

**Identificación y caracterización del
granizo mediante el radar
meteorológico. Modelos de predicción
del ciclo de vida de las células
convectivas**

Manuel Ceperuelo Mallafré

Memòria presentada per optar al títol de Doctor en Física
Tesi dirigida per la Dra. María del Carmen Llasat Botija
i el Dr. Tomeu Rigo Ribas

Barcelona, Juny 2008

Programa de doctorat d'Astronomia i Meteorologia

Bienni 2002-2004

Departament d'Astronomia i Meteorologia



UNIVERSITAT DE BARCELONA



Ilustración portada: Belén Aula Carmona

Contraportada: Tamaño máximo de granizo registrado, 17,78 cm en diámetro. 22 de Junio de 2003 en Aurora, Nebraska (Guyer y Ewald, 2004).

A mi mujer

Al meu fill

Als meus pares

Als meus germans

Índice

| | |
|--|-------------|
| <i>Agradecimientos / Agraïments</i> | <i>IX</i> |
| <i>Resumen</i> | <i>XI</i> |
| <i>Abstract</i> | <i>XIII</i> |
| 1 <i>Introducción</i> | 1 |
| 1.1 Presentación | 1 |
| 1.2 Objetivos | 7 |
| 1.3 Estructura | 8 |
| 2 <i>Convección</i> | 11 |
| 2.1 Convección Atmosférica | 11 |
| 2.2 La teoría de la parcela y sus desviaciones | 17 |
| 2.3 Inicio y organización de la convección | 20 |
| 2.4 Predicción de la intensidad de la convección | 22 |
| 3 <i>El granizo</i> | 27 |
| 3.1 Introducción | 27 |
| 3.2 Definición | 27 |
| 3.3 Formación del granizo | 29 |
| 3.4 Factores asociados al granizo | 32 |
| 3.5 Órdenes de magnitud | 34 |
| 3.6 Las escalas de tamaño | 38 |
| 3.7 Climatología del granizo | 42 |
| 3.8 El granizo en España | 45 |
| 4 <i>Métodos de observación y estima del granizo</i> | 51 |
| 4.1 Introducción | 51 |
| 4.2 Los granizómetros | 51 |
| 4.3 Los observadores | 54 |

| | | |
|------------|---|------------|
| 4.4 | Los radiosondeos | 54 |
| 4.5 | Los modelos meteorológicos | 57 |
| 4.6 | Los satélites de observación..... | 59 |
| 4.7 | El radar meteorológico | 60 |
| 4.7.1 | El radar polarimétrico | 63 |
| 4.7.2 | Métodos de identificación, medida y estima del granizo..... | 64 |
| 4.8 | El problema de las diferentes bases de datos..... | 74 |
| 5 | <i>RHAP, de su definición a los algoritmos</i> | 75 |
| 5.1 | Introducción..... | 75 |
| 5.2 | El entorno gráfico..... | 77 |
| 5.3 | Los algoritmos de identificación | 80 |
| 5.3.1 | Células convectivas en 2D..... | 80 |
| 5.3.2 | Células convectivas en 3D..... | 83 |
| 5.3.3 | Sistemas de precipitación | 91 |
| 5.4 | Los algoritmos de seguimiento o tracking..... | 94 |
| 5.4.1 | Células convectivas en 2D..... | 95 |
| 5.4.2 | Células convectivas en 3D..... | 95 |
| 5.4.3 | Sistemas de precipitación | 99 |
| 6 | <i>Las campañas de observación de granizo</i> | 101 |
| 6.1 | Metodología | 101 |
| 6.2 | La zona de estudio y las campañas | 103 |
| 6.3 | Selección de episodios..... | 109 |
| 7 | <i>Diferencias entre situaciones con y sin granizo y detección de granizo y estima de su tamaño en superficie mediante el uso del radar meteorológico.....</i> | 113 |
| 7.1 | Distribución espacial y temporal de las tormentas en el valle medio del Ebro.. | 115 |
| 7.2 | Criterios de detección de granizo a partir de los parámetros radar..... | 121 |
| 7.2.1 | Probabilidad de granizo | 125 |
| 7.2.2 | SHI, MEHS y POSH | 134 |
| 7.2.3 | Umbral de alerta de observación en superficie de granizo | 137 |
| 7.2.4 | Estima del tamaño máximo de granizo a partir de los parámetros radar | 143 |
| 7.2.5 | Resumen | 148 |

| | | |
|------------|---|------------|
| 7.3 | El Análisis en Componentes Principales de los parámetros radar y definición de nuevos parámetros | 151 |
| 7.3.1 | Distribución Vertical de la reflectividad - VDR..... | 156 |
| 7.4 | Estima del tamaño máximo registrado en superficie a partir de los nuevos parámetros radar | 158 |
| 8 | <i>Predicción de los parámetros radar de las células convectivas.....</i> | 163 |
| 8.1 | Introducción..... | 163 |
| 8.2 | Selección de las células..... | 167 |
| 8.3 | Análisis de conglomerados y modelos de comportamiento..... | 167 |
| 8.3.1 | Células con duración superior a 30 minutos..... | 169 |
| 8.3.2 | Células con duración superior a 60 minutos..... | 170 |
| 8.3.3 | Células con duración superior a 90 minutos..... | 171 |
| 8.3.4 | Células con duración superior a 120 minutos..... | 172 |
| 8.4 | Aplicación de los modelos de ciclo de vida | 173 |
| 8.5 | Validación de los modelos de predicción | 173 |
| 9 | <i>Conclusiones.....</i> | 181 |
| 9.1 | Acerca de la identificación de granizo | 181 |
| 9.2 | Acerca de la predicción de granizo | 183 |
| 9.3 | El desarrollo de una herramienta informática para el tratamiento de la información: el RHAP | 184 |
| 9.4 | Las campañas experimentales..... | 186 |
| 9.5 | El entorno meteorológico..... | 186 |
| 9.6 | La mejora de la identificación del granizo en el Valle del Ebro..... | 188 |
| 9.7 | La predicción de los parámetros radar a muy corto plazo en el Valle del Ebro | 194 |
| 9.8 | Conclusión final..... | 199 |
| 10 | <i>Trabajo futuro.....</i> | 201 |
| 11 | <i>Bibliografía</i> | 205 |
| 12 | <i>Índice de figuras</i> | 221 |
| 13 | <i>Índice de tablas</i> | 229 |
| 14 | <i>Acrónimos.....</i> | 231 |

Agradecimientos / Agraïments

Probablemente este será el apartado más leído, espero no dejarme a nadie en la redacción de los agradecimientos. De ser así, os ruego que aceptéis mis disculpas y estas gracias por adelantado.

En primer lugar quiero agradecer a la directora de esta tesis doctoral, la Dra. M^a del Carmen Llasat, por apostar y confiar en mí desde el primer día, por su gran ayuda, preocupación y dedicación en transmitir sus conocimientos, así como al codirector, el Dr. Tomeu Rigo Ribas, por su dedicación en el desarrollo del trabajo.

Esta tesis se ha realizado dentro del marco del proyecto de la CICYT MONEGRO (REN2003-09617-C02-02) así como el proyecto de la CICYT SEVERUS (CGL2006-13372-C02-02). Quiero agradecer la colaboración de la Agencia Estatal de Meteorología por todo aquello que respecta a los datos radar, desde su cesión hasta la ayuda frente a las dudas surgidas durante el trabajo. Este trabajo no habría sido posible sin la colaboración de Ismael Sanambrosio y el equipo del STAP de la Agencia Estatal de Meteorología, con los cuales he podido intercambiar datos radar y aclarar dudas que han ido surgiendo todo este tiempo. También agradecer a la Universidad de León y a la *Associació de Defensa dels Vegetals Terres de Ponent* por todo aquello que respecta a los datos de granizómetros.

Al Dr. José Luis Sánchez, a la Dra. Laura López y al Dr. Eduardo García, por toda la formación que me han dado y por todos esos buenos momentos que hemos compartido, principalmente en las campañas experimentales de Zaragoza. Aquí, en Zaragoza, es donde han sido más duros los días de trabajo físico, bajo un sol abrasador y esperando a que llegasen las tormentas, para salir a verificar granizómetros con un Suzuki de “última generación”. Esta espera no habría sido la misma sin la compañía del Dr. José Luis Marcos, el Dr. Juan Tomás Fernández y Beatriz Gil así como de los argentinos Hugo y Andrés. Agradecer también a Maite Torà por su colaboración al compartir la información de granizo de la provincia de Lleida.

Als meus companys del grup GAMA, Mercè, Toni, Vicent, Aitor, Montse i Miquel Àngel. Especialment vull agrair a la Mercè Barnolas i al Toni Barrera per haver-me ajudat en el desenvolupament de la tesi i haver-me aguantat tots aquest anys. Espero que la nostra genial convivència al final no acabi afectant a l'Alba (per a alguns Valvanuz). Destacar també els cops de pilota (literals) que l'Aitor i el Vicent em van donar en el seu precís moment.

Tota aquesta feina tampoc hauria estat possible sense els meus companys de departament. Pel seu bon humor i els seus coneixements en les respectives matèries, fet que ha permès comparar metodologies i comentar diferents formes de treball i d'encarar problemes. Després de tots aquests anys, vull agrair a tots ells, Yolanda, Sara, Elies, Miquel, Xavi, Carrasco, Manu, Adolfo, German, Jordi i Pau, les propostes, discussions i crítiques així com la seva disponibilitat i amabilitat.

Dur a terme aquest treball d'investigació no hauria estat possible sense el temps de lleure, on un pot aconseguir refrigerar els pensaments, per això vull agrair als meus amics Laia, Núria, Ari, Ares, Silvia, Hervé, Àngel, Carlos, Jordi, Albert, Enric, Rodri i Adrià, la seva companyia, els partits de *volley*, els menjars, les festes i tot el que hem fet junts.

Gràcies als meus avis Araceli, Manuel, Joan (que en pau descansin) i M^a del Carmen, pels seus savis consells, i a tota la meva família.

Respecte a la correcció de la tesi, vull agrair als meus pares, Manuel i Maria Victòria, als meus germans, Joan i Victòria, a la Danae i a l'Àngel per haver-me fet el favor de llegir els capítols de la tesi i haver suggerit uns molt profitosos comentaris.

Sobretot vull donar les gràcies als meus pares, per tot l'esforç que han fet sempre per mi i pels meus germans, per poder pagar-me els estudis i per haver-ho donat tot per nosaltres. Als meus germans, als que espero haver servit de bon exemple. Gràcies per ser uns bons pares i uns bons germans i haver estat sempre al meu costat.

Per últim, i per això el meu més profund agraïment, a la meva dona Belén, *por haber tenido tanta paciencia durante todos estos años, por su cariño, su amor y su compañía; haber realizado unas importantísimas correcciones, sugerencias y haber permitido que la forma del documento final haya mejorado, incluyendo el dibujo de la portada*. I al meu fill Alejandro, qui amb només un any ja ha programat amb IDL i ha influït molt en la finalització de la tesi, ha fet “posar-me les piles”.

Sense la ajuda de tots ells, mai hauria realitzat aquesta tesi doctoral.

Resumen

Con el objetivo de identificar y caracterizar el granizo, así como mitigar el riesgo asociado en superficie, se utilizan un gran número de técnicas las cuales tienen su origen en la observación de la troposfera. La mayor parte de estas técnicas generalmente están basadas en el uso del radar meteorológico, por lo que dependen de la zona geográfica y del radar empleado. En esta tesis, se describirán y evaluarán dichas técnicas para realizar la identificación de granizo en superficie y se propondrán una serie de mejoras con el fin de mejorar los resultados. Así mismo, se presentará una nueva técnica para la caracterización del tamaño máximo del granizo en superficie y una propuesta para el nowcasting de los parámetros radar característicos de las células convectivas con el objetivo de poder realizar predicciones de probabilidad de granizo y de tamaño máximo esperado.

Muchas de las metodologías ya existentes para la identificación de granizo se basan en ecuaciones o relaciones empíricas, que deben ser adaptadas a la región de estudio y al tipo de radar meteorológico empleado, más aún si lo que se pretende es llegar a estimar el tamaño máximo en superficie. Con este último objetivo, así como el de mejorar la identificación, se propone aplicar una nueva técnica que incluye la mejora en los algoritmos radar, su integración con información mesoescalar y termodinámica, y la aplicación de gráficos *boxplot*. Para alcanzar estos objetivos, se han utilizado los episodios de granizo que tuvieron lugar durante las campañas 2004 y 2005 en el valle del Ebro. En estas campañas se han usado observaciones de un radar meteorológico de banda C, salidas del modelo meteorológico mesoescalar MM5 y observaciones en superficie de granizo, las cuales han sido proporcionadas por la Universidad de León. Todos estos datos han sido integrados mediante un programa automático desarrollado para esta tesis (RHAP, *Rainfall events and Hailstorms Analysis Program*). Tras un análisis de todos los episodios, se han identificado, caracterizado y seguido las estructuras de precipitación, obteniendo para cada una de ellas un gran número de parámetros radar. A partir de estos resultados, se han desarrollado técnicas de identificación y caracterización de granizo, así como una metodología para obtener modelos de predicción de los parámetros radar con el fin de pronosticar su evolución a muy corto plazo.

En cuanto a las técnicas de identificación, se ha obtenido que el flujo de energía cinética es el parámetro que mejor discrimina entre precipitación con y sin granizo en el valle del Ebro, si bien la diferencia con los otros es pequeña. Por otro lado se han obtenido unas nuevas ecuaciones de probabilidad de granizo adaptadas al radar meteorológico y a la zona de estudio. También ha sido posible mediante el uso de los *boxplots* llegar a estimar el tamaño en superficie

obteniendo una óptima estimación del granizo de tamaño comprendido entre 10 y 30 mm de diámetro. Se puede añadir que de todos los parámetros radar correlacionados con el granizo, no existe uno que pueda ser identificado como el más adecuado para la identificación y estima del tamaño máximo. Por este hecho se han buscado las relaciones existentes entre los parámetros radar considerados, los cuales han mostrado la existencia de elevadas correlaciones entre ellos. Este resultado ha permitido plantear la formulación de nuevos parámetros radar basados en el análisis en componentes principales. Los resultados obtenidos con estos cinco nuevos parámetros (VDR, PD, MCP, FMD, RCO) han mostrado una sustancial mejora, eliminando así la información redundante.

Por último, la predicción de los parámetros radar de las células convectivas es una de las tareas más difíciles de realizar. Esto es debido a que existen un gran número de procesos físicos y termodinámicos que interactúan en las diferentes escalas espaciales de la tormenta, lo cual complica, desde el punto de vista físico, matemático y computacional, la modelización del ciclo de vida de las tormentas a escala minutal y horaria. A pesar de ello, en esta tesis se proporcionan herramientas para realizar la predicción de la evolución de las células convectivas. Los modelos obtenidos de ciclo de vida de los parámetros radar se han obtenido mediante un análisis previo de las células convectivas del valle del Ebro. Para ello se ha considerado la hipótesis de que una célula convectiva tiene tres estados bien definidos en su ciclo de vida (formación, madurez y disipación). Tras la validación de los modelos obtenidos, estos se han mostrado como una novedosa metodología capaz de pronosticar, a partir de observaciones radar y en tiempo real, los parámetros radar de las células convectivas.

Abstract

With the purpose of identifying and characterising hail and improving its risk assesment, a great number of techniques based on troposphere observations have been developed. In general, all these techniques are based on the use of meteorological radar, this means that all of them depend on geography and the used radar. These surface hail identification methods are described and evaluated in this thesis. Different algorithm and technique improvements are proposed with the aim of improving the results. Moreover, a new maximum expected surface hail size technique and a proposal for nowcasting convective cell radar parameters are also presented. These forecasts will give the possibility to nowcast the probability of hail and the maximum expected hail size.

Many of these existing hail identification and characterisation methodologies are based on equations or empirical relationships that need to be study region and used radar custom-made. For this reason, this thesis proposes a new technique which has improvements on radar algorithms, the integration of radar data with mesoscale and thermodynamic information and the use of boxplots.

The 2004 and 2005 Ebro Valley hail events observed during hail campaigns have been used to achieve these ends. To study these events, the available data during these campaigns have been the C band radar observations, the MM5 mesoscale meteorological outputs and the surface hail size observations (provided by the University of Leon). All these data have been integrated by using the thesis developed software, RHAP, Rainfall events and Hailstorms Analysis Program. After analysing all the selected events, precipitation structures have been identified, characterised and tracked obtaining a large number of radar parameters for each one. From these results, hail identification and characterisation techniques have been improved and developed and a methodology to obtain radar parameters nowcasting models has been proposed.

Taking into account hail identification, it has been obtained that the kinetic energy flux is the best parameter for distinguishing between hail of any size and no-hail precipitation in the Ebro valley region. Moreover, results have shown non-significant difference between all radar parameters that are correlated with hail precipitation. On the other hand, new study region and used radar custom-made probability of hail equations have been obtained. Moreover, by using boxplots, it has also been possible to estimate maximum surface hail size with the best results in case of hail the size between 10 and 30 mm. It can be concluded there is no radar parameter that can be selected with significance difference as the best parameter for distinguishing between hail and no-hail precipitation and for estimating the maximum expected hail size. Due to these

results the relationships between radar parameters have been found. The high correlations between radar parameters obtained by means of cell analyses led us to reduce the initial number of variables (principal component analysis) in new radar parameters. These new parameters (VDR, PD, MCP, FMD and RCO) improve the hail identification and characterisation by means of the elimination of redundant information.

Finally, nowcasting convective cell radar parameters is one of the most complex and difficult tasks. This is due to the large number of storm scale physic and thermodynamic processes taking place in this phenomenon. From physical, mathematical and computational points of view, this fact complicates the storms life cycle modelization. Although, tools for nowcasting convective cells are proposed in this thesis. The obtained life cycle models of radar parameters are based on object-oriented techniques and previous analysis of the Ebro valley convective cells and on the hypothesis each convective cell has three life cycle stages: formation, maturation and dissipation. These models have been revealed as a new methodology based on radar observations which are able to nowcast in real time the radar parameters of convective cells.

1 Introducción

1.1 Presentación

El granizo es un fenómeno meteorológico que consiste en un tipo de precipitación formado por partículas de hielo de diámetro igual o superior a 5mm. El granizo se produce en muchas zonas de nuestro planeta y va asociado a importantes daños en superficie, es decir, afecta de forma grave a cultivos, infraestructuras humanas y hasta incluso vidas humanas. Un ejemplo de este último aspecto o fatalidad, es el caso de la peor tormenta de granizo conocida que tuvo lugar en Moradabad (India), el 30 de abril de 1888. Antes de la llegada del monzón de verano, se produjo una situación de granizadas las cuales causaron la muerte de 246 personas, de las cuales algunas víctimas fueron debidas al impacto directo de las piedras de hielo mientras que otras murieron a causa de las heridas provocadas por estas (De et al, 2005). De todas las regiones que son afectadas por granizadas, algunas de las zonas del planeta que presentan una mayor frecuencia y una mayor intensidad del fenómeno (mayor tamaño de piedra) son las siguientes: la provincia de Mendoza en Argentina, donde se producen pérdidas en producción primaria valoradas con un promedio anual de \$80.000.000 (Pérez, 2007); Alberta en Canadá (Etkin y Brun, 1999; Ragette, 1973), Sydney en Australia (Schuster et al, 2005), Dakota del Norte en Estados Unidos, Grecia (Sioutas y Flocas, 2003), el norte de Italia (Giaiotti et al, 2003) y el nordeste de la Península Ibérica (López et al, 2001). En este último caso, en España, las pérdidas económicas ascienden a cantidades del orden del 10% de la producción agraria anual, es decir, alrededor de una de cada diez cosechas de cada temporada se ve afectada por este fenómeno y como consecuencia se pierde la producción.

De todos los fenómenos meteorológicos, el granizo no es el único que produce daños tanto materiales como económicos. Es decir, existen otros eventos meteorológicos, como las

inundaciones, inundaciones relámpago¹ (Maddox et al, 1980; Mogil et al, 1978; Llasat et al, 2004; Barnolas y Llasat, 2005; Llasat et al, 2005; Barrera et al, 2006), las rachas fuertes de viento (Kaňák, 2007; López, 2007), los tornados (Doswell, 2003) o los incendios provocados por rayos (López y Holle, 1995; Holle et al, 1996) los cuales también producen pérdidas económicas y humanas. De la misma forma que el granizo, todos ellos pueden producirse en diversas zonas de nuestro planeta (Brooks et al, 2003), sin embargo, si nos centramos en la región de la Península Ibérica, y concretamente en el noreste, en el valle del Ebro, el granizo es el fenómeno meteorológico que provoca más pérdidas económicas. Un caso práctico de las pérdidas económicas en España es la zona del Valle del Ebro, donde se pueden estimar dichos valores sabiendo que alrededor de un 10 % de la producción agraria anual se pierde. Los años 2004, 2005, 2006 y 2007 las producciones agrarias alcanzaron cantidades que oscilaron entre los 2600 y los 2800 M€.

Estas cifras económicas suelen ser patrones medios que se van cumpliendo a lo largo de los años y corresponden a un total del 50% de los seguros pagados (según informes redactados por Agroseguro²), no obstante, puede ocurrir que se produzca algún fenómeno de alcance más general o más excepcional, como en el caso del año 2005, donde el porcentaje correspondiente a las pérdidas por granizo fue alrededor de un 25% del total de los seguros pagados (Figura 1.1). Esto fue debido a la presencia de un gran número de diferentes fenómenos meteorológicos. Durante el primer trimestre de 2005 las intensas heladas hicieron estragos en las producciones frutícolas, cítricas, hortícolas y olivares fundamentalmente, y la intensidad de la sequía, riesgo protagonista durante el año 2005, provocó un importante descenso en la producción de cultivos herbáceos y pastos. Por otro lado, al final de campaña, la tormenta tropical Delta asoló parte de las Islas Canarias, dejando daños de consideración en las producciones típicas de esta zona, fundamentalmente en las explotaciones plataneras (Martín et al, 2005).

En el caso particular de la Península Ibérica, por ser esta una región de latitudes medias, el granizo puede ser observado en cualquier comunidad autónoma, aunque, de todas ellas, la región que presenta una mayor frecuencia en formación de tormentas es la zona del noreste peninsular, tal y como ha sido mencionado anteriormente. Además, existen numerosos trabajos que identifican esta región como la zona española más afectada por el granizo, como el estudio de Font (1983), donde se observó que en algunas zonas del valle del Ebro (Figura 1.2), la frecuencia de tormentas llega a alcanzar el valor de 32 días de tormenta por año; o por ejemplo

¹ También conocidas como *Flash flood*: Inundación que aumenta de nivel y tiene gran velocidad debido a las intensas precipitaciones (AMS Glossary).

² AGROSEGURO S.A., es la Agrupación Española de los Seguros Agrarios Combinados que gestiona el sistema de seguros agrarios, integra entidades aseguradoras nacionales y extranjeras.

el trabajo realizado por Pascual (2002), en el que se encontró como termino medio una frecuencia de tormentas con granizo de 9,4 granizadas entre los meses de mayo y septiembre y por año en la misma región del valle del Ebro. Estas tormentas además, tienen su mayor ocurrencia después del máximo de irradiación solar (16:00 UTC).

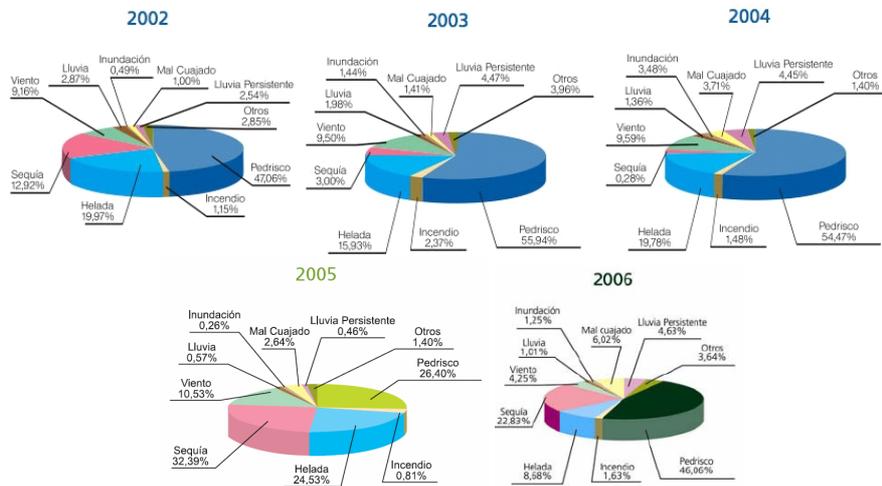


Figura 1.1 Distribución de los riesgos asegurados en 2002, 2003, 2004, 2005 y 2006 (Fuente Agroseguro).

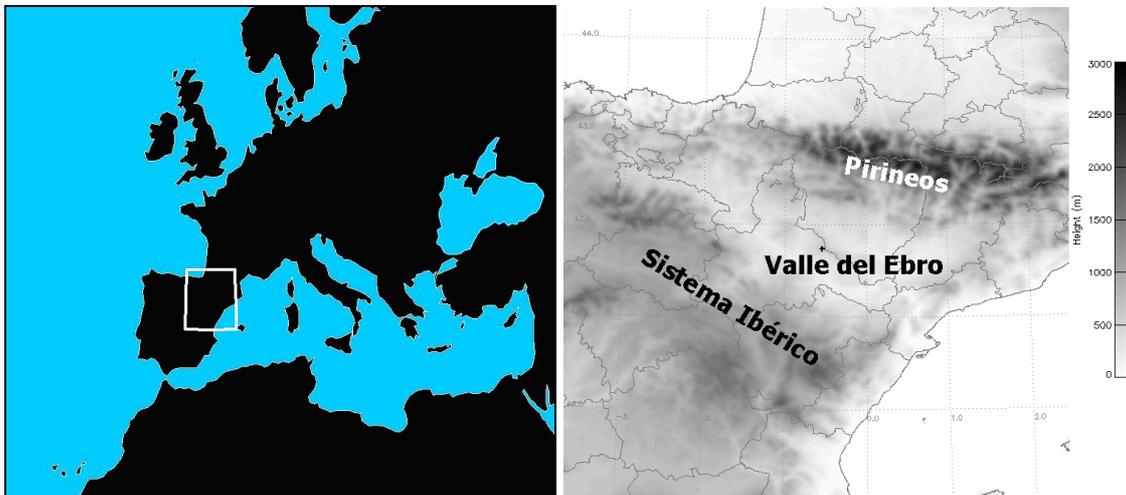


Figura 1.2 Localización del área de estudio, centrada en el noreste de la Península Ibérica, el valle del Ebro.

Por otro lado, el granizo no solamente resulta ser un problema económico para los agricultores, los civiles o las compañías de seguros, sino que es un fenómeno difícil de estudiar por la complejidad de los procesos físicos que tienen lugar en su ciclo de vida y por la dificultad de integrar toda la información necesaria para mejorar su conocimiento. Así, el granizo puede ser estudiado desde diferentes escalas, desde la microfísica de nubes o desde el punto de vista del fenómeno mesoescalar que se desarrolla. Por lo tanto resulta de una gran complejidad

integrar toda la información para la realización de un buen estudio, desde medidas de tipos y densidades de partículas, pasando por los datos del radar meteorológico, hasta las salidas de los modelos meteorológicos mesoescalares, incluyendo las observaciones mediante radiosondeos, datos de los satélites meteorológicos, valores de redes de pluviómetros, detección de rayos u observaciones en superficie.

Para realizar un buen análisis o reanálisis de cualquier situación meteorológica es necesaria la integración o asimilación de toda o gran parte de esta información en un mismo entorno (Doswell, 1987). En concreto, para estudiar los fenómenos asociados a la convección es necesario el uso de diferentes tipos de observación: modelos meteorológicos sinópticos o mesoescalares como el MM5, *Meteorological Model 5* (Grell et al, 1994; Dudhia et al, 2004) o el GFS (*Global Forecasting System*) o el ECMWF (Centro Europeo para la Predicción Meteorológica a Medio Plazo), radiosondeos, sistemas de teledetección (radar meteorológico, satélites meteorológicos...) y observaciones en superficie del tipo de tiempo (tornados, reventones,...). Desde ya hace tiempo, numerosos centros meteorológicos ya integran gran parte de la toda la información en un mismo entorno. Este es el caso de la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET), el *Servei Meteòrologic de Catalunya* (SMC), el Centro Europeo para la Predicción Meteorológica a Medio Plazo (ECMWF), o la *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA). No obstante, fuera de estos centros y con mayor frecuencia, se realiza por separado el tratamiento, la visualización y el análisis o procesamiento de toda la información y se utilizan diferentes entornos y técnicas de análisis de los datos. Debido a los diferentes tipos de formatos de datos o métodos de trabajo de las diferentes instituciones que realizan las campañas experimentales, se utilizan diferentes programas informáticos, métodos de análisis y aplicaciones destinadas a realizar los análisis, como por ejemplo los programas destinados al estudio de radiosondeos, como el programa RAOB (*RAwinsonde OBServation Program*), o por ejemplo, programas como TITAN, *Thunderstorm Identification, Tracking, Analysis and Nowcasting* (Dixon y Wiener, 1993) destinados al tratamiento de datos radar. Sin embargo, a pesar de la dificultad, existen algunos entornos o programas que integran o asimilan un gran número de observaciones para mejorar el estudio de los eventos. Un ejemplo es el programa NEXRAD - *Next Generation Radar* de la NOAA (Leone et al, 1989; Whiton et al, 1998; Michelson y Seaman, 2000), o el entorno McIDAS (Suomi et al, 1983), que utiliza la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET), el sistema AWIPS (*Advanced Weather Interactive Processing System*) que utiliza el *National Weather Service* de la NOAA (MacDonald y Wakefield, 1996; Mathewson, 1996; NOAA, 1993) o el programa NINJO (Koppert, 2002), iniciado por el Servicio Meteorológico Alemán y la armada Alemana en el año 2000 originalmente conocido como GGS (*Gemeinsames Geografisches System*) el cual significa "Sistema Geográfico Común", actualmente; NINJO es un programa meteorológico creado a

partir de un proyecto común entre los servicios meteorológicos de Alemania, Canadá, Dinamarca y Suiza y consiste en módulos para monitorizar episodios meteorológicos.

Una vez planteado y resuelto el problema de la integración de la información, el siguiente punto a resolver es la detección o identificación de las regiones donde se producirá la formación de los sistemas productores de granizo y la obtención de la evolución temporal de los sistemas formados. Es decir, identificar cuales son las condiciones medioambientales necesarias y críticas para la determinación de lo que sucederá en los próximos instantes (Brooks et al, 2007), de forma que con el conocimiento "de los ingredientes" para un evento meteorológico particular, se permitirá a los predictores enfocar su atención durante el transcurso de un pronóstico meteorológico (Doswell et al, 1996).

Para ello, el primer paso imprescindible es la determinación de las regiones favorables a la convección, ya que son estos los sistemas que pueden producir granizo en superficie. Por consiguiente, el problema será la identificación del inicio de la convección y de su evolución temporal. Esta predicción de la evolución temporal de la tormenta, una vez ya se ha formado, es de vital importancia para alertar a la población de los posibles efectos adversos que sus zonas pueden sufrir en la próxima hora, por lo tanto, podrán estar preparados ante la inminente llegada del fenómeno. El problema consiste en que para la predicción de la ocurrencia de tormentas es necesaria la integración de mecanismos físicos los próximos minutos y horas, los cuales nos definirán el tipo de tiempo que se producirá. Para ello se emplea, tal y como se ha mencionado, el uso de los modelos meteorológicos sinópticos y mesoescalares. Por un lado se dispone de factores sinópticos, los cuales producen un ambiente termodinámico adecuado favorable para el desarrollo de la convección, y por otro lado, se dispone de factores mesoescalares, los cuales actúan en el desarrollo e inicio de la convección (Doswell, 1987). A partir de estos datos es posible determinar ambientes favorables a la inestabilidad y al desarrollo de fenómenos convectivos con probabilidad de granizo. Para determinar estas condiciones favorables, se han realizado gran multitud de trabajos, muchos de ellos a partir de radiosondeos verticales de la atmósfera y a partir de los cuales se encuentran relaciones para caracterizar situaciones preconvectivas (Johns y Doswell, 1992; McNulty, 1995; Tudurí y Ramis, 1997; entre muchos otros más). A partir de estos trabajos también se han realizado estudios para determinar su capacidad de predicción, como por ejemplo el de Lee y Passner (1993) en el que se desarrolló y verificó un sistema de predicción de ocurrencia de tormentas a partir de datos de radiosondeos. El inconveniente de todos estos trabajos, es que deben ser realizados y adaptados a la zona de estudio, ya que los mismos valores de los índices no producen el mismo tipo de tiempo en diferentes zonas geográficas del planeta (Brooks et al, 2007). Prueba de ello es la diferencia de valores obtenidos en latitudes tropicales o en América del Norte (López et al, 2001).

Una vez detectado el inicio o las condiciones favorables para el desarrollo de los sistemas convectivos que producirán granizo en superficie, el siguiente paso y el más complicado reside en la predicción de los sistemas convectivos ya formados, es decir, conocer si el sistema formado aumentará de intensidad, se disipará, producirá granizo, o hacia donde se desplazará durante los próximos minutos. Esta predicción e identificación se realiza una vez ya se ha iniciado la convección, mediante el uso del radar meteorológico, ya que es este el que tiene el tipo de resolución espacial y temporal deseado para este tipo de estudios. Con estas técnicas de observación se intentará determinar la probabilidad de granizo, la trayectoria de la tormenta y la predicción de la intensidad de la tormenta. Mientras que por una lado existen trabajos que identifican la probabilidad de granizo a partir de la observación radar (Knight et al, 1982; Waldvogel et al, 1987; Edwards y Thompson, 1998; Greene y Clark, 1972; Amburn y Wolf, 1997; Schmid et al, 1992; Witt et al, 1998; López, 2003; entre otros más), en cuanto a la predicción de la intensidad de la tormenta esto no sucede así, tal y como se verá posteriormente. Existen muchos métodos de extrapolación del campo de reflectividad en dos dimensiones (nivel más bajo de la reflectividad obtenida con el radar meteorológico), y suelen ser estudios relacionados con la predicción cuantitativa de la lluvia a partir del radar (Clark y Slater, 2006; Seo et al, 2000; Westrick et al, 1999; Young et al, 1999; entre muchos más); no obstante, en cuanto a la predicción en tres dimensiones, es decir, de la intensidad de la tormenta a partir de parámetros radar obtenidos de observaciones verticales, esto no es así. Solamente se encuentran algunas referencias que consideran la predicción de la intensidad o del ciclo de vida de la tormenta considerando su estructura vertical, como es el caso de Hand (1996), Collier y Lilley (1994) y Pierce et al (2000). Esto es debido a que la aleatoriedad (a priori) de las tormentas dificulta este tipo de estudios y por lo tanto será complicado obtener unos buenos modelos de predicción de intensidad de las tormentas.

Si se consideran todos los problemas descritos anteriormente y que recientes estudios climáticos señalan una tendencia al aumento de la convección en un futuro próximo y, por lo tanto, del granizo (Goudie, 1990; Dessens et al, 1995; Dessens, 2001; IPCC, 2001; Mossmann, 2004; Piani et al, 2005;...), quedan definidos los motivos y los objetivos de la presente tesis. Es decir, a partir de toda la información disponible se realizará una caracterización espacial y temporal de las tormentas con y sin granizo en el valle del Ebro, se encontrarán los mejores parámetros identificadores de granizo junto con ecuaciones de probabilidad de granizo y se aplicará todo este análisis al estudio de la evolución temporal de la intensidad de las tormentas, con y sin granizo, con el fin de encontrar unos patrones de evolución temporal para dichas tormentas.

Atendiendo al problema e impacto de las granizadas en la sociedad y, por otro lado, a la dificultad de manejar la gran cantidad de datos disponibles, junto con el problema de obtener observaciones en superficie de granizo y de determinar la evolución temporal de los parámetros físicos de las tormentas, resulta necesario y dificultoso obtener una buena caracterización de las tormentas con y sin granizo y de la modelización de su ciclo de vida, predicción del movimiento e intensidad, particularmente si son tormentas severas³.

En este trabajo, el principal sistema de observación empleado y los datos utilizados serán descritos más detalladamente en el capítulo 4, de forma introductoria, son:

- el radar meteorológico de la AEMET
- el modelo meteorológico mesoescalar MM5
- los radiosondeos de Lérida y Zaragoza
- las observaciones en superficie llevadas a cabo por las campañas experimentales de la Universidad de León (ULE) y la “*Associació de Defensa dels Vegetals*” (ADV) a través de observadores y de redes de granizómetros

1.2 Objetivos

Atendiendo a lo descrito en el apartado anterior de presentación, los objetivos de la presente tesis se resumen en:

- Identificar las tormentas en el valle del Ebro que han producido granizo y las que no y detectar exactamente el instante y localización de la precipitación.
- Mejorar los algoritmos de identificación y seguimiento de estructuras de precipitación y de células convectivas a partir de la introducción de un modelo meteorológico mesoescalar con el fin de poder obtener una mejor caracterización espacial y temporal de las tormentas con y sin granizo. Se obtendrá la distribución geográfica y temporal de las tormentas, y se determinarán los valores característicos de las variables físicas, como por ejemplo, las distancias recorridas, la velocidad de desplazamiento, el

³ Según el National Weather Service de los Estados Unidos se define por tiempo severo aquel que produce alguno de estos tres fenómenos en superficie: tornados, vientos superiores a 25 m/s y/o granizo superior a 19 mm en diámetro (Johns y Doswell, 1992).

tiempo de duración, la localización de los nidos de tormentas y las zonas más afectadas.

- A partir de los algoritmos de caracterización de células convectivas mejorados se obtendrán los parámetros físicos identificadores de granizo en superficie; así como también se obtendrán las ecuaciones de probabilidad de granizo en superficie en función de los parámetros radar observados.
- Definición de nuevos identificadores de granizo y de nuevas ecuaciones de probabilidad de granizo en función de los parámetros radar iniciales a partir del análisis en componentes principales de estos, con el objetivo de mejorar los resultados anteriores y sintetizar y filtrar toda la información necesaria.
- Finalmente, a partir de las nuevas variables obtenidas se generarán y obtendrán los modelos de evolución de la intensidad y de las características físicas de las tormentas con el tiempo.

1.3 Estructura

El capítulo de introducción, ha pretendido dar una visión general de los intereses de la presente tesis. A partir de estos fines y debido a que el granizo es un fenómeno convectivo, esto es, que la convección es el proceso de intercambio de calor que tiene lugar para la generación de tormentas, y en nuestro caso, de tormentas con granizo, se presentará en el primer capítulo una introducción y una visión general de algunos de los conceptos teóricos que envuelven la convección atmosférica.

Posteriormente, se realizará una introducción al granizo, se entrará en detalle en la descripción del pedrisco, con una explicación más extensa del fenómeno y de cómo se trabaja actualmente, ya desde el punto de vista climatológico, meteorológico y de la predicción a corto plazo.

A continuación, en el capítulo 4, se realizará una explicación de los métodos de medida y de estima del granizo, enfatizando en el radar meteorológico. Además, se verá el problema que conlleva disponer de toda esta información. Tema que será resuelto en el capítulo 5, donde se introduce y se describe el funcionamiento de RHAP, *Rainfall events and Hailstorms Analysis Program*, el programa para el análisis de eventos de lluvia y granizo.

Seguidamente, se entrará en detalle en la descripción de la zona de estudio junto con la descripción de las campañas de observación, disponibilidad de las diferentes bases de datos y la selección de los casos de estudio.

Una vez seleccionados los casos se estudiarán los episodios con el fin de obtener características generales de los eventos. A continuación se evaluarán los criterios de detección de granizo. Punto que dará paso a la descripción de una nueva metodología basada en componentes principales para la mejora de la detección del fenómeno.

Por último, en el capítulo 8, se introducirá la predicción a corto plazo de las tormentas con y sin granizo y la capacidad de los modelos de comportamiento obtenidos para pronosticar la intensidad de las tormentas desde el punto de vista de los parámetros radar. La validación de la metodología propuesta se mostrará en el mismo capítulo.

Finalmente las conclusiones de todo este estudio se reflejarán en el capítulo 9.

2 Convección

2.1 Convección Atmosférica

Para estudiar las tormentas con granizo es necesario saber en que condiciones o en que entornos medioambientales estas se producen, es decir, conocer la situación sinóptica y el entorno mesoescalar presentes. Desde un punto de vista mesoescalar⁴, el pedrisco⁵ tiene lugar o suele estar asociado a situaciones de inestabilidad atmosférica, fuertes corrientes ascendentes y sistemas convectivos bien organizados (Ragette, 1973; Browning, 1977; Knight y Knight, 2001; Martín et al, 2001). En general, la piedra se produce en situaciones de convección profunda, cuya definición la describe como aquella región de fuertes corrientes ascendentes (superiores a 10m/s) que se extienden por la mayor parte de la troposfera con una sección horizontal entre 10 y 100 km², y que puede llevar asociada fenómenos tan diversos como granizo, fuertes vientos, tornados, precipitaciones intensas y/o descargas eléctricas (Martín et al, 2001; Weisman y Klemp, 1986).

Con esta breve introducción se describe el granizo como un fenómeno de origen convectivo, por lo que en este apartado se presenta una descripción de este tipo de mecanismo de transporte del calor y de sus fenómenos asociados en la atmósfera, concretamente en la troposfera.

⁴ La mesoescala comprende aquellos fenómenos meteorológicos que se extienden de 2 km a 2.000 km y que además tienen una velocidad vertical superior o del mismo orden que la velocidad horizontal (Orlanski, 1975; Fujita, 1986).

⁵ Se utilizarán las palabras pedrisco y piedra como sinónimos de granizo para reducir el abuso de esta.

En general, y tal y como se ha comentado previamente, la convección hace referencia al transporte de alguna propiedad física por un fluido en movimiento, y de forma más común hace referencia al transporte de calor. La convección es uno de los tres principales mecanismos con los que es posible el transporte de calor (radiación, conducción y convección). Los meteorólogos normalmente emplean el uso de este término para hacer referencia al transporte de calor debido a la componente vertical del flujo asociado a la flotabilidad (Doswell, 2001). El transporte del calor o de cualquier otra propiedad física debido a un mecanismo de no-flotabilidad se determina como advección, la cual puede ser tanto horizontal como vertical. A partir de esta definición, surgen otras muchas más, de las cuales, las que mejor se adaptan a nuestro caso son aquellas en que se considera como un fluido en movimiento atribuible a la acción del campo gravitatorio sobre las variaciones de densidad debidas a gradientes de temperatura en el fluido (Thelwis, 1961; Markowski, 2005a) o bien la que la define como movimientos internos organizados en una capa de aire que producen transferencias verticales de calor, cantidad de movimiento, etc. (Ascaso y Casals, 1986).

| Perturbación | Escala espacial | Duración | Racha viento (m/s) |
|-----------------------|------------------------|-----------------|---------------------------|
| Ciclón extratropical | 500-2000 km | 3-15 días | 55 |
| Frente frío | 500-2000 km | 3-7 días | 25 |
| Anticiclón | 500-2000 km | 3-15 días | 10 |
| Frente cálido | 500-1000 km | 1-3 días | 15 |
| Huracán | 300-2000 km | 1-7 días | 90 |
| Ciclón tropical | 300-1500 km | 3-15 días | 33 |
| Depresión tropical | 300-1000 km | 5-10 días | 17 |
| Frente seco | 200-1000 km | 1-3 días | 20 |
| Tifón medio | 50-300 km | 2-5 días | 50 |
| Mesoalta | 10-500 km | 3-12 h | 25 |
| Frente de racha | 4-20 km | 0.5-6 h | 35 |
| Mesociclón | 1-4 km | 0.5-6 h | 60 |
| Viento de descenso | 10-100 km | 2-12 h | 55 |
| Macro rebentón | 4-20 km | 10-60 min | 40 |
| Micro rebentón | 1-4 km | 2-15 min | 70 |
| Tornado | 30-3000 m | 0.5-90 min | 100 |
| <i>Suction Vortex</i> | 5-50 m | 5-60 s | 140 |
| Remolino de polvo | 1-100 m | 0.2-15 min | 40 |

Tabla 2.1 Escala espacial y temporal y magnitud asociadas a los sistemas meteorológicos cerca o en el suelo (extraído de Fujita, 1986).

| Perturbación | Escala horizontal | Duración |
|---|--------------------------|-----------------|
| Onda larga | 8000-40000 km | +15 días |
| Onda corta | 3000-8000 km | 3-15 días |
| Onda ciclónica | 1000-3000 km | 2-5 días |
| Corriente en chorro | 1000-8000 km | 5-15 días |
| Chorro de niveles bajos | 300-1000 km | 1-3 días |
| Jet streak | 200-1000 km | 2-5 días |
| Complejo convectivo de Mesoescala (MCC) | 50-1000 km | 3-36 h |
| Enclusa individual | 30-200 km | 1-5 h |
| Tormenta supercelular | 20-50 km | 2-6 h |
| Cumulonimbus | 10-30 km | 1-3 h |
| Cúmulo | 2-5 km | 10-100 min |
| Overshooting dome | 2-5 km | 2-10 min |
| Tornado vortex signature | 1-5 km | 20-90 min |
| Overshooting turret | 100-500 m | 1-3 min |
| Termal | 100-1000 m | 5-20 min |
| In-Cloud Turbulant eddy | 10-100 m | Variable |

Tabla. 2.2 Escala espacial y temporal de las fenómenos de capas medias y altas (extraído de Fujita, 1986).

Los fenómenos atmosféricos asociados a la convección son denominados convectivos y suelen clasificarse en una gran multitud de variedades dependiendo de sus dimensiones espaciales, de su resolución temporal, de su organización o del tipo de tiempo producido (Emanuel, 1994). Estos fenómenos, en sus formas más violentas, provocan lluvias fuertes, granizo de gran tamaño (>19 mm), fuertes vientos o tornados. De esta forma, la definición de convección se asocia a una gran multitud de fenómenos meteorológicos, los cuales se encuentran en escalas espaciales y temporales muy amplias (Tabla 2.1 y Tabla. 2.2); por ello, diferentes autores proponen distintas clasificaciones de los sistemas convectivos desarrollados en situaciones de convección. No obstante, el tipo de clasificación a tener en cuenta dependerá del objetivo que se proponga (Brooks, 2005a), es decir, existen clasificaciones basadas en el tipo de tiempo producido u observado en superficie (lluvias fuertes, granizo, viento o tornados), en la organización del sistema convectivo (unicelular, multicelular, supercelular, sistema convectivo mesoescalar...) o según la iniciación de la convección (límites frontales, zonas de convergencia, líneas secas, calentamiento, topografía...). Además, no solo depende de las características físicas del sistema, sino que las clasificaciones pueden variar según el método de observación. De esta forma, desde un punto de vista radar, la clasificación más utilizada se basa en la organización del sistema. Cada corriente ascendente lleva asociada una región de precipitación que puede ser fácilmente identificada con el radar, la detección de las regiones

convectivas a menudo se rige por patrones repetitivos, siguiendo modelos en general fácilmente identificables (Doswell, 2001; Emanuel, 1994; Martín et al, 2001; Marwitz, 1972), es decir, permite diferenciar entre tres tipos de sistemas (Marwitz, 1972): células simples, multicélulas y supercélulas. Las definiciones asociadas son:

- a) Células simples: Son aquellas en las que existe una corriente ascendente y una descendente. Se desarrollan en entornos con nula o débil cizalladura vertical del viento y suelen encontrarse inmersas en sistemas multicelulares. Su duración está entre 30 y 50 minutos. Sus etapas son: de crecimiento, de madurez y de disipación. En superficie no suelen producir tiempo severo, aunque ocasionalmente puede observarse algún frente de racha, granizo pequeño y lluvia fuerte.
- b) Multicélulas: En este caso se trata de un conjunto de células en distintas fases de desarrollo. Se producen en ambientes con suficiente energía de flotabilidad (definida posteriormente en el apartado 2.2) y moderada cizalladura. Requieren un grado de organización mayor que las células ordinarias. No existe interacción entre las corrientes ascendentes y descendentes. Debido a esto, el ciclo de vida puede durar horas y afectar grandes áreas. En superficie pueden producir intensas precipitaciones, fuertes vientos, granizo y, excepcionalmente, algún tornado. Si el movimiento del sistema es lento, existe el riesgo de inundaciones.
- c) Supercélulas: Se trata de una gran e intensa corriente ascendente casi estacionaria y en rotación. En cuanto al tamaño, son similares a las tormentas multicelulares. Sin embargo, la estructura de la nube, los movimientos de aire y los procesos de precipitación están dominados por una circulación simple que consiste en una gran pareja de corrientes ascendente y descendente. Las supercélulas tienen lugar en entornos de moderada a fuerte cizalladura y moderada a alta inestabilidad. En superficie van acompañadas de tiempo severo debido a la intensidad de las corrientes ascendentes, además, el tamaño del granizo puede ser grande. A partir de esta última clasificación de supercélula, existen otras subclasificaciones:
 - a. LP (*Low Precipitation* / Baja precipitación), Bluestein y Parks (1983): Se produce en las cercanías de una línea seca en superficie, presenta rotación (visible directamente y no detectada con el radar) y en superficie granizo grande y algún tornado débil a moderado.
 - b. HP (*High Precipitation* / Alta precipitación), Moller et al (1990): el radar detecta la rotación del sistema, es un entorno con altos valores de humedad y

con presencia de otras nubes. La reflectividad en el gancho es como la del núcleo. En superficie presenta tornados y precipitaciones torrenciales.

- c. Supercélula clásica de precipitación moderada: la reflectividad en el gancho es inferior a la del núcleo y presenta un amplio rango de tiempo severo.

Otro tipo de sistema que tiene lugar en la atmósfera son los Sistemas Convectivos de Mesoescala (MCS), cuya definición conceptual consiste en un sistema nuboso que tiene lugar junto con un grupo de tormentas y produce precipitación en una área del orden de los 100 km o más en dirección horizontal y como mínimo en una dirección (AMS Glossary). Muchos trabajos y estudios han intentado realizar u obtener una clasificación categórica de los sistemas convectivos de mesoescala utilizando una gran variedad de diferentes métodos y perspectivas. El método más común de clasificación de MCS ha implicado analizar características de los sistemas desde el satélite meteorológico y el radar meteorológico. Maddox (1980) fue el primero en clasificar un tipo particular de MCS empleando el uso de imágenes de satélite, y es que este tipo de fenómenos, los sistemas convectivos de mesoescala, son fácilmente identificables mediante el uso de imágenes de satélite en el canal infrarrojo. En este trabajo se obtuvo una alta frecuencia de sistemas convectivos meso- α , ver Orlanski (1975), casi circulares y organizados, que se movían a través del centro de Estados Unidos. A estos sistemas se les denominó Complejos Convectivos de Mesoescala (MCC), y se les definió a partir de las características satelitarias que poseían los sistemas que se movían a través de Estados Unidos. El uso del canal infrarrojo tiene una aplicación muy importante en este tipo de fenómenos (e.g., Maddox 1983; Maddox et al, 1982; McAnelly y Cotton, 1986; Cotton et al, 1989). Posteriormente han ido surgiendo variaciones a este tipo de clasificación (e.g. Cotton et al, 1989 o Anderson y Arritt, 1998); de esta forma, Augustine y Howard (1991) definieron un criterio de clasificación que distingue entre complejo convectivo de mesoescala (MCC) y sistema convectivo de mesoescala (MCS). Un caso numérico es el de Augustine y Howard (1988), donde se llega a la conclusión de que el área detectada dentro de la isoterma de $-52\text{ }^{\circ}\text{C}$ evita ambigüedad y es adecuada para definir el ciclo de vida de los MCC y de los MCS. Este resultado fue utilizado también por Cana et al (1999), Hernández et al (1998) y Sánchez et al (2001) para clasificar los MCS en la Península Ibérica, se obtuvo un criterio adecuado en casos de lluvias torrenciales en el mar Mediterráneo. En Sánchez et al (2003), para el caso de la Península Ibérica, se propone una clasificación de las estructuras convectivas, y en ella se identifica como un Sistema Convectivo Mesoescalar (MCS) una estructura de precipitación de 40 a 500 km en situación de convección profunda.

Sin embargo, a pesar de que las imágenes de satélite proporcionan un método efectivo para la identificación de MCSs, estas no proporcionan mucha información sobre la convección subyacente. Por consiguiente, los datos radar son usados con el objetivo de obtener clasificaciones más detalladas de la convección atmosférica y en concreto de los MCS (e.g. Bluestein y Jain, 1985; Bluestein et al, 1987; Houze et al, 1990; Parker y Johnson, 2000). Así, por ejemplo, si se usan datos de un radar meteorológico, como en el caso de Rigo y Llasat (2005), la definición de MCS se ve modificada por aquellas estructuras detectadas con una dimensión superior a 100 km, una duración superior a 3 horas y cierta extensión del área de precipitación convectiva.

Debido a que el principal tipo de información utilizado en la presente tesis son los datos procedentes del radar meteorológico, a continuación se muestran dos ejemplos de clasificaciones establecidas a partir de este tipo de observación:

Fraille et al, 2001: a partir de datos de reflectividad del radar meteorológico diferencia entre:

- a) Tormenta unicelular: cuando existe un contorno de reflectividad ($Z \geq 45\text{dBZ}$), durante un tiempo de más de 5 minutos.
- b) Tormenta Multicelular: en este caso existen dos o más contornos de $Z \geq 45\text{dBZ}$ con una duración superior a 5 minutos.
- c) Supercelular (unicelular): existe un contorno de $Z > 45\text{dBZ}$ con una duración superior a 50 minutos.
- d) Supercelular multicelular: cuando hay dos o más contornos de Z mayor a 45dBZ y con una duración superior a 50 minutos.

Rigo y Llasat, 2005: Clasificación a partir de las estructuras detectadas en dos dimensiones (Figura 2.1).

- a) Los Sistemas Convectivos Mesoescalares (SCM) deben verificar que al menos en una dirección se superen los 100 km de longitud, que tengan una duración de 3 o más horas y que la zona de precipitación convectiva debe superar el 30 % del área de la estructura durante 1 hora o más. Una vez detectado el sistema se diferenciará entre:
 - a. Organizados no linealmente (o clústeres) - CLU.

- b. Organización lineal de la convección: con la región estratiforme en la parte trasera del sistema (TS), en la parte delantera (LS) o casi inexistente (NS) (Parker y Johnson, 2000).
- b) Estructuras multicelulares (MUL): cuando no se verifica una o más de las condiciones del SCM, especialmente de duración y tamaño.
- c) Convección aislada (IND): estructuras que contienen una parte de precipitación convectiva, pero sus dimensiones son poco importantes.
- d) Precipitación convectiva embebida en estratiforme (EST-EMB): de grandes dimensiones pero con poca parte de precipitación convectiva.
- e) Estructuras estratiformes (EST): sin apenas o nada de precipitación convectiva.

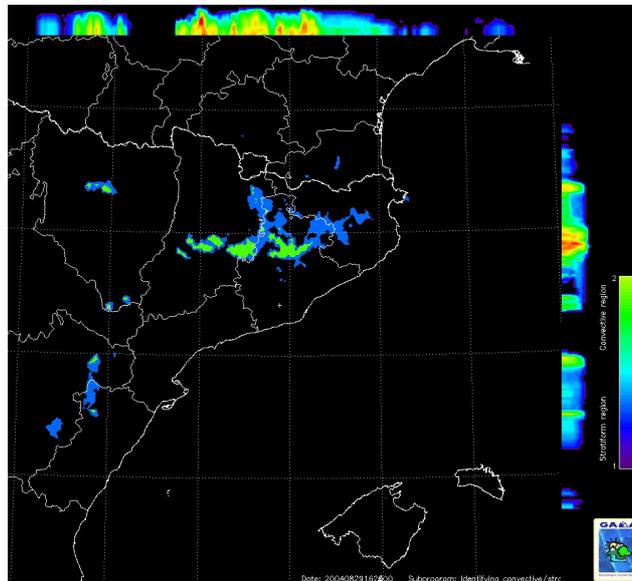


Figura 2.1 Identificación de estructuras de precipitación mediante el uso del radar meteorológico para el día 29/08/2004 a las 16:20 UTC. En azul el área de precipitación estratiforme y en verde el área convectiva.

2.2 La teoría de la parcela y sus desviaciones

Para tener en cuenta o conocer el efecto de la convección en la atmósfera es necesario realizar un reanálisis o análisis de la situación meteorológica teniendo en cuenta los fenómenos no hidrostáticos. Los modelos meteorológicos hidrostáticos no tienen en cuenta los movimientos verticales debidos a perturbaciones o convección atmosférica. Este tipo de

modelos no es útil para caracterizar y pronosticar los fenómenos convectivos, en los cuales los movimientos verticales son de vital importancia para predecir la presencia de lluvias intensas, granizo o tiempo severo. Los modelos no hidrostáticos, trabajan con la aproximación de la teoría de la parcela.

El objetivo de este trabajo no reside en estudiar este tipo de comportamientos o realizar parametrizaciones de comportamientos no hidrostáticos para mejorar el resultado de los modelos meteorológicos. No obstante, se ha creído oportuno proporcionar al lector una breve explicación de los fenómenos físicos que tienen lugar en la convección atmosférica con el fin de tener en cuenta o conocer todos los procedimientos que tienen lugar o deben ser tenidos en cuenta en el estudio de situaciones convectivas. Para una mayor explicación de la teoría de la parcela y sus desviaciones se recomienda: Das (1979), Doswell y Markowski (2004), Houze (1993), List y Lozowski (1970), Warner (1970), entre otros.

Una primera aproximación a los movimientos verticales en la atmósfera corresponde a la teoría de la parcela, la cual tiene en cuenta la fuerza de flotabilidad, o lo que es lo mismo, la diferencia de temperatura entre una parcela de aire⁶ y el ambiente en una atmósfera estratificada. Utilizando esta aproximación, en la cual son despreciadas las perturbaciones de presión en las ecuaciones, se hablará de inestabilidad condicional, absoluta y de estabilidad. El parámetro que nos define este tipo de inestabilidad es la CAPE, energía potencia disponible para la convección *Convective Available Potential Energy* (Weisman y Klemp, 1986), la cual está obtenida teniendo en cuenta solo la fuerza de flotabilidad debida a diferencias de temperatura (Doswell y Rasmussen, 1994) (Ec. 2.1).

$$\text{Ec. 2.1} \quad \frac{d\omega}{dt} = B$$

$$B = g \frac{T - \bar{T}}{\bar{T}}$$

Donde B es la flotabilidad, t el tiempo, ω es la velocidad vertical, T la temperatura de la parcela de aire, \bar{T} la temperatura media que rodea la parcela y g la fuerza de gravedad.

No obstante, la teoría de la parcela no deja de ser una aproximación a los movimientos verticales de la troposfera en la que los fenómenos físicos que tienen lugar en la convección no

⁶ Como parcela de aire se entiende un volumen de aire que tiene un tamaño mucho más pequeño que la escala característica de la variabilidad de su entorno (Markowski, 2005a).

son correctamente explicados o reproducidos. Es decir, esta hipótesis no funciona bien en tormentas convectivas y en modelos realistas de convección, para ello, algunas de las desviaciones que se tienen en cuenta para mejorar la aproximación son:

- a) Considerar los gradientes verticales de perturbaciones de presión debidas a las altas presiones por debajo de la parcela cuando se produce un ascenso de ella: tienden a oponerse a la dirección de la fuerza de flotabilidad (B), de forma que las parcelas ascienden más lentamente; el límite hidrostático se produce cuando la B y el gradiente vertical de presión coinciden.
- b) “*Entrainment*”, es decir, la teoría de la parcela desprecia el intercambio de momento y de humedad y de temperatura entre el ambiente y la parcela: el resultado es una reducción de la B y del momento ascendente.
- c) Entrada de hidrometeoros, es decir, el efecto de la condensación: debido al peso de las partículas líquidas que se forman en los movimientos ascendentes, la fuerza de flotabilidad se aproximará por la Ec. 2.2.

$$\text{Ec. 2.2} \quad B = g \left(\frac{T'_v}{T_v} - q_c \right)$$

Donde B es la flotabilidad, g es la fuerza de la gravedad, T'_v la temperatura virtual de la parcela de aire y \overline{T}_v la temperatura virtual media del ambiente.

- d) Congelación y fusión: los cambios de estado producen intercambios de calor los cuales aceleran las corrientes verticales.

Como se ha mencionado anteriormente, en la presente tesis no se va a entrar en detalle ni se profundizará sobre este tipo de perturbaciones de presión, simplemente son mostradas con la intención de comentar algunos de los motivos de la necesidad de utilizar los análisis de un modelo meteorológico no hidrostático para estudiar las situaciones de convección, y en este caso, el MM5 – *Meteorological Model versión 5*.

2.3 Inicio y organización de la convección

Una vez se dispone de los conceptos teóricos básicos de la convección atmosférica, es necesario conocer el “*dónde, cuándo y cómo*” del fenómeno meteorológico, es decir, en qué lugar y en qué momento del día la convección se iniciará y cómo se organizará (Martín, 2004).

La iniciación del proceso de la convección involucra parcelas de aire que llegan al nivel de convección libre (LFC). Esta altura corresponde al primer nivel en la atmósfera en el que la temperatura de la parcela, ascendida a partir de la superficie, es superior a la temperatura del aire que la rodea, es decir, en este momento la fuerza de flotabilidad es positiva (Emanuel, 1994). Así pues, el problema de la detección del inicio de la convección es saber el lugar y el momento en el que las parcelas de aire llegarán a este nivel. Para que esto suceda, muchas veces hay que romper una pequeña barrera física, provocada por pequeñas inversiones térmicas, por una masa de aire con inestabilidad condicional o por otros motivos físicos. La energía que se necesita para desencadenar la convección o para llegar al LFC es conocida como la energía de inhibición convectiva (CIN). La dificultad de encontrar o detectar estas regiones reside en la observación *in situ* de las nubes incipientes o de los fenómenos precursores. Esto puede ser resuelto con observaciones capaces de detectar estructuras en la capa límite atmosférica⁷ que estén cerca de desarrollar la convección. Esta información puede obtenerse a partir de uno o varios radares Doppler situados en tierra (Eymard 1984; Parsons et al, 1991; Wilson et al, 1994) y de radares Doppler en aviones (Wakimoto et al, 1996). Por otro lado, la interpretación subjetiva de los datos de satélites geoestacionarios proporciona una guía importante en el inicio de la convección en regiones limítrofes (Purdum, 1982). Las conclusiones a las que se llega en estos trabajos es la determinación de las zonas de convergencia de la capa límite, las cuales serán las que darán lugar a la convección.

Algunas de las situaciones que pueden aportar esta energía son: zonas de convergencia de frentes, líneas secas, fronteras del flujo de salida de las tormentas previas, brisas del mar y de tierra, topografía (ascensos forzados de aire), calentamiento superficial, cizalladura del viento o ascenso provocado por ondas de gravedad. Por todo ello el inicio de la convección ha sido investigado en diferentes zonas del planeta. Así pues, se han hecho estudios en Florida a partir de la detección de las brisas (Wakimoto y Atkins, 1994; Fankhauser et al, 1995), en zonas montañosas en Nuevo México (Raymond y Wilkening, 1982) y en regiones a sotavento de los sistemas montañosos en Colorado (Banta, 1984), en situaciones de convergencia frontal en Colorado (Wilson y Schreiber 1986), convergencia en líneas secas (Hane et al, 1993; Ziegler et

⁷ capa más baja de la troposfera cuyo espesor va de los 0 m a 1 km, aproximadamente. Es en esta capa donde se produce el disparo de los fenómenos convectivos.

al, 1997; Hane et al, 1997; Atkins et al, 1998) y en diferentes situaciones de cizalladura. Por otro lado, en el trabajo de Johns y Doswell (1992) y de McNulty (1995), se encuentra que, a partir de una técnica basada en la detección de ingredientes necesarios para la predicción de tormentas, en situaciones de límite mesoescalar bien definido con fuerte convergencia en niveles bajos, existe una coincidencia entre la CIN y la CAPE y la cizalladura en niveles bajos en las zonas donde se inicia la convección severa. Por último se comenta que a pesar del buen funcionamiento de estas técnicas, el principal problema de la determinación de regiones donde se iniciará la convección está asociado a los errores en la predicción cuantitativa de la precipitación, además de errores en el pronóstico de la temperatura inducidos por el anticipo del desarrollo de masas de aire nubosas y precipitables (Ziegler y Rasmussen, 1998). Un ejemplo práctico sería realizar una predicción de riesgo moderado o alto de tormentas, pero que el cielo luego permaneciera despejado.

