

Serie Monografías

Supercélula severa en el área mediterránea

Nota Técnica S.T.A.P. N.º 37



Francisco Martín León
Ismael San Ambrosio Beirán
Olinda Carretero Porris

18 ABR 2002

**Servicio de Técnicas de Análisis y Predicción (S.T.A.P.)
Área de Predicción y Aplicaciones
Subdirección General de Redes, Sistemas y Producción Meteorológica
Instituto Nacional de Meteorología**



DIRECCIÓN GENERAL
DEL INSTITUTO NACIONAL
DE METEOROLOGÍA

Nota Técnica N.º 37 del S.T.A.P.

Edita: Centro de Publicaciones
Secretaría General Técnica
Ministerio de Medio Ambiente ©

ISSN: 1576-4834

NIPO: 310-02-006-6

Depósito Legal: M-16.483-2002

Imprime: Sociedad Anónima de Fotocomposición

Impreso en papel reciclado

Supercélula severa en el área mediterránea

Nota Técnica S.T.A.P. N.º 37

I. INTRODUCCIÓN

II. ENTORNO METEOROLÓGICO

- II.1. Marco sinóptico y mesoescalar
- II.2. Caracterización del ambiente convectivo
- II.3. Entorno preconvectivo cercano a la tormenta
- II.4. Análisis del campo de viento y helicidad

III. DATOS DE TELEDETECCIÓN

- III.1. Satélite y rayos
- III.2. Radar

IV. CONCLUSIONES

BIBLIOGRAFÍA

I. INTRODUCCIÓN

Las supercélulas representan una de las estructuras convectivas con mayor grado de organización interna y son relativamente raras. Fue Browning (1964) quien primero acuñó este término. Se caracterizan por poseer una zona persistente de fuertes corrientes ascendentes en rotación (mesovórtice); de nuevo fue Browning (1977) quien dio la anterior definición básica. Esta definición, con leves variaciones, es la que subsiste hoy en día. Su grado de organización hace que posean ciclos de vida de mayor duración que los de una tormenta ordinaria, desde el punto de vista radar, pudiendo persistir más de una hora. Sus efectos en superficie pueden ser demoledores. Por ejemplo, y según Burgess and Lemon (1991), en EEUU se ha observado que casi todas las supercélulas, el 90%, llevan asociado algún tipo de fenómeno severo en superficie (tornados, granizo de gran tamaño o vientos muy intensos). La mitad de ellas generan tornados violentos en superficie (Burgess and Lemon, 1990; Moller *et al.* 1994). La detección de estas estructuras se basa en la identificación de mesovórtices (los más comunes son ciclónicos, frente a los de tipo anticiclónico) a partir de datos radar en modo Doppler. Este hecho sirve, a su vez, para alertar de la posible presencia de tornados o granizadas intensas. Ya que estos mesovórtices son estructuras tridimensionales, resulta fundamental su detección a partir de datos volumétricos radar, tanto en modo normal como en modo Doppler.

En la bibliografía americana (Burgess *et al.* 1995) se distinguen, al menos, dos tipos de supercélulas en función de la profundidad del mesovórtice: las que lo poseen en niveles medios (3-7 km) y aquellas que poseen sólo o además uno en niveles bajos (1-3 km). Estas últimas son las más proclives a generar tornados. La presencia de un mesovórtice no implica la futura presencia de un tornado en superficie ya que en muchas ocasiones no ocurre el desplome o pérdida de altura del mesovórtice, que al tocar tierra generaría el tornado. De la misma forma la aparición de un tornado en superficie no está siempre ligada a la presencia de supercélulas severas, o lo que es lo mismo, existen tornados no muy violentos que se pueden generar por otros mecanismos no supercelulares.

También se distinguen dos tipos de supercélulas en función de la altura del máximo echotop o profundidad de los ecos de precipitación. Las supercélulas severas clásicas presentan echotops que pueden alcanzar alturas del orden de 18 km. Son las más comunes en las Grandes Llanuras americanas. Las denominadas mini-supercélulas (Kennedy *et al.* 1993; Burgess *et al.* 1995) son equivalentes a las anteriores, pues presentan las mismas características estructurales, pero tienen dimensiones, en la horizontal y en la vertical, inferiores. Así, por ejemplo, en la vertical sólo llegan a alcanzar los 8-10 km de altura.

La detección precoz de mesovórtices tridimensionales a partir del viento radial Doppler ha sido el elemento clave para alertar de posibles fenómenos severos en superficie. Para los radares del servicio meteorológico americano (WSR-88D) se han desarrollado diferentes algoritmos: MDA (NSSL Mesocyclon Detection Algorithm; Stumpf *et al.* 1998), el TVS (Tornado Vortex Signature), TDA (Tornado Detection Algorithm, Mitchell *et al.* 1998), entre otros. Todos ellos tratan de detectar tridimensionalmente estos mesovórtices y obtener un conjunto de propiedades: profundidad, dimensiones horizontales, intensidad, evolución, etc. Estos algoritmos son utilizados, además, para el diagnóstico de la presencia de granizo severo en superficie.

Desde el punto de vista del corto y muy corto plazo, la búsqueda y predicción de entornos que favorezcan modos de crecimiento de tormentas de tipo supercelular se ha convertido en una de las prioridades del Centro de Predicción de Tormentas Severas, SPC de EEUU, por el fuerte impacto social que generan. Para ello se han desarrollado técnicas, herramientas y métodos de

trabajo que tratan de resaltar entornos ricos en inestabilidad y cizalladura, preferentemente en capas bajas (Davies-Jones *et al.* 1990; Davies, 1993; Gilmore and Wicker, 1998, Thompson and Edwards, 2000a y b, entre otros). De los estudios realizados, se tiene que la probabilidad de desarrollo de tormentas supercelulares es más significativa en zonas donde la cizalladura y la inestabilidad son moderadas o intensas, pero estando ambos parámetros bien balanceados. Esto último hace difícil la predicción de las mismas. Así, por ejemplo, en determinadas ocasiones se han desarrollado supercélulas en entornos ricos en cizalladura en capas bajas pero bajos en inestabilidad, y viceversa. Esto se complica aún más cuando potencialmente se pueden generar mini-supercélulas (Foster *et al.* 1995), en las que para su formación se requieren valores menos significativos que los asociados a las supercélulas clásicas de las Grandes Llanuras americanas.

En España la presencia de supercélulas es un hecho que, hasta ahora, no se había documentado en detalle. Aunque se argumentaba su posible existencia en base a los efectos en superficie, no se tenía constancia directa del mesovórtice que las define y caracteriza.

En este trabajo se presenta una situación convectiva asociada a una supercélula severa que, durante la noche del 10 al 11 de octubre de 2001, afectó a la provincia de Alicante en la comarca denominada Vega Baja (zona costero-marítima). La supercélula produjo importantes daños materiales en zonas próximas a Elche debido al pedrisco (en algunos lugares llegó a ser del tamaño de pelotas de béisbol). También se registraron en dicha comarca lluvias localmente intensas y de corta duración. No existen referencias de posibles tornados ni de vientos muy intensos en superficie en esta situación.

Lógicamente, nos focalizaremos, preferentemente, en los aspectos operativos y en los datos provenientes del radar de Murcia. Estos datos, junto con los del sondeo de Murcia, nos sitúan en una posición privilegiada para explicar ciertos acontecimientos ligados a su posible formación y evolución. La proximidad espacial y temporal entre la estructura y los sensores de referencia fue muy buena: la tormenta se situó entre los 30-50 km al radar y del sondeo. Los acontecimientos se desarrollaron en un intervalo temporal de unas 2 horas.

En la primera parte de este trabajo se describe el entorno preconvectivo, tanto a nivel sinóptico como mesoescalar. Seguidamente descenderemos a estudiar el entorno cercano a la tormenta, antes y durante su desarrollo. Analizaremos los datos del radar de Murcia tanto en su modo convencional como en el modo Doppler. Describiremos algunas técnicas objetivas y subjetivas que permiten identificar este tipo de estructuras potencialmente dañinas y adversas. Por último, pasaremos a unas conclusiones operativas haciendo especial hincapié sobre situaciones otoñales mediterráneas que pueden generar tormentas severas.

Todos los datos de modelos numéricos utilizados en este trabajo provienen del modelo HIRLAM 0.5. Usaremos la nomenclatura HH/DD/(H+N) para indicar la hora HH UTC del día DD en cuestión y, optativamente, H+N para la predicción del modelo a N horas.

Capítulo II

ENTORNO METEOROLÓGICO

II.1 MARCO SINÓPTICO Y MESOESCALAR

II.2 CARACTERIZACIÓN DEL AMBIENTE CONVECTIVO

II.3 ENTORNO PRECONVECTIVO CERCANO A LA TORMENTA

II.4 ANÁLISIS DEL CAMPO DE VIENTO Y HELICIDAD

II.1 MARCO SINÓPTICO Y MESOESCALAR

En niveles altos, durante este día y a lo largo de los días precedentes, al W de la costa marroquí se situó una depresión aislada en niveles altos (DANA) bien definida que afectó al cuadrante suroriental de la Península, Figura 2.1.a. Debido a esta configuración aparecieron numerosas bandas nubosas que se desplazaron desde el norte de África y penetraron por el S y SE de las costas españolas. Como consecuencia de esta DANA también se desarrollaron algunos núcleos convectivos en el interior de la cuenca mediterránea.

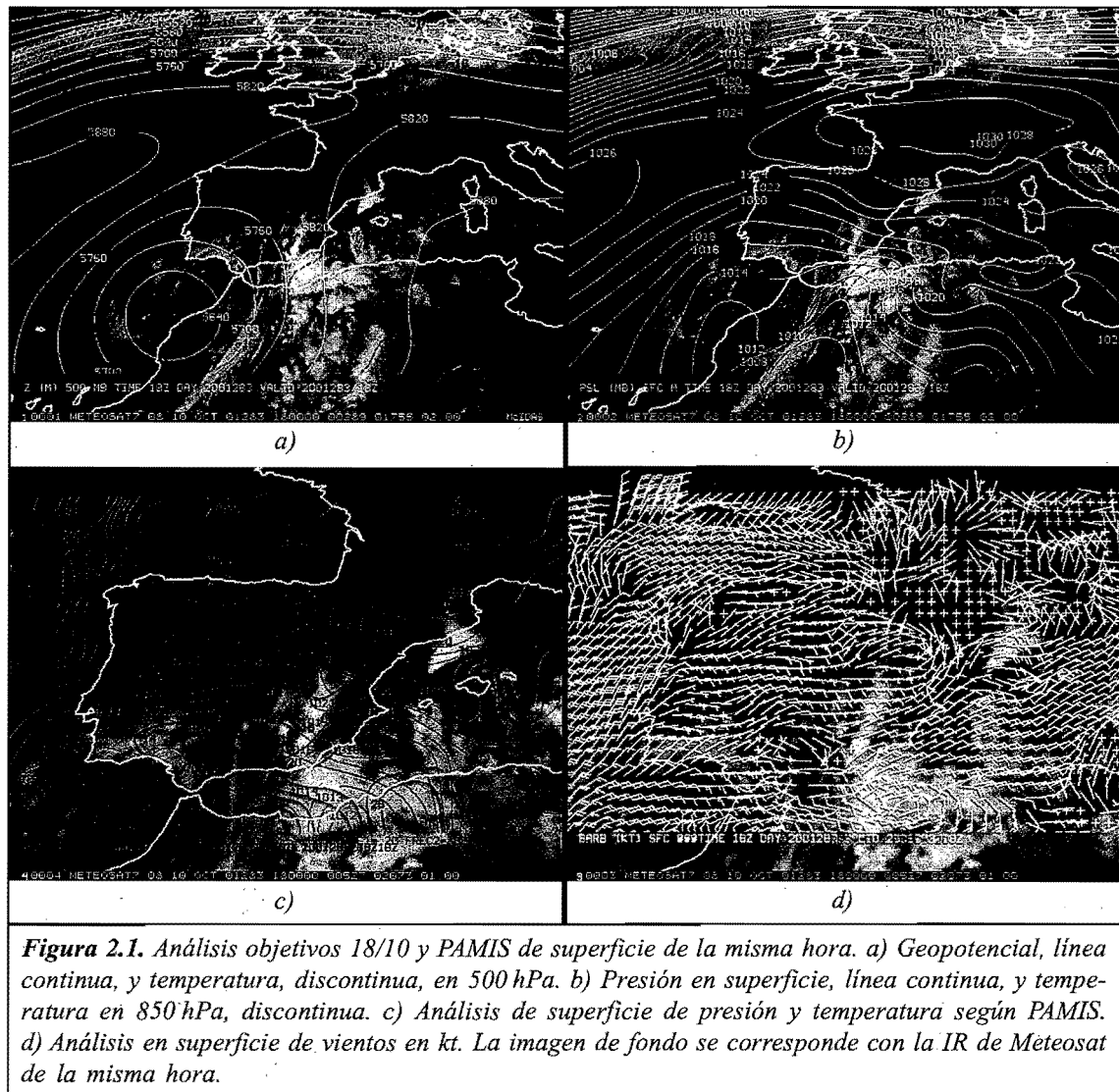


Figura 2.1. Análisis objetivos 18/10 y PAMIS de superficie de la misma hora. a) Geopotencial, línea continua, y temperatura, discontinua, en 500 hPa. b) Presión en superficie, línea continua, y temperatura en 850 hPa, discontinua. c) Análisis de superficie de presión y temperatura según PAMIS. d) Análisis en superficie de vientos en kt. La imagen de fondo se corresponde con la IR de Meteosat de la misma hora.

