Tethys, 6, 83–103, 2009
Revista del tiempo y el clima del Mediterráneo occidental
www.tethys.cat
ISSN-1697-1523
eISSN-1139-3394
DOI:10.3369/tethys.2009.6.06

Revista editada por **ACAM**
(Associació Catalana de Meteorologia)

Estudio de la granizada del 17 de septiembre de 2007 en el Pla d'Urgell. Segunda parte: análisis meteorológico

N. Pineda[1], **M. Aran**[1], **A. Andres**[1], **M. Busto**[1], **C. Farnell**[1] **y M. Torà**[2]

[1]Servei Meteorològic de Catalunya, c/Berlín 38-46 08029 Barcelona
[2]Agrupació de Defensa Vegetal de les Terres de Ponent

Recibido: 12-III-2009 – Aceptado: 4-VIII-2009 – **Versión Traducida**

Correspondencia a: npineda@meteo.cat

Resumen

El 17 de septiembre de 2007 una fuerte granizada afectó a la comarca del Pla d'Urgell con pedriscos de más de 5 cm de diámetro y 81 granizómetros impactados, un hecho inusual teniendo en cuenta que las granizadas típicas de septiembre en la zona acostumbran a ser de pequeño diámetro y poca extensión (7 granizómetros afectados de media). La primera parte del estudio (Farnell et al., 2009) se ocupa de los efectos de la granizada en superficie, a partir de un extenso trabajo de campo y de los datos obtenidos de los granizómetros presentes en la zona. En esta segunda parte del estudio de la granizada, se analiza el episodio desde el punto de vista sinóptico y a través de las observaciones registradas con las distintas herramientas de que dispone el Servei Meteorològic de Catalunya: imágenes Meteosat, datos de la red de radares y registros de rayos obtenidos con la red de detección de descargas eléctricas atmosféricas. A nivel sinóptico, cabe destacar que el episodio se dio en unas condiciones favorables a la generación de granizo/pedrisco en la zona, con la presencia de una extensa vaguada a niveles altos asociada a una baja en Escandinavia. El análisis de las imágenes Meteosat indica que el núcleo de la tormenta que produjo la granizada formaba parte de un sistema convectivo de mesoescala. Originado en el centro de la Península Ibérica, éste se desplazó en sentido NE, que afectaron a Cataluña por la tarde y desplazándose posteriormente hacia el sur de Francia, donde también dejó fuertes granizadas. El estudio de los datos radar permite constatar la presencia de una organización de la tormenta en forma de gancho en el momento de la granizada. A pesar de esto, esta tormenta no puede definirse como supercélula (no se detecta mesociclón). Por otro lado, también se observa que los máximos desarrollos verticales se dieron en la zona donde se detectaron los pedriscos de mayor tamaño. Del seguimiento de la actividad eléctrica atmosférica del episodio, destacan las altas frecuencias de rayos generadas por la tormenta. Estos resultados refuerzan las conclusiones del análisis de imágenes Meteosat y radar sobre el carácter severo de la tormenta.

Palabras clave: granizada, inhibición, convectivo, V-notch, rayos

1 Introducción

El estudio de las tormentas con granizo y/o pedrisco es complejo puesto que el fenómeno debe analizarse a diferentes escalas de trabajo, desde la sinóptica hasta la local. Mientras que el meteoro afecta a una superficie muy reducida en un corto espacio de tiempo, la tormenta que lo genera tiene un ciclo de vida y una extensión de un orden de magnitud superior. Al mismo tiempo, esta tormenta acostumbra a formar parte de un sistema convectivo bien organizado, de dimensiones mesoescalares.

El tramo final del valle del Ebro es una de las más afectadas por granizadas de la Península Ibérica (Sánchez et al., 2003) y ha sido objeto de numerosos estudios relacionados con este meteoro (p.e. Pascual, 2002; Tudurí et al., 2003; Ceperuelo et al., 2006; Aran et al., 2007). A escala sinóptica,

2009 Autor(es). Este trabajo tiene licencia "Creative Commons".

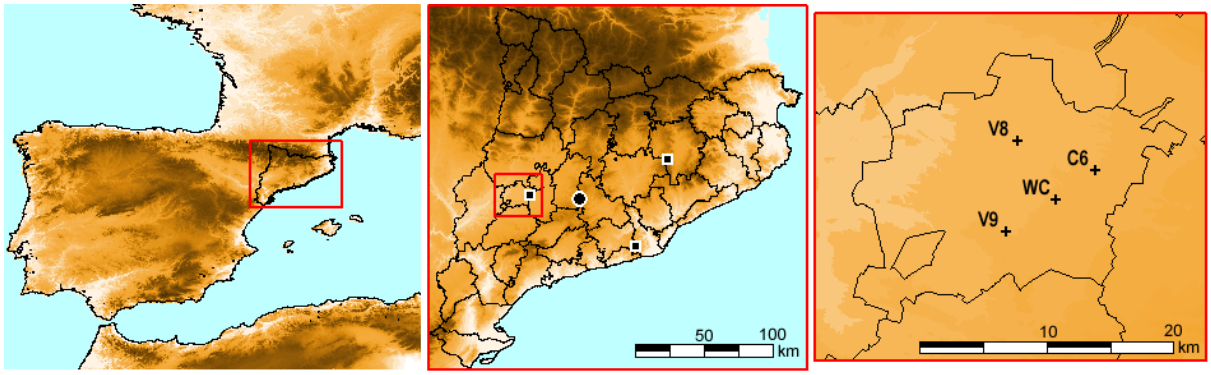

Figura 1. (a) (izquierda) Zona de interés en el marco de la Península Ibérica. (b) (derecha) Zona de interés en el marco de Cataluña. Radar de La Panadella (Círculo) y detectores de la *Xarxa de Detecció de Descàrregues Elèctriques* (Red de Detección de Descargas Eléctricas) (cuadrados). (c) Comarca del Pla d'Urgell con las EMA analizadas en la comarca: El Poal (V8), Castellnou de Seana (C6), Golmés (WC) y Miralcamp (V9).

el desarrollo convectivo en la región viene favorecido por la liberación de la inestabilidad latente debido al fuerte calentamiento del suelo (Font, 1983). Sin embargo, estudios más recientes basados en simulaciones numéricas (p.e. Ramis et al., 1999; Tudurí et al., 2003; García-Ortega et al., 2007) ponen de manifiesto la importancia que tiene la presencia de una baja mesoescalar de origen térmico en el desarrollo de granizadas en el valle del Ebro.

Este estudio tiene por objetivo el análisis meteorológico a distintas escalas del episodio de la granizada del día 17 de septiembre de 2007, el más fuerte desde 1990 según los datos recogidos en la zona. Las comarcas afectadas fueron el Segrià, Pla d'Urgell, Urgell y la Noguera. El estudio se centra en la comarca del Pla d'Urgell, afectada prácticamente en toda su extensión, donde se dispone de un conjunto importante de observaciones en superficie. El análisis de estos datos se presenta en la primera parte de este estudio (Farnell et al., 2009) y es de gran utilidad a la hora de interpretar los datos obtenidos con herramientas de teledetección. En esta segunda parte del estudio, después de presentar los datos utilizados, se estudian el entorno sinóptico y las condiciones de inestabilidad a través de datos de radiosondeo. Seguidamente, a nivel mesoescalar, se analiza la frontera térmica y el paso del frente utilizando registros de estaciones meteorológicas automáticas, y después se estudia el sistema convectivo de mesoescala con la ayuda de imágenes obtenidas por el satélite Meteosat. Seguidamente, se analiza la estructura interna de la tormenta y su ciclo de vida, a partir de observaciones radar y registros de rayos. Finalmente, se presentan las conclusiones del estudio.

2 Datos

Los datos disponibles para el presente estudio provienen básicamente de los sistemas de observación meteorológica de que dispone el *Servei Meteorològic de Catalunya* (SMC). Las imágenes de satélite utilizadas corresponden a los canales del vapor de agua (6.2 μm) y del infrarrojo térmico (10.8 μm) del Meteosat-9 (M-9). Los datos de radar provienen del radar de La Panadella (N 41°36'06"; E 1°24'10"; Alt: 825 m) del SMC, situado aproximadamente a 50 km al este de la zona de estudio (Figura 1). El conjunto de radares que forman la Red de Radares Meteorológicos (XRAD) del SMC operan en banda C (5.600 a 5.650 MHz) y son de tipo Doppler. Bech et al. (2004) detallan las particularidades de la XRAD. Los datos de los rayos son de la Red de Detección de Descargas Eléctricas atmosféricas (XDDE) del SMC, que se compone de tres detectores SAFIR (Richard y Lojou, 1996) (Figura 1). Este sistema de detección de rayos tiene la particularidad de detectar tanto rayos nube-nube (NN) como nube-tierra (NT), ya que las estaciones de detección combinan un sensor de muy alta frecuencia (VHF, 108-120 MHz) que detecta los NN, con un sensor de baja frecuencia (LF, entre 300 Hz y 3 MHz) que permite discriminar las descargas detectadas que corresponden a rayos nube-tierra (NT), así como medir ciertas características eléctricas (polaridad, corriente de pico, etc.). Pueden encontrarse más detalles de la XDDE en Pineda y Montanyà (2009).

Por otro lado se han utilizado datos del radiosondeo del SMC, que se lanza en Barcelona (N 41°37'12"; E 2°12'00"; Alt: 96 m) a las 00 y 12 T.U., y adicionalmente se utilizaron datos del radiosondeo de Murcia (N 38°00'00"; W 4°10'12"; Alt: 62 m) de la Agencia Estatal de Meteorología; el radiosondeo de Zaragoza no estaba disponible. También se incluyen en el estudio mapas derivados de las 163 estaciones meteorológicas automáticas (EMA) del SMC, así como las evoluciones temporales de los registros de cuatro EMA situadas en el Pla d'Urgell.

3 Análisis del entorno sinóptico

Una depresión ubicada en la mitad norte de la Península Ibérica fue el desencadenante de la formación de tormentas severas en Cataluña a primera hora de la tarde del

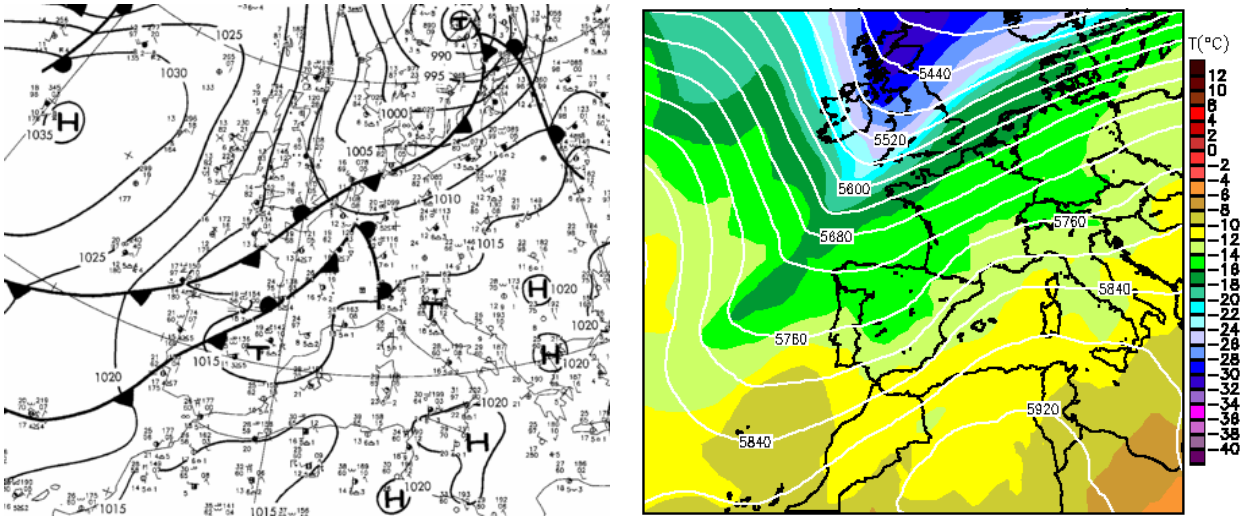

Figura 2. (a) (izquierda) Reanálisis de la presión en superficie y (b) (derecha) análisis del geopotencial y temperatura a 500 hPa a las 12 T.U. del 17/09/2007 del modelo Global del Deutscher Wetterdienst.

Tabla 1. Datos del radiosondeo Barcelona del día 17/09/2007 desde las 00 T.U. hasta las 00 T.U. del día 18/09/2007. Temperatura (T) y punto de rocío (T_d) para 300, 500, 700, 850 y 925 hPa y dirección y velocidad del viento a 300 hPa.

Nivel	Variable	17/09/2007 00 T.U.	17/09/2007 12 T.U.	18/09/2007 00 T.U.
300 hPa	T (°C)	-41.5	-41.7	-41.5
	Vent Dir. (°)	240	230	265
	Vel. (kts)	34	48	53
500 hPa	T (°C)	-12.1	-13.5	-13.7
700 hPa	T (°C)	5.8	8.4	3.2
	T_d (°C)	-2.2	-19.6	2.2
850 hPa	T (°C)	17.4	17.0	16.4
	T_d (°C)	3.4	9.0	6.4
925 hPa	T (°C)	19.0	17.4	19.2
	T_d (°C)	13.0	16.9	15.7

día 17/09/2007 (Figura 2a). A 500 hPa se observa una vaguada que se extiende desde el mar del Norte hasta Galicia (Figura 2b). Con el fin de analizar con más detalle las principales configuraciones sinópticas y los flujos generales en la zona de interés, se utilizaron las imágenes del canal del vapor de agua del M-9 de las 00 T.U. y de las 12 T.U. del día en cuestión. En la primera imagen (Figura 3a) se observa una baja secundaria en el norte de Portugal con unos máximos relativos de viento de componente sur en su sector oriental. La dorsal dinámica se sitúa más al este, cerca del litoral mediterráneo y orientada de NO-SE. A las 12 T.U. (Figura 3b) esta baja relativa se encuentra al norte en la Península Ibérica y continúa su desplazamiento hacia Cataluña. La nueva situación y orientación de los máximos de viento generan una zona de difluencia al norte de Navarra y Aragón, donde ya se observan núcleos convectivos con un notable desarrollo vertical (señal redondeada y de blanco más brillante en las imágenes del canal de vapor de agua, Figura 3). La dorsal, desplazada más hacia el este, se refuerza y se adentra hasta el sur de Francia. Esta configuración sinóptica y su evolución es similar a la observada en otros episodios de granizo afectando a la zona del Pla de Lleida (Tudurí et al., 2003; Ceperuelo et al., 2006; Aran et al., 2007). La presencia de una vaguada a niveles altos asociada a una baja en el norte de la Península Ibérica es una situación que se repite en las situaciones de granizo en Lleida en más del 38% de días según la climatología realizada por Pascual (2002) en el período 1995-1999.