Una vez detectada la zona y el momento del inicio de la convección, el siguiente paso corresponde a la determinación de la organización del sistema, es decir, a partir de variables como la cizalladura vertical del viento o algunos índices de inestabilidad o de observaciones con el radar meteorológico, se determina la organización del sistema (Doswell, 2001; Emanuel, 1994; Markowski, 2005b; Martín et al, 2001). De esta forma, se puede clasificar entre:

- a) Convección ordinaria: duración de 45 minutos, se suelen producir después del máximo calentamiento diurno y se disipan después de la puesta del sol. Ocasionalmente producen granizo y viento severo (>25 m/s) y tienen una corriente ascendente de 5 a 20 m/s. Se producen en entornos con débil cizalla entre 0-6 km, ≤ 10 m/s.
- b) Convección multicelular (Figura 2.2): es la forma más común de presentarse la convección en latitudes medias. Se caracterizan por tener varias corrientes ascendentes en etapas de madurez (clústeres o líneas). Suelen durar unas cuantas horas y se caracterizan por producirse en entornos de moderada cizalladura entre 0-6 km (10-20 m/s) y con CAPE de 500 a 5.000 J/kg.
- c) Convección supercelular (Markowski, 2005c): es el tipo de convección menos frecuente pero son las que suelen producir tiempo severo. Suelen durar de una a cuatro horas y pueden llegar a tener una frecuencia de rayos de 200 por minuto. Requieren la presencia de un profundo y persistente mesociclón y entornos con fuerte cizalladura (>20 m/s) y CAPE > 1.000 J/kg. Se caracterizan por una corriente ascendente dominante con apariencia casi estacionaria (60 m/s) y con rotación.

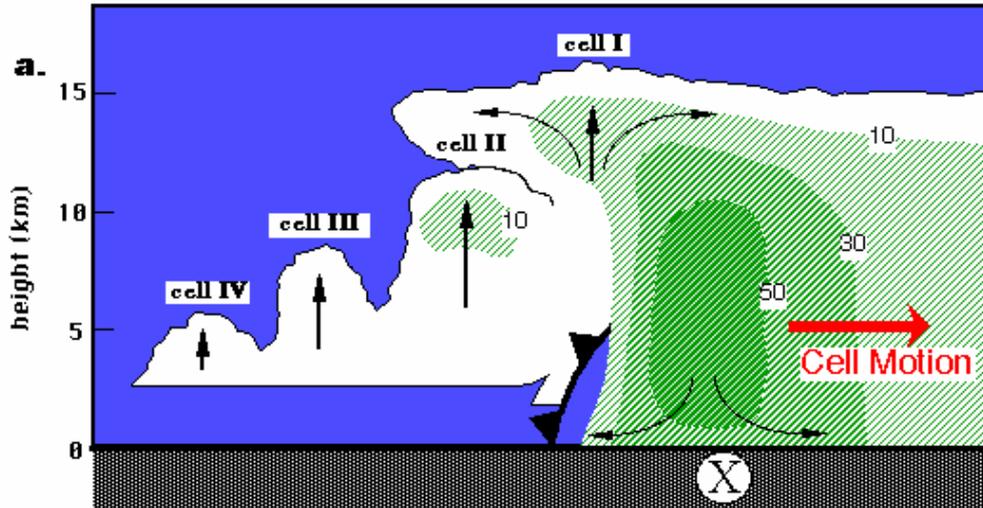


Figura 2.2 Vista esquemática del desarrollo sucesivo de corrientes ascendentes en un caso de convección multicelular (Doswell, 2001). Los números representan la reflectividad radar en dBZ.

Además de estas tres estructuras básicas de organización, existen otro tipo de sistemas, que son combinaciones de estos tres modelos de organización.

2.4 Predicción de la intensidad de la convección

La predicción de la intensidad de las tormentas es una de las tareas más difíciles, ya que existe un gran número de procesos que tienen lugar en la escala de la tormenta. Una de las técnicas utilizadas para realizar el pronóstico de situaciones de tiempo severo está basada en la obtención de índices termodinámicos de inestabilidad, así como la CAPE u otros índices. No obstante, según Doswell y Schultz (2006), que estas técnicas hayan estado en uso muchos años en los centros meteorológicos no es justificación para que sean empleados como parámetros predictores de convección intensa. A pesar de esta última opinión, es evidente que las variables diagnosticadas han estado asociadas, durante mucho tiempo, a situaciones de tiempo severo, además de tener una gran capacidad de resumir en un simple valor las características de los entornos medioambientales favorables a la producción de situaciones severas (Schaefer, 1986; Johns y Doswell, 1992). En Doswell y Schultz (2006), estas variables de diagnóstico se definen a partir de una determinada cantidad, válida en un momento concreto, que puede ser tanto una observación básica de una variable (e.g., presión, temperatura, viento, humedad) o que puede ser calculada a partir de estas variables. Tales variables de diagnóstico pueden ser usadas por un predictor para hacer una predicción aproximada, de forma que el objetivo en muchos casos es encontrar aquel “*magic bullet*” o índice mágico que realice una predicción del fenómeno. No

obstante, no existe aún un índice que sea determinista en el momento de predecir la convección (Doswell y Schultz, 2006).

A pesar de este último hecho, el objetivo de todas las técnicas anteriores, basadas en la predicción de determinados fenómenos, es llegar a realizar un pronóstico general del tipo de situación meteorológica, de las cantidades de precipitación acumulada, evolución del campo de vientos o cualquier otra variable física de la atmósfera.

El caso que se trata en la presente tesis es el de realizar una predicción, una vez ya han sido formadas las tormentas. Para ellos se utilizará el radar meteorológico y un modelo meteorológico mesoescalar el cual es capaz de pronosticar, a su escala, las variables meteorológicas como el viento y las alturas de las isotermas de 0 °C y de -20 °C, de su desplazamiento y de su intensidad desde el punto de vista de los parámetros obtenidos mediante el radar.

Mientras que por un lado existen bastantes trabajos relacionados con el desplazamiento de las células convectivas en los próximos minutos, como por ejemplo el desplazamiento de sistemas de precipitación a partir del método de correlaciones (Collier, 1989; Circe y Martín, 2003; Rigo, 2004) o el desplazamiento de células convectivas a partir de buscar similitudes de la estructura en la imagen anterior (Dixon y Wiener, 1993), para detectar un patrón de movimiento del sistema en cuestión, por el otro lado no existen muchos trabajos en cuanto al pronóstico de la intensidad del sistema convectivo y de la célula convectiva, lo que es mucho más complejo.

Uno de los trabajos que realiza un pronóstico del estado de madurez e intensidad del sistema convectivo se puede ver en Hand (1996), quien empezó a usar una nueva técnica para la predicción a corto plazo de lluvias intensas y tormentas. En Hand (1996) se desarrolló una técnica orientada a objetos con la cual se puede predecir la evolución de la tormenta a partir de un árbol de decisiones que se va construyendo con el transcurso del tiempo (Figura 2.3). Este tipo de técnica es la que dio lugar a la creación del modelo GANDOLF (Collier y Lilley, 1994; Pierce et al, 2000) que actualmente se sigue usando en el servicio meteorológico inglés, *Met Office* (<http://www.metoffice.gov.uk/>). GANDOLF es un sistema de alerta de tormentas desarrollado en colaboración entre la agencia medioambiental del Reino Unido y el Servicio Meteorológico inglés, y que utiliza datos radar, datos de satélite y datos del modelo empleado en el *Met Office*, para la predicción del desarrollo y disipación de lluvias intensas en una malla de 2 km x 2 km. Este modelo parte de una clasificación del tipo de nubes a partir de la última imagen satélite y de los datos radar y del modelo meteorológico para la generación de predicciones del movimiento y desarrollo o disipación de cada tormenta y de la precipitación

que se registrará. La sección de predicción de la tormenta contiene un modelo conceptual e idealizado con cinco etapas de crecimiento, donde dependiendo de la velocidad con la que las nubes crecen, nuevas tormentas son generadas.

Cell stage and cell potential changes in 10 minutes

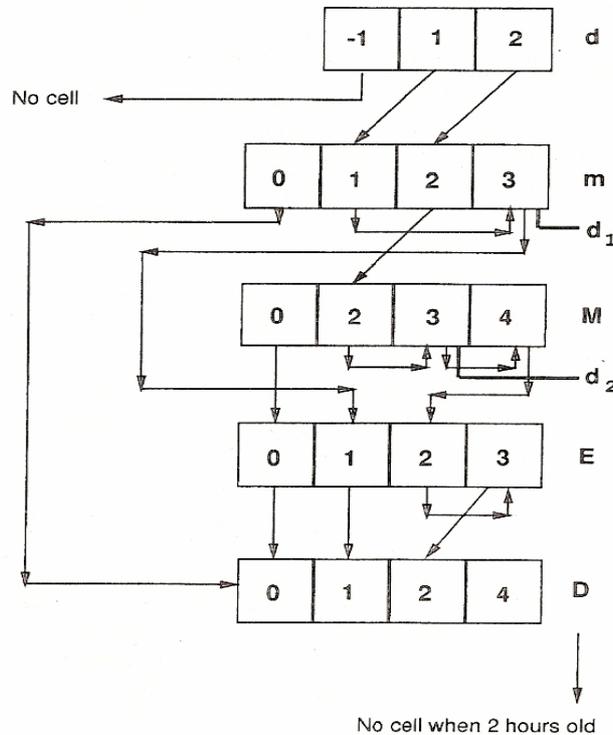


Figura 2.3 Diagrama que muestra el cambio de fase de una célula cada 10 minutos en el esquema orientado a objetos. Cada fila de cajas representa un estado de la célula y cada caja representa los diferentes potenciales de la célula. Las flechas muestran los cambios permitidos en cada etapa de la célula. Las líneas negras indican cuando nuevas células (o hijas) son creadas al final de cada intervalo temporal. Donde d es una célula en desarrollo, m es una célula joven madura, M son células maduras, E son aquellas células con disipación temprana y D corresponde a una célula en estado de disipación. En cuanto a la numeración, -1 es usado para células tipo d, 0 para células débiles, 1 moderadas, 2 fuertes (lluvias fuertes y fuerte desarrollo), 3 célula capaz de crear una nueva y 4 célula que ha creado una nueva célula pero que no ha cambiado de fase. Extraído de Hand (1996).

La predicción de los parámetros radar de las células convectivas es una de las tareas más difíciles de llevar a cabo y con muy pocas referencias bibliográficas. Esto es debido a que existen un gran número de procesos físicos y termodinámicos que tienen lugar en la escala de la tormenta, lo cual complica mucho, desde el punto de vista físico, matemático y computacional, la modelización del ciclo de vida de las tormentas a escala minutal y horaria. Uno de los

objetivos de esta tesis consiste en proporcionar una metodología y unas herramientas para la predicción de la evolución del sistema convectivo una vez ya este ya ha sido formado. Obtener un análisis temporal de los 25 (en esta tesis) o más parámetros radar es una tarea muy difícil de realizar y muy compleja de resumir para un predictor, el cual debe tomar la decisión sobre hacia donde irá y sobre si aumentará o disminuirá la intensidad de la tormenta teniendo la duda sobre qué parámetro/s radar centrarse. No obstante, tal y como se ha comentado anteriormente, existen unos modelos conceptuales de evolución de las tormentas basados en un ciclo de vida compuesto por tres estados: formación, madurez y disipación. Teniendo en cuenta este hecho, es de pensar que sí pueden llegar a obtenerse unos modelos de evolución de los parámetros radar que caracterizan las células convectivas. Este será uno de los puntos importantes de la tesis y de un gran interés para los centros operativos de información meteorológico (capítulo 8).

3 El granizo

3.1 Introducción

En el capítulo 1 han sido introducidos los motivos principales que han impulsado a estudiar el granizo en esta tesis. Además, en el capítulo 2, se ha realizado una breve explicación de algunos de los conceptos teóricos de la convección necesarios para entender la física de los procesos que tienen lugar y los fenómenos asociados (viento fuerte, granizo, lluvia intensa, tornados). El siguiente paso consiste en profundizar más en el fenómeno del granizo. Tratando de forma más extensa su definición, se verán algunos órdenes de magnitud y su proceso de formación. Sin entrar en detalle en la microfísica de nubes, se mencionarán algunos de los aspectos más importantes que envuelven al proceso de formación del granizo con la intención de mejorar su comprensión. Además, se tratarán las diversas formas de clasificación de tamaños, se hablará de los factores asociados a granizo severo o de gran tamaño ($>1,9$ mm) y, finalmente, se comentarán las climatologías a nivel mundial y en el valle del Ebro. En este último caso se describirán aquellas situaciones que producen o pueden llegar a producir granizo en superficie.

3.2 Definición

Existen multitud de definiciones para el fenómeno, no obstante, en general todas se resumen en definir el granizo como granos o corpúsculos de hielo con un diámetro que oscila entre 5mm y más y que han crecido mediante el proceso de agregación de partículas o cristales de hielo (proceso denominado por la palabra inglesa *rimming*).

En cuanto a su forma, el granizo es muy variable (Figura 3.1), desde figuras esféricas regulares o formas cónicas a figuras muy irregulares. Generalmente constan de un núcleo congelado envuelto por varias capas de hielo uniforme. Las capas por las que se encuentra envuelto el núcleo pueden ser transparentes u opacas y son indicadores del tipo de masa de aire y proceso de crecimiento que ha sufrido el núcleo de granizo (Figura 3.2). En el caso de las capas opacas, la congelación tiene lugar de forma rápida o instantánea, así pues el aire contenido en la partícula no tiene tiempo a escapar y es atrapado por el núcleo de hielo. En cuanto a las capas transparentes, el proceso de congelación se produce de forma más lenta, permitiendo a las burbujas de aire escapar y por lo tanto crear una capa transparente.

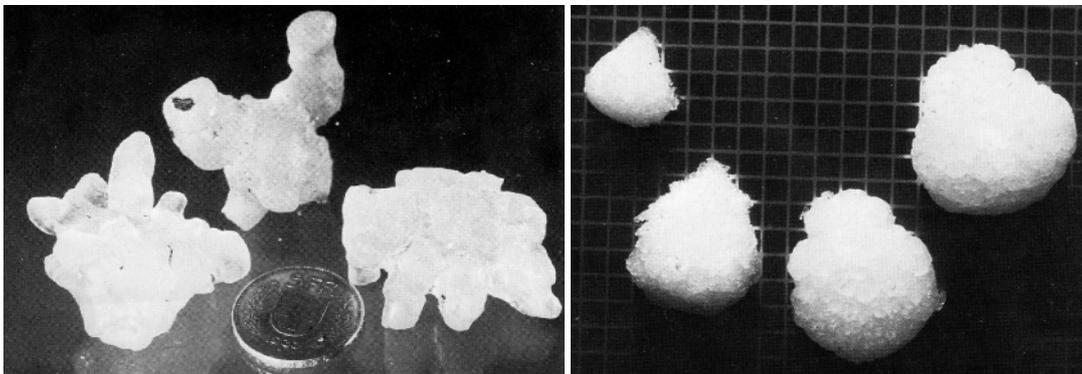


Figura 3.1 Granizo de tamaño irregular (izquierda) y granizo regular (derecha).



Figura 3.2 Corte de una piedra de granizo (izquierda) extraído de Knight y Knight (2003). Fotografía de precipitación de granizo (derecha), cortesía de Soon Chun Siang.

3.3 Formación del granizo

Desde el punto de vista de la microfísica de nubes, el origen o formación del granizo tiene lugar en el interior de las nubes. En concreto, este se forma a partir de los núcleos de condensación existentes siempre y cuando se disponga de un ambiente sobre-enfriado, agua líquida con temperaturas inferiores a 0 °C (Pruppacher y Klett, 1978). A partir de estas condiciones, el agua líquida se congelará al añadir alguna perturbación física o al entrar en contacto con los núcleos de condensación existentes. Dichas condiciones medioambientales de sobre-enfriamiento se obtienen cuando la temperatura alcanza los -20 °C, es entonces cuando la fase hielo es observada en la nube (Pruppacher y Klett, 1978). Para mantener y aumentar estas cantidades de agua líquida con temperaturas inferiores a los 0° C, se requiere la presencia de una fuerte corriente ascendente, ya que en el caso de tener una corriente ascendente débil, el agua sobre-enfriada se congelaría antes de poder tener las cantidades de agua necesarias para poder formar una piedra de granizo. Por otro lado, la presencia de agua sobre-enfriada implica que el cristal de hielo a partir del cual se formará la piedra de granizo, podrá aumentar de tamaño gracias a la agregación de partículas de hielo y de difusión de vapor de agua, a la vez que se podrá ver suspendido por las fuertes corrientes ascendentes. De esta forma el granizo podrá seguir incrementando su tamaño. Una vez el tamaño del granizo ya no puede ser mantenido por la corriente ascendente este precipita fuera de la nube.

En cuanto al proceso de crecimiento de la piedra de granizo, este no es homogéneo, es decir, no se produce siempre de la misma forma y en las mismas condiciones, sino que en toda su etapa de crecimiento la partícula de hielo se encuentra en diferentes condiciones medioambientales que implicarán o favorecerán diferentes procesos: crecimiento por difusión del vapor o crecimiento por colisión entre partículas. Así pues, cada piedra de granizo formada tendrá diferente estructura interna aunque será parecida. Principalmente cada piedra de granizo estará compuesta por diferentes capas de hielo, dependiendo de las condiciones presentes en su proceso de formación (Pruppacher y Klett, 1978). Una situación muy común en la atmósfera consiste en encontrar un entorno sobre enfriado, es decir, aquel en el que se observa contenido de agua líquida en la nube con temperaturas inferiores a 0 °C. Este entorno se produce por la falta de núcleos de condensación o por encontrarse en una situación de equilibrio. En estos momentos, el crecimiento se produce por difusión del vapor de agua hacia las partículas de hielo y hacia las gotas líquidas, las cuales colisionan o se congelan en otras partículas de hielo.

Con estos mecanismos diferentes de crecimiento las capas del granizo serán básicamente opacas o transparentes (Figura 3.3).

- La formación de las capas de hielo opaco se produce cuando el granizo cae a través de una región de nubes bajas e intercepta pequeñas cantidades de agua sobre-enfriada (Pruppacher y Klett, 1978). Estas partículas pueden congelarse casi instantáneamente, sin dejar escapar las burbujas de aire, formando entonces la capa opaca. Esto ocurre cuando las gotas de nube sobre-enfriadas son pequeñas, y la temperatura ambiente es algo baja. Es entonces cuando las gotas se congelan instantáneamente al contactar con el granizo.
- La formación de las capas de hielo transparente tiene lugar si el granizo acumula grandes cantidades de agua, por lo que no pueden congelarse de forma instantánea (Pruppacher y Klett, 1978). Esto implica que el granizo se humedece y el proceso de congelación continúa lentamente. A medida que los cristales grandes crecen, estos van expulsando el aire retenido y se va formando la capa transparente.

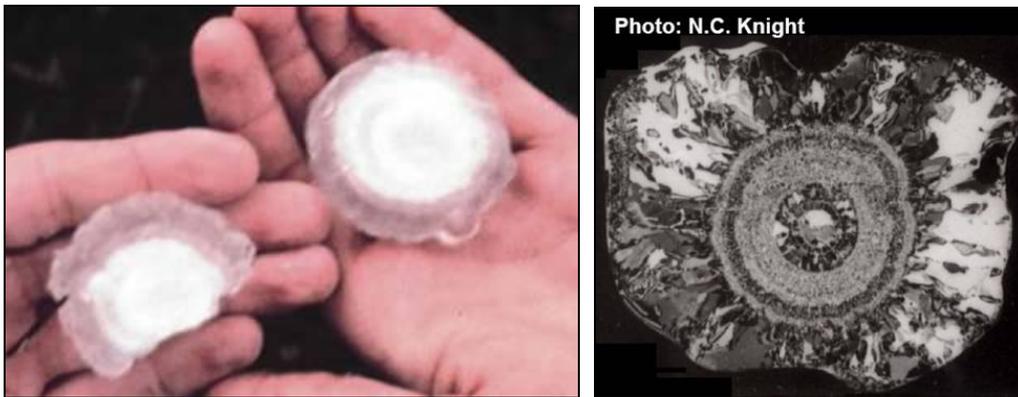


Figura 3.3 Capas opacas y transparentes de granizo vistas a partir de cortes en las piedras de granizo.

En el caso de la capa opaca, está formada por pequeños cristales y burbujas de aire atrapadas. En cambio, para la capa transparente, la capa está formada por cristales grandes. Esto es debido a que cuando el tamaño medio de las gotas nubosas es mayor, el contenido acuoso es elevado y la temperatura ambiente también es elevada (pero por debajo de 0°C), por lo tanto, la congelación es lenta por culpa del tamaño.

Una forma de llegar a modelizar y comprender la formación de la precipitación en tormentas, tanto sólida como líquida, consiste en trabajar con modelos numéricos de nubes. El aspecto de la dinámica del granizo en las nubes ha sido simulado con modelos bi y tridimensionales, donde la compleja microfísica de los tipos de nubes es descrita generalmente mediante esquemas de parametrización (Wilhelmson y Klemp, 1981; Farley et al, 1992; Walko et al, 1995). Recientemente, algunos de los modelos aplican un tratamiento detallado para la

descripción de la microfísica del granizo. En estos modelos los resultados obtenidos para las características de las tormentas fueron mejores que en el caso de los de esquemas de parametrización (Farley y Orville, 1986; Geresdi, 1998; Guo et al, 2000; Guo y Huang, 2002).

Estos modelos también son usados para describir la trayectoria y crecimiento del granizo, como es el caso de Guo y Huang (2002), donde el papel principal de las células creadas a partir de una célula madre en un sistema multicelular es transferir embriones de granizo formados originalmente en la célula principal a la célula principal, más que el papel de generar embriones de granizo iniciales sugerido por Heymsfield et al (1980). En Guo y Huang (2002) también se concluye que algunas de las partículas de nieve granuladas son transformadas en granizo dentro de la región de la corriente ascendente principal y que la célula madre puede evolucionar como una célula hija, concordando ambas con Heymsfield et al (1980). De esta forma, el camino descrito por los embriones y partículas de hielo en el interior de las nubes puede resumirse en el modelo conceptual de la Figura 3.4 (sistema multicelular) o en el de la Figura 3.5 (sistema unicelular).

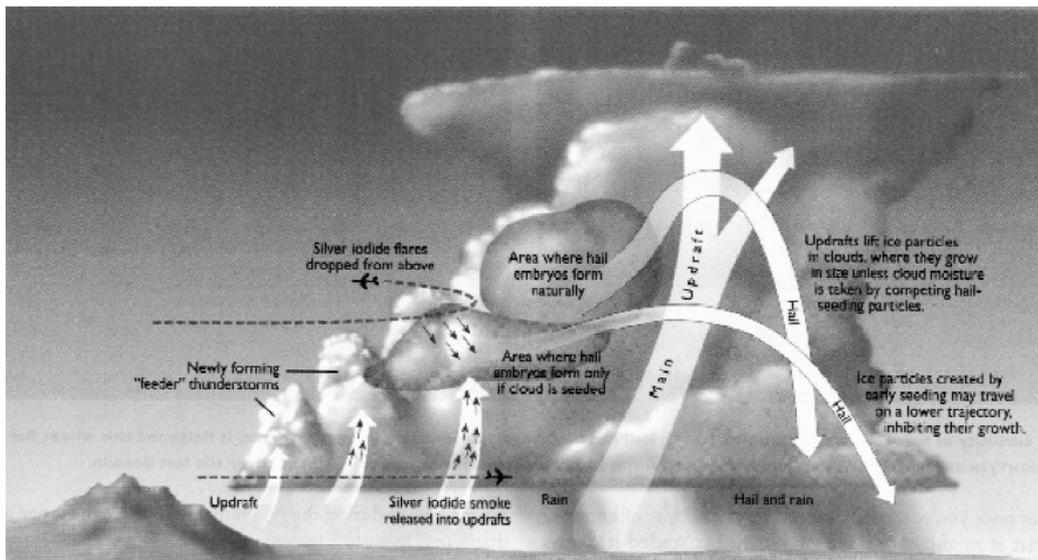


Figura 3.4 Modelo conceptual de trayectorias de partículas (WMO, 1996).

Resumiendo, viendo la dificultad de llegar a obtener la zona de formación y crecimiento del granizo, queda reflejada la complejidad de llegar a obtener la trayectoria de los embriones de hielo y su crecimiento así como las trayectorias que estos describirán en el sistema. No obstante, en la presente tesis no se estudiarán las trayectorias del pedrisco dentro de la célula o sistema convectivo sino, cuándo una de estas células lleva asociado o no granizo desde el punto de vista mesoescalar.

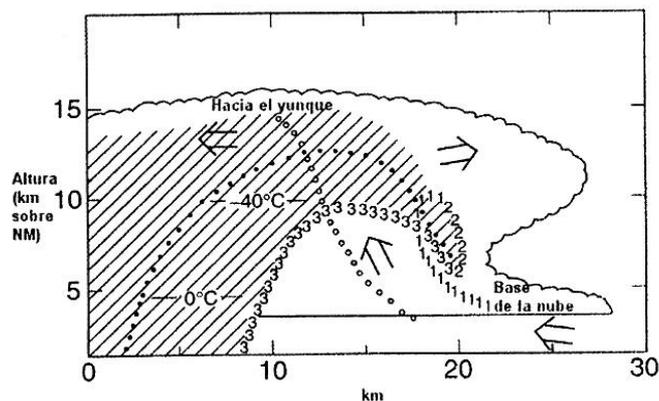


Figura 3.5 Vista esquemática de las trayectorias de las partículas en un sistema unicelular (corte vertical). Los círculos blancos representan la trayectoria de pequeños cristales de hielo con crecimiento directo que se desplazan rápidamente en la corriente ascendente principal para salir en los niveles superiores y formar el yunque del cumulonimbo. Los círculos negros corresponden a la trayectoria de partículas en zonas de corrientes ascendentes más débiles, aumentan de tamaño y precipitan como granizo pequeño o lluvia. 1, granizo grande con crecimiento lento al elevarse en el borde de la corriente ascendente principal; 2, descenso de los embriones de granizo para volver al flujo alimentador y 3 crecimiento final del granizo dentro de la fuerte corriente ascendente para caer en el borde de la misma. (Knight y Knight, 2003; Browning, 1977).

3.4 Factores asociados al granizo

Una vez se han definido y descrito las características de formación del granizo, el siguiente paso consiste en asociar o no una serie de factores medioambientales a la presencia o formación de granizo. Esta es una tarea aún sin resolver, sin embargo, este inconveniente parece simplificarse en el caso de granizo de gran tamaño, o lo que es lo mismo, granizo de diámetro superior a 19 mm, ya que para su observación en superficie son necesarios una serie de factores:

1. En primer lugar, es necesaria la presencia de una fuerte corriente ascendente, de tal forma, que esta pueda soportar durante el tiempo suficiente la partícula de hielo para que puede llegar a generar una piedra de granizo grande. Esta corriente ascendente se verá reforzada por las perturbaciones de presión no hidrostáticas. Este punto pone en evidencia la dificultad de la predicción del fenómeno, ya que habría que modelizar la estructura de vientos a escala de la tormenta, y esto es muy difícil de obtener en entornos operativos.
2. Otro factor importante es el efecto de la fusión (Fraile et al, 2003), es decir, la distancia desde el nivel de congelación medioambiental a la superficie, en esta región.

Dependiendo de la temperatura del aire, se puede observar una disminución importante del tamaño del granizo o provocar su fusión total (Figura 3.6). Además, la temperatura del aire de la corriente ascendente de la capa de fusión y el propio tamaño de las piedras pueden ser muy importantes para poder observar el fenómeno en superficie.

3. En valores medios se ha obtenido que para situaciones de granizo, la isocero del termómetro húmedo debe estar entre 1.500 y 3.700 m por encima del suelo y para situaciones de granizo de gran tamaño entre 2.000 y 2.700 m (López, 2003).
4. En cuanto a la organización de la convección, es más probable el granizo de gran tamaño en supercélulas debido a la clara separación física entre la corriente ascendente y la descendente.
5. Por otro lado, las variables de entorno termodinámicas tienen un papel muy importante en la formación y mantenimiento del granizo en nubes de desarrollo vertical. Para la formación del granizo son necesarios un alto valor de CAPE (Energía Potencial Convectiva Disponible), cizalladura (CIZ) moderada, la posición de la isocero y las isotermas de -10, -15 y -20 °C a una determinada altura y una determinada combinación de los índices de CAPE y CIZ (0-1km) y CIZ (0-6km) (Brooks y Craven, 2002). Durante la precipitación de granizo es necesario conocer la altura de la isocero del termómetro húmedo y seco, además de las alturas de las isotermas de -5, -10, -20 °C, etc.; la temperatura media del estrato entre la base y el suelo; el contenido de humedad y la masa de agua precipitable en niveles medios. Todos estos valores influyen en el tamaño final del granizo en superficie.

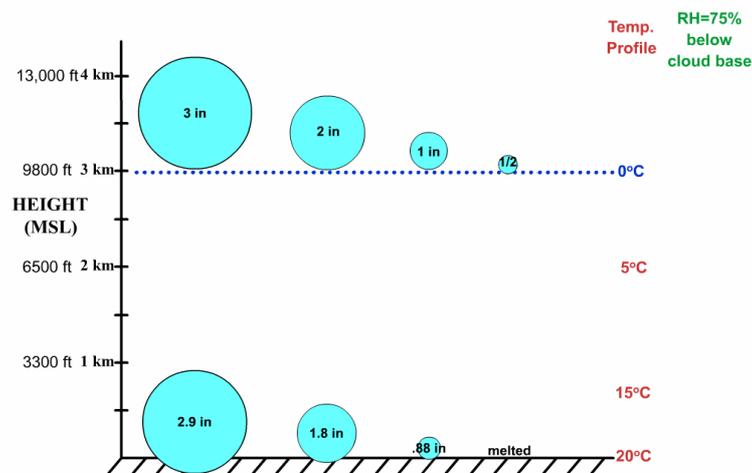


Figura 3.6 Efecto de la fusión en el tamaño inicial de la piedra de granizo (adaptado de NOAA, 2007)

3.5 Órdenes de magnitud

La descripción realizada anteriormente del granizo no queda completa sin comentar antes algunos órdenes de magnitud del fenómeno, como pueden ser: velocidad de caída, peso y tamaño del granizo, tamaño de núcleos de condensación o la velocidad del viento asociado, entre otras. Además, las dos formas de precipitación presentes en la atmósfera terrestre corresponden a la fase líquida y fase sólida, por lo que es conveniente realizar comparaciones entre estos dos tipos de precipitación con el fin de obtener una mejor descripción y percepción de los órdenes de magnitud del granizo. De forma resumida, estos valores pueden encontrarse en la Tabla 3.1.

| Característica | Lluvia | Granizo |
|--------------------------|--------|---------------------------------------|
| Tamaño | 1-2 mm | 5-20 mm |
| Gotas de nube requeridas | 10^6 | 10^9 |
| Peso | 1 mg | 717 g una piedra de 15 cm de diámetro |
| Velocidad terminal | 6 m/s | 20 m/s |

Tabla 3.1 Algunos órdenes de magnitud referentes a la lluvia y al granizo.

En todo proceso de precipitación, es necesario haber creado antes las partículas precipitantes. Las gotas típicas de agua suelen tener unas dimensiones de 1 o 2 mm en diámetro y son necesarias para su formación del orden de 1 millón de gotitas de nube⁸. Este valor tiene que ser mucho mayor para la formación de una piedra de granizo de 10 o 20 mm en diámetro, requiriéndose en este caso mil millones de gotitas de nube (en inglés denominadas *cloud droplets*), o lo que es lo mismo, en términos medios se requiere 1 m^3 de agua de la nube. En consecuencia, para formar una piedra de granizo se necesitan muchas más gotas de nube que para formar una gota de lluvia.

Por otro lado, considerando la presión del vapor saturante, esta es inferior en el caso de hielo que en el de agua líquida, es decir, es más fácil llegar a la saturación en estado sólido que en estado líquido. Teniendo en cuenta esta última propiedad, se formarán antes los núcleos de hielo que los líquidos, aunque de todas formas, para que las partículas de hielo puedan llegar a formarse, son necesarios unos núcleos de condensación conocidos como los núcleos de formación de hielo (IFN)⁹, a partir de los cuales tendrá lugar el crecimiento para la formación

⁸ Por gotita de nube se entiende una partícula de agua líquida que va de unos micrómetros a decenas de micrómetros. Se forman por condensación del vapor de agua en una partícula aerosol higroscópica (AMS Glossary).

⁹ Más conocidos en inglés como Ice-Forming-Nuclei (IFN).

del granizo. Los IFN empiezan a ser efectivos o empiezan a formar hielo a partir de temperaturas inferiores a 0 °C. En caso de no existir dichos IFN, para la formación de hielo sería necesaria la presencia de gotitas sobre-enfriadas, las cuales normalmente son efectivas a -15 °C o -20 °C, y que en algún caso pueden llegar a valores de temperatura de -35 °C. Si hablamos ahora de congelación homogénea (congelación sin la ayuda de IFN), la temperatura a partir de la cual el proceso de formación tiene lugar es de -40 °C, así pues, tendremos que las alturas de las nubes generadoras de granizo deben alcanzar, en término medio, entre 5 y 10 km, y en términos de temperatura entre las isotermas de -20 °C y -40 °C.

En cuanto al peso, una gota de lluvia, en promedio, pesa aproximadamente 1mg, mientras que en el caso del granizo, las piedras pueden llegar a sobrepasar el medio kilogramo de peso. Este orden de magnitud nos da la evidencia directa de los daños que puede provocar el granizo en superficie. En diversos estudios se ha intentado establecer relaciones entre el tamaño y los daños en superficie como en Hohl et al (2002a y 2002b) y Sánchez et al (1996), donde se encuentra que una granizada de tamaños igual o superior a 5 mm en superficie provoca daños en frutales, vid o cereales.

Ligado al factor peso y a las dimensiones, está la velocidad de caída de las partículas precipitantes. Las velocidades de caída de una gota de lluvia y del granizo son muy diferentes, alcanzando, en término medio para la lluvia, los 6 m/s dentro de la nube, mientras que para la piedra, en el caso de un tamaño de 20 mm, la velocidad de caída corresponde a unos 20 m/s (es decir, el recorrido dentro de la nube no durará más de 3 segundos). Existen algunos estudios que pretenden llegar a determinar la velocidad de caída del granizo. Dichos estudios son empíricos y estiman la velocidad terminal del granizo con curvas del estilo de la Figura 3.7, obtenidas empíricamente a partir de la ecuación Ec. 3.1.

$$\text{Ec. 3.1} \quad V_t = a \cdot D^b$$

Donde, V_t es la velocidad terminal del granizo en m/s, D es el diámetro en mm, a y b son constantes empíricas y b varía entre 0,5 y 1. Por ejemplo, si $a=1,43$ y $b=0,8$ entonces una piedra de 1cm caería a una velocidad de 9 m/s (Pruppacher y Klett, 1978).

A título de ejemplo se comentan a continuación algunos casos reales:

- El del suroeste de Sydney (Australia), el 18 de Marzo 1990, cuando se produjeron piedras de diámetros mayores a 8 cm, lo que supone un peso aproximado de 0,7 kg y una velocidad de caída aproximadamente de 48 m/s

(171 km/h), en este caso se produjeron daños por un valor aproximado de 300 millones de \$.

- Por otro lado, en cuanto a récord se refiere, la mayor piedra de granizo (Figura 3.8). fue medida en Aurora (Nebraska), el 22 de Junio de 2003, con un tamaño de 17,78 cm (Guyer y Ewald, 2004), piedra granizo a la cual si se le aplica la relación empírica anterior de Pruppacher y Klett (1978) se obtiene un valor de velocidad terminal de: 90,3 m/s (325 km/h).
- El anterior récord fue registrado en Kansas, en Septiembre de 1970, con un peso de 755 g, con un diámetro de 14 cm y una velocidad de caída de 57 m/s, 207 km/h (UCAR communications, 2003).

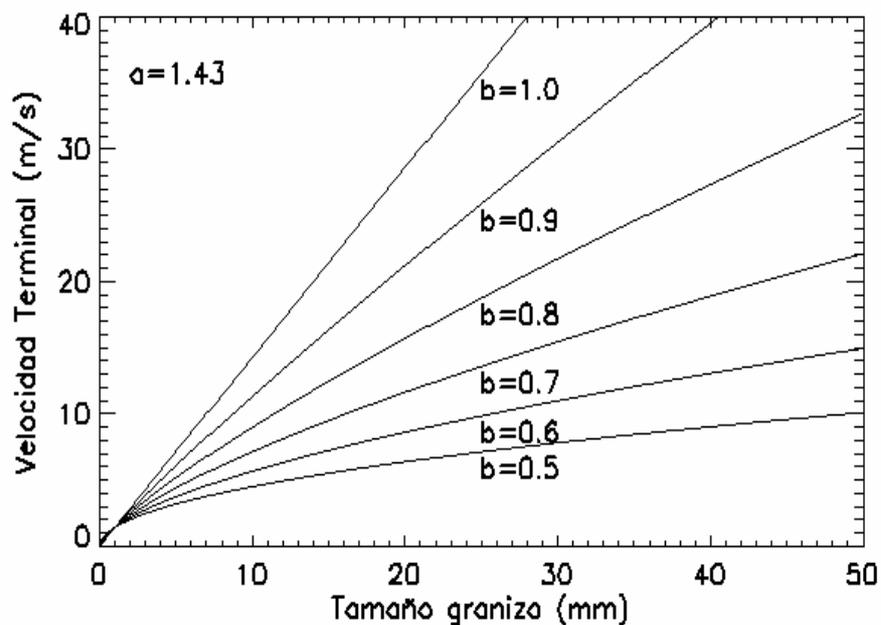


Figura 3.7 Relación empírica entre el tamaño del granizo y su velocidad terminal para el caso $a=1.43$.

Además de estos eventos, existen muchos otros episodios de granizo que han causado gran cantidad de pérdidas económicas y de vidas humanas. Un pequeño listado de las situaciones que han causado más daños o que han tenido más impacto en la sociedad se puede ver en la Tabla 3.2.

| Fecha | Localización | País | Características |
|---------------------------|---|-------------------------------|---|
| Alrededor del siglo IX | Roopkund (Uttarakhand) | India | Varios centenares de personas murieron por una importante granizada. |
| 30 Abril 1888 | Moradabad | India | Una situación de granizadas causó la muerte de 246 personas |
| 28 Julio 1981 | Calgary (Alberta) | Canadá | Piedras del tamaño de una <i>softball</i> ¹⁰ causaron \$150 millones en daños materiales. |
| 29 Marzo 1990 | Lake Worth (Texas) | Estados Unidos | Un caso de muerte por impacto de una piedra de granizo. El tamaño llegó a ser de una <i>softball</i> . |
| 11 Julio 1990 | Denver (Colorado) | Estados Unidos | Piedras del tamaño de <i>softball</i> destruyeron tejados y vehículos causando un total de \$625 millones en daños. |
| 5 Mayo 1995 | Dallas y Fort Worth (Texas) | Estados Unidos | \$2.000 millones de pérdidas en seguros, 109 heridos y un tamaño máximo de 11. |
| 4 Abril 1999 | Sydney (New South Wales) | Australia | \$1.600 millones en pérdidas. 20 mil propiedades y 40 mil vehículos fueron dañados durante una tormenta con más de 25 aviones dañados en el aeropuerto de Sydney, una persona murió y varias más fueron heridas. Se registró un tamaño máximo de 9,5 cm. |
| 18 Mayo 2000 | McHenry, Lake, en el norte de Kane, y en el norte del estado de Cook (Illinois) | Estados Unidos | Piedras del tamaño de pelotas de golf, de béisbol y de softball dañaron tejados, coches, muebles y ventanas. Alrededor de 100 mil casas se quedaron sin electricidad. El tamaño del pedrisco fue de 7,6 cm en muchas áreas. Se cancelaron 100 vuelos y se interrumpió el tráfico ferroviario. |
| 10 Abril 2001 | St. Louis (Missouri) | Estados Unidos | La tormenta más costosa en la historia de los US, una larga franja de tamaño grande de granizo causó más de \$1,9 mil millones de pérdidas. |
| 19 Julio 2002 | provincia de Henan | República Popular de la China | 25 muertos y cientos de heridos. |
| 23 Julio y 16 Agosto 2004 | Alcañiz (Aragón) | España | Piedras de más de 5 cm. Más de 3.000 tejados total o parcialmente destruidos en el casco urbano y más de 300 automóviles con desperfectos en cristales y carrocerías. |
| 8 Junio 2007 | Akron (Ohio) | Estados Unidos | Una tormenta produjo piedras del tamaño de una bola de béisbol, dañando ventanas y coches. Según el NWS, una piedra del tamaño de 10,8 cm en diámetro cayó a 5 km al sur de Akron. |
| 21 Septiembre 2007 | Marbella (Málaga) | España | Temporal de tormentas y granizo que azotó el sur de España y provocó 18 heridos en Marbella. Cientos de automóviles sufrieron daños (Figura 3.9). |

Tabla 3.2 Algunos ejemplos de los episodios de granizo más importantes.

¹⁰ Una bola de softball equivale a un tamaño de 76 a 90 mm (ver apartado 3.6).



Figura 3.8 Tamaño máximo de granizo registrado (Guyer y Ewald, 2004).



Figura 3.9 Vehículo destrozado en Marbella por el impacto de granizo.

3.6 Las escalas de tamaño

Hasta ahora, se ha hablado del fenómeno del granizo teniendo en cuenta su definición y sus características. No obstante, el problema más grande que se encuentra al querer estudiar el fenómeno, es su medida, ya que debido a su reducido alcance espacial y temporal resulta difícil obtener observaciones en superficie del pedrisco. Existen dos formas de observar o detectar el fenómeno en superficie, las observaciones objetivas o instrumentales, con granizómetros (instrumento para la medida de granizo, introducido en el apartado 4.2), y las subjetivas, mediante observaciones de ciudadanos o de compañías aseguradoras. La información proporcionada en ambos casos es distinta. En el caso de los granizómetros esta es mayor (ver capítulo 4.3) que en el caso de las observaciones en superficie por ciudadanos, dónde además, en este último caso, la información proporcionada corresponde a la comparación subjetiva de la piedra con algún tipo de cereal, fruto u objeto de forma esférica, obteniéndose una aproximación del tamaño y peso del pedrisco. Así pues, ¿cuál es el tipo de escala de medida útil para cualquier región del mundo?

Normalmente, las comparaciones entre diferentes regiones afectadas por el granizo se basan en las pérdidas económicas. Este hecho implica que estas comparaciones y bases de datos sean evidentemente sesgadas por la naturaleza y por la importancia de las cosechas y de las propiedades (Dessens et al, 2007). Este problema es resuelto mediante el uso de escalas basadas en la medida de la intensidad de los daños las cuales pueden ser ampliamente usadas en todo el mundo (Glickman, 2000). Este es el caso de la escala Saffir-Simpson para los huracanes, la escala de Fujita para los tornados (Fujita, 1971) o la escala Beaufort para el viento (creada en 1805 por el Almirante Británico Sir Francis Beaufort). No obstante, en el caso del granizo, las escalas de medida han sido utilizadas algunas veces de forma regional para caracterizar la intensidad de la piedra. Este es el caso de la *Association de lutte contre la grêle*, ANELFA, donde durante 17 años (ANELFA, 1972-1988) se ha utilizado una clasificación empírica de 5 clases de pedrisco basada en los daños provocados en las cosechas en un *commune*, la subdivisión administrativa más pequeña en Francia (Dessens et al, 2007). En estos casos, las clasificaciones están relacionadas con el tamaño observado de la piedra. A continuación se presentan diferentes propuestas de clasificación:

- La escala de la *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) clasifica en clases a partir de la medida métrica en pulgadas¹¹ (Tabla 3.3) y que equivale a 25,4 mm. Tampoco se consideran daños económicos.

| Descripción | Tamaño |
|---------------------------------|---|
| Guisante | ¼ pulgada en diámetro |
| Canica o bola de naftalina | ½ pulgada en diámetro |
| Moneda de 10 centavos o penique | ¾ pulgada en diámetro – A partir de aquí se considera granizo severo. |
| Moneda de 5 centavos | 7/8 pulgada en diámetro |
| Moneda de 25 centavos | 1 pulgada en diámetro |
| Pelota de ping-pong | 1 ½ pulgadas en diámetro |
| Pelota de golf | 1 ¾ pulgadas en diámetro |
| Pelota de tenis | 2 ½ pulgadas en diámetro |
| Pelota de Baseball | 2 ¾ pulgadas en diámetro |
| Taza de té | 3 pulgadas en diámetro |
| Pomelo | 4 pulgadas en diámetro |
| Pelota de softball | 4 ½ pulgadas en diámetro |

Tabla 3.3 Fuente: National Oceanic and Atmospheric Administration

¹¹ Una pulgada equivale a 25,4 mm.

- Una escala muy sofisticada es la de *The TORnado and storm Research Organisation*, TORRO (Webb et al, 1986). El objetivo es, a partir de una escala de intensidades de tormentas establecida y la cual va de H0 a H10, clasificar el granizo en función del diámetro (Tabla 3.4 y Tabla 3.5), el cual está relacionado con unos daños típicos y un código de tamaño vinculado a otra tabla de 10 clases. La escala fue obtenida en 1986 por J. Webb et al y está disponible en la página web: <http://www.torro.org.uk/TORRO/severeweather/hailscale.php>. Esta escala está bien diseñada pero es difícil de usar por gente no especializada.

| Código | Categoría de intensidad | Diámetro típico de granizo (mm) | Energía cinética probable (J/m ²) | Daños típicos |
|--------|----------------------------|---------------------------------|---|--|
| H0 | Piedra dura | 5 | 0-25 | Sin daños. |
| H1 | Daños potenciales | 5-15 | >25 | Daños débiles a plantas y cosechas. |
| H2 | Daños potenciales | 10-20 | >125 | Daños significativos a frutales, huertos, vegetación. |
| H3 | Severo | 20-30 | >275 | Daños severos a frutales y huertos, daños en cristales y estructuras plásticas, pintura y madera rayada. |
| H4 | Severo | 25-40 | >450 | Muchos daños en cristales, daños en carrocerías de vehículos. |
| H5 | Destruyctiva | 30-50 | >650 | Destrucción a gran escala de cristales, daños en tejas, riesgo significativo de lesiones. |
| H6 | Destruyctiva | 40-60 | | Carrocerías de aviones abolladas, hoyos en paredes de ladrillo. |
| H7 | Muy destruyctiva | 50-75 | | Daños severos en tejados, riesgo de lesiones importantes. |
| H8 | Muy destruyctiva | 60-90 | | Daños severos en carrocerías de aviones. |
| H9 | Súper tormentas de granizo | 75-100 | | Daños estructurales extensos. Riesgo de lesiones severas o incluso pérdidas de vidas humanas. |
| H10 | Súper tormentas de granizo | >100 | | Daños estructurales extensos. Riesgo de lesiones severas o incluso pérdidas de vidas humanas. |

Tabla 3.4 Escala TORRO para la intensidad de una tormenta de granizo.

| Código | Diámetro mm | Descripción |
|--------|-------------|-----------------------------------|
| 0 | 5-9 | Guisante |
| 1 | 10-15 | Bola de naftalina, haba, avellana |
| 2 | 16-20 | Canica, cereza, uva |
| 3 | 21-30 | Nuez |
| 4 | 31-40 | Huevo de paloma, pelota de squash |
| 5 | 41-50 | Huevo de gallina, pelota de golf |
| 6 | 51-60 | Huevo de gallina joven |
| 7 | 61-75 | Bola de tenis, pelota de cricket |
| 8 | 76-90 | Naranja grande, bola de softball |
| 9 | 91-100 | Pomelo |
| 10 | > 100 | Melón |

Tabla 3.5 Tamaño de granizo y diámetro en relación con la escala TORRO para la intensidad de una tormenta de granizo.

- Por otro lado, se encuentra una reciente escala de medida de granizo diseñada por ANELFA (Dessens et al, 2007), donde se presenta, de forma más sencilla y de fácil acceso a la población, una escala de medida del granizo vinculada a los daños observados en superficie y al tamaño (Tabla 3.6). A diferencia de la escala anterior, esta ha sido generada a partir de las observaciones de piedra en un punto, en concreto en un granizómetro.

| Clase | Diámetro máximo cm | Equivalencia | Rango de energía (J/m ²) | Daños típicos |
|-------|--------------------|---|--------------------------------------|--|
| A0 | <1 | Guisante | 0 – 30 | Accidentes en carretera, flores de los árboles cortadas. |
| A1 | 1 – 1.9 | Bola de naftalina, haba, avellana | 30 – 100 | Daños en los viñedos, huertos, en tabaco. |
| A2 | 2 – 2.9 | Canica, cereza, uva pequeña | 100 – 400 | Serios daños en los cereales, en los vegetales y en los árboles |
| A3 | 3 – 3.9 | Canica grande, uva grande, nuez | 400 – 800 | Pérdida completa de todas las cosechas, ventanas rotas, coches dañados. |
| A4 | 4 – 4.9 | Castaña, huevo de paloma, pelota de golf, bola de ping-pong, bola de squash | > 800 | Paisaje de invierno, animales muertos, personas heridas, daños en los aviones en el suelo. |
| A5 | > 5 | Naranja, melocotón, manzana, bola de tenis | 8.00-1.000 | Episodio peligrosamente extremo, personas desprotegidas muertas. |

Tabla 3.6 Escala ANELFA para la intensidad de caída del granizo.

En resumen, existen una gran variedad de escalas de medida del granizo y ninguna de ellas está muy bien establecida a nivel mundial. Si bien la escala TORRO parece ser una buena escala de observación de granizo, esta presenta una dificultad importante para la gente no especializada en la detección del fenómeno. Por otro lado, la escala ANELFA simplifica la observación y reduce la complejidad de la clasificación, haciendo que esta sea mucho más amena para la población. Así pues, en cuanto a escalas de observación se refiere, aún no existe una escala universal del granizo que sea utilizado por todo el mundo. Si bien sí se detecta el tamaño observado en milímetros, no se encuentra un uso común de los daños en superficie correspondientes a cada diámetro.

3.7 Climatología del granizo

Una vez se tiene definido el fenómeno del granizo, su proceso de formación y sus características espaciales y temporales, así como las escalas de medida, el siguiente paso consiste en obtener su climatología o comportamiento medio. Por climatología entendemos la descripción de cuándo, dónde y qué tipo de tiempo tiene lugar en una región en concreto. La climatología se puede usar en diferentes campos y con objetivos muy diferentes (Brooks, 2005b).

- Para los predictores, la obtención o realización de una buena climatología (espacio, tiempo e intensidad) establece una base de fondo para realizar pronósticos más correctos.
- Para los científicos o investigadores, permite extender su conocimiento y buscar relaciones entre eventos en el tiempo y en el espacio y en el estado de la atmósfera.
- Para la comunidad del riesgo (servicio de emergencias), establece periodos de retorno de los fenómenos de riesgo.
- Desde el punto de vista del cambio climático, conocer la situación del presente y la del pasado nos puede permitir señalar tendencias del comportamiento del fenómeno.

El problema de las climatologías de tiempo severo o en nuestro caso, la climatología del granizo, reside en los datos registrados, es decir, en la consistencia y homogeneidad de las observaciones en superficie. Para realizar el presente trabajo se ha utilizado una red de granizómetros para la detección del granizo en el suelo. No obstante, fuera de estas zonas o emplazamientos de los granizómetros, las observaciones han sido obtenidas gracias a la

colaboración de los ciudadanos de los pueblos (contactados por vía telefónica), los cuales pueden clasificar la precipitación comparándola con objetos comunes, tal y como ya se ha comentado anteriormente. Para solucionar este problema, a veces se trabaja con climatologías destinadas a la obtención de la identificación de las condiciones medioambientales asociadas a convección en lugar del tipo de tiempo observado.

Hoy en día existen gran cantidad de trabajos e investigaciones climatológicas de cualquier tipo de fenómeno meteorológico. En el caso de las climatologías de tiempo severo, y más concretamente de granizo, existen muchos estudios los cuales pretenden establecer el comportamiento medio de estas situaciones, tanto espacial como temporalmente. Este es el caso de trabajos como Etkin y Brun (1999), Pascual (2002), López (2003), Brooks (2004), Sánchez (2004), Smith (2004), Niall y Walsh (2005), Piani et al (2005), Schuster et al (2005), entre otras más. Algunas de ellas son más locales que otras, pero todas pretenden establecer las zonas con mayor frecuencia y con mayor intensidad del fenómeno.

Los diferentes estudios muestran resultados diferentes. En parte, esto es debido al periodo de estudio seleccionado, a la disponibilidad de información y a diferentes técnicas utilizadas, tanto de observación como de análisis y tratamiento de la información. Un ejemplo muy claro puede ser observado en dos climatologías:

- En la climatología de Smith (2004), mostrada en la Figura 3.10, los resultados obtenidos se pueden resumir en que la frecuencia de tormentas con granizo es más elevada en zonas próximas a montañas, por lo que se ve influenciada orográficamente. La explicación física se encuentra en la presencia de terreno notablemente elevado, el cual implica un menor tiempo de caída del granizo al suelo; de esta forma la partícula de hielo estará menos tiempo en la capa de fusión (de la isoterma de 0 °C a la superficie). En estas regiones se produce la presencia de altas y frías bases nubosas, lo que dificulta el calentamiento del granizo. Además, se observa una capa seca, la cual añade un refresco evaporativo, es decir, se ralentiza el proceso de fusión. Por último, respecto a este trabajo, se puede observar fácilmente en la Figura 3.10 como no existen días de granizo para la Península Ibérica, hecho que no es cierto y que en parte es obtenido por culpa de la falta de información de la región.
- Por otro lado, y gracias a la mayor disponibilidad de datos, de campaña experimental y de mejores tecnologías, en la climatología elaborada por Brooks (2004) se observa, después de realizar los reanálisis de las salidas de los modelos meteorológicos para las situaciones favorables a la presencia de tiempo severo en superficie, una mejor

distribución espacial de las zonas con mayor probabilidad de tormentas severas (Figura 3.11).

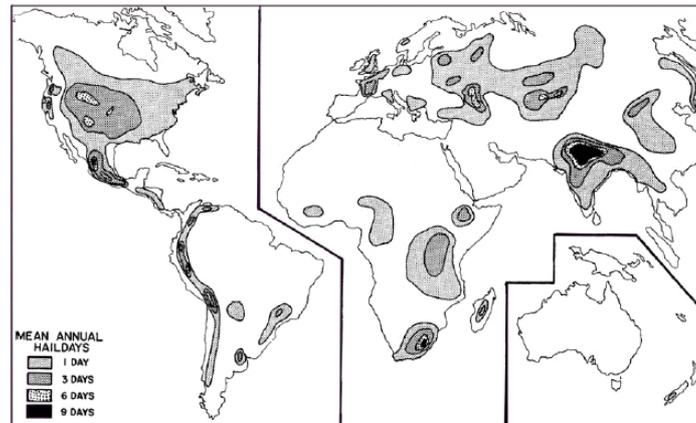


Figura 3.10 Distribución mundial del promedio anual de días con granizo (extraído de Smith, 2004).

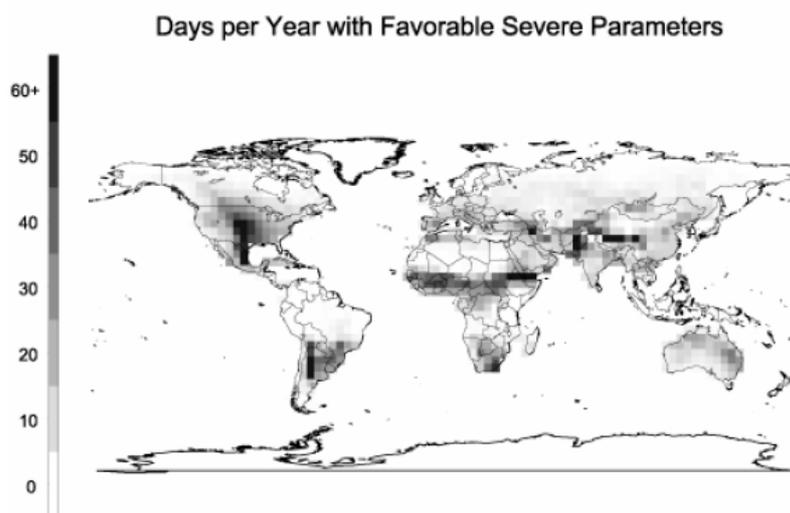


Figura 3.11 Número estimado de días por año con condiciones favorables para la presencia de tormentas severas (tornados F2 o mayores, diámetros de granizo de 5 cm y/o rachas de viento de 120 km/h) obtenido a partir de los reanálisis NCAR/NCEP de 1997-99 (Brooks, 2004).

En cuanto a la zona del planeta donde son más comunes las granizadas, algunos resultados, como los obtenidos por Sánchez (2004), muestran que esta zona se corresponde con aquellas regiones situadas en latitudes medias, lo que coincide con los trabajos de algunos autores, los cuales estudian el granizo en las regiones de la India, Argentina, Alberta en Canadá, Sydney en Australia, Dakota del Norte en Estados Unidos, Grecia, el norte de Italia y el noreste de la Península Ibérica. Además, Sánchez (2004) señala la región de Mendoza (en Argentina)

como probablemente la región del mundo con la frecuencia más elevada de granizadas de gran tamaño (>19 mm en diámetro), donde son muy frecuentes piedras del tamaño de pelotas de golf.

Se puede apreciar, como las zonas del planeta afectadas por el granizo, corresponden a regiones de latitudes medias. La explicación física reside en que para zonas polares el aire es más frío y por lo tanto contiene poca humedad, y además, la necesaria liberación de grandes cantidades de calor latente para generar violentas ascensiones impide el desarrollo de las piedras de granizo. Tampoco en los trópicos es muy frecuente, y es que una condición para que los granos crezcan es la presencia de cizalladura con el fin de posibilitar las sucesivas ascensiones del mismo, y en pocas ocasiones los cúmulos tropicales tienen esta estructura de vientos; además, por otro lado, las piedras de granizo probablemente se derritan en el aire cálido antes de llegar a la superficie (Mason, 1972; Cuadrat y Pita, 2000).

3.8 El granizo en España

Si bien parece ser que en los primeros estudios a nivel mundial de la distribución geográfica del granizo no se detectó una gran actividad del fenómeno en España, con el paso del tiempo, la mayor resolución espacial y temporal de los trabajos y su aplicación directa en la Península Ibérica cambió significativamente esta visión mostrando una frecuencia elevada de este tipo de meteoro en España. En numerosas regiones de la Península Ibérica las tormentas con granizo son un fenómeno habitual sobre todo durante la primavera y el verano (San Ambrosio, 2005). Dentro del territorio español, las regiones que sufren más frecuencia de granizo son el noreste peninsular y las zonas del interior español, en especial la meseta norte, hecho que concuerda con algunos estudios como el de Font (1983) que señala el cuadrante nororiental como el más afectado por situaciones de convección profunda con granizadas o el de Sousa (1987) que durante el periodo 1953-1980 obtuvo un número medio de tormentas anuales en el observatorio de Lleida de 14,5 y un número de granizadas de 1,4. Este tipo de fenomenología en España tiene como consecuencia más inmediata unas cuantiosas pérdidas económicas en el sector agrario. De hecho, según la AIAG¹² o *Association Internationale des Assurés contre la Grelle*, España es el país europeo con mayores pérdidas en agricultura debidas al granizo. Un ejemplo práctico de las pérdidas económicas en el noreste de España es

¹² El AIAG es la Asociación Internacional de Aseguradoras contra el Granizo (ASSOCIATION INTERNATIONALE DES ASSUREURS CONTRE LA GRELE). Abarca a través del mundo a aseguradores principales de cosechas contra el granizo y otros peligros. Los miembros incluyen las empresas privadas, semi-gubernamentales y públicas.

la zona del Valle del Ebro, donde se pueden estimar dichos valores sabiendo que alrededor de un 10% de la producción agraria anual se pierde. Según Agroseguro y trabajos anteriores mostrados anteriormente, señalan que las zonas de mayor riesgo de España a sufrir el fenómeno del granizo son La Rioja, Navarra, Aragón, Lleida y Tarragona, es decir el Valle del Ebro¹³, donde se estima un impacto económico debido al granizo de 100 millones de euros anuales.

En cuanto a la climatología de las tormentas en la zona del valle del Ebro y a pesar de que según Morgan y Summers (1991) para disponer de una climatología más representativa del granizo el análisis de este se debe realizar sobre áreas y no en observatorios, en España se han realizado varios trabajos que tratan de caracterizar el fenómeno. Pascual (2002) en su estudio de las tormentas con granizo en el llano de Lleida entre los años 1995 y 1999, ambos inclusive, señaló los meses de agosto, mayo y julio como los meses con mayor número de días con tormenta, mientras que los que tuvieron un mayor número de granizadas en proporción al número de tormentas fueron abril, mayo y agosto; en el mismo trabajo se obtuvo que más de la mitad de las granizadas se concentraron en los meses de mayo y agosto y que, en cuanto a las grandes granizadas (diámetro mayor a 19,0 mm), estas tuvieron lugar en los meses de mayo, junio y agosto. Así mismo, de Pascual (2002) y San Ambrosio (2005) se deduce que la distribución de las granizadas a lo largo de la campaña depende en gran medida de las condiciones climáticas medias predominantes (mediados de primavera y mediados de verano), es decir, existe un sesgo estacional o incluso subestacional significativo para la ocurrencia del granizo. Para observar esta característica se muestra a continuación una de las tablas obtenidas en el trabajo de Pascual (2002), en la que se presenta el número medio mensual de tormentas, el de granizadas y el número medio, en tanto por ciento, de tormentas con granizo, aceptando la hipótesis de que no hay granizadas sin tormenta (Tabla 3.7). En ella se observa que, en valor absoluto, el mes con mayor número medio de granizadas es junio, pero cuando se calcula la proporción con el número de tormentas, el mes con mayor porcentaje es abril. Durante este mes generalmente se observa granizo pequeño asociado a situaciones meteorológicas con la altura de la isocero del termómetro húmedo relativamente baja. También se observa que, en promedio, el número de granizadas para el mes de octubre es cercano a cero, a pesar de que el número de tormentas es similar al de abril. Este hecho podría estar relacionado con la presencia, relativamente frecuente durante el otoño, de sistemas convectivos de tipo marítimo con carácter fundamentalmente eficiente. La proporción de granizadas en los meses de julio y agosto es muy baja debido al valor relativamente alto del número de tormentas. Es decir, se detecta una fuerte estacionalidad.

¹³ Las provincias de Barcelona, Girona y Tarragona no son incluidas en el trabajo por no disponer de observaciones en superficie de granizo mediante redes de granizómetros y campañas experimentales.

| Meses | Nº tormentas | Nº granizadas | Nº granizadas / nº tormentas |
|------------|--------------|---------------|------------------------------|
| Abril | 0.8 | 0.2 | 25 % |
| Mayo | 2.0 | 0.2 | 10 % |
| Junio | 3.0 | 0.3 | 10 % |
| Julio | 2.5 | 0.2 | 8 % |
| Agosto | 2.6 | 0.1 | 3.8 % |
| Septiembre | 2.1 | 0.2 | 9.5 % |
| Octubre | 0.7 | 0.0 | 0 % |

Tabla 3.7 Distribución mensual media de granizadas y tormentas en el observatorio de Lleida y proporción de tormentas con granizo, extraído de Pascual (2002).