En niveles bajos, Figura 2.1.b, toda la Península quedó entre un marcado anticiclón situado en el S de Francia y una amplia zona de bajas presiones sobre el S de Marruecos. Esta configuración condicionó el predominio de un flujo del este en capas bajas, que aportó humedad proveniente del Mediterráneo. Si observamos los análisis objetivos PAMIS, Figura 2.1.c y d, se aprecia la existencia de una amplia zona de bajas presiones mesoescalar sobre el centro y S de la Península, que tiende a canalizar el flujo húmedo y cálido, necesario para el desa-

rollo de la convección, sobre las costas mediterráneas, en especial las de Murcia y las de la Comunidad Valenciana. Es interesante resaltar que tanto en el análisis de la Figura 2.1.b como en el de la Figura 2.1.c se pone de manifiesto una advección cálida muy marcada sobre todo el litoral mediterráneo peninsular.

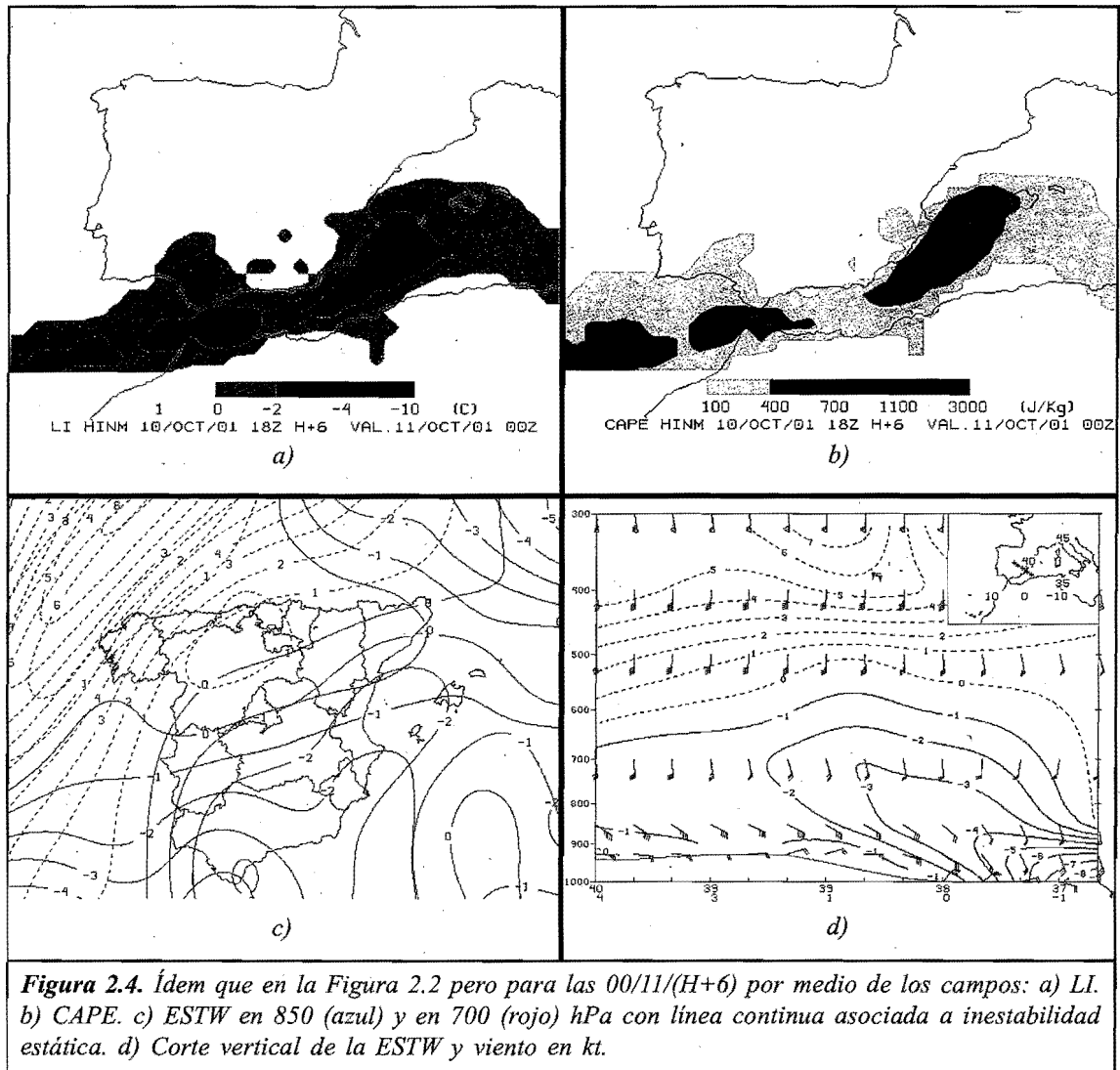


Figura 2.4. Ídem que en la Figura 2.2 pero para las 00/11/(H+6) por medio de los campos: a) LI. b) CAPE. c) ESTW en 850 (azul) y en 700 (rojo) hPa con línea continua asociada a inestabilidad estática. d) Corte vertical de la ESTW y viento en kt.

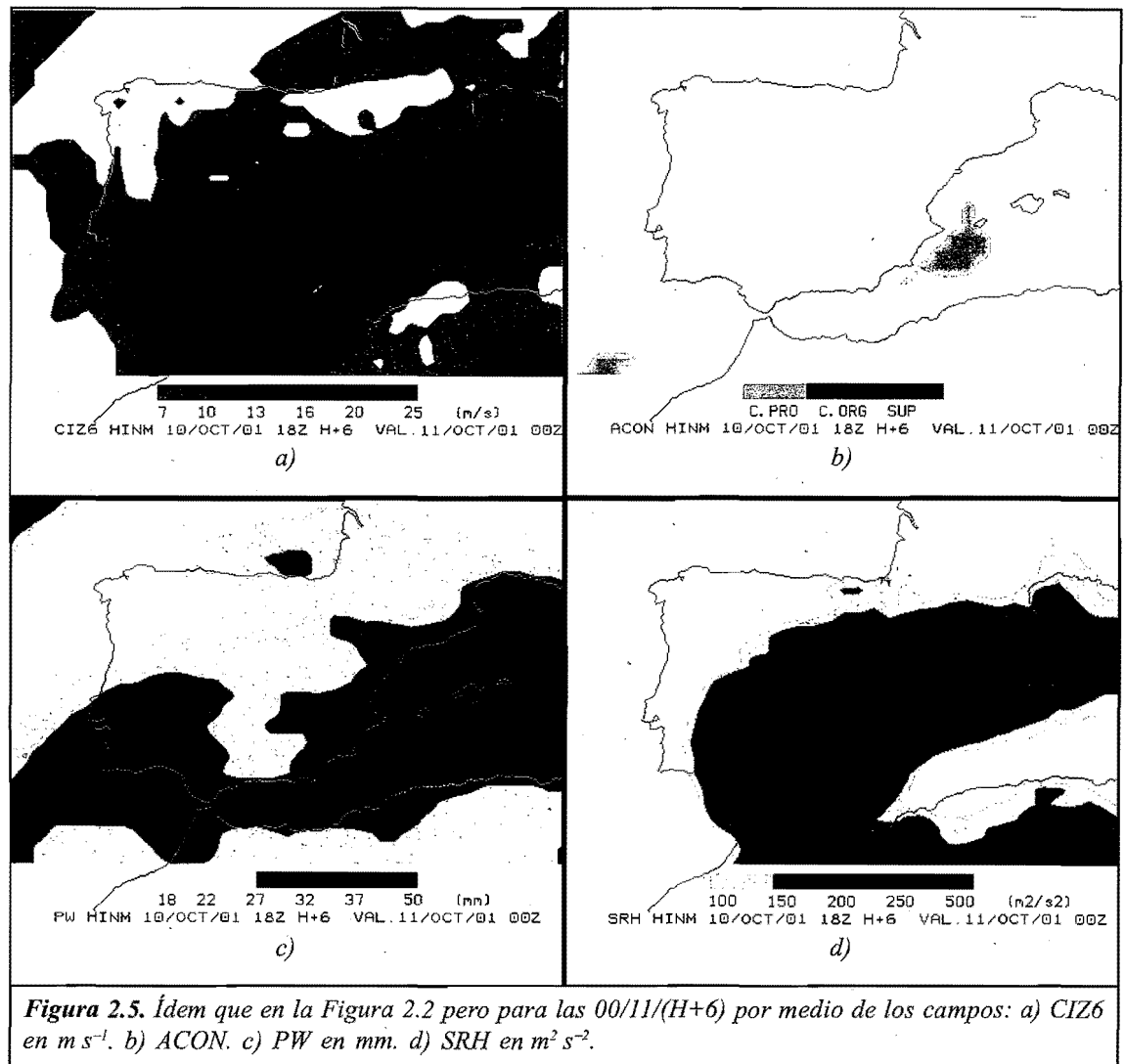


Figura 2.5. Ídem que en la Figura 2.2 pero para las 00/11/(H+6) por medio de los campos: a) CIZ6 en $m s^{-1}$. b) ACON. c) PW en mm. d) SRH en $m^2 s^{-2}$.

II.3 ENTORNO PRECONVECTIVO CERCANO A LA TORMENTA

Este apartado lo vamos a realizar a través del análisis de los sondeos de 12/10 y de 00/11 de la estación de radiosondeos de Murcia, completando la información con los sondeos del modelo de 18/10 y 00/11/(H+6), para un punto próximo a la localidad de Elche (Alicante), en concreto el punto de latitud 38,20°N y longitud 0,50° W. En el sondeo de Murcia de 12/10, ver Figuras 2.6.a y 2.6.b, y en el sondeo del modelo de 18/10, Figura 2.7.a, se observan unas condiciones favorables para el desarrollo de lluvias eficientes. Así nos encontramos fundamentalmente con un chorro en bajos niveles (LLJ), abundante humedad en capas bajas, alto contenido de agua precipitable y bajos niveles de bases de las nubes. Los perfiles de humedad y temperatura son casi paralelos en el sondeo de 12/10 en Murcia, mientras que en el de las 18/10, cerca de Elche, se aprecia la existencia de una importante capa seca en niveles medios. En contra de los conceptos clásicos de convección profunda de primavera-verano, en estos sondeos tenemos valores de índices de inestabilidad relativamente bajos (CAPE, TT, LI), que marcan condiciones ligeramente estables, aunque en ambos casos la inestabilidad potencial es importante, sobre todo en el sondeo del modelo, donde se aprecia una capa bastante amplia (entre 850 y 500 hPa) potencialmente inestable. Este hecho suele ocurrir en esta época del año debido al importante aporte de humedad en capas bajas. Otro aspecto que sí hay que destacar son los valores tan altos que presenta la SRH, lo cual está soportado por el marcado giro del viento intenso en capas bajas con la altura, como se pone también de manifiesto en las hodógrafas, Figuras 2.6.b y 2.7.a.

Podemos considerar como más representativos del ambiente convectivo donde se desarrolló la tormenta el sondeo de Murcia de 00/11, Figuras 2.6.c y 2.6.d, y el sondeo del modelo de 00/11/(H+6), Figura 2.7.b, fundamentalmente, por la proximidad temporal y geográfica al área donde se focalizó la convección. Lógicamente, la presencia de algunos focos tormentosos, poco significativos, en la zona del sondeo pudo modificar parcialmente las condiciones medioambientales de la masa de aire local y preexistente. Este hecho se puede apreciar en los perfiles de T-Td que aparecen en forma de «sierra». Por contra, el perfil vertical de viento parece ser que fue menos sensible a estos focos tormentosos de escasa intensidad. Analicemos, globalmente, algunos cambios significativos de este sondeo respecto al de doce horas antes, así como el sondeo previsto por el modelo en las cercanías de Elche.

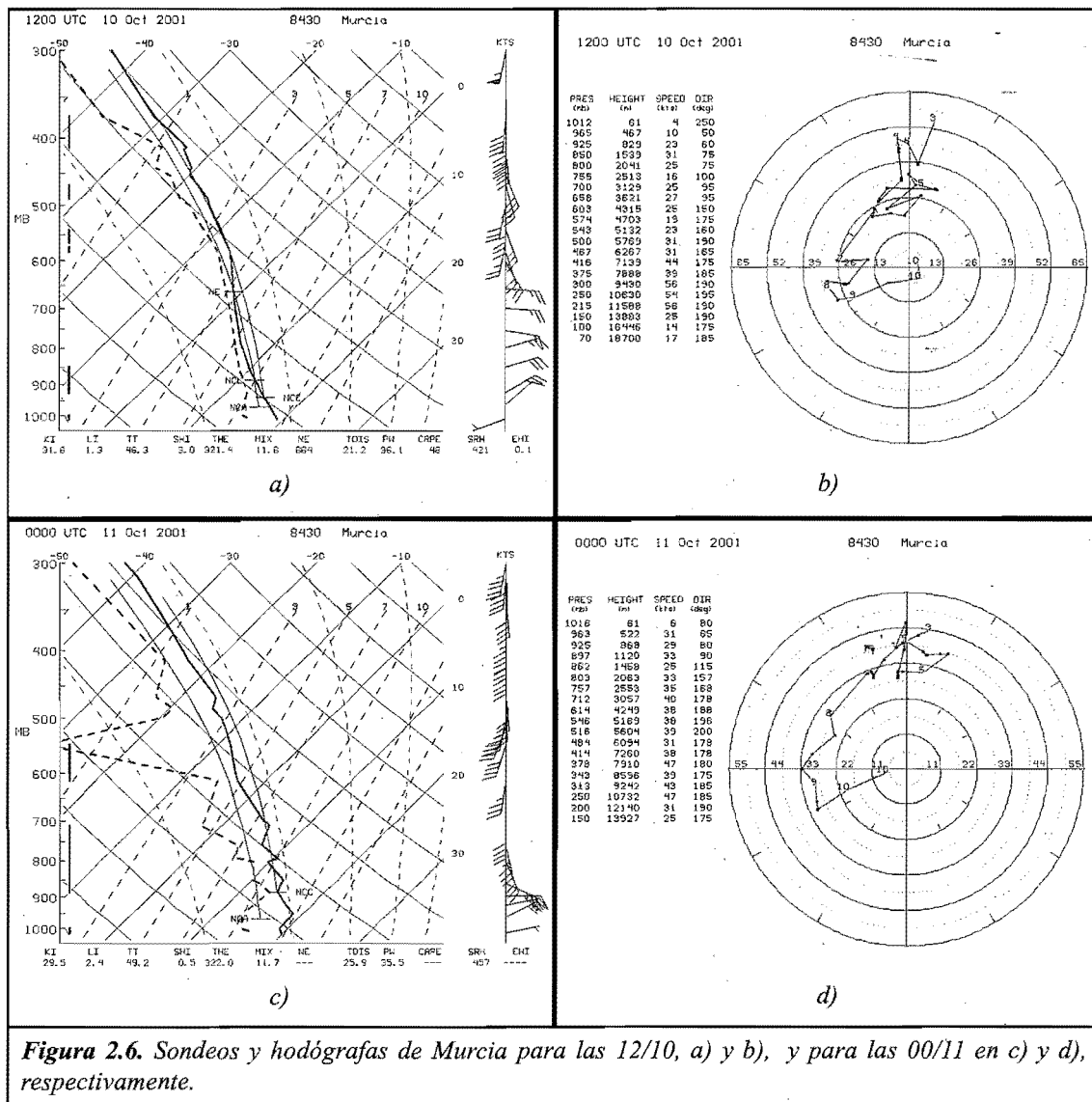


Figura 2.6. Sondeos y hodógrafas de Murcia para las 12/10, a) y b), y para las 00/11 en c) y d), respectivamente.