Con el reanálisis a 500 hPa a las 12 T.U. (no se muestra) se detecta el núcleo frío de la baja secundaria con -16°C en Madrid. Del reanálisis de 925, 850 y 700 hPa (sólo se muestra el campo térmico de 700 hPa, Figura 4) se desprende que la masa de aire en el litoral mediterráneo era húmeda por debajo de 700 hPa. Los radiosondeos del litoral mediterráneo revelan que en este estrato el contenido de masa de agua precipitable llegaba hasta valores cercanos al 70% del total. Por

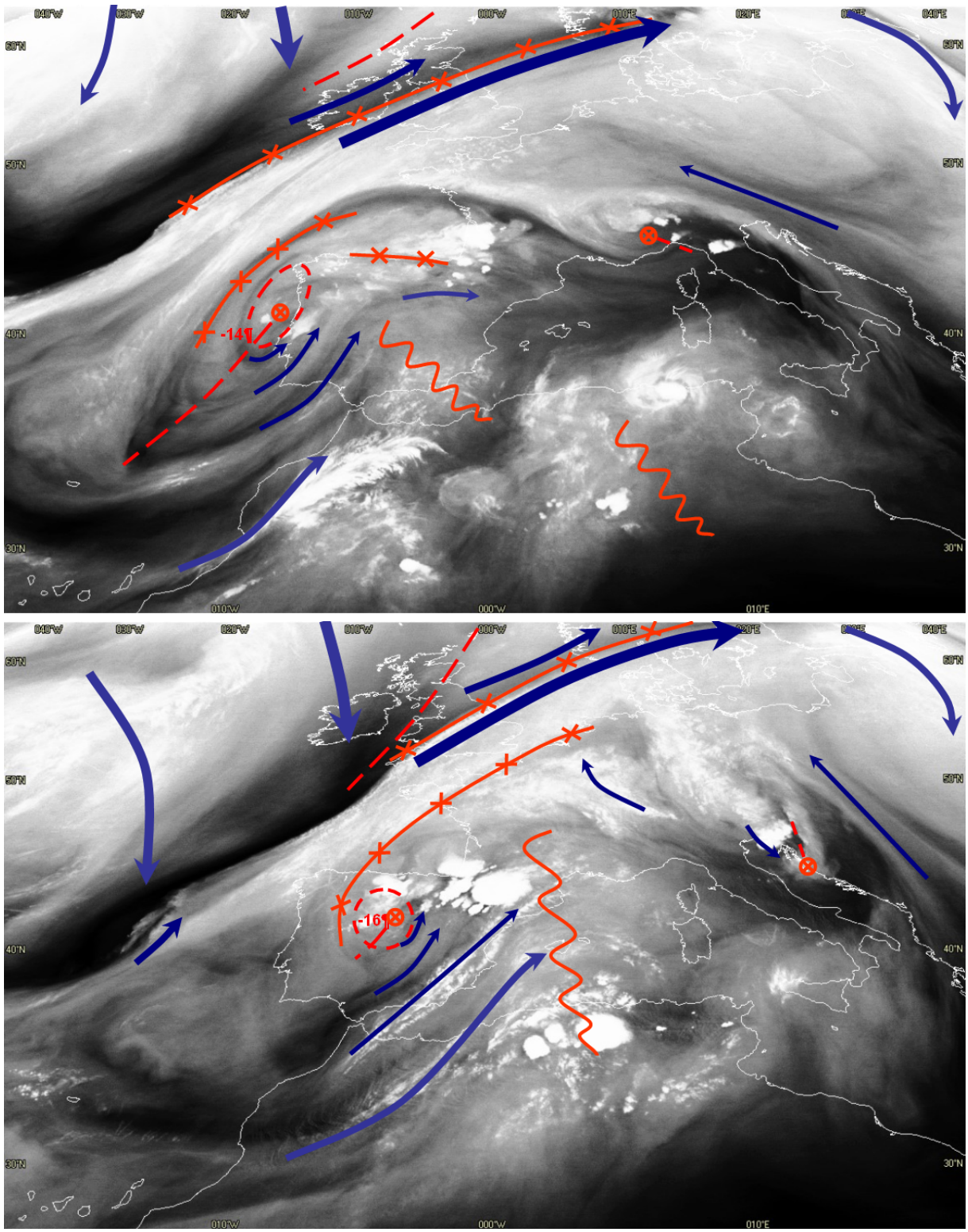

Figura 3. Análisis de la imagen del canal de vapor de agua del satélite M-9 (a) a las 00 T.U. y (b) a las 12 T.U. del 17/09/2007. Símbolos: núcleo frío (círculo), centro de rotación (cruz con círculo), eje de la vaguada (línea discontinua), dorsal (línea serpenteante), zona de deformación (línea con cruces), máxima de viento (flechas).

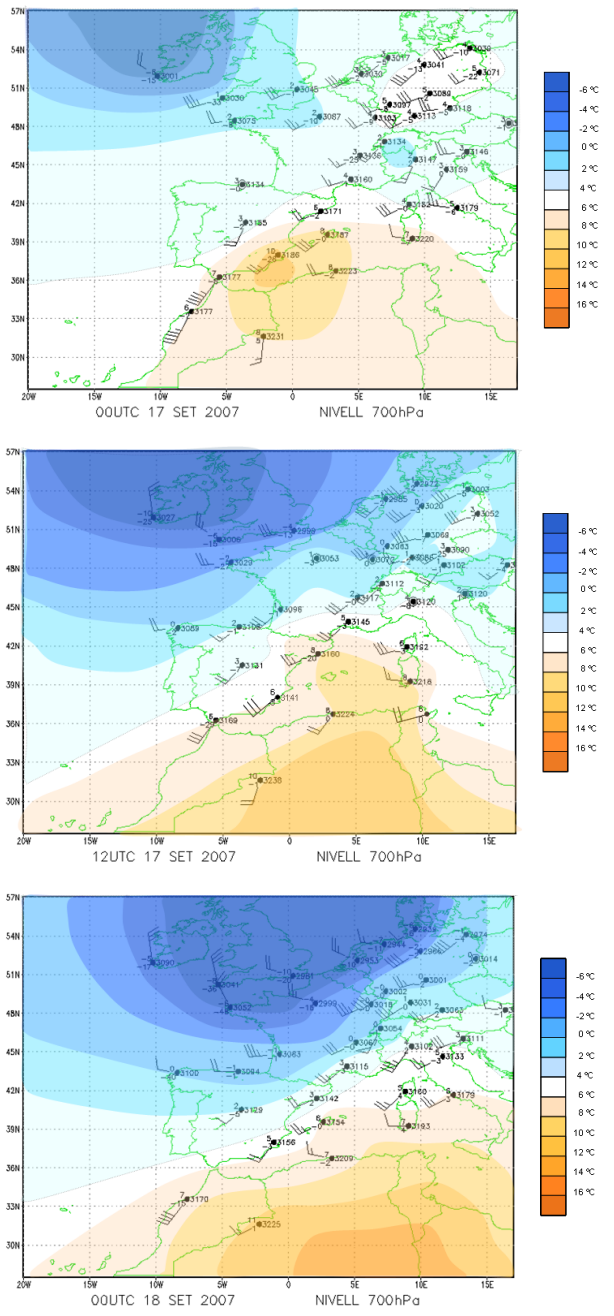

Figura 4. Reanálisis de la temperatura (°C) en el nivel de 700 hPa (a) (arriba) 17/09/2007 a las 00 T.U. (b) (en medio) 17/09/2007 a las 12 T.U. (c) (abajo) 18/09/2007 a las 00 T.U..

encima de este nivel, delimitado por una inversión térmica, había un estrato mucho más seco: en Murcia, el punto de rocío era de -28.4°C con un 5% de humedad relativa y en Barcelona había una temperatura de -19.6°C con un 12% de humedad relativa (Figura 5). La Tabla 1 muestra la evolución temporal de la temperatura (T) y del punto de rocío (T_d) en Barcelona para distintos niveles. Destaca la presencia de una masa más húmeda en el nivel de 925 hPa con valores de depresión del punto de rocío de 0.5°C a mediodía. En el análisis de este nivel (no se muestra) se veía cómo había un aumento progresivo de la humedad desde el SE peninsular hasta el NE. La subsidencia asociada a la dorsal y, posiblemente, la contribución de la advección cálida de viento por el sureste determinaron las características de esta masa de aire. Según los datos de los radiosondeos, la masa de aire en Barcelona a las 12 T.U. era de características similares a las que había en Murcia doce horas antes, tal como puede verse en la Figura 5. En doce horas la dorsal se trasladó de Murcia a Barcelona (Figuras 2 y 3). La inversión de subsidencia que se formó en Barcelona a las 12 T.U., aunque no era muy fuerte, fue suficiente para inhibir la convección. Además, la presencia de este estrato más seco y frío por encima de la masa húmeda y cálida favoreció un incremento de la inestabilidad potencial.

Para analizar las condiciones de inestabilidad en la zona de Lleida se utilizaron algunos índices obtenidos de los datos del radiosondeo de Barcelona. En este tipo de situación sinóptica, en la que hay una advección del sureste en toda la franja del litoral mediterráneo, puede hacerse la hipótesis de similitud entre la masa de aire en la zona de Lleida y la de Barcelona (Aran et al., 2007). Un primer índice analizado para evaluar si se podía romper la inversión fue la energía convectiva asociada a la inhibición (CIN) que era de -153 J kg^{-1}, lo suficientemente elevada como para impedir la convección generalizada pero no tanto como para poder romper la inhibición y favorecer la convección local (Davies, 2004). Otro índice que se utiliza para medir la inhibición debido a la inversión es el *Lid Strength Index* (LSI) (Graziano y Carlson, 1987). Estos autores observaron que en situaciones de fuerte convección el LSI presentaba valores de entre 1 y 2 K, alcanzando en algunos casos valores de hasta 3 K. En cambio, valores de LSI por debajo de 1 K corresponden a situaciones en las que no hay inhibición, mientras que por encima de 3 K se inhibe totalmente la convección. En Barcelona el LSI a las 12 T.U. era de 3.1 K, por lo tanto era posible que se iniciara la convección en lugares donde no hubiera suficiente forzamiento. De hecho, sólo cuando la baja se situó al oeste de Cataluña hubo un forzamiento adicional para iniciar la convección junto con otros mecanismos como el calentamiento diurno y el frente de rachas propio de los núcleos convectivos con precipitación de intensidad moderada a fuerte.

Entre los índices más utilizados para analizar la convección está el *Lifted Index* (LI), el Total de Totales (TT) y la Energía Potencial Convectiva Disponible (CAPE, siglas del inglés). En este episodio, la CAPE, una estimación de la energía potencial disponible para el desarrollo de la convección, era de 1571 J kg^{-1} parecido a los obtenidos en otros episodios de granizo analizados en la zona de Lleida (Tudurí et al., 2003; Ceperuelo et al., 2006; Aran et al., 2007). El LI también tenía unos valores altos de -5.4°C así como el TT, con valores de 51.1°C. La diferencia de temperatura entre 500 y 850 hPa era de 30.5°C, hecho que también favorecía la convección.

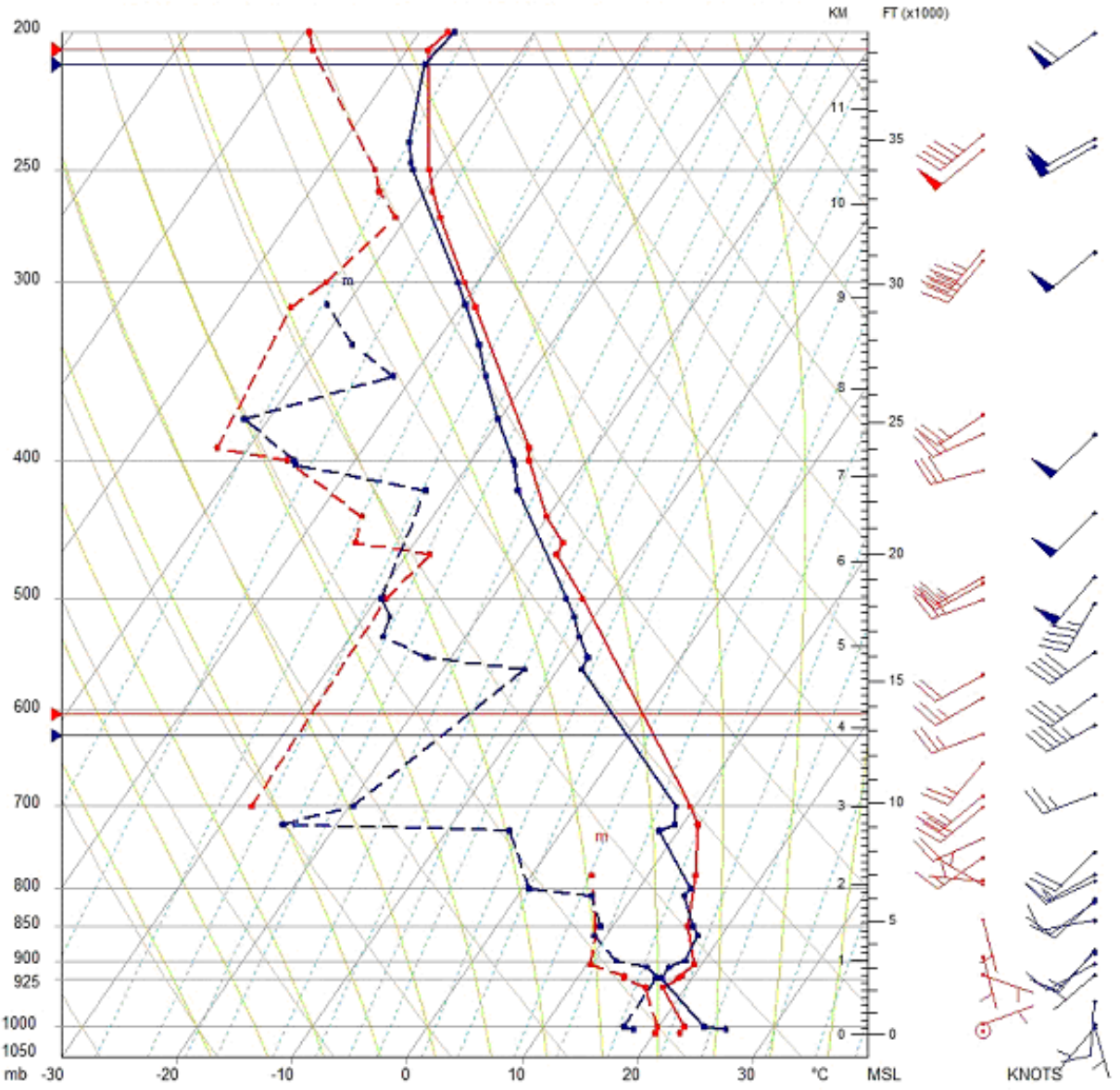

Figura 5. Comparativa de los radiosondeos de Murcia del 17/09/2007 a las 00 T.U. (rojo) y de Barcelona del 17/09/2007 a las 12 T.U. (azul).