Una vez detectada la frecuencia de observación de tormentas con granizo, otra característica interesante es que la probabilidad de tener un día de granizo seguido de otro día de granizo es muy baja. No obstante, según Pascual (2002), casi un 40% de las granizadas tienen otra granizada a siete días o menos, es decir, vuelve a confirmar la posibilidad de la dependencia con la distribución climatológica (estacional) de las granizadas a lo largo de las campañas de estudio pero también puede tener relación con una cierta inercia en la evolución de las situaciones meteorológicas sinópticas favorables a que estas se produzcan, independientemente del mes. Por consiguiente, se está volviendo a mostrar la importancia de unas determinadas condiciones medioambientales para la producción del meteoro y su observación en superficie. Así pues, en cuanto a las características físicas de los entornos medioambientales presentes en los días con formación de tormentas en el valle del Ebro, se puede resumir que estos entornos sinópticos y mesoescales presentan las siguientes características:

- Según Pascual (2002), el entorno sinóptico más probable para la ocurrencia de granizo corresponde a una situación de vaguada en altura, a 500 hPa, asociada o no a una depresión en el golfo de Vizcaya. No obstante, existen una gran variedad de marcos sinópticos en los que se puede observar granizo en superficie (Tabla 3.8).
- Las situaciones con cizalladura vertical muy elevada entre 500 hPa y 200 hPa presentan preferentemente estructuras convectivas poco organizadas, tormentas aisladas (López, 2003).
- La hora de formación de las tormentas está alrededor de las 16 UTC, lo cual muestra que este fenómeno, como cualquier otro relacionado con la convección, está muy influido por el ciclo diurno solar (Pascual, 2002). Según López (2003), la mayor frecuencia corresponde al intervalo entre las 14 y las 16 UTC.
- En el caso del valle del Ebro, una dirección predominante SW-NE, es decir, tormentas guiadas por la circulación general atmosférica en la zona de estudio (López, 2003).

- Una extensión de las células más intensas dentro de una tormenta de 57 km² en tormentas con granizo y de 19 km² en tormentas sin granizo (López, 2003). Castro (1989) muestra valores de 787 km² y un volumen medio de 10.000 km³ para el área media cubierta por una tormenta (resultados acompañados de una gran desviación típica). Hay que comentar que este tipo de característica de las tormentas depende fuertemente de la técnica de análisis empleada y del sistema de observación y criterios escogidos.
- Un valor medio del número de granizadas por campaña (Mayo a Octubre) de 9,4, siendo aproximadamente una de cada tres una gran granizada (Pascual, 2002).

| Situación sinóptica observada | Porcentaje de casos (%) |
|---|-------------------------|
| Vaguada, asociada o no a un depresión centrada en el golfo de Vizcaya | 38,3 |
| Baja dinámica centrada | 23,4 |
| Intensa circulación zonal a bajas latitudes | 10,6 |
| Baja térmica | 10,6 |
| Baja térmica con vaguada en altura | 10,6 |
| Advección continental europea | 2,1 |
| Advección de levante con DANA al oeste de Cataluña o sobre ella | 2,1 |
| Anticiclón dinámico centrado | 2,1 |
| Advección zonal producida por un anticiclón atlántico-Mediterráneo | Poco significativo |
| Advección septentrional | Poco significativo |
| Advección de levante asociada a un anticiclón europeo | Poco significativo |
| Advección del suroeste asociada o no a una depresión británica | Poco significativo |
| Vaguada ibero-africana o baja dinámica centrada en el sur de la Península Ibérica | Poco significativo |
| Pantano barométrico | Poco significativo |

Tabla 3.8 Situaciones sinópticas observadas en días con granizo. A la derecha aparece la frecuencia de observación para las campañas estudiadas (Pascual, 2002).

A pesar de la necesidad de disponer de estos entornos favorables, lo que en realidad inicia la convección y ayuda a desarrollar sistemas mucho más organizados son las perturbaciones de la escala sinóptica, detectadas en la mesoescala y favorecidas por las características de la región. Particularmente, el valle del Ebro presenta unas características muy concretas debido a la distribución geográfica (Figura 1.2) de los sistemas montañosos. Dichas peculiaridades pueden observarse detalladamente en Castro y Sánchez (1990). El efecto más importante de estos sistemas montañosos es la perturbación del campo de vientos, los cuales implican dos situaciones muy determinantes:

- La creación de una importante zona de convergencia en la provincia de Teruel, efecto del Sistema Ibérico, la cual actúa como efecto de disparo de la convección junto con la acción de la radiación solar (Figura 3.12 derecha).
- Por otro lado, los Pirineos, actúan como una rampa para ayudar el desarrollo e inicio de la convección en la provincia de Huesca (Figura 3.12 izquierda).
- El viento medio de la zona es de dirección noroeste. No obstante, existen muchas situaciones con flujo de viento en niveles bajos del sur. Mientras que las primeras no suelen ir asociados a situaciones de granizo, son estas últimas las que sí dan lugar a tormentas con granizo. Esto sucede debido a la distribución de los sistemas montañosos en el área de estudio, tal y como se acaba de mencionar. Es decir, el inicio de la convección se ve favorecida por un lado, por la modificación de los vientos de capas bajas provocada por el Sistema Ibérico creando una marcada zona de convergencia en el noreste de la provincia de Teruel, mientras que por el otro lado, por la incidencia perpendicular de vientos húmedos en las zonas montañosas del Pre-Pirineo y Pirineo. Ambas situaciones suelen provocar o desencadenar los procesos convectivos siempre y cuando existan condiciones medioambientales favorables, esto es, fuerte inestabilidad vertical y valores de la isocero e isoterma de $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ en alturas concretas.

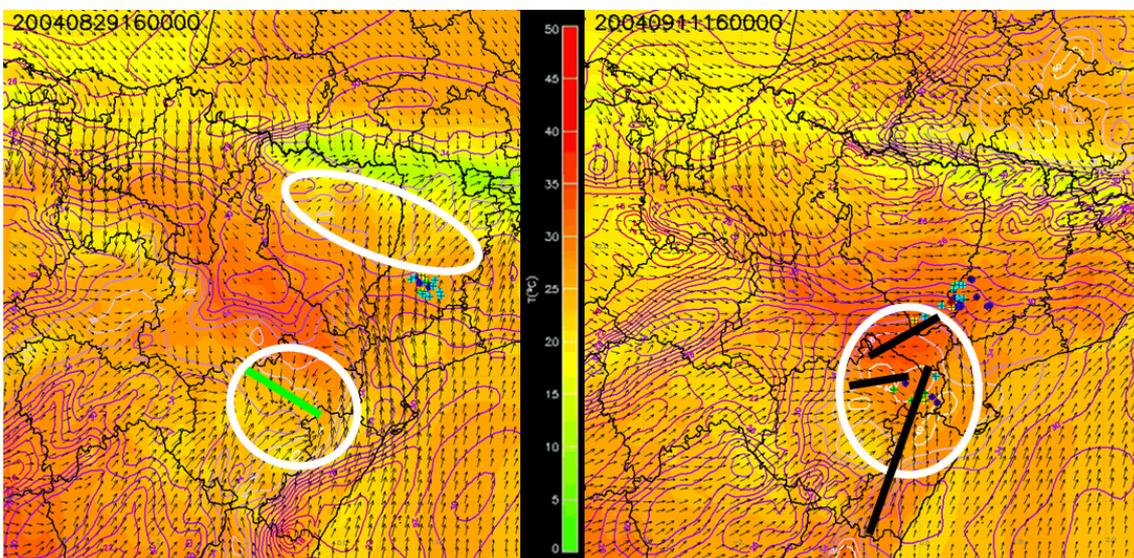


Figura 3.12 Reanálisis mesoescalar para dos casos de granizo en los que el mecanismo de disparo fue diferente. Las líneas marcan las principales zonas de convergencia, las elipses marcan las zonas con mayor índice de inestabilidad KI, las flechas son el flujo de viento a 925 hPa y las zonas coloreadas corresponden a las isotermas en superficie.

4 Métodos de observación y estima del granizo

4.1 Introducción

Se ha comentado anteriormente que el problema más importante en el momento de estudiar el granizo corresponde a su detección en superficie. Esto es debido a la reducida escala espacial y temporal del fenómeno, siendo el área afectada de unos pocos kilómetros cuadrados y de duración normalmente inferior a dos horas. Por consiguiente, los sistemas de detección u observación del granizo deberán presentar resoluciones espaciales y temporales apropiadas a las citadas.

En el presente capítulo se describirán no solo aquellos métodos de observación o instrumentos disponibles para la detección y medida del granizo en superficie, sino que también se comentarán aquellos que a partir de medidas indirectas podrían llegar a dar una estimación de la presencia de granizo en superficie. Los instrumentos que se tratan a continuación son: los granizómetros, la información procedente de observadores, los radiosondeos, los satélites meteorológicos de observación, el radar meteorológico y los modelos meteorológicos. De todas estas técnicas, y como se explicará posteriormente, el radar meteorológico es la principal herramienta utilizada en la presente tesis y la que será descrita con más detalle.

4.2 Los granizómetros

Los inicios del desarrollo de instrumentos para medir el granizo en superficie se remontan al año 1960. Fue entonces cuando en Schleusener y Jenings (1960) se desarrolló y se usó el primer granizómetro (Figura 4.1). El granizómetro se constituyó con una placa de *styrofoam* cubierta de una placa o lámina de aluminio que era apropiada para su exposición en la

intemperie. Posteriores trabajos originales con granizómetros pueden encontrarse en Changnon (1969) y Towery y Changnon (1974).



Figura 4.1 Granizómetro y sus medidas.

A partir de un granizómetro se pueden medir los impactos realizados por el granizo, de los cuales es posible extraer, tras ser analizada la placa, información del tamaño del granizo, su energía cinética (profundidad del impacto), el número de impactos, la masa total de granizo precipitada y el área de la granizada, entre otras. Desde su creación, se han realizado gran multitud de trabajos en todo el planeta, como por ejemplo: en Oregón (Decker y Calvin, 1961), en Illinois (Changnon, 1969), en Colorado (Morgan y Towery, 1975), en Italia (Vento, 1976), en Alberta (Strong y Lozowski, 1977), en Francia (Dessens, 1986) o en Suiza (Mezeix y Doras, 1981). En uno de ellos, en concreto en Waldvogel et al (1978a y 1978b) se muestra la relación existente entre el flujo de energía cinética y el diámetro del granizo si se considera una dependencia potencial entre la velocidad de caída y el diámetro de la piedra (Ec. 4.1).

$$\text{Ec. 4.1} \quad \dot{E} = \frac{\pi \cdot \rho \cdot v_0^2}{F \cdot t \cdot 12 \times 10^6} \sum_{i=1}^p n_i \cdot D_i^4$$

Donde, ρ es la densidad del granizo, v_0 es la velocidad de caída (Douglas, 1964), n_i representa el número de piedras recogidas durante el intervalo de tiempo t de la observación, en un área F y con un diámetro dentro del intervalo de diámetros $D_i \pm \frac{1}{2} \Delta D_i$ los cuales son dados en Federer y Waldvogel (1975) y se dividen en clases que van de 1 a p , siendo p la clase con mayor tamaño de granizo.

Los granizómetros utilizados en el desarrollo de este trabajo, que así mismo han servido para crear o confeccionar la base de datos de observaciones de granizo de los años 2004 y 2005, consisten en una placa de *Styrofoam* cubierta de una capa fina de pintura blanca para exteriores con el objetivo de evitar su degradación. Sus dimensiones son de 0,30 m * 0,40 m * 0,02 m, es decir una superficie de 0,1 m², y se encuentra situado a una altura de 1 m del suelo (López, 2003). Para poder utilizar estos datos, antes han tenido que ser analizadas las placas que se

disponen (Figura 4.2); dicho análisis ha sido efectuado por la Universidad de León y más información acerca de las técnicas de tratamiento de las granizómetros puede encontrarse en Fraile (1991).

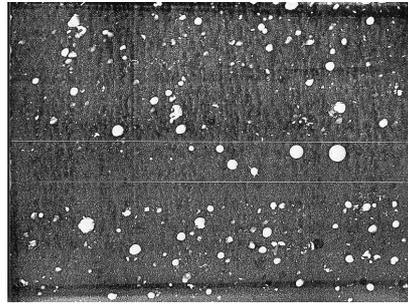


Figura 4.2. Ejemplo de un granizómetro analizado. En el centro se pueden apreciar las bandas de calibración de los tamaños del granizo, mientras que en las mitades superior e inferior se pueden apreciar los impactos de granizo.

Para el estudio del granizo en una zona, se utilizan redes de este tipo de instrumentos, de forma que se distribuyen de forma regular en el espacio para tener una buena cobertura del territorio. Estas redes presentan una serie de problemas, y entre ellos se destacan el mantenimiento debido a problemas de hurto o destrozos ocasionados por la propia naturaleza (por ejemplo, los pájaros, Figura 4.3) así como el problema de diferentes granizadas en la misma zona durante el mismo día y separadas por un corto espacio de tiempo. En este caso, si no se realiza un cambio de placa después de cada granizada, la precipitación de granizo no puede ser estudiada desde el punto de vista de precipitación debida a células convectivas. Un tercer problema sería el de la resolución espacial, ya que dada la irregularidad y la localidad del meteoro estudiado, será necesaria una malla de observación lo más densa posible. En el valle del Ebro se dispone de los granizómetros instalados por la Universidad de León en Zaragoza y Teruel y de los de la ADV (*Associació de Defensa dels Vegetals*) en Lleida (actualmente en colaboración con el Servei Meteorològic de Catalunya).



Figura 4.3 Granizómetro destrozado por los estorninos (izquierda) y estornino (derecha).

4.3 Los observadores

En la mayoría de los casos, la totalidad del terreno no queda cubierta por redes de granizómetros, por lo que existen muchas limitaciones en el momento de estudiar situaciones con o sin granizo. Para intentar corregir este error, durante las campañas experimentales, en los periodos en los que se producen las granizadas, se realizan seguimientos en tiempo real de las tormentas, de esta forma se puede conocer la localización y el momento del granizo realizando llamadas a los respectivos núcleos de población que se encuentran en la trayectoria de la tormenta (tal y como muestra el radar meteorológico) con el fin de llegar a tener una medida subjetiva del tamaño del granizo. Con este procedimiento se consigue obtener una mayor cobertura espacial de la precipitación sólida. No obstante, también presenta un gran inconveniente, y es que debido a la resolución espacial y temporal del fenómeno, en las zonas sin observadores no es posible asegurar que no haya habido granizo en superficie. Un problema añadido se refiere a la estima del tamaño observado o medido. Según Changnon (1971, 1999) y Charlton et al (1995) existe un problema asociado a la sobreestimación del tamaño del granizo, produciéndose un error de 3 a 4 mm para piedras de granizo de entre 6 y 13 mm, un error de 6 mm para granizo de entre 19 y 15 mm y hasta un error de 6 a 9 mm para medidas de granizo mayores que 25 mm de diámetro. No obstante, tanto un método como otro son muy útiles para analizar posteriormente la célula convectiva con los datos radar, teniendo en cuenta la llamada verdad terreno¹⁴.

4.4 Los radiosondeos

En los capítulos anteriores se ha mostrado la importancia de la presencia de una fuerte corriente ascendente para la generación de granizo, por lo que, es necesario conocer las características termodinámicas verticales de la atmósfera para identificar el fenómeno real o potencial. Una forma de obtener estas características es mediante el uso de observaciones de radiosondeos. Esta actividad, por convención internacional de la Organización Meteorológica Mundial (OMM), se realiza en horarios referidos al meridiano de Greenwich dos veces al día (00:00 y 12:00 UTC) en diferentes puntos del planeta. De esta forma es posible caracterizar el estado de la atmósfera, tanto desde el punto de vista de sus variables termodinámicas, como desde el punto de vista de su inestabilidad mediante el uso de índices de inestabilidad. No obstante, de la misma forma que todos los sistemas de observación, presenta una serie de

¹⁴ Se emplea el uso de verdad terreno para informar que la precipitación en forma de granizo de las células convectivas ha sido verificada mediante observaciones reales en superficie.

problemas, de los cuales, uno de ellos se encuentra en su representatividad, que está condicionada por la distancia al fenómeno producido y por el tiempo de ocurrencia de la célula convectiva a estudiar. Para resolver o determinar si un radiosondeo es representativo se han establecido una serie de criterios. Entre ellos destacan:

- Huntrieser et al (1997): Se establece que un radiosondeo es representativo en un área de 250 km x 100 km.
- Brooks y Craven (2002): El criterio temporal usado es que si el radiosondeo es a las 00:00 UTC, este será válido si el fenómeno tiene lugar entre las 21:00 y las 03:00 UTC, y si espacialmente está a una distancia inferior a 100 millas náuticas¹⁵ (185,2 km).

Es por este último punto por el cual en determinadas campañas experimentales la hora del lanzamiento es modificada con el objetivo de obtener las características de la atmósfera en el momento más cercano a la ocurrencia del fenómeno que queremos estudiar. Es el caso de Sánchez et al (1998), donde para estudiar mejor las tormentas de la provincia de León (España) el radiosondeo se efectuaba a las 08:00 UTC.

A partir de los radiosondeos se pueden obtener características físicas de la masa de aire y al mismo tiempo se pueden obtener unos índices que son tomados como indicadores de la inestabilidad. Un índice con mucho interés en los radiosondeos es la CAPE (*Convective Available Potential Energy*), si bien debe actuarse con precaución ya que toma distintos valores según su método de cálculo. Otras variables que se pueden obtener de los radiosondeos son, entre otras: CIN (energía de inhibición convectiva), CIZ (cizalladura en diferentes estratos), SRH (Helicidad relativa a la tormenta), o el EHI (Índice de energía y helicidad). Los parámetros usados por Brooks y Craven (2002) para el estudio de tiempo severo (tornado > F2, $v > 25$ m/s y granizo > 1,9 cm de diámetro) son la altura del nivel de condensación por elevación de la media de los primeros 100 hPa (MLLCL), la cizalladura a niveles bajos de 0 a 1 km y la cizalladura entre 0 y 6 km. En López (2003) se usó una gran multitud de parámetros extraídos del radiosondeo de Zaragoza de las 12:00 UTC con el fin de establecer un modelo dicotómico capaz de identificar las condiciones medioambientales previas a la formación de sistemas productores de granizo en el valle del Ebro. Para ello se analizaron 152 días y se obtuvieron dos ecuaciones diferentes resultando ser más estable y mejor ajustada aquella que incorpora como variables predictoras de la convección el índice total de totales o TTI (Miller, 1967), el viento en 500 hPa, el viento en 850 hPa, la altura del nivel de condensación por convección (CCL) y la

¹⁵ Una milla náutica equivale a 1852 m.

altura geopotencial de la isocero del termómetro húmedo (WBZ) entre otras más. Otro tipo de estudio de características parecidas se realizó previamente en la provincia de León, donde Sánchez et al (1998) obtuvo un modelo de predicción de la ocurrencia de granizo y de no granizo en términos de probabilidad. Para ello se utilizaron 229 radiosondeos los cuales se realizaron a las 08:00 UTC y de los que se obtuvo 15 variables representativas para cada uno.

A todas las variables y parámetros obtenidos se les suele aplicar un modelo logístico con el fin de escoger aquellos índices que obtengan más importancia o sean más representativos para la ocurrencia de tormentas. Otra forma de usar los radiosondeos es mediante la obtención de correlaciones entre variables y parámetros para la detección de una determinada situación o fenómeno. Este es el caso de López et al (2001) para el granizo, donde la máxima correlación encontrada en los parámetros para la observación de granizo en superficie fue para los índices CAPE y LI con un valores de 365 J/Kg y de -0,51 respectivamente.

Un caso directo de aplicación de los radiosondeos para la identificación del tamaño del granizo es, por ejemplo, el trabajo de Dennis y Musil (1973), en el cual se pretende estimar la velocidad de la corriente ascendente para el cálculo de la piedra de granizo de mayor tamaño suspendida en la nube (Figura 4.4).

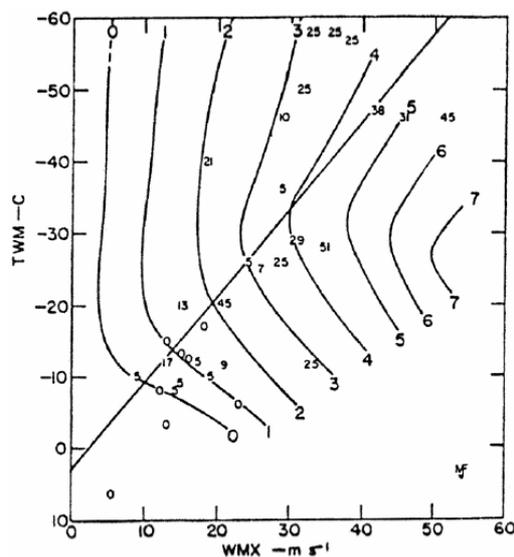


Figura 4.4 Nomograma para predecir el tamaño máximo del granizo (valores indicados con cm por isolíneas) a partir de la estima de la máxima velocidad vertical de la tormenta (eje X en m/s) y a la temperatura en que este máximo tiene lugar (eje Y en °C), Dennis y Musil (1973).

4.5 Los modelos meteorológicos

Uno de los problemas de usar radiosondeos reside en el hecho de su representatividad tanto espacial como temporal. Para resolver este problema una de las posibilidades consiste en emplear las salidas de los modelos meteorológicos mesoescalares para aumentar ambas resoluciones.

Existen gran cantidad de estudios que usan los modelos meteorológicos mesoescalares para caracterizar unos determinados eventos meteorológicos. De esta forma podemos destacar el de Romero et al (2005) donde se analiza con el MM5 el episodio que produjo las inundaciones catastróficas en Cataluña en junio del 2000 o el de Mariani et al (2005), donde se analiza el mismo episodio pero a partir de diferentes modelos meteorológicos. Para el caso del granizo existen muchos trabajos realizados, de los cuales uno de ellos es el de Piani et al (2005), en el que a partir de los reanálisis diarios NCEP-NCAR (Kalnay et al, 1996; Kistler et al, 2001) sobre Italia y de las observaciones en superficie del granizo, se identifican los mecanismos de forzamiento para la ocurrencia de tormentas con granizo y se encuentran unas relaciones estadísticas que relacionan la frecuencia de granizo con la diferencia entre la temperatura en 850 hPa y en 500 hPa, la masa de agua precipitable entre 850 hPa y 500 hPa y la humedad relativa promediada entre 850 y 500 hPa. En el mismo trabajo, a partir de estas relaciones obtenidas y de los posibles escenarios futuros se encuentra que la frecuencia de este meteoro irá en aumento los próximos años.

En la presente tesis, debido a que el fenómeno estudiado es de origen convectivo, es necesario la utilización de un modelo meteorológico mesoescalar no hidrostático, en el cual se tengan en cuenta gran parte de las consideraciones comentadas en el apartado 2.2 y con el objetivo de poder llegar a obtener la distribución a escala regional de los procesos físicos. Para el caso de las tormentas con granizo en el valle del Ebro se ha empleado el uso del MM5 (*Meteorological Model version 5*). De forma introductoria se describe el MM5 como uno de los modelos numéricos de predicción a corto plazo más ampliamente extendidos entre la comunidad internacional de modelización atmosférica. Se trata de la quinta generación del llamado Modelo Mesoescalar (*Mesoscale Model*), proyecto de colaboración entre la *Pennsylvania State University* (PSU) y el *National Center for Atmospheric Research* (NCAR) de los Estados Unidos. Algunos aspectos interesantes del modelo son:

- Capacidad de anidamiento múltiple con interacción en ambas direcciones (*two-way*) entre los dominios, lo que facilita el estudio de fenómenos atmosféricos bajo distintas escalas espaciales y el diseño de predicciones a muy alta resolución.

- Formulación de una dinámica no hidrostática, la cual permite que el modelo pueda ser empleado eficazmente para representar fenómenos con dimensiones de muy pocos kilómetros.
- Adaptación informática para múltiples plataformas y para su ejecución en modo multitarea sobre computadoras de memoria compartida o distribuida.
- Inicialización automática con diferentes fuentes de análisis meteorológicos y observaciones, incluyendo su capacidad de asimilación cuatridimensional de datos.
- Asimilación variacional de datos convencionales y de satélite durante la predicción.
- Incorporación de los más modernos y realistas esquemas de parametrización de los procesos físicos relacionados con la radiación atmosférica, microfísica de nubes y precipitación, convección por cúmulos, turbulencia y flujos de energía y momento sobre la superficie terrestre.

El Modelo Meteorológico Mesoescalar MM5 se ha utilizado en la presente tesis con el fin de obtener algunos parámetros radar los cuales dependen de las condiciones medioambientales regionales. Además, se ha utilizado el MM5 para poder obtener el campo de vientos en diferentes niveles (925, 850, 700 y 500 hPa) y poder aplicar así los algoritmos de seguimiento de células convectivas detectadas con el radar meteorológico.

Para poder ejecutar el modelo meteorológico es necesario disponer de unas condiciones iniciales, de contornos y de observaciones. Todos ellos se han obtenido de los análisis FNL/NCEP. Estos tienen una resolución espacial de un grado de latitud por un grado de longitud y una resolución temporal de seis horas. Las simulaciones han sido diseñadas para correr en tres dominios (Figura 4.5) conectados con dos anidamientos y con resoluciones horizontales de 72, 24 y 8 km (Figura 4.5) y 23 niveles de resolución vertical. Además, se han considerado todas las parametrizaciones físicas, seleccionando las siguientes de convección: esquema Betts-Miller (Betts y Miller, 1986), aplicado para el primer dominio; el esquema de Kain-Fritsch (Kain y Fritsch, 1993) para el segundo dominio; y el esquema de Grell (Grell et al, 1994) para el tercer dominio. El resto de parametrizaciones escogidas pueden verse en la Tabla 4.1.

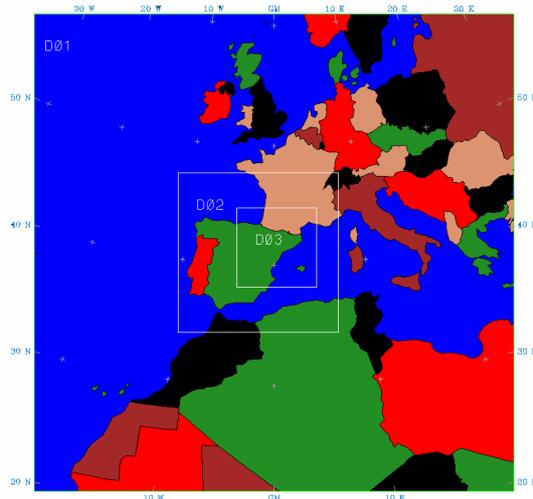


Figura 4.5 Dominios de modelización.

| Parametrización | D1 | D2 | D3 |
|--------------------------------|-----------|-----------|-----------|
| Esquemas de humedad | Reisner2 | Reisner2 | Reisner2 |
| Esquemas de cúmulos | BM | KF | No |
| Esquemas de PBL | MRF | MRF | MRF |
| Esquemas de radiación | Cloud | Cloud | Cloud |
| Esquemas de suelo | 5 capas | 5 capas | 5 capas |
| Convección poco profunda | No | No | No |
| Resolución temporal | 6h | | 1h |
| Resolución espacial horizontal | | | 8km |

Tabla 4.1 Parametrizaciones para el modelo MM5.

4.6 Los satélites de observación

Mediante el uso del satélite meteorológico no es posible, por el momento, realizar la identificación de sistemas productores de granizo, no obstante, se obtiene información sobre las condiciones en las que se desarrollan las tormentas severas las cuales pueden producir granizo. Las observaciones satelitarias presentan el problema, o más bien son poco útiles para establecer si la precipitación es en forma sólida o líquida. Además presentan otros inconvenientes como la inclinación (TILT), la paralaxi o que solo se ve la cima de la estructura vertical nubosa (Setvák, 2004), aunque hay que destacar que los nuevos satélites disponen de sensores de microondas y que dan información de la estructura interna de la nube (Kummerow et al, 1998). Pese a estas dificultades se han realizado trabajos de identificación de sistemas convectivos y caracterización

de ellos a partir de imágenes satelitarias (Machado y Rossow, 1993; Machado et al, 1998; Machado y Laurent, 2004; Delgado 2007). Un ejemplo es el de Vila y Machado (2004) donde se caracterizan la forma y la estructura interna de los sistemas convectivos, o el de Sánchez et al (2003) donde se establecen criterios de clasificación de MCS (Sistemas Convectivos Mesoescalares) y de MCC (Complejos Convectivos Mesoescalares) a partir de imágenes en el canal IR (Infrarrojo) del satélite METEOSAT7. Por otro lado, en cuanto a un posible uso del satélite para la detección de granizo, existen algunos trabajos como Auer (1994) en el que se buscan combinaciones entre la reflectividad del radar a niveles bajos y la temperatura de la cima de las nubes obtenida con un satélite meteorológico. En este trabajo, sin embargo, solo se han consultado algunas imágenes de satélite para la caracterización de episodios específicos.

4.7 El radar meteorológico

El instrumento o herramienta más importante, y la de uso principal para la presente tesis, es el radar meteorológico (RADAR es el acrónimo de *radio detection and ranging*). Por este motivo se ha creído oportuno realizar una introducción más amplia.

El objetivo del radar meteorológico es la detección y medición de distancias de blancos mediante ondas electromagnéticas, basándose en la medición del tiempo que tarda en volver el haz emitido por el propio radar una vez reflejado en el objeto en cuestión. El radar fue creado en 1935 y desarrollado principalmente en Inglaterra durante la Segunda Guerra Mundial (se debe el invento a su mayor impulsor, el físico Wattson-Watt) y supuso una notable ventaja táctica para la Royal Air Force en la Batalla de Inglaterra. Aunque fue desarrollado con fines bélicos, en la actualidad los radares se emplean en multitud de aplicaciones, entre ellas el control del tráfico aéreo o el control policial de la velocidad en el tráfico rodado. La función primordial del radar fue medir la distancia y la orientación de los objetos retrodifusores (Battan, 1973).

Por otro lado, desde los inicios de las aplicaciones militares del radar se observó que algunas veces durante condiciones de mal tiempo, en las pantallas de radar se producían interferencias que dificultaban la detección de los objetos. Más tarde se supo que estas interferencias eran debidas a la presencia de precipitación detectada por el radar, por lo que se introdujo el uso del radar en la meteorología.

Las características de los radares dependen de la longitud de onda de los pulsos emitidos, así pues, si lo que se quiere es detectar precipitación se debe utilizar una la longitud de onda del orden de los centímetros (Tabla 4.2), característica que tienen los radares meteorológicos y con la que es posible detectar las gotas de lluvia, los copos de nieve y las

pequeñas gotas de agua condensada en las nubes (blancos dispersos). En cuanto a la detección del granizo a partir de datos radar, esta no es directa y depende del tipo de radar empleado que se deba aplicar una técnica u otra.

Además de la existencia de diferentes radares con determinadas longitudes de onda, estos pueden ser de dos tipos dependiendo del tipo de polarización del haz emisor. Así pues, existen los radares convencionales, con polarización del haz en una única dirección, y los radares polarimétricos, en dos direcciones. Si lo que se quiere es detectar la distribución de tamaños, es decir, forma de los meteoros y distribución, los radares que lo detectan son los radares polarimétricos, ya que permiten obtener una distribución de tamaños de las partículas de hielo y agua. En España no se dispone de radares polarimétricos, sino de radares convencionales de banda C, por lo que la detección de la presencia y tamaño del granizo se debe realizar a partir de métodos indirectos. Además, la banda C presenta una serie de problemas los cuales deben tenerse en cuenta, como la atenuación de la señal en la detección de granizo de diámetro superior a la longitud de onda. En este caso se produce una importante atenuación de la reflectividad, ya que en granizo de gran diámetro, la dispersión de Mie gana fuerza respecto a la dispersión de Rayleigh implicando que se produzcan disminuciones de la reflectividad (Atlas y Ludlam, 1961). En consecuencia, granizo superior a 1 cm de diámetro es fácilmente detectable en banda S pero se ve atenuado o eliminado en la banda C. Este es uno de los motivos por los cuales la red NEXRAD de radares de los EE.UU. utiliza radares de banda S.

| Banda | Longitud de onda | Características |
|-------|-------------------|--|
| L | $\lambda = 50$ cm | Para estudios de turbulencias de aire claro |
| S | $\lambda = 10$ cm | No se atenúan fácilmente. Útiles para observaciones cercanas y lejanas. El <i>National Weather Service</i> (NWS) de los EE.UU. utiliza esta banda. |
| C | $\lambda = 5$ cm | La señal es fácilmente atenuada y se usa para la observación a corto plazo. Usada por los radares nacionales españoles. |
| X | $\lambda = 3$ cm | Esta banda es más sensible y detecta blancos más pequeños. Desarrollo de nubes, porque detectan las pequeñas partículas de agua, precipitación débil y nieve. Se atenúan fácilmente. Son fáciles de transportar. Los aviones los usan para detectar turbulencias y otros fenómenos. Usado para la detección de límites de velocidad. |
| K | $\lambda = 1$ cm | Fuerte absorción del vapor de agua. Como la banda X pero más sensible. Esta banda comparte espacio con radares de la policía |

Tabla 4.2 Bandas de los radares meteorológicos.

La pregunta a responder en este caso es ¿Cómo es posible entonces detectar la presencia de granizo mediante el uso de radares convencionales de banda C? Algunas de las principales técnicas usadas por el radar para la identificación de granizo se basan en buscar relaciones entre

el granizo y variables radar y medioambientales (Stumpf et al, 2004). Entre ellas se pueden destacar aquellas que se basan en la detección de máximas reflectividades (Geotis, 1963; Mason, 1972), el análisis de la persistencia de las máximas reflectividades (Knight et al, 1982; Waldvogel et al, 1987), la combinación de los datos radar con valores de los radiosondeos (Edwards y Thompson, 1998; Hart y Frantz, 1998; Waldvogel et al, 1979), la técnica del VIL o contenido de agua líquida en la vertical (en inglés *Vertically Integrated Liquid*, Greene y Clark, 1972), la técnica de la densidad de VIL o DVIL (Amburn y Wolf, 1997; Roeseler y Wood 1997), la obtención del flujo de energía cinética (Waldvogel et al, 1978a y 1978b; Schmid et al, 1992), mediante el uso del algoritmo de detección de granizo o *Hail Detection Algorithm* (Witt et al, 1998; Lenning et al 1998), la obtención de funciones logísticas las cuales intentan llegar a estimar con menor índice de falsas alarmas la probabilidad de granizo (Billet et al, 1997; López, 2003), o empleando la combinación de diferentes indicadores de granizo como en el caso del NEXRAD donde se pone énfasis en la presencia de un núcleo con reflectividad superior a 50 dBZ (Petrocchi, 1982; Kessinger y Brandes, 1995; etc). Todas ellas tienen como objetivo aumentar la probabilidad de detección y disminuir el índice de falsas alarmas.

Finalmente solo queda mencionar las características de los radares empleados en la presenta tesis (mostrados en la Tabla 4.3), los cuales son el radar de Zaragoza y el radar de Barcelona, ambos de la AEMET (anteriormente Instituto Nacional de Meteorología). Asimismo, el área efectiva para la correcta detección de las células convectivas se muestra en la Figura 4.6. Esta zona corresponde a aquella área en la cual se podrán detectar correctamente, sin pérdida de información, el inicio y final de la célula, así como su correcta caracterización.

| Radar | Zaragoza | Barcelona |
|-----------------------|-----------------------------|-----------------------------|
| Coordenadas | [-0.539,41.737] | [1.886,41.409] |
| Altura | 849 m | 664 m |
| Resolución Horizontal | 2 km x 2km | |
| | 1500, 2500, 3500, 4500, | 1200, 2500, 3500, 4500, |
| CAPPIS (m) | 5500, 6500, 7500, 8500, | 5500, 6500, 7500, 8500, |
| | 10000, 12000, 14000, 16000. | 10000, 12000, 14000, 16000. |
| Resolución temporal | 10 minutos | |
| Anchura del haz | 0.9 ° | |
| Frecuencia | 5620 MHz | |
| Potencia del pico | 250 KW | |
| Anchura del pulso | 2 µs | |
| PRF | 250 Hz | |

Tabla 4.3 Características de los radares de Zaragoza y Barcelona.

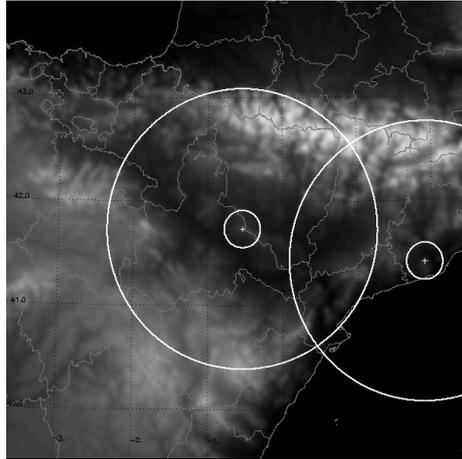


Figura 4.6 Rango de alcance de los radares de Zaragoza y Barcelona. El círculo pequeño corresponde a una distancia al radar de 20 km mientras que el mayor de 150 km.

4.7.1 El radar polarimétrico

Mientras el radar convencional no es capaz de identificar de forma directa el tipo de precipitación, los sistemas radar de polarización dual o polarimétricos (Figura 4.7), pueden ofrecer la posibilidad de detectar e identificar, tanto en situaciones estratiformes como convectivas, diferentes clases de meteoros en fase líquida, sólida o mezclada (Scaranari et al, 2006), es decir, existe la posibilidad de diferenciar entre gotas de lluvia y piedras de granizo de diferentes tamaños, así como entre otras clases. La principal diferencia entre ambos es que los radares convencionales emiten en polarización¹⁶ horizontal, mientras que los radares polarimétricos son de polarización dual, es decir, con orientación vertical y horizontal del haz electromagnético (Figura 4.8).



Figura 4.7 Fotografía aérea del radar de CSU-CHILL Colorado. Cortesía de Tom Warner.

¹⁶ por polarización se entiende la dirección de la orientación de la onda del campo eléctrico.

Esta importante y atractiva característica, identificar el tipo y tamaño de partículas, se basa en el hecho de que las medidas de polarización dual, así como la reflectividad co-polar Z_{hh} , la reflectividad diferencial Z_{dr} y la fase diferencial específica K_{dp} , son altamente sensibles a las propiedades físicas de los meteoros, como por ejemplo, la composición, la forma, el tamaño y la orientación (Vivekanandan et al, 1999; Straka et al, 2000). De esta forma, la información que se llega a obtener consiste en información del tamaño, forma de las partículas y densidad de hielo de la nube y de la precipitación mediante combinación de las dos emisiones electromagnéticas.

Hasta ahora, gran parte de la literatura sobre clasificación de meteoros ha sido en referencia a la clasificación mediante técnicas diseñadas para radares de polarización dual de banda S (Zrnić et al, 2001; Lim et al, 2005; Ryzhkov et al, 2005). Solamente trabajos recientes relacionados con la explotación de las medidas de banda C para la clasificación de los meteoros han sido presentados (Keenan, 2003; Baldini et al, 2004; Galletti et al, 2005; Marzano et al, 2006). El interés sobre estos radares reside en que en latitudes medias los radares meteorológicos están pensados para operar en banda C (Alberoni et al, 2002).

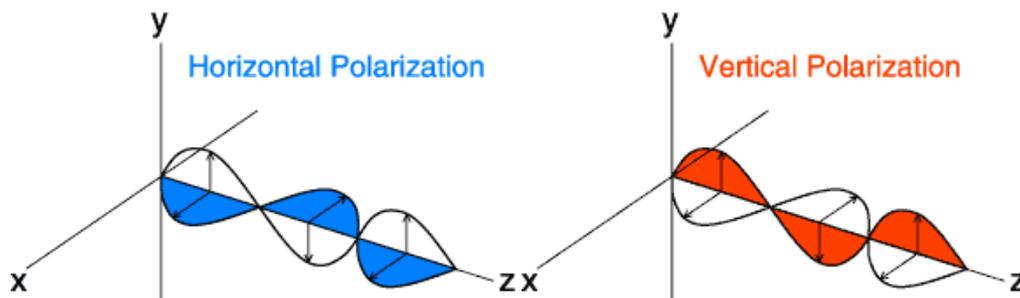


Figura 4.8 Polarización horizontal y polarización vertical (www.cimms.ou.edu/~schuur/dualpol/).

4.7.2 Métodos de identificación, medida y estima del granizo

A pesar de los problemas presentes en el uso de radares convencionales para la detección del granizo, a partir de las observaciones realizadas mediante los radares existe la posibilidad de llegar a establecer medidas de la probabilidad o de mayor posibilidad de registrar granizo en superficie. Si bien el radar convencional (no polarimétrico) no proporciona una medida directa del tamaño del granizo, ya sea por tener polarización en una sola dirección o por la longitud de onda del radar (detectando blancos de dimensiones inferiores a la longitud de onda, en nuestro caso, $< 5\text{cm}$), se pueden llegar a obtener unos parámetros que sean indicadores de su probabilidad de formación o de su tamaño, tal y como se han mencionado anteriormente. A continuación serán descritos los parámetros más relevantes utilizados para la detección del granizo, los cuales se basan en la distribución de reflectividades en las tres dimensiones de la

célula convectiva¹⁷ (AMS Glossary) identificada con el radar meteorológico. Por otro lado, además de ellos, existen otros parámetros radar los cuales favorecerán la presencia de granizo en superficie:

- Echotop de 45 dBZ, las alturas de las cimas y de las bases nubosas, las alturas de la isocero y de la isoterma de -20 °C: estos valores indicarán la posibilidad de obtener granizo en la nube, es decir, alto contenido de agua líquida en zonas altas.
- El tipo de sistema de precipitación: a mayor organización, mayores corrientes ascendentes y mayor probabilidad de granizo.
- La altura del centroide¹⁸ y las reflectividades mínima, máxima y media de la célula convectiva: se obtendrán las características de estos parámetros en células con y sin granizo, en un principio parece que no tienen que depender de estos parámetros.

A continuación se presentan diferentes métodos para estimar la presencia de granizo y de su tamaño.

4.7.2.1 El criterio de Waldvogel

A finales de la década de los 70, Waldvogel y otros autores estuvieron trabajando en desarrollar un método para mejorar las estrategias de la siembra de nubes, es decir, mejorar la emisión de ioduro de plata, AgI¹⁹, para reducir los efectos en superficie del granizo. El método fue desarrollado para radares de banda S, y se basa en el cálculo de la probabilidad de granizo en superficie a partir de la exploración del radar meteorológico y de la altura de la isocero (Figura 4.9), es decir, a mayor diferencia entre la altura de un determinado echotop de la célula y la altura de la isocero mayor será la probabilidad de granizo en superficie (POH, *Probability Of Hail*): $POH \propto H_{45} - H_0$ (Waldvogel et al, 1979).

¹⁷ Célula convectiva — En el uso radar se define como un máximo local de reflectividad que experimenta un ciclo de vida de crecimiento y de disipación. Suele tener una duración ordinaria de 20 a 30 minutos, pero normalmente van asociados a sistemas multicelulares y entonces adquieren duraciones superiores.

¹⁸ La definición de centroide es como la del centro de masas de una célula convectiva, pero en este caso, la masa es sustituida por los valores de reflectividad.

¹⁹ El AgI o Ioduro de Plata es un compuesto químico utilizado para la siembra de nubes, o modificación del tiempo. Se trata de cambiar la cantidad de precipitación que cae de las nubes, o su estructura, dispersando sustancias de AgI en el aire las cuales sirven como núcleos de condensación y ayudan a la formación de precipitación (Warner y Twomey, 1956; Godson et al, 1966; Smith, 1974)

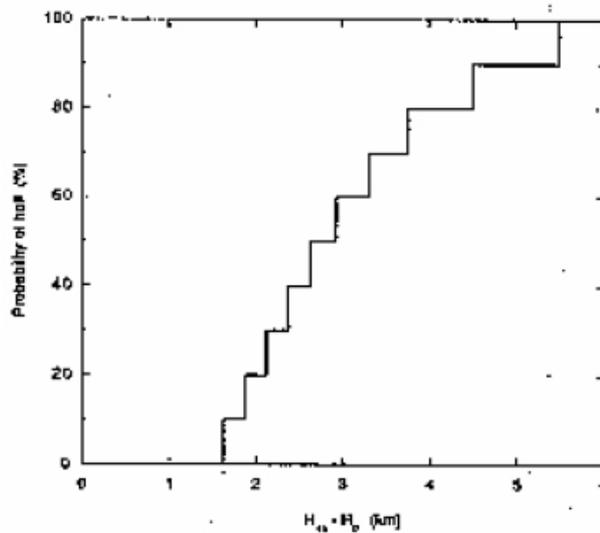


Figura 4.9 Probabilidad de granizo (POH) en superficie en función del parámetro de Waldvogel, diferencia entre el echotop de 45 dBZ y la altura de la isocero (Waldvogel et al, 1979)

Existen muchos trabajos posteriores basados en esta metodología, todos ellos pretenden llegar a establecer una relación empírica entre el parámetro de Waldvogel y la probabilidad de granizo, de esta forma, Holleman (2001) obtuvo la relación presentada en la Ec. 4.2 en la que se ajustaba de forma lineal la relación entre la probabilidad de granizo (POH) y el WP. Por otro lado, en la región de Lleida, Aran et al (2007) obtuvo otra relación lineal, la relación dada por la Ec. 4.3. La principal diferencia que existe entre estos dos trabajos y entre cualquier tipo de estudio basado en esta técnica reside en los parámetros obtenidos para los ajustes de la probabilidad de granizo, mostrando una diferencia importante en las ecuaciones, por lo tanto en la obtención de un valor de probabilidad de ocurrencia. El caso práctico para estos dos trabajos (Holleman, 2001 y Aran et al, 2007) muestra una diferencia importante si se aplican ambas ecuaciones a la misma zona de estudio, por ejemplo, unos valores de probabilidad muy diferentes para valores bajos del WP o una probabilidad superior al 50% para valores del WP iguales a 0 en el caso de Aran et al (2007), queda reflejado la dependencia de las condiciones medioambientales locales que rodean la célula convectiva, el tipo de radar empleado en el estudio así como la técnica usada para la obtención de la isocero.

$$\text{Ec. 4.2} \quad HP = 0.319 + 0.133WP$$

$$\text{Ec. 4.3} \quad HP = 0.5441 + 0.0949WP$$

Donde HP es la probabilidad de granizo y WP es el parámetro de Waldvogel.

4.7.2.2 VIL, VOD y VILD

El contenido de agua líquida en la vertical o *Vertical Integrated Liquid*, VIL (Greene y Clark, 1972), según la *American Meteorological Society* (AMS), es la integral sobre la vertical de la cantidad de agua líquida obtenida a partir de observaciones del radar meteorológico a diferentes ángulos dentro del rango de ecos de precipitación. El principio físico del parámetro recae en la reflectividad devuelta por una distribución de gotas líquidas, por lo tanto, en la intensidad de las corrientes ascendentes. Si estas son grandes habrá un mayor contenido de agua líquida y, además, en alturas más elevadas, lo que implica mayor cantidad de agua subfundida, mayor reflectividad y mayor valor de la integral en la vertical. Estas son las condiciones, como se ha descrito en capítulos introductorios, que implican una mayor probabilidad teórica de detectar granizo. En conclusión, como primer resultado, valores altos de VIL indicarán la presencia de altos contenidos de agua líquida y de fuertes corrientes ascendentes. De esta forma, el VIL tiene unidades de masa por unidad de área, y puede obtenerse a través de la Ec. 4.4 (Greene y Clark, 1972).

$$\text{Ec. 4.4} \quad VIL = \sum_{i=base}^{cima} 3.44 \cdot 10^{-6} \left[\frac{(Z_i + Z_{i+1})}{2} \right]^{0.7} dh$$

Donde Z es la reflectividad en dBZ; dh es la diferencia de alturas entre los niveles de exploración i y $i+1$; $base$ es la base de la nube y top es el techo de la nube.

El parámetro tiene que ser interpretado como un índice físico a partir del cual se obtiene una estimación del contenido de agua líquida en la vertical de la nube o célula convectiva. A pesar de ser un buen indicador del contenido líquido, presenta una serie de problemas, ya no solo para identificar granizo, sino también para situaciones de lluvias fuertes. Entre sus problemas se destaca:

- Su sensibilidad a la táctica de exploración, es decir, a muy grandes y muy cortas distancias al radar el valor del VIL deja de ser representativo.
- No tiene en cuenta los niveles de congelación medioambientales, por lo tanto varía diaria y estacionalmente.
- No discrimina tormentas con o sin tornados y, además, no es útil para lluvias intensas de tipo cálido, ya que estas últimas tienen su contenido de agua líquida en niveles bajos.

Ligado al problema de la táctica de exploración se encuentra la forma de obtención del VIL, y es que existen distintas formas de calcularlo. De esta forma se podrá utilizar el método de la integración sobre la vertical del centroide de la célula convectiva, la integración sobre el centroide 2D de cada nivel de la célula 3D o la integración en la vertical teniendo en cuenta la reflectividad máxima de cada nivel de la célula (Figura 4.10). Además, dependiendo de si se quiere resaltar la importancia del contenido líquido, es posible calcular el parámetro del VIL de forma capada (Lenning et al, 1998) considerando que aquellos niveles con reflectividades consecutivas de 56 dBZ o más, contribuyen por igual en el VIL.

A continuación se muestran las tres formas descritas para obtener el contenido de agua líquida, todas ellas usadas en la presente tesis con el método de VIL capado con una reflectividad media entre dos niveles de 56 dBZ, es decir, si $(Z_i + Z_{i+1})/2 > 56$ dBZ, entonces la reflectividad del nivel se fija en 56 dBZ: VILgrid, VILzmax y el VILcell.

- VILgrid (Ec. 4.5), calculado en la vertical del píxel, punto de malla o centroide de la célula seleccionada.

$$\text{Ec. 4.5} \quad VIL_{grid} = \sum_{i=base}^{cima} 3.44 \cdot 10^{-6} \left[\frac{(Z_i + Z_{i+1})}{2} \right]^{4/7} dh$$

- VILcell (Ec. 4.6), calculado a partir de la posición del centroide en 2D de cada nivel.

$$\text{Ec. 4.6} \quad VIL_{cell} = \sum_{i=base}^{cima} 3.44 \cdot 10^{-6} \left[\frac{(Z(x_{c_i}, y_{c_i}) + Z(x_{c_{i+1}}, y_{c_{i+1}}))}{2} \right]^{4/7} dh$$

x_c e y_c corresponden a la posición del centroide de cada nivel i

- VILZmax (Ec. 4.7), calculado a partir del píxel de mayor reflectividad del centroide 2D de cada nivel.

$$\text{Ec. 4.7} \quad VIL_{Z_{max}} = \sum_{i=base}^{cima} 3.44 \cdot 10^{-6} \left[\frac{(Z(x_{Z_{max}^i}, y_{Z_{max}^i}) + Z(x_{Z_{max}^{i+1}}, y_{Z_{max}^{i+1}}))}{2} \right]^{4/7} dh$$

$x_{Z_{max}}$ e $y_{Z_{max}}$ corresponden a la posición de la reflectividad máxima del centroide de cada nivel i .

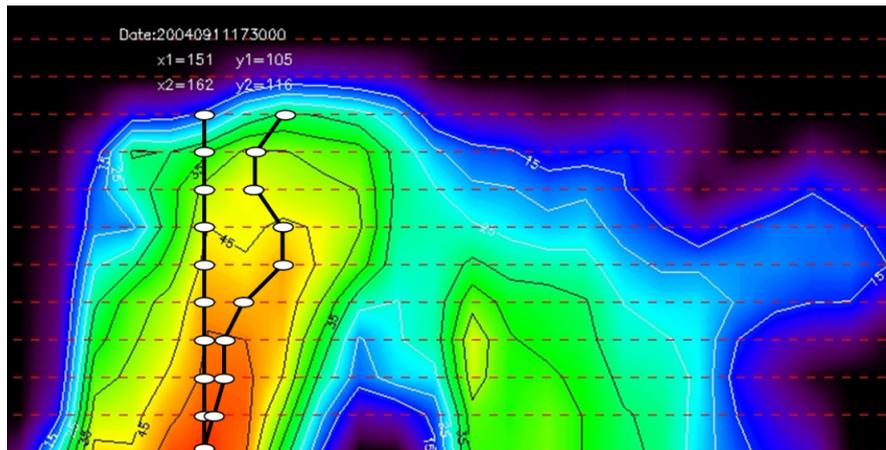


Figura 4.10 Obtención del VIL mediante la táctica de exploración sobre el centroide de la célula convectiva (línea negra izquierda) y mediante la táctica de la máxima reflectividad (línea negra derecha). Los valores de texto indican la hora del corte y sus coordenadas en km respecto al radar de Zaragoza.

Para corregir el problema de la dependencia del VIL con las condiciones medioambientales para la detección de granizo, aparece la definición del *Vil Of the Day* (VOD), o lo que es lo mismo, el VIL del día. El hecho que no siempre un mismo valor de VIL de lugar a granizo en superficie, es debido, en parte, a que la presencia de granizo depende no solo del contenido de agua líquida en la vertical y de la fuerza de las corrientes ascendentes, sino de las condiciones medioambientales de la nube. En estos casos la metodología a seguir consiste en realizar un seguimiento del episodio y establecer como umbral de detección de granizo el mínimo valor del VIL para el cual se ha producido el fenómeno. Se podría utilizar cualquier variable medioambiental, por ejemplo, la temperatura a 500 hPa, la altura de la isocero, la temperatura del termómetro húmedo en niveles bajos, etc. Un caso práctico es el de Paxton y Sheperd (1993), mostrado en la Ec. 4.8, en el cual las variables escogidas son la temperatura a 500 hPa y la temperatura a 400 hPa. En todos estos casos, cuando los valores del VIL estén por encima del valor del VOD obtenido, se identificará la presencia de granizo.

$$\text{Ec. 4.8} \quad VOD = \frac{-1500}{T_{500} (^{\circ}C) + T_{400} (^{\circ}C)}$$

Donde T_{500} y T_{400} son las temperaturas en $^{\circ}C$ a 500 hPa y 400 hPa, respectivamente.

Finalmente, a pesar de las ventajas y de las desventajas del uso del VIL, este ofrece la posibilidad de diferenciar entre precipitación estratiforme y convectiva, McAnelly et al (1997), y además, como caso práctico, es muy útil para discriminar células convectivas que pueden llevar asociado granizo severo en las Grandes Llanuras (Kitzmilller et al, 1995), donde a partir

del uso del VIL para obtener diferentes parámetros (número de píxeles con VIL por encima de 10, 15, 20 y 25 kg/m² y un cierto peso), se calcula una probabilidad de detección de tiempo severo (Ec. 4.9).

$$\text{Ec. 4.9} \quad P = 5.820 + 0.046 \cdot VILWGT - 0.964 \cdot SVG10 - 0.576 \cdot SVG20$$

Donde VILWGT es el peso correspondiente al VIL, SVG10 y SVG20 es el número de píxeles por encima de un VIL de 10 y 20 kg/m².

4.7.2.2.1 Densidad de VIL (VILD)

Otro parámetro propuesto para mejorar los resultados del VIL y corregir la dependencia medioambiental del parámetro en la observación de granizo en superficie es la densidad de VIL o VILD, definida por Amburn y Wolf (1997). La densidad de VIL normaliza el contenido de agua líquida en la vertical de una tormenta mediante el uso de la altura de la cima de la tormenta. Con este procedimiento, al quitar la influencia de la altitud a la que se hallan las cimas de las nubes, se reduce parte del efecto de las condiciones medioambientales sobre el valor del VIL para la estima del granizo. La unidad de medida de la VILD es el g/km³.

De la misma forma que existen diferentes métodos para obtener el VIL, también existen un gran número de posibilidades de obtener la densidad de VIL. Además, también hay que añadir que el hecho de obtener la altura de la cima de la nube con diferentes métodos amplía aún más los tipos de VILD disponibles; entre otras muchas posibilidades, se puede obtener la VILD a partir de las ecuaciones Ec. 4.10 y Ec. 4.11, donde las técnicas empleadas son el VIL grid y el VIL de la reflectividad máxima con la altura de la reflectividad de 45 dBZ y la diferencia entre la altura de la base y de la cima considerando la misma reflectividad, respectivamente.

$$\text{Ec. 4.10} \quad VILD_{Grid} = 1000 \cdot \frac{VIL_{Grid}}{ECHOTOP45} \quad (\text{Amburn y Wolf, 1997})$$

$$\text{Ec. 4.11} \quad VILD_{Z_{max}} = 1000 \cdot \frac{VIL_{Z_{max}}}{H_{Top} - H_{Base}}$$

Un caso práctico de la técnica puede verse en Amburn y Wolf (1997), donde se muestra que usando como umbral de detección de granizo un valor de la densidad de VIL de 3,5 g/m³, un 90% de las situaciones producen granizo en superficie. A pesar de los trabajos realizados con este parámetro para la detección del pedrisco en superficie, este vuelve a presentar el problema de las condiciones medioambientales. Una forma de intentar reducir más aun la contribución de

las diferentes variables meteorológicas en la detección del meteoro se puede ver en la propuesta realizada por López (2003) con la ecuación Ec. 4.12, en la que se encuentra una relación empírica entre el VIL, la altura de la isocero y la altura de la cima de la tormenta.

$$\text{Ec. 4.12} \quad VILD - H_0 = 1000 \cdot \frac{VIL}{Z_{0^\circ C} - ECHOTOP}$$

4.7.2.3 La estima del granizo

El principal problema del granizo, tal y como se ha descrito en los capítulos introductorios, es la estima de sus daños en superficie, por lo que es importante el pronóstico de su tamaño en superficie. El proceso de formación y crecimiento del pedrisco, tal y como se ha visto en el apartado 3.3, es muy complejo, por lo que es de gran dificultad llevar a cabo su predicción. No obstante, una estima del tamaño puede efectuarse a partir de la observación del radar meteorológico, de los datos de los radiosondeos y de los modelos meteorológicos del sistema convectivo estudiado. Los parámetros definidos hasta ahora que mejor pueden estimar el granizo de tamaño significativo, gracias a que miden las condiciones medioambientales favorables para que el fenómeno se produzca, son el VIL y la densidad de VIL (dependiendo del método empleado), el parámetro de Waldvogel y la combinación de distintas variables termodinámicas, todos ellos basados en relaciones empíricas entre método y medida del tamaño. Utilizar un criterio u otro depende, como se ha visto, de la zona de estudio y de las condiciones medioambientales más favorables para cada caso. Es por ello que para mejorar la predicción del fenómeno es necesario integrar los parámetros para obtener unos buenos índices de pronóstico de granizo.

Todos los criterios vistos hasta ahora y las combinaciones de variables termodinámicas están incluidos en algoritmos que trabajan automáticamente para estimar el tamaño del granizo. Estos se conocen como los algoritmos de detección y estima del granizo, un ejemplo es el Algoritmo Interactivo de Detección de Granizo o *Interactive Hail Detection Algorithm* (HDA) de la NOAA (Smart y Alberty, 1985; Witt et al, 1998; Wilson et al, 2004). El algoritmo aplica una serie de criterios y realiza unos cálculos para llegar a obtener el Índice de Granizo Severo o *Severe Hail Index* (SHI), la estima del tamaño máximo esperado o *Maximum Expected Hail Size* (MEHS) y la Probabilidad de Granizo Severo o *Probability Of Severe Hail* (POSH).

El algoritmo de estima de tamaño del granizo se basa en la presencia de reflectividades elevadas y pretende identificar la presencia de blancos de diámetros mayores a 2 cm. Mientras que en el caso del VIL se utilizaban todas aquellas reflectividades por debajo de un determinado

umbral (56 dBZ), en el caso de las técnicas de estima del granizo se potencian las reflectividades superiores a un cierto umbral. Así para aquellos valores con $Z < U_L$ su contribución será nula, y para aquellos valores con $Z > U_H$ su contribución será 1. Estos valores, U_L y U_H , en el caso de Witt et al (1998), están comprendidos entre 50 y 60 dBZ y serán redefinidos para la presente tesis en el apartado 7.2.2, adaptándolos al área de estudio.

El objetivo del algoritmo consiste en establecer la probabilidad de granizo severo y estimar el tamaño máximo del pedrisco en superficie. La metodología empleada se puede ver en la Figura 4.11, en ella se muestra el diagrama de flujo de la metodología a seguir para llegar a la obtención de la probabilidad de granizo severo. Para ello se parte de la ecuación de la energía cinética, mostrada en la Figura 4.11 y obtenida mediante el uso del radar meteorológico en Waldvogel et al (1978a y 1978b). El paso siguiente consiste en calcular el índice de granizo severo, el cual potencia aquellas reflectividades que se encuentran a alturas superiores a la isoterma de 0 °C y a la isoterma de -20 °C. El primer umbral se utiliza como indicador del nivel a partir del cual se obtiene la formación de hielo y el segundo, es aquel nivel con gran probabilidad de formación de granizo severo (English, 1973; Browning, 1977; Nelson, 1983; Miller et al, 1988). Posteriormente, a partir de unas determinadas relaciones empíricas entre los ecos de reflectividad y los índices obtenidos, se calcula la probabilidad de granizo severo (POSH) y el tamaño máximo estimado (MEHS).

Para la obtención del índice POSH ha sido empleada una dependencia empírica, la relación entre el umbral de alerta o *Warning Threshold* y la isocero, obtenida por Witt et al (1998). Dicha ecuación ha sido recalculada para la presente tesis en la zona del valle del Ebro, hecho que ha implicado un cambio en las ecuaciones del WT y del POSH (ver capítulo 7.2.2).

Otras técnicas más sencillas para llegar a identificar o pronosticar granizo de distinto tamaño son aquellas basadas en buscar relaciones entre variables radar y las variables medioambientales como en Wagenmaker (1992) y en Edwards y Thompson (1998). En algunos de los casos se intenta también identificar el diferente tamaño del granizo observado. Es el caso de Porter et al (2005), en el que se obtiene un parámetro parecido al de Waldvogel pero buscando una relación entre la altura de la reflectividad de 50 dBZ y la altura de la isocero para diferentes tamaños de granizo. Otro ejemplo es la estima de granizo realizada por el *National Weather Service Forecast Office* (NWFO) de Little Rock (Arkansas), en el que las variables escogidas son el VIL, la temperatura a 500hPa y el echotop de la célula convectiva. De esta forma, aquellos valores que encajen en alguna de las curvas ajustadas llevarán asociado granizo de un determinado tamaño (Figura 4.12).

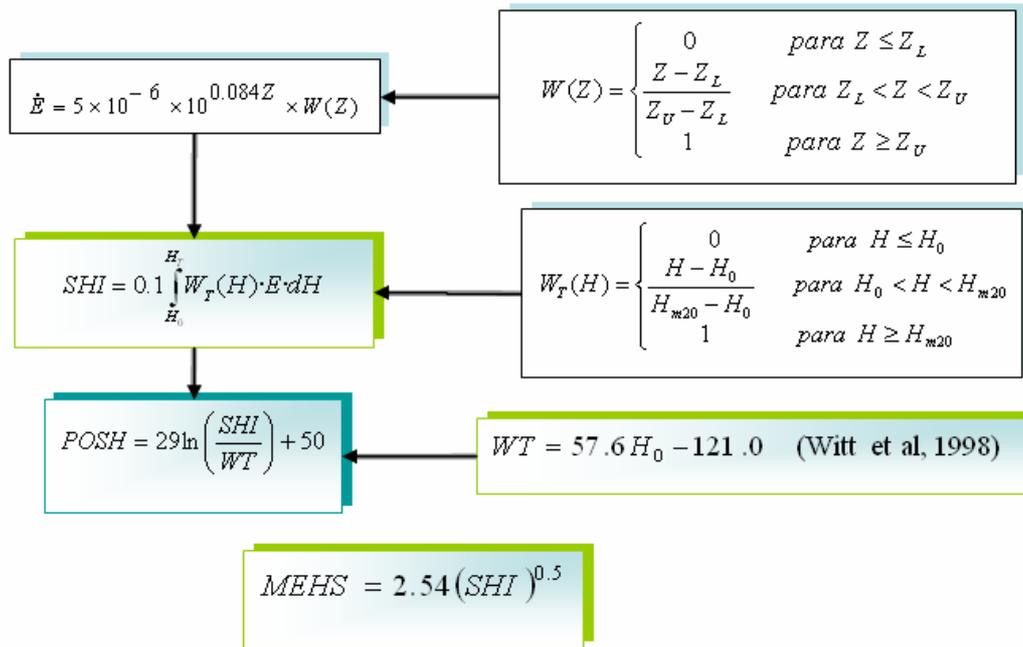


Figura 4.11 Esquema de obtención del flujo de energía cinética, MEHS, SHI y de la POSH (Witt et al, 1998). \dot{E} es el flujo de energía cinética, Z es la reflectividad, $W(Z)$ es la función escalón considerando unos límites de reflectividad superior (Z_U) e inferior (Z_L), SHI es el Índice de Granizo Severo, E es la energía cinética, H es la altura, $W_H(Z)$ es la función escalón de alturas, H_0 es la altura de la isocero, H_{20} es la altura de la isoterma de -20 °C, $POSH$ es la probabilidad de observación de granizo severo y WT es el umbral de alerta.

