1994; Trier et al. 2006).

PRE

También ocurren grandes lluvias e inundaciones directamente derivadas del paso de un ciclón tropical, o de la interacción del vórtice del ciclón tropical con una zona baroclina o una barrera montañosas. Otros casos de precipitación extrema ligados a los ciclones tropicales son asociados a zonas PRE, que como se observa a continuación presentan una serie de características comunes a este caso de estudio.

Cote (2007) fue el primero que definió el término evento lluvioso predecesor (*Predecessor Rain Event*), PRE, para describir zonas de escala meso y subsinóptica de grandes lluvias que ocurren muy por delante de los ciclones tropicales (CT), que por tanto en temporada cálida recurvan sobre el tercio oriental de USA. Definió un PRE como una zona coherente de grandes lluvias, con intensidades que superan 100 mm en 24 h, situada hacia el polo y separada del escudo principal de lluvias del CT. Un aspecto importante de un PRE es la existencia de humedad tropical profunda, manifestada típicamente en forma de columnas con valores de agua precipitable total mayores que 50 mm, que originalmente estuvieron asociadas al CT y que fueron advectadas hacia el polo en la región del PRE. En el momento de su inicio los PRE se localizan 1000 km hacia el polo del CT en promedio. Por un lado los PRE estaban asociados al transporte curvado hacia el polo de humedad tropical profunda por delante de los CT, además ocurrían donde esta humedad profunda tropical alcanzaba una zona de ascenso forzado encima y al norte de una zona baroclina en niveles bajos situada bajo una zona de entrada de chorro en su lado ecuatorial.

Los PRE ocurren principalmente en agosto y septiembre. El análisis compuesto de estas situaciones muestra que a escala sinóptica, los PRE se forman en la zona hacia el ecuador de la entrada de un chorro en 200 hPa sobre el lado occidental de una dorsal de temperatura potencial equivalente en 925 hPa localizada al este de una vaguada en 700 hPa. En la mesoescala, los PRE ocurren en conjunción con forzamiento frontogenético en niveles bajos a lo largo de una zona baroclina donde se focalizan las lluvias más importantes (Figura A.2.1). El esquema también sugiere que la orografía puede actuar como mecanismo de focalización para grandes precipitaciones en regiones con flujo ladera arriba, como previamente documentaron Bosart y Carr (1978) y Srock y Bosart (2009).

En estos casos el chorro en niveles altos se intensifica al mismo tiempo que el gradiente de temperatura potencial en la tropopausa dinámica y en simultaneidad con frontogénesis en niveles altos (300 hPa). La intensificación del chorro ocurre en respuesta a un desplazamiento hacia el este de la vaguada en niveles altos y a una amplificación de la dorsal corriente abajo. El aumento correspondiente en el gradiente de PV en 250-200 hPa asociado a la vaguada y a la amplificación de la dorsal está probablemente también influenciado por la pluma de aire de baja PV que se movió desde el TC hasta el este del lugar de iniciación del PRE. Este resultado sugiere que la intensificación del chorro en niveles altos está probablemente influenciada tanto por la aproximación de una vaguada corriente arriba como por amplificación de la dorsal conducida diabáticamente, relacionada con el CT justo al este del lugar de iniciación del PRE.