Así pues, en este día, en los alrededores de Barcelona sólo hubo núcleos de precipitación débil a última hora de la tarde. La inhibición que había a 700 hPa se rompió por poniente a partir de las 13 T.U. favoreciendo la convección localizada y de gran desarrollo vertical. Las tormentas se organizaron a lo largo de una línea en la zona prefrontal y se desplazaron hacia el NE. En las últimas horas del día el frente acabó de pasar, la masa más cálida se desplazó hacia el Mediterráneo (Figura 4) y la convección se disipó en toda la Península Ibérica.

Para determinar el tipo de precipitación hay que analizar el perfil vertical de temperatura y de la temperatura del termómetro húmedo. La isoterma de 0°C (isocero) del termómetro húmedo a las 12 T.U. estaba a 2888 m, un valor crítico puesto que por debajo de 2 km es poco probable que haya convección ya que el estrato es demasiado frío (Holleman, 2001). Cuando la isocero es muy alta (por encima de 3000 m) el pedrisco hace un recorrido muy largo antes de llegar a la superficie, durante el cual va deshaciéndose y perdiendo diámetro. Ahora bien, según los datos del radiosondeo de Barcelona, la cima de la nube se encontraba cerca de los 13 km (con el radar se han observado valores de hasta 15 km en la zona del Pla d'Urgell), por lo tanto, dentro de la nube los núcleos de hielo estaban dentro de corrientes ascendentes en unos 12 km. Estas corrientes permitieron al núcleo del granizo ir creciendo, ya sea por choque con otros núcleos

Figura 6. Granizo y pedrisco observado en varios puntos del área de estudio. Fotos cortesía de Xavier Coll y Francesc Farnell.

o por captación de humedad del entorno. Estas condiciones propensas a grandes crecimientos de los núcleos de granizo, se constataron en superficie con la observación de pedriscos de hasta 5 cm (Figura 6).

4 Análisis mesoescalar

4.1 Frontera térmica y paso del frente

Además del forzamiento sinóptico debido al paso de un sistema frontal (Bluestein, 1986), la interacción de un núcleo convectivo con una frontera térmica, ya sea en sector cálido del sistema frontal o debido al frente de racha generado por la propia precipitación, puede favorecer en algunos casos una intensificación de la convección dentro del sistema convectivo (Atkins et al., 1999; Corfidi, 2003). Para situar las fronteras térmicas en Cataluña se utilizó la distribución espacial de la irradiancia solar (Figura 7), y de la temperatura (Figura 8) registradas en las EMAs. En esos días del mes de septiembre la irradiancia solar se caracterizaba por unos valores elevados por encima de la media de los valores máximos normales de los últimos 10 años (en la estación de Castellnou de Seana se registraron 826 W m^{-2} frente a los 689 W m^{-2} de promedio). El día de la granizada el calentamiento diurno en la zona del llano de Lleida fue elevado presentando un núcleo cálido sobre la zona del Pla d'Urgell (30°C). A las 14 T.U. la descarga de aire frío debido a la precipitación de los núcleos convectivos (la caída de temperatura fue de unos 10°C en 2 horas en todas las estaciones de la comarca) y el enfriamiento por el aumento de nubosidad acentuaron el gradiente térmico en esa zona (Figura 8) alcanzando valores de 10°C en 40 km (desde la frontera entre Aragón y el Segrià y el Pla d'Urgell). En ese momento se produce una intensificación del sistema convectivo en la comarca del Pla d'Urgell. Las intensidades de precipitación más elevadas en Cataluña tuvieron lugar en esta comarca entre las 15 y las 15:30 T.U., en este intervalo se registraron 24.7 mm en El Poal, 19.6 mm en Golmés y 11.4 mm en Miralcamp.

Para detectar el paso del frente, se analizó la evolución temporal de la temperatura en las estaciones del Pla d'Urgell de los días 16, 17 y 18 de septiembre, antes y después del día de la granizada. La evolución temporal en las estaciones del Pla d'Urgell muestra el enfriamiento debido a las corrientes descendientes de la precipitación, así como el paso posterior del frente frío. También se detectó un cam-

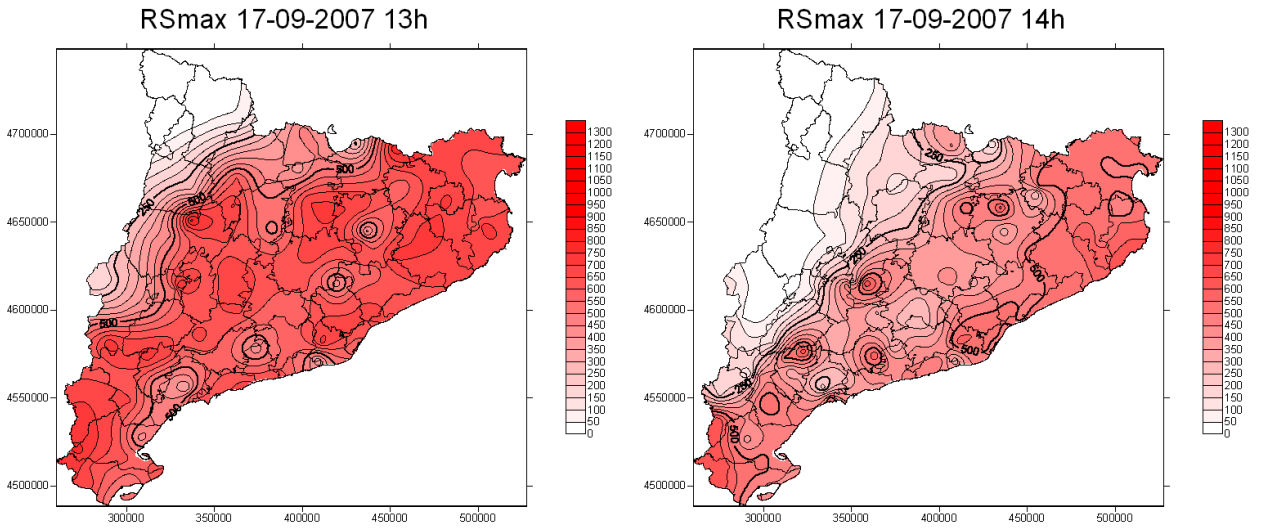

Figura 7. Mapas de irradiancia solar (en W m^{-2}) del 17/09/2007 a las (a) (izquierda) 13 T.U. y (b) (derecha) 14 T.U., obtenidos con las EMA.

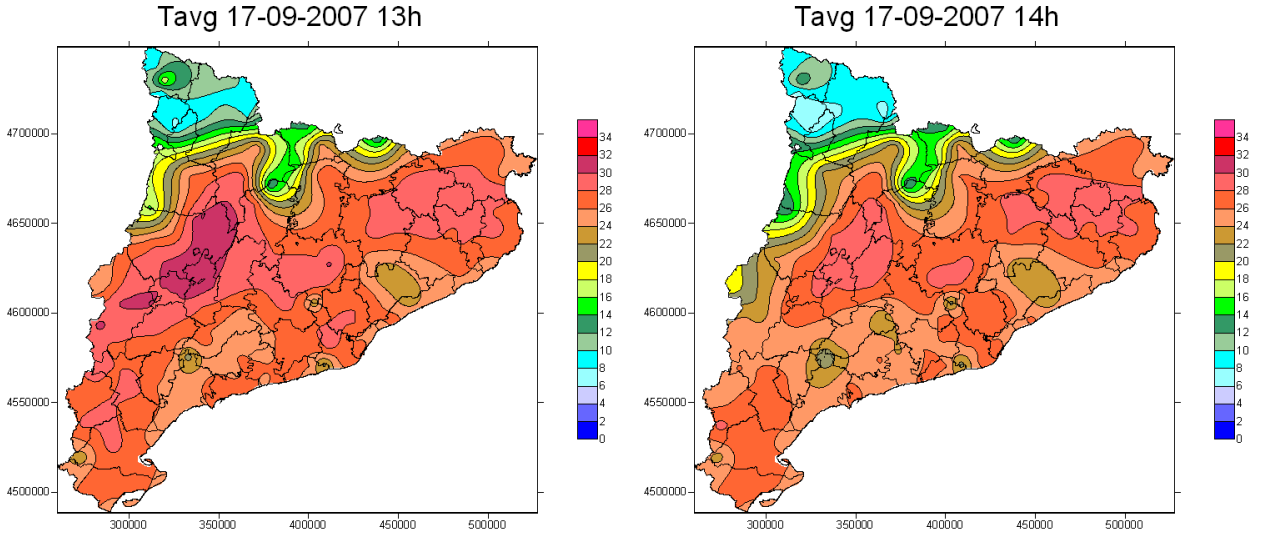

Figura 8. Mapas de temperatura (en °C) del 17/09/2007 a las (a) (izquierda) 13 T.U. y (b) (derecha) 14 T.U., obtenidos con las EMA.

bio de masa de aire. El día 18 las temperaturas fueron inferiores a pesar de que la irradiancia solar fue similar a la de los días anteriores. En el análisis de la evolución de la dirección del viento se ve el paso del frente. Horas antes de la granizada hubo un viento sostenido de componente este en general, llegando a valores moderados de intensidad (Castellnou de Seana, 5.9 m s^{-1} a las 14:30 T.U., Figura 9). Las rachas máximas también fueron moderadas (entre 8.3 y 15.6 m s^{-1}) y se produjeron cerca de las 15 T.U.. Una vez pasada la tormenta, la dirección del viento giró al oeste. Finalmente, respecto a la presión atmosférica, ésta descendió de manera gradual desde el día 16 hasta las 14:30 T.U. del día 17, el momento de la granizada. En la estación de Castellnou de Seana disminuyó 6 hPa entre las 9 y las 14 T.U. (Figura 9). Posteriormente, la presión aumentó gradualmente.

4.2 Sistema convectivo de mesoescala

En este apartado se presentan los resultados del análisis de las imágenes del canal del infrarrojo térmico (IT) del M-9 en el seguimiento de los núcleos convectivos que afectaron a la zona de estudio y se estudia si formaban parte de un sistema convectivo de mesoescala (SCM). Se trabajó con dos umbrales de temperatura de brillo de la cima de las nubes, concretamente -32°C (TB-32) para definir los contornos del SCM (Maddox, 1980; Maddox et al., 1986) y -52°C (TB-52) para definir la zona convectiva del

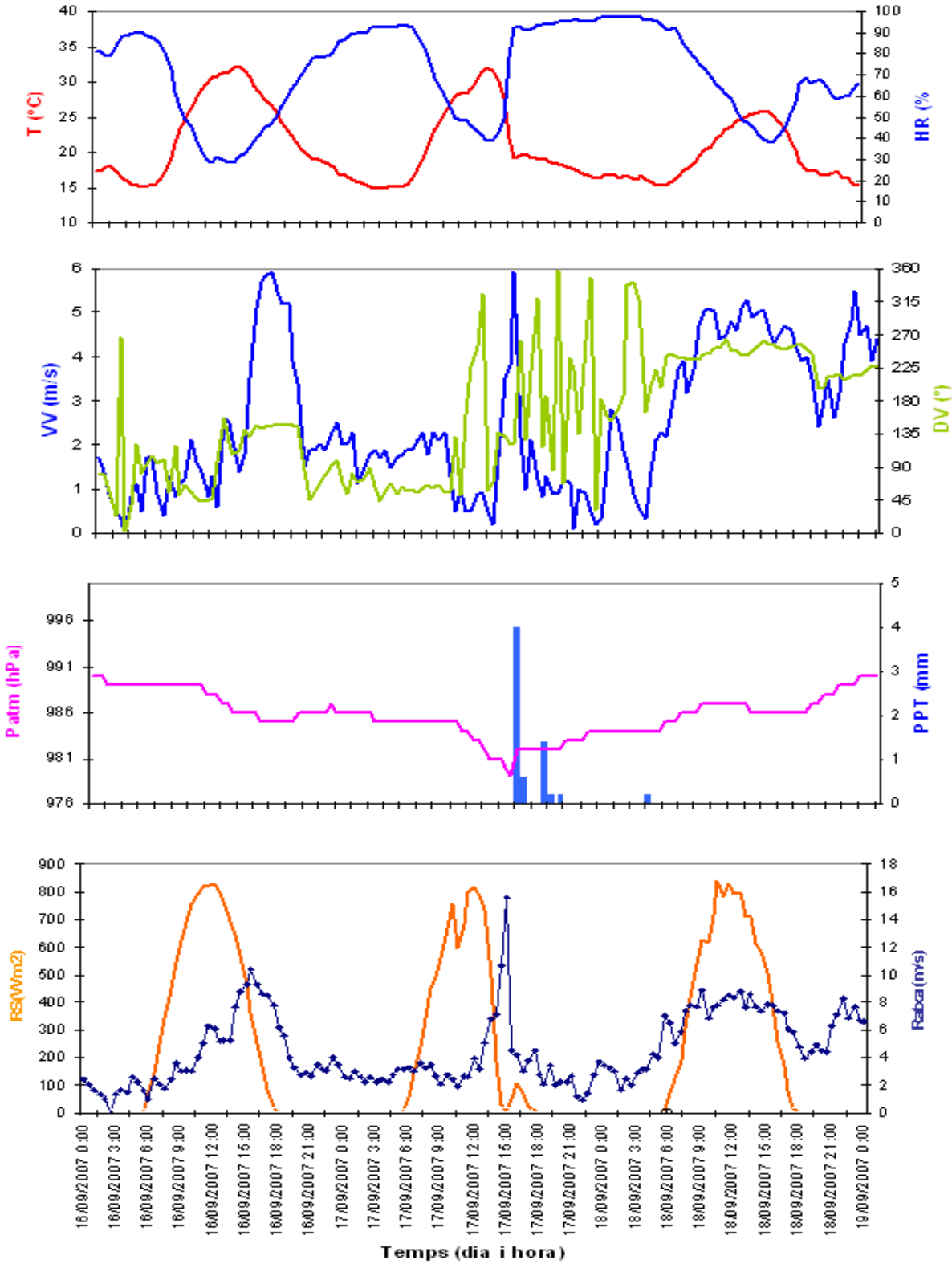

Figura 9. Evolución de las distintas variables meteorológicas en la estación meteorológica de Castellnou de Seana en el período 16/09/2007 00 T.U. - 19/09/2007 00 T.U. Temperatura (T), humedad relativa (HR), velocidad del viento a 10 m de altitud (VV), dirección del viento a 10 m de altitud (DV), precipitación (PPT), presión atmosférica (P_{atm}), radiación solar (RS) y rachas de viento a 10 m (*Ratxa*).