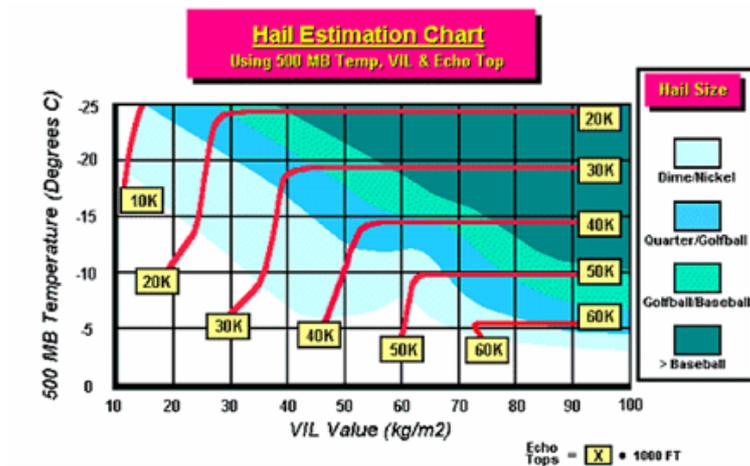


Figura 4.12 Gráfica del NWFO de Little Rock (Arkansas) para la estimación del tamaño del granizo a partir de valores de VIL, de temperatura en 500 hPa y de valores de echotop. Las categorías de tamaño equivalen a: Dime/Níquel (1,9 a 2,4 cm), Quarter/Golfball (2,5 a 4,5 cm), Golfball/Baseball (4,5 a 6,2 cm) y >Baseball (mayor de 6,2 cm).

4.8 El problema de las diferentes bases de datos

Tal y como se ha visto en los apartados anteriores, en el momento de estudiar un evento de granizo existe una gran cantidad de información, de forma que para conocer bien el estado de la atmósfera será necesario utilizar datos procedentes de todos los sistemas de observación posibles. Para ello se podrá disponer de observaciones verticales de la atmósfera mediante radiosondeos, observaciones tridimensionales mediante el radar meteorológico, la detección de la cobertura nubosa y su estructura, el uso de modelos meteorológicos para tener una mayor cobertura tanto espacial como temporal de las variables físicas, y finalmente las observaciones en superficie para corroborar el tipo de tiempo, mediante granizómetros u observadores.

Para poder integrar y tratar toda esta información se ha desarrollado en la presente tesis un entorno gráfico informático propio. Es el programa de análisis de episodios de lluvia y granizo, RHAP (Ceperuelo et al, 2006a), cuya descripción y funcionamientos básicos se presentan en el siguiente capítulo.

5 RHAP, de su definición a los algoritmos

5.1 Introducción

RHAP se corresponde con las siglas de “*Rainfall events and Hailstorms Analysis Program*” y ha sido creado con el objetivo de simplificar e integrar la información procedente de los principales sistemas de observación y reanálisis, es decir, tratar al mismo tiempo datos procedentes del radar meteorológico, radiosondeos, granizómetros, modelos meteorológicos y observaciones en superficie. Además ofrece la ventaja de estar diseñado para permitir la adición de cualquier otro tipo de observaciones de las cuales se obtenga información. Para ello, el programa se basa en la georeferenciación de todos sus datos, permitiendo la interacción entre ellos a través de la creación de nuevos algoritmos y de la adaptación de algoritmos y metodologías propuestas por otros autores. Su desarrollo fue motivado por la dificultad de añadir nuevos parámetros y algoritmos en programas de gran complejidad ya existentes como, por ejemplo, el TITAN (*Thunderstorm Identification Tracking Analysis and Nowcasting*) de Dixon y Wiener (1993), el McIDAS (Suomi et al, 1983) de la AEMET o el NEXRAD (*Next Generation Radars*) de la NOAA (Whiton et al, 1998).

Una de las principales aplicaciones de RHAP consiste en mejorar el seguimiento y la predicción a corto plazo o *nowcasting*²⁰ de las situaciones de lluvia y granizo y realizar caracterizaciones de los tipos de tiempo asociados a la precipitación (sólida y líquida). Además, entre otras, ofrece la posibilidad de realizar un rápido y completo análisis de los episodios meteorológicos. Por otro lado, gracias al diseño del entorno gráfico y de las aplicaciones, RHAP puede ser muy útil para la formación de predictores meteorológicos en tiempo real, permitiendo

²⁰ Para hacer referencia a la predicción a corto plazo, de 0 a 60 minutos, se utilizará el término anglosajón *nowcasting*

un rápido acceso a todos los parámetros y diferentes métodos de cálculo. Algunas referencias bibliográficas del programa son Ceperuelo et al (2006a y 2006b).

Tal y como se ha mencionado, actualmente el programa está diseñado para la lectura de datos del radar meteorológico, datos de radiosondeos, análisis o reanálisis meteorológicos obtenidos a partir del modelo meteorológico MM5 (campo de viento en los niveles de 925 hPa, 850 hPa, 700 hPa y 500 hPa; temperatura en superficie y en 850 hPa, altura de la isocero e isoterma de -20 °C; vorticidad potencial a 300 hPa; humedad relativa en 1000 hPa y en 700 hPa; geopotencial a 500 hPa; precipitación acumulada y presión al nivel del mar), observaciones en superficie, datos de granizómetros y reanálisis realizados por el NCAR/NCEP. Los formatos aceptados son aquellos utilizados por los organismos oficiales que proporcionan la información necesaria o los modelos seleccionados, tal como se puede ver en la Tabla 5.1. No obstante, gracias al diseño georeferenciado de los algoritmos y de las bases de datos, existe la posibilidad de añadir cualquier tipo de información, tanto meteorológica como de cualquier otro tipo. Hacer que RHAP cumpla esta característica ha requerido una gran inversión de tiempo; de esta forma se han generalizado los algoritmos de lectura y los algoritmos de cálculo lo mejor posible.

| Tipo de observación | Formato aceptado |
|----------------------------|---|
| Radar meteorológico | Instituto Nacional de Meteorología (McIDAS) Servei Meteorològic de Catalunya (IRIS) Universidad de León (TITAN) |
| Radiosondeo | Universidad de Wyoming Servei Meteorològic de Catalunya |
| Granizómetros | Red de Aragón (Universidad de León) Red de Catalunya, Lleida (<i>Associació de Defensa dels Vegetals</i>) |
| Modelo meteorológico | MM5 (Grupo GAMA) |
| Reanálisis | NCAR/NCEP sobre la Península Ibérica |

Tabla 5.1 Formatos aceptados por el programa RHAP.

En la presente tesis, se ha utilizado RHAP para el análisis de las situaciones de granizo en el valle del Ebro, es por ello que las variables y parámetros utilizados del programa son aquellos enfocados al análisis de situaciones de granizo.

Finalmente, como especificaciones técnicas, mencionar que el programa ha sido creado en lenguaje IDL, *Interactive Data Language* (<http://www.ittvis.com/index.asp>), en su versión 6.0, siendo capaz de poder trabajar en cualquier entorno informático, UNIX/LINUX o

WINDOWS. Para una mayor y completa familiarización con el programa existe un manual de uso creado para conocer con mayor detalle su funcionamiento (Ceperuelo, 2006).

5.2 El entorno gráfico

Para su fácil utilización y funcionamiento, pero con complejos algoritmos de cálculo, RHAP trabaja en un entorno gráfico muy sencillo ofreciendo una gran cantidad de posibilidades de tratamiento y de representación de los datos (Figura 5.1). El punto de partida para empezar a realizar el análisis de un episodio son los datos del radar meteorológico. Para ello será necesaria la información básica del tipo de radar: resolución temporal y espacial, altura de los niveles de exploración, coordenadas de la matriz de observación y las coordenadas y altura del radar. En cuanto a los datos observacionales radar, y con el objetivo de simplificar los algoritmos y reducir el tiempo de cálculo, serán necesarios los diferentes niveles CAPPI o *Constant Altitude Plan Position Indicator* (Battan, 1973; Atlas, 1990). Aunque los niveles de exploración principales del radar son los PPI o *Plan Position Indicator* (se muestran en escala de grises en la Figura 5.2), su uso implicaría que los algoritmos de identificación y caracterización de células convectivas tuvieran que estar generados para trabajar en coordenadas polares, lo cual complica mucho el algoritmo y aumenta el tiempo de cálculo. Además, la propagación a través de la atmósfera no es uniforme, tal y como puede verse en la Figura 5.2. La solución es trabajar con las proyecciones de estas exploraciones (PPI) sobre planos horizontales, los CAPPI, los cuales se pueden observar en rojo en la Figura 5.2. Así pues, se trata de representar la reflectividad registrada sobre un plano a una altura constante, utilizando aquellos fragmentos de información de las diversas elevaciones (PPI) que se encuentran más cerca de la altura para la que se quiere generar el CAPPI (Figura 5.2).

La estructura del programa RHAP se muestra en el esquema de la Figura 5.3. En ella se puede apreciar su separación en diferentes módulos: los de lectura de la información, el análisis básico de los datos radar obteniendo diferentes tipos de productos, herramientas prácticas de representación, parámetros radar obtenidos a partir de diferentes algoritmos, observaciones meteorológicas (granizómetros, radiosondeos,...), salidas del modelo meteorológico MM5, el seguimiento y predicción de las estructuras radar, características de los episodios y finalmente la sección de ayuda al programa. Además de estas, existen muchas otras aplicaciones las cuales no se muestran en este esquema debido a que no son aplicaciones principales del programa y por no aumentar en exceso el diagrama principal como, por ejemplo, la observación de la evolución temporal de los parámetros radar de una célula convectiva o de un sistema de precipitación.

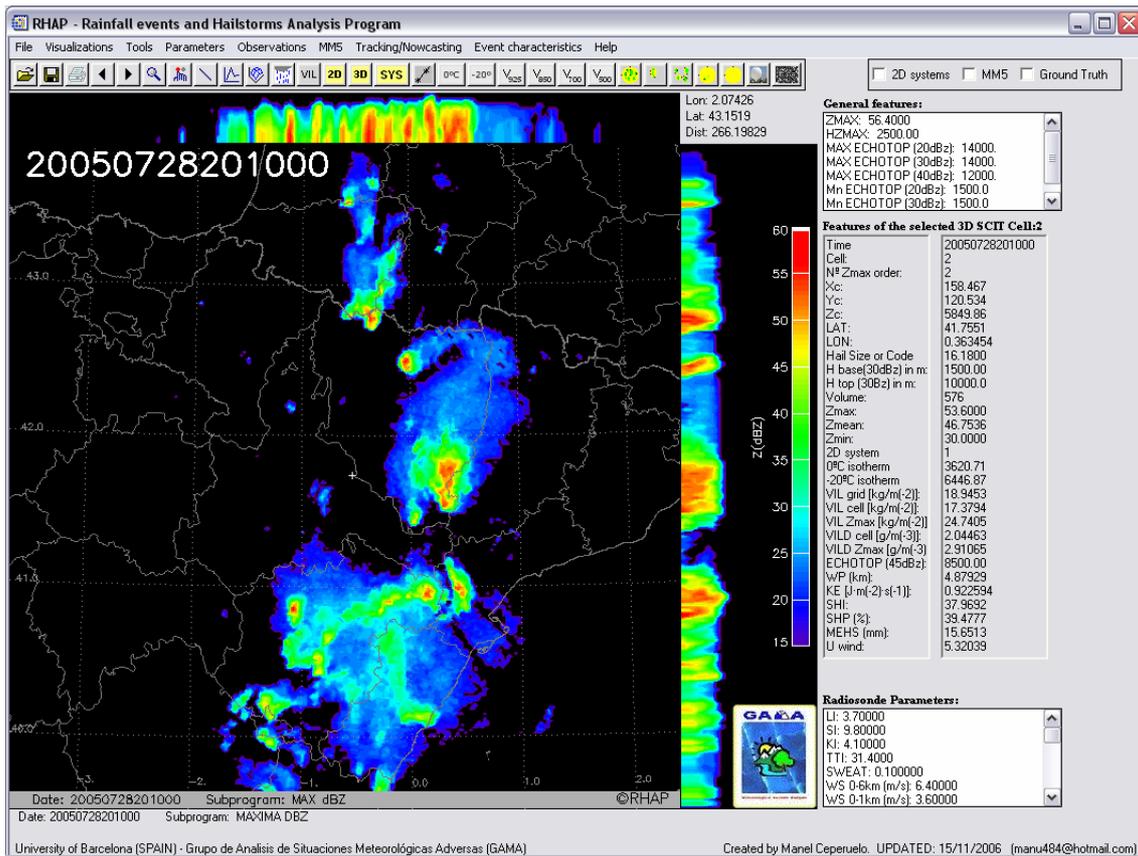


Figura 5.1 Interfaz gráfica del programa RHAP. Se diferencian los menús en la parte superior, la ventana gráfica en la zona central junto con sus proyecciones horizontales y en la parte derecha se identifican características de la imagen actual: características de la célula convectiva, radiosondeo y reflectividades características.

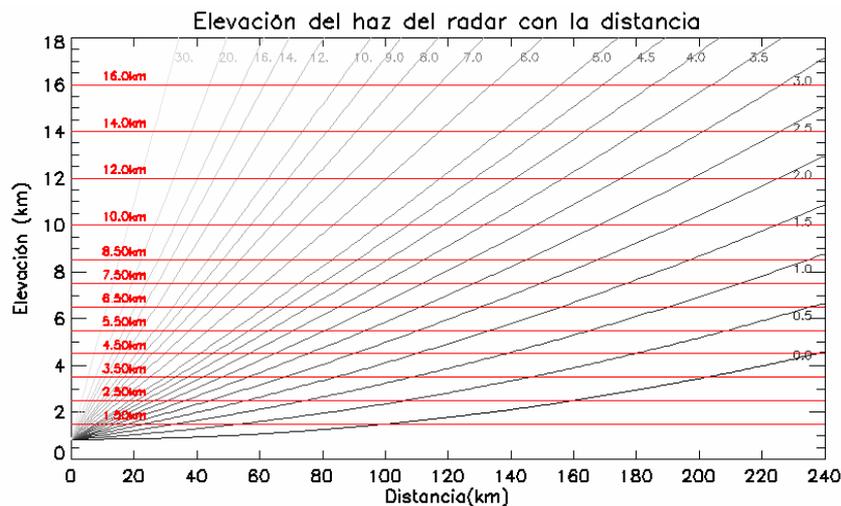


Figura 5.2 Elevación del haz del radar con la distancia en condiciones normales, índice de refracción=1,21. En escala de grises se encuentran los PPI y en rojo los CAPPIS.

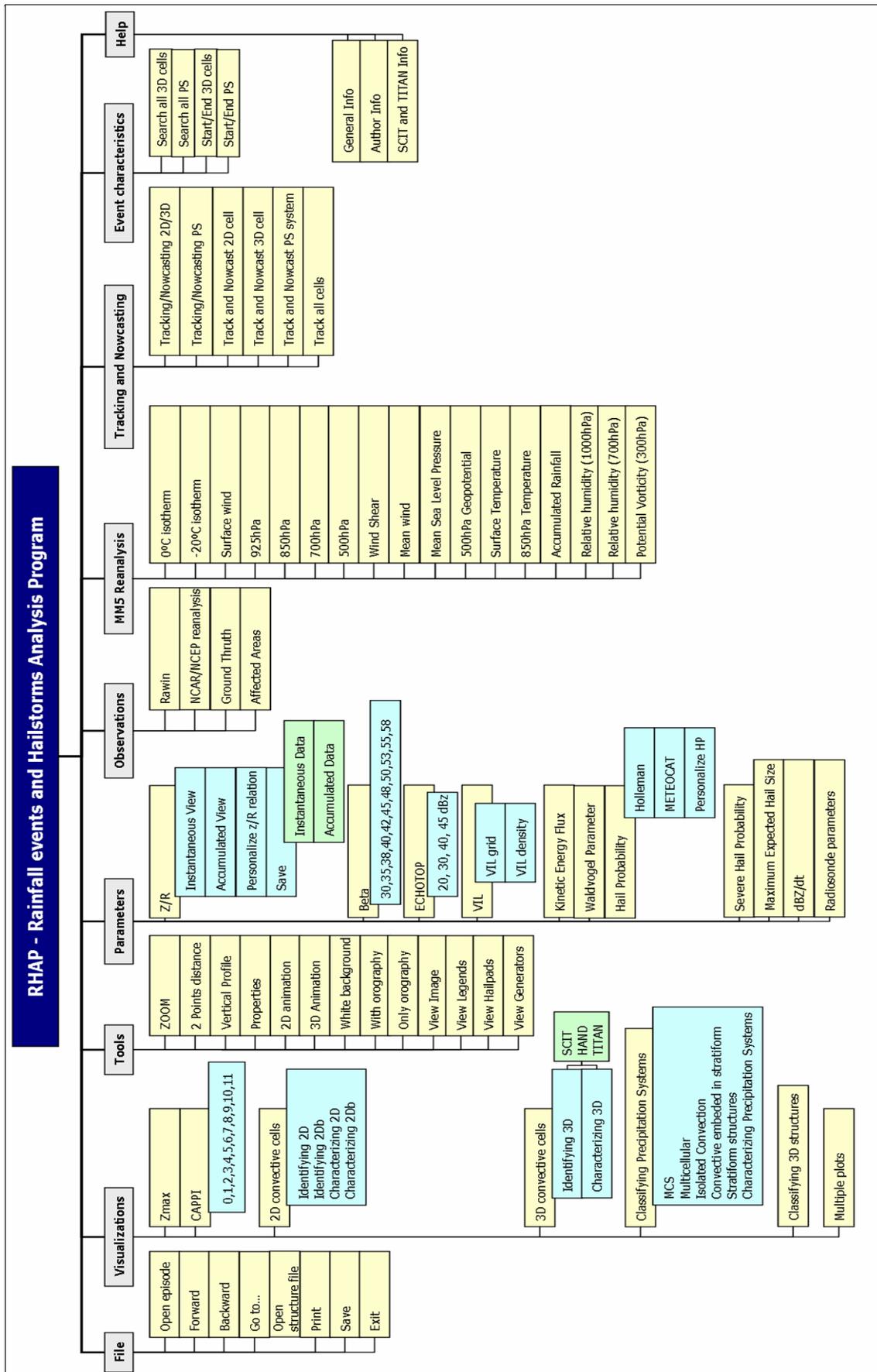


Figura 5.3 Esquema con las principales opciones de RHAP.

Como se ha mencionado anteriormente, el funcionamiento del programa y de todas sus posibilidades gráficas y de cálculo se encuentran ampliamente explicadas en el manual de uso de RHAP (Ceperuelo, 2006). No obstante se ha optado por describir, a continuación y de forma resumida, los métodos/algoritmos de cálculo principales: la identificación y caracterización de células convectivas en dos y tres dimensiones (2D y 3D); la identificación y caracterización de sistemas de precipitación (Sistema Convectivo Mesoescalar, Sistema Multicelular, Convección aislada, Convección embebida en precipitación estratiforme y estructuras estratiformes) y el seguimiento²¹ de células convectivas en 2D y 3D. En cuanto a la predicción a corto plazo, la metodología diseñada y propuesta se comentará ampliamente en el capítulo 8.

5.3 Los algoritmos de identificación

El hecho de disponer de información radar en tres dimensiones y los datos de un modelo meteorológico permite realizar diferentes tipos de análisis. De esta forma, en RHAP se puede trabajar en 2D y en 3D, con lo que se puede efectuar el estudio de sistemas de precipitación y de células convectivas o de ambas al mismo tiempo.

5.3.1 Células convectivas en 2D

El método de identificación de células convectivas en 2D consiste en diferenciar el tipo de precipitación en los niveles bajos de observación radar. Es en este nivel donde, por ser el más cercano a la superficie, se relaciona intensidad de precipitación y reflectividad. De esta forma se identificará precipitación estratiforme (ligada a movimientos horizontales) y precipitación convectiva (ligada a movimientos verticales). El método de obtención de precipitación estratiforme y convectiva está basado en el propuesto por Steiner et al (1995) con algunas modificaciones realizadas por Biggerstaff y Listemaa (2000) y la adaptación final para la región de estudio realizada por Rigo (2004). De aquí en adelante se denominarán SYH95, BL00 y R04 respectivamente.

El proceso pretende identificar y diferenciar entre aquellas zonas con precipitación estratiforme, precipitación convectiva y zonas sin precipitación. Se identifican como zonas sin precipitación, son consideradas aquellas regiones con valores de reflectividad inferiores a 18 dBZ. Para la detección de la precipitación de cada tipo se llevan a cabo los siguientes algoritmos:

²¹ De la misma forma que en muchos otros casos, también se suele utilizar para mencionar el seguimiento de las células convectivas o sistemas de precipitación, el término anglosajón *tracking*.

1. El primer paso consiste en la identificación de los píxeles que superen un cierto umbral, según SYH, distinguiendo entre convectivos y estratiformes. Este umbral depende de la zona de estudio y toma diferentes valores según el autor. En el caso de Catalunya, mediante comparaciones entre pluviómetros y observaciones radar, Sánchez-Diezma (2001) muestra como el umbral óptimo es el de 43 dBZ. La demostración de su validez se realizó en Rigo y Llasat (2004 y 2005) y Llasat et al (2007), donde se obtuvo que el campo de precipitación convectiva más parecido entre el obtenido por el radar y por los pluviómetros corresponde al que se encuentra entre los 40 y 45 dBZ. Estos píxeles serán considerados como convectivos.
2. El segundo paso para clasificar la precipitación como convectiva consiste en aplicar el criterio del gradiente. Es decir, se busca que el píxel seleccionado verifique la existencia de un cierto gradiente entre él y los puntos de su alrededor. Sólo aquellos píxeles superiores a 30 dBZ pueden ser analizados por este criterio (R04). La relación aplicada es la mostrada en la Ec. 5.1, donde a y b toman respectivamente los valores de 8 y 128 (Sánchez-Diezma, 2001); Z_{bg} es el valor promedio de la reflectividad alrededor del píxel en cuestión y que, también, supera el umbral de precipitación impuesto (R04).

$$\text{Ec. 5.1} \quad Z - Z_{bg} > a \cdot \cos\left(\frac{\pi \cdot Z_{bg}}{b}\right)$$

3. El tercer paso consiste en la condición de radio. Aquellos píxeles que cumplan que estén en un radio inferior a un radio crítico r_c inferior a 10 km (figura 5.4) y que además cumplan que el valor de los píxeles supere los 18 dBZ, serán considerados como convectivos (R04).

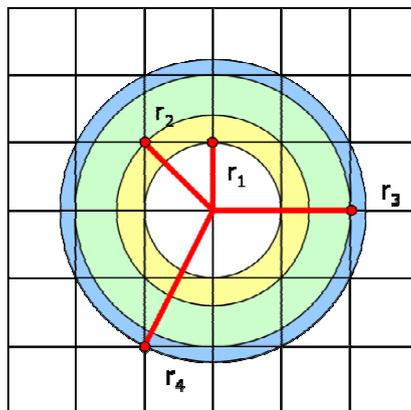


Figura 5.4 Radios de búsqueda de píxeles convectivos. La malla representa el centro de los píxeles de la malla de observación radar.

Las condiciones establecidas en los algoritmos adaptados al noreste de España para R04 son las mostradas en la Tabla 5.2.

| Condición | Convectivos si cumplen |
|-------------------|-----------------------------|
| $Z_{bg} > 30$ dBZ | distancia $\leq r_1$ (2 km) |
| $Z_{bg} > 35$ dBZ | distancia $\leq r_2$ (3 km) |
| $Z_{bg} > 44$ dBZ | distancia $\leq r_3$ (4 km) |
| $Z_{bg} > 45$ dBZ | distancia $\leq r_4$ (5 km) |

Tabla 5.2 Tabla de condiciones aplicadas para el criterio del radio

Por otro lado, se considerarán como estratiformes aquellos píxeles con reflectividad mayor que 18 dBZ y que no cumplan ninguna de las condiciones anteriores.

Una vez realizado todo este proceso, el siguiente paso consiste en realizar unas conversiones de píxeles convectivos a estratiformes y viceversa, es decir, analizar la estructura seleccionada e identificada y mirar cuales de los píxeles están mal clasificados. El algoritmo aplicado se basa en unos criterios parecidos a los de BL00, pero adaptados a la región de estudio por R04:

- *Corrección de un píxel convectivo a estratiforme:* cuando se cumple que la reflectividad del píxel es inferior a 35 dBZ y, además, que el gradiente horizontal de reflectividad ($\nabla_h Z$) es inferior a 3 dBZ/km y el gradiente vertical ($\nabla_v Z$) es superior a 3,5 dBZ/km (Figura 5.5). No obstante, si se cumple que el valor de reflectividad del píxel, situado dos niveles por encima del nivel donde se registra el máximo de reflectividad, es superior a 28 dBZ basta que el $\nabla_h Z$ sea superior a 3 dBZ/km.
- *Corrección de un píxel estratiforme a convectivo:* cuando se cumple que el píxel analizado supera los 30 dBZ y su $\nabla_h Z$ es superior a 3 dBZ/km.

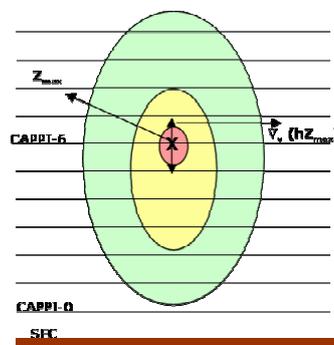


Figura 5.5 Cálculo del gradiente vertical de Z ($\nabla_v Z$) en la posición de máxima reflectividad.

Por último, y antes de aplicar la corrección de área mínima, se realiza un agrupamiento de los píxeles identificados. De esta forma se tiene información de la estructura de precipitación y de la parte convectiva y estratiforme, así como de las células 2D identificadas. Con esta metodología se obtiene la información suficiente para realizar cálculos Z/R^{22} y seguimientos y predicciones de las estructuras de precipitación.

Finalmente, ya es posible aplicar la condición de área en 2D (R04). Para poder considerar una célula convectiva en 2D se impone un umbral mínimo de 16 km^2 (4 píxeles del radar de la AEMET), mientras que para las estructuras de precipitación el umbral es de 32 km^2 (8 píxeles del radar de la AEMET), una estructura de precipitación puede contener total o parcialmente, una parte convectiva y otra estratiforme. Con este método pueden ser eliminadas zonas de ecos anómalos de dimensiones inferiores. Un ejemplo final de la aplicación del algoritmo se puede ver en la figura 5.6, donde se pueden apreciar zonas en los ecos de reflectividad que son eliminados en las células 2D.

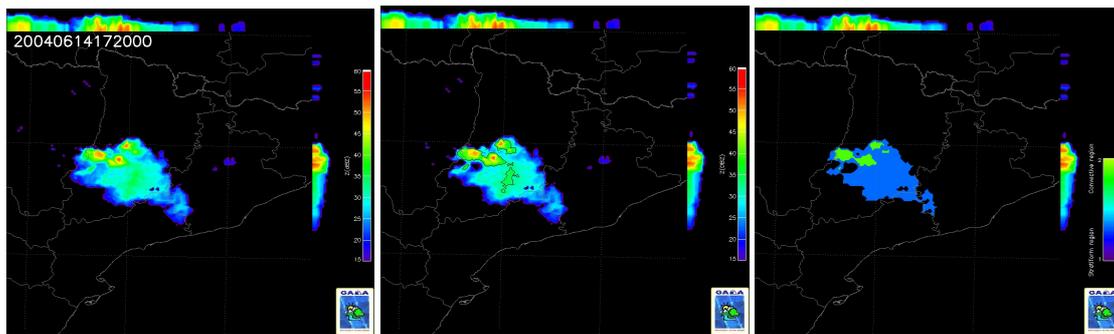


Figura 5.6 Ejemplo de aplicación de los algoritmos de identificación 2D para el 14 de Junio de 2004 a las 17:20 UTC: reflectividad máxima (izquierda), CAPPI del nivel más bajo (centro) y precipitación convectiva (verde) y estratiforme (azul) (derecha).

5.3.2 Células convectivas en 3D

El proceso de identificación de células convectivas en 3D es muy diferente al realizado en 2D. El objetivo es identificar y caracterizar las células convectivas utilizando la distribución de reflectividades en las tres dimensiones. Existen muchas metodologías para obtener la célula convectiva, no obstante, las técnicas más utilizadas actualmente son aquellas que trabajan con diferentes umbrales de reflectividad. Estos métodos están basados en dos algoritmos diferentes:

²² Obtención de relaciones entre la reflectividad y la intensidad de precipitación (Marshall y Palmer, 1948).

TITAN – “*Thunderstorm Identification, Tracking and Nowcasting*” de Dixon y Wiener (1993) y SCIT - “*The Storm Cell Identification and Tracking*” de Johnson et al (1998). La principal diferencia entre los dos métodos es la utilización de diferentes umbrales de reflectividad. Mientras la metodología de TITAN utiliza un único umbral de reflectividad a escoger (según el área o grupo de trabajo este puede ser diferente, no obstante, según Dixon y Wiener (1993) este valor debería estar comprendido entre 30 y 40 dBZ), SCIT se basa en el uso de diferentes umbrales, de menor a mayor, con el fin de detectar todas las células convectivas presentes.

En la presente tesis ha sido empleada la identificación de células convectivas mediante el algoritmo basado en las técnicas SCIT ya que identifica mejor las células convectivas contenidas en un sistema multicelular de elevadas reflectividades. En la metodología descrita a continuación no se explicará el método TITAN ya que este método no ha sido utilizado para la identificación de células convectivas en este trabajo. Para conocer más acerca de este algoritmo, consultar Dixon y Wiener (1993).

El procedimiento SCIT se inicia con la detección en dos dimensiones de las células 2D para todos los niveles de exploración radar y para diferentes umbrales de reflectividad mínima. Así pues se obtienen en cada nivel las regiones que superan cada umbral de reflectividad escogida (Figura 5.7). Los umbrales establecidos para la detección de las áreas son 30, 35, 40, 45, 50, 55 y 60 dBZ.

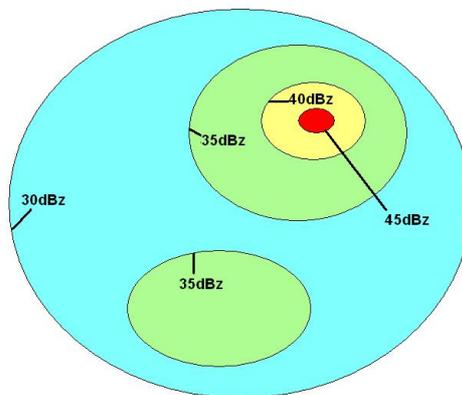


Figura 5.7 Esquema de identificación de zonas que superan los umbrales de reflectividad para un nivel 2D.

Dentro de las zonas seleccionadas por los distintos umbrales se buscan las zonas con la reflectividad más alta y con una área mínima de célula 2D de 24 km² (Figura 5.8), estableciendo las células 2D finales y obteniendo las coordenadas del centroide 2D.

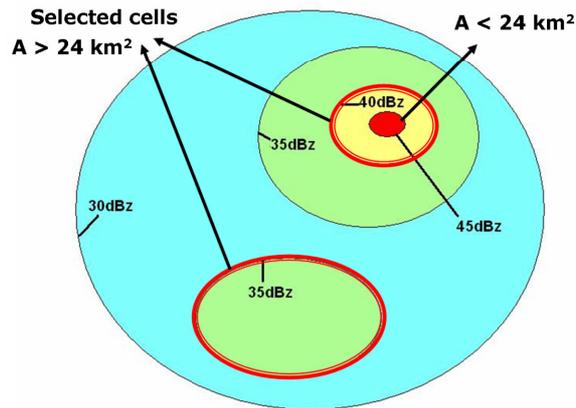


Figura 5.8 Selección de las zonas con mayor reflectividad.

Una vez detectadas las células 2D se busca su conexión en la vertical (Figura 5.9), obteniendo de esta forma la estructura 3D de la célula convectiva. La metodología se basa en la búsqueda en el nivel superior de cada célula 2D, y a partir del CAPPI más bajo, de la nueva célula 2D a asociar. La distancia horizontal máxima escogida entre la posición de dos centroides consecutivos en diferentes niveles es de 8 km. A partir de aquí se conectan los centroides similares. Por otro lado, si una célula es detectada inicialmente con dos o más CAPPIS consecutivos sin centroide asociado esta pasará a constituir dos células distintas. Finalmente, de las células detectadas se eliminan aquellas que sólo son detectadas en un nivel.

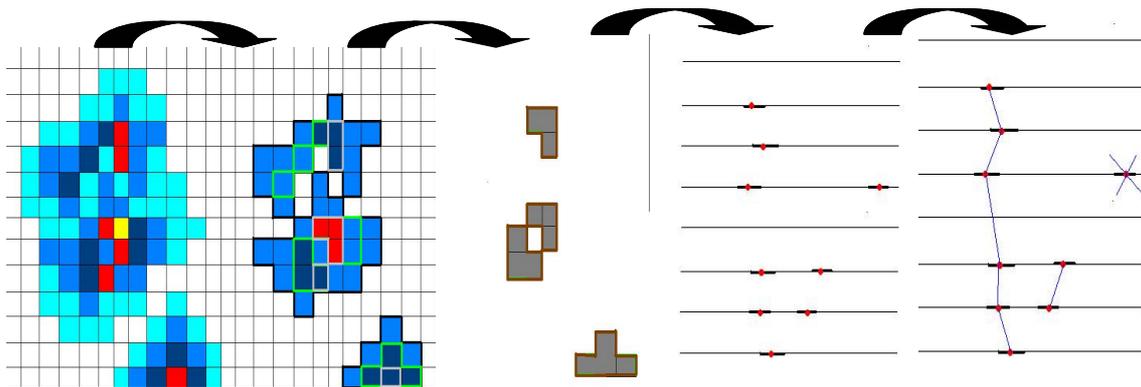


Figura 5.9 Conexión de células 2D en la vertical, Rigo (2004).

Las condiciones establecidas, como en todas las clases de algoritmos, llevan asociadas una serie de ventajas y desventajas. Así pues, los puntos más destacables son (Rigo, 2004):

- Las células en su estado de disipación (solamente identificadas en el nivel más bajo) o aquellas en formación, que únicamente se detectan en un único nivel, no son identificadas en 3D.
- Algunas células, por las condiciones aplicadas, no son consideradas, ya que pueden no ser bien identificadas en varios niveles o no superar los umbrales mínimos escogidos de identificación de célula convectiva.
- Distingue células muy cercanas e incluso una encima de otra.
- Por las condiciones aplicadas de reflectividades, la extensión de los sistemas y las células puede variar con el tiempo. Además, existirán algunos errores en la identificación de los momentos de inicio y final del ciclo de vida del sistema o de la célula.
- Es el método que identifica de manera más sencilla y de forma más ajustada las columnas verticales de reflectividad asociadas a las células convectivas.
- Solamente identifica aquellas células que son potencialmente peligrosas o que tienen una estructura vertical mejor organizada con ecos de reflectividad elevados en varios niveles de exploración.
- Puede esquivar de forma más óptima aquellos ecos anómalos que aún permanezcan en las imágenes, como los ecos de propagación anómala (Bech et al, 2003) o ecos de tierra.

Debido a que el principal objetivo de la presente tesis reside en caracterizar, seguir y predecir las células convectivas, para el caso 3D se realiza también en los algoritmos de seguimiento una caracterización de cada instante. Asimismo, se obtienen un conjunto de parámetros radar los cuales describirán las células convectivas con y sin granizo. Hasta ahora han sido definidos en diferentes apartados los parámetros radar considerados en esta tesis, no obstante se ha creído oportuno mostrar un listado de todas las características obtenidas en los algoritmos de caracterización (Tabla 5.3). Las definiciones de los parámetros no definidos hasta ahora son:

- *Índice*: localiza la célula en el instante concreto.
- *Posición del centroide*: indica la situación geográfica del centro de reflectividades. Las unidades en que este es obtenido son la distancia al radar en km y los grados de latitud y longitud geográfica.
- *Volumen*: volumen que ocupa la célula convectiva en función del umbral mínimo a partir del cual ha sido identificada la célula.
- *Eje máximo y mínimo*: a partir del área formada al proyectar sobre el plano horizontal todas las reflectividades se ajusta un elipsoide, cuyos ejes son una aproximación de la distribución geométrica de la célula en el plano horizontal.
- *Reflectividades máxima, mínima y media*: como su mismo nombre indica, el valor correspondiente a estas reflectividades teniendo en cuenta todo el volumen de la célula.
- *Altura de la base y de la cima*: primer y último nivel de la célula identificada.
- *Orientación*: orientación horizontal del eje vertical de la célula 3D.
- *Inclinación*: inclinación del eje vertical de la célula 3D.
- *Tipo de sistema de precipitación*: tipo de sistema de precipitación asociado a la célula.
- *Granizo*: en cuanto a esta característica se ha confeccionado un algoritmo capaz de buscar en cada instante, si la célula 3D en cuestión tiene una observación de granizo a su alrededor. La condición establecida para su búsqueda es que la observación de piedra se encuentre a una distancia máxima de 8 km del centroide de la célula convectiva. De esta forma, se tienen en cuenta el tamaño de la célula y la posible advección de la célula de granizo a una zona externa en células pequeñas, es decir, aquellas de ejes máximos inferiores a 8 km, valor que queda justificado con el valor medio y la desviación estándar de los diámetros máximos ajustados de las células, siendo estos de 12.1 km y 4.6 km respectivamente (ver capítulo 7 para detectar los comportamientos medios de los parámetros radar obtenidos).

| Parámetro o variable | Ecuación | Unidades |
|--|---|---|
| Índice | Localizador establecido por el programa para identificar a la célula | n |
| Posición x del centroide | $x_c = \frac{\sum_{i=0}^{n_{cell}} x_i \cdot Z_i}{\sum_{i=0}^{n_{cell}} Z_i}$ | km / ° longitud |
| Posición y del centroide | $y_c = \frac{\sum_{i=0}^{n_{cell}} y_i \cdot Z_i}{\sum_{i=0}^{n_{cell}} Z_i}$ | km / ° latitud |
| Posición z del centroide | $z_c = \frac{\sum_{i=0}^{n_{cell}} z_i \cdot Z_i}{\sum_{i=0}^{n_{cell}} Z_i}$ | km |
| Volumen | $V = \sum_{i=base}^{top-1} n_i \cdot 4 \cdot dh$ | km ³ <i>n_i</i> : n° de píxeles en 2D |
| Eje máximo y mínimo del elipsoide ajustado | $\frac{x^2}{Ej \max} + \frac{y^2}{Ej \min} = 1$ | km |
| Altura de la isocero e isoterma de - 20°C | <i>Z_{isocero}</i> y <i>Z_{iso-20}</i> | km |
| Reflectividad máxima | $Z_{\max} = MAX(Z_{i:n})$ | dBZ |
| Reflectividad mínima | $Z_{\min} = MIN(Z_{i:n})$ | dBZ |
| Reflectividad media | $Z_{mn} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n Z_i$ | dBZ |
| Altura de la base | $H_b = MIN(Zcen_j) =$ | m |
| Altura de la | $H_t = MAX(Zcen_j)$ | m |

| | | |
|--|---|---------------------|
| cima | | |
| Viento medio (U) | $U_{ij} = \frac{1}{N} \sum_{t=925,850,700,500hPa} U_{ij}(t)$ | m/s |
| Viento medio (V) | $V_{ij} = \frac{1}{N} \sum_{t=925,850,700,500hPa} V_{ij}(t)$ | m/s |
| VIL _{grid} máximo (calculado en la vertical de los píxeles) | $VIL_{grid} = \sum_{i=base}^{top} 3.44 \cdot 10^{-6} \left[\frac{(Z_i + Z_{i+1})}{2} \right]^{4/7} dh$ | kg/m ² |
| VIL _{cell} (calculado a partir de las posiciones de los centroides en 2D) | $VIL_{cell} = \sum_{i=base}^{top} 3.44 \cdot 10^{-6} \left[\frac{(Z(x_{c_{i+1}}, y_{c_{i+1}}) + Z(x_{c_i}, y_{c_i}))}{2} \right]^{4/7} dh$ | kg/m ² |
| VIL _{Zmax} (calculado a partir de los píxeles de mayor reflectividad de cada centroide 2D) | $VIL_{Zmax} = \sum_{i=base}^{top} 3.44 \cdot 10^{-6} \left[\frac{(Z(x_{Z_{max}i+1}, y_{Z_{max}i+1}) + Z(x_{Z_{max}i}, y_{Z_{max}i}))}{2} \right]^{4/7} dh$ | kg/m ² |
| VILD _{grid} | $VILD_{grid} = 1000 \cdot \frac{VIL_{grid}}{ECHOTOP(30dBz)}$ | En g/m ³ |
| VILD _{Zmax} | $VILD_{Zmax} = 1000 \cdot \frac{VIL_{Zmax}}{H_{top} - H_{base}}$ | En g/m ³ |
| Echotop 45 dBZ | Z(45dBZ) | km |
| WP | $WP = Z(45dBZ) - Z_{isocero}$ | km |
| \dot{E} (Flujo de energía cinética) | $\dot{E} = \left(\sum_{i=base}^{top} 5 \cdot 10^{-6} \cdot 10^{0.084Z_i} \cdot W(Z_i) \right) \cdot t$ | J/m ² /s |

| | | |
|-------------|---|-------|
| SHI | $SHI = 0.1 \int_{H_0}^{H_T} W_T(H) \cdot \dot{E} \cdot dH$ | J/m/s |
| MEHS | $MEHS = a(SHI)^b$ | mm |
| POSH | $SHP = a \left(\ln \left(\frac{SHI}{WT} \right) \right) + b$ | % |
| Orientación | Orientación horizontal del eje vertical de la célula 3D | rad |
| Inclinación | Inclinación del eje vertical de la célula 3D | ° |
| Hail | Tamaño de granizo asociado a la célula en el instante correspondiente | mm |
| Sist2D | Tipo de sistema de precipitación al que pertenece la célula 3D | n |

Tabla 5.3 Parámetros calculados para la caracterización de células 3D, sus ecuaciones y sus unidades.

Un ejemplo de la identificación y caracterización de las células convectivas 3D mediante el método SCIT puede verse en la Figura 5.10.

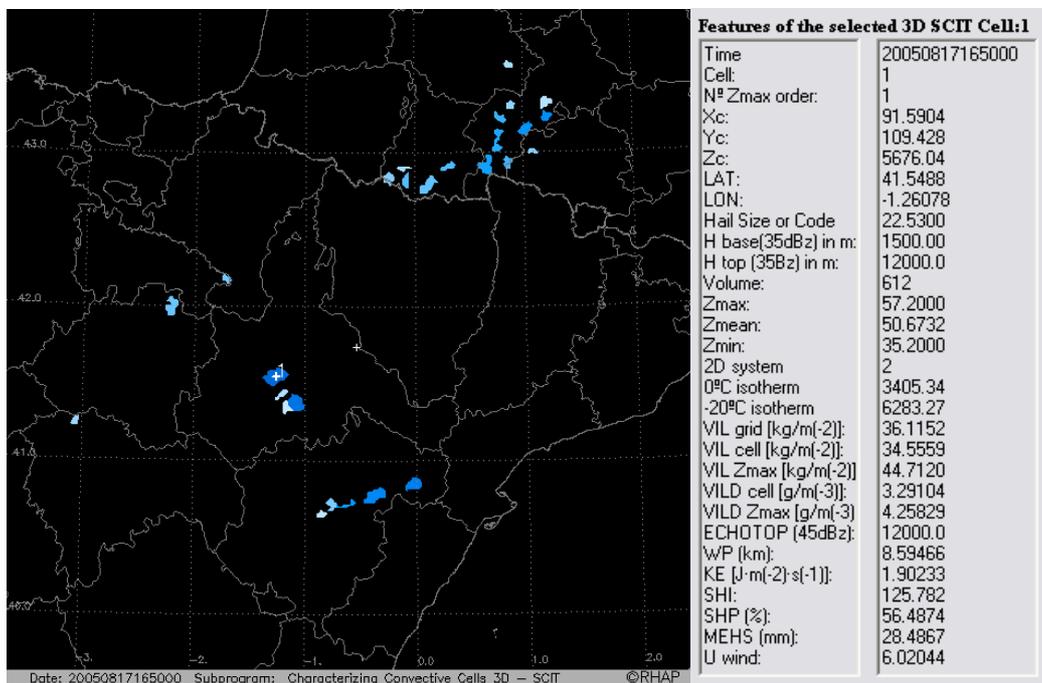


Figura 5.10 Identificación de las células convectivas y caracterización (no todas las características pueden verse en la imagen) de la célula 1 para el 17 de agosto de 2005 a las 16:50 UTC.

5.3.3 Sistemas de precipitación

A partir de la metodología de clasificación de sistemas de precipitación propuesta por Rigo (2004) y Rigo y Llasat (2004), donde se propone distinguir entre sistemas convectivos mesoescalares (SCM), estructuras multicelulares (MUL), convección aislada (ISO), precipitación convectiva embebida en precipitación estratiforme (EST-EMB) y estructuras estratiformes (EST), se ha llevado a cabo la creación de un algoritmo capaz de identificar o distinguir automáticamente el tipo de sistema de precipitación. Este nuevo algoritmo tiene la ventaja de ser capaz de caracterizar de forma automática los sistemas de precipitación tanto en dos como en tres dimensiones, en este último caso, a partir de las células convectivas contenidas en el sistema precipitante. La clasificación propuesta consiste en:

- **Sistemas Convectivos Mesoescalares (SCM):** deben verificar que al menos en una dirección superen los 100 km de longitud, tengan una duración de 3 o más horas y la zona de precipitación convectiva debe superar el 30 % del área de la estructura precipitante durante una hora o más (Houze, 1993; Rigo y Llasat, 2004). Los SCM se clasifican en (Figura 5.11):
 - Organizados no linealmente (o clústeres) - CLU
 - Convectivos con organización lineal de la convección: con la región estratiforme en la parte trasera (TS), delantera (LS) o casi inexistente (NS). Parker y Johnson (2000). En algunos casos la parte estratiforme puede centrarse en uno de los extremos, entonces también será considerado como NS.

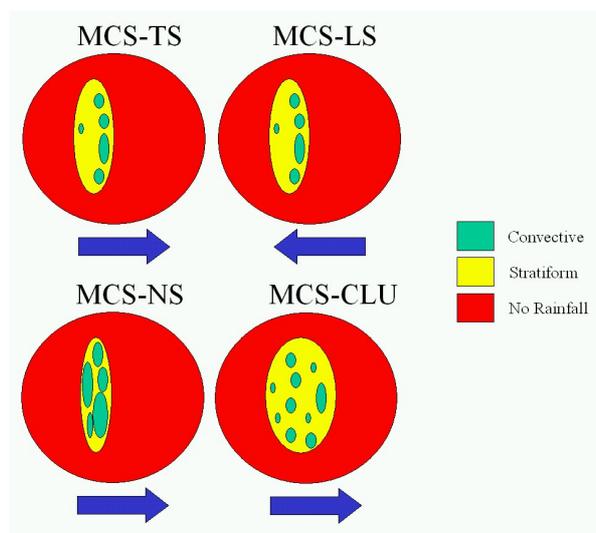


Figura 5.11 Clasificación de Sistemas Convectivos Mesoescalares (Rigo y Llasat, 2004).

- **Estructuras multicelulares (MUL):** cuando no se verifica una o más de las condiciones del SCM, especialmente de duración y tamaño.
- **Convección aislada (ISO):** estructuras que contienen una parte de precipitación convectiva, pero sus dimensiones son poco importantes.
- **Precipitación convectiva embebida en estratiforme (EST-EMB):** de grandes dimensiones pero con poca parte de precipitación convectiva.
- **Estructuras estratiformes (EST):** sin apenas o nada de precipitación convectiva.

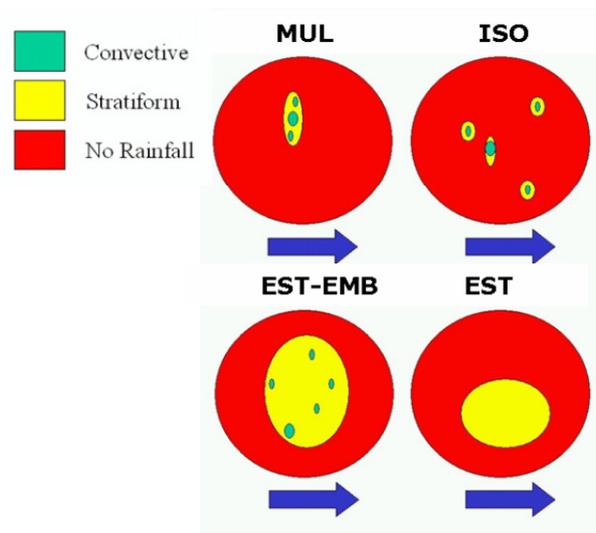


Figura 5.12 Sistemas que no son SCM (Rigo y Llasat, 2004).

De forma esquemática, los sistemas no multicelulares pueden resumirse en la Figura 5.12. En base a la clasificación establecida anteriormente, las condiciones numéricas impuestas para la identificación automática de los sistemas de precipitación mediante el nuevo algoritmo creado son las mostradas en la Tabla 5.4.

| Sistema | Dimensiones | Porcentaje Convectivo | Duración |
|----------|--------------------------------------|---------------------------------------|-------------------|
| SCM | $50 \text{ km} < d$ | Área convectiva $>30\%$ | $t > 3 \text{ h}$ |
| MUL | $50 \text{ km} < d < 200 \text{ km}$ | Área convectiva $>30\%$ | - |
| ISO | $d < 50 \text{ km}$ | Área convectiva $>30\%$ | - |
| EST-EMwB | $d > 0 \text{ km}$ | $5\% < \text{Área convectiva} < 30\%$ | - |
| EST | $d > 0 \text{ km}$ | Área convectiva $<5\%$ | - |

Tabla 5.4 Umbrales para la identificación automática de sistemas 2D.

Con esta aplicación es posible obtener de forma gráfica y muy sencilla la identificación de los sistemas de precipitación del episodio en cuestión. Un ejemplo de visualización de sistemas de precipitación es el mostrado en la Figura 5.13, donde se observa la presencia de dos sistemas Multicelulares, varios sistemas de convección aislada, estructura de precipitación convectiva embebida en una estructura estratiforme y sistemas estratiformes.

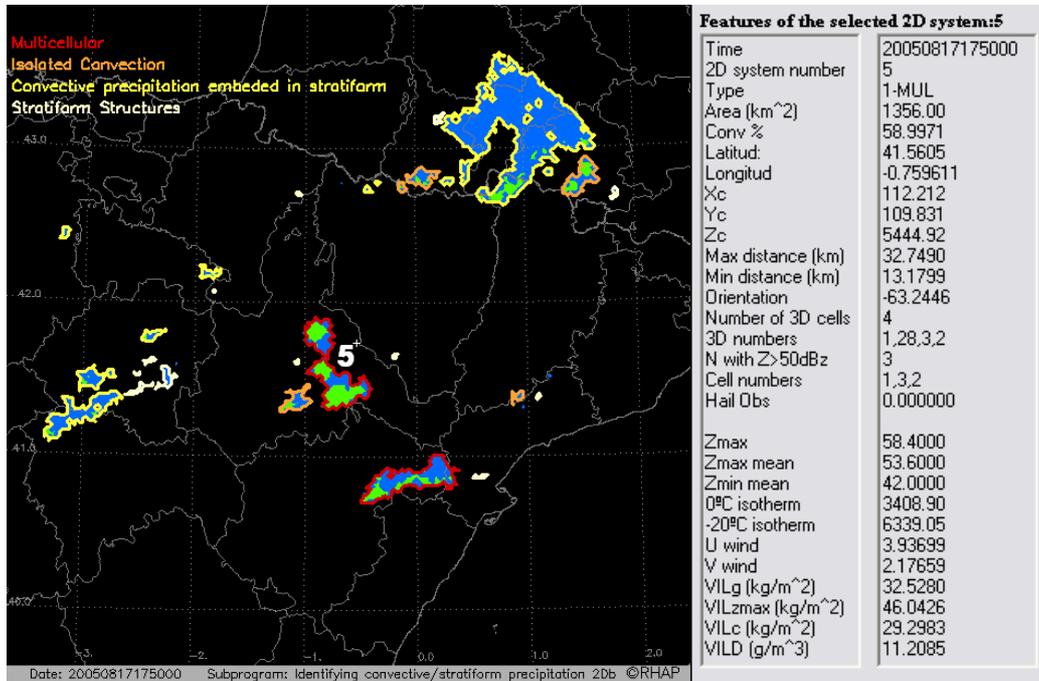


Figura 5.13 Identificación de sistemas de precipitación: sistemas multicelulares (rojo), convección aislada (naranja), precipitación convectiva embebida en estratiforme (amarillo) y estratiforme (blanco); y caracterización del sistema número 5 (no todas las variables se muestran en la tabla) para el episodio de granizo del 17 de agosto de 2005 a las 17:50 UTC

Para la representación e identificación de un SCM hay que tener en cuenta la evolución temporal, ya que si el sistema multicelular detectado llega a alcanzar una duración superior a tres horas, entonces será identificado como un SCM.

Además de realizar una identificación de los sistemas de precipitación en 2D, una de las ventajas del algoritmo desarrollado en esta tesis es que en él se ha podido incorporar un módulo capaz de caracterizar el sistema de precipitación en función de sus dimensiones y reflectividades y en función de las células 3D detectadas en su interior por el método descrito anteriormente en el apartado 5.3.2. El listado de los parámetros calculados, basados en las ecuaciones descritas en la tabla Tabla 5.3, se muestra en la Tabla 5.5.

| Parámetro o variable | Unidades | Parámetro o variable | Unidades |
|----------------------------------|-----------------|--------------------------------------|---------------------|
| Identificador del sistema | N | Reflectividad máxima media | dBZ |
| Tipo de sistema | 1-MUL,... | Reflectividad mínima media | dBZ |
| Área | km ² | Altura media de la isocero | m |
| % de precipitación convectiva | % | Altura media de la isoterma de -20°C | m |
| Longitud del centroide | ° | Viento medio (u,v) | m/s |
| Latitud del centroide | ° | Altura media de la base | m |
| Posición z del centroide | km | Altura media de la cima | m |
| Posición X del centroide | km | VIL _{grid} máximo | kg/m ² |
| Posición Y del centroide | km | VIL _{cell} máximo | kg/m ² |
| Longitud del eje máximo | km | VIL _{Zmax} máximo | kg/m ² |
| Longitud del eje mínimo | km | DVIL _{grid} | g/m ³ |
| Número de células 3D | N | DVIL _{Zmax} | g/m ³ |
| ID de Células 3D | n1, n2, ... | Echotop de 45dBZ | km |
| Número de células 3D con Z>50dBz | N | WP | km |
| ID de Células 3D con Z>50dBz | n1, n2,... | \dot{E} | J/m ² /s |
| Observación de granizo | mm | POSH | % |
| Reflectividad máxima | dBZ | SHI | J/m/s |
| | | MEHS | mm |

Tabla 5.5 Parámetros obtenidos en la caracterización del sistema de precipitación.

5.4 Los algoritmos de seguimiento o tracking

El propósito de realizar el seguimiento de las células es uno de los puntos más importantes de esta tesis. El objetivo consiste en llegar a obtener la evolución temporal de todas las células convectivas y sistemas de precipitación de los episodios para poder llegar a realizar una buena caracterización de su ciclo de vida. El poder llegar a obtener un buen modelo de comportamiento de los parámetros radar dependerá de la calidad del método utilizado en el seguimiento de estructuras convectivas que produzcan o no granizo en superficie. De esta forma, se describen a continuación los métodos empleados en el desarrollo. A pesar de centrarse en el seguimiento de las células convectivas en 3D, se comentará también la situación actual del seguimiento de las estructuras en 2D. En ambos casos, el seguimiento de las células convectivas

se realizará una vez ocurrido el episodio y a partir de la última observación radar disponible teniendo presente la trayectoria anterior. Así pues, se viajará atrás en el tiempo y se asociará la célula o sistema actual a células o sistemas anteriores en el tiempo.

En cuanto a las dificultades presentes en estos algoritmos, cabe destacar el problema en los instantes de fusión y fisión de las células convectivas y sistemas de precipitación. Los algoritmos generados en esta tesis son capaces de detectar la fisión de las estructuras, no obstante, no llegan a detectar la fusión de dos o más de ellas.

5.4.1 Células convectivas en 2D

Para el caso de células 2D se ha utilizado el método de correlaciones cruzadas (Rinehart y Garvey, 1978; Austin y Bellon 1982, Collier, 1989), a partir del cual se buscan correlaciones entre la totalidad de los ecos de las diferentes imágenes radar correspondiente a diferentes intervalos de tiempo. Esto es así debido a que a nivel regional y después de estudios realizados por la AEMET (Circe y Martín, 2003; Rigo, 2004) se ha comprobado que este método funciona de forma más óptima en estructuras grandes y con formas no uniformes, tal y como son las estructuras de precipitación en 2D. Dicha técnica consiste en lo siguiente: a partir de dos áreas o subáreas en dos instantes de tiempo ($t-dt$ y t), que contienen estructuras convectivas, la primera se desplazará según una primera estimación y se correlacionará con la segunda, posteriormente se realizan una serie de desplazamientos alrededor de la primera estimación calculando el coeficiente de correlación en cada imagen en $t-dt$ desplazada con la imagen en t . Una vez calculadas todas las correlaciones, si el coeficiente de correlación máximo está entre los límites de los desplazamientos permitidos, se extenderá la búsqueda a otros desplazamientos alrededor del que era el punto de correlación máximo. Este desplazamiento será el que de lugar al mejor vector de extrapolación.

No obstante, en esta tesis, el método desarrollado para el análisis de las células convectivas se ha centrado en los algoritmos 3D descritos a continuación.

5.4.2 Células convectivas en 3D

La metodología a usar en el caso 3D es muy diferente al 2D. Mientras en el caso de sistemas de precipitación se puede buscar similitud física entre estructuras, en este caso esto no puede ser así debido a la fuerte variación de la estructura vertical de la tormenta en una escala

temporal muy pequeña, del orden de unos 10 minutos. El seguimiento debe empezar a partir de la búsqueda de la célula más cercana y posteriormente, de las más cercanas y seleccionar la que tenga más similitud física. Este procedimiento puede efectuarse a partir de diferentes metodologías. No obstante, con el objetivo de mejorar el método de *tracking* de las células 3D se ha optado por tener en cuenta dos hipótesis:

- La primera, corresponde a descomponer el movimiento de la célula convectiva 3D en dos componentes: el desplazamiento de la célula debido a la advección del viento de las capas medias y, por otro lado, el desplazamiento debido a la propagación de la célula dentro del sistema precipitante. El desplazamiento debido a la advección se obtiene, en el caso de los episodios analizados en esta tesis, a partir del viento medio considerando los niveles de 925, 850, 700 y 500 hPa obtenidos a partir del modelo meteorológico MM5. De forma resumida, el esquema de desplazamiento de una célula 3D consiste en el mostrado en la Figura 5.14.

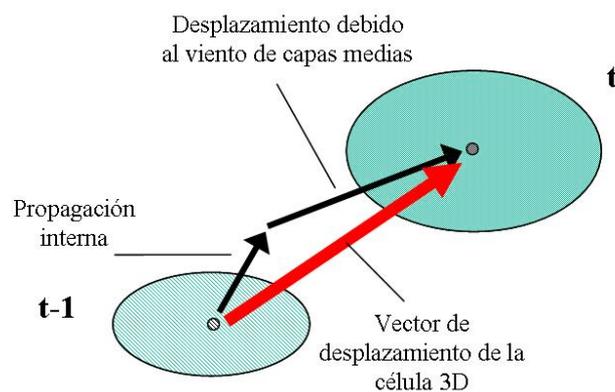


Figura 5.14 Esquema de desplazamiento de una célula 3D, donde t corresponde a la proyección de la célula 3D sobre el plano superficial en el instante actual y $t-1$ a la proyección en el instante anterior.

- En segundo caso, y con el objetivo de determinar el desplazamiento debido a la propagación interna, se adopta la hipótesis utilizada por Dixon y Wiener (1993), la cual pretende asociar la célula 3D más cercana y más parecida a la célula a seguir. La condición establecida consiste en considerar una velocidad de desplazamiento máximo, debida a la advección del viento de la célula 3D, de 60 km/h, es decir, 10 km en 10 minutos. Por otro lado, se añade la componente interna del movimiento, a la cual también se le ha establecido un umbral de desplazamiento de 10 km en 10 minutos. Esta condición proporciona el radio para el cual se efectúa la búsqueda de la célula una vez ha sido advectada la célula en el tiempo.

El método se inicia en la identificación y caracterización de la célula a seguir en el último instante de información radar. A continuación, como ya se ha mencionado anteriormente, se viaja atrás en el tiempo hasta llegar a detectar su inicio mediante el proceso de asociación de células convectivas 3D. Cada paso en el tiempo consiste en realizar una advección de la célula a partir del viento medio para llegar a obtener una primera hipótesis de la localización de su centroide en el instante anterior. A partir de este momento se aplica la condición que busca aquella célula que esté más cercana y además sea la más parecida en tamaño, lo que equivale a minimizar el parámetro C_{ij} , siendo C_{ij} definido por Dixon y Wiener (1993) por la Ec. 5.2.

Utilizando estos criterios se obtiene el seguimiento de todas las células convectivas junto con su caracterización física. La validez del método ha sido verificada visualmente, de forma que no se ha observado ningún comportamiento anómalo en el algoritmo. A continuación se describirán las ventajas y desventajas del método empleado:

- Ventajas
 - Se detectan y siguen de forma óptima las células contenidas en entornos multicelulares.
 - Son detectados los procesos de fisión de células, identificando la célula convectiva madre.

- Desventajas
 - No detecta los procesos de fusión, es decir, en cuanto a la unión de dos o más células los algoritmos asignan de todas ellas la más parecida.
 - Presenta un problema de asignación de células en el momento de disipación y aparición de ellas. Así una célula que se encuentra en su estado de formación es asociada por el algoritmo a una célula que en el instante anterior se encuentra en su momento de desaparición, dándose el efecto de tren convectivo.

De los problemas presentes, existe uno que ha sido resuelto en esta tesis. Es el caso del problema de asignación de células en los momentos de disipación y formación. Para minimizar este error se ha diseñado el *Algoritmo del Ciclo de Vida, ACV*, capaz de diferenciar aquellas células que se encuentran en su estado de disipación respecto a aquellas que están formándose. Si no se aplicara este algoritmo de distinción de etapas del ciclo de vida, se obtendría como una única célula convectiva lo que en realidad correspondería a varias células. La técnica del ACV consiste en observar la evolución temporal del contenido de agua líquida en la vertical, el VIL

(capítulo 4.7.2.2), el cual da información de la intensidad de la tormenta, el momento en que se encuentra y la capacidad que tiene esta para formar una nueva célula, y detectar sus cambios bruscos. Cuando las diferencias de este valor con el tiempo son elevadas, nos encontramos en el momento en que una célula se ha disipado y ha dado lugar a una nueva. Tras llevar a cabo el análisis de todas las células y comprobar distintos umbrales de gradientes de VIL, se ha elegido imponer aquellos valores de más de 20 kg/m² en aquellas células que han durado más de 50 minutos, ya que son las células de larga duración detectadas en un principio las que sufrirán estos cambios bruscos. Esta hipótesis se basa en que se necesita un mínimo de unos 40 minutos para obtener grandes cantidades de VIL.