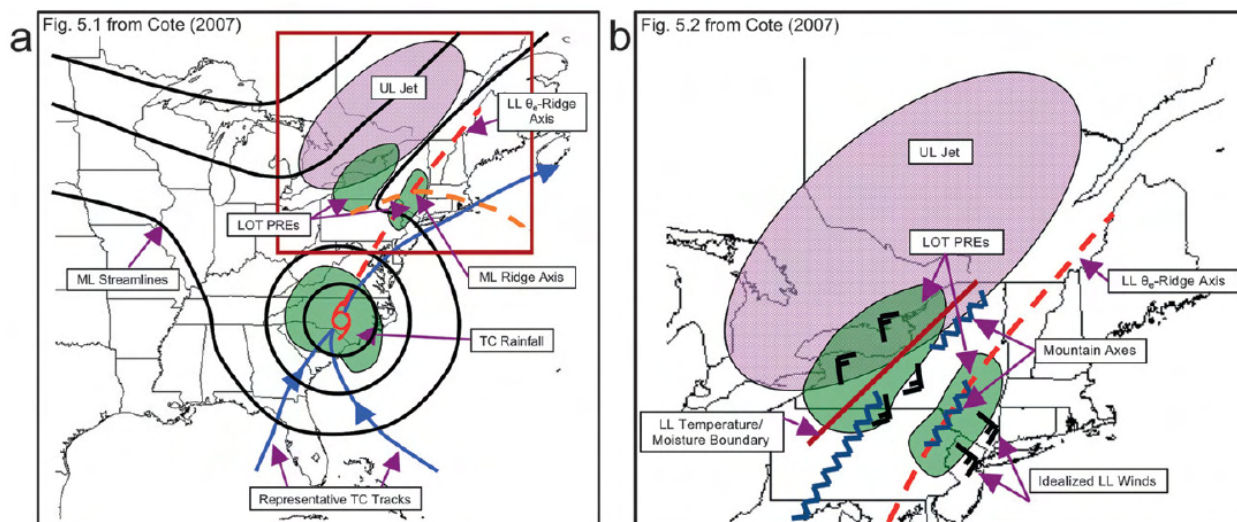


Figura A.2.1. (a) Modelo conceptual de la situación sinóptica asociada a los PRE adelantados a un Ciclón tropical (TC) que en su trayectoria dejan el PRE a la izquierda (LOT) del TC y dicha trayectoria es anticiclónica (AC), revisado y actualizado del de Bosart y Carr (1978). La posición del TC está indicada por el símbolo de ciclón tropical. Las trayectorias del TC representativas están marcadas por flechas continuas en azul. Las características en niveles bajos (LL) son representativas del nivel de 925 hPa, las de nivel medio (ML) son representativas de 700 hPa, y las de niveles altos (UL) son representativas de 200 hPa. (b) Ampliación de la zona del recuadro en (a) que indica el área del modelo conceptual mesoescalar. Referencia: Cote (2007).

A.3.- Referencias en el norte de África

Existen también semejanzas entre lo expuesto en el caso de estudio de este trabajo, y el esquema propuesto por Knippertz (2008) sobre precipitaciones extremas en el norte de África, en el cual aparecen los siguientes patrones:

- Vaguada que se extiende hasta latitudes bajas en el Este del Atlántico, promoviendo la interacción entre trópicos y extratropicos.
- Presencia de aire con gran contenido de agua precipitable en el NW de África, advechado por el flujo del sur del anticiclón en la troposfera media en el N de África y la vaguada.
- En las imágenes IR lo anterior se refleja en la nubosidad que se desplaza desde los trópicos hacia el polo cerca de la costa Atlántica africana.

Todo esto se presenta de manera esquematizada en la Figura A.3.1.

Se observa que la situación de Aguilar se adapta bastante al esquema de Knippertz en eventos de precipitación norteafricanos, incluida la zona de inestabilidad inercial en niveles altos, presente en la zona a las 18 del día 16 y a las 00 UTC del 17 de agosto de 2010.