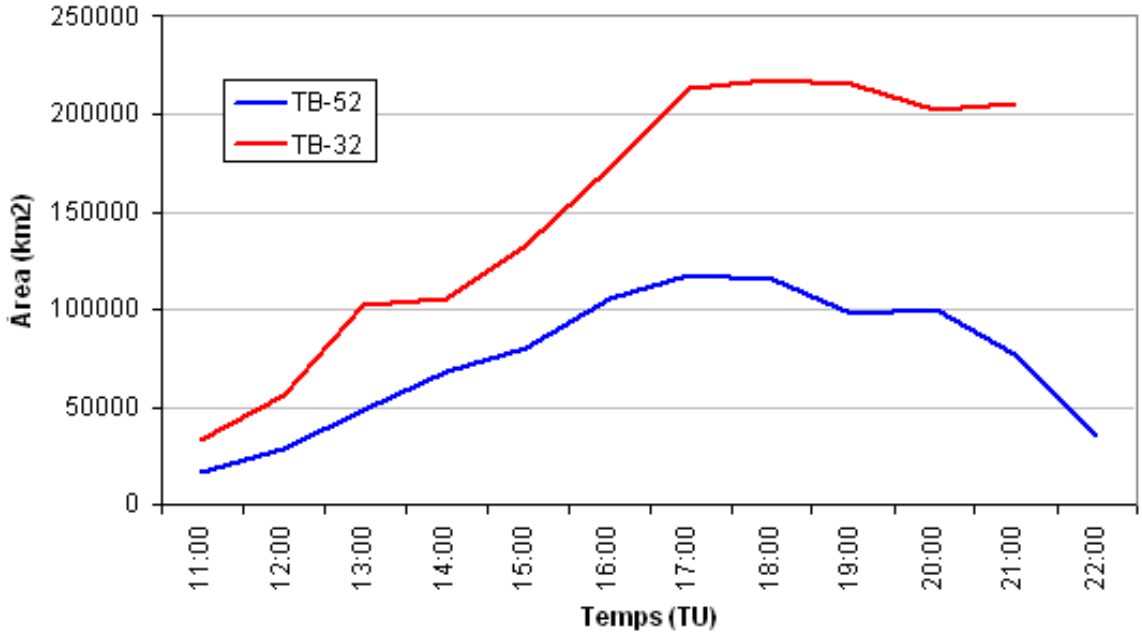

Figura 10. Evolución del área continua (km^2) con temperatura de brillo de la cima de las nubes en el canal IT de M-9 inferiores a -32°C (TB-32) y -52°C (TB-52).

sistema (Augustine y Howard, 1988, 1991), umbral que se ha comprobado adecuado en nuestras latitudes según trabajos de identificación de un SCM en la Península Ibérica como los de Sánchez et al. (2001) o Correoso et al. (2006). Asimismo, se utilizó el método propuesto por Jirak et al. (2003), para clasificar el sistema de tormentas.

El análisis de las imágenes IT puso de manifiesto que el sistema mostraba un área continua con una TB-52 en una extensión de más de 50.000 km^2 durante más de 6 horas, pudiendo catalogarse como un SCM. Jirak et al. (2003) definen 4 tipos de SCM, según la duración y la excentricidad (que se define como la división entre los ejes menor y mayor del área continua con TB-52, en el momento de máxima extensión). En el SCM estudiado la excentricidad era de 0.72, y la duración mayor de 6 horas, y según esta clasificación podemos hablar de un complejo convectivo de mesoescala (CCM).

El sistema convectivo empieza a visualizarse (presenta píxeles con TB-32) sobre las 06 T.U., en la zona suroeste del Sistema Ibérico, en las proximidades de Guadalajara. A partir de las 07 T.U. ya se observan píxeles con TB-52 en el centro del núcleo de la tormenta, que se desplaza hacia el NE. El sistema no deja de crecer a medida que se desplaza, y a las 10 T.U. ya se encuentra en las proximidades de Zaragoza, momento en que se observan temperaturas de cima de nube por debajo de -65°C. Así como en los primeros momentos presentaba una estructura lineal, a medida que fue creciendo fue transformándose en una forma más circular, una elipse con baja excentricidad sobre las 10 T.U.. Hasta este momento, el sistema se componía de una única celda, pero a partir de las 10:15 T.U. empiezan a formarse una serie de núcleos en el flanco posterior de la celda principal, y a medida que el sistema sigue desplazándose hacia el NE, estas celdas crecen y acaban formando parte del sistema principal. Entre las 12 y las 13 T.U., el sistema se fusiona con una serie de celdas formadas en el flanco izquierdo, sobre el País Vasco, hecho que aumenta considerablemente su área (Figura 10). A las 13 T.U., el sistema cubre gran parte del Pirineo oriental y central, y ya presenta un área de más de 50.000 km^2. El sistema alcanza unas dimensiones de más de 100.000 km^2 a partir de las 16 T.U., una vez se encuentra situado sobre Cataluña y gran parte del sur de Francia, manteniendo unas dimensiones por encima de los 50.000 km^2 hasta las 21:30 T.U..

La celda de tormenta responsable de la granizada del Pla d'Urgell empieza a verse en las imágenes IT del M-9 a las 11:15 T.U., en la zona de Zaragoza, y es la que presenta un mayor desarrollo de todas las que van apareciendo en el flanco posterior de la celda principal. Entre las 12 T.U. y las 13 T.U., esta celda se fusiona con el núcleo de más al sur del SCM, núcleo que cruza Cataluña de SW a NE entre las 13:30 y las 18 T.U.. La Figura 11 muestra la forma del sistema (área con TB-52) en cuatro momentos de su ciclo de vida. La Figura 12 muestra la imagen IT coloreada de las 14 T.U., momento en el cual el núcleo más frío se encuentra encima del Pla d'Urgell.

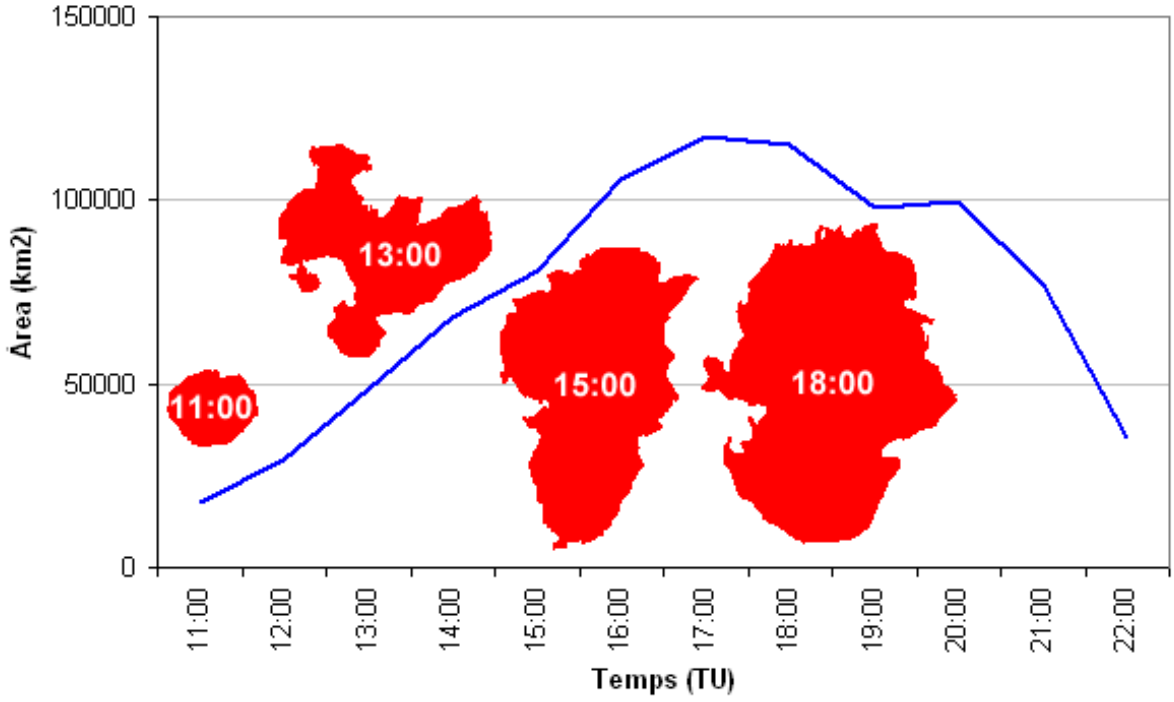

Figura 11. Evolución del área continua (km^2) con temperatura de brillo de la cima de las nubes en el canal IT del M-9 inferior a -52°C y morfología de la misma a las 11, 13, 15 y 18 T.U..

Sánchez et al. (2003) analizaron 72 casos de tormentas de granizo/pedrisco en la zona de Lleida y observaron que en un 37% de los casos se trataba de un SCM y en un 5% de los casos de un CCM. Según esta estadística, el CCM del 17/09/2007 es bastante excepcional en la región. Finalmente, hay que destacar que de los 4 CCM detectados por Sánchez et al. (2003), la mitad se dieron en otoño, como en el caso presente.

El análisis más detallado de la imagen IT de las 14 T.U. muestra una firma en "V", (del inglés *V-shaped feature*) característica de tormentas severas (McCann, 1983; Adler y Mack, 1986), que se forma como consecuencia de la interacción entre las fuertes corrientes ascendientes y los vientos a niveles medio-altos. La firma en "V" aparece cuando las fuertes corrientes ascendientes de la tormenta hacen penetrar las nubes en la baja estratosfera, atravesando la tropopausa y creando *overshooting tops* (Heymsfield y Blackmer Jr., 1988). Esta intrusión en la estratosfera bloquea el viento de los niveles altos y fuerza el flujo de viento a divergir alrededor del *overshooting*, generando una depresión a sotavento (Fujita, 1978) (Figura 13). A las 14 T.U. el yunque del SCM presenta la firma de "V" con vértice redondeado típico de situaciones de flujo estratosférico moderado (Heymsfield y Blackmer Jr., 1988).

En estas estructuras nubosas en forma de "V" también se observa la presencia de un dipolo térmico a barlovento del yunque, que es otro indicador de tiempo severo (Wang, 1997; Brunner et al., 2007b). El *overshooting* es identificable con técnicas de tratamiento de imágenes, combinando la información de los canales del vapor de agua y del infrarrojo térmico (Kurino, 1996; Veciana et al., 2003). Brunner et al. (2007a, 2007b) desarrollaron un método de identificación automática donde proponen 5 condiciones que tienen que darse en imágenes del GOES (satélite geoestacionario que cubre la zona americana). Éstas son i) presencia de *overshooting*: la diferencia de temperaturas de brillo de los canales del vapor de agua (6.5 μm) y del canal del infrarrojo térmico (10.7 μm) tiene que ser superior a cero. ii) La temperatura del píxel más frío de la zona de *overshooting* debe ser inferior o igual a 215 K. iii) La diferencia de temperatura entre este píxel frío y su pareja cálida (depresión a sotavento, Figura 13) debe estar entre 6 y 25 K. iv) La distancia entre esta pareja de píxeles debe ser de menos de 20 km. v) El píxel caliente debe encontrarse dentro del ángulo menor que forman los dos brazos de la "V" (Figura 14).

A pesar de que las condiciones propuestas por Brunner et al. (2007a) fueron definidas para el GOES, se consideraron aplicables para imágenes del M-9, ya que los canales de ambos satélites geoestacionarios son similares. La diferencia entre el sensor del GOES y del M-9 en el canal del infrarrojo térmico, en la estimación de la temperatura de brillo de la cima de las nubes, está por debajo de un Kelvin (Gunshor et al., 2006; Schmit y Gunshor, 2007). Los resultados obtenidos por las imágenes del tramo 13 T.U. a 15 T.U.