Ec. 5.2
$$C_{ij} = w_1 \cdot d_p + w_2 \cdot d_v$$

Ec. 5.3
$$d_p = \left[(\bar{x}_{z1i} - \bar{x}_{z2j})^2 + (\bar{y}_{z1i} - \bar{y}_{z2j})^2 \right]^{1/2}$$

Ec. 5.4
$$d_v = \left| V_{1i}^{1/3} - V_{2j}^{1/3} \right|$$

Donde x_z , y_z y V corresponden a la localización y volumen de los centroides, d_p es la distancia existente entre los centroides, d_v es la diferencia entre los volúmenes de los centroides, w es el peso que se le da a cada factor (distancia y volumen). 1 y 2 corresponden a las células de los dos intervalos de tiempo e i y j corresponden al par de células del instante de tiempo correspondiente empleadas.

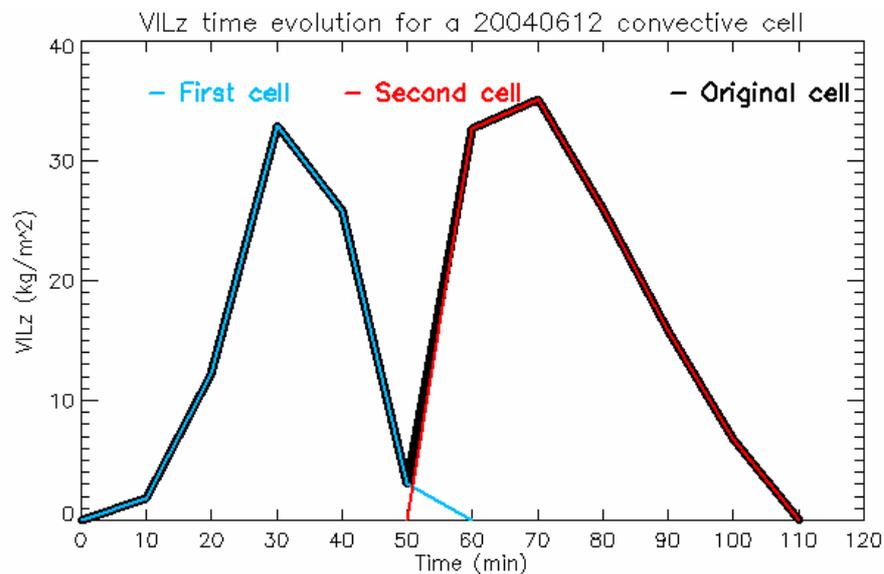


Figura 5.15 Detección mediante el ACV, Algoritmo del Ciclo de Vida, de diferentes estructuras de células convectivas (azul y rojo) en la célula convectiva inicial detectada (negro) por el método de seguimiento para una célula 3D del episodio de granizo del 12 del 06 del 2004.

Con la inclusión del algoritmo ACV se está corrigiendo un error muy importante que puede llegar a provocar malos resultados. La consideración de células convectivas 3D con duraciones incorrectas implicaría llegar a obtener características espaciales y temporales erróneas. Un ejemplo del uso del ACV en un caso real puede observarse en la Figura 5.15 donde una larga célula de 110 minutos es dividida en dos diferentes con duración cada una de 60 minutos.

5.4.3 Sistemas de precipitación

De la misma forma que en el caso de células convectivas en 3D, el algoritmo de seguimiento de sistemas realiza la búsqueda en el tiempo de los sistemas de precipitación más parecidos en tamaño y más cercanos. A diferencia del método de 3D, la condición empleada para obtener el sistema más parecido se ve modificada por el área de estos. De esta forma, la ecuación Ec. 5.4 se sustituye por la ecuación Ec. 5.5 y cuyo cambio afecta la Ec. 5.2.

Por último, en el caso del nuevo algoritmo (ACV) creado para separar células que han sido vinculadas inicialmente como una única cuando no lo son, este no es aplicado en el análisis del ciclo de vida de sistemas de precipitación puesto que las variaciones temporales de las condiciones físicas de un sistema de precipitación no son tan bruscas.

$$\text{Ec. 5.5} \quad d_v = \left| A_{1i}^{1/2} - A_{2j}^{1/2} \right|$$

Donde A corresponde a las áreas de los centroides. 1 y 2 corresponden a las células de los dos intervalos de tiempo e i y j corresponden al par de células del instante de tiempo correspondiente empleadas.

Una vez descritos los principales algoritmos de identificación y caracterización ya se está en condiciones de llegar a realizar los estudios sobre el área seleccionada. Gracias a estos algoritmos se podrán llegar a generar unas bases de datos las cuales nos permitirán caracterizar los episodios de granizo ocurridos en el valle del Ebro en 2004 y 2005, evaluar los criterios de estima de piedra y llegar a modelizar el comportamiento de las células convectivas en 3D. No obstante, antes de empezar a comentar los resultados se realizará una descripción de las campañas de observación y de la selección de casos.

6 Las campañas de observación de granizo

6.1 Metodología

Si bien hasta ahora se ha descrito la teoría correspondiente a los fenómenos físicos asociados al granizo, como poder llegar a estimarlo en superficie y como poder estudiarlo a partir de un nuevo programa informático, en el presente capítulo se muestra la metodología seguida para la obtención de los objetivos. En la Figura 6.1 se puede observar el diseño esquemático de dicha metodología.

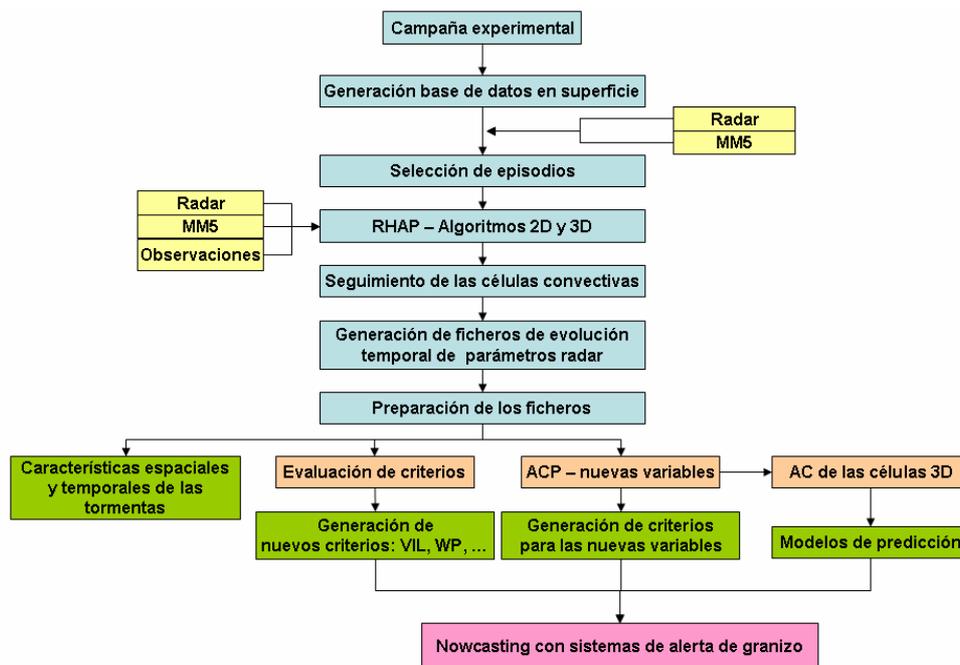


Figura 6.1 Esquema de diseño para la selección de casos y obtención de los resultados finales.

La base de este trabajo se encuentra en la realización de una buena campaña experimental o de campo, tal y como se verá en el presente capítulo, y a partir de la cual se podrán obtener los episodios a estudiar. Así pues, será posible crear una base de datos la cual tendrá una gran importancia para el desarrollo de este trabajo ya que contendrá toda la información correspondiente a las observaciones de granizo en superficie, incluyendo las observaciones por granizómetros y por colaboradores.

Una vez ya se ha completado la creación de la base de datos de pedrisco, se recopilará toda la información posible referente a cada episodio con el objetivo de que este pueda llegar a ser estudiado. Será a partir de la disponibilidad de las diferentes bases de datos (radar y modelo meteorológico) cuando se seleccionen aquellos episodios que pueden ser analizados.

A partir de este momento ya será posible proceder con el análisis sistemático mediante el uso del programa RHAP, el cual necesita todos los datos meteorológicos disponibles para un correcto funcionamiento. Esta será una de las partes más importantes del desarrollo del estudio ya que es donde se generan la gran mayoría de cálculos. Después de haber sido verificado el correcto funcionamiento de todos los algoritmos de RHAP, se ejecutarán todos los procesos de identificación, caracterización y seguimiento de células convectivas para todos los episodios seleccionados. Para llevar a cabo esta tarea de forma automática se ha requerido una gran inversión de tiempo ya que ha sido necesaria la creación y la adaptación de algoritmos, y su posterior validación, además de la preparación de la herramienta informática para su uso en un ordenador personal. Gracias a la creación del programa RHAP ha sido posible realizar de forma sistemática los seguimientos automáticos de las células convectivas, simplificando mucho los pasos a seguir y disminuyendo mucho el tiempo de cálculo de los algoritmos, siendo este del orden de unos 30 minutos para el seguimiento completo de un episodio.

La ejecución de este proceso permitirá disponer de unos ficheros con información temporal de todas las estructuras radar detectadas, de forma que se podrá realizar un análisis estadístico de estos resultados, con el fin de llegar a establecer las conclusiones del trabajo. Estos ficheros deben ser preparados para llegar a obtener diferentes resultados; este es el caso de las características espaciales y temporales de las células convectivas 3D (apartado 7.1), la evaluación de los criterios de detección de granizo (apartado 7.2), el análisis en componentes principales de los parámetros radar (apartado 7.3 y 7.4), el análisis en conglomerados de las células convectivas en 3D para llegar a obtener unos comportamientos de evolución de la intensidad (capítulo 8) y, finalmente, la integración de todos los apartados anteriores para mejorar la predicción a corto plazo de la intensidad de las tormentas productoras o no de granizo en superficie.

6.2 La zona de estudio y las campañas

El área de estudio de esta tesis es la región nororiental de la Península Ibérica. Corresponde a la zona del valle medio del Ebro²³, comprendiendo casi la totalidad de la comunidad de Aragón y el oeste de la provincia de Lleida. Consta de una extensión de unos 50.000 km² y presenta una orografía muy compleja. El valle del Ebro se encuentra anclado por dos sistemas montañosos principales: en el norte se sitúan los Pirineos, con alturas superiores a los 3.000 metros orientados de oeste a este, y en el sur, con una orientación noroeste-sureste y con alturas cercanas a los 2.000 metros, el Sistema Ibérico (Figura 6.2).

Las características climáticas de la región definen el viento medio de la zona, el cual es de dirección noroeste. No obstante, existen muchas situaciones con flujo de viento del sur en niveles bajos, las cuales son responsables de un tipo de tiempo determinado. Mientras que las primeras situaciones no suelen ir asociadas a episodios de precipitación debido a la elevada cizalladura y fuertes vientos del noroeste, son estas últimas, las de sur, las que si dan lugar a eventos de precipitación con tormentas con y sin granizo. La explicación física y meteorológica se encuentra en la distribución geográfica de los sistemas montañosos en el área de estudio. Tal y como se comenta en el apartado introductorio a la convección, para el desarrollo de esta, además de tener las condiciones medioambientales requeridas, es necesario desencadenar el proceso con algún factor físico y poder alcanzar así la CIN o energía necesaria para desencadenar la convección. Así pues, en las situaciones con flujos de componente sur, el inicio de la convección se ve favorecida por un lado, por la modificación de los vientos de capas bajas provocada por el Sistema Ibérico creando una marcada zona de convergencia en el Noreste de la provincia de Teruel, mientras que por el otro lado, por la incidencia perpendicular de vientos húmedos en las zonas montañosas del Pre-Pirineo y Pirineo; además de estos factores, también hay que añadir dos aportes más de energía: el radiativo (calentamiento solar de la masa de aire superficial) y la cizalladura moderada y elevada que a veces se encuentra en los niveles bajos de la troposfera (de 0 a 1 km). Ambos fenómenos suelen provocar o desencadenar los procesos convectivos siempre y cuando existan las condiciones medioambientales favorables: fuerte inestabilidad vertical y valores de la isocero e isoterma de -20 °C en alturas concretas para la ocurrencia de granizo, tal y como se puede ver en la Figura 6.3. En esta figura se muestra la evolución temporal de la isocero y de la isoterma de -20 °C de las células con granizo que afectaron las zonas de Lleida y Zaragoza en 2004 y 2005.

²³ La mayor parte de la comunidad de Catalunya, las provincias de Barcelona, Girona y Tarragona no son incluidas en el trabajo por no disponer de observaciones en superficie de granizo mediante redes de granizómetros y campañas experimentales.

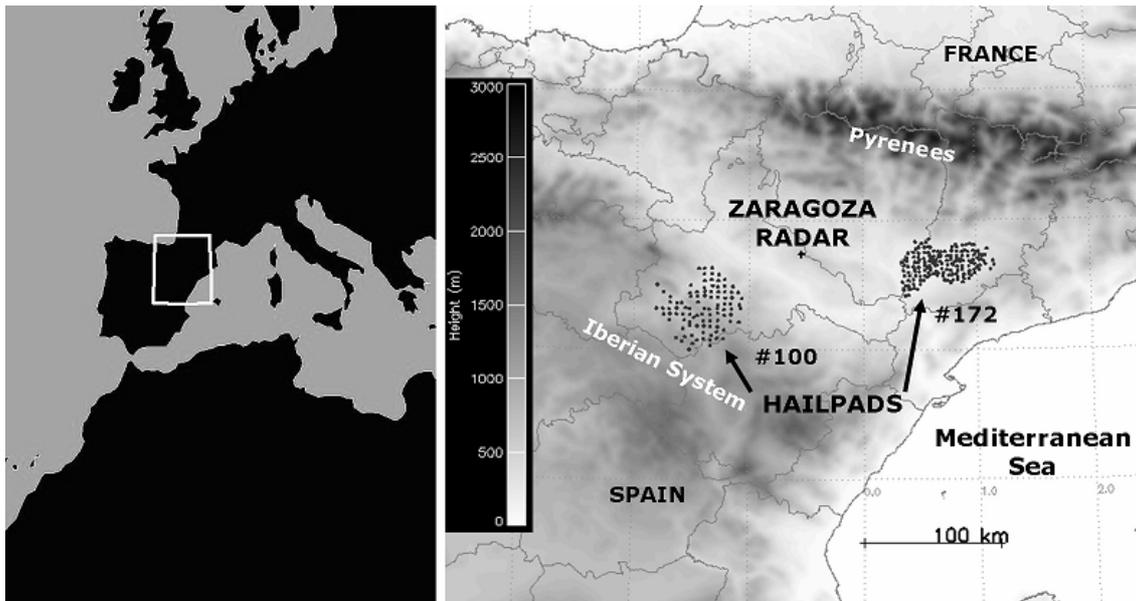


Figura 6.2 Localización del área de estudio, centrada en el noreste de la Península Ibérica, el valle del Ebro y las redes de granizómetros de Zaragoza y Lleida.

Un ejemplo de estos dos casos típicos de inicio de la convección son los casos del 29 de agosto y del 11 de septiembre de 2004, ambos con observación de granizo en superficie y estudiados en Ceperuelo et al (2006b). En el primero de ellos la convección se inició en la zona del Pre-Pirineo debido a la incidencia perpendicular de los vientos sobre la cordillera montañosa (Figura 6.4 izquierda) y el segundo en una marcada zona de convergencia provocada por el sistema Ibérico (Figura 6.4 derecha). En ambos casos, la convección se produjo en las zonas con entornos más inestables, tal y como se puede ver en la Figura 6.4, con las áreas con mayor índice KI en las zonas donde se inicio la convección. Además, se puede destacar los elevados valores de la temperatura superficial.

Tal y como ya se ha comentado anteriormente, para estudiar las situaciones convectivas en el valle del Ebro se utilizarán los radares meteorológicos de la provincia de Zaragoza y de la provincia de Barcelona, los cuales pueden observar las células convectivas, en el área de estudio descrita anteriormente, que afectan a las comunidades de Aragón y Catalunya (abarcando todo el valle del Ebro). Además, se utilizará el modelo MM5 y los radiosondeos de Zaragoza y los de Lleida del 2004 para validar los análisis obtenidos mediante el modelo meteorológico (el radiosondeo de Lleida no se efectuó el año 2005 por no tener una diferencia significativa respecto al radiosondeo de Barcelona, el cual se realiza dos veces al día). Además de este tipo de información, se utilizarán los datos de la red de granizómetros de Zaragoza (mantenida por la Universidad de León) y la red de granizómetros de Lleida (mantenida por la *Associació de Defensa dels Vegetals*), así como los datos obtenidos a partir de colaboradores los cuales han

proporcionado información del tipo de precipitación. Esta última información, la de granizo en superficie, es la de mayor coste económico ya que implica realizar una campaña experimental.

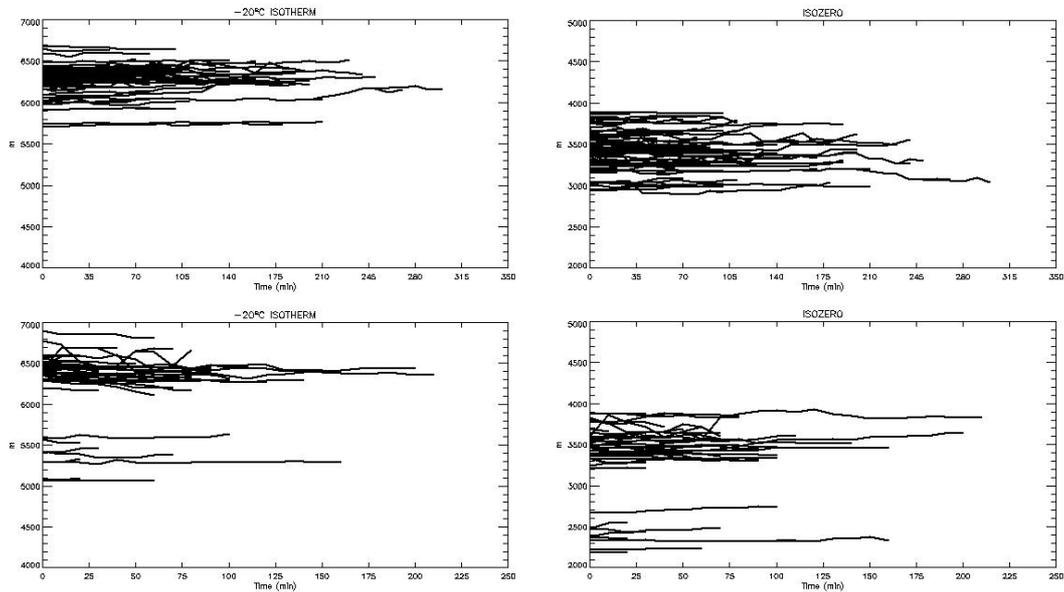


Figura 6.3 Altura de la isocero (derecha) y de la isoterma de $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ (izquierda) para días con granizo en las zonas de Zaragoza (superior) y Lleida (inferior) con granizómetros.

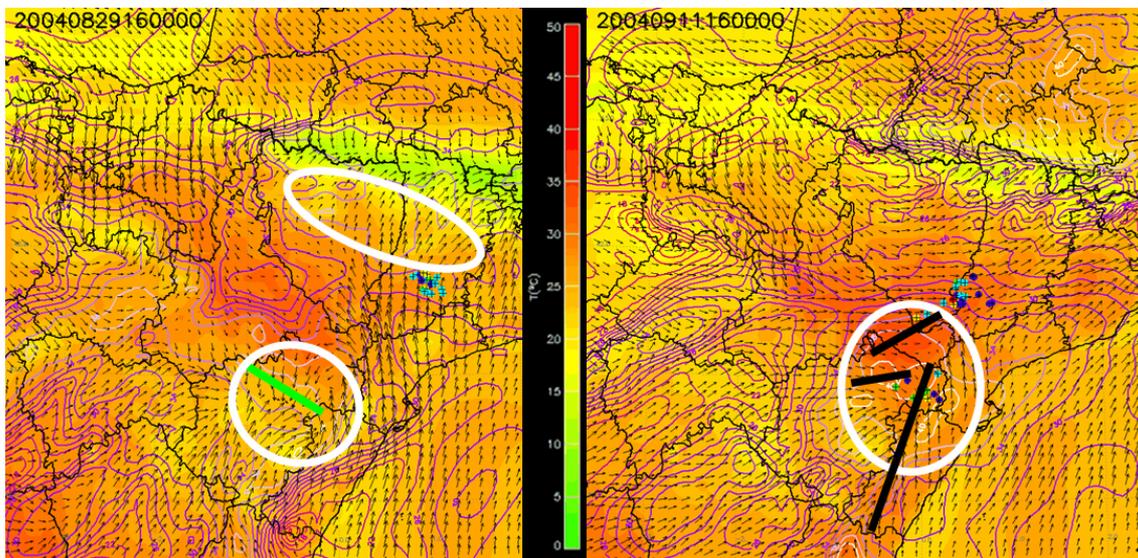


Figura 6.4 Dos casos de granizo en los que el mecanismo de disparo fue diferente. Las líneas marcan las principales zonas de convergencia, las elipses marcan las zonas con mayor índice de inestabilidad KI, las flechas son el flujo de viento a 925 hPa y las áreas coloreadas corresponden a las isotermas en superficie.

Las campañas experimentales de observación del granizo consisten en realizar, durante todos los días de la semana y durante el periodo de actividad convectiva en la zona de estudio (de mayo a septiembre), un seguimiento en tiempo real de los episodios de precipitación mediante el uso de un radar meteorológico de banda C. Dichas campañas están coordinadas por la ULE y la ADV y abarcan la zona del valle medio del Ebro. Su funcionamiento consiste básicamente en que desde el momento de la aparición de los primeros ecos radar se realiza el seguimiento del sistema y de las células convectivas. A continuación, cuando estas estructuras superan una cierta intensidad, se realizan dos tipos de observaciones (o procedimientos):

- Uno de ellos basado en la observación del granizo mediante observadores o colaboradores meteorológicos, y a los cuales se contacta por vía telefónica con el objetivo de saber si se ha producido granizo en superficie. De esta forma se pueden establecer la hora y las coordenadas geográficas aproximadas de la granizada.
- El segundo, consiste en la supervisión y recogida de los granizómetros afectados, sabiendo por donde ha pasado la tormenta, se revisan las placas colocadas y, en caso de registrar piedra, son recolectadas para su posterior estudio.

Gracias a estas dos fuentes de información y mediante el análisis a posteriori de la verificación de las observaciones de granizo con los datos radar (de imagen en imagen), es posible llegar a generar una base de datos de observaciones de granizo con información del tamaño, hora, localización y observaciones. Parte de la base de datos confeccionada puede verse en la Tabla 6.1 donde se muestran 3 observaciones de granizo para tres días diferentes; en el primero de los casos, el granizo se observó mediante una llamada telefónica al municipio en cuestión, en estos casos no se obtiene información del tamaño real sino un índice de tamaño basado en las clasificaciones estudiadas en el apartado 3.6.

| Fecha | Hora | Latitud | Longitud | Altura | Código | Tamaño | Índice | Provincia | Municipio |
|----------|------|---------|----------|--------|--------|----------|--------|-----------|-------------------------------|
| 20040705 | 1509 | 40.916 | 0.271 | --- | 44107 | --- | 4 | Teruel | Foz de Calanda |
| 20040706 | 2140 | 41.445 | -1.741 | 729 | B5 | 10.33 mm | 2 | Zaragoza | - |
| 20040911 | 1730 | 41.607 | 0.360 | 222 | A7 | 34.57 mm | 5 | Lleida | Alcarràs (Vallmanya, Raul) |

Tabla 6.1 Tres observaciones de granizo realizadas en tres días diferentes.

A pesar de parecer un buen sistema de observación, presenta una serie de problemas, los cuales son diferentes dependiendo del método empleado:

- *Observadores*: la localización de la observación va asociada al término municipal de la localidad contactada, es decir, se asigna la observación en una primera hipótesis a las coordenadas del centroide del municipio obtenidas mediante un Sistema de Información Geográfica (SIG). Por lo que es necesario un reanálisis de la base de datos con el fin de modificar las coordenadas de la observación y ajustarlas con las de la posición de la célula convectiva. Sin embargo, en los momentos de gran actividad convectiva con muchos núcleos convectivos este método puede llevar asociados errores de asignación a posteriori sin saber exactamente cual fue la célula productora de granizo.
- *Granizómetros*: en cuanto a las placas, estas presentan el problema de la superposición de células convectivas, es decir, en el caso que una placa se vea afectada por una tormenta, esta debe ser reemplazada por otra de forma inmediata con el fin de no tener superposiciones de células diferentes. Para ello se dispone de un vehículo para efectuar salidas de campo con el fin de realizar estas sustituciones.

Para llevar a cabo toda la campaña experimental se dispone de un radar meteorológico de banda C perteneciente al Laboratorio de Física de la Atmósfera de la Universidad de León y cuya imagen y características pueden apreciarse en la Tabla 6.2. Durante este trabajo, el radar de la Universidad de León se encontraba situado en las afueras de Zaragoza, proporcionaba imágenes cada 3 minutos y ofrecía 18 niveles de exploración en la vertical. Para su uso en tiempo real, se ha empleado el programa TITAN (Dixon y Wiener, 1993), a partir del cual se pueden obtener las características físicas de las células convectivas a seguir, así como su localización geográfica.

|  | Característica | Valor |
|---|-----------------------|--------------|
| | Longitud | -0,995 ° |
| Latitud | 41,656 ° | |
| Altura del radar | 258 m | |
| Altura de la antena | 10 m | |
| Ganancia | 40 dBZ mínimo | |
| Anchura del haz | 1,65° | |
| Frecuencia | 5485-5600 MHz | |
| Potencia del pico | 250 kW | |
| Anchura del pulso | 2 μs | |
| PRF | 250 Hz | |

Tabla 6.2 Características del radar de la Universidad de León situado en la provincia de Zaragoza.

Durante el periodo de las campañas experimentales, el cual se extiende de mayo a septiembre, para los años 2004 y 2005, se han detectado un total de 70 episodios de granizo (40 eventos en 2004 y 30 en 2005). A pesar de identificarse menos episodios en 2005, estos fueron de mayor intensidad que los de 2004. Los tamaños máximos de las campañas fueron, 43.39 mm y 39.43 mm, los días 6 de septiembre de 2004 y 28 de junio de 2005, respectivamente. Hubo un total de 814 observaciones de piedra, de las cuales 353 se han obtenido en la zona de granizómetros y 461 mediante observadores a través de llamadas telefónicas. Además, la frecuencia de formación de tormentas con y sin granizo en la zona del valle del Ebro (Figura 6.5) coincide con la obtenida por otros autores, mostrando la hora entre las 15 UTC y las 18 UTC como la hora de mayor formación de tormentas. Por lo que se refiere a las zonas cubiertas por granizómetros, la hora de formación de las tormentas tiene su máximo entre las 17 UTC y las 18 UTC.

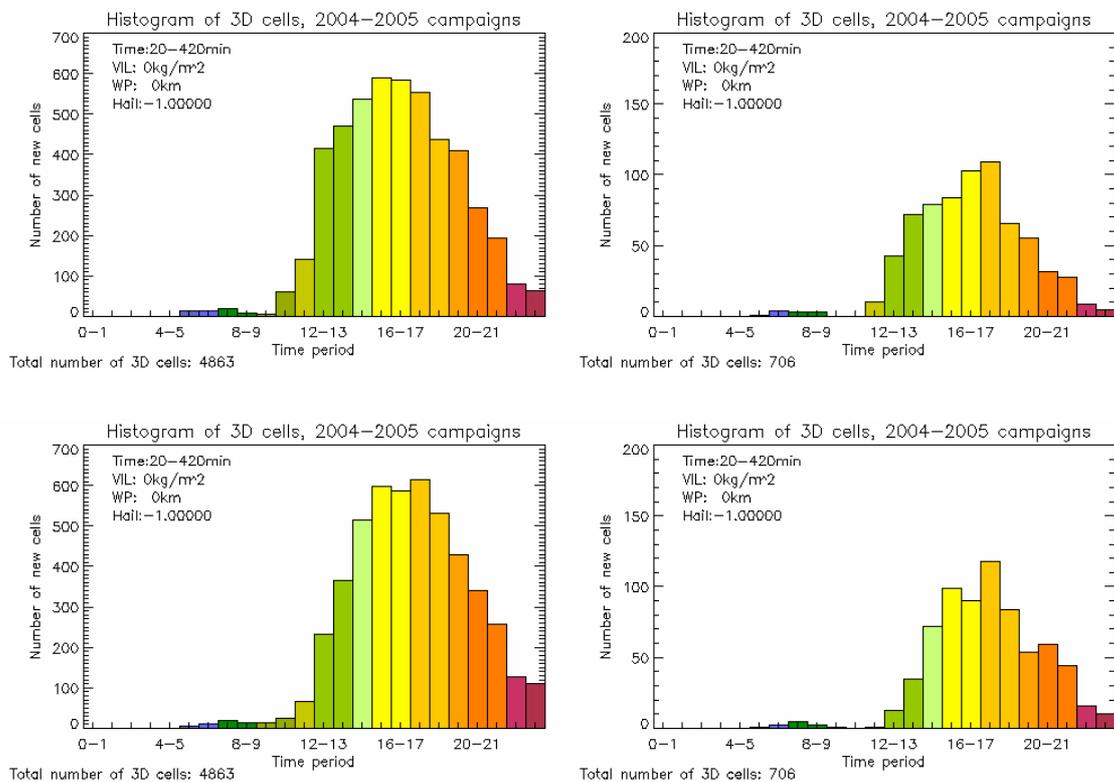


Figura 6.5 Hora de formación de las tormentas con y sin granizo en el valle medio del Ebro (superior izquierda) y en las zonas de granizómetros (superior derecha), y hora de disipación de las células en el valle medio del Ebro (inferior izquierda) y en las zonas de granizómetros (inferior derecha) células para los 46 episodios de granizo estudiados en 2004 y 2005.

Por otro lado, al realizar el análisis de los centroides (Figura 6.6), la densidad de centroides por área muestra como las zonas mayormente afectadas por células convectivas son la provincia de Teruel y el norte de la provincia de Huesca. En el caso de la provincia de Teruel existen numerosos trabajos que reflejan este hecho (Font, 1983; Pascual, 2002; López, 2003;

entre otros), pero no en el caso del norte de la provincia de Huesca, zona en la que también se ha observado una elevada actividad convectiva.

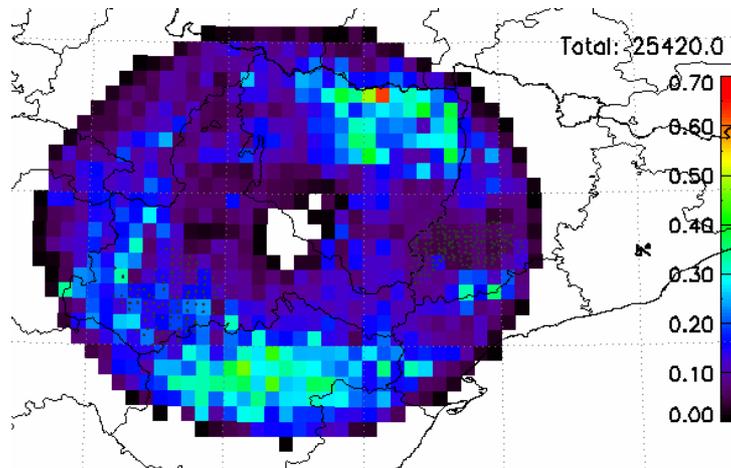


Figura 6.6 Densidad de localización de centroides de células convectivas por 0,1°x0,1° longitud latitud de las tormentas con y sin granizo en el valle medio del Ebro para los 46 episodios de granizo estudiados en 2004 y 2005.

6.3 Selección de episodios

El estudio de los eventos meteorológicos requiere tener al alcance toda la información disponible, de tal forma que se puedan llegar a determinar las causas o el porqué del evento y realizar un buen seguimiento para poder pronosticar futuras situaciones meteorológicas. La información básica y elemental empleada en esta tesis, necesaria para llegar a uno de los objetivos, consiste en tener datos del radar meteorológico, integraciones del modelo MM5 y datos de granizo en superficie.

Como ya se ha mencionado anteriormente, el periodo de estudio se centra en las campañas experimentales realizadas de mayo a septiembre, ya que es cuando se realiza el seguimiento de las situaciones de precipitación y, por lo tanto, de las observaciones en superficie de granizo. Se dispone de un total de 814 observaciones en superficie, a partir de las cuales se ha llegado a la obtención de una importante base de datos de granizo. Estas observaciones corresponden a un total de 70 episodios, los cuales presentan la distribución geográfica de tamaños mostrada en la Figura 6.7, observándose una mayor frecuencia de pedrisco en las zonas con granizómetros debido a la red de observación. En cuanto al tamaño de las piedras, estas son en general de un tamaño de entre 5 y 10 mm (Figura 6.8) en el área de granizómetros, menores que las observaciones realizadas por los colaboradores telefónicos registradas en el resto del área. Por lo tanto, se pone de manifiesto los resultados obtenidos por

Changnon (1971, 1999) o Charlton et al (1995), donde se muestra que el tamaño de granizo en superficie estimado por los observadores está sobrevalorado.

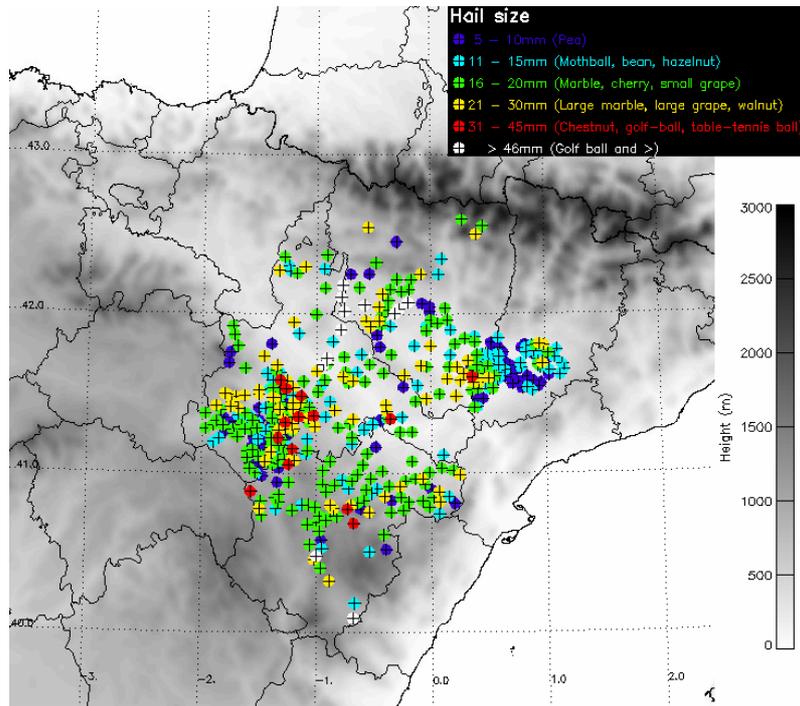


Figura 6.7 814 observaciones de granizo en superficie para el periodo de mayo a septiembre de los años 2004 y 2005: Azul (5-10mm), Cian (11-15mm), Verde (16-20mm), Amarillo (21-30mm), Rojo (31-45mm) y Blanco (>46mm). En escala de grises se dibuja la orografía de la zona.

Porcentajes de observación de los tamaños máximos estimados para las campañas de 2004 y 2005

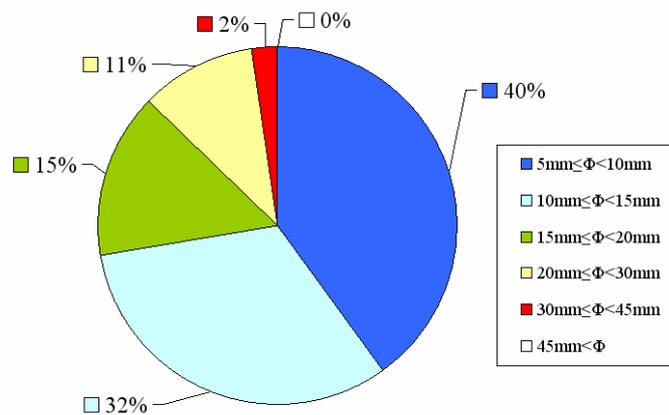


Figura 6.8 Porcentajes de observaciones de granizo según el tamaño máximo de los granizómetros.

| FECHA | ADV / LEON | RADAR | MM5 | FECHA | ADV / LEON | RADAR | MM5 |
|---------------------|------------|---------------------|-----|---------------------|------------|-----------------|----------|
| 20040502 | + | ∅ | ∅ | <u>20040906</u> | 1 | ZGZ | 1 |
| 20040512 | 1 | ZGZ | 1 | <u>20040910</u> | 1 | ZGZ | 1 |
| 20040526 | 1 | ZGZ,BCN | 1 | <u>20040911</u> | 1 | ZGZ, BCN | 1 |
| 20040527 | 1 | ZGZ,BCN | 1 | <u>20040913</u> | <u>1</u> | <u>ZGZ</u> | <u>1</u> |
| 20040529 | 1 | ZGZ | 1 | 20040917 | + | ∅ | + |
| 20040530 | 1 | ZGZ | 1 | 20050414 | + | ∅ | ∅ |
| 20040606 | 1 | ZGZ | 1 | 20050422 | + | ∅ | + |
| 20040607 | 1 | ZGZ | 1 | 20050511 | + | ∅ | + |
| 20040610 | 1 | ZGZ | 1 | 20050513 | + | ∅ | + |
| 20040611 | 1 | ZGZ | 1 | 20050516 | 1 | ZGZ, BCN | 1 |
| 20040612 | 1 | ZGZ | 1 | 20050517 | + | ∅ | ∅ |
| 20040614 | 1 | ZGZ, BCN | 1 | <u>20050611</u> | <u>1</u> | <u>ZGZ, BCN</u> | <u>1</u> |
| 20040704 | 1 | ZGZ | 1 | 20050612 | + | ∅ | ∅ |
| 20040705 | + | ZGZ | + | 20050613 | 1 | ZGZ, BCN | 1 |
| 20040706 | + | ZGZ | + | 20050620 | 1 | ZGZ, BCN | 1 |
| 20040707 | + | ZGZ, BCN | + | 20050621 | 1 | ZGZ, BCN | 1 |
| 20040716 | 1 | ZGZ | 1 | 20050628 | 1 | ZGZ, BCN | 1 |
| 20040717 | 1 | ZGZ | 1 | 20050725 | 1 | ZGZ, BCN | 1 |
| 20040719 | 1 | ZGZ | 1 | 20050727 | 1 | ZGZ | 1 |
| 20040721 | + | ∅ | + | 20050728 | 1 | ZGZ | 1 |
| 20040728 | 1 | ZGZ | 1 | <u>20050731</u> | <u>1</u> | <u>ZGZ</u> | <u>1</u> |
| 20040729 | 1 | ZGZ, BCN | 1 | 20050801 | 1 | ZGZ, BCN | 1 |
| 20040801 | 1 | ZGZ | 1 | 20050802 | 1 | BCN | 1 |
| 20040802 | 1 | ZGZ | 1 | 20050808 | 1 | BCN | 1 |
| 20040804 | 1 | ZGZ | 1 | 20050809 | + | ∅ | ∅ |
| 20040807 | 1 | ZGZ | 1 | 20050810 | + | ∅ | ∅ |
| 20040809 | 1 | ZGZ | 1 | 20050811 | + | ∅ | ∅ |
| 20040810 | + | ∅ | + | <u>20050816</u> | <u>1</u> | <u>ZGZ</u> | <u>1</u> |
| 20040816 | + | ∅ | + | 20050817 | 1 | ZGZ, BCN | 1 |
| 20040817 | 1 | ZGZ | 1 | 20050818 | 1 | ZGZ, BCN | 1 |
| 20040823 | 1 | ZGZ, BCN | 1 | 20050831 | 1 | ZGZ, BCN | 1 |
| 20040828 | + | ∅ | + | 20050901 | 1 | ZGZ | 1 |
| 20040829 | 1 | ZGZ, BCN | 1 | 20050902 | + | ∅ | + |
| 20040902 | 1 | ZGZ, BCN | 1 | <u>20050905</u> | <u>1</u> | <u>ZGZ, BCN</u> | <u>1</u> |
| 20040903 | 1 | ZGZ | 1 | 20050925 | 1 | ZGZ | 1 |

Tabla 6.3 Información disponible para los episodios de granizo seleccionados de las campañas de 2004 y 2005: Granizómetros, radar y MM5. Subrayados se encuentran los episodios seleccionados para la validación y tachados los episodios que no pueden ser estudiados.

Una vez se han detectado los eventos con granizo, el siguiente paso consiste en recopilar la información procedente del radar meteorológico con el objetivo de obtener unas buenas observaciones del episodio. Se han buscado aquellos funcionamientos anómalos del radar con el objetivo de no tenerlos en cuenta; este es el caso de episodios con propagación anómala (Bech et al, 2003), de aquellos con mala exploración en diferentes niveles o los que tuvieron algún problema de mantenimiento que llevó a su mal funcionamiento. Por otro lado, también es necesario disponer de las integraciones del modelo MM5, ya que así se obtienen las condiciones medioambientales del episodio, pudiendo realizar el seguimiento y la caracterización de las células convectivas, tal y como se ha visto en anteriores capítulos. Con todo ello, de un total de 70 eventos de granizo, se han seleccionado 46 para ser analizados, 5 eventos para la evaluación de los resultados obtenidos de los análisis previos y 19 episodios que no pueden ser estudiados por falta de información. El listado completo con los episodios seleccionados para el estudio, los seleccionados para la evaluación y los no seleccionados, con sus principales características, puede encontrarse en la Tabla 6.3.

Una vez seleccionados los episodios ya es posible analizar la evolución de las células convectivas. Para ello se usará el programa RHAP, a partir del cual se obtendrán unos ficheros con información de la evolución temporal de los parámetros radar de cada célula y de cada evento. De esta forma, en los ficheros finales se obtendrá la localización de la célula 3D. Un ejemplo de ello se muestra en la Tabla 6.4 donde se puede ver el caso de la evolución temporal de dos células 3D para el episodio del 28 de julio de 2007. En estos ficheros es posible identificar la hora de inicio, la hora de desaparición, el identificador de la célula 3D en el último instante (el cual permitirá localizarla en cualquier momento), la duración de la célula en pasos de datos radar (para el caso de los radares de la AEMET corresponde a 10 minutos) y la evolución temporal del parámetro en cuestión.

| Hora inicio | Hora final | Intervalos | Identificador final | VILZ t=10 | VILZ t=20 | VILZ t=30 | VILZ t=40 | VILZ t=50 | VILZ t=60 |
|--------------|--------------|------------|---------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| 200507281330 | 200507281400 | 4 | 1 | 5.90 | 24.30 | 42.00 | 7.60 | - | - |
| 200507281450 | 200507281540 | 6 | 24 | 2.60 | 5.30 | 36.20 | 2.40 | 0.00 | 0.30 |

Tabla 6.4 Características de los ficheros que contienen información de la evolución temporal de los parámetros radar (caso del VILZ).

7 Diferencias entre situaciones con y sin granizo y detección de granizo y estima de su tamaño en superficie mediante el uso del radar meteorológico

Con la generación de la base de datos con información de la evolución temporal de los parámetros radar es posible obtener las características de la convección en el valle del Ebro. De esta forma se han obtenido resultados con información de zonas de formación de tormentas, zonas de disipación, zonas con mayor probabilidad de verse afectadas, trayectorias predominantes, duración, etc. Los resultados mostrados en este apartado se presentarán para tres zonas: la zona del valle medio del Ebro, los granizómetros del área de Lleida y los granizómetros de la provincia de Zaragoza. La justificación reside en considerar que las zonas donde se pueden distinguir las situaciones de piedra y de no piedra son las áreas cubiertas por granizómetros, no obstante, en cuanto a valores generales de convección, se obtienen resultados en toda la zona de estudio.

Antes de empezar con el análisis espacial, temporal y de evaluación de criterios se ha creído oportuno presentar un gráfico y una tabla en la que quede resumido el número de células que han registrado granizo y las que no, y de que tamaño han sido (Figura 7.1 y Tabla 7.1). En total se han detectado una cantidad de 9.537 células convectivas 3D en todo el alcance radar. No obstante sólo pueden ser estudiadas aquellas que se encuentran dentro de los rangos de observación radar, válidos para las estructuras en 3D, los cuales han sido mostrados en el apartado 4.7 (Figura 4.6). Así pues, se han seleccionado un total de 4.863 células 3D las cuales corresponden a un 51% del total detectado. En cuanto a las áreas de granizómetros, estas han sido afectadas por un total de 476 (~5%) y 230 (~2,5%) células convectivas en las zonas de

Zaragoza y Lleida respectivamente. Si ahora se presta atención a las células con y sin granizo en estas áreas, se observa que aproximadamente un 25% de las células producen granizo en las respectivas áreas. Es decir, una de cada cuatro de las células que ha afectado estas zonas, en un episodio de granizo, ha dado lugar a pedrisco. Estos resultados muestran la gran actividad convectiva de la zona, corroborada también por otros autores (Font, 1983; Pascual, 2002; López, 2003).

Porcentajes de localización de las células detectadas en 46 episodios

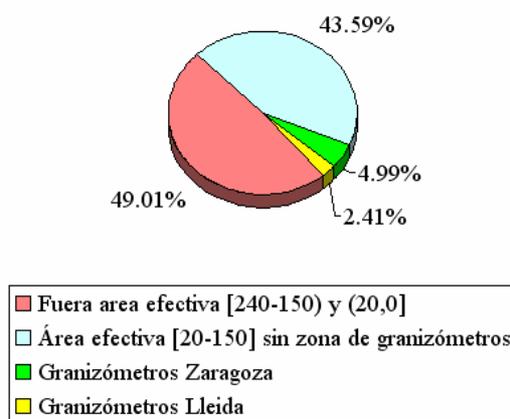


Figura 7.1 Zonas de localización de las células detectadas

| Células | Todas | Sin granizo | >5 mm | >10 mm | >20 mm | >30 mm |
|------------------------|------------------|------------------|-----------------|-----------------|----------------|---------------|
| Área radar | 100% (9537) | 96.29% (9183) | 3.71% (354) | 3.18% (303) | 1.11% (106) | 0.20% (21) |
| Área efectiva | 50.99% (4863) | 93.58% (4551) | 6.42% (312) | 5.55% (270) | 1.85% (90) | 0.39% (19) |
| Zona de granizómetros | 7.40% (706) | 75.07% (530) | 24.92% (176) | 21.25% (150) | 7.37% (52) | 1.84% (13) |
| Granizómetros Zaragoza | 4.99% (476) | 75.00% (357) | 25.00% (119) | 22.69% (108) | 7.98% (38) | 2.10% (10) |
| Granizómetros Lleida | 2.41% (230) | 75.21% (173) | 24.78% (57) | 18.26% (42) | 6.09% (14) | 1.30% (3) |

Tabla 7.1 Porcentaje de células detectadas y el número entre paréntesis. El porcentaje de la columna “Todas” corresponde al valor respecto el número total de células identificadas en el área radar. En cuanto al resto de columnas, el porcentaje esta calculado respecto el total de número de células del área seleccionada.

7.1 Distribución espacial y temporal de las tormentas en el valle medio del Ebro

Los trabajos realizados en el área del valle del Ebro señalan la zona de la provincia de Teruel como un nido de tormentas. Esto ha sido verificado con este primer análisis, el cual ha consistido en buscar o detectar todas las células convectivas de los 46 episodios seleccionados para el periodo de imágenes radar disponible. Para ello se han seleccionado aquellas células situadas entre un rango de 20 km a 150 km de la localización del radar de Zaragoza, de esta forma se llega a cubrir bien toda el área de estudio y se puede observar de forma óptima todo el volumen de la tormenta.

Antes de proceder con el análisis espacial de las tormentas del noreste peninsular es necesario conocer la distribución temporal de las tormentas, es decir, saber cuándo estas se producen. Por consiguiente, analizando la época del año, en la que los episodios de 2004 y 2005 se produjeron, se detecta que el mes de máxima actividad convectiva corresponde al mes de agosto con una diferencia significativa de eventos respecto a los demás meses, los cuales tienen valores parecidos (Figura 7.2). En cuanto a la hora de formación de las tormentas con y sin granizo en la zona del valle del Ebro (Figura 6.5), tal y como se ha visto en el capítulo anterior, coincide con la obtenida por otros autores, mostrando la hora entre las 15 UTC y las 16 UTC como la hora de mayor formación de tormentas. Para el caso de las zonas cubiertas por granizómetros la hora de formación de las tormentas se retrasa 120 minutos, es decir, su máximo ocurre de 17 UTC a 18 UTC. A pesar de que en el área de estudio la hora de máxima actividad coincide con el máximo de irradiancia solar, las zonas de granizómetros tienen el máximo, en el momento de formación de tormentas, dos horas después del máximo calentamiento solar. Este efecto está vinculado a los procesos descritos en los capítulos introductorios de inicio y organización de la convección, así pues, las primeras tormentas, formadas en las zonas de máxima actividad convectiva y con entornos favorables a la organización de la convección, provocan el desarrollo posterior de nuevas células convectivas en las áreas cubiertas por granizómetros. Un ejemplo de ello es el episodio de granizo del 11 de septiembre de 2004, en el que las tormentas formadas en Teruel provocaron el desarrollo posterior de células convectivas que afectaron el área de Lleida (Ceperuelo et al, 2006b).

En cuanto a la distribución espacial de las tormentas, las zonas con mayor actividad convectiva se encuentran en la provincia de Teruel y en el norte de la provincia de Huesca (Figura 7.3). Este hecho puede relacionarse directamente con la perturbación del campo de vientos por el Sistema Ibérico, creando zonas de convergencia en la provincia de Teruel, e incidencia perpendicular de los vientos y zonas de convergencia en el Pirineo aragonés, tal y

como se ha visto anteriormente en la Figura 6.4. Para el caso de las tormentas con granizo en las zonas de granizómetros (Figura 7.4), se observa un máximo principal localizado en la zona de Zaragoza. En este último resultado hay que tener en cuenta, que no se han podido considerar todas las tormentas de granizo de la zona del valle del Ebro por falta de información en superficie en determinadas zonas, no obstante si que es muy indicativo de las tormentas con granizo que han afectado la zona de granizómetros de Zaragoza y de Lleida.

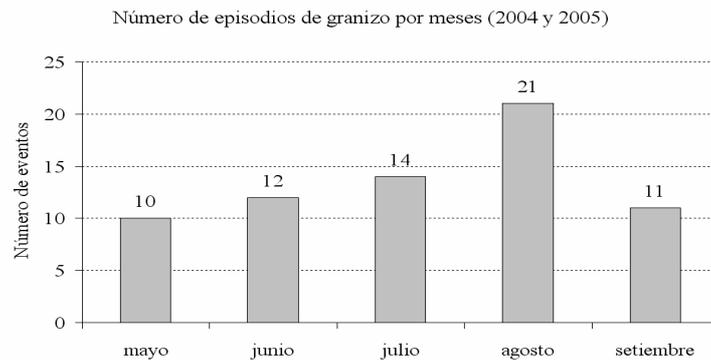


Figura 7.2 Distribución mensual de episodios de granizo para las campañas 2004 y 2005.

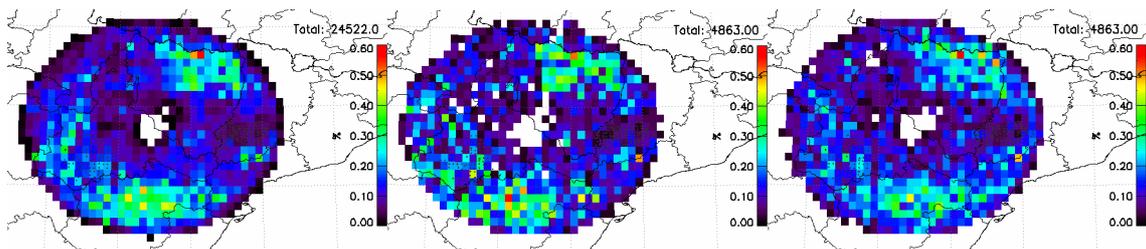


Figura 7.3 Frecuencia de centroides (izquierda), zonas de formación (centro) y disipación de tormentas por área (derecha). Cada píxel corresponde a un valor de densidad de centroides por $0,1^{\circ} \times 0,1^{\circ}$.

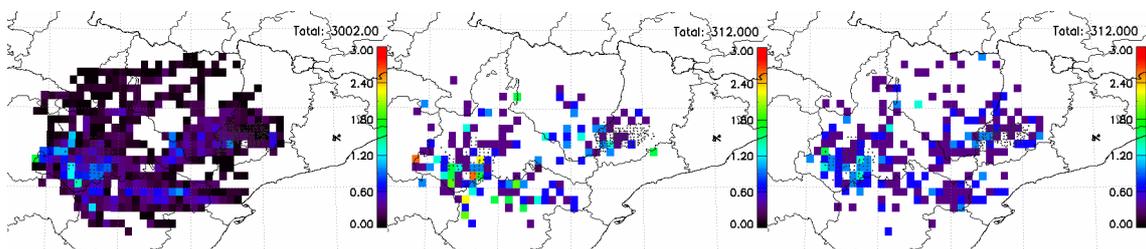


Figura 7.4 Frecuencia de centroides (izquierda), zonas de formación (centro) y disipación de tormentas (derecha) por área y por evento. Cada píxel corresponde a un valor de densidad de centroides por $0,1^{\circ} \times 0,1^{\circ}$ por evento.

Si ahora se realiza un análisis sobre las tormentas con y sin granizo que afectan exclusivamente las zonas con granizómetros (Figura 7.5 y Figura 7.6), se detecta que las células

con y sin granizo no presentan muchas diferencias. No obstante, para el caso de ausencia de granizo se observa que estas tienen un máximo al sur del área de Lleida, en la frontera con Tarragona; mientras que para el granizo el máximo se presenta ligeramente al oeste del área. Esta última conclusión se puede explicar en términos de la inestabilidad ambiental existente y de la energía necesaria para el desarrollo de la convección, es decir, un ambiente inestable con la formación de tormentas en las áreas con mayor aporte de energía en niveles bajos para el desarrollo de la actividad convectiva (norte de la provincia de Teruel) implicando la formación posterior de tormentas que afectan el área de Lleida. Por otro lado, en el caso de Zaragoza, no se detectan unos patrones de comportamiento, ello implica un grado de afectación equitativo para toda la zona.

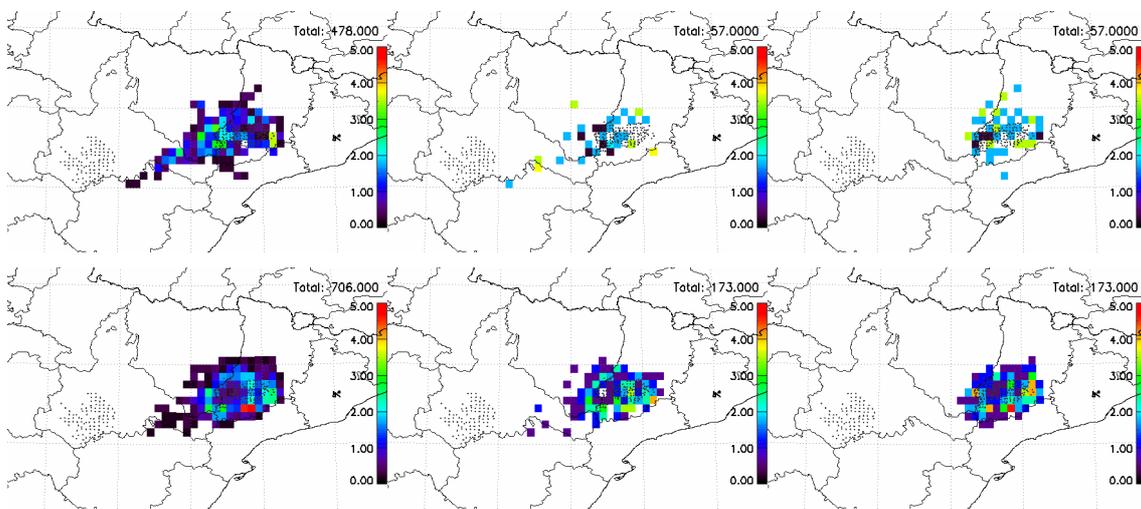


Figura 7.5 Porcentaje de centroides de tormentas con (superior) y sin granizo (inferior) detectados en Lleida: total (izquierda), formación (centro) y disipación (derecha).

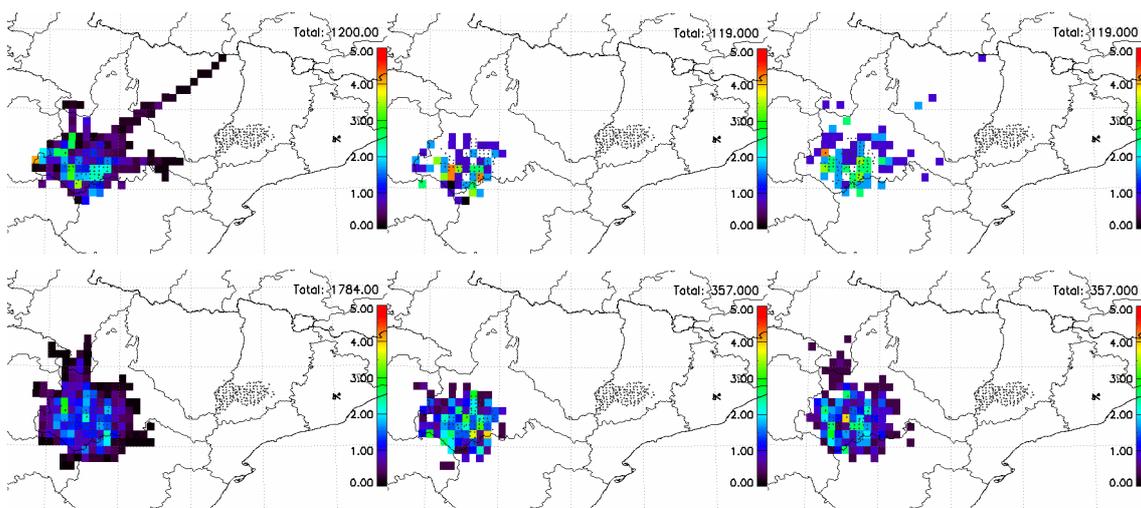


Figura 7.6 Porcentaje de centroides de tormentas con (superior) y sin granizo (inferior) detectados en Zaragoza: total (izquierda), formación (centro) y disipación (derecha).

En cuanto al desplazamiento o distancia recorrida por las células convectivas, se observan valores diferentes si se considera todo el espectro de tormentas o sólo aquellas productoras de granizo. Considerando todo el conjunto, el desplazamiento registrado en el valle medio del Ebro se ajusta a una función de distribución Gamma (Figura 7.7 izquierda) con un desplazamiento medio de aproximadamente 22 km y una desviación estándar de 22,6 km. Por otro lado, para el caso de tormentas con granizo se obtiene un comportamiento ajustado por una distribución Gamma mucho más plana (Figura 7.7 derecha), con un valor medio de 50,4 km y una desviación estándar de 37,4 km. Si ahora se buscan diferencias entre los casos con y sin granizo para la zona de granizómetros, se observan distribuciones parecidas a las anteriores, con la ventaja que es posible distinguir diferencias entre ambos casos (Figura 7.8). Así pues para las células sin granizo se obtiene un valor medio de 21.4 km y un máximo muy marcado en el rango (4, 8] km y un valor medio de 46.8 km y dos máximos marcados en el intervalo (15,20] km y en (30,35] km de recorrido para la situación de casos de piedra.

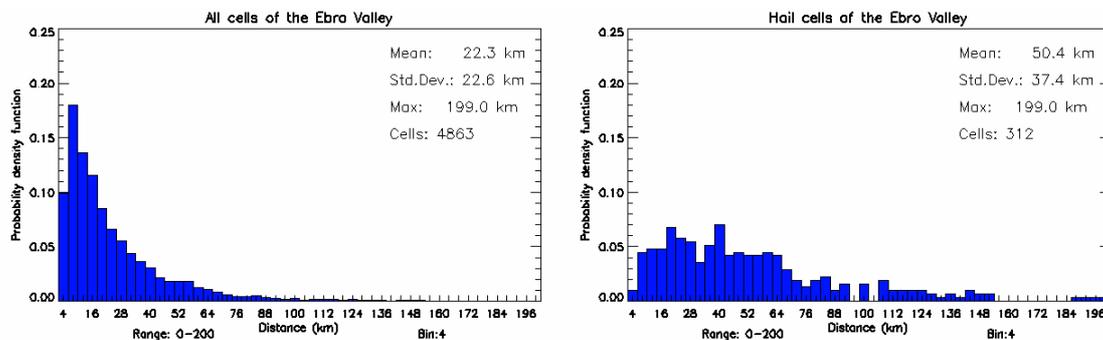


Figura 7.7 Función de distribución de probabilidad del desplazamiento de las células 3D en el valle medio del Ebro: todas las células (izquierda) y células con granizo (derecha). Los valores del eje X determinan el extremo superior del intervalo considerado (intervalos de 4 km en 4 km).

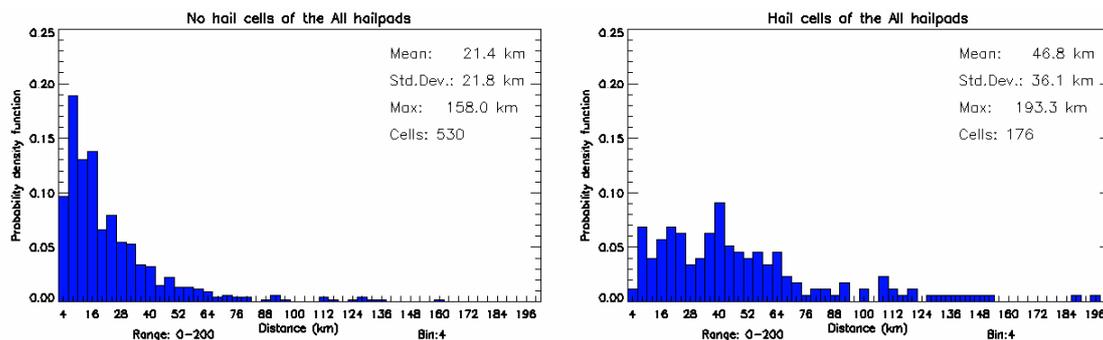


Figura 7.8 Función de distribución de probabilidad del desplazamiento de las células 3D en las zonas de granizómetros: células sin granizo (izquierda) y células con granizo (derecha).

Si ahora se analizan las posiciones iniciales y finales detectadas de los centroides, y se usan los histogramas polares, se obtiene información sobre la densidad de probabilidad y la

varianza de las direcciones predominantes de las estructuras 3D. Por consiguiente, observando en un primer lugar todas las células que afectaron el área de estudio y aquellas células productoras de granizo, no se detectan diferencias en el ángulo predominante, el cual se sitúa alrededor de los 267° (Figura 7.9). En cambio, si se estudian solo las células de las áreas de granizómetros con y sin granizo (Figura 7.10), se detecta una diferencia de 8° en la dirección predominante, siendo esta de 249° en el caso sin granizo y de 237° para las tormentas con granizo. En general, todas las tormentas siguen la dirección del viento medio de las capas medias y bajas el cual suele ser de oeste-suroeste a este-nordeste.