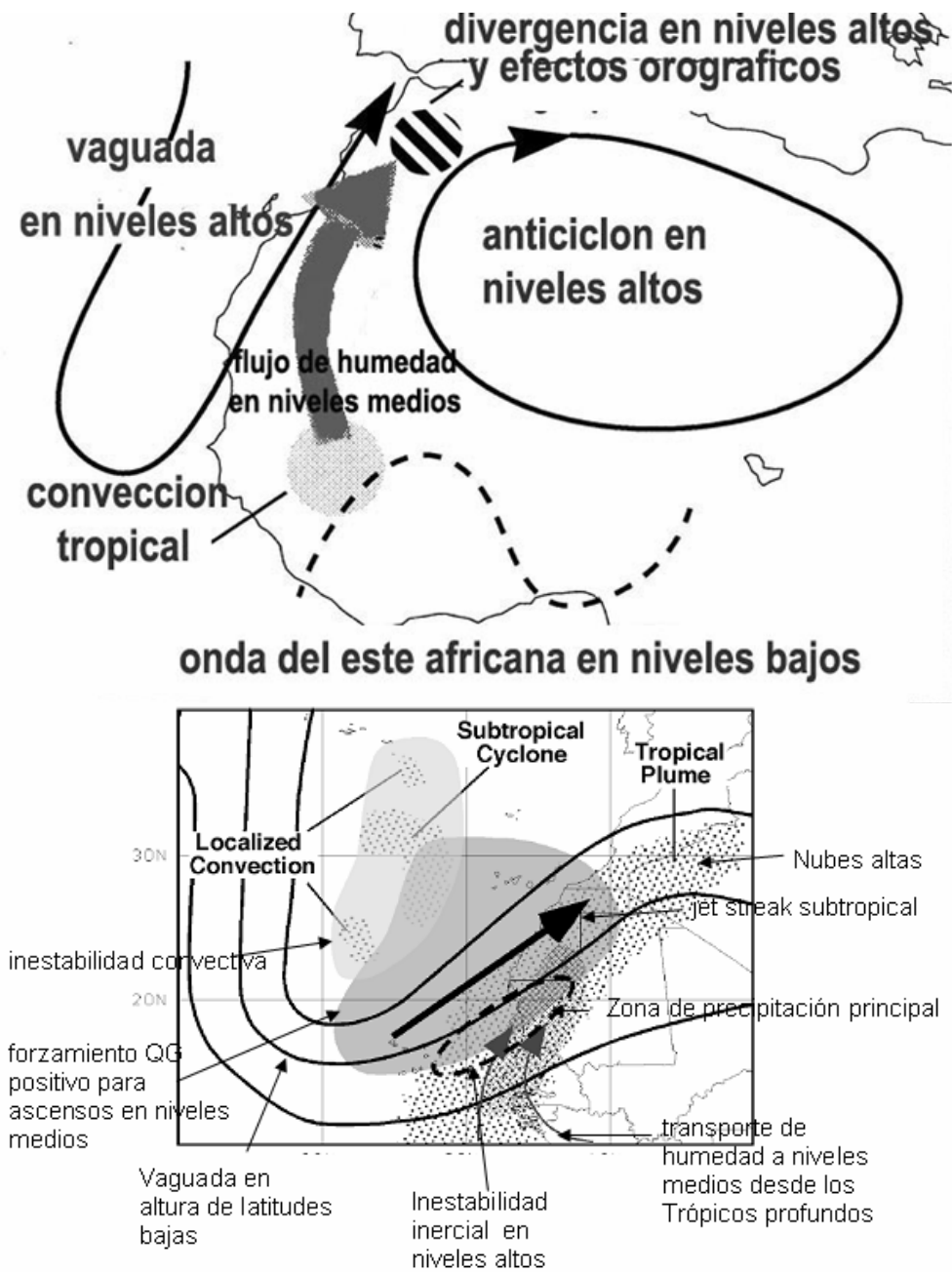


Figura A.3.1. Situación sinóptica durante eventos de precipitación en África del Noroeste conectada a plumas tropicales. (Knippertz, 2008).

A modo de resumen, podemos concluir que la situación sinóptica y a gran escala de los acontecimientos de Aguilar se adaptan bastante, tanto al que prevalece en los PRE de Norteamérica, como al esquema de Knippertz en eventos de precipitación norteafricanos. La principal diferencia con los PRE es que en los PRE el sistema meteorológico del que procede la humedad tropical es un ciclón tropical y en el caso de Aguilar el es una vaguada invertida de la Zona de Convergencia Intertropical, el mismo que actúa en el esquema de Knippertz. La diferencia con el esquema de Knippertz es la presencia de una ciclogénesis de niveles medios que desvía la trayectoria anticiclónica africana de la humedad tropical hacia la Península.