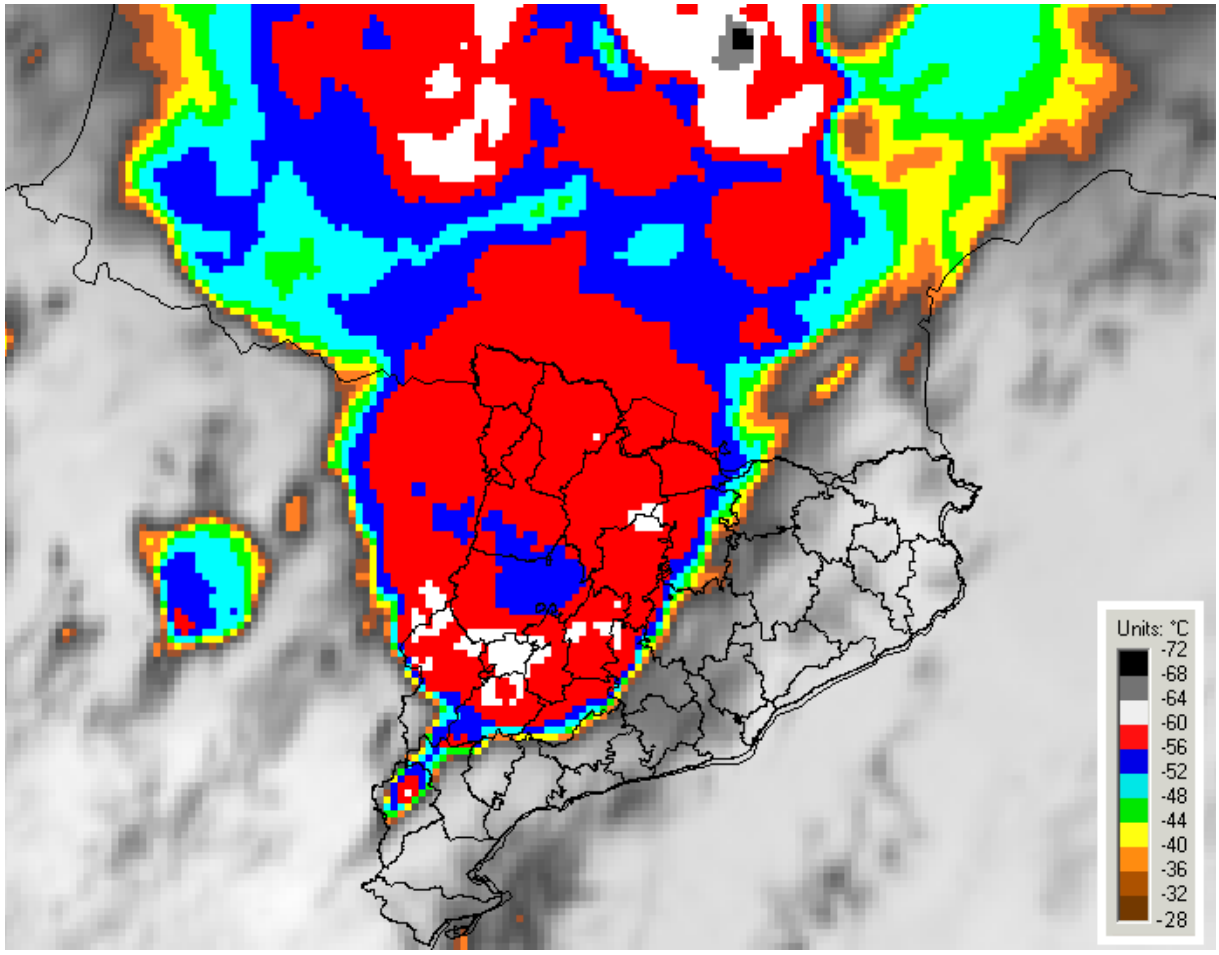

Figura 12. Imagen coloreada del canal IT del M-9 de las 14 T.U.. La paleta de colores muestra la temperatura de brillo de las cimas de las nubes con temperaturas inferiores a -28°C, cambiando de color cada 4°C.

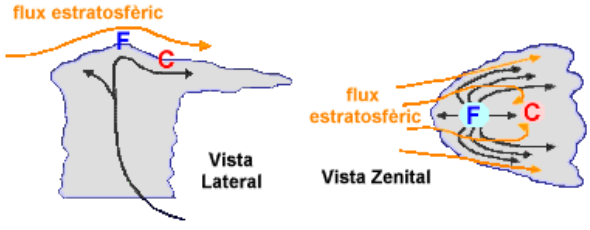

Figura 13. Representación esquemática del *overshooting* y del píxel más frío (F), asociado al *overshooting*, y del píxel relativamente caliente (C), asociado a la pequeña depresión inducida por el *overshooting* que se forma a sotavento. Adaptada de Heymsfield y Blackmer Jr. (1988).

se presentan en la Tabla 2. Puede observarse como las 5 condiciones se cumplen en tres de los nueve tramos horarios analizados (13:15 T.U., 13:45 T.U. y 14 T.U.), destacando la imagen de las 14 T.U., donde se registra la temperatura mínima de cima de nube y una máxima diferencia de temperatura de la pareja de píxeles frío-caliente. A pesar de que sería necesario disponer de unos umbrales específicos para el M-9, se obtuvieron resultados lo bastante alejados de los umbrales GOES como para considerar que las pequeñas diferencias de valores que podrían aparecer al utilizar imágenes del M-9 en lugar de GOES no afectan la detección de la firma en "V".

El cumplimiento de estas condiciones no es siempre sinónimo de tiempo severo. Según los resultados obtenidos por Brunner et al. (2007a), en el 91% de los 216 casos en los que se cumplieron los condicionantes hubo tiempo severo asociado (tornados, pedrisco o fuertes vientos no tornádicos). En nuestra zona, hay observaciones de firma en "V" asociadas a tornados en las Islas Baleares (Homar et al., 2001) y en Cataluña a tornados (Aran et al., 2008) y a inundaciones (López y Aran, 2004).

5 Estructura interna de las tormentas

5.1 Radar

A continuación, se presenta el análisis de secuencias de varios productos radar. En la secuencia del producto CAPPI

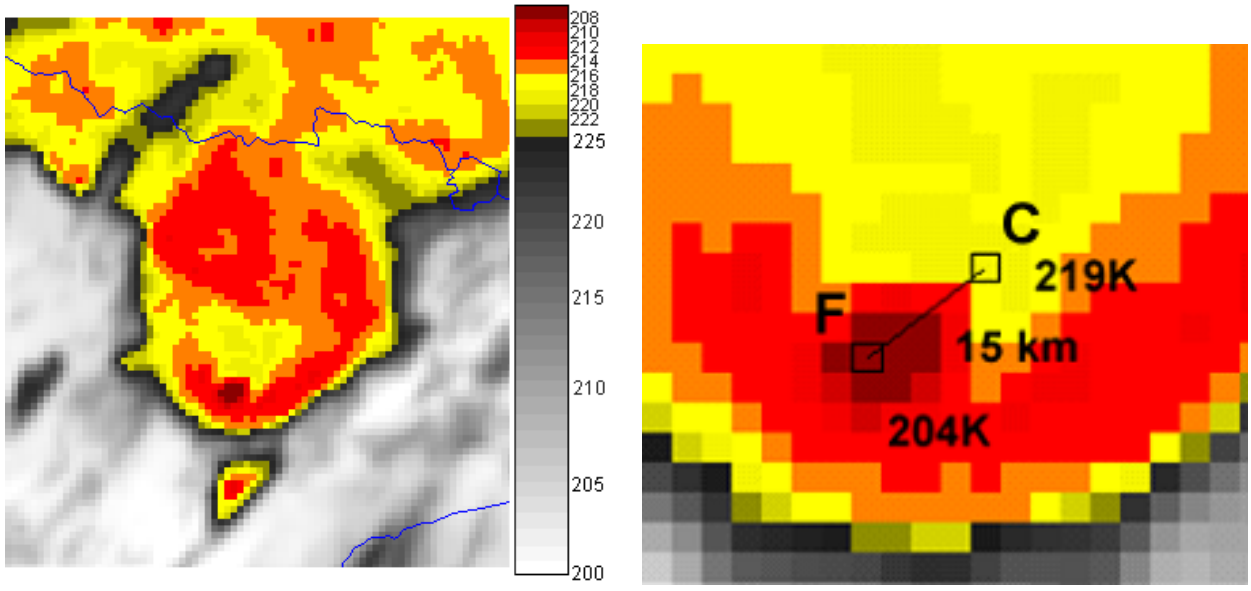

Figura 14. (a) (izquierda) Detección de la señal en "V" en el canal IT del M-9 de las 14.00 T.U. (imagen coloreada) y (b) (derecha) ampliación de la zona de *overshooting* de la imagen, con la detección de la pareja de píxeles frío (F) - caliente (C). Temperaturas en Kelvin.

Tabla 2. Resultados para los condicionantes propuestos por Brunner et al. (2007a) para la detección de la firma en "V", para las imágenes del M-9 de las 13 a las 15 T.U.. A las horas 13:25 T.U., 13:45 T.U. y 14 T.U. se dan todas las condiciones. En negrita, se muestran los valores máximos registrados en las imágenes que superan todos los condicionantes.

	13	13:15	13:30	13:45	14	14:15	14:30	14:45	15
Overshooting	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI
Temp. píxel más frío (K)	211	210	210	209	**204**	211	206	215	211
Temp. píxel más caliente (K)	218	218	219	218	219	218	220	216	220
Diferencia Temp. Pareja F-C	7	8	9	9	**15**	9	14	1	9
Distancia Pareja F-C	19	11	10	15	15	37	11	43	21
Píxel caliente dentro firma en "V"	NO	SI	NO	SI	SI	SI	NO	SI	SI

(reflectividad radar a 1 km de altura), se observa cómo una hora antes de que se produjera el granizo en el Pla d'Urgell, los núcleos convectivos se organizaban en una línea orientada de N a S al oeste de la zona. Su desplazamiento era hacia el este y la propagación hacia el sur, es decir, crecían nuevos núcleos por ese sector. Su longitud máxima (163 km a las 14:54 T.U.) y la intensificación de las precipitaciones tuvieron lugar en el período de las 14:45 y las 15:12 T.U. (Figura 15).

El desarrollo vertical sobre la zona del Pla d'Urgell fue más importante en la parte central-norte que en el tercio sur (Figura 16). Un rasgo a destacar de estas tormentas fue que en todo momento se observó poca inclinación en la estructura vertical. Es decir, aparentemente, había poco desacoplamiento de las corrientes verticales ascendientes y descendientes que favoreciera una intensificación de los ascensos. A pesar de ello, el producto TOP (la altura donde se detecta la reflectividad de 12 dBZ) presentaba valores entre los 14 y 15 km, un desarrollo lo suficientemente importante como para favorecer la formación de granizo y pedrisco.

En la Figura 17 se observa como a las 14:48 T.U. el núcleo más intenso estaba en el suroeste del Pla d'Urgell y que seis minutos más tarde la tormenta descargaba con intensidad situando los máximos de reflectividad cerca del suelo (ver proyecciones Norte-Sur y Este-Oeste de los máximos de reflectividad en la Figura 17).

El estudio con más detalle del núcleo que afectó a la comarca del Pla d'Urgell (Figura 18) muestra una estructura en forma de "V" muy bien formada en el sur de Lleida a las 14:36 T.U.. En su sector sur los desarrollos verticales se intensificaron (Figura 18c) al mismo tiempo que adquiría una forma de gancho más marcada a las 14:48 T.U. (Figura 18a). A las 14:54 T.U. esta rama se rompió por su sector norte. Estas formas (estructuras) son rasgos característicos de células asociadas a tiempo severo, en concreto de las supercélulas (Weisman y Klemp, 1986; Broyles et al., 2002). Para buscar un mesociclón en la zona del gancho, se analizaron las imágenes Doppler del radar, es decir, el campo de velocidad radial de la precipitación respecto a la situación del radar. En la Figura 19, el corte vertical realizado en la zona en la que

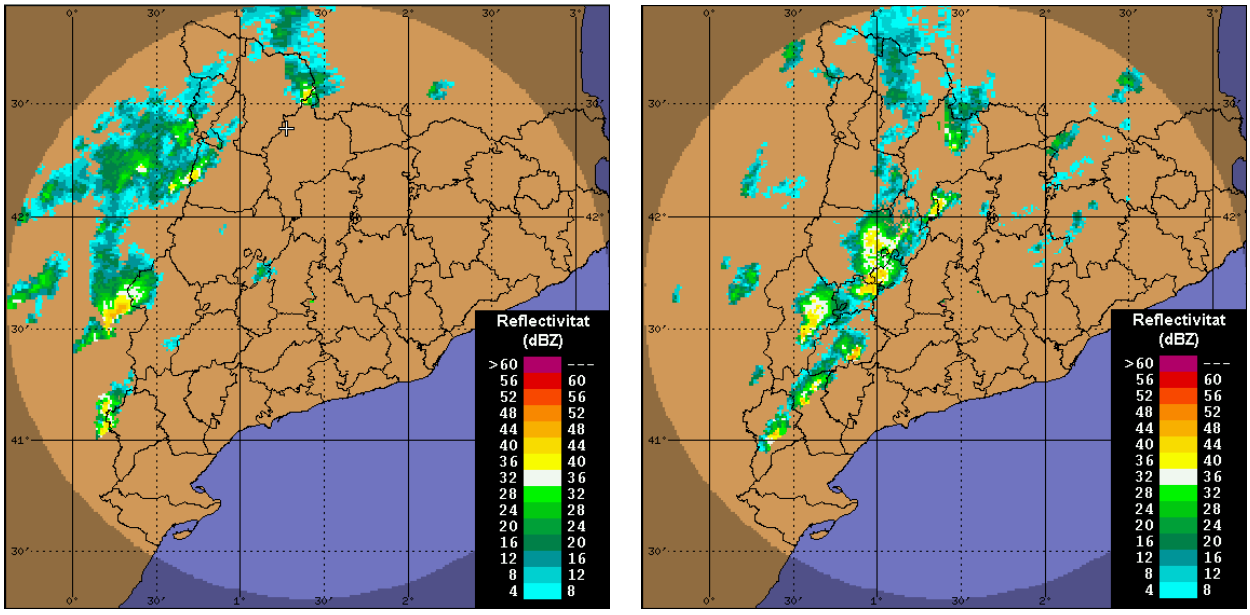

Figura 15. Producto CAPPI (reflectividad radar a 1 km de altura en dBZ) a las (a) (izquierda) 14:06 y (b) (derecha) 15:12 T.U. del radar de la Creu del Vent.