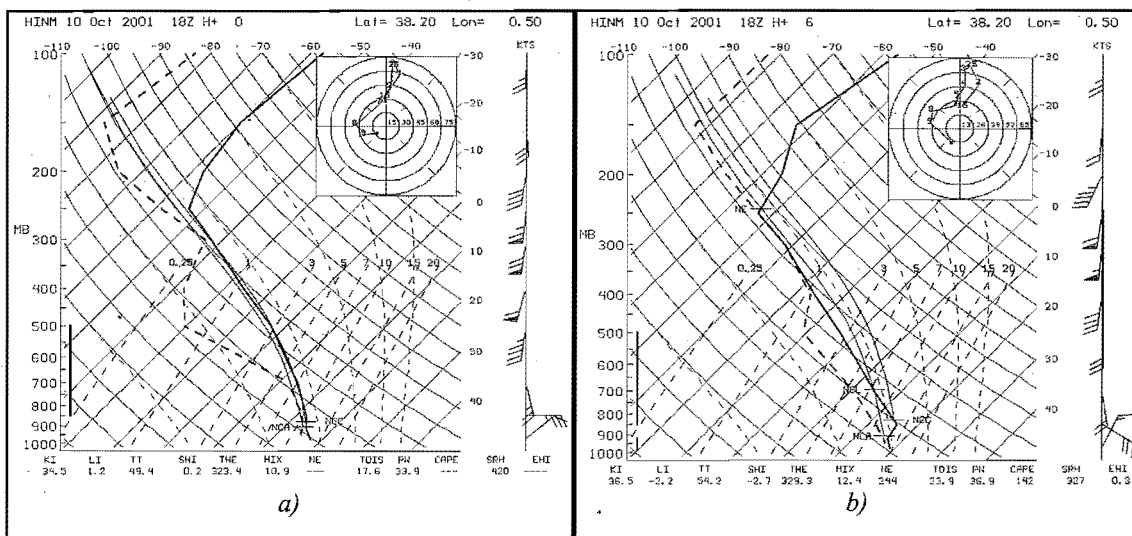


Figura 2.7. Sondeos y hodógrafas del modelo HIRLAM en un punto próximo a Elche. a) Análisis de 18/10 y b) Previsto para las 00/11/(H+6).

En primer lugar, destacar el ambiente algo más seco en niveles medios y el viento intenso en capas bajas, manteniendo valores muy altos de SRH. En el sondeo previsto del modelo se aprecia un enfriamiento en capas medias y altas que conlleva un aumento significativo de la inestabilidad (nótese que la representatividad de «este sondeo» es más cuestionable, no sólo por su falta de resolución vertical sino por el posible efecto que el modelo ha introducido al desarrollar precipitación y dar un perfil muy húmedo). Por otro lado se mantiene una importante capa con inestabilidad potencial.

El sondeo de Murcia de 00/12 se podría catalogar como mixto entre los de tipo eficiente y severo, por un lado presenta altos valores de SRH, con fuerte cizalladura en capas bajas, soportados por un LLJ, y por otro lado sigue siendo bajo el valor de CAPE aunque la inestabilidad potencial es alta, debido al aporte de una masa muy húmeda, en niveles bajos, que tiene lugar por debajo de otra algo más seca.

Otro hecho llamativo en esta situación, a nivel sinóptico y mesoescalar, es la existencia de vientos del S en niveles medios-altos que son relativamente húmedos a una hora determinada (sondeo de 12/10) y algo más secos unas horas después (sondeos de las 18/10 y de las 00/11).

De este análisis podemos deducir que en estas zonas cercanas a la supercélula se dan las condiciones para desarrollos convectivos, que podrían llegar a tener un alto grado de organización.

II.4 ANÁLISIS DEL CAMPO DE VIENTO Y HELICIDAD

Hay que destacar que la presencia de determinadas condiciones de viento en capas bajas en el área mediterránea puede generar entornos favorables para que se organice la convección de forma significativa: altos valores de SRH donde la flotabilidad de la «burbuja» (CAPE) sea moderada o incluso baja. Esto es consecuencia de la existencia de un chorro en bajos niveles muy concentrado. La existencia de altos valores de SRH está condicionada por un lado por un marcado giro del viento en capas bajas y, fundamentalmente, por un aumento importante del módulo de dicho viento.

Resulta también interesante analizar la estructura de acoplamiento que presentan los chorros en niveles altos y en niveles bajos. Este aspecto hay que tenerlo en cuenta, no como mecanismo responsable de la generación de la convección, sino como un elemento que favorece y ayuda al mantenimiento de los movimientos verticales generados por la convección. Como se ve en la Figura 2.8.a, a las 18/10, sobre el S de Alicante se sitúa la zona izquierda de la entrada del LLJ, y la zona izquierda de la salida del chorro en altura, lo que supone que existen movimientos ascendentes debido a las circulaciones ageostróficas inducidas por estos máximos de viento. A las 00/11/(H+6), Figura 2.8.b, el máximo de viento en altura se ha desplazado hacia el W, de manera que sobre el área de interés ya no se ven favorecidos los movimientos ascensionales, lo cual coincide con el periodo de tiempo en el cual la convección decae en intensidad.

Si revisamos la estructura del viento en capas bajas, Figuras 2.8.c y d, podemos observar la fuerte cizalladura que existe entre 925, 850 y 700 hPa en toda el área del SE peninsular. Este marcado cambio de la dirección del viento y, sobre todo, el fuerte aumento de su módulo es determinante para los altos valores que presenta la SRH. Sin embargo se observa que los máximos no se sitúan sobre el S de Alicante, sino que están sobre el interior de Murcia y E de Andalucía, zonas sobre las que no se observaron fenómenos convectivos significativos. En cualquier caso, sobre la zona en que se desarrolló la supercélula, se tienen valores muy altos de SRH (siempre superiores a $250 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$) y en especial a las 18/10 se observa un fuerte gradiente de este índice. La razón por la cual la convección se focalizó en el Levante, y no en las zonas donde encontramos máximos de SRH, podría ser la presencia de un máximo de convergencia de humedad sobre el litoral levantino, Figuras 2.8.e y f, consecuencia del flujo húmedo y cálido que hemos comentado en el punto 2.a, y que, junto con otros factores mesoescales, pudo actuar como elemento desencadenante.

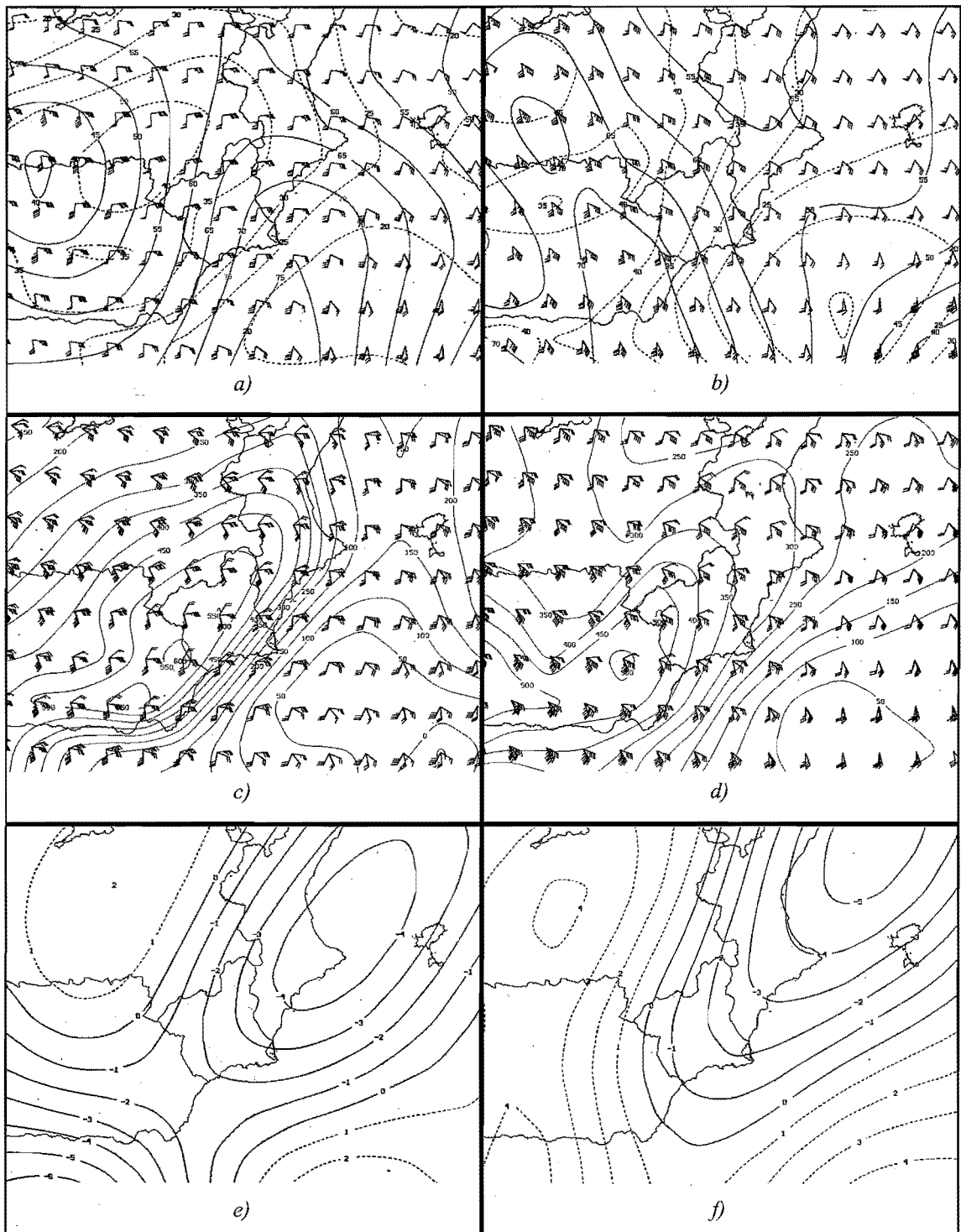


Figura 2.8. Campos de diagnóstico relacionados con el viento y la humedad en diferentes niveles. a) Viento e isotacas, en kt, para 300 hPa, línea roja continua, y para 850 hPa, línea azul discontinua, para 18/10. b) Ídem que «a» para 00/11/(H+6). c) SRH en $m^2 s^{-2}$ en línea continua, y viento en kt en 925, 850 y 700 hPa, rojo, verde y azul, respectivamente para 18/10. d) Ídem que «c» para 00/11/(H+6). e) Divergencia de humedad en 925 hPa, línea continua y valores negativos indican convergencia en unidades estándar, para 18/10. f) Ídem que «e» para las 00/11/(H+6).

Capítulo III

DATOS DE TELEDETECCIÓN

III.1 SATÉLITE Y RAYOS

III.1.1 Satélite

III.1.2 Rayos

III.2 RADAR

III.2.1 Análisis subjetivo de las imágenes

III.2.1.1 Datos en modo normal: fuertes corrientes ascendentes, persistencia y organización

III.2.1.2 Modo Doppler

III.2.2 Análisis objetivo

III.2.2.1 Aplicación YRADAR

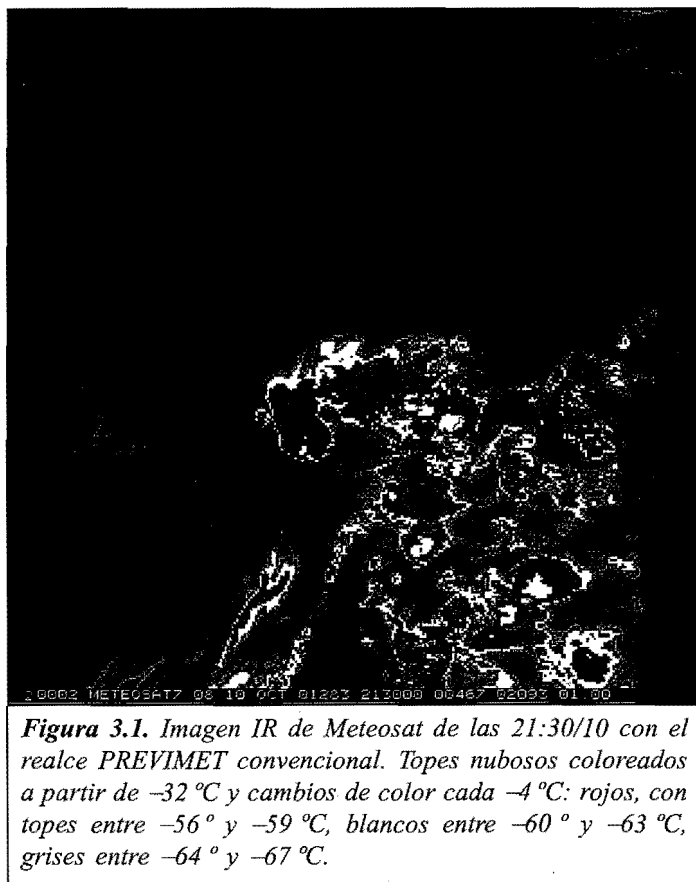
III.2.2.2 Diagnóstico del granizo

III.1 SATÉLITE Y RAYOS

III.1.1 Satélite

El actual satélite Meteosat no tiene la «habilidad» suficiente, por su resolución temporal y espacial, para destacar algunas de las características que pueden ir asociadas a una supercélula. El carácter nocturno de la convección nos impide utilizar las imágenes VIS para determinar otras estructuras nubosas que pudieron jugar un papel significativo (microfrentes de racha, zonas de convergencias, etc.) en su desarrollo y evolución. Además, la nubosidad media-alta que se trasladaba desde las costas africanas dificultaba el análisis detallado de la situación en capas bajas.