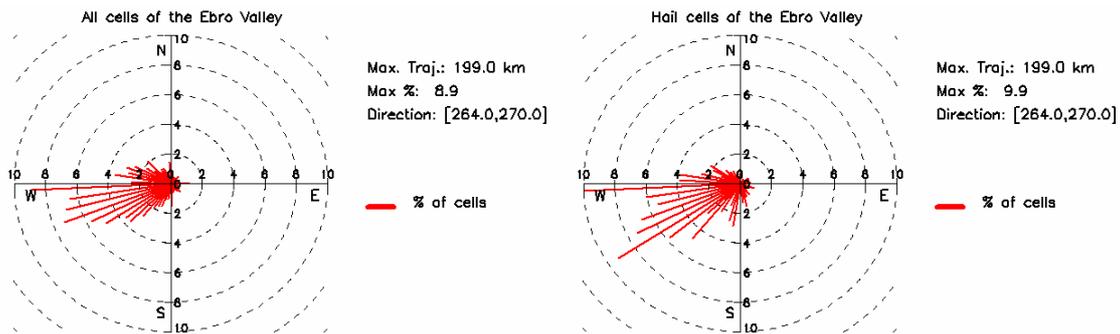


Figura 7.9 Histograma de direcciones de las células 3D teniendo en cuenta la posición inicial y final del centroide para toda el área de estudio: todas (izquierda) y con granizo (derecha). El ángulo obtenido indica de donde vienen las estructuras convectivas.

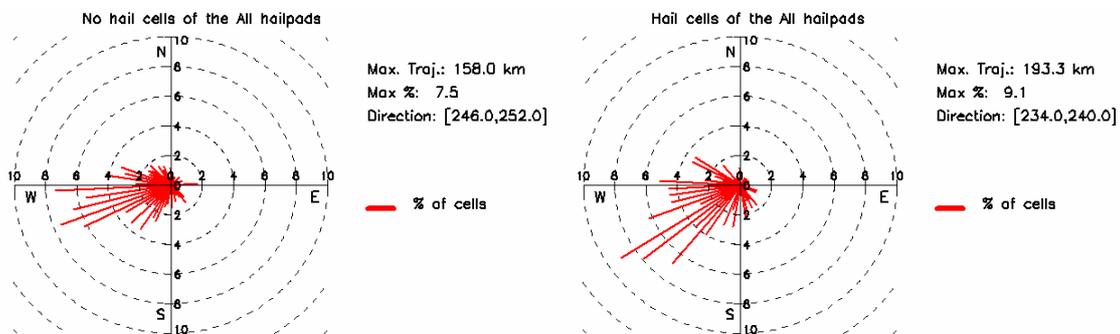


Figura 7.10 Histograma de direcciones de las células 3D teniendo en cuenta la posición inicial y final del centroide para el área de granizómetros: sin granizo (izquierda) y con granizo (derecha). El ángulo obtenido indica de donde vienen las estructuras convectivas.

En cuanto a la velocidad de desplazamiento de las células encontradas en toda el área de estudio, se puede extraer que en cuanto a las células convectivas sin granizo existen casos con comportamientos estáticos. No obstante, en el caso de las células con granizo, estas no presentan este tipo de comportamiento, es decir, no se detectan células con granizo con velocidades comprendidas entre los 0 y 5 km/h (Figura 7.11). Este hecho se confirma con la identificación de velocidades para los casos con y sin granizo en el área de granizómetros

(Figura 7.12). Las estructuras con granizo en superficie presentan unos valores de velocidades ligeramente más elevados que las de no granizo, este hecho puede explicarse con la organización de la convección, ya que las células estáticas identificadas se corresponden con estructuras con convección aislada. Estas dan lugar a la interferencia entre las corrientes ascendentes y descendentes de la tormenta, sin poder mantener cantidades de agua subfundida en la vertical, vientos fuertes ascendentes y por lo tanto la observación de granizo en superficie.

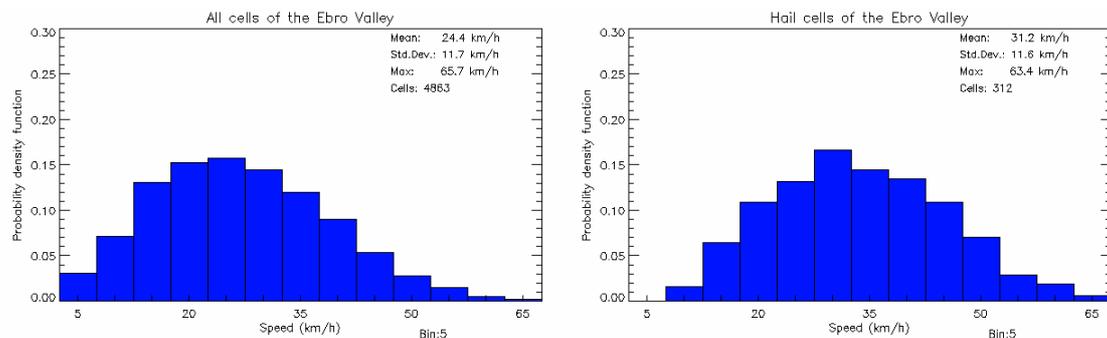


Figura 7.11 Velocidad de las células convectivas en el valle del Ebro: todas (izquierda) y con granizo (derecha).

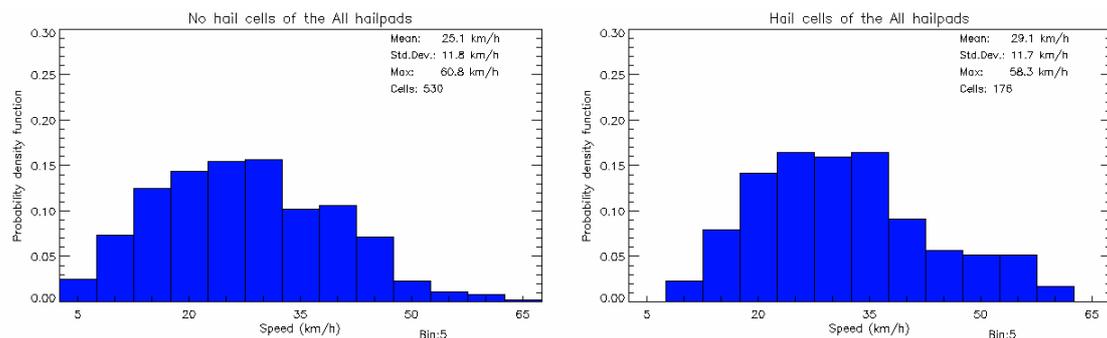


Figura 7.12 Velocidad de las células convectivas en el área cubierta por granizómetros: sin granizo (izquierda) y con granizo (derecha).

En resumen, las tormentas con granizo tienen un desplazamiento más largo que las células sin granizo, las cuales presentan un elevada frecuencia entre valores de 0 a 15 km. Por otro lado, en cuanto a las direcciones de desplazamiento, se observan unas direcciones predominantes para las tormentas con y sin granizo, [234°-240°] y [246°-252°] respectivamente, siendo la dirección predominante de las tormentas en el valle del Ebro aquellas comprendidas entre los 264° y los 270°, es decir, de oeste a este (Tabla 7.2).

| Área y células consideradas | Distancia máxima | Porcentaje | Dirección (°) |
|--------------------------------------|------------------|------------|---------------|
| Todo el valle medio del Ebro (Todas) | 199.0 km | 8.9% | [264,270] |
| Granizómetros (Sin granizo) | 158.0 km | 7.5% | [246,252] |
| Granizómetros (Con granizo) | 193.3 km | 9.1% | [234,240] |

Tabla 7.2 Principales características de dirección y desplazamiento de las células en diferentes áreas y condiciones.

Para concluir este apartado, se presentan a continuación las características de todos los parámetros radar empleados para caracterizar las tormentas en el valle del Ebro. Las distribuciones medias se pueden ver en la Figura 7.13, donde se pueden observar gráficamente los valores medios y las desviaciones estándar con respecto al máximo de cada parámetro radar.

Análisis descriptivo de los parámetros radar en el valle del Ebro

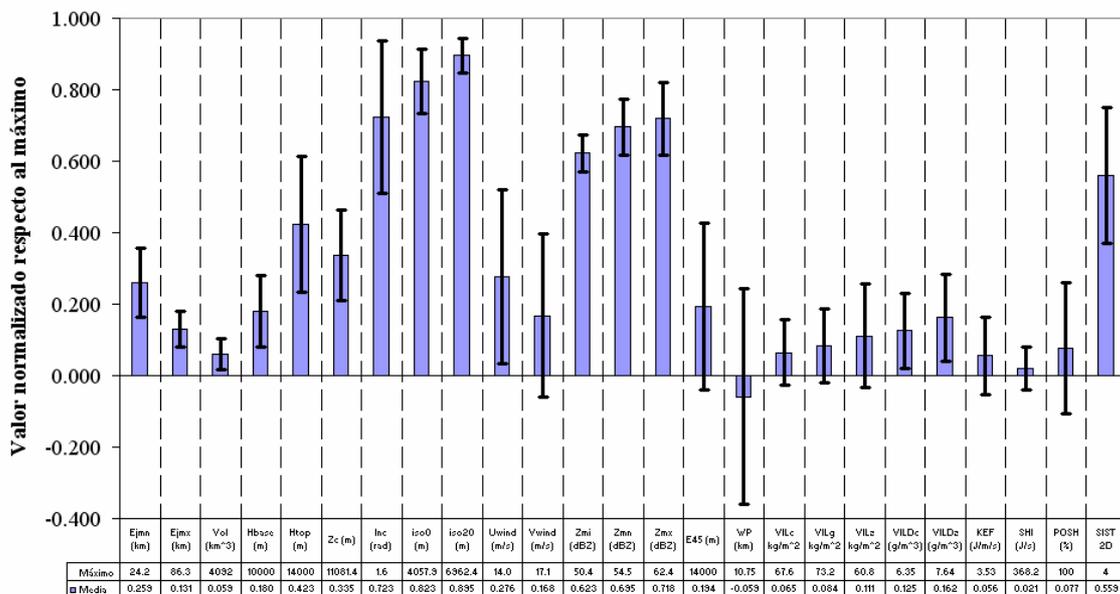


Figura 7.13 Valores descriptivos de los parámetros radar en el valle del Ebro.

7.2 Criterios de detección de granizo a partir de los parámetros radar

En gran cantidad de centros operativos, como técnica identificadora de granizo a partir del radar meteorológico se utilizan criterios dicotómicos, es decir, se usan umbrales radar de detección a partir de los cuales se identifica o no granizo en superficie. Un ejemplo es el uso de

la máxima reflectividad de la estructura convectiva para determinar la presencia de pedrisco (Geotis, 1963; Mason, 1972; Knight et al, 1982; Waldvogel et al, 1987). Por otro lado, también en muchos centros meteorológicos se emplea el uso de ecuaciones de probabilidad de granizo, las cuales dan otro tipo de información.

A continuación se presentarán aquellos parámetros que se han obtenido como los mejor capacitados para discriminar entre granizo y no granizo. Asimismo, también se mostrarán unas ecuaciones de probabilidad de granizo para aquellos parámetros radar que presentan una cierta dependencia. El objetivo final de este apartado será el uso de ambas técnicas para la mejora de la toma de decisiones de predictores meteorológicos. La obtención y validación de estas técnicas se realiza mediante el uso de métodos estadísticos. Actualmente, existen gran cantidad de parámetros para realizar este tipo de identificación de granizo (Z_{max} , WP, VIL, VIL grid, VILD, VOD, SHI, POSH, combinación de parámetros,...), todos ellos descritos en el apartado 4.7.2. No obstante, no todos ellos tienen el mismo comportamiento y no funcionan igual en todas las regiones geográficas del planeta. Es por ello que las características del radar meteorológico y las condiciones medioambientales de la zona influirán en la identificación de granizo en superficie en células convectivas.

A continuación, se establecerán los umbrales para los criterios más simples de detección del granizo para el valle medio del Ebro, concretamente, para las zonas cubiertas por granizómetros. Para ello se usarán las tablas de contingencia (Pearson, 1904), las cuales permiten evaluar el comportamiento del modelo obtenido o llegar a desarrollar nuevos modelos, los cuales son optimizados mediante esta técnica. Las tablas de contingencia se basan en la obtención de cuatro valores básicos a partir de los cuales se pueden llegar a obtener gran multitud de parámetros. De esta forma en la Tabla 7.3 se pueden observar los valores a calcular: A, B, C y D.

- A: número de predicciones realizadas y que han sido observadas.
- B: número de veces en el que la predicción no ha sido observada.
- C: equivale al número de veces que no se realiza una predicción del fenómeno pero en cambio si que se observa.
- D: veces que no ha sido predicho un fenómeno y no ha sido observado.

Resumiendo, la identificación de granizo será óptima siempre y cuando esté correspondido con las observaciones. Así pues, en Donaldson et al (1975) se sugirieron una serie de ecuaciones que podrían evaluar la predicción de episodios meteorológicos. Las

ecuaciones se derivan de las tablas de contingencia y algunas de ellas son: la probabilidad de detección (POD), el índice de falsas alarmas (FAR) y el índice de suceso crítico o *Critical Success Index* (CSI), entre otros (ver Ec. 7.1, Ec. 7.2, Ec. 7.3, Ec. 7.4, Ec. 7.5 y Ec. 7.6).

| | Observado | No observado |
|-------------|-----------|--------------|
| Predicho | A | B |
| No predicho | C | D |

Tabla 7.3 Tabla de contingencia.

| | | |
|-----------|----------------------------------|-----------------------------|
| ➔ Ec. 7.1 | Aciertos (HIT) | $HIT = \frac{A+D}{A+B+C+D}$ |
| ➔ Ec. 7.2 | Índice crítico (CSI) | $CSI = \frac{A}{A+B+C}$ |
| ➔ Ec. 7.3 | Probabilidad de detección (POD) | $POD = \frac{A}{A+C}$ |
| ➔ Ec. 7.4 | Probabilidad de detección (PODB) | $PODB = \frac{B}{B+D}$ |
| ➔ Ec. 7.5 | Índice de falsas alarmas (FAR) | $FAR = \frac{B}{A+B}$ |
| ➔ Ec. 7.6 | Sesgo (BIAS) | $BIAS = \frac{A+B}{A+C}$ |

Esta metodología puede ser aplicada en los estudios de granizo siempre y cuando existan redes de granizómetros instaladas o una buena certeza de la observación o no de granizo en superficie, es decir, es necesario saber si el fenómeno se ha producido o no.

Teniendo en cuenta esta última condición, resulta obvio decir que en este apartado se utilizarán solo aquellas células 3D que hayan afectado las zonas de granizómetros. Concretamente, para la generación de las tablas de contingencia se utilizarán sólo aquellos momentos en los que la célula convectiva haya tenido un granizómetro cercano (a una distancia como máximo de 8 km de su centroide, Figura 7.14). Este valor umbral de distancia ha sido obtenido gracias al cálculo de la función de densidad de probabilidad del tamaño máximo del elipsoide ajustado a la célula convectiva (Figura 7.15). A continuación se comentan los parámetros radar que muestran algún tipo de dependencia con el granizo y utilizando esta metodología, algunos de los parámetros son: el WP, el VIL, la densidad de VIL, el SHI o un nuevo parámetro de estima del tamaño del granizo basado en el HDA (Smart y Alberty, 1985; Witt et al, 1998; Wilson et al, 2004).

Por otro lado, también se obtendrá para cada uno de los parámetros radar su relación con la probabilidad de granizo. De esta forma el predictor podrá tomar la decisión sobre la observación de granizo en el suelo. En el siguiente apartado del presente capítulo se describirán las relaciones encontradas entre la probabilidad de granizo y el parámetro radar seleccionado. Cabe mencionar que no para todos los parámetros se ha encontrado una relación con la observación de granizo en superficie y que, además, existe algún parámetro que está relacionado directamente con otro, como el caso del VILZmax con el WP. Así pues, el listado de los parámetros para los cuales no se obtienen los umbrales ni las ecuaciones de granizo son: el *echotop* de 45 dBZ, el eje mínimo y máximo de la estructura 3D, la altura de la base y de la cima, la inclinación del eje vertical, la isocero y la altura de la isoterma de -20 °C, el SHI, el viento medio de las capas medias y bajas, la altura del centroide y la reflectividad mínima. En cambio, para los que si se ha encontrado algún tipo de relación son: Zmax, el volumen de la célula, el WP, VIL celular, grid y Zmax, VILD celular y Zmax y el flujo de energía cinética.

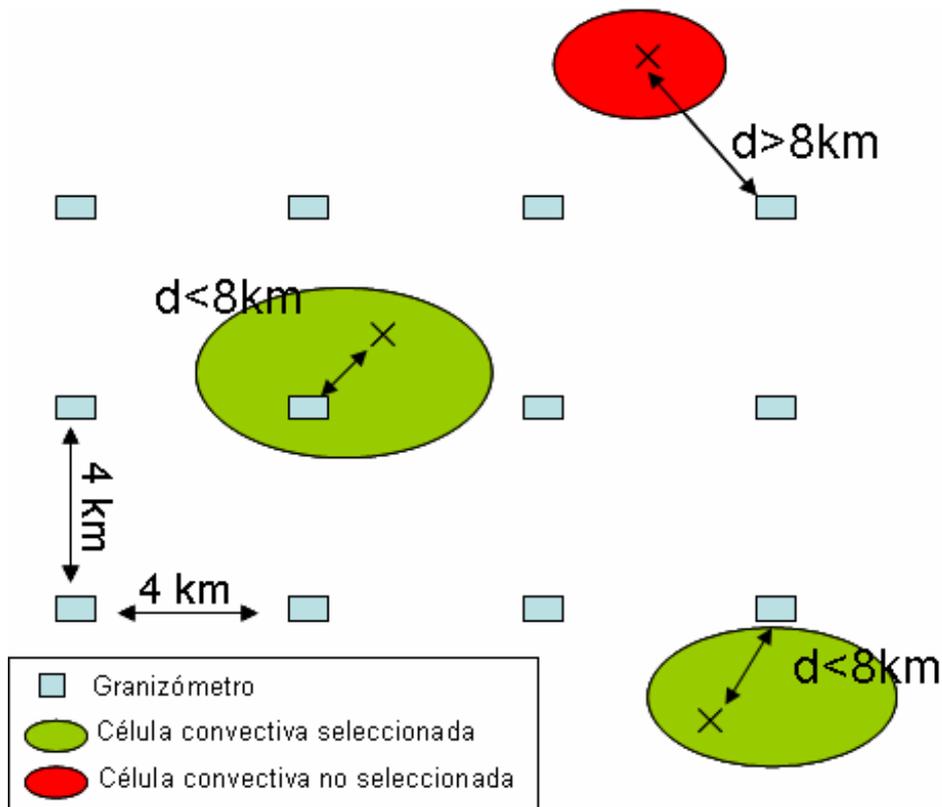


Figura 7.14 Esquema de selección de células cercanas a un granizómetro.

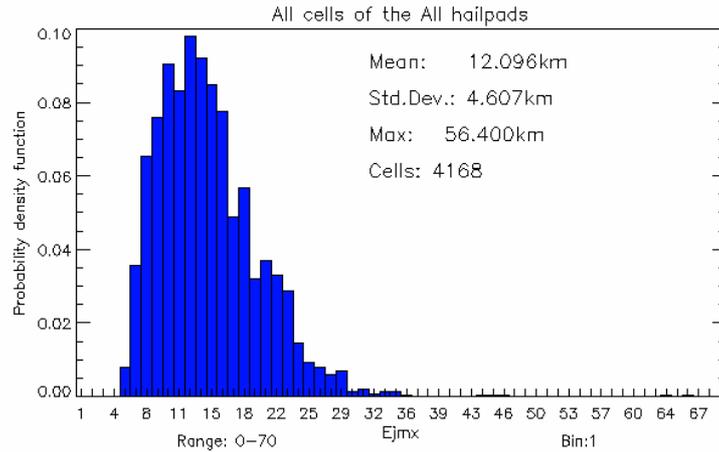


Figura 7.15 Función de densidad de probabilidad del eje máximo del elipsoide ajustado para las células convectivas.

7.2.1 Probabilidad de granizo

Con la metodología descrita en el anterior apartado, será posible encontrar las funciones que determinen el valor de la probabilidad de granizo asociado a cada parámetro. De esta forma, a continuación sólo se comentan los resultados obtenidos para los parámetros para los cuales es posible llegar a determinar alguna relación con la probabilidad de granizo.

Por lo que se refiere a las ecuaciones de probabilidades de granizo (POH), los resultados obtenidos muestran dos comportamientos básicos, aquellos parámetros que presentan una POH de tipo exponencial (reflectividad máxima y parámetro de Waldvogel) y, por otra parte, aquellos parámetros que presentan una POH de tipo lineal (volumen, todos los VIL y todas las VILD, y el flujo de energía cinética). A continuación se muestran detalladamente todos los casos para diferentes áreas consideradas: todas las áreas de granizómetros, área de Lleida y área de Zaragoza.

Máxima reflectividad: El primer parámetro a evaluar y que presenta una dependencia con la ocurrencia de granizo es la reflectividad máxima de la célula convectiva. Esta presenta una dependencia exponencial en todas las áreas consideradas. En concreto, se detecta un fuerte crecimiento con la reflectividad para la probabilidad de granizo en superficie. No obstante, es importante destacar la diferencia entre las zonas de Zaragoza y de Lleida, obteniendo en esta última un valor no nulo de probabilidad para cualquier observación de la Z_{max} . Esto puede ser debido a que las células convectivas se encuentran en su estado de disipación cuando penetran en el área de Lleida dando lugar aún a precipitaciones en forma de granizo e implicando valores bajos de reflectividad (Figura 7.16).

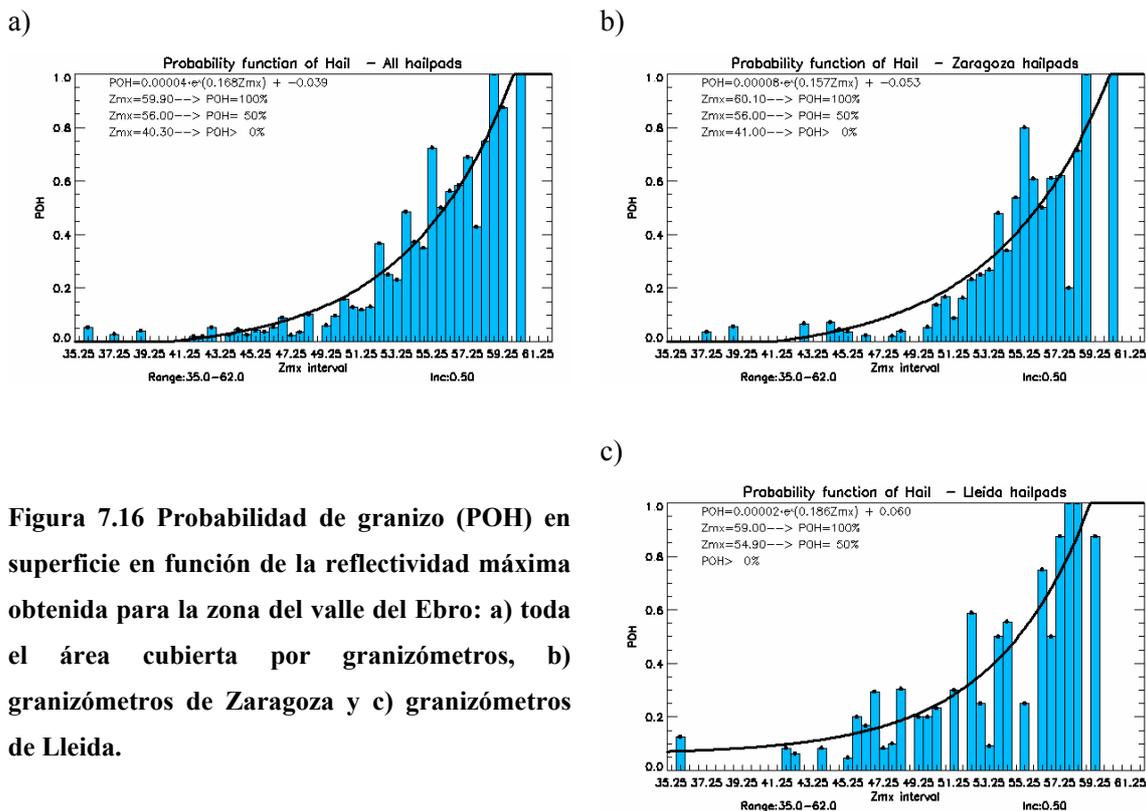


Figura 7.16 Probabilidad de granizo (POH) en superficie en función de la reflectividad máxima obtenida para la zona del valle del Ebro: a) toda el área cubierta por granizómetros, b) granizómetros de Zaragoza y c) granizómetros de Lleida.

Parámetro de Waldvogel: observando la Figura 7.17, se deduce fácilmente que en las tormentas con granizo en el área de Zaragoza se requiere un desarrollo vertical más fuerte que en el caso de las tormentas del área de Lleida, es decir, alturas más elevadas de las células convectivas y diferencias mayores entre la isocero y el echotop de 45 dBZ en la zona de Zaragoza. Esto se observa en los valores bajos de probabilidad de granizo, para valores bajos del WP, con diferencias de porcentaje entre ambas áreas de hasta el 10%. Este fenómeno puede explicarse por la masa de aire presente en las capas bajas de la atmósfera, siendo esta más cálida y seca en el área de Zaragoza que en el área de Lleida, implicando un proceso de fusión más marcado en los casos de granizo de Zaragoza. En cuanto a las funciones o distribuciones exponenciales obtenidas, estas son diferentes respecto a las relaciones lineales obtenidas por otros autores como la de Holleman (2001) en Holanda y la de Aran et al (2007) en la zona de Lleida mediante el uso del radar del *Servei Meteorològic de Catalunya*. Una evidencia directa del diferente comportamiento de estas ecuaciones en términos de probabilidad es que se alcanza el 100% de probabilidad de granizo en toda el área, en Zaragoza y en Lleida para valores de 9,3 km, 9,0 km y 8,1 km (Figura 7.17) respectivamente (Tabla. 7.4). En cambio, estas cantidades de POH son alcanzadas en las ecuaciones de Holleman (2001) y Aran et al (2007) con valores del WP de 5,12 km y 4,8 km, respectivamente, y para el caso de Lleida (Tabla. 7.4).

| | Ajuste | POH=0% | POH =50% | POH =100% |
|--------------------------|-------------|-------------|-------------|------------|
| Holanda (Holleman, 2001) | Lineal | WP=-2.39 km | WP=1.36 km | WP=5.12 km |
| Lleida (Arán, 2004) | Lineal | WP=-5.73 km | WP=-0.46 km | WP=4.80 km |
| Valle del Ebro | Exponencial | WP=-3.21 km | WP=6.05 km | WP=9.29 km |
| Zaragoza | Exponencial | WP=-2.25 km | WP=6.05 km | WP=9.02 km |
| Lleida | Exponencial | WP=-2.55 km | WP=4.37 km | WP=8.14 km |

Tabla. 7.4 Diferentes ajustes de probabilidad de granizo en función del parámetro de Waldvogel. Valores del WP para probabilidad de granizo del 0, 50 y 100%.

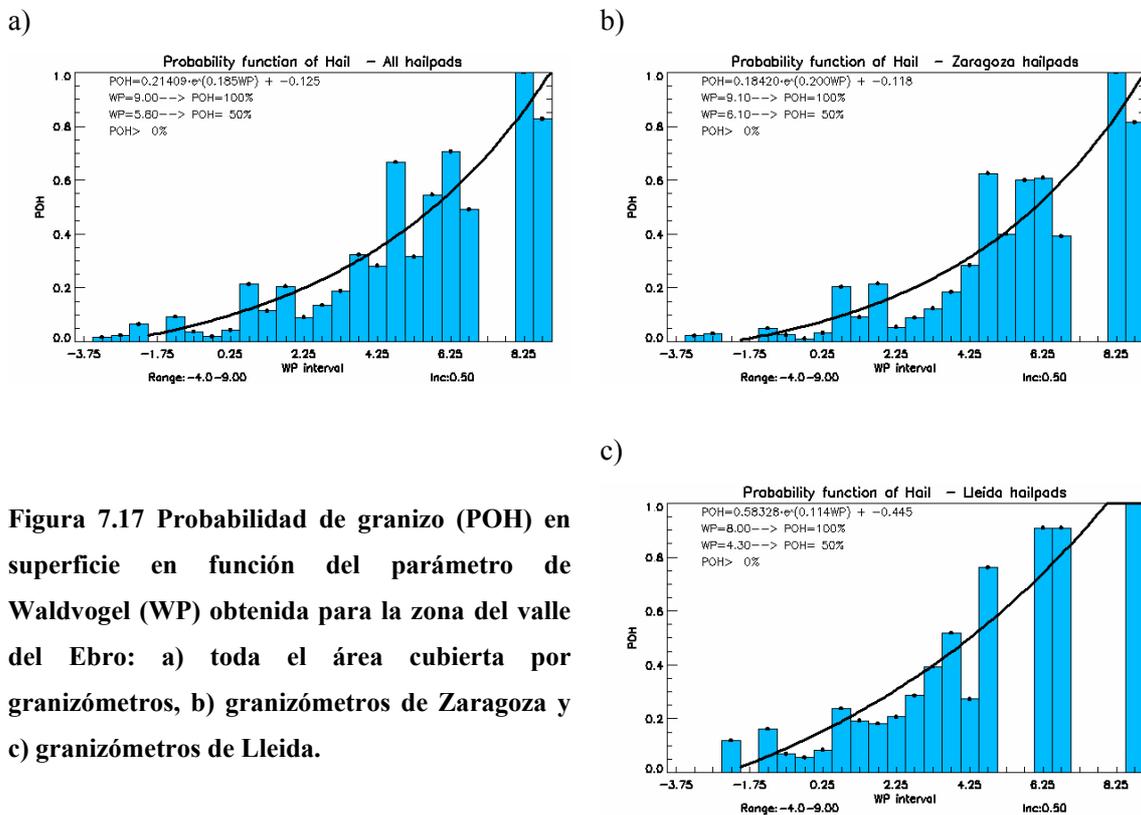


Figura 7.17 Probabilidad de granizo (POH) en superficie en función del parámetro de Waldvogel (WP) obtenida para la zona del valle del Ebro: a) toda el área cubierta por granizómetros, b) granizómetros de Zaragoza y c) granizómetros de Lleida.

VII: en este caso, los valores y ecuaciones están fuertemente vinculados a la técnica o método de cálculo empleado, así pues se tendrá que distinguir entre los métodos de máxima reflectividad (Figura 7.18), malla o grid (Figura 7.19) y celular (Figura 7.20) para tomar conclusiones, no obstante, a pesar de tener diferentes formas de calcularlo, finalmente se han obtenido buenas dependencias lineales con coeficientes de correlación superiores a 0.8. En cuanto a la diferencia entre métodos, se requieren valores de VIL más elevados para la

identificación de granizo mediante la técnica VIL_{Zmax} que en los métodos grid y celular, es decir, se identifica una inclinación de las tormentas que implica que los valores de reflectividad no se distribuyan en el cenit de la tormenta implicando valores más elevados del VIL en el método Zmax. Por otro lado, la inclinación de la tormenta hace que las reflectividades máximas de cada nivel, las cuales permiten calcular el VIL, no se encuentren en la posición de los centroides 2D de cada nivel, implicando un valor más bajo de VIL en el caso celular. Respecto a la diferencia entre zonas, las tormentas del área de Lleida presentan una mayor inclinación ya que se obtienen diferencias entre métodos más marcadas que en el caso de Zaragoza.

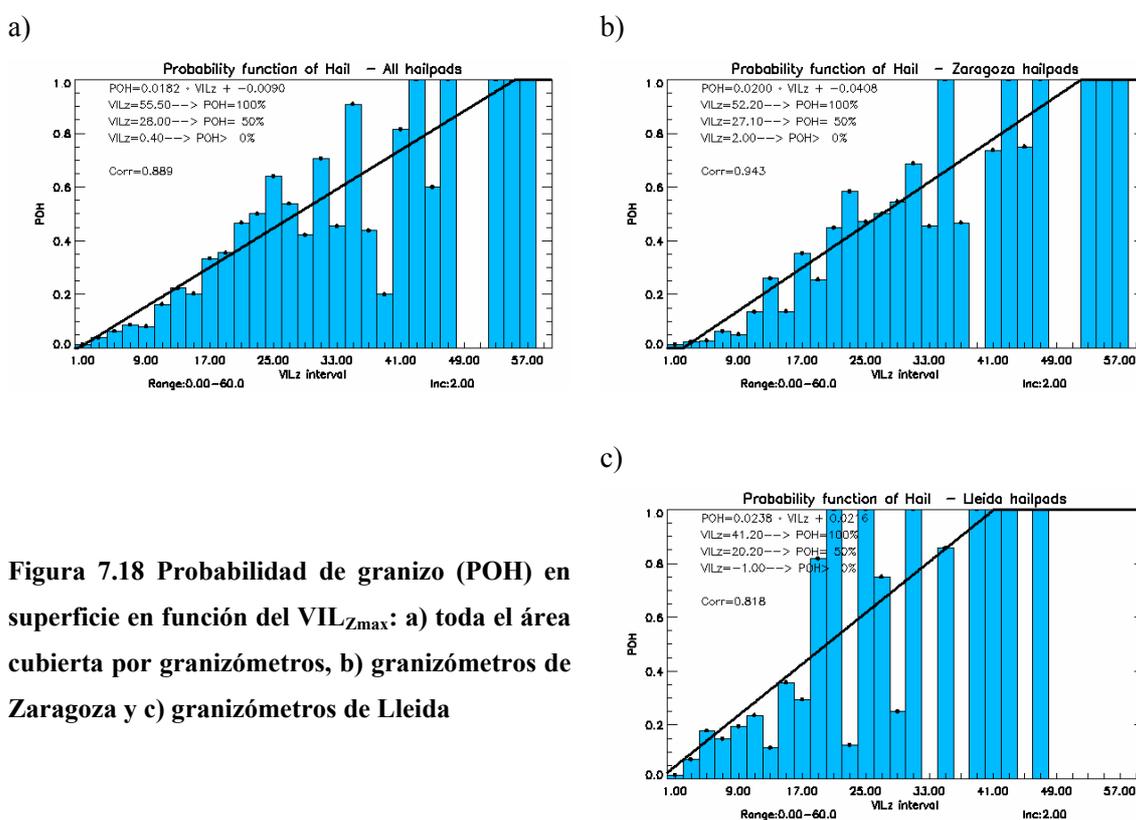
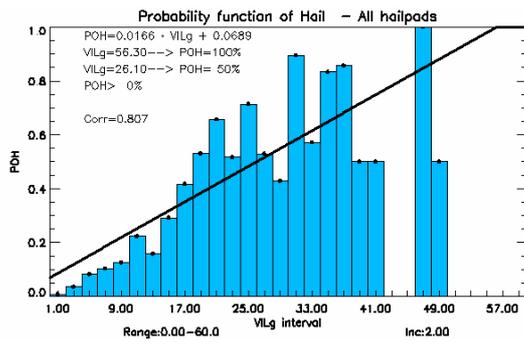
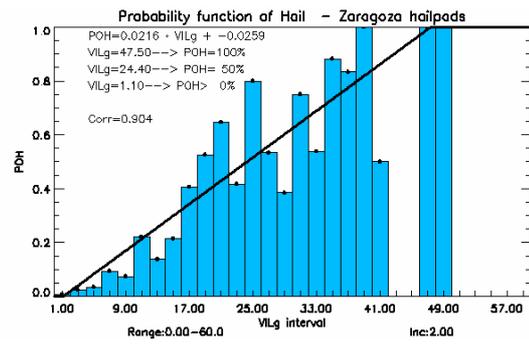


Figura 7.18 Probabilidad de granizo (POH) en superficie en función del VIL_{Zmax} : a) toda el área cubierta por granizómetros, b) granizómetros de Zaragoza y c) granizómetros de Lleida

a)



b)



c)

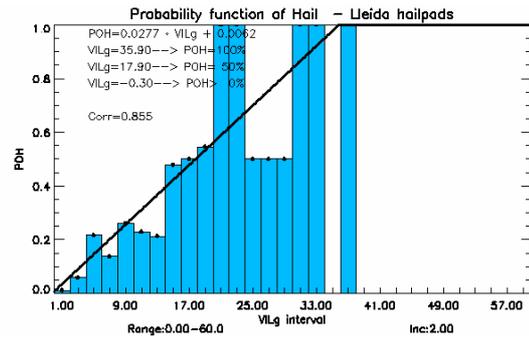
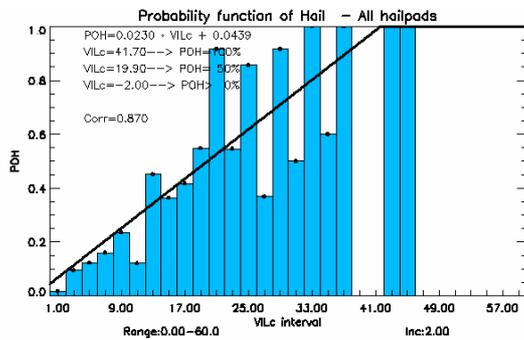
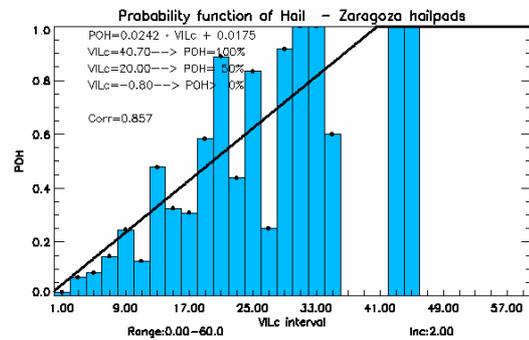


Figura 7.19 Probabilidad de granizo (POH) en superficie en función del VIL_{grid} : a) toda el área cubierta por granizómetros, b) granizómetros de Zaragoza y c) granizómetros de Lleida

a)



b)



c)

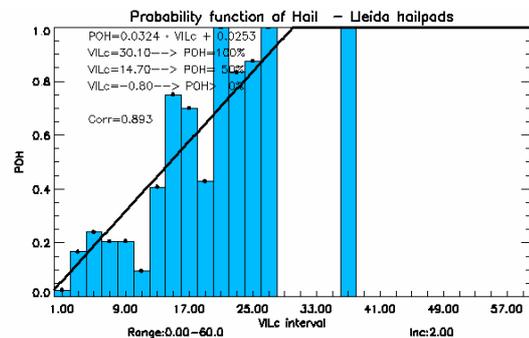


Figura 7.20 Probabilidad de granizo (POH) en superficie en función del VIL_{cel} : a) toda el área cubierta por granizómetros, b) granizómetros de Zaragoza y c) granizómetros de Lleida.

Densidad de VIL: de la misma forma que en el caso del VIL, la densidad de VIL está fuertemente vinculada al método de exploración en la vertical y además de la técnica usada para la detección de las dimensiones verticales de la célula convectiva. La VILD es un indicador de la densidad de contenido de agua líquida en la vertical. Así pues, comparando los métodos Zmax (Figura 7.21) y celular (Figura 7.22) se detectan los mismos comportamientos que en el caso del VIL, es decir, mayor contenido de agua líquida mediante el método de Zmax para aumentar la probabilidad de granizo.

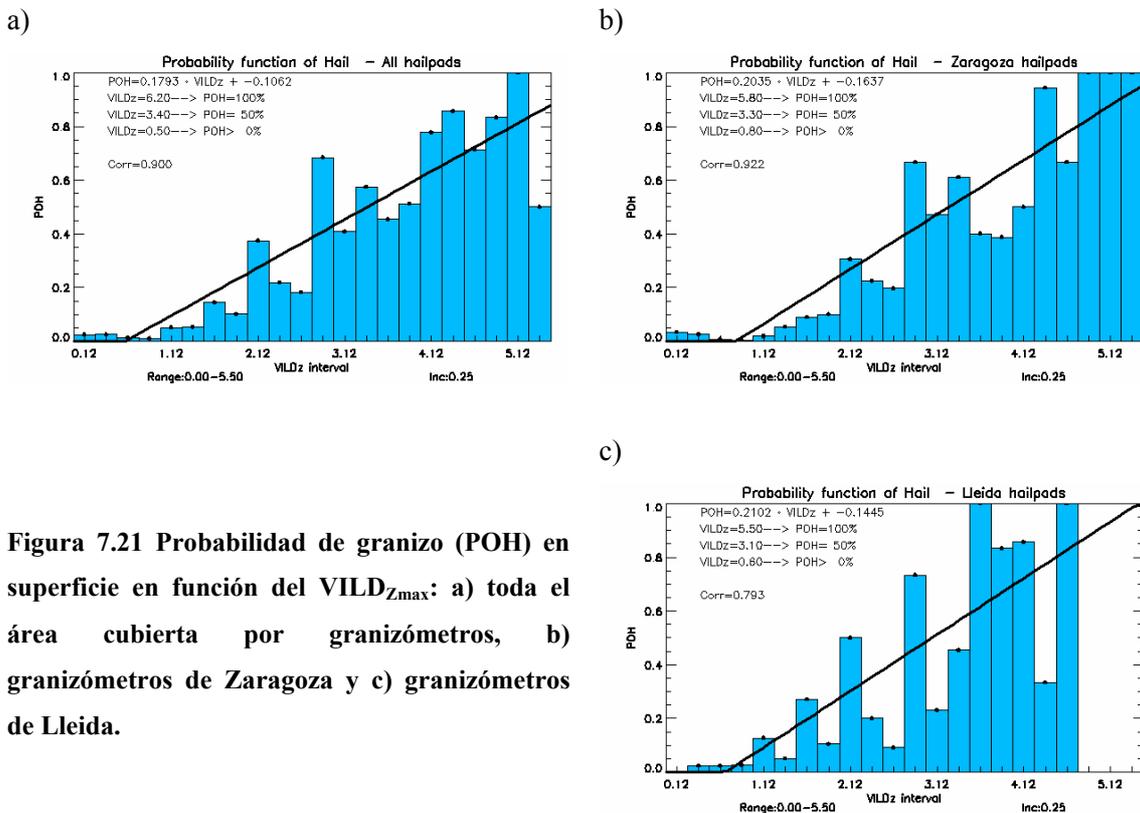


Figura 7.21 Probabilidad de granizo (POH) en superficie en función del $VILD_{Zmax}$: a) toda el área cubierta por granizómetros, b) granizómetros de Zaragoza y c) granizómetros de Lleida.

Una de las conclusiones importantes para este parámetro se ha obtenido al comparar las diferentes áreas de estudio para los diferentes métodos: las densidades de contenido de agua líquida en la vertical no muestran diferencias entre Zaragoza y Lleida en el caso del método Zmax, hecho que contrasta con las diferencias obtenidas mediante el uso del VIL. Es decir, una vez se normaliza el parámetro a las dimensiones de la tormenta no se encuentran diferencias entre áreas. No obstante, si ahora se emplea el método celular, existe diferencia entre Zaragoza y Lleida, teniendo esta última densidad más baja de VIL para la detección de granizo en superficie. Comparando por último con otros trabajos como el de Amburn y Wolf (1997), este

muestra que a partir de valores de $3,5 \text{ g/m}^3$ un 90% de las situaciones producen granizo en superficie, hecho que no se cumple en el valle del Ebro según el método del VIL de reflectividad máxima y con el método del VIL celular, donde se obtienen valores de 100% de probabilidad de granizo para $6,20 \text{ g/m}^3$ y $4,5 \text{ g/m}^3$ respectivamente.

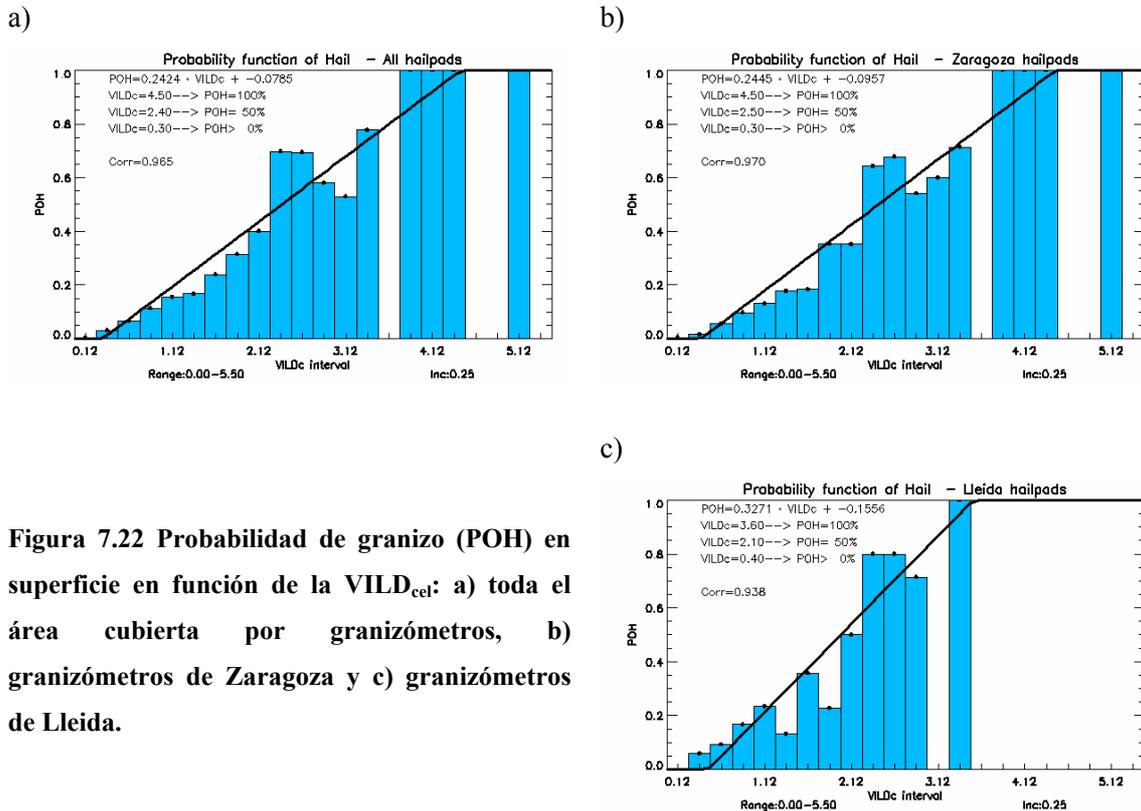


Figura 7.22 Probabilidad de granizo (POH) en superficie en función de la VILD_{cel} : a) toda el área cubierta por granizómetros, b) granizómetros de Zaragoza y c) granizómetros de Lleida.

Flujo de energía cinética: Respecto a la energía cinética asociada a la célula convectiva, no se encuentran diferencias significativas en las áreas de granizómetros, es decir, el flujo de energía cinética coincide en todo el valle del Ebro (Figura 7.23).

Volumen: Finalmente, se ha encontrado un parámetro radar que da información de las dimensiones físicas de la tormenta y que está correlacionado con la probabilidad de granizo. Se ha detectado que a mayor volumen de la célula convectiva, mayor es la probabilidad de granizo en todas las áreas de estudio (Figura 7.24). En cuanto a la diferencia entre áreas, se asume un valor de 100% de probabilidad de granizo para 690 km^3 y para 581 km^3 en los casos de Zaragoza y Lleida respectivamente. Es decir, se requiere un mayor volumen para observar granizo en superficie en las células convectivas del área de Zaragoza.

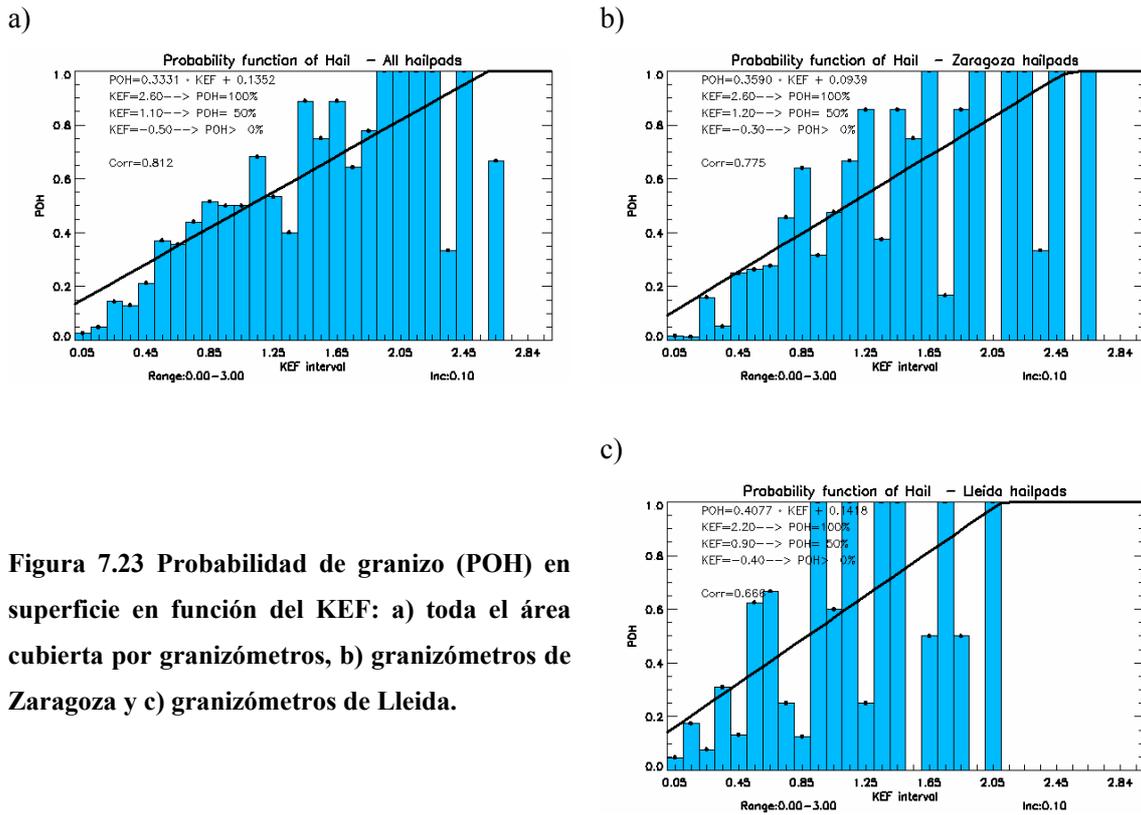


Figura 7.23 Probabilidad de granizo (POH) en superficie en función del KEF: a) toda el área cubierta por granizómetros, b) granizómetros de Zaragoza y c) granizómetros de Lleida.

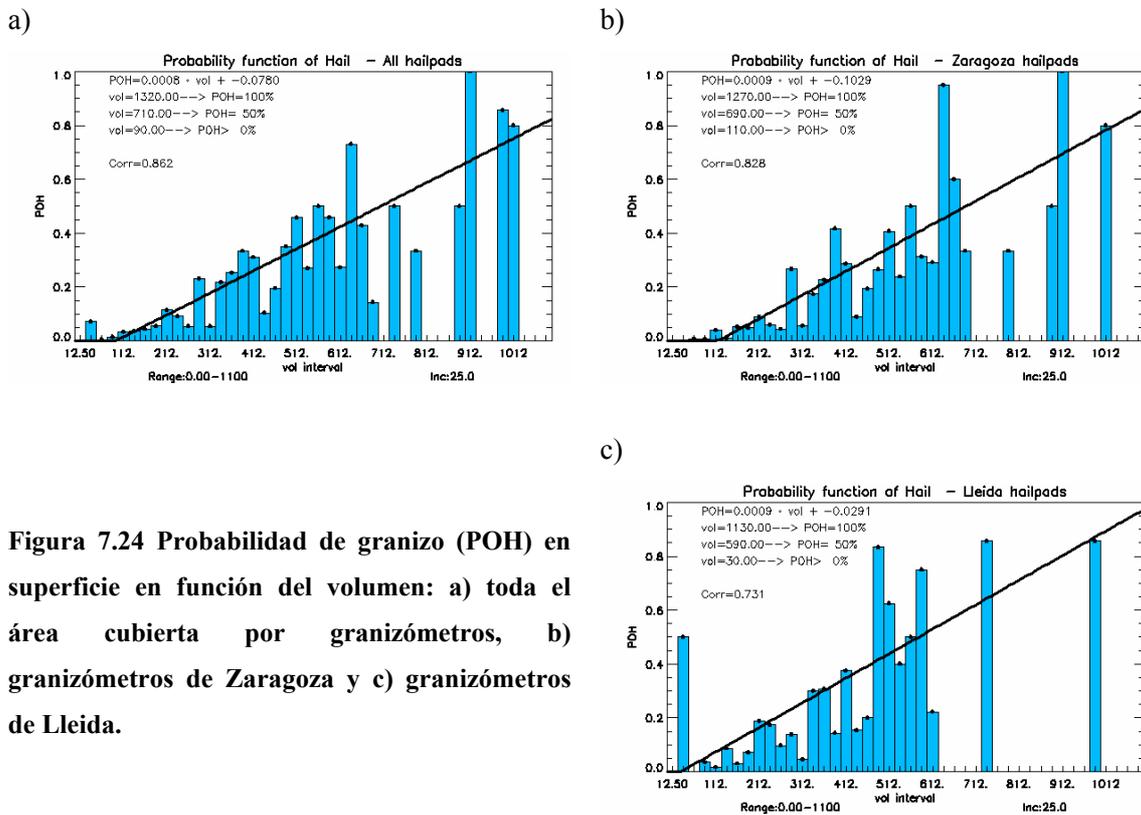


Figura 7.24 Probabilidad de granizo (POH) en superficie en función del volumen: a) toda el área cubierta por granizómetros, b) granizómetros de Zaragoza y c) granizómetros de Lleida.

Para concluir este subapartado, en la Tabla 7.5 se muestran todas las ecuaciones obtenidas y aquellos valores para los cuales se obtienen las probabilidades de granizo de 0, 50 y 100%, así como los tipos de ajustes y los parámetros de las ecuaciones ajustadas a cada zona: valle del Ebro, Zaragoza y Lleida. Todas las ecuaciones obtenidas muestran una buena correlación con la probabilidad de granizo, y deben ser usadas de forma conjunta por los predictores meteorológicos.

| Parámetro | Área | POH | a | b | c | POH=0% | POH=50% | POH=100% |
|----------------------|------|--------------------------|--------------------|---------|--------|----------------------|----------------------|----------------------|
| Z _{max} | EBR | $y = a \cdot e^{bx} + c$ | 4·10 ⁻⁵ | 0.168 | -0.039 | 40 dBZ | 56 dBZ | 60 dBZ |
| | ZGZ | $y = a \cdot e^{bx} + c$ | 8·10 ⁻⁵ | 0.157 | -0.053 | 41 dBZ | 56 dBZ | 61 dBZ |
| | LLE | $y = a \cdot e^{bx} + c$ | 2·10 ⁻⁵ | 0.186 | 0.060 | - | 55 dBZ | 59 dBZ |
| WP | EBR | $y = a \cdot e^{bx} + c$ | 0.200 | 0.184 | -0.111 | -3.21 km | 6.05 km | 9.29 km |
| | ZGZ | $y = a \cdot e^{bx} + c$ | 0.184 | 0.200 | -0.118 | -2.25 km | 6.05 km | 9.02 km |
| | LLE | $y = a \cdot e^{bx} + c$ | 0.542 | 0.117 | -0.403 | -2.55 km | 4.37 km | 8.14 km |
| VIL _{Zmax} | EBR | $y = a \cdot x + b$ | 0.0182 | -0.0090 | - | 0 kg/m ² | 26 kg/m ² | 56 kg/m ² |
| | ZGZ | $y = a \cdot x + b$ | 0.0200 | -0.0406 | - | 2 kg/m ² | 28 kg/m ² | 53 kg/m ² |
| | LLE | $y = a \cdot x + b$ | 0.0238 | 0.0216 | - | -1 kg/m ² | 21 kg/m ² | 42 kg/m ² |
| VIL _{grid} | EBR | $y = a \cdot x + b$ | 0.0166 | 0.0689 | - | -5 kg/m ² | 27 kg/m ² | 57 kg/m ² |
| | ZGZ | $y = a \cdot x + b$ | 0.0216 | -0.0259 | - | 1 kg/m ² | 25 kg/m ² | 48 kg/m ² |
| | LLE | $y = a \cdot x + b$ | 0.0277 | 0.0062 | - | -1 kg/m ² | 18 kg/m ² | 36 kg/m ² |
| VIL _{cell} | EBR | $y = a \cdot x + b$ | 0.0230 | 0.0439 | - | -2 kg/m ² | 20 kg/m ² | 42 kg/m ² |
| | ZGZ | $y = a \cdot x + b$ | 0.0242 | 0.0175 | - | -1 kg/m ² | 20 kg/m ² | 41 kg/m ² |
| | LLE | $y = a \cdot x + b$ | 0.0324 | 0.0253 | - | -1 kg/m ² | 15 kg/m ² | 31 kg/m ² |
| VILD _{Zmax} | EBR | $y = a \cdot x + b$ | 0.1793 | -0.1062 | - | 0.5 g/m ³ | 3.4 g/m ³ | 6.2 g/m ³ |
| | ZGZ | $y = a \cdot x + b$ | 0.2035 | -0.1637 | - | 0.8 g/m ³ | 3.3 g/m ³ | 5.8 g/m ³ |
| | LLE | $y = a \cdot x + b$ | 0.2102 | -0.1445 | - | 0.6 g/m ³ | 3.1 g/m ³ | 5.5 g/m ³ |
| VILD _{cell} | EBR | $y = a \cdot x + b$ | 0.2424 | -0.0785 | - | 0.3 g/m ³ | 2.4 g/m ³ | 4.5 g/m ³ |
| | ZGZ | $y = a \cdot x + b$ | 0.2445 | -0.0957 | - | 0.3 g/m ³ | 2.5 g/m ³ | 4.5 g/m ³ |
| | LLE | $y = a \cdot x + b$ | 0.3271 | -0.1556 | - | 0.4 g/m ³ | 0.3 g/m ³ | 3.6 g/m ³ |
| KEF | EBR | $y = a \cdot x + b$ | 0.3331 | 0.1352 | - | -0.5 J/s | 1.1 J/s | 2.6 J/s |
| | ZGZ | $y = a \cdot x + b$ | 0.3590 | 0.0939 | - | -0.3 J/s | 1.2 J/s | 2.6 J/s |
| | LLE | $y = a \cdot x + b$ | 0.4077 | 0.1418 | - | -0.4 J/s | 0.9 J/s | 2.2 J/s |
| Vol | EBR | $y = a \cdot x + b$ | 0.0008 | -0.0780 | - | 95 km ³ | 706 km ³ | - |
| | ZGZ | $y = a \cdot x + b$ | 0.0009 | -0.1029 | - | 117 km ³ | 690 km ³ | - |
| | LLE | $y = a \cdot x + b$ | 0.0009 | -0.0291 | - | 31 km ³ | 581 km ³ | - |

Tabla 7.5 Ecuaciones de probabilidad de granizo (POH) para los parámetros radar que se encuentran dependencias, parámetros de las ecuaciones y valor de los parámetros para probabilidades de granizo del 0, 50 y 100% para el Valle del Ebro (EBR), área de Zaragoza (ZGZ) y área de Lleida (LLE).

7.2.2 SHI, MEHS y POSH

En el caso del índice de granizo severo o SHI, se quiere llegar a obtener una estima del tamaño de granizo y de la probabilidad de que se produzca granizo severo en superficie. Para ello se empleará la metodología explicada en el apartado 4.7.2.3, donde se comenta la técnica desarrollada por Witt et al (1998). En estos algoritmos las relaciones obtenidas entre el SHI y los índices de tamaño y de probabilidad son empíricas, por lo que no pueden ser aplicadas las mismas ecuaciones en todas las regiones, es por ello, que para el óptimo funcionamiento de los algoritmos las ecuaciones deben ser adaptadas a la región de estudio. Sin tener en cuenta la adaptación a la zona de estudio, o lo que es lo mismo, a las condiciones medioambientales de las tormentas en la Península Ibérica, esta técnica ya está siendo utilizada por la AEMET (San Ambrosio, 2005), donde los algoritmos empleados usan las ecuaciones originales, por lo que los resultados obtenidos no son válidos.

En esta tesis se ha realizado una adaptación de la metodología al Valle del Ebro. Los métodos del *Hail Detection Algorithm* se basan en la utilización de los resultados de los índices POD, FAR y CSI para la obtención de una relación empírica entre el SHI y la isocero. Esta metodología se ha aplicado a partir de un total de 10 episodios de granizo con tamaños de diámetro máximo superiores a 19 mm. Para todos los eventos se obtienen los valores del CSI óptimos para la detección del granizo. A partir de estos valores es posible llegar a encontrar una relación entre el SHI óptimo o umbral de alerta óptimo (*Optimum Warning Threshold* - OWT) y el nivel de fusión, no obstante, antes de aplicar esta técnica es necesario redefinir una serie de umbrales que deben ser adaptados a la zona de estudio, tal y como se comentó con anterioridad en el apartado 4.7.2.3, para la obtención del flujo de energía cinética, el cual depende de la distribución de las reflectividades elevadas.

Así pues, mientras en el HDA se emplean los umbrales de reflectividad de 50 dBZ y 60 dBZ como mínimo y máximo para dar más peso a la reflectividad respectivamente, en la presente tesis se usarán los valores de 40 y 50 dBZ. Esto se debe a que la distribución de las reflectividades medias de los centroides 3D en función de la probabilidad de granizo muestra un aumento entre los valores de 40 y 50 dBZ, tal y como se puede ver en la Figura 7.25.

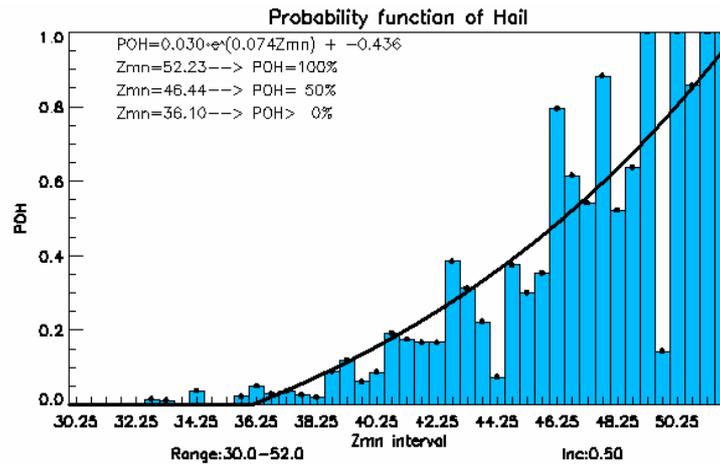


Figura 7.25. Probabilidad de granizo en función de la reflectividad media de la célula convectiva para la zona cubierta por granizómetros del valle del Ebro.

Una vez añadida la adaptación de los umbrales de reflectividad para el cálculo de la energía cinética, ya se puede aplicar la metodología del HDA. El resultado de aplicarla implica obtener unos resultados incoherentes, ya que, para la zona de Lleida, la precipitación de piedra se produce en muchos casos en momentos en los que los parámetros radar son bajos, cuando las células se encuentran en su estado de disipación, concentrándose sus elevadas reflectividades en niveles bajos y registrándose valores poco elevados de los índices integrados en la vertical, como el VIL y el SHI. De esta forma, si se aplicase la misma técnica del HDA, a los episodios de 2004 y 2005 que registraron un tamaño de granizo superior a 19 mm (Tabla 7.6), se obtendrían unos resultados que implicarían una relación errónea, es decir, que el OWT disminuiría con la altura de la isocero (Figura 7.26). Esto es erróneo, ya que a menor altura de la isocero, implica que existe menor energía para que se pueda desarrollar la nube convectiva, las velocidades verticales son bajas, y no existe la aportación de la suficiente agua subfundida a la nube para la formación de granizo de gran tamaño.

| Episodio | Tamaño máximo (mm) |
|-----------------|---------------------------|
| 2004/08/29 | 25.4 |
| 2004/09/06 | 43.4 |
| 2004/09/11 | 34.6 |
| 2005/06/28 | 39.4 |
| 2005/07/28 | 25.0 |
| 2005/08/17 | 38.9 |
| 2005/08/31 | 37.5 |
| 2005/09/25 | 26.5 |

Tabla 7.6 Episodios con granizo severo en las zonas cubiertas por granizómetros.