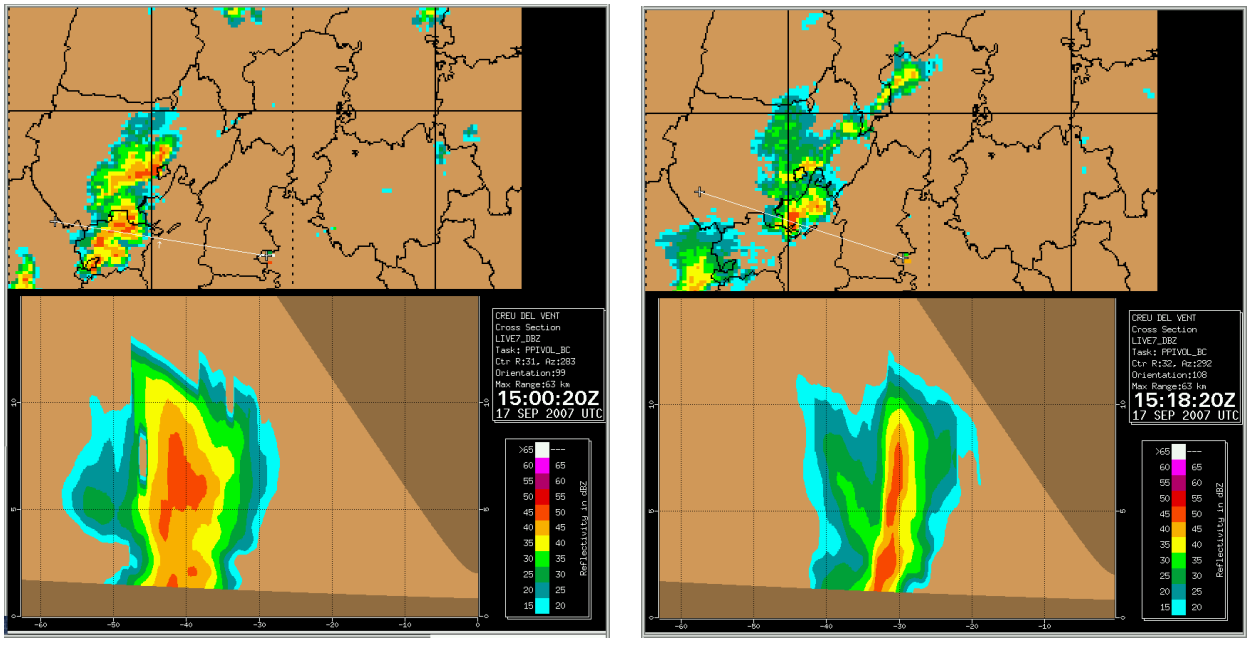

Figura 16. Corte vertical del campo de reflectividad radar (dBZ) (a) (izquierda) en la zona del Pla d'Urgell a las 15 T.U. y (b) (derecha) al norte de esta comarca a las 15:18 T.U.. En las imágenes superiores (CAPPI 1 km en dBZ) se indican los transectos (línea blanca) de estos cortes, que se originan en el radar.

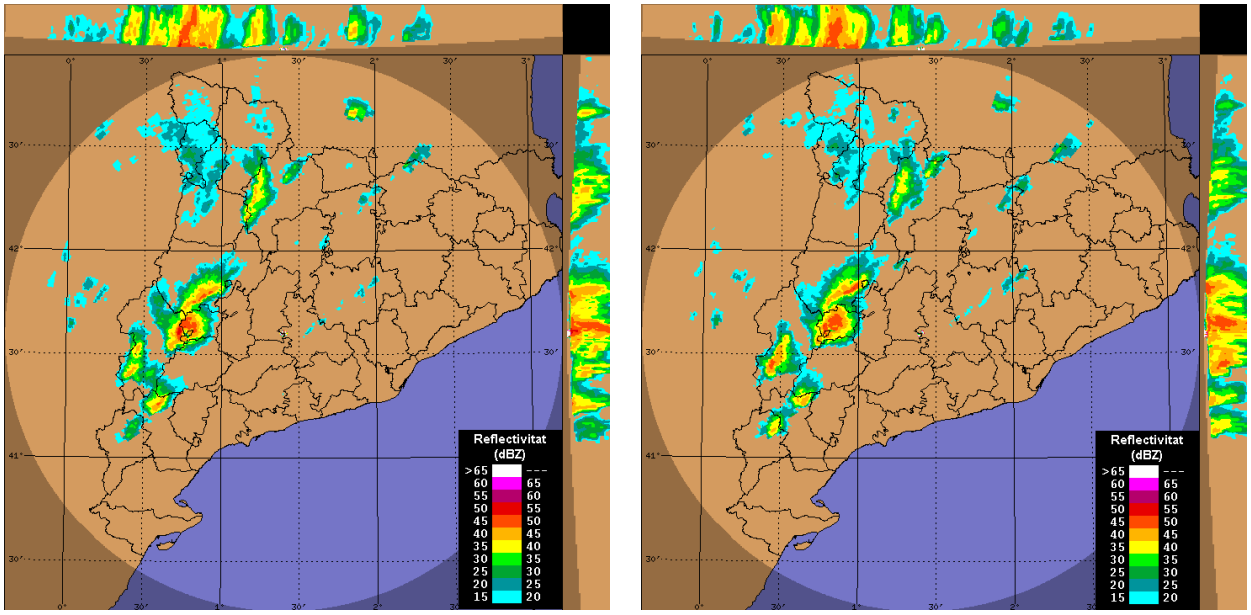

Figura 17. Máximos de reflectividad y proyecciones Norte-Sur y Este-Oeste a las (a) (izquierda) 14:48 T.U. y (b) (derecha) 14:56 T.U..

cayó el granizo más grande (centro del Pla d'Urgell) contiene un máximo de viento a niveles bajos alejándose del radar y una línea de cambio en la dirección del viento. Puede detectarse la existencia de una rotación ciclónica pero resulta difícil afirmar que hubiera un mesociclón, ya que detrás de este máximo la señal era débil y no suficientemente clara. En la zona norte, aunque no se detecta un máximo tan localizado sí que hay también una zona de transición en la dirección del viento.

El producto VIL (del inglés *Vertical Integrated Liquid*) (Greene y Clark, 1972) representa la cantidad de agua líquida que el radar es capaz de detectar en una columna de la atmósfera. Así, a mayor contenido de agua líquida y a más altura, tendremos mayores VIL y, por lo tanto, mayores corrientes ascendientes para mantener valores de reflectividades a niveles altos (Martín et al., 2002). Estas condiciones favorecen la formación y crecimiento de los meteoros, y de ahí surge la asociación VIL-pedrisco. Pero hay que tener presente que no es unívoca y que valores elevados de VIL no presuponen precipitación de pedrisco o granizo (Martín et al., 2002). En la tormenta del Pla d'Urgell, la zona afectada por una mayor intensidad de granizo y pedrisco (número de impactos m^{-2}) se corresponde con las zonas en las que se observaron valores altos de VIL (Figura 18b). En cambio, la correlación entre el máximo VIL y el diámetro del pedrisco no es tan clara, ya que no hay una correspondencia espacial entre los máximos, si bien el área afectada por la granizada coincide con las zonas en las que se registraron los máximos de VIL.

El 17/09/07 se alcanzaron valores sostenidos de más de 14 mm de VIL durante más de 30 minutos, valores que son similares a otros episodios de pedriscos con diámetros considerables (p.e. Martín et al., 2002). Ahora bien, no siempre puede hacerse una comparación directa de los valores de VIL observados con otros episodios, ya que éstos pueden variar bastante dependiendo de la estación del año. Según Martín et al. (2002), los sistemas convectivos de otoño en el área mediterránea presentan los ecos de precipitación más significativos a niveles inferiores de los que se alcanzan en verano, dando lugar a VIL relativamente bajos. Por lo tanto, no puede establecerse un umbral de VIL a partir del cual una nube convectiva sea un generador potencial de granizo. A pesar de estas limitaciones, es el parámetro radar que en el presente caso de estudio mejor se corresponde espacial y temporalmente con el pedrisco.

5.2 Rayos

La observación de tiempo severo en superficie suele ir precedida por un incremento en la frecuencia de rayos nube-tierra (NT) (p.e. Changnon, 1992), a pesar de que una alta frecuencia minutal no es garantía de la presencia de tiempo severo (Williams, 2001). Por otro lado, las tormentas con tiempo severo asociado pueden presentar comportamientos eléctricos atmosféricos anómalos, ya sea por valores inusuales en la frecuencia de rayos o por cambios en la polaridad de los rayos NT. Si bien la frecuencia de rayos suele ser superior al resto de tormentas (Williams, 2001), en algunos casos estas tormentas severas presentan períodos de su ciclo de vida en el que disminuye mucho la frecuencia de los rayos NT. Respecto a la polaridad de los rayos, hay tormentas severas que muestran un dominio de descargas de polaridad positiva (Carey y Rutledge, 1998; Soula et al., 2004; Wiens et al., 2005). Esta variedad de comportamientos observados en grandes tormentas tiene que ver con la complejidad y el grado de organización que

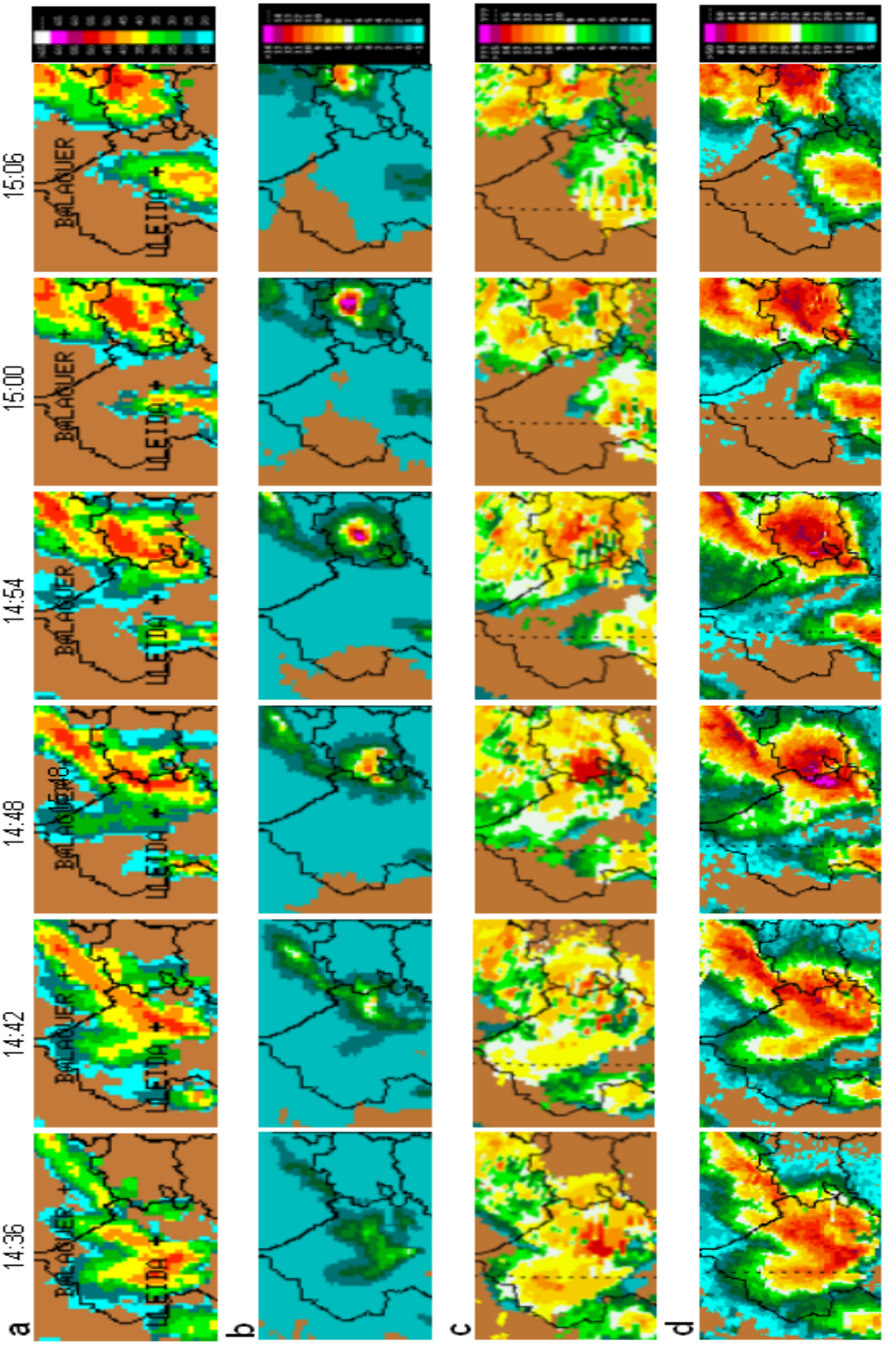

Figura 18. Secuencias de imágenes radar en el área de estudio, desde las 14:36 hasta las 15:06 T.U., según el ciclo del radar de 6 minutos. (a) CAPPI (reflectividad radar a 1 km de altura), (b) VIL (columna de agua líquida, en mm), (c) TOP (altitud que alcanzan reflectividades por encima de los 12 dBZ), y (d) Z_{max} (reflectividad máxima, en dBZ).