Los topos de la estructura convectiva analizada, aun siendo fríos, no muestran la señal en forma de «V» que adoptan ciertas tormentas severas como consecuencia de la interacción de sus corrientes ascendentes y el viento de niveles medios-altos, Figura 3.1. Incluso en determinados momentos llega a tener una estructura redondeada, más acorde con vientos moderados. Sólo el fuerte gradiente en los topos de la temperatura de brillo y el tamaño en IR nos marca ciertas diferencias con el resto de los focos convectivos de alrededor.



III.1.2 Rayos

La red de detección de rayos nube-tierra del INM suministra una información importante, pero parcial, de la actividad eléctrica de las tormentas: no poseemos información de las descargas nube-nube. Si a esto unimos que no existen modelos conceptuales apropiados y de uso general para el seguimiento y detección de la convección severa (se han dado casos en EEUU en los no se ha registrado ningún rayo nube-tierra) resulta que los datos de rayos hay que utilizarlos con mucha precaución en tales situaciones. Lo que sí es cierto es que en muchas ocasiones existe una ausencia de rayos o un aumento «anómalo» de positivos en estructuras radáricas intensas y de gran desarrollo vertical. En estos casos estamos ante evidencias de fuertes corrientes ascendentes que elevan y transforman la estructura dipolar simple asociada al sistema (ver apartado de «Uso y limitaciones de los datos de rayos», Martín *et al.* 2001). En nuestra situación, el máximo número de rayos detectados en un intervalo de 10 min y asociado a la estructura fue de 4 descargas, Figura 3.2. Testigos presenciales apuntaban que la tormenta estaba completamente iluminada en su interior, posiblemente como consecuencia de la gran cantidad de rayos nube-nube que se estaban produciendo.

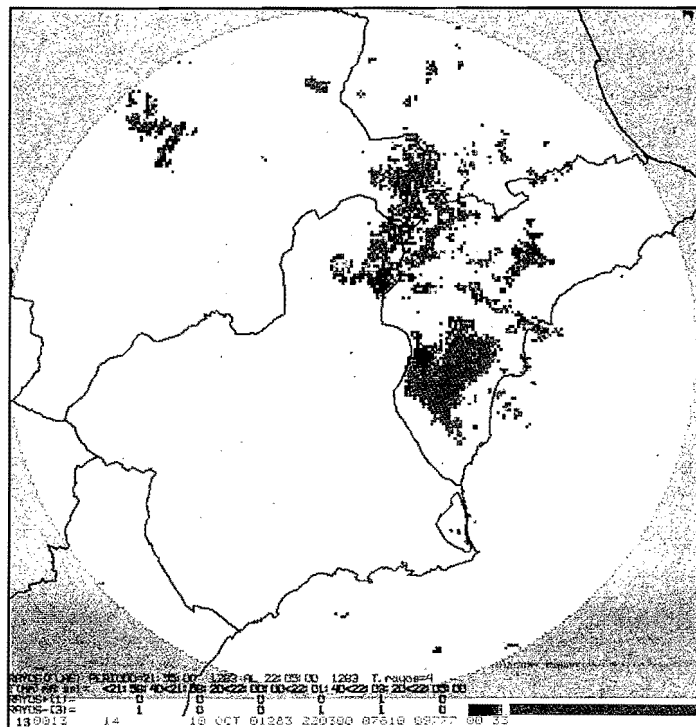


Figura 3.2. Detalle de la supercélula basado en el PPI- Z en modo Doppler de las 22:03/10 realizado para destacar las zonas más activas radar, con los rayos, en azul, dentro de la ventana temporal entre las 22:55/10 y 22:05/10. «+» para los positivos y «-» para los negativos. Sólo se detectaron 4 rayos en este periodo: 3 negativos y uno positivo.

III.2 RADAR

Los datos de radar son fundamentales para detectar, identificar y seguir estructuras como la que estamos analizando. Además, para este estudio, tienen mayor potencial al situarse la supercélula en una zona de muy buena cobertura radar en los momentos de mayor interés. Nos centraremos en el periodo más significativo, entre las 21:30 y 23:30/10. Analizaremos por separado cada grupo de datos radar, aplicando los modelos conceptuales apropiados y sacando las consecuencias oportunas de cada uno de ellos. El radar de Murcia se encuentra a 1 270 m sobre el nivel del mar. La estructura que vamos a analizar se localizó a 35-50 km del radar en sus primeras fases, posteriormente se situó a más de 120 km del radar. Teniendo en cuenta que la exploración más baja se realiza a 0,5° de elevación, tenemos que el haz medio a unos 35 km de distancia se eleva a unos 100-200 m de altura sobre el radar, mientras que a 120 km se encuentra a 1 600-1 700 m de altura. Por lo tanto, la estructura mesociclónica, iluminada por el radar, se situó entre los 1 400 y 3 000 m sobre el nivel del mar.

Los modelos conceptuales asociados a las supercélulas severas a partir de datos de radar convencional están descritos en los módulos de enseñanza asistida por ordenador TEMPOweb (Martín y Riosalido, 1995). Recordar que las estructuras en **gancho en la horizontal y vertical**, y la **región de eco débil acotada, REDA**, son las evidencias indirectas de la existencia de fuertes corrientes ascendentes y descendentes desacopladas y de la presencia de un mesovórtice que conforma a los ecos de precipitación. En el curso de Diagnóstico y Predicción de la Convección Profunda o en la Nota Técnica del STAP N.º 35 (Martín *et al.* 2001) se describen algunos modelos conceptuales de viento radial Doppler asociados a **mesovórtices embebidos en focos convectivos**.

Este apartado se divide en dos grandes bloques, que abordan aspectos subjetivos y objetivos.

III.2.1 Análisis subjetivo de las imágenes

III.2.1.1 Datos en modo normal: fuertes corrientes ascendentes, persistencia y organización

Tomaremos las imágenes de máximos de reflectividad horizontal y vertical, ZMAX hor/ZMAX ver, como uno de los productos que mejor resumen lo acontecido. Entre 21:00/10 y 21:30/10 se observa un conjunto de ecos de precipitación que penetraron por la provincia de Murcia y se dirigieron hacia la de Alicante. A las 21:30/10 una de las células se desarrolló, de forma explosiva y mantenida, dando lugar a la supercélula. En su trayectoria, la parte más activa barrió la zona interior de la provincia de Alicante, para dirigirse al área costera al final del día 10, siendo todavía muy activa. La persistencia de los ecos intensos y elevados nos indica que estamos frente a una estructura muy organizada. Evidencias indirectas de esta organización interna podemos observarlas en la inclinación de los máximos de reflectividad en la vertical en las imágenes de la Figura 3.3.

La supercélula mostró signos de organización con intensidades significativas durante al menos dos horas, tanto en la horizontal como en la vertical.

Analizando la estructura vertical radar vemos que existe un desplazamiento de los ecos en la vertical. Por un lado se presenta la reflectividad observada en el CAPPI-1 y sobre ella

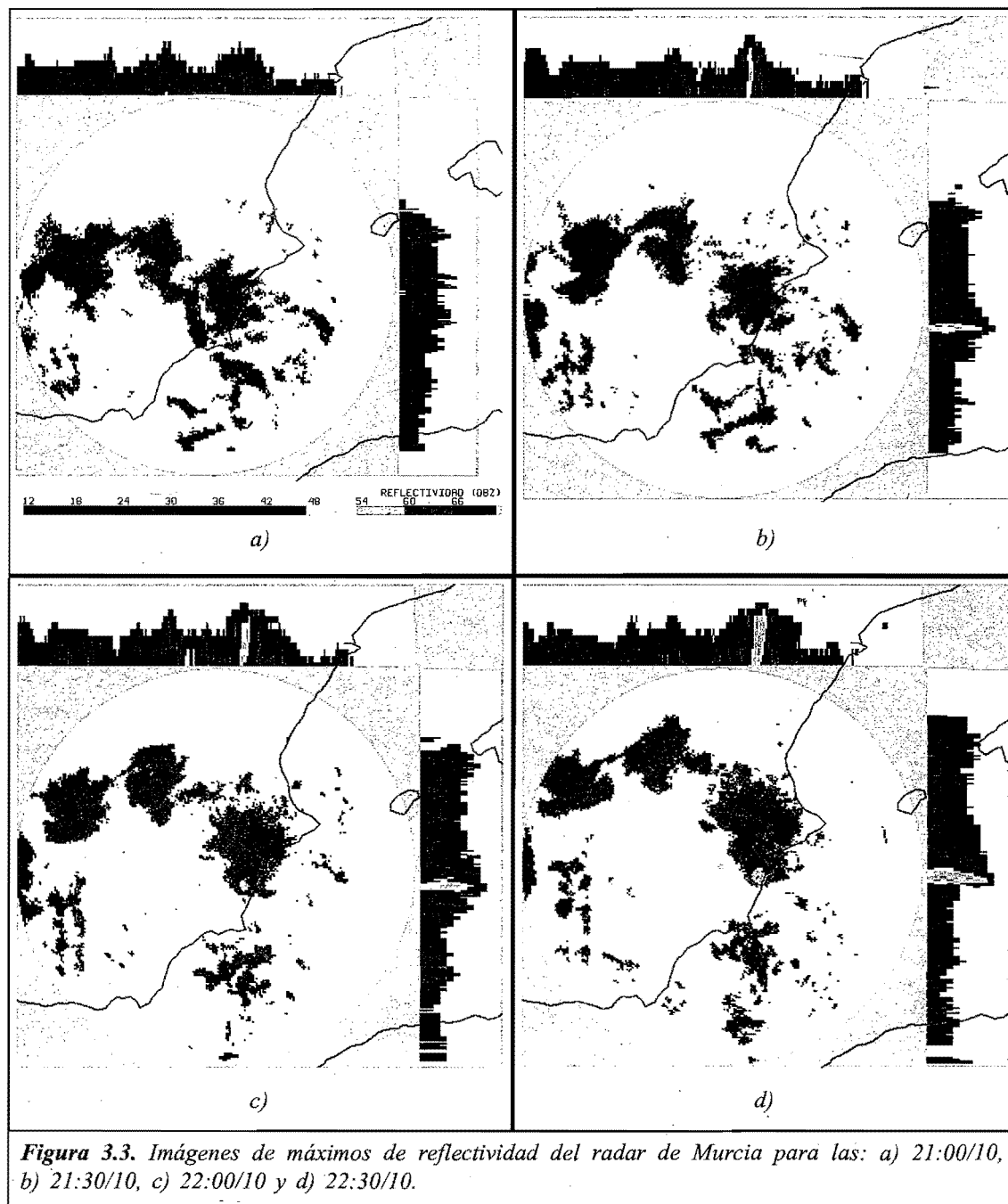
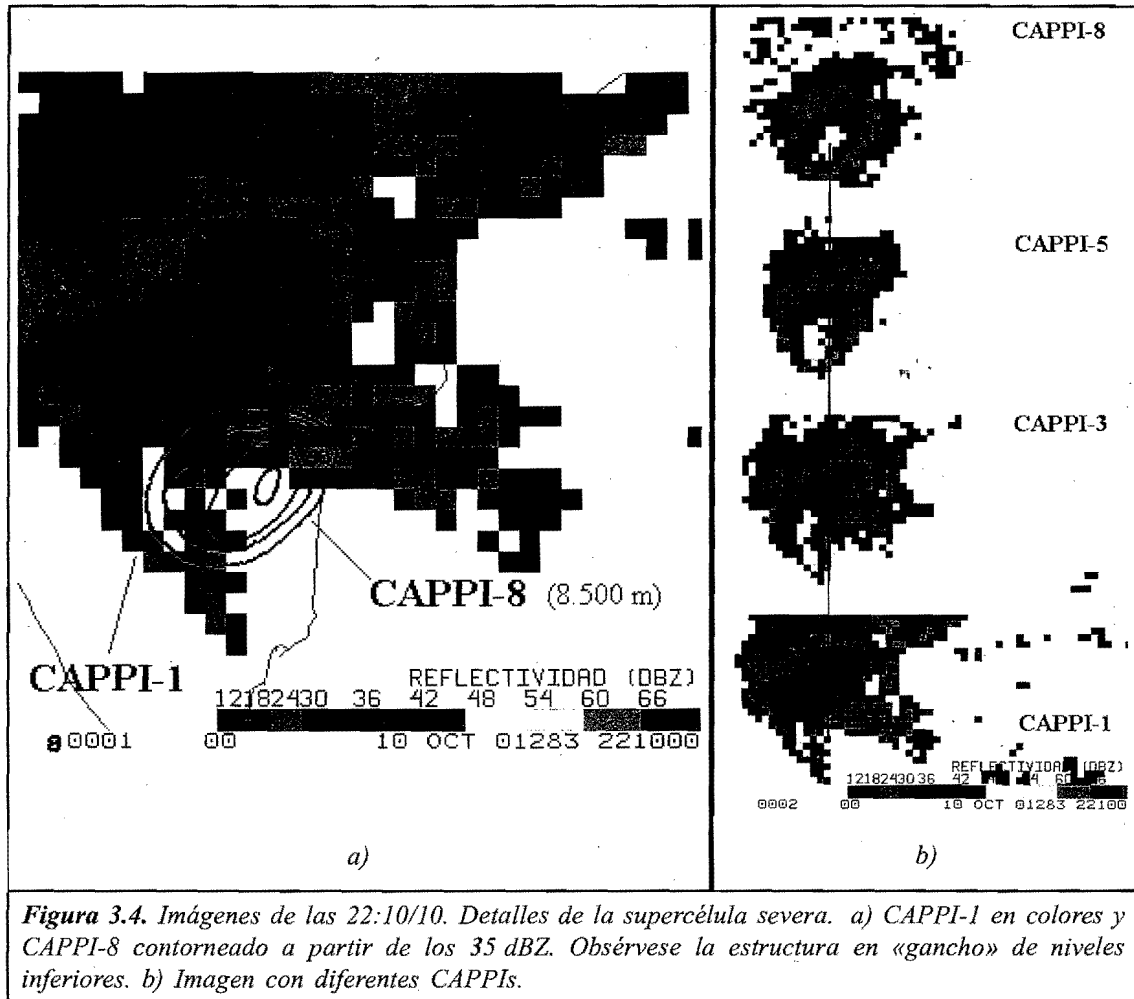