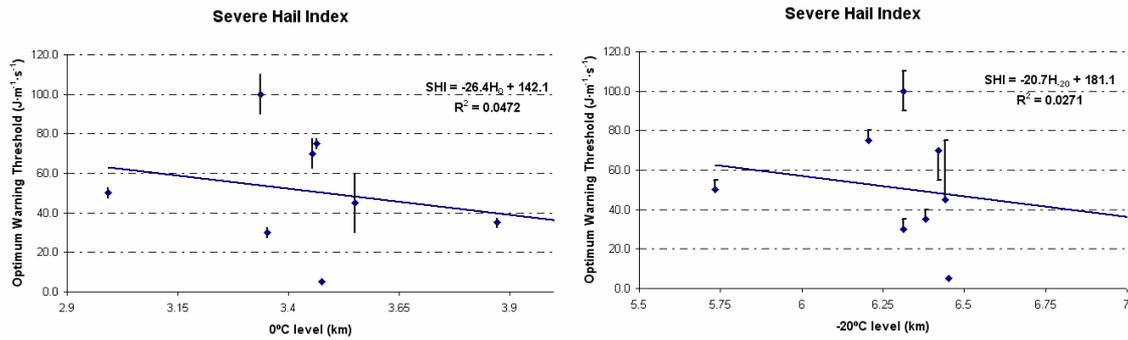


Figura 7.26 OWT como función del nivel de congelación (a) y el nivel de granizo severo (b). Las barras verticales de error corresponden al rango de valores del 5% de validez. Las barras horizontales muestran la varianza de los niveles para cada evento.

En la presente tesis se aplicará una metodología ligeramente diferente. La nueva técnica se basa en la obtención de “scatter plots” para encontrar directamente la dependencia del SHI con la altura de la isocero. Así pues los gráficos de la Figura 7.27 izquierda y Figura 7.27 derecha y las ecuaciones Ec. 7.7 y Ec. 7.8 muestran la relación entre el WT y la isocero, y el WT y la altura de la isoterma de -20 °C respectivamente.

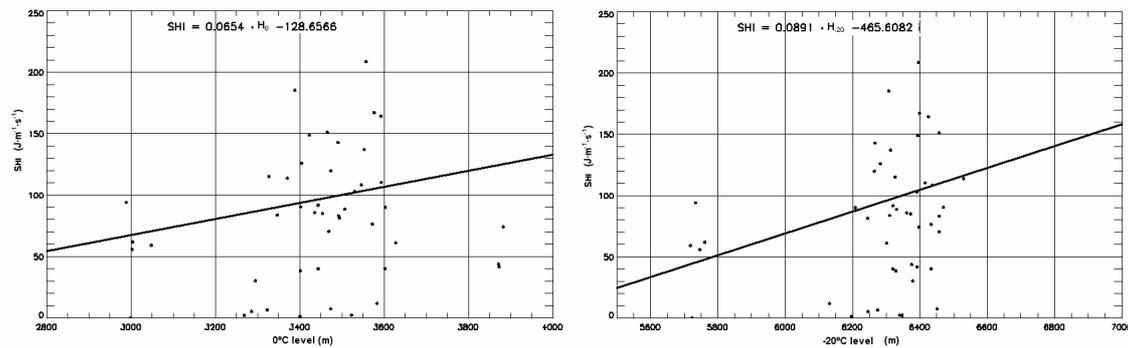


Figura 7.27 Dependencia del SHI, en J/m/s, con la isocero (izquierda), en m, y del SHI con la altura de la isoterma de -20°C (derecha), en m.

$$\text{Ec. 7.7} \quad WT = 65.4 \cdot H_0 - 128.7$$

$$\text{Ec. 7.8} \quad WT = 89.1 \cdot H_{20} - 465.7$$

Teniendo en cuenta estos resultados, se puede llegar a la obtención de la ecuación de probabilidad de granizo severo. Para ello, en Witt et al (1998) se busca una relación simple en la natura, debido al bajo número de observaciones y que se ajuste adecuadamente. Las ecuaciones obtenidas se pueden ver en la Figura 7.28. La principal diferencia respecto a la ecuación obtenida por el HDA es que con valores más bajos del índice SHI/WT se obtiene una mayor probabilidad de granizo.

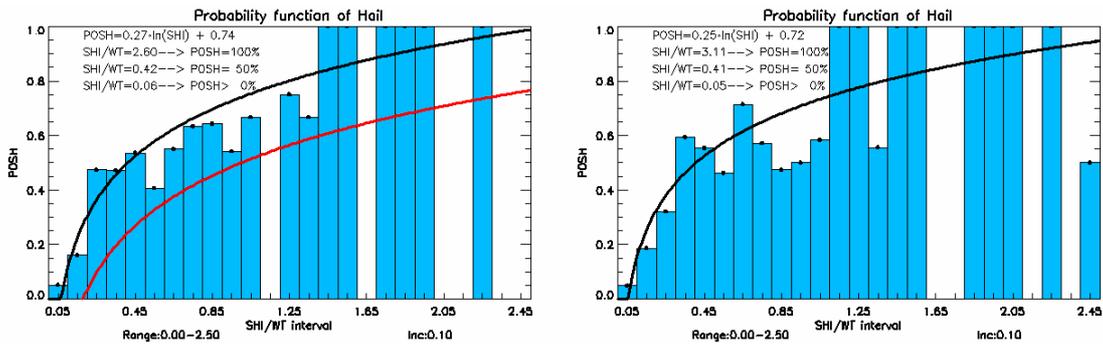


Figura 7.28 Relación entre la POSH y el SHI/WT, considerando la isocero (izquierda) y la altura de la isoterma de -20°C (derecha). En rojo la curva obtenida por Witt et al (1998).

De la misma forma que con otros parámetros radar, y realizando una representación del SHI en función del tamaño registrado de granizo en superficie se puede llegar a obtener la ecuación de pronóstico del tamaño máximo estimado o MEHS “Maximum expected hail size”. La técnica empleada en la presente tesis para la obtención de la estima del tamaño del granizo a partir de diferentes parámetros se verá en el apartado (7.2.4).

7.2.3 Umbrales de alerta de observación en superficie de granizo

Hablar en términos de probabilidad de ocurrencia de un fenómeno meteorológico, o de cualquier otro tipo de situación, puede resultar muchas veces una información difícil de interpretar. Esto es debido a que la población no está acostumbrada a manejar estos indicadores, por lo que puede resultar ser una información compleja en el momento de tomar decisiones, ya sea tanto por los centros meteorológicos como por los centros de protección civil, entre otros. Esta información probabilística de la identificación del granizo puede resultar incluso difícil de manejar por las compañías aseguradoras en el momento de la identificación de zonas que han sido afectadas por granizo en superficie. Por todo ello se ha realizado el análisis de los parámetros radar con el objetivo de encontrar los mejores umbrales discriminantes de granizo, es decir, para la diferenciación entre si se produce el fenómeno o no.

La metodología empleada corresponde al uso de las tablas de contingencia, tal y como se ha comentado en la introducción a este apartado. A continuación se muestran aquellas gráficas, o aquellos parámetros, para los cuales ha sido posible aplicar esta técnica e identificar un umbral discriminante.

Máxima reflectividad: el umbral óptimo para el valle del Ebro corresponde a 52 dBZ. Este valor coincide con el observado en el área de granizómetros de Lleida y es parecido al de

Situaciones con y sin granizo y detección del granizo y estima del tamaño en superficie

Zaragoza, teniendo este último un valor de 53 dBZ. La diferencia más importante entre estos casos se observa en los índices POD y FAR, siendo estos más bajos en el área de Lleida (Figura 7.29). Se ha observado que un factor común es que el valor de las falsas alarmas es elevado en todas las áreas.

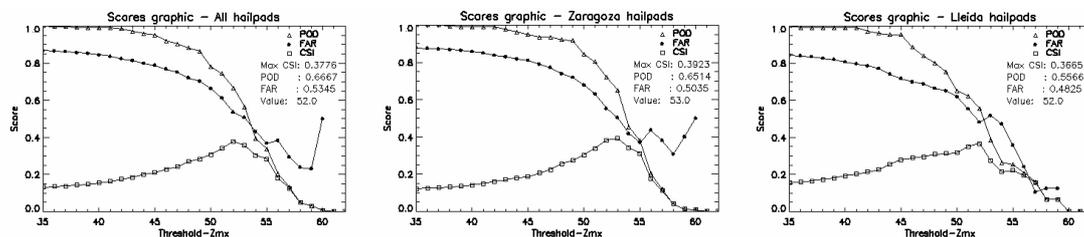


Figura 7.29 Evolución de los índices POD, FAR y CSI en función de la máxima reflectividad: toda el área cubierta por granizómetros (izquierda), granizómetros de Zaragoza (centro) y granizómetros de Lleida (derecha).

Parámetro de Waldvogel: en este caso, el resultado es diferente dependiendo de las áreas analizadas. Tal y como se había observado anteriormente, el umbral para la detección de granizo del WP es inferior en el caso de Lleida, implicando tormentas con menor desarrollo vertical que en Zaragoza (Figura 7.30). En ambos casos el índice POD es bajo y el FAR elevado. Los respectivos umbrales de WP para el valle del Ebro, Zaragoza y Lleida son, respectivamente: 3,5; 4,0 y 2,5 km.

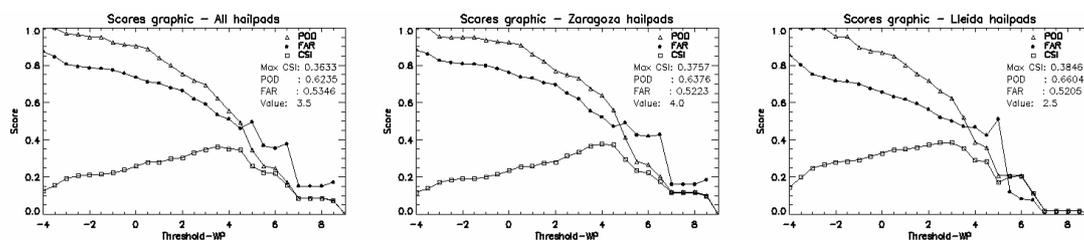


Figura 7.30 Evolución de los índices POD, FAR y CSI en función del WP: toda el área cubierta por granizómetros (izquierda), granizómetros de Zaragoza (centro) y granizómetros de Lleida (derecha).

VIL: en el caso del $VIL_{Z_{max}}$ (Figura 7.31), los análisis muestran un comportamiento similar al del WP, es decir, menor valor del parámetro para la presencia de granizo en el área de Lleida. En esta última región el umbral óptimo corresponde a 14 kg/m^2 . Nuevamente en este caso vuelve a darse un índice de falsas alarmas elevado. Si por otro lado, se presta atención a los otros métodos de VIL (aquellos que no tienen en cuenta la inclinación de la tormenta), el VIL_{cell} (Figura 7.32) y el VIL_{grid} (Figura 7.33), se detecta que el valor del VIL no presenta diferencias

entre áreas. Esto implica que las tormentas presentan la misma estructura física en la vertical en ambas zonas, es decir, el eje vertical de la célula convectiva está inclinado.

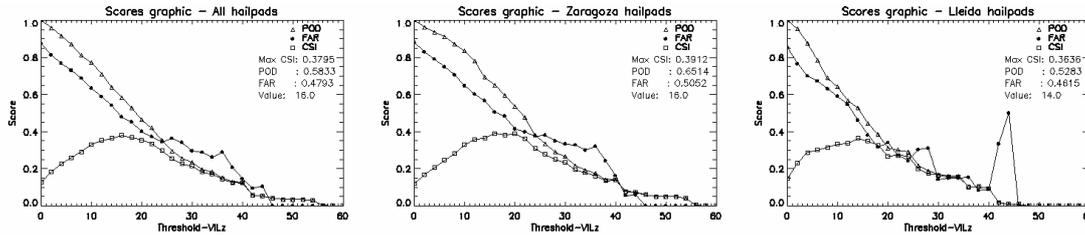


Figura 7.31 Evolución de los índices POD, FAR y CSI en función del VIL_{Zmax} : toda el área cubierta por granizómetros (izquierda), granizómetros de Zaragoza (centro) y granizómetros de Lleida (derecha).

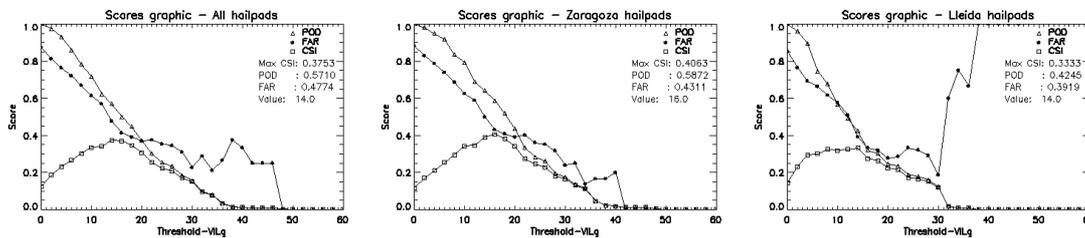


Figura 7.32 Evolución de los índices POD, FAR y CSI en función del VIL_{grid} : toda el área cubierta por granizómetros (izquierda), granizómetros de Zaragoza (centro) y granizómetros de Lleida (derecha).

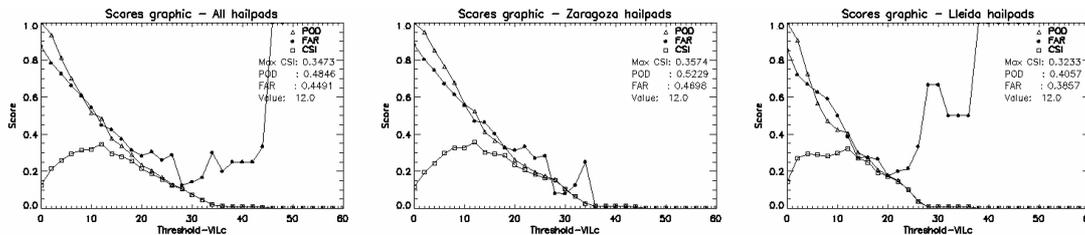


Figura 7.33 Evolución de los índices POD, FAR y CSI en función del VIL_{cell} : toda el área cubierta por granizómetros (izquierda), granizómetros de Zaragoza (centro) y granizómetros de Lleida (derecha).

Densidad de VIL: se mantiene el mismo comportamiento en el caso de las densidades de VIL, detectándose un mejor funcionamiento del criterio discriminatorio entre 2,0 y 2,8 g/m^3 en el caso Zmax (Figura 7.34) y de 1,8 y 1,5 g/m^3 en el caso celular (Figura 7.35). Es decir, desarrollos más verticales y más intensos en el área de Zaragoza.

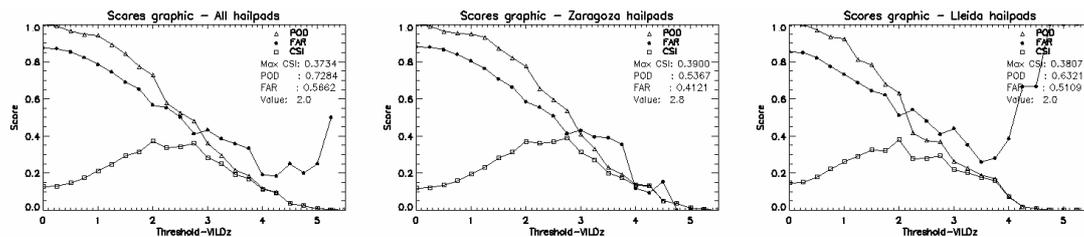


Figura 7.34 Evolución de los índices POD, FAR y CSI en función del VILD_{Zmax}: toda el área cubierta por granizómetros (izquierda), granizómetros de Zaragoza (centro) y granizómetros de Lleida (derecha).

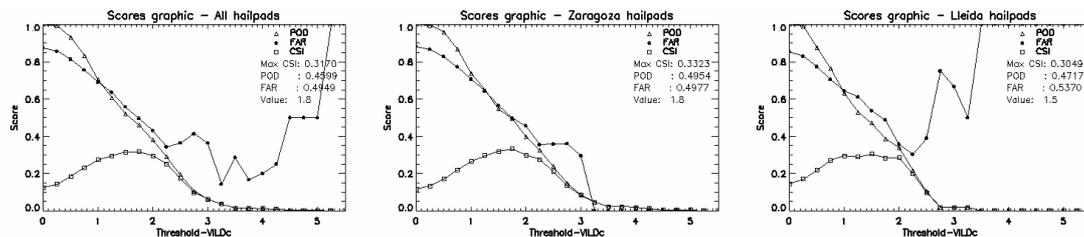


Figura 7.35 Evolución de los índices POD, FAR y CSI en función del VIL_{dc}: toda el área cubierta por granizómetros (izquierda), granizómetros de Zaragoza (centro) y granizómetros de Lleida (derecha).

Flujo de energía cinética: el KEF es el parámetro que muestra el comportamiento más óptimo en cuanto a valores del CSI para todas las áreas de estudio (Figura 7.36). Se detectan valores de CSI de 0,39, 0,41 y de 0,38 para el valle del Ebro, Zaragoza y Lleida respectivamente, con valores de POD de 0,62, 0,77, 0,49 y de FAR de 0,48, 0,54 y 0,37. Los valores óptimos del umbral discriminario para las tres zonas son 0,5, 0,4 y 0,5 J/m²/s.

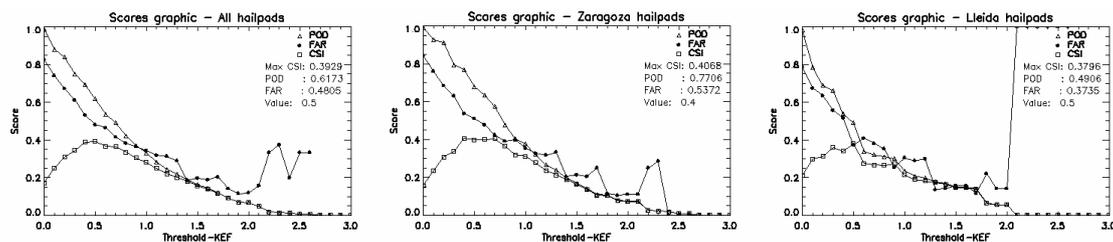


Figura 7.36 Evolución de los índices POD, FAR y CSI en función del KEF: toda el área cubierta por granizómetros (izquierda), granizómetros de Zaragoza (centro) y granizómetros de Lleida (derecha).

Volumen: si bien el volumen presentaba una correlación con la probabilidad de granizo, en cuanto a la detección de un umbral discriminante esto no se repite, es decir, se obtiene un valor bajo del CSI en todos los casos (Figura 7.37).

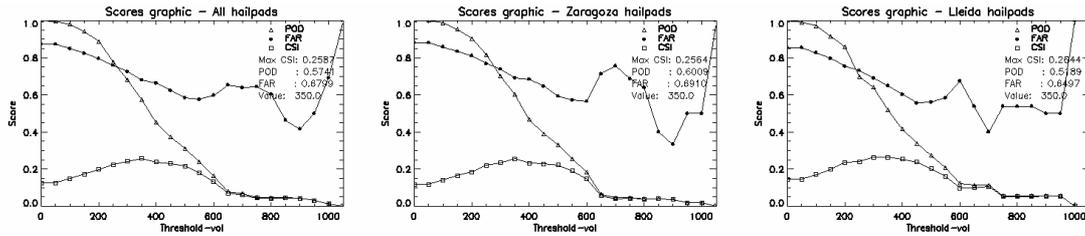


Figura 7.37 Evolución de los índices POD, FAR y CSI en función del volumen: toda el área cubierta por granizómetros (izquierda), granizómetros de Zaragoza (centro) y granizómetros de Lleida (derecha).

SHI: el índice de granizo severo está destinado a la detección de granizo superior a 19.0 mm en diámetro, no obstante se ha creído oportuno comprobar su funcionamiento para la detección de cualquier tamaño de granizo. Así pues se ha detectado que el SHI presenta un comportamiento óptimo para el caso de Zaragoza (Figura 7.38), mostrando un valor de CSI de 0,42 para un SHI de 30 J/m/s y con valores de POD y FAR de 0,56 y 0,37. Esta situación también se observa con el SHP (Figura 7.39), detectando un funcionamiento óptimo para el umbral de 30% para el caso de Zaragoza.

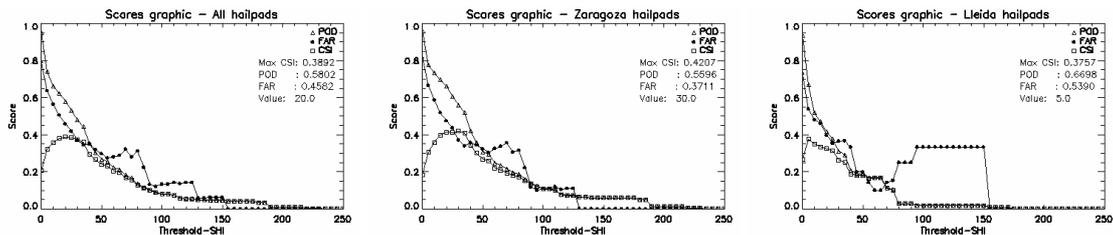


Figura 7.38 Evolución de los índices POD, FAR y CSI en función del SHP: toda el área cubierta por granizómetros (izquierda), granizómetros de Zaragoza (centro) y granizómetros de Lleida (derecha).

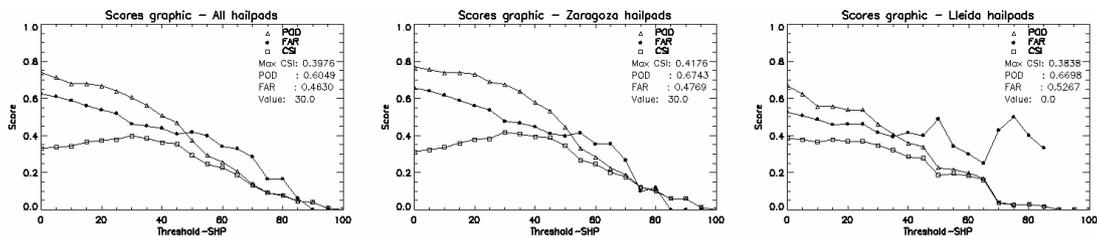


Figura 7.39 Evolución de los índices POD, FAR y CSI en función de la SHP: toda el área cubierta por granizómetros (izquierda), granizómetros de Zaragoza (centro) y granizómetros de Lleida (derecha).

Resumiendo, en el análisis de los mejores umbrales discriminatorios para la identificación de granizo en superficie se muestra que el parámetro radar más óptimo a usar depende de la zona de estudio considerada. Se puede decir que las características de las tormentas, tal y como se ha comentado en anteriores apartados, no son las mismas en las diferentes áreas de la zona de estudio. Así pues, del resumen de valores de POD, FAR y CSI mostrado en la Tabla 7.7, se extrae que el parámetro de Waldvogel, con un valor de 2,5 km es el que tiene un mejor comportamiento en el área de granizómetros de Lleida. Por otro lado, para el área de Zaragoza se extrae que el mejor umbral coincide con el KEF con un valor de 0,4 J/m²/s. Finalmente, si se considera todo el valle del Ebro, el KEF con un valor de 0,5 J/m²/s vuelve a ser el mejor discriminante para la diferenciación entre granizo y no granizo.

| Parámetro | Área | CSI max | POD | FAR | WV |
|---------------------------------|------|---------|--------|--------|-------------------------|
| Z _{max} | EBR | 0.3776 | 0.6667 | 0.5345 | 52.0 dBZ |
| | ZGZ | 0.3923 | 0.6014 | 0.5035 | 53.0 dBZ |
| | LLE | 0.3665 | 0.5566 | 0.4825 | 52.0 dBZ |
| WP | EBR | 0.3633 | 0.6235 | 0.5346 | 3.5 km |
| | ZGZ | 0.3757 | 0.6376 | 0.5223 | 4.0 km |
| | LLE | 0.3846 | 0.6604 | 0.5205 | 2.5 km |
| VIL _{Z_{max}} | EBR | 0.3795 | 0.5833 | 0.4793 | 16.0 kg/m ² |
| | ZGZ | 0.3912 | 0.6514 | 0.5052 | 16.0 kg/m ² |
| | LLE | 0.3636 | 0.5283 | 0.4615 | 14.0 kg/m ² |
| VIL _{grid} | EBR | 0.3753 | 0.5710 | 0.4774 | 14.0 kg/m ² |
| | ZGZ | 0.4063 | 0.5872 | 0.4311 | 16.0 kg/m ² |
| | LLE | 0.3333 | 0.4245 | 0.3919 | 14.0 kg/m ² |
| VIL _{cell} | EBR | 0.3473 | 0.4846 | 0.4491 | 12.0 kg/m ² |
| | ZGZ | 0.3574 | 0.5229 | 0.4698 | 12.0 kg/m ² |
| | LLE | 0.3233 | 0.4057 | 0.3857 | 12.0 kg/m ² |
| VILD _{Z_{max}} | EBR | 0.3734 | 0.7284 | 0.5662 | 2.0 g/m ³ |
| | ZGZ | 0.3900 | 0.5367 | 0.4121 | 2.5 g/m ³ |
| | LLE | 0.3807 | 0.6321 | 0.5109 | 2.0 g/m ³ |
| VILD _{cell} | EBR | 0.3170 | 0.4599 | 0.4949 | 1.8 g/m ³ |
| | ZGZ | 0.3323 | 0.4954 | 0.4977 | 1.8 g/m ³ |
| | LLE | 0.3049 | 0.4717 | 0.5370 | 1.5 g/m ³ |
| KEF | EBR | 0.3929 | 0.6173 | 0.4805 | 0.5 J/m ² /s |
| | ZGZ | 0.4068 | 0.7706 | 0.5372 | 0.4 J/m ² /s |
| | LLE | 0.3796 | 0.4906 | 0.3735 | 0.5 J/m ² /s |
| Vol | EBR | 0.2587 | 0.5741 | 0.6799 | 350.0 km ³ |
| | ZGZ | 0.2564 | 0.6009 | 0.6910 | 350.0 km ³ |
| | LLE | 0.2644 | 0.5189 | 0.6497 | 350.0 km ³ |
| SHI | EBR | 0.3892 | 0.5802 | 0.4582 | 20.0 J/m/s |
| | ZGZ | 0.4207 | 0.5596 | 0.3711 | 30.0 J/m/s |
| | LLE | 0.3757 | 0.6698 | 0.5390 | 5.0 J/m/s |
| SHP | EBR | 0.3976 | 0.6049 | 0.4830 | 30.0 % |
| | ZGZ | 0.4176 | 0.6743 | 0.4769 | 30.0 % |
| | LLE | 0.3838 | 0.6698 | 0.5267 | 0.0 % |

Tabla 7.7 Máximo valor del índice CSI para cada parámetro y para cada zona. También se muestra el valor correspondiente de POD, FAR y el umbral de alerta obtenido (WV). Las celdas coloreadas muestran el mejor de los casos para cada área (Lleida en verde, Zaragoza en gris y el valle del Ebro en azul).

Por último, si a los parámetros básicos se le añade la metodología del HDA (SHI y SHP) aplicada a cualquier tamaño de granizo, se obtiene una mejora en la identificación para el caso de Zaragoza, llegándose a alcanzar un valor de CSI de 0,42 para el SHI con un valor de 30 J/m/s.

7.2.4 Estima del tamaño máximo de granizo a partir de los parámetros radar

La detección de granizo a partir de los parámetros radar permite identificar la presencia o no de granizo en superficie, así como la obtención de valores de probabilidad de ocurrencia, tal y como se ha visto anteriormente. No obstante, para las compañías aseguradoras también es muy importante llegar a pronosticar la energía cinética de la precipitación, o lo que es lo mismo, obtener una estima del tamaño de granizo máximo en superficie y los daños provocados (Hohl et al, 2002a y 2002b). Para ello, se ha utilizado la metodología basada en los “Boxplot” o gráficos de cajas (Tukey, 1977). Los gráficos boxplot resumen y describen las características de una o más bases de datos, siendo alternativos a los histogramas. En estos gráficos se muestra: la mediana como una línea central en la caja; la varianza se muestra con la caja, donde los extremos corresponden a los cuartiles superior e inferior; el sesgo se refleja en la líneas externas a la caja (tamaño de las cajas “*size of box halves*”, longitud de las patillas); y la presencia de los puntos extremos o de valores inusuales. Una buena referencia gráfica se puede encontrar en Chambers et al (1983), en cambio, buenas descripciones de la técnica se encuentran descritas en Velleman y Hoaglin (1981). No obstante, la referencia original es de Tukey (1977), y variaciones de los gráficos originales se encuentran en McGill et al (1978). El primer uso de los Boxplots consiste en una comparación entre conjunto de datos. Los Boxplots ilustran la diferencia entre valores centrales, variabilidad y simetría de los conjuntos de datos, la ventaja de estos gráficos es que las diferencias entre grupos son más fáciles de ver que utilizando diferentes histogramas, además, son unos indicadores útiles para detectar valores inusuales, los cuales deben ser verificados para saber si son errores o no.

El objetivo de esta metodología consiste en agrupar por clases la observación de granizo (tal y como se ha descrito en el apartado 3.6) y obtener de forma gráfica gran información de la muestra de datos. En la presente tesis, con el fin de llegar a obtener un buen pronosticador del tamaño en superficie mediante una relación empírica entre los parámetros radar y la observación, se emplean representaciones del tamaño de granizo en función de determinados intervalos de los parámetros radar observados. Con esta técnica se puede llegar a hacer una

estimación del tamaño del pedrisco, a partir del cual las compañías aseguradoras podrán llegar a estimar los daños ocasionados en construcciones, automóviles o cultivos.

Teniendo en cuenta ahora los parámetros que mejor pueden llegar a identificar la presencia de granizo, aquellos que están bien correlacionados con la observación (obtenidos anteriormente), se intentará encontrar su dependencia con el tamaño en superficie. Mientras que todos los parámetros seleccionados presentan una buena correlación con la probabilidad de observación de granizo, no todos ellos están bien correlacionados con el tamaño máximo registrado en superficie. Los parámetros para los que se ha encontrado una relación clara y directa son: Z_{max} , WP , $VILZ_{max}$, $VILg$, $VILDz$, KEF y SHI . Para cada uno de estos parámetros, y con el objetivo de llegar a estimar el tamaño máximo observado, han sido ajustadas dos tipos de ecuaciones, a partir de las medianas y de los cuartiles superiores de las clases establecidas de los parámetros radar. Después de tener en cuenta todas las observaciones de granizo realizadas en las áreas de granizómetros y sin tener en cuenta aquellas observaciones que no han dado lugar a granizo en superficie, han sido obtenidas unas ecuaciones de estima del tamaño las cuales pueden verse en la Tabla 7.8 y se muestran gráficamente en la Figura 7.40. El motivo de no usar las observaciones sin granizo reside en el hecho que no se obtienen unas ecuaciones significativas. Así pues, estas ecuaciones funcionan de forma óptima (teniendo en cuenta una serie de errores, tal y como se verá a continuación) si se tiene la certeza que se ha producido granizo, valor que puede ser obtenido a partir de observaciones subjetivas de observadores. Se puede observar fácilmente en las gráficas (Figura 7.40) los ajustes correspondientes a la mediana y al cuartil superior de cada clase. También resulta obvio comentar que el ajuste al cuartil superior siempre está por encima del ajuste correspondiente a la mediana, no obstante, los puntos de cruce de las gráficas deben ser interpretados como aquellos valores para los cuales no se han obtenido observaciones de granizo.

| Parámetro | Ajuste a la mediana | Ajuste al cuartil superior |
|--------------|-------------------------------------|--------------------------------------|
| Z_{max} | $MEHS = 0.26 \cdot Z_{max} + 0.90$ | $MEHS = 0.28 \cdot Z_{max} + 6.60$ |
| WP | $MEHS = 0.88 \cdot WP + 12.27$ | $MEHS = 0.83 \cdot WP + 16.24$ |
| $VILZ_{max}$ | $MEHS = 0.28 \cdot VILZ + 9.46$ | $MEHS = 0.20 \cdot VILZ + 14.60$ |
| $VILg$ | $MEHS = 0.28 \cdot VILg + 9.93$ | $MEHS = 0.34 \cdot VILg + 12.70$ |
| $VILDz$ | $MEHS = 2.37 \cdot VILDz + 8.63$ | $MEHS = 2.27 \cdot VILDz + 14.21$ |
| KEF | $MEHS = 4.22 \cdot KEF + 11.67$ | $MEHS = 2.40 \cdot KEF + 16.80$ |
| SHI | $MEHS = 3.90 \cdot \ln(SHI) + 1.83$ | $MEHS = 1.95 \cdot \ln(SHI) + 13.15$ |

Tabla 7.8 Ecuaciones de ajuste para los tamaños máximos estimados en función del parámetro radar.

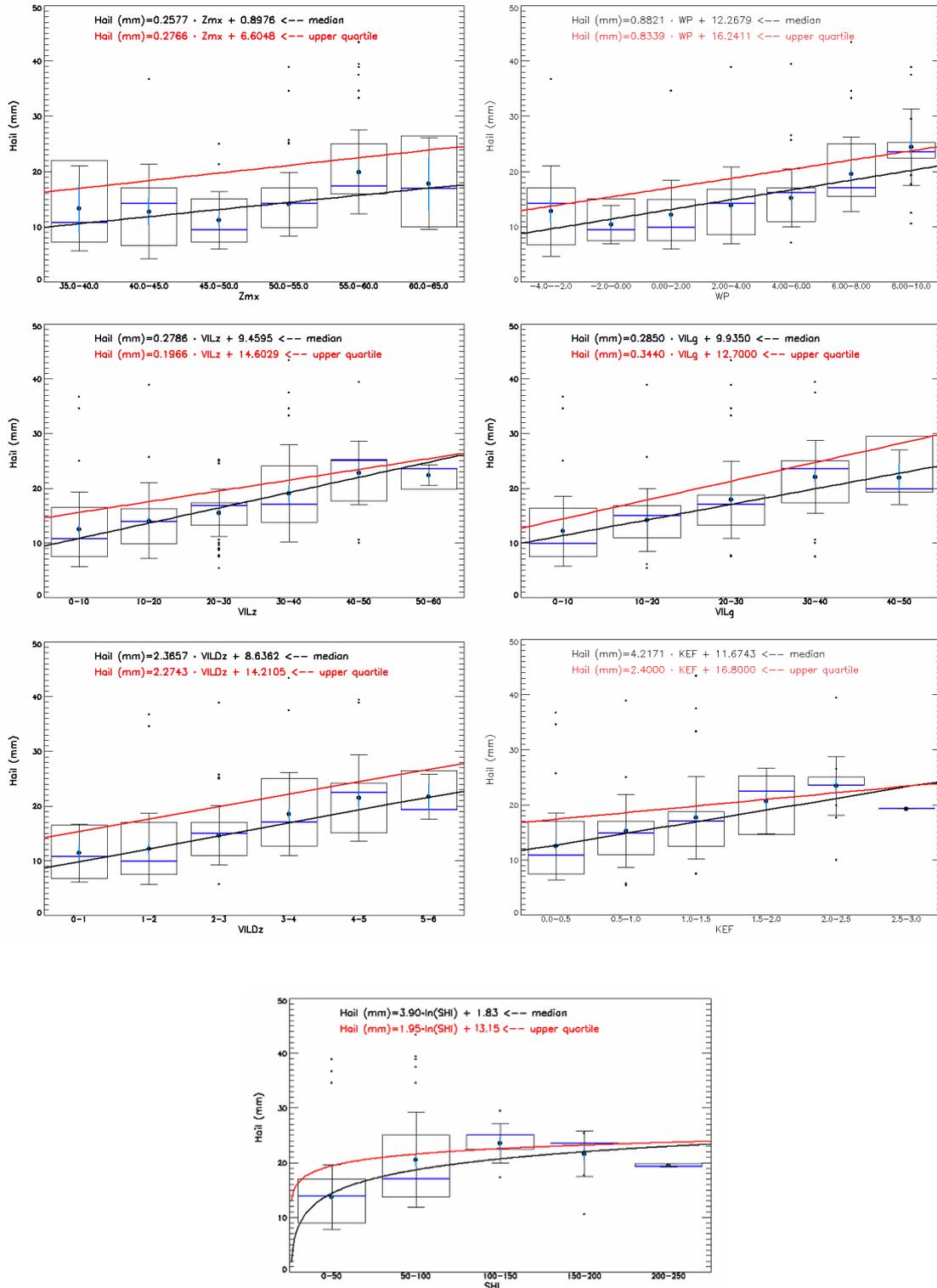


Figura 7.40. Relación con el tamaño en superficie de los parámetros radar. Gráficos boxplots con el ajuste correspondiente al cuartil superior (en rojo) y a la mediana (en negro).

Para evaluar la validez de las ecuaciones de estima del tamaño se han empleado los diagramas de fiabilidad (Wilks, 1995) y se han aplicado sobre todas aquellas observaciones de granizo que se han producido fuera del área de granizómetros del valle del Ebro; dichas observaciones corresponden a un total de 136 células convectivas (Figura 7.41) las cuales han registrado granizo en algún momento de su ciclo de vida y no han sido utilizadas para la obtención de las ecuaciones de tamaño. El objetivo de realizar esta validación consiste en obtener un valor del tamaño máximo estimado en zonas donde se ha producido granizo, y compararlo con los registros obtenidos por los observadores y colaboradores meteorológicos del valle del Ebro.

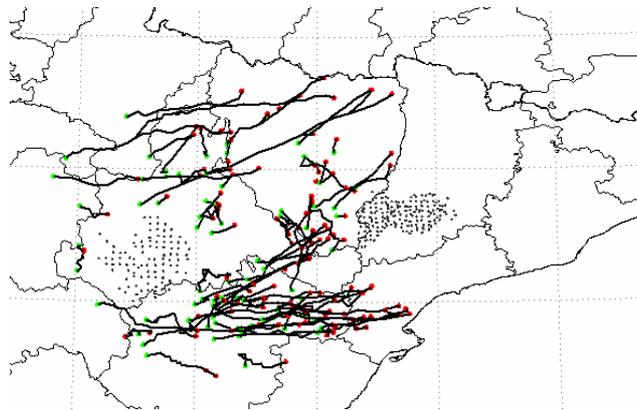


Figura 7.41. Células convectivas seleccionadas para validar las observaciones de granizo fuera del área de granizómetros.

Realizar este tipo de cálculos implica poder llegar a realizar una estimación, por la compañía aseguradora, de los daños ocasionados por una granizada de un determinado tamaño de granizo. Hasta ahora solo era posible, en España, identificar el tamaño real del granizo a partir de observaciones directas, detectar su presencia empleando probabilidades de granizo en superficie o estimar el tamaño máximo a partir de ecuaciones mal empleadas y no adaptadas a la zona de estudio. Gracias a estas ecuaciones y, a partir de los datos subjetivos de la observación de granizo, es posible llegar a cuantificar el fenómeno sin la necesidad de disponer de una medida exacta del tamaño del fenómeno. Para poder llevarlo a cabo, el único requisito es saber si se ha observado granizo, hecho que es posible verificar a partir de los destrozos observados en superficie o a partir de fotografías.

En este apartado se puede concluir que, observando los valores medios del error (Figura 7.42) y el sesgo (Figura 7.43) en función de las diferentes clases de granizo observadas, los errores son significativos de un valor elevado para el caso de granizo pequeño (<10 mm) y para el caso de granizo de gran tamaño (>25 mm). Estos resultados son consecuencia de varios factores, como por ejemplo la observación subjetiva. Mientras que por un lado el tamaño del

granizo pequeño es de difícil observación y por lo tanto de difícil estima de su valor máximo (debido a la mayor densidad de la precipitación), lo cual implica que la estima a partir de las ecuaciones muestre el valor de sobrevaloración; por el otro lado, la baja densidad del granizo de gran tamaño y su elevado impacto social, dificultan la comparación entre el valor estimado y el valor real. Tal y como ya se había visto anteriormente, la observación del granizo de gran tamaño tiende a ser sobrevalorada por los observadores (este hecho se ve claramente en los resultados obtenidos en las gráficas de error medio y de sesgo, observando que la estima del tamaño de granizo está muy por debajo de la observación subjetiva).

Finalmente, un buen resultado se obtiene en el caso de granizo de tamaño comprendido entre los 10 mm y los 30 mm en diámetro, ya que dada su mayor ocurrencia, es el de mejor ajuste mediante las ecuaciones de estima del tamaño. A todos estos errores hay que añadirles un margen de error permitido debido a la agrupación por clases de granizo. En este caso el de $\pm 2,5$ mm en la observación subjetiva. Por último, todos los métodos tienen el mismo comportamiento y no presentan diferencias significativas, es decir, no existen grandes variaciones al emplear un método u otro.

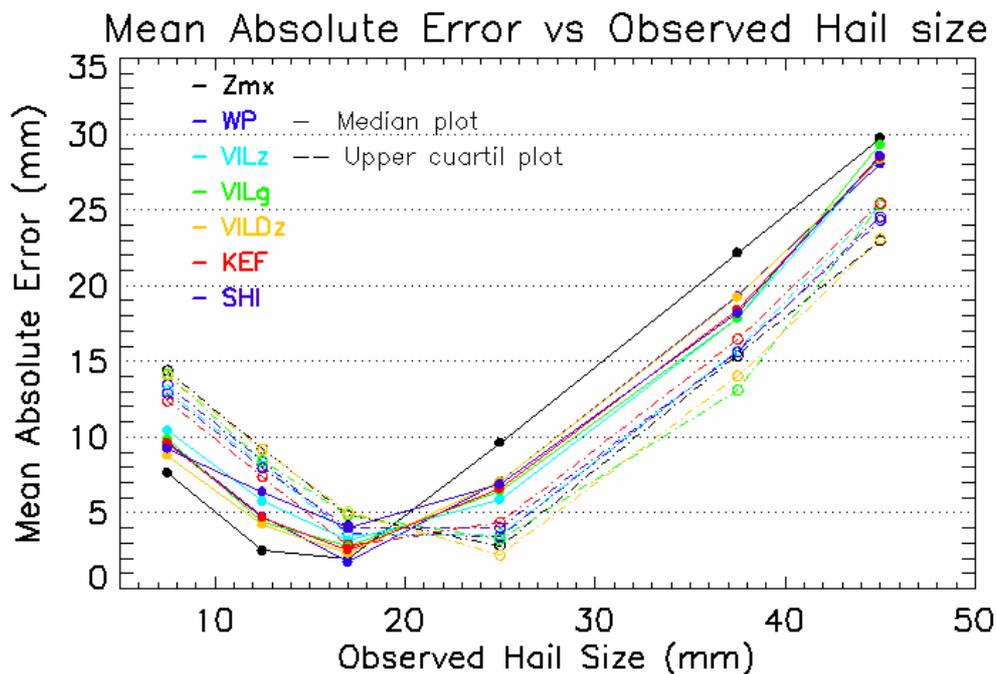


Figura 7.42. Error medio del tamaño estimado para cada clase de granizo observado por colaboradores meteorológicos. Los diferentes colores muestran los errores medios para diferentes parámetros radar. Asimismo, la línea continua coincide con la evolución del error para la estima a partir de la mediana y en línea discontinua para el caso del cuartil superior.

El uso de este tipo de ecuaciones y pronósticos, en caso de no disponer de observación directa de granizo en superficie mediante granizómetros u observadores, debe ser complementado con las gráficas de probabilidad obtenidas en el apartado anterior. Un caso práctico puede verse con el parámetro de Waldvogel, en los rangos de valores del WP entre [-4,0 km, -2,0 km] el tamaño máximo estimado según la ecuación del cuartil superior para WP=3,0 km es de 13,7 mm. No obstante, fijándose en la ecuación de la probabilidad de granizo, la probabilidad de ocurrencia es del 0,4 %, es decir, en caso de no disponer de observación real o de evidencias en superficie, se podría descartar la precipitación de granizo.

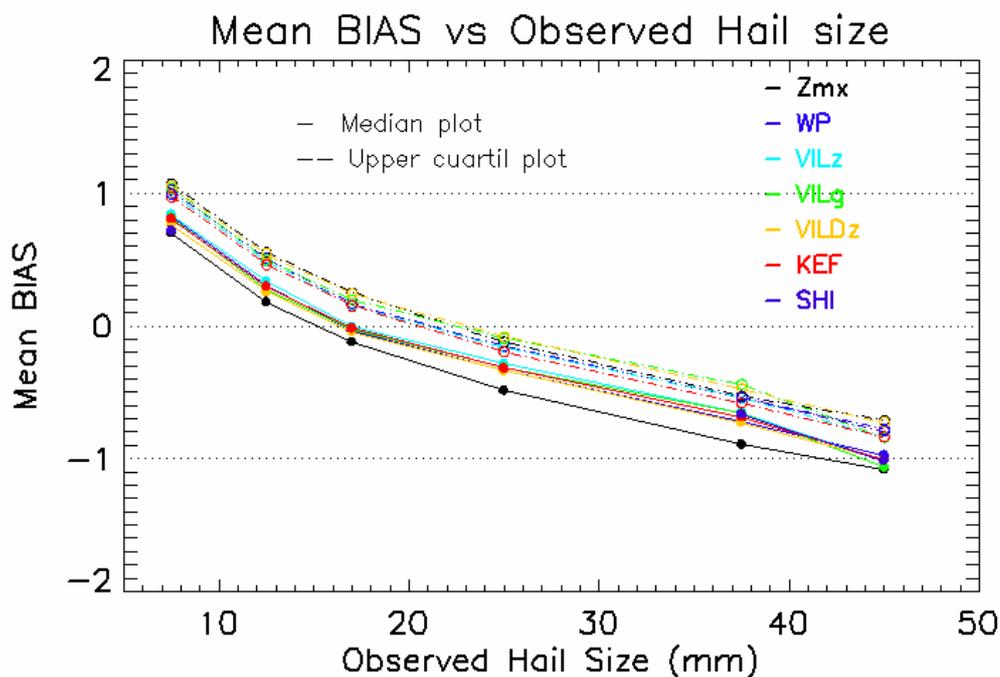


Figura 7.43. Sesgo medio del tamaño estimado para cada clase de granizo observado por colaboradores meteorológicos. Los diferentes colores muestran los errores medios para diferentes parámetros radar. Asimismo, la línea continua coincide con la evolución del sesgo para la estima a partir de la mediana y en línea discontinua para el caso del cuartil superior. El sesgo se ha definido como:

$$\text{como: } BIAS = \log_{10} \left(\frac{\text{Tamaño_máximo_predicho}}{\text{Tamaño_máximo_observado}} \right)$$

7.2.5 Resumen

En los anteriores apartados se han obtenido unas dependencias específicas con la probabilidad de granizo, con la probabilidad de granizo severo y la estima del tamaño máximo en superficie. Si bien hay parámetros que funcionan relativamente mejor que otros en determinadas áreas de la zona de estudio, como el KEF en el caso de Zaragoza o el WP en el

caso de Lleida para discriminar entre granizo y no granizo, las diferencias entre la utilización de un tipo de parámetro radar u otro no son significativas (diferencias entre métodos alrededor del 1 o 2% en los valores más bajos). Así pues, el uso de un parámetro u otro no conlleva cambios importantes. La misma situación se repite en el caso de las ecuaciones de probabilidad de granizo y en el caso de la estima del tamaño máximo esperado, donde las diferencias entre métodos tampoco son significativas.

Si bien los resultados no muestran diferencias significativas, todas las ecuaciones descritas y umbrales, junto con la metodología propuesta, son resultados que deben ser tenidos en cuenta en el momento de mejorar la predicción de granizo. Además, también son muy útiles para la formación de predictores para la toma de decisiones importantes, tal y como es en este caso, la estima de granizo y de su correspondiente tamaño máximo. Por otro lado, estos presentan una información muy útil para las compañías aseguradoras, las cuales pueden establecer unos criterios de actuación en función de unas determinadas situaciones de probabilidad de granizo y de tamaño máximo estimado.

A pesar de estos buenos resultados, esta metodología presenta el inconveniente de no tener bien definido qué parámetro radar es el más óptimo para el estudio del granizo. Si bien existen unos ciertos parámetros que si presentan una buena dependencia, no existe uno claramente diferenciable, por lo que el uso de todas estas técnicas puede ser redundante para llegar a pronosticar granizo en superficie. Por consiguiente, si existen varios parámetros con las mismas características, seguramente este hecho será debido a las dependencias entre ciertos parámetros radar. Así pues, la solución podría ser plantear la formulación de un nuevo parámetro radar. No obstante, no se encontrarían resultados muy diferentes. Además, observando la dependencia de todos ellos con las variables medioambientales, la observación de granizo dependería del día en cuestión, es decir, no existe un parámetro radar que sea 100% fiable para la detección de granizo en superficie empleando este tipo de técnica. En todos los casos estudiados hasta ahora, se requieren unas condiciones medioambientales necesarias, las cuales explican porque unas veces se registra granizo en superficie y otras no. Un ejemplo de esta dependencia puede observarse en la relación obtenida entre las isotermas de 0 °C y de -20 °C, donde se detecta una región del espectro donde se produce la observación de piedra en el suelo (Figura 7.44). En este caso, cuando las alturas de la isocero se encuentran entre 3.000 y 3.600 metros y las alturas de la isoterma de -20 °C se encuentran entre 5.700 y 6.500 metros, la situación es más favorable para la presencia de granizo en superficie. Es decir, si en estas circunstancias se obtienen valores elevados de los parámetros radar, aumentará la probabilidad y la eficiencia de los umbrales discriminantes de granizo.

Existen parámetros que tratan de detectar esta influencia, como el uso del parámetro de Waldvogel o el uso del SHI, pero estos parámetros no son suficientes para detectar la gran cantidad de combinaciones posibles, tal y como se ha podido comprobar. En López (2003) se propone el uso de la técnica de la regresión multivariante para la obtención de un modelo logístico. Con esta técnica se detecta aquella combinación de parámetros radar que se combina mejor para minimizar el índice de falsas alarmas y aumentar la probabilidad de detección.

Por otro lado, mediante el uso de los gráficos “*scatter plots*” y del análisis de correlaciones, se ha podido detectar gran dependencia entre la gran mayoría de los parámetros radar usados para la caracterización de las células convectivas. Un ejemplo de ello se puede ver en la Figura 7.45, donde se observa la correlación que existe entre el VILZmax y el WP y entre el SHI y la Zmax. De esta forma, se propone realizar un análisis que reduzca la información redundante de las células convectivas.

Del gran número de técnicas que existen, el análisis en componentes principales (ACP) ha sido muy empleado para estudios meteorológicos y climáticos. Esta metodología elimina información redundante de la muestra original. El ACP permitirá obtener un listado mucho menor de variables para caracterizar la célula convectiva, pudiendo realizar una mejor detección de los índices de detección de granizo, como también obtener dependencias de las nuevas componentes con el tamaño en superficie mediante regresiones multilineales, y, por otro lado, como se verá en apartados futuros, el análisis del ciclo de vida de la intensidad de la célula con el objetivo de mejorar la predicción a muy corto plazo.

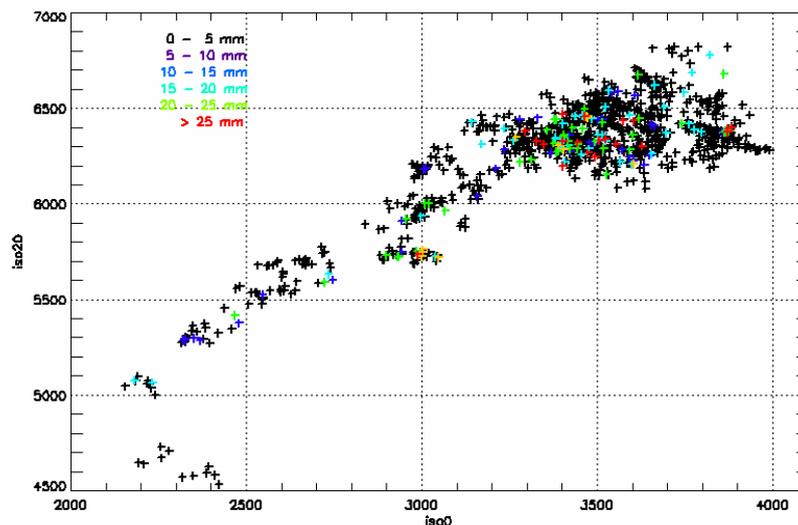


Figura 7.44 Relación entre las isothermas de 0°C y de -20°C y entre el tamaño del granizo.

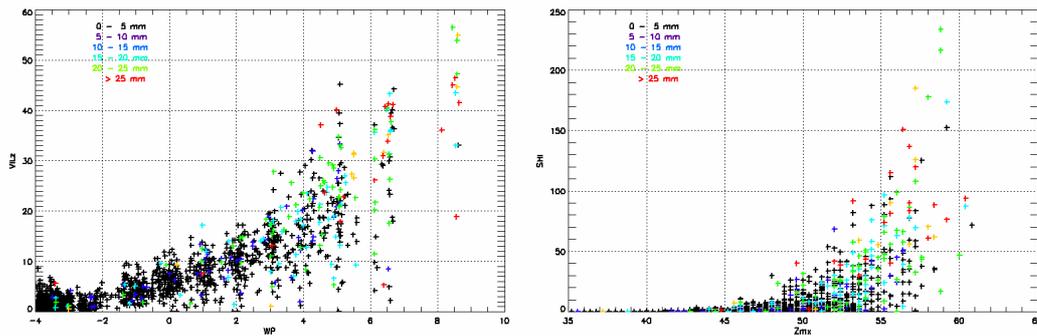


Figura 7.45 Relación entre el VILZmax y el WP (izquierda) y entre el SHI y la Zmax (derecha).

7.3 El Análisis en Componentes Principales de los parámetros radar y definición de nuevos parámetros

Los métodos estadísticos más utilizados con fines climatológicos son el Análisis por Componentes Principales (ACP), el Análisis de Conglomerados y el Análisis en Componentes Principales en conjunción con el Análisis de Conglomerados. El objetivo de estos métodos es la reducción de la base de datos con el fin de hacerla más manejable y más fácil de interpretar físicamente (Gibergans et al, 1995). Para este fin se establecen unos grupos con las mismas características de la variable en cuestión. Al final, tras aplicar la técnica del ACP en la presente tesis, se reduce el número de parámetros radar que caracterizan las células convectivas. Se considerará que los resultados son aceptables siempre y cuando con las nuevas variables se pueda explicar más de un 60% de la varianza. La eliminación de datos se realiza a partir de los autovalores de las nuevas variables, donde se seleccionarán aquellas a partir de un autovalor mínimo, o lo que es lo mismo, aquellas que representen bien las variables iniciales y por lo tanto contengan gran porcentaje de la varianza de la muestra. El método aplicado para la selección de las variables es el Método de Kaiser (1958), y el método de rotación escogido es el "Varimax".

Las fases de un análisis de componentes principales consisten en: el análisis de la matriz de correlaciones (a), la selección de los factores (b) y el análisis de la matriz factorial (c). Un análisis de componentes principales tiene sentido si existen altas correlaciones entre las variables, ya que esto es indicativo de que existe información redundante y, por tanto, pocos factores explicarán gran parte de la variabilidad total de la muestra. La elección de los factores se realiza de tal forma que el primero recoja la mayor proporción posible de la variabilidad original; el segundo factor debe recoger la máxima variabilidad posible no recogida por el primero, y así sucesivamente. Del total de factores se elegirán aquellos que recojan el porcentaje de variabilidad que se considere suficiente. A estos se les denominará componentes principales.

Una vez seleccionados los componentes principales, se representan en forma de matriz. Cada elemento de esta representa los coeficientes factoriales de las variables (las correlaciones entre las variables y los componentes principales). La matriz tendrá tantas columnas como componentes principales y tantas filas como variables.

Hasta el momento han sido analizados algunos de los parámetros radar de forma independiente. No obstante, debido a la gran cantidad de parámetros y a las dependencias entre algunos de ellos se ha creído oportuno realizar un análisis en componentes principales. De esta forma se encuentran unas nuevas variables las cuales describen de forma más sencilla y con más significado la varianza de los parámetros radar originales. Además, gracias a la inclusión de los valores de las isoterma de 0 °C y -20 °C y de los componentes del viento medio de los niveles medios y bajos en la caracterización de las células convectivas, con el ACP se podrá incluir parte de la variabilidad medioambiental comentada en el apartado 7.2.

Este análisis ha sido realizado teniendo en cuenta todas las células detectadas hasta el momento por el radar meteorológico, tanto si han producido o no granizo en superficie. Se ha seleccionado toda el área cubierta por el radar meteorológico de forma que el análisis en componentes principales abarque la mayor cantidad de valores adquiridos por los parámetros radar. Posteriormente, las nuevas variables obtenidas serán analizadas en la región cubierta por granizómetros con el fin de encontrar una relación entre las nuevas variables y el granizo en superficie. En consecuencia, con estas nuevas variables se procederá de la misma forma que en el apartado 7.2.

Los 25 parámetros disponibles para realizar el análisis en componentes principales son: eje máximo, eje mínimo, volumen, altura de la base, de la cima, inclinación del eje vertical, altura del centroide, altura de la isocero y de la isoterma de -20 °C, viento medio de las capas medias y bajas (u, v), Zmin, Zmean y Zmax, VILcell, VILgrid, VILzmax, VILDzmax, VILDcell, WP, E45, KEF, SHI, POSH y tipo de sistema 2D asociado.

Para poder llevar a cabo el análisis en componentes principales será necesario normalizar la base de datos con el fin de poder llegar a comparar las observaciones. Es decir, el siguiente paso consiste en realizar la estandarización de los parámetros de forma que estos puedan ser comparados y tengan significado físico. La estandarización de los 25 parámetros se puede observar de forma gráfica en la Figura 7.46. En ella se muestra la proximidad del valor medio y la desviación estándar de la distribución respecto al máximo valor del parámetro.

Análisis descriptivo de los parámetros radar en el valle del Ebro

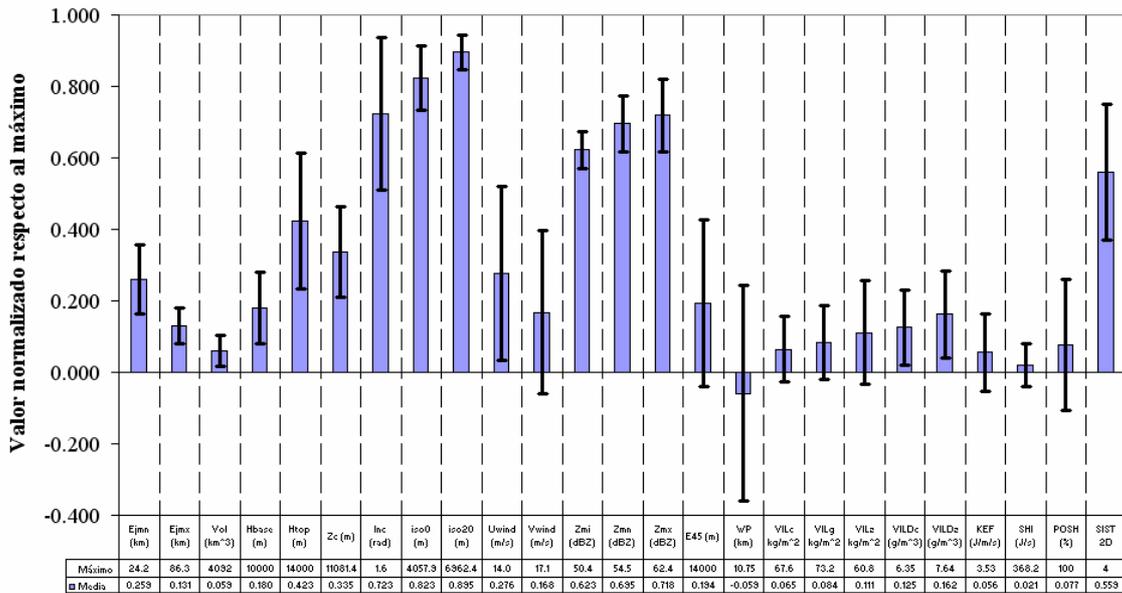


Figura 7.46 Valores medios y desviaciones estándar de las variables seleccionadas y para el periodo de estudio.

Finalmente, de las 25 variables seleccionadas se obtiene que un 77,43% de la varianza de la muestra es explicada con 5 componentes principales (Tabla 7.9), hecho que corrobora la gran dependencia entre los parámetros radar empleados (Tabla 7.10). La interpretación física a este resultado consiste en las siguientes descripciones:

- PC1:** esta componente principal explica un 42,5% de la varianza total de la muestra, por lo que contiene gran información sobre la célula convectiva. Esta componente está muy correlacionada con multitud de parámetros radar, en concreto, los VIL y las densidades de VIL, el KEF, SHI y el POSH, el E45, el WP. Indica la organización en la vertical de las reflectividades elevadas. Altos valores de esta componente estarán asociados a intensas tormentas desarrolladas en la vertical. Así pues, se define esta componente como la **Distribución Vertical de la reflectividad – Vertical Distribution of Reflectivity – VDR**.
- PC2:** La segunda componente explica un 12,1% del total de la varianza, la correlación se encuentra con aquellos parámetros relacionados con las dimensiones físicas de la célula: el radio mínimo y máximo del elipsoide obtenido y el volumen de la célula. Por consiguiente, esta componente se define

como **Dimensiones físicas – Physical Dimensions – PD** de la célula convectiva.