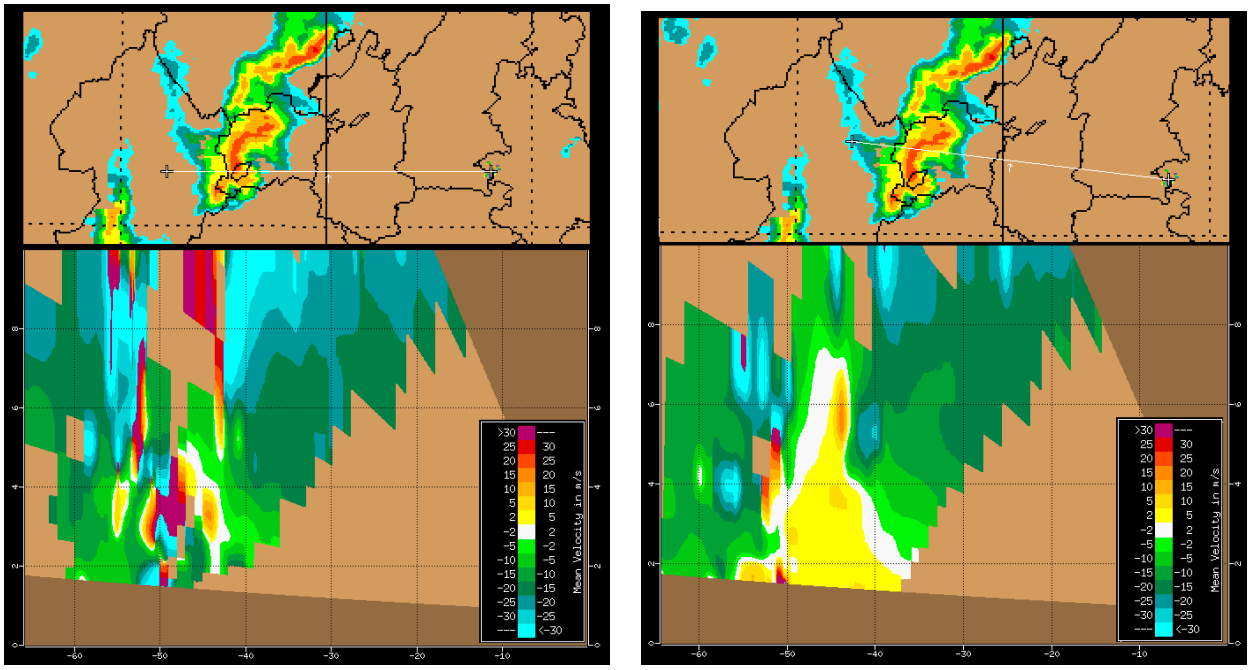

Figura 19. Cortes verticales del campo de la velocidad radial del radar en modo Doppler a las 14:54 T.U.. En las imágenes superiores (CAPPI 1 km) se indican los transectos (línea blanca) de estos cortes.

pueden alcanzar (Stolzenburg et al., 1998; Dotzek y Price, 2009).

En cuanto a tormentas con pedrisco, Changnon (1992) estudió la relación temporal y espacial entre los rayos y el pedrisco. Por lo que respecta a la relación temporal, observó un patrón temporal entre rayos y el pedrisco, en el que los rayos NT alcanzaban la máxima frecuencia minutal unos 10 minutos antes de la observación de pedrisco en superficie. Por otro lado, Changnon (1992) observó que la intensidad de la granizada podía relacionarse con la frecuencia de rayos NT min^{-1} observada en el momento de la granizada.

En el presente caso de estudio se analizó el tramo horario de las 14 a las 16:30 T.U., seleccionando los rayos que correspondían al núcleo de tormenta que dio lugar a la granizada. Este período horario comprende la mayor parte del ciclo de vida de la tormenta, desde que se detecta entrando en el Segrià hasta que se disipa en el Berguedà.

En este período de dos horas y media, la XDDE registró en el conjunto de la tormenta 9557 rayos NN y 2096 rayos NT. La frecuencia media de rayos totales (RT) (suma de rayos NN y NT) fue de 75 RT min^{-1}, con un máximo de 150 RT min^{-1} entre las 15:48 y las 15:54 T.U.. La frecuencia media de rayos NT fue de 13.4 NT min^{-1}, con un máximo de 19 NT min^{-1} entre las 14:54 y las 15 T.U.. Estos valores son elevados y son comparables a los registros de otras tormentas con tiempo severo asociado (Williams, 2001), superándose los 10 NT min^{-1}, umbral que no acostumbran a superar las tormentas ordinarias (Lang et al., 2000).

Para facilitar la interpretación de la evolución de la frecuencia de rayos a lo largo del ciclo de vida de la tormenta, se analizó conjuntamente con la evolución de ciertos productos de radar. En la Figura 20 se presenta la evolución de la frecuencia de RT, rayos NN y rayos NT junto a la evolución de la Z_{max} (reflectividad máxima), el VIL y el TOP (altura que alcanza la reflectividad radar superior a 12 dBZ).

Inicialmente, siguiendo la evolución del total de rayos, se observan dos máximos, uno relativo a las 14:54 T.U. (95 RT min^{-1}), y el absoluto a las 15:48 T.U. (150 RT min^{-1}). El primer máximo de RT coincide aproximadamente con el máximo de Z_{max} y de VIL, mientras que el máximo absoluto de RT no coincide con máximos de los productos mencionados, al contrario, la reflectividad y el VIL presentan valores bastante bajos entre las 15:42 y las 15:54 T.U., período en el que los RT presentan valores por encima del 130 RT min^{-1}. Este comportamiento diferenciado alrededor de los dos máximos de RT denota dos fases distintas de la tormenta. A partir de las 14:24 T.U., tanto los RT como el VIL y la Z_{max} presentan unos incrementos notables, alcanzando un máximo a las 14:54 T.U. que precede las observaciones de pedrisco en superficie. Después se inicia una disminución progresiva, que en el caso de los RT se acaba a las 15:30 T.U., momento en que su frecuencia vuelve a aumentar bruscamente hasta alcanzar el máximo absoluto de las 15:48 T.U. cuando la tormenta se encontraba ya en el Solsonès. Ahora bien, en esta segunda fase, al contrario de la primera, ni el VIL ni el Z_{max} incrementan sus valores.

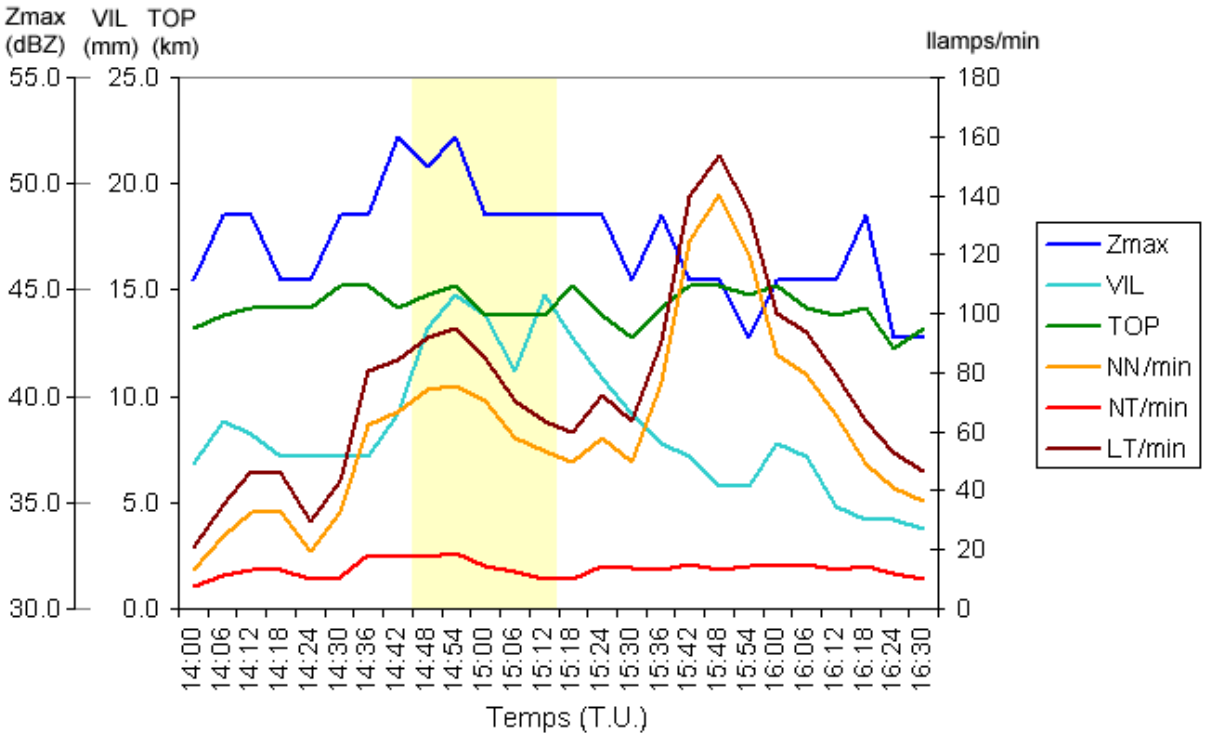

Figura 20. Evolución de la tormenta del 17/09/2007 entre las 14 T.U. y las 16:30 T.U.. Reflectividad máxima radar (Z_{max}), columna de agua líquida (VIL), altura de la reflectividad superior a 12 dBZ (producto TOP). Frecuencia de rayos nube-nube (NN), nube-tierra (NT) y rayos totales (RT), calculada cada 6 minutos, coincidiendo con el ciclo de las imágenes radar. El sombreado en amarillo corresponde al período de la granizada.

Siguiendo con el análisis de la Figura 20, se observa cómo el período con VIL elevado (más de 11 mm entre 14:48 y 15:12 T.U.) está desplazado en el tiempo respecto al período con un máximo en Z_{max} (14:42 a 14:54 T.U.) y máxima frecuencia de RT (más de 80 RT min^{-1} entre 14:36 y 15 T.U.). El máximo de VIL se relaciona con el momento de la granizada y el desplazamiento entre el máximo de rayos y la granizada se corresponde con los que se han observado en otros episodios analizados por Changnon (1992). Respecto a la segunda fase, el VIL también presenta un máximo relativo desplazado respecto al máximo relativo de los rayos, pero con valores muy por debajo de los de la primera fase, valores que hacen pensar que en la segunda fase no se produjo precipitación en forma de pedrisco.

Respecto a la evolución del TOP, éste se mantiene en unos valores elevados en el período analizado, con más de 13 km de altura, y sólo baja por debajo al final del tramo horario analizado (16:24 T.U.) cuando la tormenta ya está en fase de disipación. Al contrario de lo que pasaba con el Z_{max} y el VIL, donde la evolución respecto de los rayos presentaba comportamientos distintos en las dos fases de la tormenta, los fuertes incrementos y los máximos de RT de las dos fases se dan durante los dos períodos en que el TOP es máximo (valores por encima de 15 km). De hecho, el producto radar que mejor se correlaciona con la frecuencia de RT es el TOP (Williams, 2001). Esta relación se ha estudiado desde hace tiempo (p.e. Byers y Braham, 1949), y se ha visto que es de tipo exponencial (Williams, 1985). Así, pequeños incrementos de TOP, cuando éste ya presenta valores elevados, pueden producir incrementos mucho más acusados de la frecuencia de RT, como se observa en el presente caso de estudio, primero a partir de las 14:24 T.U. y después a partir de las 15:42 T.U., momentos en que el TOP es máximo (15.2 km).

Rigo et al. (2008) analizaron el ciclo de vida de las tormentas del año 2006 en Cataluña, a partir de datos radar y de rayos. En el patrón de comportamiento que presentan, la máxima frecuencia de RT se da en la primera mitad de la etapa de madurez de la tormenta, una vez ésta ya ha alcanzado el máximo desarrollo vertical y cuando se registran los máximos de reflectividad. En la granizada del 17/09/2007, el comportamiento se aleja de este patrón, ya que las máximas frecuencias de rayos se dan al final de la etapa de madurez de la tormenta, poco antes del inicio de la disipación de la misma. Comparando el caso presente con el patrón de una tormenta ordinaria parece como si la caída del pedrisco (el período de máximo VIL) afectara negativamente a la generación de rayos NN, y sólo cuando se acaba la precipitación sólida, la frecuencia de rayos NN se recupera.

El comportamiento eléctrico anómalo de la presente tormenta no es el único que se ha observado en tormentas con granizo o pedrisco. Montanyà et al. (2007) analizaron dos tormentas del 17 de agosto de 2004, una de las cuales ocurrió muy cerca de la presente zona de estudio, observando períodos sin rayos NT, mientras que al mismo tiempo las reflectividades radar eran elevadas. En el segundo estudio, Montanyà et al. (2008) analizaron una tormenta que dejó pedrisco de hasta 40 mm de diámetro en el Pla d'Urgell, el 16 de junio de 2006, observando un gran número de rayos NT y una disminución considerable de las descargas en los momentos en que el radar detectaba la máxima reflectividad. Estos comportamientos anómalos están vinculados a distribuciones de carga dentro de las nubes que no siguen los patrones estándar, como las tormentas con carga elevada (MacGorman et al., 1989) o las tormentas con polaridad inversa (Rust et al., 2005).

Sin embargo, el presente análisis no parece indicar que nos encontremos ante una tormenta con polaridad inversa, ya que se registró una proporción normal entre polaridades de los rayos NT, y tampoco se corresponde con la hipótesis de la carga elevada, porque durante la granizada la frecuencia de rayos NT se mantiene similar al promedio del período analizado. La disminución de la frecuencia NN durante la precipitación también fue observada por Montanyà et al. (2007), pero se desconoce el motivo de esta disminución, si bien podría estar relacionada con una modificación de la estructura eléctrica de la tormenta debido a la precipitación del pedrisco.

6 Conclusiones

La caracterización de episodios de granizo/pedrisco es importante para establecer patrones de comportamiento que permitan una mejor identificación de estos fenómenos. A nivel sinóptico, cabe destacar que el episodio se dio en unas condiciones propensas a generar granizo/pedrisco en la zona, con la presencia de una vaguada a niveles altos. Tanto en el análisis de niveles bajos como en el de radiosondeo, se pone de manifiesto la presencia de una capa seca en el litoral Mediterráneo. En este caso el índice LSI parece un buen indicador para detectar convención focalizada.

El análisis de las imágenes del M-9 permite catalogar el episodio de la granizada dentro de un sistema convectivo de mesoescala. Además, se detectó la firma en "V" y del dipolo térmico en el yunque de la tormenta, que se asocian a la presencia de tiempo severo en superficie. La detección de este tipo de firma en tiempo real en imágenes del M-9 puede ser interesante como herramienta de pronóstico a corto plazo.