Figura 3.3. Imágenes de máximos de reflectividad del radar de Murcia para las: a) 21:00/10, b) 21:30/10, c) 22:00/10 y d) 22:30/10.

el contorneo de reflectividad del CAPPI-8 a partir de los 35 dBZ en intervalos de 5 dBZ (Figura 3.4.a), pudiéndose apreciar que los máximos de reflectividad en altura se sitúan en la vertical de una zona donde no existen ecos, debido a las intensas corrientes ascendentes que la soportan en niveles medios-altos: es una zona abalconada. Este balcón también es evidente en la Figura 3.4.b donde se ha dibujado una línea vertical de referencia desde el máximo de reflectividad a 8,5 km de altura: éste se localiza encima de una zona de mínimos en capas bajas. El efecto de la circulación mesociclónica es discernible en el CAPPI-1 y en el CAPPI-3, al conformar la estructura de gancho en la horizontal. No se puede identificar la zona de eco débil acotada, REDA, que nos daría la señal de un posible gancho en la vertical. Las dimensiones de ésta son menores que las del gancho en la horizontal y su detección no es tan inmediata. Al menos la zona abalconada de ecos en niveles medios sí es discernible.

Por otra parte, no es posible inferir la profundidad del mesociclón a partir de datos de reflectividad. Este proceso hay que realizarlo usando los datos de viento radial Doppler, siempre y cuando se disponga de varias exploraciones de PPIs a diferentes elevaciones. Desgraciadamente sólo disponemos en formato McIDAS de la primera elevación. Se puede analizar, indirectamente, la profundidad del mesovórtice a partir de la forma en gancho en diferentes CAPPIs del volumen cartesiano. De un análisis visual se tiene que esta forma se observa en los CAPPI-1, 2 y 3, por lo tanto, el espesor mínimo sobre el radar tuvo que ser del orden de 3 km.

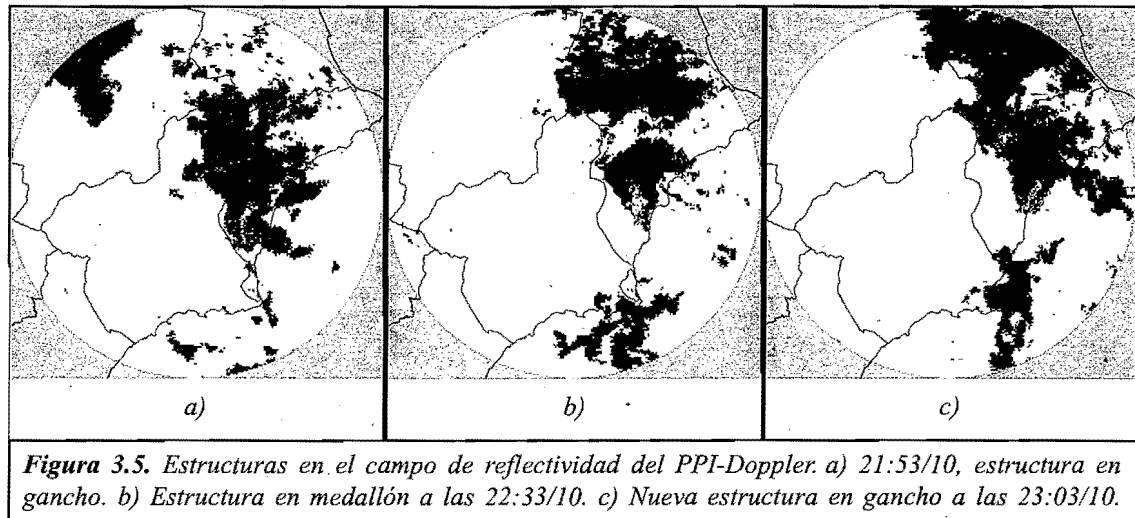


III.2.1.2 Modo Doppler

La información Doppler es de mayor resolución espacial, 1 km × 1 km, que la del radar en modo normal, 2 km × 2 km, por lo que podremos ver estructuras con más detalles. Sólo hemos analizado las imágenes del PPI más bajo a 0,5°, disponibles tanto en reflectividad como en viento radial.

A) DATOS DE REFLECTIVIDAD

En estas condiciones, la forma de gancho de los ecos de precipitación, que conforma el mesociclón, es mucho más evidente como se aprecia en las Figuras 3.5.a y c. En determinadas ocasiones el gancho desaparece momentáneamente y la estructura resultante es una especie de «medallón» o «pendiente» en forma de lágrima alargada, como se puede observar en la Figura 3.5.b. En este caso se volvió a recuperar el gancho, como se aprecia en la Figura 3.5.c.



Hay que hacer notar que la presencia de «ganchos» en la horizontal no implica la existencia o no de una supercélula con corrientes ascendentes en rotación. De hecho las estructuras supercelulares con altas tasas de precipitación (HP, *high precipitation supercell*) y las de bajas tasas de precipitación (LP, *low precipitation supercell*) no poseen esta forma tan peculiar en el campo de reflectividades (Martín *et al.* 2001). Sólo las llamadas supercélulas «clásicas» presentan este tipo de estructura tan característica. Es necesario analizar los datos del viento radial para constatar la existencia de rotaciones locales intensas.

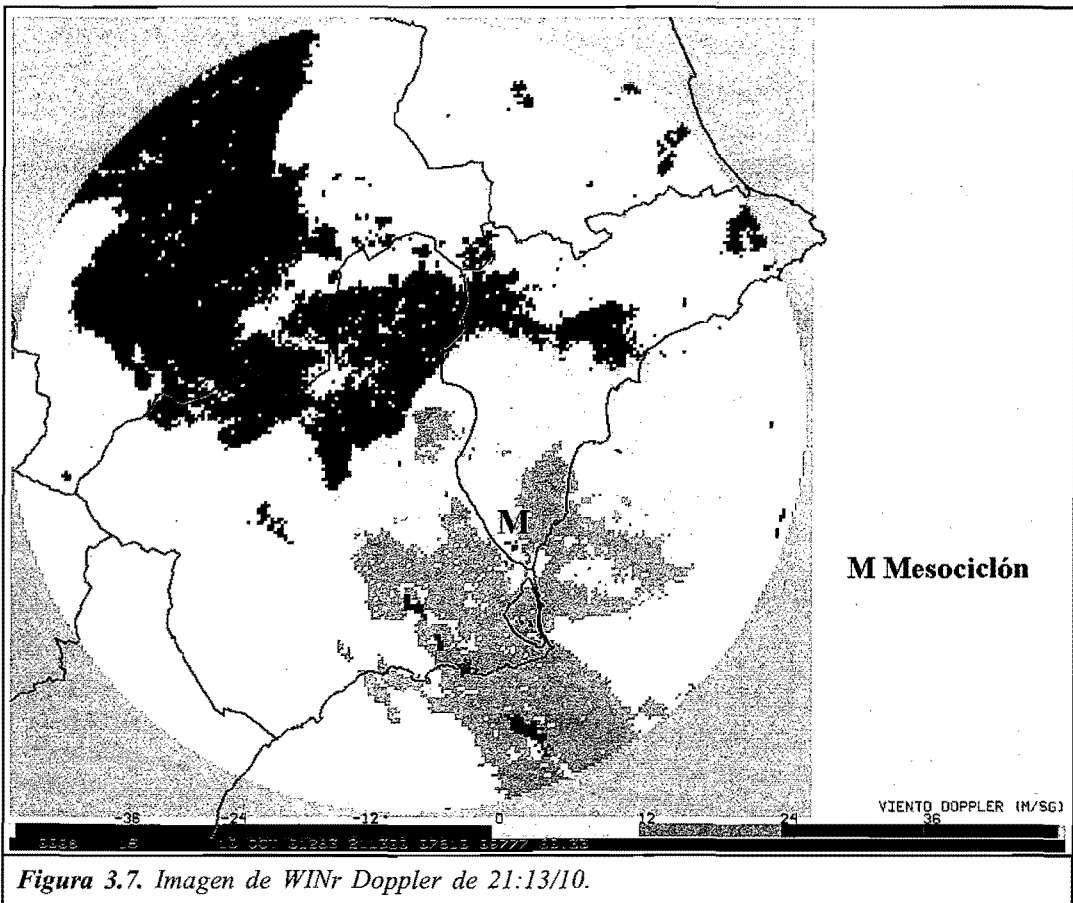
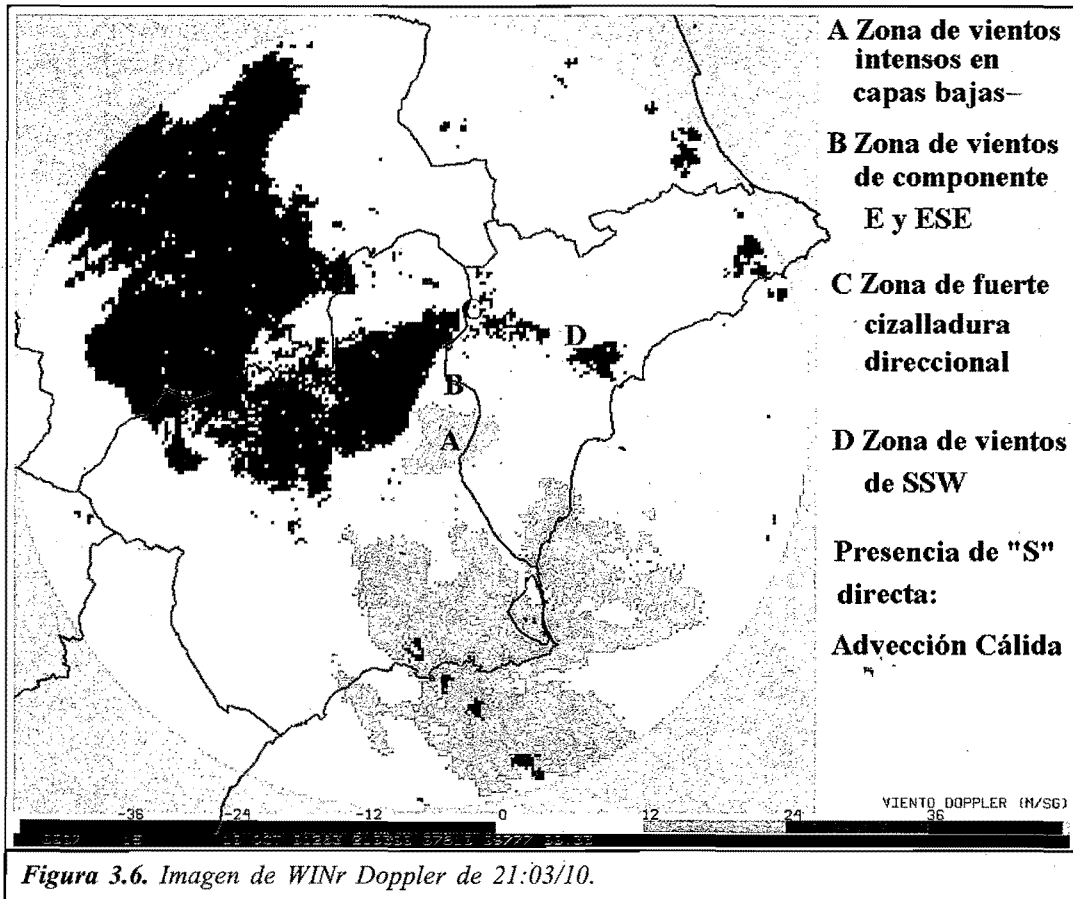
B) DATOS DE VIENTO RADIAL

Entorno preconvectivo a partir de las imágenes de viento radial

Antes que nada, hay que reseñar que en la fecha de la supercélula el radar de Murcia tenía la señal de viento Doppler invertida. Esto se traduce en que los colores están cambiados respecto a la dirección del viento radial. En este sentido tenemos que: colores cálidos están asociados a vientos radiales hacia el radar y los colores fríos, a vientos alejándose de él.