ANEXO B. LISTA DE ACRÓNIMOS

- ACON: Área favorable para posible aparición de fenomenología convectiva
- AEMET: Agencia Estatal de Meteorología
- AROME: Application of Research to Operations at Mesoscale
- ATAP: Área de Técnicas y Aplicaciones de Predicción
- CAPE: Convective Available Potential Energy. (CAPX: valor máximo. CAP3: hasta 3 km).
- CEA: Chorro del Este Africano
- CIMMS: Cooperative Institute for Meteorological Satellite Studies
- CIN: Convective Inhibition
- CIZ6: Cizalladura entre el viento medio en los primeros 500 m. y el viento medio en los primeros 6 Km
- CMA: Cloud Mask
- COMET: Cooperative Program for Operational Meteorology
- CONH: Convergencia de humedad
- CRR: Convective Rainfall Rate
- CT: Ciclón Tropical (y Cloud Type)
- DANA: Depresión Aislada en Niveles Altos
- dBZ: deciBelios Z (de Reflectividad)
- DIV: Divergencia
- ECA: Embolsamiento cálido en capas altas
- ECMWF (CEPMP, CEP): European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
- EHT: Exportación de Humedad Tropical
- EMA: Estación Meteorológica Automática
- EPS: Ensemble Prediction System
- ESRL: Earth System Research Laboratory
- ESTW: Estabilidad basada en el termómetro húmedo
- HAR: Hirlam de Alta Resolución
- HARMONIE: Hirlam Aladin Regional Meso-scale Operational NWP In Europe
- HBR: Hirlam de Baja Resolución
- HDFC: Herramienta de Diagnóstico de Fenómenos Convectivos
- HIRLAM: High Resolution Limited Area Model
- HR: Humedad Relativa
- IR: Infra-Red
- Kt: Knots (nudos)
- LI: Lifted Index
- LLJ: Low Level Jet
- MBE: MesoBeta-scale convective Elements
- McIDAS: Man computer Interactive Data Access System
- MSG: Meteosat of Second Generation
- NCEP: National Centers for Environmental Prediction
- NOAA: National Oceanic and Atmospheric Administration
- NWCSAF: Nowcasting Satellite Application Facilities
- OMM: Organización Meteorológica Mundial
- PC: Precipitating Clouds
- PFT: Parámetro Frontal Térmico
- PMSL: Pressure at Medium Sea Level
- PPCO: Precipitación Convectiva
- PPI: Plan Position Indicator
- PRE: Predecessor Rain Event
- PV (VP): Potencial Vorticity (Vorticidad Potencial)
- PW (TPW/LPW): Precipitable Water (Total/Layer)
- RDT: Rapid Development Thunderstorms
- SAF: Satellite Application Facilities
- SAIH: Stability Analysis Imagery
- SCM: Sistema Convectivo de Mesoescala
- SEVIRI: Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager
- SH: Showalter
- SREPS: Short Range Ensemble Prediction System
- SRH: Storm Relative Helicity (SRH2: hasta 2 km)
- THE: Temperatura potencial Equivalente
- THW: Temperatura potencial del termómetro húmedo
- TT: Total Totals
- TWAD: advección del termómetro húmedo
- UPV: Unidades de Vorticidad Potencial

- UTC (TCU): Coordinated Universal Time
- WINDEX (WINX): Wind Index
- WV: Water Vapour
- YRADAR (YRADARNA): Herramienta de diagnóstico de la convección a partir de datos radar (nacional).
- ZCIT: Zona de Convergencia Intertropical
- ZMAX: Reflectividad Máxima

ANEXO C. AGRADECIMIENTOS

Nuestro agradecimiento a Francisco Martín León por sus precisas sugerencias y comentarios técnicos.

Gracias a Javier Calvo, por las integraciones del modelo de mesoescala Harmonie, en preoperación en AEMET, usando las condiciones de contorno del modelo del centro Europeo de 16 km, sin realizar análisis.

Los datos de disponibilidad en la aplicación SEMA (Seguimiento de Estaciones Meteorológicas Automáticas) han sido facilitados por Guillermo Ballester y los relativos a estaciones automáticas por Pilar Aldana. A ambos se agradece su colaboración.