En cuanto al radar, también se observaron rasgos característicos de supercélulas, aunque a pesar de haber una rotación ciclónica no se puede afirmar que estuviera asociada a un mesociclón. El producto VIL presentó valores comparables a otros episodios de granizo/pedrisco. Además, el VIL es el producto radar analizado que permite delimitar mejor la zona de afectación del meteoro, a pesar de no haber una relación lo suficientemente definida con el tamaño del pedrisco.

El análisis de la actividad eléctrica atmosférica de la tormenta pone de manifiesto una frecuencia media elevada tanto de rayos nube-nube como de rayos nube-tierra, comparables a frecuencias registradas en otras tormentas con tiempo severo asociado.

El análisis del ciclo de vida de la tormenta combinando productos radar y rayos muestra que el presente caso de estudio no sigue un patrón de tormenta ordinaria, ya que la tormenta puede dividirse en dos fases con comportamientos distintos. La primera fase corresponde a la granizada del Pla d'Urgell, período durante el cual se registran máximos de Z_{max}, VIL, TOP y altas frecuencias de rayos. La segunda fase se caracteriza por una mayor frecuencia de rayos, TOP elevados y valores de Z_{max} y VIL bastante menores que los que se registran en la primera fase.

Agradecimientos. Los autores de este trabajo quieren agradecer la colaboración de los compañeros del SMC, en especial la de Tomeu Rigo, Roger Bordoy, Joan Bech, Abdelmalik Sairouni y Manel Bravo. También queremos agradecer el trabajo realizado por la *ADV Terres de Ponent*. Finalmente queremos agradecer el trabajo de los revisores que con sus comentarios han permitido mejorar el presente estudio.

Referencias

Adler, R. F. y Mack, R. A., 1986: *Thunderstorm cloud top dynamics as inferred from satellite observations and a cloud top parcel model*, J Atmos Sci, **43**, 1945–1960.

Aran, M., Sairouni, A., Bech, J., Toda, J., Rigo, T., Cunillera, J., y Moré, J., 2007: *Pilot project for intensive surveillance of hail events in Terres de Ponent (Lleida)*, Atmos Res, **83**, 315–335.

Aran, M., Amaro, J., Arús, J., Bech, J., Figuerola, F., Gayà, M., y Vilaclara, E., 2008: *Synoptic and mesoscale diagnosis of a tornado event in Castellcir, Catalonia, on 18th October 2006*, Atmos Res, p. DOI:10.1016/j.atmosres.2008.10.016.

Atkins, N. T., Weisman, M. L., y Wicker, L. J., 1999: *The Influence of Preexisting Boundaries on Supercell Evolution*, Mon Wea Rev, **127**, 2910–2927.

Augustine, J. y Howard, K. W., 1988: *Mesoscale convective complexes over the United States during 1985*, Mon Weather Rev, **116**, 685–701.

Augustine, J. y Howard, K. W., 1991: *Mesoscale convective complexes over the United States during 1986 and 1987*, Mon Weather Rev, **119**, 1575–1589.

Bech, J., Vilaclara, E., Pineda, N., Rigo, T., López, J., O'Hora, F., Lorente, J., Sempere, D., y Fàbregas, F. X., 2004: The weather radar network of the Catalan Meteorological Service: description and applications, Proceedings of ERAD (2004): 416-420, Copernicus GmbH.

Bluestein, H. B., 1986: Fronts and jet streaks. A Mesoscale Meteorology and Forecasting, P.S (Ed.), Amer Meteor Soc, Boston, MA, 173-215.

Broyles, C., Wynne, R., Dipasquale, N., Guerrero, H., y Hendricks, T., 2002: Radar characteristics of violent tornadic storms using

the NSSL algorithms across separate geographic regions of the United States, Proceedings of the 21st Conf. on Severe Local Storms, AMS, San Antonio, Texas, august 12-16.

Brunner, J. C., Ackerman, S. A., Bachmeier, A. S., y Rabin, R. M., 2007a: *A Quantitative Analysis of the Enhanced-V Feature in Relation to Severe Weather*, Wea Forecasting, **22**, 853–872.

Brunner, J. C., Feltz, W., Ackerman, S., Moses, J., y Rabin, R. M., 2007b: Toward An Objective Enhanced-V Detection Algorithm, Proceedings of the Joint 2007 EUMETSAT Meteorological Satellite Conference and the 15th Satellite Meteorology & Oceanography Conference of the American Meteorological Society, Amsterdam, The Netherlands, september 24-28.

Byers, H. R. y Braham, R. R., 1949: The thunderstorms, U.S. Government Printing Office, 282 pp.

Carey, L. D. y Rutledge, S. A., 1998: *Electrical and multiparameter radar observations of a severe hailstorm*, J Geophys Res, **103**, 13 979–14 000.

Ceperuelo, M., Rigo, T., San Ambrosio, I., y Llasat, M. C., 2006: Estudio de dos granizadas severas registradas en 2004 en el Llano de Lleida, XXIX Jornadas Científicas de la Asociación Meteorológica Española, Pamplona.

Changnon, S. A., 1992: *Temporal and spatial relations between hail and lightning*, J Appl Meteor, **31**, 587–604.

Corfidi, S. F., 2003: *Cold pools and MCS propagation: forecasting the motion of downwind-developing MCSs*, Wea Forecasting, **18**, 997–1017.

Correoso, J. F., Hernández, E., García-Herrera, R., Barriopedro, D., y Paredes, D., 2006: *A 3-year study of cloud-to-ground lightning flash characteristics of Mesoscale convective systems over the Western Mediterranean Sea*, Atmos Res, **79**, 89–107.

Davies, J. M., 2004: *Estimations of CIN and LFC associated with tornadic and nontornadic supercells*, Wea Forecasting, **19**, 714–726.

Dotzek, N. y Price, C., 2009: Lightning Characteristics of Extreme Events. A Lightning: Principles, Instruments and Applications, Betz, H.-D., Schumann, U., Laroche, P. (eds.), Springer, pp. 487-508.

Farnell, C., Aran, M., Andrés, A., Busto, M., Pineda, N., y Torà, M., 2009: *Estudi de la pedregada del 17 de setembre de 2007 al Pla d'Urgell. Primera part: Treball de camp i anàlisi dels granímetres*, Tethys, **6**.

Font, I., 1983: Climatología de España y Portugal, Instituto Nacional de Meteorología, Madrid, 269 pp.

Fujita, T. T., 1978: Manual of downburst identification for project NIM-ROD, SMPR 156, University of Chicago, 104 pp.

García-Ortega, E., Fita, L., Romero, R., López, L., Ramis, C., y Sánchez, J. L., 2007: *Numerical simulation and sensitivity study of a severe hailstorm in northeast Spain*, Atmos Res, **83**, 225–241.

Graziano, T. M. y Carlson, T. N., 1987: *A Statistical Evaluation of Lid Strength on Deep Convection*, Wea Forecasting, **2**, 127–139.

Greene, D. R. y Clark, R. A., 1972: *Vertically integrated liquid water - A new analysis tool*, Mon Wea Rev, **100**, 548–552.

Gunshor, M. M., Schmit, T. J., Menzel, W. P., y Tobin, D. C., 2006: Intercalibration of the newest geostationary imagers via high spectral resolution AIRS data, 14th Conference on Satellite Meteorology and Oceanography, Atlanta, GA, American Meteorological Society.

Heymsfield, G. M. y Blackmer Jr., R. H., 1988: *Satelliteobserved characteristics of Midwest severe thunderstorm anvils*, Mon Wea Rev, **116**, 2200–2224.

Holleman, I., 2001: Hail detection using single-polarization radar, Scientific report WR-2001-01, Royal Netherlands Meteorological Institute (KNMI).

Homar, V., Gayà, M., y Ramis, C., 2001: *A synoptic and mesoescale diagnosis of a tornado outbreak in the Balearic Islands: phenomena and environment characterization*, Atmos Res, **56**, 253–267.

Jirak, I. L., Cotton, W. R., y McAnelly, R. L., 2003: *Satellite and Radar Survey of Mesoscale Convective System Development*, Mon Wea Rev, **131**, 2428–2449.

Kurino, T., 1996: A Rainfall Estimation with the GMS-5 Infrared Split-Window and Water Vapour Measurements, Tech. Rep., Meteorological Satellite Centre, Japan Meteorological Agency.

Lang, T. J., Rutledge, S. A., Dye, J. E., Venticinque, M., Laroche, P., y Defer, E., 2000: *Anomalously low negative cloud-to-ground lightning flash rates in intense convective storms observed during STERAO-A*, Mon Wea Rev, **128**, 160–173.

López, J. M. y Aran, M., 2004: Estudio de una ciclogénesis rápida mediterránea: Cataluña, 9-10 de junio de 2000, Nota Técnica del CMT de Cataluña, Instituto Nacional de Meteorología, 108 pp.

MacGorman, D. R., Burgess, D. W., Mazur, V., Rust, W. D., Taylor, W. L., y Johnson, B. C., 1989: *Lightning rates relative to tornadic storm evolution on 22 May 1981*, J Atmos Sci, **46**, 221–250.

Maddox, R. A., 1980: *Mesoscale convective complexes*, Bull Amer Meteor Soc, **61**, 1374–1387.

Maddox, R. A., Howard, K. W., Bartels, D. L., y Rodgers, D. M., 1986: Mesoscale convective complexes in the middle latitudes. A Mesoscale Meteorology and Forecasting, American Meteorological Society, Boston, pp. 390-413.

Martín, F., San Ambrosio, I., y Carretero, O., 2002: Supercélula severa en el área mediterránea, Nota técnica del STAP núm. 37, Instituto Nacional de Meteorología, 174 pp.

McCann, D. W., 1983: *The Enhanced-V: A satellite observable severe storm signature*, Mon Wea Rev, **111**, 887–894.

Montanyà, J., Soula, S., y Pineda, N., 2007: *A study of the total lightning activity in two hailstorms*, J Geophys Res, **112**, DOI: 10.1029/2006JD007 203.

Montanyà, J., Soula, S., Pineda, N., van der Velde, O., Clapers, P., Solà, G., Bech, J., y Romero, D., 2008: *Study of the total lightning activity in a hailstorm*, Atmos Res, **91**, DOI: 10.1016/j.atmosres.2008.06.008.

Pascual, R., 2002: Estudio de las granizadas en el llano de Lleida, Nota técnica núm. 3, Centro Meteorológico Territorial de Catalunya, Instituto Nacional de Meteorología, http://www.aemet.es/es/divulgacion/varios/detalles/biblioteca_tempoweb.

Pineda, N. y Montanyà, J., 2009: Lightning Detection in Spain: The Particular Case of Catalonia. A Lightning: Principles, Instruments and Applications, Betz, H.-D., Schumann, U., Laroche, P. (eds.), Springer, pp. 161-185.

Ramis, C., López, J. M., y Arús, J., 1999: *Two cases of severe weather in Catalonia (Spain): A diagnostic study*, Meteor Appl, **6**, 11–27.

Richard, P. y Lojou, J. Y., 1996: Assessment of application of storm cell electrical activity monitoring to intense precipitation forecast, Proceedings of the 10th International Conference on Atmospheric Electricity, Osaka, Japan, june, 284-287.

Rigo, T., Pineda, N., y Bech, J., 2008: Estudi i modelització del cicle de vida de les tempestes amb tècniques de teledetecció, Nota d'Estudi, Servei Meteorològic de Catalunya, 72, 56 pp.

Rust, W. D., MacGorman, D. R., Bruning, E. C., Weiss, S. A., Krehbiel, P. R., Thomas, R. J., Rison, W., Hamlin, T., y Harlin, J.,

2005: *Inverted-polarity electrical structures in thunderstorms in the Severe Thunderstorm Electrification and Precipitation Study (STEPS)*, Atmos Res, **76**, 247–271.

Sánchez, J. L., Fernández, M., Pastor, F., y Estrela, M. J., 2001: Analysis of heavy precipitation in the region of Valencia (Spain) by means of IR images from the Meteosat, Proceedings of "Symposium on Precipitation Extremes: Prediction, Impacts and Responses", American Meteorological Society, Albuquerque, New Mexico, pp. 166- 169.

Sánchez, J. L., Fernández, M. V., Fernández, J. T., Tudurí, E., y Ramis, C., 2003: *Analysis of mesoscale convective systems with hail precipitation*, Atmos Res, **67-68**, 573–588.

Schmit, T. J. y Gunshor, M. M., 2007: Intercalibrating the world's geostationary imagers via polar orbiting high spectral resolution data, Joint 2007 EUMETSAT Meteorological Satellite Conference and the 15th Satellite Meteorology & Oceanography Conference of the American Meteorological Society, Amsterdam, the Netherlands, september.

Soula, S., Seity, Y., Feral, L., y Sauvageot, H., 2004: *Cloud-to-ground lightning activity in hail-bearing storms*, J Geophys Res, **109**, DOI: 10.1029/ 2003JD003 669.

Stolzenburg, M., Rust, W. D., y Marshall, T. C., 1998: *Electrical structure in thunderstorm convective regions. 3. Synthesis*, J Geophys Res, **103**, 14 097–14 108.

Tudurí, E., Romero, R., López, L., García, E., Sánchez, J. L., y Ramis, C., 2003: *The 14 July 2001 hailstorm in northeastern Spain: diagnosis of the meteorological situation*, Atmos Res, **67-68**, 541–558.

Veciana, R., Pineda, N., Bech, J., y Miró, A., 2003: Monitoring deep convection with a satellite overshooting analysis technique, 5th Plinius Conference on Mediterranean Storms, Ajaccio, Corsica, France, october.

Wang, P. K., 1997: *The thermodynamic structure atop a penetrating convective thunderstorm*, Atmos Res, **83**, 254–262.

Weisman, M. L. y Klemp, J. B., 1986: Characteristics of isolated convective storms, A Mesoscale Meteorology and Forecasting, Ray, P. S. (Ed), American Meteorological Society, 331-358.

Wiens, K. C., Rutledge, S. A., y Tessendorf, S. A., 2005: *The 29 June 2000 supercell observed during STEPS. Part II: lightning and charge structure*, J Atmos Sci, **62**, 4151–4177.

Williams, E. R., 1985: *Large scale charge separation in thunderclouds*, J Geophys Res, **90**, 6013–6025.

Williams, E. R., 2001: *The electrification of severe storms*, Meteorological Monographs, **28**, 527–561.