La generación de entornos favorables al desarrollo de supercélulas viene marcada por un balance apropiado entre la cizalladura vertical del viento en capas bajas, que puede ser estimada por la helicidad relativa a la tormenta, y las corrientes ascendentes. Recordar de nuevo que la helicidad se ve favorecida si la intensidad del viento aumenta con la altura y la dirección cambia rápidamente, todo ello en capas bajas (0-3 km). Las salidas del modelo HIRLAM así lo ponían de manifiesto: el entorno preconvectivo era rico en helicidad. Como disponemos de las imágenes de vientos radiales Doppler cada 10 min es posible analizarlas subjetivamente para obtener una idea del ambiente preconvectivo relativo a la estructura de vientos en capas bajas. Desgraciadamente no disponemos de las salidas VAD (*Velocity Azimuth Display*) que nos podrían suministrar valores cuantitativos de la intensidad y dirección del viento sobre el radar. Usaremos las imágenes de WINr (viento radial) de los momentos anteriores a la formación de la supercélula.

En la Figura 3.6 podemos ver que existe un máximo de viento de componente E-ESE persistente, marcado como «A», a nivel del radar y en sus cercanías. El flujo en los primeros metros sobre el radar, zona «B», es de componente E-ESE, también intenso. Entre 200-300 m. de altura se produce un cambio brusco en dirección en la zona «C». Este cambio en dirección



no es continuo sino que es muy brusco, pasando a ser de componente SSW, zona «D». Todos estos elementos se ven reflejados en el sondeo de Murcia de las 00/11. Desgraciadamente, al estar el radar a 1 200 m de altura, no tenemos referencia de niveles inferiores, pero la información que nos suministra desde los 1 200 m hasta los 3 000 m es útil a nivel operativo pues nos pone de manifiesto que estamos frente a condiciones de vientos intensos que giran con la altura marcadamente, elementos que tienden a organizar la convección.

También podemos destacar la presencia de una «S» directa en la línea gris lo que podría llevar asociado una advección cálida en capas bajas, Figuras 3.6 y 3.7. La presencia incipiente del mesociclón queda reflejada a partir de las 21:13 (Figura 3.7). A las 21:33/10 el mesovórtice se puede observar con toda claridad al sur de la provincia de Alicante, Figura 3.8.

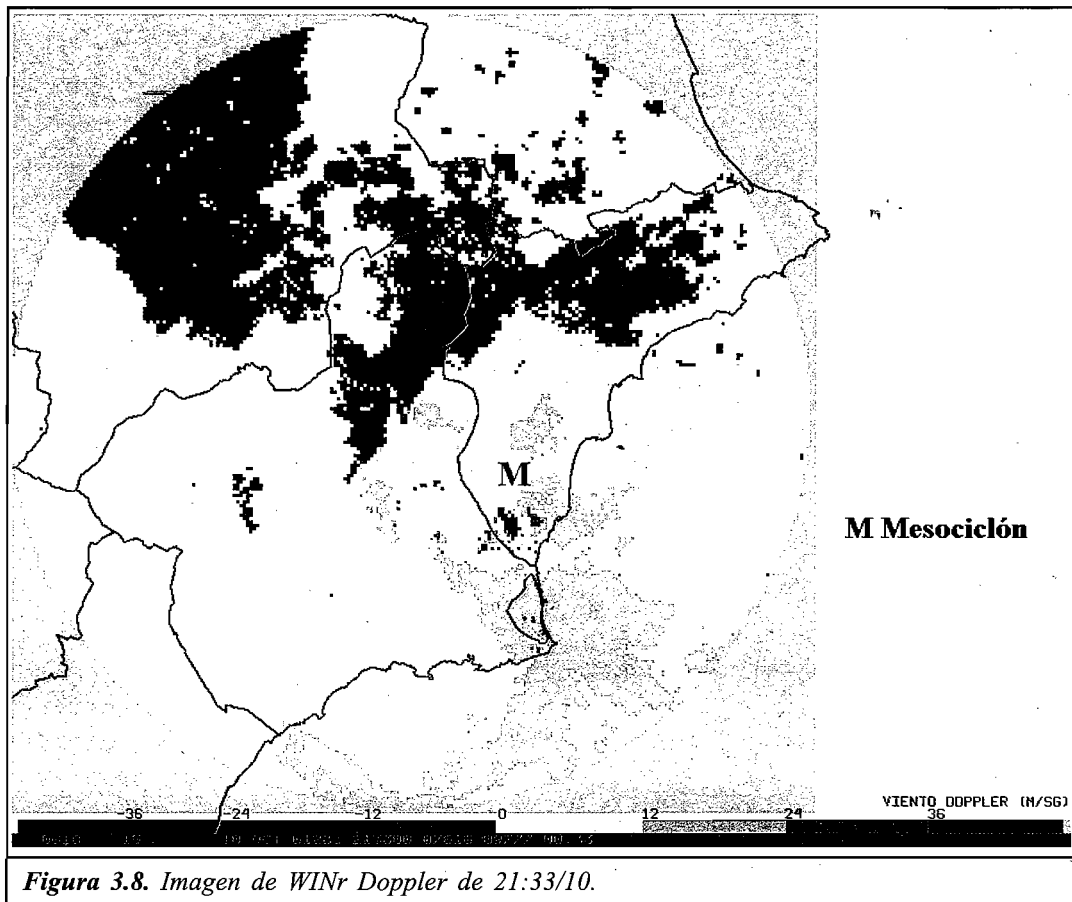


Figura 3.8. Imagen de WINr Doppler de 21:33/10.

Detección del mesovórtice

La definición de supercélula lleva asociada la presencia de un mesovórtice. Este puede generar una estructura en gancho en los ecos de precipitación. En ocasiones se pueden observar estructuras de ecos que aparentan ser ganchos, por mera casualidad, sin estar asociados a estructuras supercelulares.

Si lo que buscamos es la presencia de un mesovórtice local embebido en una estructura convectiva deberemos aplicar el modelo conceptual de viento Doppler asociado a un giro muy concentrado (Martín *et al.* 2001). Esto es:

- Detectar dos máximos relativos de vientos (colores) opuestos muy cercanos.
- El segmento de unión entre esos máximos debe ser, aproximadamente, perpendicular a la radial al punto medio del radar.
- Las direcciones asociadas de los máximos nos indicarán si estamos frente a giros ciclónicos o anticiclónicos.

En la Figura 3.9.a podemos ver una simulación de un vórtice local ciclónico y los colores estándares asociados. En la Figura 3.9.b (con los colores invertidos) vemos la imagen correspondiente a la situación analizada. En este sentido nos hemos fijado en los núcleos de WINr más significativos. Aplicando el anterior modelo conceptual, podemos ver que estamos frente a una circulación ciclónica local.

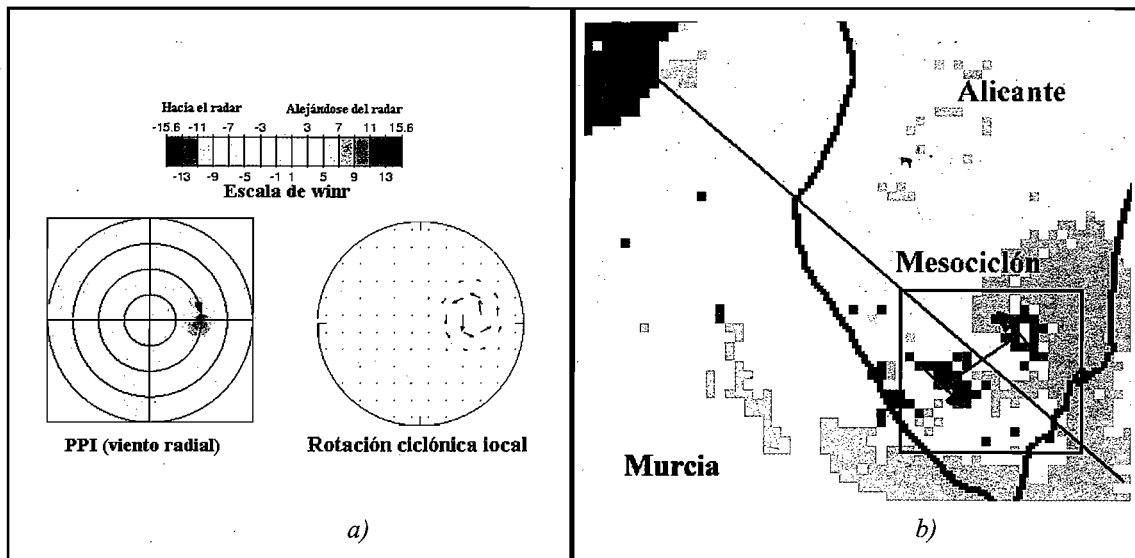


Figura 3.9. Estructura del viento radial en la estructura tormentosa del 10 de Octubre de 2001. a) Modelo conceptual asociado de viento Doppler para un PPI dado (Novak, 1999). b) Detalle de la estructura real a las 21:43/10. «R» representa la posición del radar de Murcia. La distancia media al mesociclón fue del orden de 30-55 km, situándose éste a una altura aproximada de 1 500-1 600 m sobre el nivel del mar, en los primeros momentos.

La disponibilidad de otros PPIs a otras tantas elevaciones nos hubiera permitido identificar la profundidad del mesociclón. Con una sola exploración es imposible realizar este proceso. Indicar que la distancia aparente entre estos dos máximos de viento radial fue del orden de unos 13-15 km.

III.2.2 Análisis objetivo

III.2.2.1 Aplicación YRADAR

La aplicación YRADAR (Martín y Carretero, 2001) está diseñada para alertarnos de la presencia de estructuras y células convectivas bien definidas en la horizontal y en la vertical. La aplicación se ha ajustado y adecuado para detectar estructuras con reflectividades altas e intensas, por lo que la supercélula es un sistema muy adecuado para ser analizado, diagnosticado y seguido por dicha aplicación. No se dispone de un análisis de los datos de WINr Doppler por lo que el mesociclón en sí mismo no es detectado y analizado objetivamente.

El sistema convectivo dio rápidamente señales significativas destacando claramente respecto a las tormentas que se formaron a su alrededor. Presentamos un conjunto de imágenes, Figura 3.10, relativas a las salidas de la aplicación tridimensional (3D), con el análisis de estructuras bidimensionales (2D) en gris como fondo, desde las 21:30/10 hasta las 00:00/11.

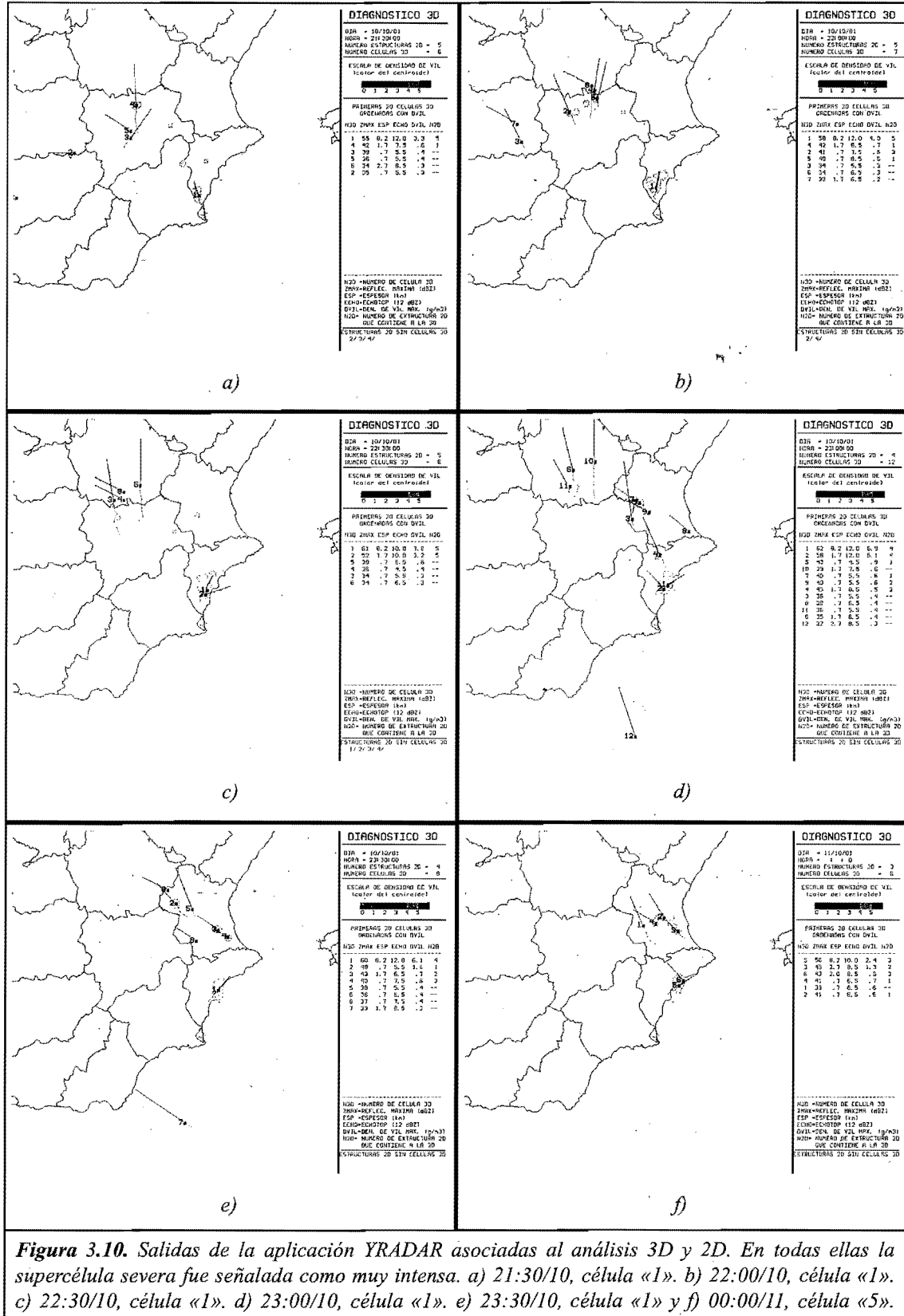


Figura 3.10. Salidas de la aplicación YRADAR asociadas al análisis 3D y 2D. En todas ellas la supercélula severa fue señalada como muy intensa. a) 21:30/10, célula «1». b) 22:00/10, célula «1». c) 22:30/10, célula «1». d) 23:00/10, célula «1». e) 23:30/10, célula «1» y f) 00:00/11, célula «5».

A las 21:30/10 la célula en cuestión tiene una densidad de VIL celular, DVILc, del orden de $3,3 \text{ g m}^{-3}$, además de poseer otras propiedades llamativas: ZMAX de 55-dBZ y espesor celular, ESP, de 8,2 km. Usaremos el convenio de DVILc, ZMAX, ESP para indicar las propiedades más significativas, de forma que a las 21:30/10 tendremos que la célula tenía 3,3; 55; 8,2. A las 22:00/10 los valores pasan a 4; 58; 8,2. A las 22:30/10 son de 7,8; 61; 8,2. A las 23:00/10 pasan a 6,9; 62; 9,8; a las 23:30/10 llegan a 6,1; 60; 8,2 y a las 00:00/11 son de 2,4; 56; 8,2.

El crecimiento espectacular y continuado se produce entre las 22:00/10 y 22:30/10 cuando el sistema se encontraba todavía al sur de la provincia de Alicante. Por las referencias de que disponemos, las granizadas se produjeron entre las 22:00/10 y 23:00/10. Los valores elevados comenzaron a remitir cuando la estructura alcanzó la zona costera, a partir de las 00 del día 11, pero manteniendo valores intensos de reflectividad en capas bajas. En estos últimos momentos se produjeron lluvias localmente intensas en zonas de la costa. Una descripción de la evolución de algunos de estos parámetros se hará en el apartado relativo al granizo.

A) ESTRUCTURA UNI O MULTICELULAR

Una estructura supercelular no lleva el calificativo de multicelular pues la célula que crece desproporcionalmente lo hace de tal forma que su apariencia, a lo largo de su ciclo de vida, es equivalente a la de una única célula que perdura durante mucho tiempo (más de 30 min). Además, no presenta de forma clara la sucesión típica de estructuras multicelulares que van generando otras nuevas, y estas, a su vez, desarrollan otras que toman el papel de las primeras. Aunque el procedimiento 3D detecta generalmente sólo una célula, en ciertos momentos señaló la presencia de dos: una muy intensa y otra secundaria de menor entidad. No es fácil pensar que la célula, que se generó hacia las 21:30/10, sea la misma que afectó posteriormente a la zona de Elche y a la ciudad de Alicante. Lo que sí está claro es que la «forma» de la estructura sí fue muy parecida a lo largo de todo su ciclo de vida, dando la apariencia de una única estructura.

B) DESPLAZAMIENTO DE LA SUPERCÉLULA

Las estructuras supercelulares suelen tener un desplazamiento muy característico cuando se compara dicho movimiento con el de las tormentas de menor entidad y organización que se desarrollan a su alrededor y con el viento medio rector. Una regla muy simple nos dice que las de tipo ciclónico se mueven según 75R30 ó 80R30 (su velocidad es el 75 ó 80% del viento rector o medio, girado 30 grados a la derecha, R). Estas reglas provienen de los años 70 y en particular de los estudios realizados por Maddox (1976). El viento medio se estimaba a partir de los vientos en superficie, 850, 700, 500, 300, y 200 hPa. Otras reglas más elaboradas (Bunkers *et al.* 2000) introducen el vector cizalladura medio para el cálculo del movimiento previsto, pero todos estos métodos son aproximaciones simples, ya que la propia supercélula condiciona su movimiento, casi independiente del flujo rector.

En nuestro caso, Figura 3.11, el desplazamiento del centroide 3D cumple parcialmente la primera regla comentada con anterioridad. Tomando el viento del sondeo de Murcia a las 00/11, como referencia tenemos que, éste era de componente S y de 40 kt en 700 hPa. Esto nos da unos valores previstos orientativos del orden 28-34 kt y una dirección de desplazamiento de componente SW. Entre las 21:30/10 y 23:30/10 el movimiento de la estructura osciló entre 12 y 39 km h^{-1} (6,5 ó 21 kt) y su dirección se desviaba hacia la derecha respecto al flujo rector. Destacar que la estructura también mostró un desplazamiento anómalo respecto al resto de las tormentas que se desarrollaron en la cobertura del radar de Murcia.

III.2.2.2 Diagnóstico del granizo

Los principales efectos en superficie de esta supercélula fueron precipitaciones muy intensas y, sobre todo, el pedrisco con tamaños de pelota de golf e incluso de pelota de béisbol. No se tienen noticias de la existencia de tornados. Algunas de las precipitaciones recogidas se pueden ver en la Tabla 3.1.

INDICATIVO	ESTACIÓN	FECHA	PREC. 07-07 (mm)
256	Callosa de Segura	10/10/01	32,0
261-I	Rojales, El Molino	10/10/01	17,7
263	La Marina de Elche	10/10/01	31,8
018-A	Elche	10/10/01	20,7
019	Alicante, El Altet	10/10/01	31,4
025	Alicante, C. Jardín	10/10/01	27,9

Tabla 3.1 Estaciones de colaboradores de la red del INM en las que se detectó granizo. La precipitación en 24 horas abarca desde las 07 locales del 10 a las 07 locales del 11. Datos suministrados por Luis Fernández Sánchez de la Sección de Banco de Datos Climatológicos del INM.

En todas estas estaciones se registró también granizo, así como en otros puntos de la zona S de Alicante. Todos los lugares donde se registró granizo se representan en la Figura 3.11 por medio de círculos de color marrón, junto con la trayectoria completa de la supercélula, obtenida por el análisis 3D de la aplicación operativa YRADAR.

A partir de los datos generados por la aplicación YRADAR, se ha probado, de manera experimental, un módulo avanzado de diagnóstico del granizo y se ha aplicado a la estructura supercelular que nos ocupa entre las 20:40/10 y las 00:30/11 (San Ambrosio, 2001). Este módulo trata de enfatizar y resaltar aquellas estructuras que posean elevados centroides, respecto a la altura de la isocero a nivel de la tormenta, que ocupen grandes proporciones en la troposfera con elevados valores de reflectividad, etc. Actualmente se está utilizando con umbrales y parámetros americanos, a falta de un ajuste para nuestras latitudes.

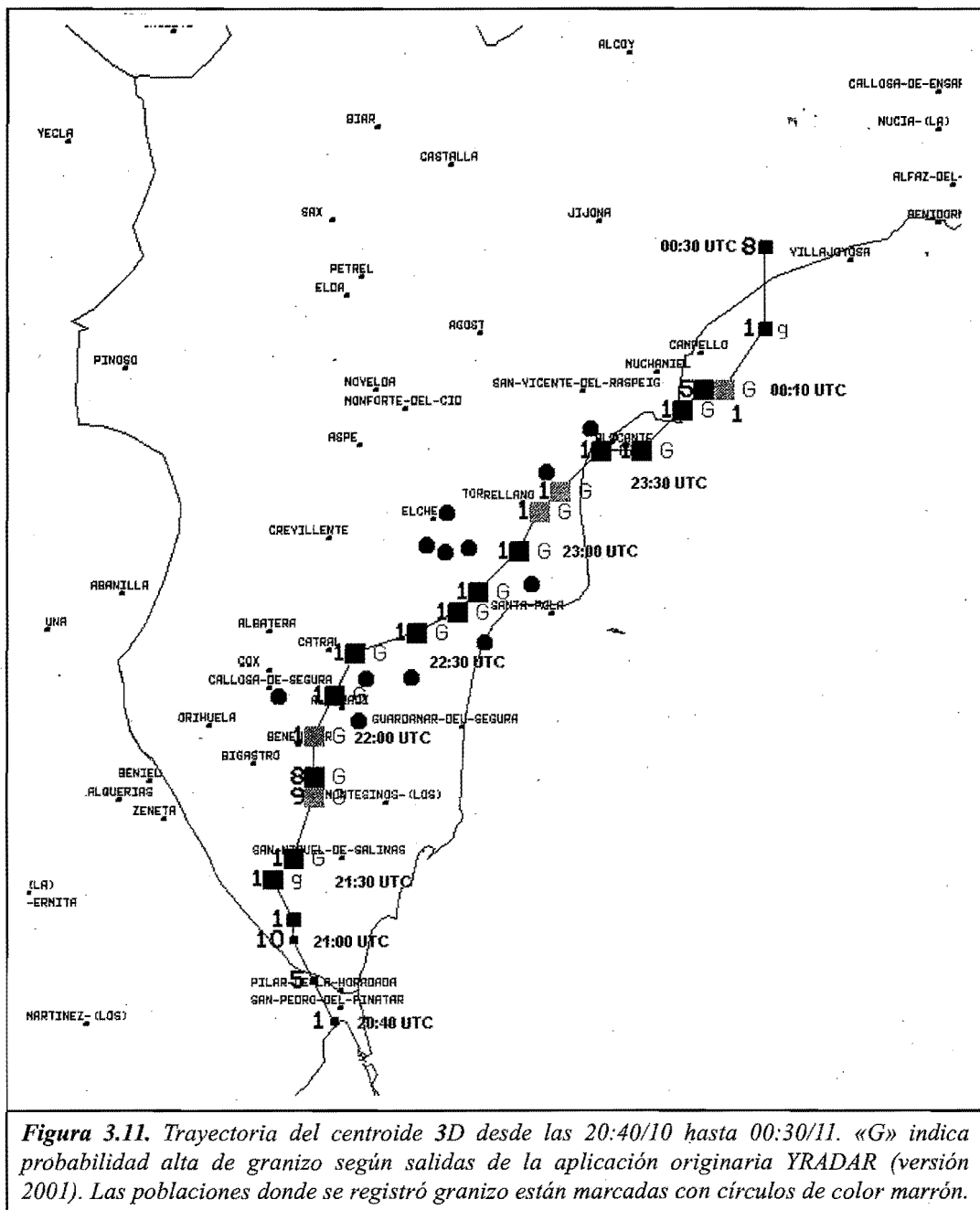
Los resultados más interesantes obtenidos con esta herramienta se pueden ver en la Figura 3.12, en la que presentamos de manera gráfica la evolución temporal, por un lado de los valores de Densidad de VIL, DVIL grid y DVIL celular, (Amburn y Wolf, 1997) y por otro, la probabilidad de granizo de cualquier tamaño, POH, según el criterio de Waldvogel (Waldvogel *et al.* 1979), y la de granizo severo, POSH, obtenida por medio del *Hail Detection Algorithm*, HDA, (Witt *et al.* 1998).

En la Figura 3.12.a se observa que entre las 21:30/10 y las 00:10/11 esta célula presenta valores de DVIL-Zmax, por encima de 3 g m^{-3} , llegando a valores de casi 8 g m^{-3} entre las 22:30/10 y las 23:00/10, lo que según la bibliografía americana supone una alta probabilidad de que aparezca granizo severo en superficie. La DVIL-grid alcanza como máximo un valor de 4 g m^{-3} a las 22:30/10, valor muy inferior a los de la DVIL-Zmax.

El criterio de Waldvogel, Figura 3.12.b, nos indica que desde las 21:30/10 hasta las 23:30/10 esta célula tiene prácticamente un 100% de probabilidad (POH) de producir granizo de cualquier tamaño en superficie. Por otro lado, el HDA nos indica para el mismo intervalo de tiempo que la probabilidad (POSH) de que se dé granizo severo está por encima del 30%, llegando hasta un 70-72% entre las 22:30/10 y las 23:00/10, que parece ser el momento más crítico en la vida de esta supercélula, cuando se produjeron los fenómenos más adversos en superficie.

A título orientativo, se han obtenido también los tamaños previstos para el granizo en esta situación. Para ello se han utilizado las salidas de estos algoritmos y las tablas locales que se emplean en la oficina del National Weather Service de Little Rock, NWS-LR, (Lewis III), que presentamos en los gráficos de las Figuras 3.12.c y d, con relación al tamaño real que se registró y que a partir de las informaciones de que disponemos estuvo comprendido entre los 45 y los 62 mm.

Con el algoritmo de la Densidad de VIL-Zmax se predice un tamaño máximo del granizo superior a 63 mm especialmente entre las 22:30/10 y las 23:00/10, es decir, lo predice con cierta antelación a los máximos tamaños observados, siendo el tamaño predicho superior a estos. Los tamaños que se predicen a partir de la Densidad de VIL-Grid se quedan siempre muy por debajo de los datos de observación. A partir del HDA se obtiene también un tamaño máximo probable para el granizo (MEHS), el valor obtenido para el momento de mayor



severidad de la tormenta es de 37 mm. Durante toda la evolución de la supercélula el MEHS subestima el tamaño del granizo, esto se debe a que este valor se calcula para una probabilidad del 75%, pero como complemento a este dato se genera también la probabilidad de que el tamaño supere los 37,5 mm y los 62,5 mm, los valores obtenidos para estas dos probabilidades llegan a ser de un 47 y un 17%, respectivamente. El tamaño que predice el algoritmo del NWS-LR, en general, se comporta de manera similar al MEHS, únicamente entre las 22:30/10 y las 23:00/10 predice tamaños de hasta 63 mm, que se observaron en momentos posteriores. En el gráfico de comparación de tamaños, Figura 3.12.d, se observa que todos los algoritmos predicen granizo en momentos en que éste no se presenta. Cuando efectivamente hay granizo los únicos algoritmos que en ocasiones sobrepredicen el tamaño del mismo son el de DVIL-Zmax y el del NWS-LR; en general, todos los algoritmos utilizados lo infrapredicen, siendo los que mejor se ajustan el algoritmo del NWS-LR y el HDA.

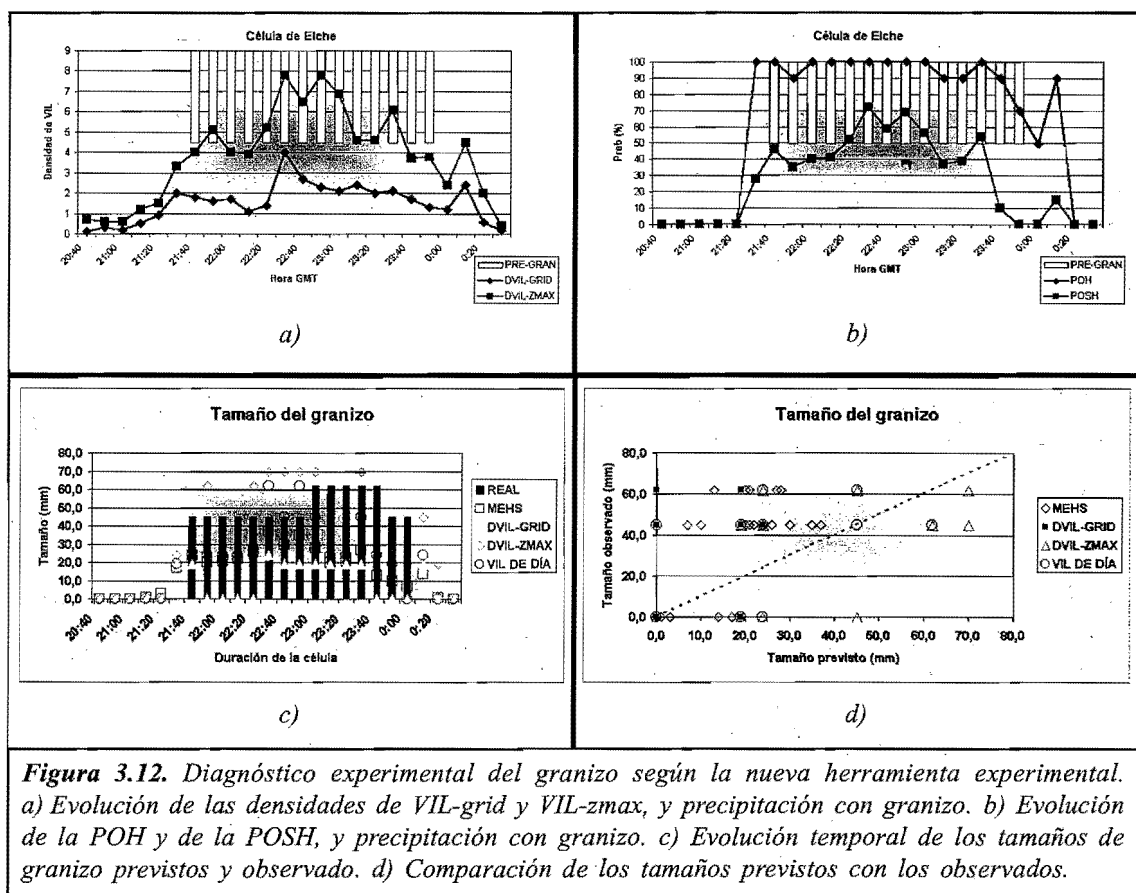


Figura 3.12. Diagnóstico experimental del granizo según la nueva herramienta experimental. a) Evolución de las densidades de VIL-grid y VIL-zmax, y precipitación con granizo. b) Evolución de la POH y de la POSH, y precipitación con granizo. c) Evolución temporal de los tamaños de granizo previstos y observado. d) Comparación de los tamaños previstos con los observados.

IV. CONCLUSIONES

Por primera vez en la Península Ibérica y Baleares se ha documentado y estudiado en detalle una estructura convectiva que posee claramente una rotación ciclónica persistente en su interior. Estos núcleos convectivos son relativamente raros pero importantes ya que en la mayoría de las ocasiones llevan asociado tiempo severo o adverso en superficie. Ésta, en particular, dio lugar a granizadas muy significativas cerca de Elche, donde el pedrisco llegó a alcanzar el tamaño de pelotas de béisbol. Se registraron lluvias localmente intensas en diversos puntos de la provincia de Alicante al paso de dicha perturbación convectiva. El entorno sinóptico y mesoescalar era proclive al desarrollo de convección que generaba una DANA situada al SW de la península. La zona en cuestión fue rica en helicidad relativa a la tormenta como se ha puesto de manifiesto en los campos del HIRLAM, previstos y analizados. De la misma forma el sondeo de Murcia de las 00/11 también nos marca un entorno con una helicidad elevada, mientras que las condiciones de inestabilidad de la burbuja eran bajas o poco marcadas. El desarrollo explosivo de una de las estructuras convectivas se tuvo que deber a unas condiciones muy especiales cuyo conocimiento exacto se aleja de los elementos observacionales disponibles.

Los datos del viento radial Doppler nos confirman la existencia de un máximo de viento al nivel del radar de componente ESE a la vez que nos marca un giro de viento con la altura muy acusado para ponerse posteriormente de componente SSW. El aumento del viento en capas bajas con un giro apropiado y marcado, son los elementos que hacen que el entorno sea proclive a la posible formación de tormentas supercelulares.

La supercélula analizada es de tipo "clásico" ya que poseía una estructura en gancho discernible en capas bajas. Su desplazamiento fue también anómalo respecto al resto de las tormentas que se formaron a esas horas y respecto al viento medio rector, desviándose hacia la derecha respecto al flujo medio. Como se comentó con anterioridad, sus efectos más destacados en superficie fueron las fuertes granizadas y lluvias localmente intensas en la comarca de la Vega Baja de Alicante. El mesociclón no llegó a tocar tierra, no se tiene constancia de la existencia de fuertes vientos ni de tornados. La actividad eléctrica detectada por la red del INM fue muy poco marcada, el número de rayos nube-tierra fue muy escaso con un máximo de hasta 4 rayos en 10 min. Según testigos, la nube convectiva estuvo en gran parte iluminada por la gran cantidad de rayos nube-nube.

Los datos de radar convencional muestran una estructura muy organizada, con valores intensos y elevados de reflectividad por lo que fue rápidamente identificada por la aplicación YRADAR como una estructura fundamentalmente unicelular con valores de DVIL y de VIL muy elevados. Se han analizado las salidas objetivas del módulo de granizo y esta aplicación también señala la existencia de altas probabilidades de granizo severo.

Hay que hacer notar, desde el punto de vista operativo, que en determinadas ocasiones la cuenca del Mediterráneo, durante la época otoñal y bajo unas condiciones sinópticas y mesoescales dadas, genera entornos favorables para el desarrollo de convección o lluvias convectivas eficientes: convección profunda y húmeda. La presencia de un chorro húmedo en bajos niveles, con alto contenido de humedad en la troposfera, niveles muy bajos de formación de las bases de nubes, alta inestabilidad en capas bajas, etc., es un elemento destacable en estas situaciones.

Estas mismas condiciones pueden generar, localmente, zonas donde se desarrollen entornos ricos en helicidad relativa a la tormenta (SRH). Estas zonas se pueden generar por la propia

presencia del chorro en bajos niveles que localmente se ha intensificado o ha variado su cizalladura vertical de forma apropiada para hacer crecer la SRH. Estructuras mesoescales muy locales (microfrentes de rachas previas, zonas de convergencias en capas baja, brisas marinas o de tierra) pueden ser otra fuente de helicidad. Si a esto unimos, como en este caso, una advección de aire seco de componente sur en capas medias tendremos que localmente pueden darse las condiciones para la generación de entornos severos frente a eficientes. O lo que es lo mismo, aún existiendo condiciones medioambientales donde se pueda desarrollar convección húmeda y profunda, podrá darse el caso de coexistir tormentas severas (muy locales) frente a las de tipo eficiente (generalizadas). Estos hechos se han observado con cierta frecuencia: a la vez que se están registrando lluvias intensas, es posible observar tornados y trombas marinas coexistiendo en zonas muy próximas unas de otras, aunque el entorno medioambiental medio favorezca sobre todo la presencia de las primeras.

BIBLIOGRAFÍA

AMBURN, S. A. and P. L. WOLF, 1997: VIL Density as a Hail Indicator. *Wea. Forecasting*, **12**, 473-478.

BROWNING, K. A., 1964: Airflow and precipitation trajectories within severe local storms which travel to the right of the winds. *J. Atmos. Sci.*, **21**, 634-639.

BROWNING, K. A., 1977: The structure and mechanism of hailstorms. *Meteor. Monogr.*, **38**, 1-39.

BUNKERS, M. J., B. A. KLIMOWSKI, J. W. ZEITLER, R. L. THOMPSON, and M. L. WEISMAN, 2000: Predicting supercell motion using a new hodograph technique. *Wea. and Forecasting*, **Vol. 15**, **1**, pp. 61-79.

BURGESS, D. W. and L. R. LEMON, 1990: Severe thunderstorm detection by radar. Radar in Meteorology, D. Atlas, Ed., American Meteorological Society, Boston, MA; 619-647.

BURGESS, D. W. and L. R. LEMON, 1991: Characteristics of mesocyclones detected during a NEXRAD test. Preprints, 25th Int. Conf. on Radar Meteorology, Paris, France, Amer. Meteor. Soc., 39-42.

BURGESS, D. W., R. L. LEE, S. S. PARKER, S. J. KEIGHTON and D. L. FLOYD, 1995: A Study of mini supercells observed by WSR-88D radars. Preprints, 27th Conference on Radar Meteorology, Vail, Colorado, American Meteorological Society.

DAVIES-JONES, R., 1984: Streamwise vorticity: The origin of updraft rotation in supercell storms. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 2991-3006.

DAVIES-JONES, R., D. BURGESS and M. FOSTER, 1990: Test of helicity as a tornado forecast parameter. Preprints, 16th Conf. on Severe Local Storms, Kananaskis Park, Alta., Canada, Amer. Meteor. Soc., 588-592.

ELIZAGA, F., 2001: Herramienta de Diagnóstico de Fenómenos Convectivos basada en modelos numéricos, ver. 2.0. Noviembre 2001. V Simposio Nacional de Predicción, Madrid, I.N.M.

FOSTER, M. P., A. R. MOLLER, J. W. WICKER and L. CANTRELL, 1995: The Rapid Evolution of a Tornadoic Small Supercell: Observations and Simulation. Preprint, 14th Conference on Weather Analysis and Forecasting, Dallas, AMS (Boston) 323-328.

GILMORE, M. S. and L. J. WICKER, 1998: The influence of midtropospheric dryness on supercell morphology and evolution. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 943-958.

KENNEDY, P. C., N. E. WESTCOTT and R. W. SCOTT, 1993: Single Doppler radar observations of a mini supercell tornadoic thunderstorm. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 1860-1870.

LEWIS III, J. A.: Forecasting Large Hail using the WSR-88D. NWSFO Little Rock, AR.

MADDOX, R. A., 1976: An evaluation of tornado proximity wind and stability data. *Mon. Wea. Rev.*, **104**, 133-142.

MARTÍN, F., F. ELIZAGA, O. CARRETERO e I. SAN AMBROSIO, 2001: Diagnóstico y Predicción de la Convección Profunda. *Nota Técnica del STAP*, **35**. Madrid, INM.

- MARTÍN, F. y O. CARRETERO, 2001: Análisis de estructuras y células convectivas mediante datos de radar regional: aplicación YRADAR ver. 2.0. Mayo 2001, STAP-INM.
- MARTÍN, F. y RIOSALIDO, R., 1995: Modelos Conceptuales a Mesoescala: Tormentas vistas por radar. Módulos de enseñanza por ordenador. TEMPOweb: INM.
- MITCHELL, E. D., Steven V. VASILOFF, Gregory J. STUMPF, Arthur WITT, Michael D. EILTS, J. T. JOHNSON and Kevin W. THOMAS, 1998: The National Severe Storms Laboratory Tornado Detection Algorithm. *Wea. and Forecasting*, **13**, 352-366.
- MOLLER, A. R., M. P. FOSTER and G. R. WOODALL, 1994: The operational recognition of supercell thunderstorm environments and storm structures. *Wea. and Forecasting*, **9**, 327-347.
- NOVAK, P., 1999: Processing of Doppler weather radar winds, contribution for the "WSD-99" Conference, Faculty of Mathematics and Physics, Charles University, Prague, 22-25 Jun. 1999.
- RASMUSSEN, E. N. and D. O. BLANCHARD, 1998: A baseline climatology of soundings-derived supercell and tornado forecast parameters. *Wea. and Forecasting*, **13**, 1148-1164.
- STUMPF, G. J., Arthur WITT, E. DE WAYNE MITCHELL, Phillip L. SPENCER, J. T. JOHNSON, Michael D. EILTS, Kevin W. THOMAS and Donald W. BURGESS., 1998: The National Severe Storms Laboratory Mesocyclone Detection Algorithm for the WSR-88D. *Wea. and Forecasting*, 304-326.
- SAN AMBROSIO, I., 2001: Primera valoración de algoritmos para la estimación de la probabilidad de ocurrencia de granizo. V Simposio de Predicción del INM. 20-23 de Noviembre 2001. INM.
- WALDVOGEL, A., B. FEDERER and P. GRIMM, 1979: Criteria for the Detection of Hail Cells. *J. Appl. Meteor.*, **18**, 1521-1525.
- WITT, A., M. D. EILTS, G. J. STUMPF, J. T. JOHNSON, E. D. MITCHELL and K. W. THOMAS, 1998: An Enhanced Hail Detection Algorithm for the WSR-88D. *Wea. and Forecasting*, **13**, 286-303.