- **PC3:** La tercera componente explica menos varianza, un 8,9%, y está relacionada con las alturas de las isotermas de 0 °C y de -20 °C, integrándose en esta variable parte de las condiciones medioambientales, aquellas ligadas a los procesos físicos de fusión y de congelación. Así pues, esta componente será denominada como **Nivel de fusión y de enfriamiento – Melting and Cooling Parameter – MCP** de la célula convectiva.
- **PC4:** Esta componente explica un 7,2% de la varianza y está mayormente correlacionada con la altura de la base y la altura del centroide, por lo que indicará la posición de la base y si su centro de masas se encuentra en zonas altas o bajas. Es decir, si la célula se encuentra en estado de formación, de madurez o de disipación. La componente 4 se define como **Estado de formación, madurez y disipación – Formation, Mature or Dissipation stage – FMD**.
- **PC5:** Esta última componente está relacionada con la reflectividad mínima, media y máxima y con el tipo de sistema precipitante, esto es con el porcentaje de precipitación convectiva y su dimensión espacial en dos dimensiones. Valores muy negativos indicarían sistemas estratiformes, mientras que el caso inverso indicaría sistemas convectivos multicelulares. La varianza explicada corresponde a un 6,7% del total. Se define como **Reflectividad y nivel de organización de la convección – Reflectivity and Convective Organization – RCO**.

| Componente | Initial Eigenvalues | | | Rotation Sums of Squared Loadings | | |
|------------|---------------------|------------------|-------------|-----------------------------------|------------------|-------------|
| | Total | % de la varianza | % acumulado | Total | % de la varianza | % acumulado |
| 1 | 12.323 | 49.293 | 49.293 | 10.626 | 42.505 | 42.505 |
| 2 | 2.363 | 9.452 | 58.745 | 3.020 | 12.078 | 54.583 |
| 3 | 2.040 | 8.159 | 66.904 | 2.224 | 8.894 | 63.477 |
| 4 | 1.592 | 6.367 | 73.271 | 1.809 | 7.234 | 70.711 |
| 5 | 1.040 | 4.161 | 77.432 | 1.680 | 6.721 | 77.432 |
| 6 | 0.949 | 3.797 | 81.229 | | | |
| 7 | 0.905 | 3.619 | 84.849 | | | |
| 8 | 0.811 | 3.243 | 88.091 | | | |
| 9 | 0.748 | 2.992 | 91.083 | | | |
| 10 | 0.634 | 2.537 | 93.620 | | | |

Tabla 7.9 Varianza explicada por las 10 primeras componentes principales (solución no rotada) y varianza explicada por las 5 componentes principales seleccionadas (solución rotada).

| PC | Matriz de componentes | | | | | Matriz de componentes rotada | | | | |
|--------|-----------------------|--------|--------|--------|--------|------------------------------|--------------|--------------|--------------|---------------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| Ejmn | 0.677 | 0.202 | -0.515 | 0.126 | -0.004 | 0.505 | 0.716 | 0.072 | -0.036 | -0.076 |
| Ejmax | 0.538 | 0.254 | -0.635 | 0.165 | -0.143 | 0.311 | 0.833 | 0.053 | -0.096 | -0.033 |
| Vol | 0.639 | 0.244 | -0.635 | 0.168 | -0.045 | 0.434 | 0.832 | 0.067 | -0.08 | -0.100 |
| Hbase | -0.053 | 0.371 | 0.269 | -0.792 | 0.147 | -0.094 | -0.171 | 0.046 | 0.907 | 0.011 |
| Htop | 0.837 | 0.301 | -0.148 | -0.288 | 0.052 | 0.677 | 0.472 | 0.129 | 0.442 | 0.079 |
| Zc | 0.657 | 0.406 | 0.003 | -0.573 | 0.093 | 0.506 | 0.309 | 0.129 | 0.747 | 0.083 |
| Inc | -0.036 | -0.344 | 0.32 | 0.219 | 0.366 | 0.207 | -0.505 | -0.003 | -0.247 | -0.213 |
| iso0 | 0.16 | 0.774 | 0.334 | 0.356 | 0.124 | 0.053 | 0.064 | 0.929 | 0.086 | -0.017 |
| iso20 | 0.162 | 0.716 | 0.344 | 0.372 | 0.107 | 0.066 | 0.039 | 0.894 | 0.046 | 0.003 |
| Uwind | 0.011 | 0.285 | 0.227 | 0.19 | -0.122 | -0.056 | -0.022 | 0.388 | -0.034 | 0.168 |
| Vwind | 0.135 | 0.433 | 0.193 | 0.206 | 0.055 | 0.068 | 0.05 | 0.528 | 0.045 | 0.014 |
| Zmi | 0.374 | -0.237 | 0.46 | 0.127 | -0.371 | 0.365 | -0.228 | 0.053 | -0.169 | 0.588 |
| Zmn | 0.875 | -0.116 | 0.213 | 0.013 | -0.302 | 0.776 | 0.151 | 0.051 | 0.004 | 0.538 |
| Zmx | 0.854 | -0.005 | 0.085 | -0.041 | -0.332 | 0.701 | 0.298 | 0.056 | 0.075 | 0.510 |
| E45 | 0.917 | -0.004 | 0.019 | -0.069 | -0.101 | 0.813 | 0.300 | 0.049 | 0.129 | 0.294 |
| WP | 0.907 | -0.091 | -0.019 | -0.11 | -0.116 | 0.815 | 0.296 | -0.055 | 0.121 | 0.298 |
| VILc | 0.933 | -0.105 | 0.04 | 0.063 | 0.184 | 0.941 | 0.168 | 0.071 | 0.015 | 0.044 |
| VILg | 0.963 | -0.094 | 0.01 | 0.056 | 0.134 | 0.947 | 0.221 | 0.062 | 0.017 | 0.083 |
| VILz | 0.97 | -0.09 | -0.006 | 0.067 | 0.139 | 0.953 | 0.237 | 0.065 | 0.008 | 0.073 |
| VILDc | 0.861 | -0.179 | 0.228 | 0.054 | -0.037 | 0.856 | 0.031 | 0.055 | -0.021 | 0.304 |
| VILDz | 0.905 | -0.174 | 0.178 | 0.073 | -0.128 | 0.864 | 0.116 | 0.041 | -0.051 | 0.373 |
| KEF | 0.918 | -0.165 | 0.093 | 0.091 | 0.19 | 0.952 | 0.096 | 0.058 | -0.029 | 0.057 |
| SHI | 0.822 | -0.158 | 0.086 | 0.013 | 0.354 | 0.904 | 0.021 | 0.033 | 0.056 | -0.106 |
| POSH | 0.867 | -0.186 | 0.04 | -0.05 | 0.254 | 0.916 | 0.089 | -0.042 | 0.084 | -0.019 |
| SIST2D | -0.299 | -0.227 | -0.292 | 0.157 | 0.358 | -0.151 | -0.048 | -0.212 | -0.249 | -0.496 |

Tabla 7.10 Correlaciones de cada componente principal con cada variable: solución no rotada y solución rotada utilizando el método Varimax con normalización Kaiser. En negrita las mayor correlacionadas.

Las componentes principales pueden obtenerse mediante una combinación lineal de las variables iniciales, de esta forma, mediante la Ec. 7.9 y los coeficientes de la Tabla 7.11 se pueden obtener las cinco componentes principales.

$$Ec. 7.9 \quad F_j = \sum_{i=1}^p W_{ji} X_i = W_{j1} X_1 + W_{j2} X_2 + \dots + W_{jp} X_p$$

Donde W_{ji} son los coeficientes de las puntuaciones factoriales y p es el número de variables.

| | Component Score Coefficient Matrix | | | | |
|---------------|---|----------|----------|----------|----------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| Ejmn | -0.003 | 0.260 | 0.006 | -0.064 | -0.093 |
| Ejmax | -0.063 | 0.354 | -0.005 | -0.103 | -0.003 |
| Vol | -0.028 | 0.327 | 0.004 | -0.093 | -0.085 |
| Hbase | -0.005 | -0.113 | -0.037 | 0.542 | -0.042 |
| Htop | 0.028 | 0.106 | -0.001 | 0.217 | -0.050 |
| Zc | 0.017 | 0.039 | -0.015 | 0.407 | -0.046 |
| Inc | 0.159 | -0.285 | 0.050 | -0.113 | -0.259 |
| iso0 | -0.003 | -0.025 | 0.438 | -0.021 | -0.076 |
| iso20 | -0.001 | -0.033 | 0.423 | -0.042 | -0.059 |
| Uwind | -0.042 | -0.001 | 0.181 | -0.056 | 0.132 |
| Vwind | -0.002 | -0.011 | 0.247 | -0.017 | -0.029 |
| Zmi | -0.014 | -0.100 | 0.013 | -0.130 | 0.410 |
| Zmn | 0.010 | 0.007 | -0.018 | -0.048 | 0.316 |
| Zmx | -0.021 | 0.083 | -0.025 | -0.011 | 0.318 |
| E45 | 0.041 | 0.043 | -0.021 | 0.032 | 0.110 |
| WP | 0.042 | 0.046 | -0.070 | 0.034 | 0.119 |
| VILc | 0.134 | -0.061 | 0.018 | -0.019 | -0.136 |
| VILg | 0.120 | -0.032 | 0.008 | -0.022 | -0.098 |
| VILz | 0.120 | -0.026 | 0.010 | -0.028 | -0.106 |
| VILDc | 0.089 | -0.086 | 0.004 | -0.046 | 0.090 |
| VILDz | 0.065 | -0.037 | -0.008 | -0.071 | 0.159 |
| KEF | 0.145 | -0.093 | 0.017 | -0.041 | -0.132 |
| SHI | 0.179 | -0.142 | 0.012 | 0.024 | -0.271 |
| POSH | 0.154 | -0.100 | -0.034 | 0.038 | -0.190 |
| SIST2D | 0.082 | -0.029 | -0.052 | -0.100 | -0.371 |

Tabla 7.11 Coeficientes para obtener las componentes principales seleccionadas.

7.3.1 Distribución Vertical de la reflectividad - VDR

Con el análisis en componentes principales realizado se puede aplicar la misma metodología que en el análisis de los principales parámetros radar (apartado 7.2.1) pero para el caso de las componentes principales. En concreto, para evaluar la presencia de granizo se han analizado las nuevas componentes obtenidas, es decir, se crearán nuevos criterios de detección de granizo basados en estos nuevos parámetros.

Si bien en el caso de los parámetros radar iniciales existían una serie de variables que podían llegar a pronosticar, con un determinado grado de validez, la presencia de granizo en superficie, en el caso de las nuevas variables esto no es así. De todos los análisis realizados, la única componente principal que presenta una relación directa con la piedra en superficie es la primera componente principal, la cual está relacionada con todos aquellos parámetros radar

iniciales que permiten identificar granizo en el suelo. Así, a continuación se describirá el comportamiento de la nueva variable VDR o Distribución Vertical de la Reflectividad.

Para el caso de la primera componente principal, VDR, se observan valores similares a los obtenidos anteriormente en el caso de los parámetros iniciales. El mejor umbral discriminatorio entre granizo y no granizo se obtiene en un valor de VDR de 1,2 para todo el valle del Ebro y Zaragoza y de 0,5 para el área de Lleida, con unos valores de CSI de 0,38, 0,54 y 0,43; POD de 0,41, 0,62 y 0,44; y FAR 0,35, 0,58 y 0,54 (Figura 7.47). Este resultado no es muy diferente a los obtenidos anteriormente, no obstante, solo con esta variable, a diferencia de los parámetros iniciales, se explica gran parte de la variabilidad de las células convectivas (42,5%). Por lo tanto, se reduce o se sintetiza la toma de decisiones basándose en un solo umbral de un parámetro radar para cualquier área de la zona de estudio. Simplemente es necesario definir los umbrales óptimos en cada área de trabajo. Para el caso de probabilidad de granizo en superficie, la relación obtenida para el caso de la VDR es del tipo lineal con un coeficiente de correlación de 0,85 (Figura 7.48). La ecuación es la mostrada en la Ec. 7.10.

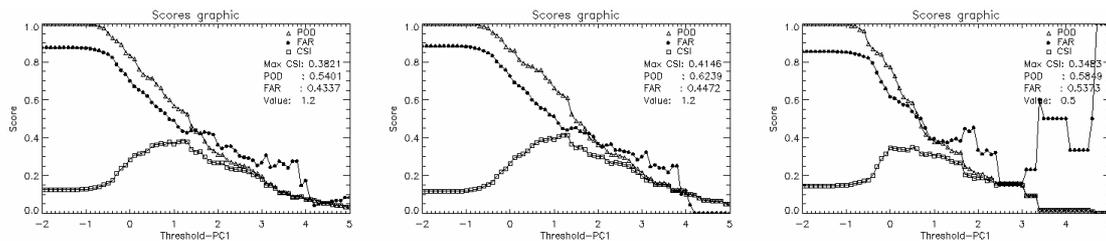


Figura 7.47. Evolución de los índices POD, FAR y CSI en función de la VDR o PC1: toda el área cubierta por granizómetros (izquierda), granizómetros de Zaragoza (centro) y granizómetros de Lleida (derecha).

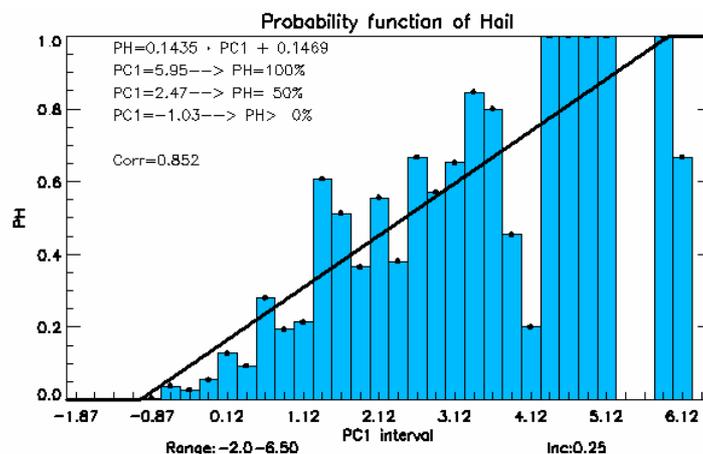


Figura 7.48 Probabilidad de granizo en función del PC1 o VDR.

Ec. 7.10 $POH = 0.1435 \cdot VDR + 0.1469$

Para el caso de las demás componentes principales (PD, MCP, FMD, RCO) no se puede establecer ninguna relación con la probabilidad de granizo. Además, en cuanto al uso de tablas de contingencia, estas no presentan un buen funcionamiento, es decir, se obtienen altos valores del FAR y bajos valores de POD en todo el rango de valores de la componente. Por otro lado, y a pesar de no encontrar ninguna relación con los demás parámetros, la gran ventaja de el uso de estas variables es la reducción de un gran número de variables iniciales en unas nuevas variables con significado físico y con las cuales se puede explicar gran parte de la varianza de las células convectivas.

7.4 Estima del tamaño máximo registrado en superficie a partir de los nuevos parámetros radar

Una de las principales técnicas para determinar el tamaño máximo esperado es mediante el uso de la técnica de la regresión multivariante. El objetivo es encontrar relaciones entre parámetros independientes entre si y una variable dependiente, en este caso, la observación de granizo. Si bien en el caso de los parámetros radar iniciales esto no pudo ser aplicado (se ha comprobado la gran dependencia de unas variables con otras) y, por lo tanto, se empleó el uso de los boxplots para determinar el tamaño máximo estimado de granizo en superficie. En el caso de las componentes principales esto puede ser llevado a cabo.

En anteriores trabajos como en Billet et al (1997), se obtuvo una relación multivariante entre el tamaño de granizo y el VIL y varios parámetros de los radiosondeos. En este caso, se pretende realizar el mismo tipo de análisis pero teniendo en cuenta aquellas 5 componentes principales que explican la gran variabilidad de las células convectivas. Por lo tanto, es necesario que las variables no sean dependientes entre ellas para obtener un modelo de regresión multivariante de estima de granizo. Es por este motivo que esta técnica no se ha realizado anteriormente, ya que, tal y como se ha comentado varias veces, existe un alto grado de dependencia entre muchas de las variables, como por ejemplo entre el VILZmax y el WP.

A partir del análisis realizado de las componentes principales se ha reducido el número de variables y se ha conseguido explicar un 77% de la varianza de la muestra. De esta forma, utilizando las 5 nuevas componentes principales se ha realizado la regresión múltiple con el fin de encontrar y mejorar las anteriores relaciones de los parámetros con el tamaño del granizo en superficie. El modelo obtenido a partir de la regresión múltiple de las componentes principales (Ec. 7.11) se muestra en la Figura 7.49.

Ec. 7.11 $MEHS = 10.2 + 3.1VDR + 0.7PD + 0.2MCP + 1.2FMD + 1.7RCO$

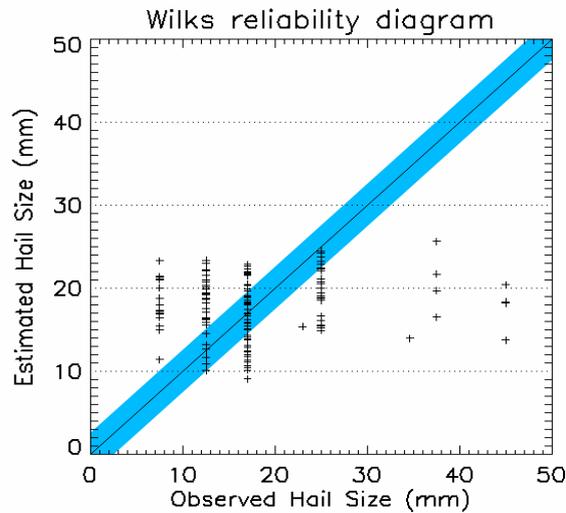


Figura 7.49. Diagrama de fiabilidad de Wilks: Tamaño de granizo estimado respecto al tamaño de granizo observado. La línea negra coincide con el comportamiento perfecto. La banda azul corresponde al error aceptado a partir de la agrupación por clases del granizo observado, cuyo valor es de ± 2.5 mm.

De la Ec. 7.11 se puede concluir que el tamaño de granizo depende de diferentes factores. En primer lugar, el tamaño será mayor a mayor distribución en la vertical de las reflectividades (VDR), el cual implica mayor contenido de agua líquida en la vertical y fuertes corrientes ascendentes. A continuación, influirá el máximo de reflectividad y la organización del sistema (RCO). Esto es, a mayor organización y mayor reflectividad, mayor será el tamaño máximo estimado. En tercer lugar el momento del ciclo de vida de la célula convectiva (FMD), lo que implica que las células convectivas adquieran su máximo tamaño los momentos antes de empezar la fase de decaimiento, cuando el centroide empieza a situarse en niveles bajos. En cuarto lugar, la que tendrá más peso en la estima del tamaño será la dimensión de la célula (PD). Y, por último, se verá influenciado por la distribución de los niveles de fusión y congelación. Cuanto más elevados sean estos, mayor será el tamaño esperado, siempre y cuando las condiciones de la capa de fusión sean tales que no acaben fundiendo la masa de hielo.

Finalmente, para evaluar la fiabilidad de la ecuación obtenida, se ha procedido de la misma forma que en el caso de la estima del tamaño a partir de los parámetros radar iniciales (7.2.4), donde se validaba a partir de las observaciones fuera del área de granizómetros. Así pues, de la gráfica del error medio (Figura 7.50) y de la del sesgo medio (Figura 7.51) asociado a cada clase de granizo observado, se concluye que en general, los valores obtenidos presentan un funcionamiento más óptimo que en el caso anterior, ya que se reducen el número de

ecuaciones de estima a una sola, la cual contiene toda la variabilidad. Los resultados vuelven a verificar las mismas conclusiones que las mostradas en el apartado (7.2.4), donde los mejores tamaños estimados son aquellos comprendidos entre los 10 mm y los 30 mm, debido a que son los más fáciles de pronosticar por el modelo y por los observadores meteorológicos. En granizos de gran tamaño, se observa una discrepancia entre la observación y la estima, siendo esta última mucho menor a la observada. Este último resultado es debido en parte a la sobreestimación de las observaciones subjetivas, mostrando unos valores de granizo mayores a los reales, tal y como se ha visto en el apartado 4.3, donde según Changnon (1971, 1999) y Charlton et al (1995) existe un problema asociado a la sobreestimación del tamaño del granizo, produciéndose un error de 3 a 4 mm para piedras de granizo de entre 6 y 13 mm, un error de 6mm para pedrisco de entre 19 y 15 mm y hasta un error de 6 a 9 mm para medidas de granizo mayores que 25 mm en diámetro.

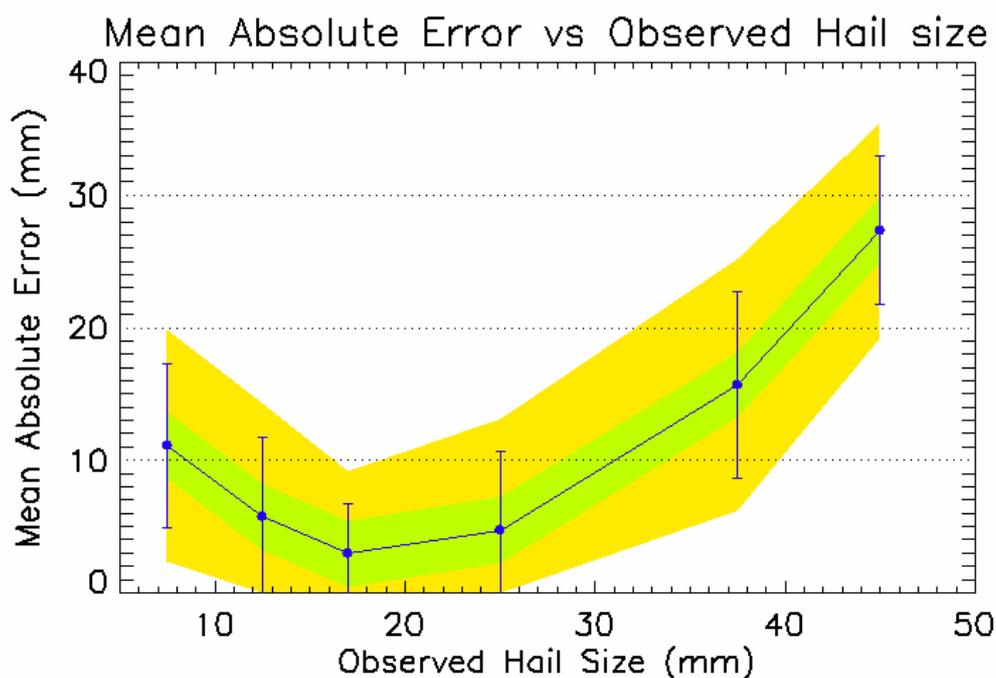


Figura 7.50. Error medio del granizo estimado para cada clase de granizo observado por colaboradores meteorológicos. Las barras de error muestran la desviación estándar para cada clase. En color verde se ha representado el área comprendida entre $\pm 2,5$ mm para el error medio y en color amarillo el área comprendida entre $\pm 2,5$ mm a partir de la desviación estándar.

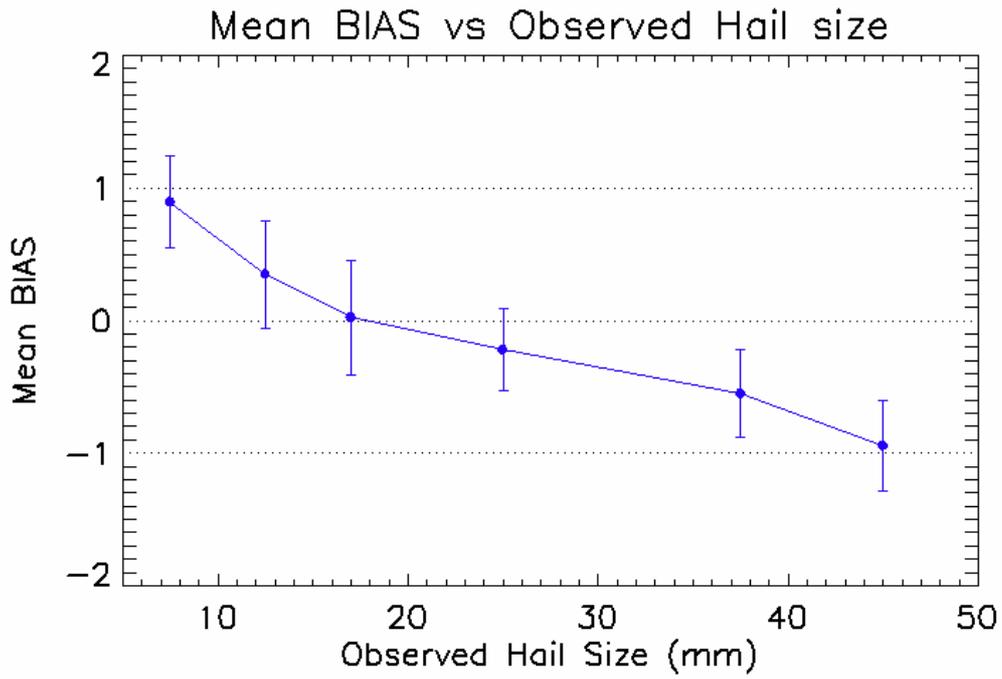


Figura 7.51. Sesgo medio para el tamaño estimado para cada clase de granizo observado por colaboradores meteorológicos. Las barras de error corresponden a la desviación estándar asociada a cada caso.

8 Predicción de los parámetros radar de las células convectivas

8.1 Introducción

Una de las técnicas utilizadas para realizar el pronóstico de situaciones de tiempo severo está basada en la obtención de índices termodinámicos de inestabilidad, así como la CAPE u otros índices. No obstante, según algunos autores, que estas técnicas hayan estado en uso durante muchos años por los centros meteorológicos no es justificación para que sean empleadas como parámetros predictores (Doswell y Schultz, 2006). A pesar de esta última opinión, es evidente que las variables de diagnóstico han estado y, estarán, asociadas a situaciones de tiempo severo, además de tener una gran capacidad de resumir en un simple valor las características de los entornos medioambientales favorables a la producción de situaciones severas (Schaefer, 1986; Johns y Doswell, 1992).

El objetivo de todas las técnicas anteriores basadas en la predicción de determinados fenómenos meteorológicos, es llegar a realizar un pronóstico general del tipo de situación meteorológica. Es decir, no se pretenden realizar pronósticos sobre la evolución temporal de las tormentas o células convectivas, tanto desde el punto de vista espacial como físico (intensidad del fenómeno), sino de cantidades de precipitación acumulada, evolución del campo de vientos o cualquier otra variable física de la atmósfera. El caso que se trata en esta tesis es el comentado en el apartado introductorio de predicción de la intensidad de la convección (apartado 2.4), y consiste en realizar una predicción una vez ya han sido formadas las tormentas, todo ello con la ayuda de un modelo meteorológico mesoescalar el cual es capaz de pronosticar a su escala variables meteorológicas como el viento y las alturas de las isotermas de 0 °C y de -20 °C, de la información previa disponible de un radar meteorológico, desplazamiento e intensidad.

Pronosticar el ciclo de vida de las tormentas es una tarea de gran dificultad debido al gran número de variables que deben ser tenidas en cuenta y debido a la aleatoriedad, a priori, de los fenómenos producidos. Obtener un análisis temporal de los 25 o más parámetros radar es una tarea muy difícil de realizar y de resumir para un predictor, el cual debe tomar la decisión sobre hacia donde irá y sobre si aumentará o disminuirá la intensidad de la tormenta teniendo la duda sobre que parámetro o parámetros radar centrarse.

Se ha visto como en el apartado 7.3 toda la información contenida en la gran multitud de parámetros ha podido ser resumida en cinco componentes diferentes las cuales contienen gran parte de la variabilidad de las tormentas, y a la vez separa de forma muy clara toda la información de la célula convectiva: intensidad, dimensiones físicas, niveles de congelación, estado de madurez y tipo de organización del sistema precipitante asociado a la célula convectiva. Además, gracias al análisis de granizo realizado en el transcurso de la tesis, es posible establecer una probabilidad de granizo en función del tiempo. Por otra parte, mediante el análisis en componentes principales, existe la posibilidad de realizar un pronóstico de un número reducido de variables, las cuales serán de muy fácil interpretación física para un predictor meteorológico y simplificará la tarea de análisis de los parámetros radar así como la toma de decisiones.

Para todo ello se propone partir de una cierta hipótesis. Hasta ahora se ha demostrado que las variables meteorológicas obtenidas a partir de un radar meteorológico guardan cierta dependencia entre si. Además, se ha comprobado que existen unas determinadas condiciones para la observación de granizo en superficie y de su relación con el tamaño máximo estimado. Todo ello hace pensar en que las tormentas convectivas guardan una serie de patrones de evolución temporal que permiten clasificar las tormentas en diferentes tipos, de forma que sea posible conocer el tipo de ciclo de vida que tendrá asociado y por lo tanto realizar un predicción dada una observación de sus posteriores valores de posición e intensidad, todo ello dentro de un marco donde a priori se establece la aleatoriedad de la ocurrencia y comportamiento de las células convectivas.

Por consiguiente, se propone aplicar una metodología basada en realizar predicciones en función de los valores previos de los parámetros que caracterizan la célula convectiva. Es decir, se obtendrán diferentes modelos de comportamiento dependiendo del tiempo de vida de la célula convectiva, los cuales se utilizarán posteriormente. No obstante, existen una serie de peculiaridades o errores que deben tenerse en mente en el momento de aplicar esta técnica: en los primeros instantes de formación de la célula, esta podrá tener una gran multitud de comportamientos (comentados anteriormente como aleatoriedad del fenómeno), células de corta duración e intensas, células de corta duración y débiles, células de larga duración pero baja

intensidad, etc.; por otra parte, para células con más tiempo de vida, el número final de diferentes posibilidades se reduce bastante. Esto puede verse de forma gráfica en la Figura 8.1 donde se puede apreciar como el número de células decrece de forma exponencial en función de la duración de la célula convectiva.

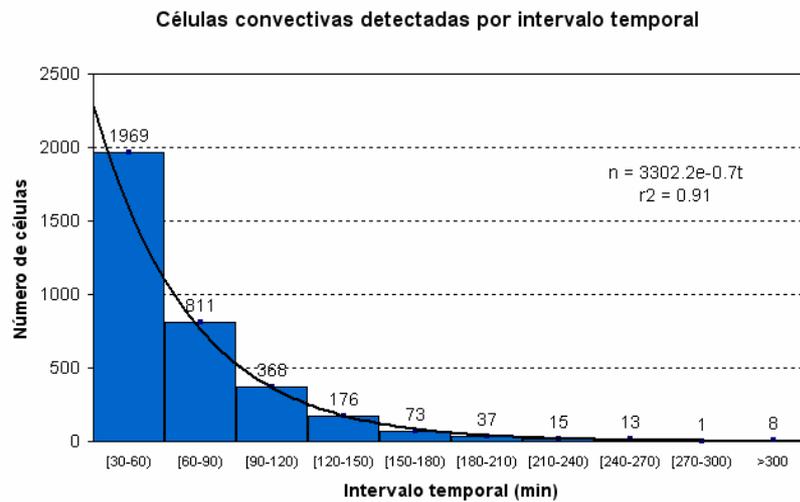


Figura 8.1 Relación entre el número de células convectivas y su tiempo de duración.

Teniendo en cuenta la distribución de los tiempos de duración de las células convectivas, los modelos de predicción se aplicarán en intervalos de 30 minutos y a partir de aquellas células que alcancen como mínimo los 30 minutos de duración hasta aquellas que duren como máximo 150 minutos, momento a partir del cual la frecuencia de observación de células convectivas se reduce de forma muy importante. Además, será posible juntar todas estas células en un mismo grupo y aplicar otro tipo de metodología basada en interpolaciones previas de los parámetros radar. La justificación para esta última elección se puede ver en la Figura 8.2, donde a partir de duraciones superiores a 150 minutos se producen menos del 5% de ellas. Así pues, para los intervalos temporales de 30 minutos se obtendrán diferentes modelos de comportamiento de las intensidades. De esta forma, dentro de cada intervalo o grupo temporal, se podrán identificar células con comportamientos muy diferentes.

La metodología a desarrollar en la predicción de las tormentas contempla aquellos parámetros espaciales y físicos, el pronóstico de su desplazamiento y el pronóstico de su intensidad y, por lo tanto, de su probabilidad de granizo. En cuanto al modelo de desplazamiento utilizado es el explicado y utilizado en el procedimiento de seguimiento (apartado 5.4.2), en el cual se conoce el desplazamiento interno de la célula y el desplazamiento provocado por el viento medio de las capas medias (advección de la célula). La predicción se realiza a partir de una extrapolación lineal del movimiento interno de la célula y de la salida del modelo meteorológico para obtener su advección final.

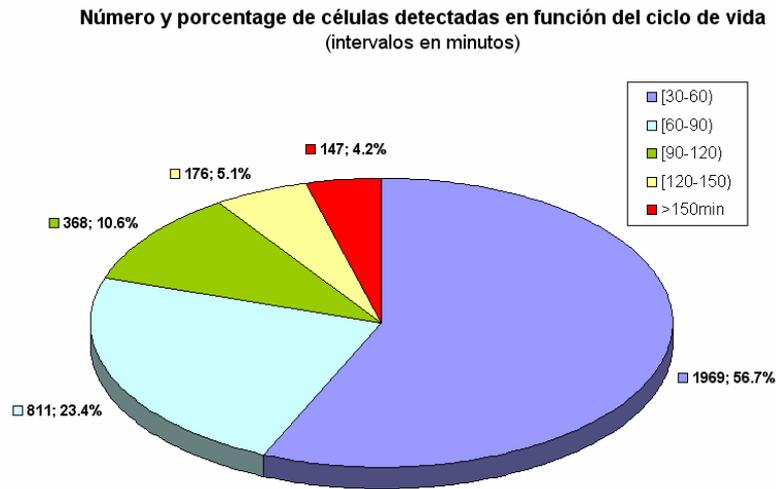


Figura 8.2 Número y porcentaje de células dependiendo del tiempo de su ciclo de vida.

En cuanto al modelo de predicción de las características de la célula, se propone realizar un análisis en conglomerados (Aldenderfer y Blashfield, 1984; Kaufman y Rousseeuw, 1990; entre otros) de todas las células detectadas para aquellos intervalos de tiempo definidos en la Figura 8.2 con el fin de llegar a clasificar u obtener modelos de comportamiento. De esta forma, se obtendrá una clasificación de las tormentas basadas en el ciclo de vida de los nuevos parámetros radar para cada intervalo temporal.

El procedimiento a desarrollar consiste en:

1. Selección de aquellas células con tiempos de duración superiores a los umbrales preestablecidos anteriormente y menores a 150 minutos de duración ($>30'$, $>60'$, $>90'$, $>120'$) y finalmente aquellas con duraciones $>150'$.
2. Análisis de conglomerados para cada clase y definición o regionalización del número de grupos o modelos a obtener para cada una.
3. Obtención de las características y modelos de comportamiento para cada clase de células.
4. Aplicación de los modelos a casos de estudio para su verificación.

8.2 Selección de las células

Tal y como se ha mencionado de forma introductoria, las células para las cuales interesará pronosticar su desplazamiento y su intensidad serán aquellas con un tiempo de vida igual o superior a 30 minutos. Por otro lado, así como hasta el momento era necesario trabajar en la zona de granizómetros con el fin de obtener una observación de granizo o no en superficie, para obtener los modelos de comportamiento de las células únicamente serán necesarias las observaciones radar, en su rango de validez, y las salidas del modelo meteorológico MM5 para obtener algunas de las condiciones medioambientales. Por lo tanto, se utilizarán todas aquellas células convectivas que hayan afectado el valle del Ebro dentro de los rangos de detección radar, de 20 a 150 km de distancia a la localización geográfica del radar. De esta forma, de un total de 4.863 células se utilizarán para el trabajo una total de 3.471 (Figura 8.3).

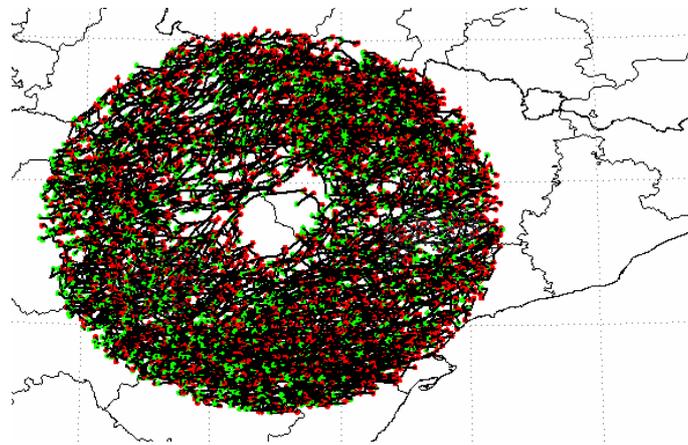


Figura 8.3 Trayectorias de las células con un ciclo de vida igual o superior a 30 minutos dentro del rango radar considerado: de 20 a 150 km.

8.3 Análisis de conglomerados y modelos de comportamiento

Una de las técnicas empleadas para la clasificación de un conjunto de individuos o de variables en diferentes grupos es el análisis clúster. Existen dos modalidades para el análisis de grupos, el análisis discriminante y el análisis en clúster. La principal diferencia entre ambos es que en este último caso no están definidos los grupos a priori. Además, dentro del análisis clúster existen: el análisis jerárquico y el no jerárquico (el cual es más apropiado para muestras grandes de sujetos, como es nuestro caso), dentro del cual existen diferentes métodos.

La metodología empleada para la obtención de modelos de comportamiento será el análisis no jerárquico, partitivo o de optimización. El objetivo del método reside en realizar una

sola partición de la muestra en un cierto número “k” de grupos. Uno de los procedimientos, y el empleado en el caso de células convectivas es el K-medias (Hartigan y Wong, 1979), que está basado en la salida centroide más próxima, es decir, aquella en la que cada caso es asignado a un clúster en base a que su distancia con respecto al centro del mismo sea la mínima.

A la vez, dentro del análisis en k-medias, se contemplan dos procedimientos, cuando los centros de los clústeres son conocidos y cuando estos no lo son. Para el caso contemplado de la agrupación de las células convectivas, los centros serán desconocidos. Esto es así porque uno de los objetivos es llevar a cabo este tipo de análisis cada vez que se produzca un episodio de precipitación convectiva, el cual implicará una ampliación de la base de datos de células convectivas y por consiguiente un cambio en la base de datos inicial. Al final, el resultado sería una herramienta operativa de creación de modelos de comportamiento de la intensidad de las células convectivas. Los pasos matemáticos y estadísticos seguidos para la obtención de los modelos son:

1. Preparación de la base de datos para el tratamiento estadístico.
2. Obtención de las variables estandarizadas para cada instante temporal.
3. Ejecución del análisis clúster mediante K medias.
4. Obtención de los diferentes grupos.
5. Preparación de la nueva base de datos y obtención de las variables reales de las componentes para llegar a la generación del modelo.
6. Representación gráfica de los modelos de comportamiento. Y ajuste teórico de la evolución temporal del ciclo de vida de los parámetros. El modelo escogido a ser ajustado es un modelo Gaussiano (Ec. 8.1), a partir del cual, con una breve observación se puede llegar a clasificar y determinar las características de la células en cuestión.

$$\text{Ec. 8.1 } y = A_0 \cdot e^{-\frac{Z^2}{2}}$$

Donde $Z = \frac{X - A_1}{A_2}$, y a la vez, A_0 corresponde a la altura de la Gaussiana, A_1 corresponde al centro de la Gaussiana y A_2 a la anchura (desviación estándar).

8.3.1 Células con duración superior a 30 minutos.

Este caso será el más difícil de cara a definir un número concreto de grupos debido a la gran cantidad de células de poca duración, (valores de tiempo entre 30 y 60 minutos). En este grupo existe una gran variabilidad en el comportamiento de la intensidad y forma de las tormentas. No obstante, en el valle del Ebro se pueden observar unos patrones comunes para todo el rango de células superiores o iguales a la media hora de duración. De esta forma, es posible agrupar a todas las células convectivas seleccionadas (2.761) en un número de 5 grupos, valor para el cual la regionalización presenta su funcionamiento óptimo. A más grupos seleccionados, aparecen agrupaciones con una sola célula convectiva como modelo de comportamiento.

Así pues, los modelos de comportamiento de los 5 grupos seleccionados son los mostrados en la Figura 8.4. La agrupación en número de células convectivas corresponde a 59 células clasificadas dentro del grupo 1 y con una duración de 130 minutos, 129 dentro del grupo 2 con 100 minutos de duración media, 2.400 en el grupo 3 y 45 minutos de duración, 45 en el grupo 4 y 130 minutos y, finalmente, 691 en el grupo 5 con 75 minutos de duración media. Puede concluirse a partir de los modelos obtenidos que el grupo más numeroso, el 3, es aquel constituido por células convectivas con poca variación en la intensidad, dimensiones, condiciones medioambientales, altura del centroide y organización del sistema y con duraciones de 46 minutos. Es decir, son células aisladas y dispersas de poca intensidad, las cuales pueden ser clasificadas como células unicelulares de baja intensidad. Por otro lado, en la Figura 8.4 se detectan unos comportamientos diferentes los cuales dependen de las condiciones medioambientales, es decir, el parámetro MCP. De esta forma, los grupos 3, 4 y 5 presentan las mismas constantes condiciones medioambientales y para las cuales existen 3 comportamientos diferentes de evolución de parámetros radar. En cambio, cuando el MCP es alto (grupo 1, 59 células) o cuando el MCP es bajo (grupo 2, 129 células) solo se detectan un tipo de evolución de células convectivas. También se puede concluir de este análisis que el grupo con mayor número de células (grupo 3) corresponde a aquellas células con poca variación en los parámetros radar. Por otro lado, los grupos 4 y 5 son aquellos que muestran altos valores de los parámetros correspondientes a la intensidad (VDR) y valores bajos de los otros parámetros, pero con duraciones respectivas cercanas a 130 y 75 minutos. Por otro lado, también se puede detectar que en todos los modelos, a excepción del modelo 3 (células de baja intensidad, pequeñas dimensiones y poca duración), la componente FMD empieza con valores altos, verificando que en muchos casos la formación de células tiene lugar en niveles medios y altos.

Predicción de los parámetros radar de las células convectivas

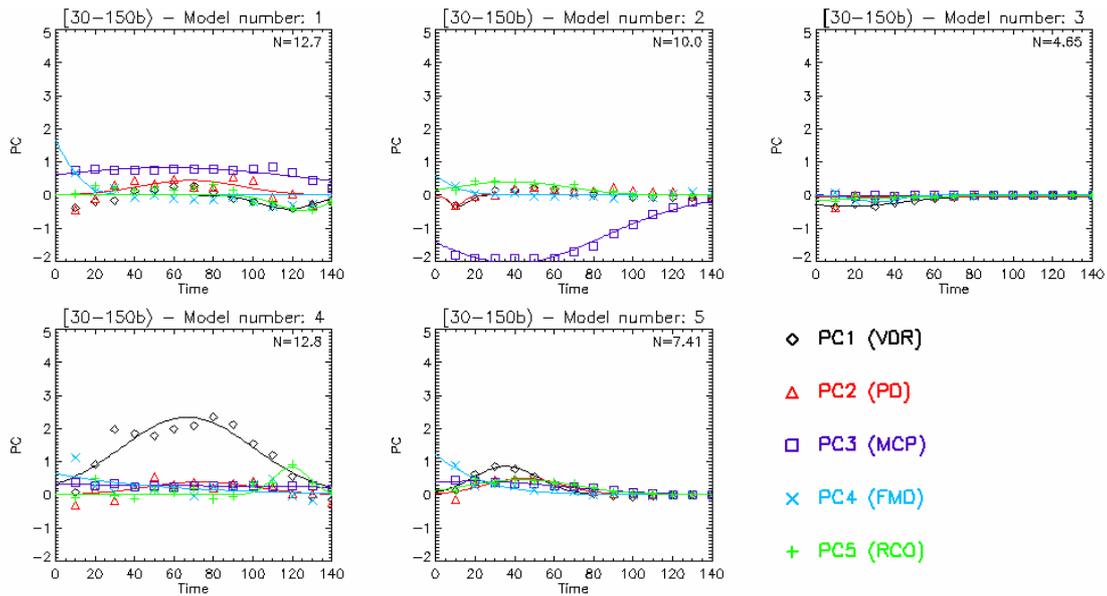


Figura 8.4 Modelos de comportamiento obtenidos para aquellas células que duran entre 30 y 150 minutos. Donde N es el tiempo de duración de la célula convectiva.

8.3.2 Células con duración superior a 60 minutos.

Teniendo en cuenta aquellas células convectivas de duración superior a 60 minutos, se reduce hasta un 41% el número de células respecto al total (un total de 1.355 células); para esta categoría la variabilidad de los diferentes ciclos de vida de las células convectivas se ve reducida en un 59%, implicando una mejor agrupación de ellas.

El funcionamiento óptimo de clasificación en grupos se obtiene también con 5 modelos de evolución temporal (Figura 8.5). La característica principal de los diferentes grupos es que se puede apreciar una variación temporal del parámetro medioambiental. Esto se debe a que las duraciones son superiores a 1 hora (la resolución del modelo meteorológico es de 1h), detectándose variaciones temporales de los parámetros medioambientales. A pesar de ello, los patrones de comportamiento encontrados son muy parecidos a los de la clasificación de las células con duraciones superiores a 30 minutos.

La distribución por grupos es la siguiente: 37 células en el grupo 1, 241 células en el grupo 2, 55 células en el grupo 3, 816 en el grupo 4 y 206 en el grupo 5. Los modelos 3, 4 y 5 muestran valores altos de las alturas de las isoterms (MCP). La gran diferencia entre estos grupos es que en el grupo 4, el que tiene mayor número de células, se detectan valores altos de todos los parámetros, así como una duración media de la célula cerca de 130 minutos, lo que muestra la importancia de la organización del sistema para la obtención de valores altos de

intensidad y de larga duración. Resumiendo, los grupos 1, 2 y 5 corresponderían a células con poca variación temporal, el grupo 3 a células de duración cercana a los 90 minutos y con un ciclo de vida intenso (rápido crecimiento y rápida disipación) y el grupo 4 con una gran organización, gran intensidad y duraciones de unos 130 minutos.

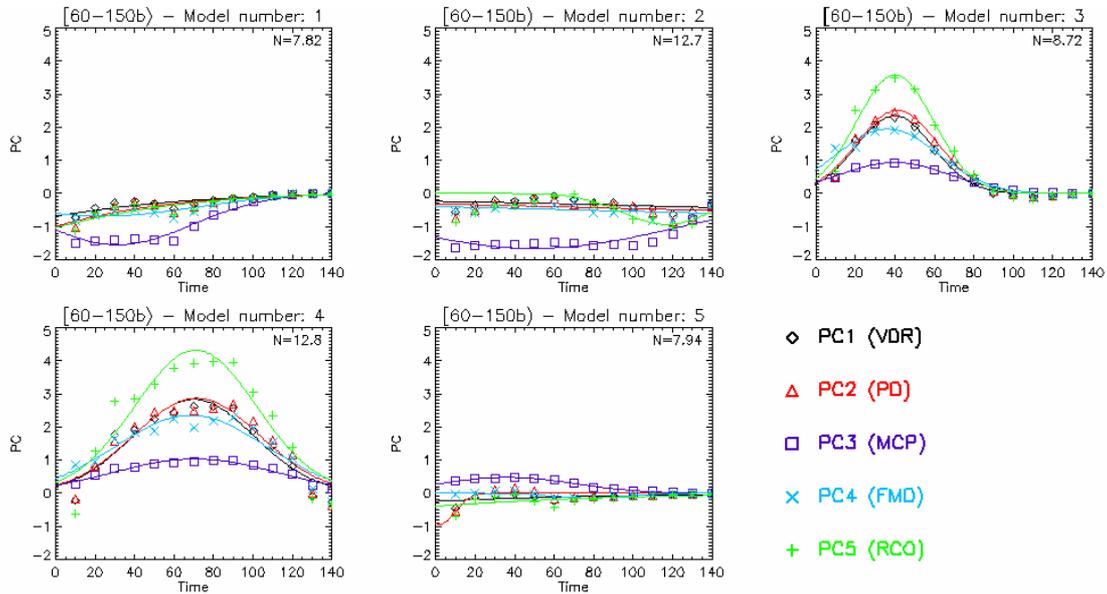


Figura 8.5 Modelos de comportamiento obtenidos para aquellas células que duran entre 60 y 150 minutos. Donde N es el tiempo de duración de la célula convectiva.

8.3.3 Células con duración superior a 90 minutos.

En este caso, el porcentaje de células que cumplen el requisito de superar los 90 minutos son 544, equivalente a un porcentaje del 16,4% del total de células seleccionadas. Para este caso los grupos se reducen a 3 (Figura 8.6). Esto es debido a la disminución de la variabilidad, ya que cuanto más duran las células convectivas más definido queda su ciclo de vida. Los 3 grupos presentan las siguientes características: el grupo 1, con un total de 387 células, corresponde a aquellas células de larga duración, 105 minutos de promedio, pero con poca variación en los parámetros radar, lo que puede ser debido a procesos de realimentación del sistema de precipitación los cuales mantienen la célula convectiva en vida; el grupo 2, constituido por 72 células, corresponde a aquellas células con un proceso, lento pero intenso, de crecimiento, madurez y disipación; y el grupo 3 (85 células) es parecido al grupo 1 pero diferenciado por el MCP, el cual es mas bajo, es decir, niveles más bajos de las isotermas.

Predicción de los parámetros radar de las células convectivas

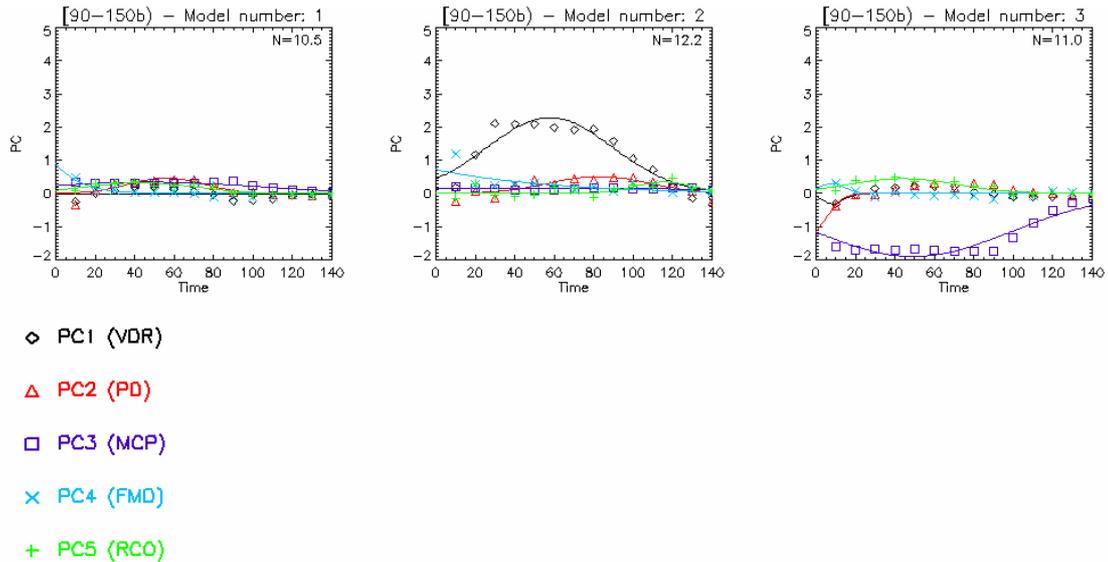


Figura 8.6 Modelos de comportamiento obtenidos para aquellas células que duran entre 90 y 150 minutos. Donde N es el tiempo de duración de la célula convectiva.

8.3.4 Células con duración superior a 120 minutos.

En este último caso de clasificación de células en grupos, se reduce el número a dos, de forma que en el primer grupo se encuentran 91 células y en el segundo grupo 85. En total, 176 células convectivas que representan un 3% de las células con duración comprendida entre 30 y 150 minutos. Los dos tipos de modelos obtenidos se muestran en la Figura 8.7, en la cual se puede detectar que en el caso del grupo 1, las células son de larga duración, 130 minutos, de poca intensidad y con bajos valores de las isotermas; mientras que en el caso del grupo 2, las células tienen una duración similar, 130 minutos, son de moderada intensidad y con valores altos de las alturas de las isotermas.

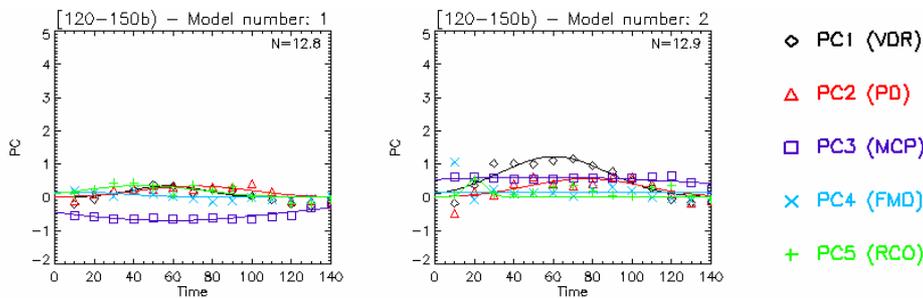


Figura 8.7 Modelos de comportamiento obtenidos para aquellas células que duran entre 120 y 150 minutos. Donde N es el tiempo de duración de la célula convectiva.

8.4 Aplicación de los modelos de ciclo de vida

Hasta el momento se ha realizado una clasificación mediante un tipo de patrones de comportamiento, así pues, cada célula queda clasificada en alguno de los modelos descritos anteriormente. Dicho procedimiento puede efectuarse a partir de la definición de un modelo de comportamiento para todos los parámetros radar, es decir, se ha optado por la definición de un modelo único para todos ellos. Este modelo consiste en realizar ajustes Gaussianos de tercer grado (Ec. 8.2) a los parámetros radar basándose en la historia de la célula convectiva y en los parámetros definidos por la clasificación en grupos, a la vez que se adapta la ecuación con la observación de la célula convectiva. Con este tipo de ajuste queda minimizado el test de χ^2 , el cual nos verifica el uso de este tipo de modelo. Por consiguiente, se puede identificar de una forma óptima la gran variabilidad dentro de los grupos de los parámetros a pronosticar y resulta sencillo llegar a la aplicación y posterior validación de los modelos de comportamiento. Los parámetros de las ecuaciones obtenidos para cada modelo y para cada grupo de predicciones que se pueden ver de forma gráfica en las imágenes anteriores (Figura 8.4, Figura 8.5, Figura 8.6 y Figura 8.7) se muestran en la Tabla 8.1, Tabla 8.2, Tabla 8.3 y Tabla 8.4. Una vez la evolución de los primeros instantes de la célula radar son obtenidos, se adaptará la ecuación propuesta manteniendo constantes la media y la desviación estándar. Por lo tanto, el máximo vendrá determinado por el comportamiento inicial de la intensidad de la tormenta.

$$\text{Ec. 8.2} \quad PC(t)_{ij} = A_{0ij} \cdot e^{\frac{-1}{2} \left(\frac{t - A_{1ij}}{A_{2ij}} \right)^2}$$

Donde i corresponde a cada modelo y j corresponde a cada componente principal. t es el tiempo, A_0 es la altura de la Gaussiana, A_1 es la media de la distribución y A_2 es la desviación estándar.

8.5 Validación de los modelos de predicción

La validación de los modelos de predicción se realiza a partir de casos no empleados en la obtención de los mencionados modelos de comportamiento, siendo posible la comprobación de la metodología propuesta y la selección de correctos e incorrectos funcionamientos, con el fin de aplicarlo en centros meteorológicos para la predicción de los parámetros radar de las tormentas. Los episodios no empleados para el análisis o generación de los modelos son los mismos que los no empleados en el análisis en componentes principales, además de unos nuevos eventos para los cuales solo se dispone de imágenes radar y salidas de los modelos meteorológicos. Dicho listado puede verse en la Tabla 8.5, se puede ver como se han escogido episodios de diferentes épocas del año (junio, julio, agosto y septiembre) para comprobar o

detectar posibles dependencias medioambientales. No obstante hay que mencionar que ya se han tenido en cuenta algunas de estas variables en el momento del análisis en conglomerados de la muestra.

| Variable | Parámetro | Modelo 1 | Modelo 2 | Modelo 3 | Modelo 4 | Modelo 5 |
|----------|----------------|----------|----------|----------|----------|----------|
| Duración | t (x10min) | 12.7 | 10 | 4.65 | 12.8 | 7.41 |
| VDR | A ₀ | -0.4 | -0.3 | -0.3 | 2.3 | 0.9 |
| | A ₁ | 117.7 | 11.8 | 16.0 | 66.7 | 35.4 |
| | A ₂ | 14.2 | 4.9 | 28.7 | 33.4 | 16.2 |
| PD | A ₀ | 0.4 | -0.3 | 0.0 | 0.4 | 0.5 |
| | A ₁ | 68.2 | 10.4 | -1.4 | 73.6 | 44.7 |
| | A ₂ | 25.1 | -4.3 | 4.3 | 26.9 | 19.1 |
| MCP | A ₀ | 0.8 | -2.1 | 0.0 | 0.4 | 0.4 |
| | A ₁ | 56.8 | 39.1 | 34.0 | -380.1 | 18.2 |
| | A ₂ | 73.0 | 46.3 | 13.6 | 454.2 | 45.5 |
| FMD | A ₀ | 3.0 | 6.6 | -0.2 | 4190.8 | 13.5 |
| | A ₁ | -16.7 | -56.2 | 31.2 | -1003.1 | -117.9 |
| | A ₂ | 15.4 | 25.5 | 10.5 | 239.2 | 53.7 |
| RCO | A ₀ | -0.5 | 0.4 | -0.5 | 0.8 | 0.5 |
| | A ₁ | 124.5 | 38.4 | -127.8 | 119.4 | 43.8 |
| | A ₂ | 13.0 | 27.7 | 87.1 | 9.0 | 27.4 |

Tabla 8.1 Parámetros de los modelos para cada variable, caso de 30 a 150 minutos.

| Variable | Parámetro | Modelo 1 | Modelo 2 | Modelo 3 | Modelo 4 | Modelo 5 |
|----------|----------------|----------|----------|----------|----------|----------|
| Duración | t (x10min) | 7.82 | 12.7 | 8.72 | 12.8 | 7.94 |
| VDR | A ₀ | -2.1 | -6.4 | 2.3 | 2.8 | -46.2 |
| | A ₁ | -159.9 | 1514.1 | 39.8 | 70.0 | -896.3 |
| | A ₂ | 106.5 | 589.7 | 19.4 | 30.6 | 277.0 |
| PD | A ₀ | -11.5 | -1.5 | 2.5 | 2.9 | -0.9 |
| | A ₁ | -279.2 | 804.0 | 41.1 | 71.5 | 2.1 |
| | A ₂ | 126.3 | 462.4 | 20.5 | 31.9 | 7.8 |
| MCP | A ₀ | -1.6 | -1.7 | 0.9 | 1.0 | 0.5 |
| | A ₁ | 31.3 | 49.7 | 39.7 | 70.6 | 36.1 |
| | A ₂ | 37.9 | 74.6 | 27.7 | 41.3 | 33.7 |
| FMD | A ₀ | -0.7 | -0.9 | 1.9 | 2.4 | -0.1 |
| | A ₁ | 23.7 | 496.1 | 36.3 | 68.5 | 78.0 |
| | A ₂ | 47.2 | 375.1 | 25.8 | 37.6 | 18.6 |
| RCO | A ₀ | -2.7 | -0.9 | 3.6 | 4.3 | -54.4 |
| | A ₁ | -130.1 | 116.9 | 40.1 | 70.9 | -829.9 |
| | A ₂ | 94.5 | 22.8 | 19.7 | 31.0 | 264.7 |

Tabla 8.2 Parámetros de los modelos para cada variable, caso de 60 a 150 minutos.

| Variable | Parámetro | Modelo 1 | Modelo 2 | Modelo 3 |
|----------|----------------|----------|----------|----------|
| Duración | t (x10min) | 10.5 | 12.2 | 11 |
| VDR | A ₀ | -345.8 | 2.3 | -0.3 |
| | A ₁ | -22066.0 | 57.8 | 8.8 |
| | A ₂ | 5067.1 | 31.8 | 5.5 |
| PD | A ₀ | 0.5 | 0.5 | -1.3 |
| | A ₁ | 55.8 | 82.7 | -4.3 |
| | A ₂ | 18.6 | 25.2 | 9.0 |
| MCP | A ₀ | 0.3 | 0.2 | -1.9 |
| | A ₁ | 47.7 | -778.0 | 49.2 |
| | A ₂ | 54.2 | 893.6 | 49.8 |
| FMD | A ₀ | 2280.1 | 451.5 | 0.3 |
| | A ₁ | -195.7 | -767.6 | 8.1 |
| | A ₂ | -49.4 | 213.7 | 6.3 |
| RCO | A ₀ | 0.3 | 0.3 | 0.4 |
| | A ₁ | 43.0 | 115.7 | 44.1 |
| | A ₂ | 27.4 | 14.8 | 27.5 |

Tabla 8.3 Parámetros de los modelos para cada variable, caso de 90 a 150 minutos.

| Variable | Parámetro | Modelo 1 | Modelo 2 |
|----------|----------------|----------|----------|
| Duración | t (x10min) | 12.8 | 12.9 |
| VDR | A ₀ | 0.3 | 1.2 |
| | A ₁ | 57.2 | 60.5 |
| | A ₂ | 18.4 | 27.3 |
| PD | A ₀ | 0.3 | 0.6 |
| | A ₁ | 71.5 | 76.7 |
| | A ₂ | 27.8 | 28.8 |
| MCP | A ₀ | -0.7 | 0.6 |
| | A ₁ | 58.7 | 52.0 |
| | A ₂ | 63.4 | 101.8 |
| FMD | A ₀ | 0.2 | 0.1 |
| | A ₁ | 7.9 | -5.3 |
| | A ₂ | 26.5 | 8.4 |
| RCO | A ₀ | 0.4 | 0.5 |
| | A ₁ | 44.2 | 21.0 |
| | A ₂ | 29.2 | 5.1 |

Tabla 8.4 Parámetros de los modelos para cada variable, caso de 120 a 150 minutos.

Tras analizar todos estos episodios y obtener su evolución temporal de todos los parámetros, es posible llegar a realizar una comparación entre los modelos propuestos y los valores reales, es decir, comprobar como dependen con el tiempo de observación previo y que capacidad de predicción tienen. En total, se ha realizado la validación considerando un total de 313 células convectivas las cuales presentan una duración mínima de 40 minutos y las cuales pueden llegar a alcanzar duraciones superiores a 120 minutos.

| Año | Mes | Día |
|------|-----|-----|
| 2004 | 09 | 13 |
| 2005 | 06 | 11 |
| 2005 | 07 | 31 |
| 2005 | 08 | 16 |
| 2005 | 09 | 05 |

Tabla 8.5 Episodios seleccionados para la validación de los modelos de predicción de la intensidad.

En general, los resultados muestran un comportamiento óptimo de los modelos de predicción, para células que han sido observadas con el radar meteorológico durante un mínimo de 40 minutos, siendo el error cometido del orden del 20% en la predicción de la intensidad de la tormenta. Sin embargo, existen una serie de peculiaridades en las predicciones las cuales se comentan a continuación:

- En el caso de la VDR (Figura 8.8), el error absoluto medio para el caso de todas las células seleccionadas es elevado, alrededor de un 50% de error, en el caso de células que han sido detectadas durante un periodo corto de tiempo, 20 minutos, lo cual es debido a la gran variabilidad de las células convectivas; no obstante, para observaciones superiores a 30 minutos y en concreto para casos superiores a 40 minutos, los errores cometidos son del orden del 10%, margen de error más que aceptable para realizar la predicción de la intensidad de las células convectivas.

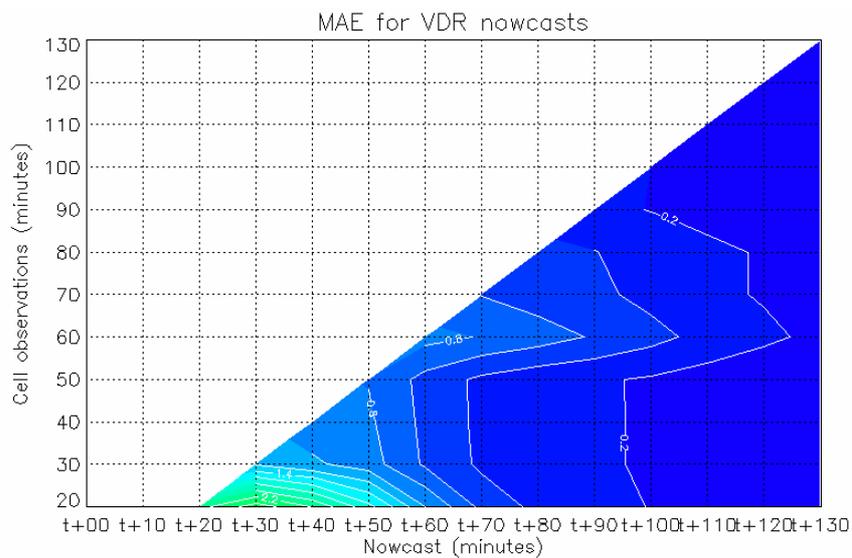


Figura 8.8 Error absoluto medio para el VDR en función del tiempo de observación de la célula convectiva (eje Y) y del tiempo de predicción (eje X). t indica la hora de formación de la célula convectiva.

- En el caso de la PD o dimensiones físicas, los modelos propuestos se muestran correctamente a partir de los 60 minutos de formación de la tormenta para células detectadas entre 20 y 40 minutos; y a partir de los 50 minutos de la hora de formación para observaciones superiores 40 minutos (Figura 8.9). A pesar de este buen comportamiento, se detecta un error importante en la predicción a 40 y 50 minutos de la hora de formación de aquellas células que han sido observadas durante 20 y 30 minutos, hecho que está vinculado con la estabilidad que presentan los modelos en cuanto a las dimensiones físicas, lo cual es debido al método empleado en el proceso de identificación de la convección (SCIT).
- Las condiciones medioambientales asociadas a la célula convectiva son bien predecibles a partir de los 60 minutos de la hora de formación de la tormenta. Esto se debe a la estabilidad de estas condiciones en situaciones favorables a la organización de la convección (Figura 8.10).
- Un comportamiento bien distinto se identifica en la gráfica de los errores cometidos en la estima de la FMD o etapa del ciclo de vida (Figura 8.11), y es que a pesar de realizar una buena predicción en todos los casos, para células que han sido observada durante 60 y 70 minutos, se obtienen errores elevados. Este es justo el momento en el que se aplican unos nuevos modelos de comportamiento, los correspondientes al intervalo de duración de más de 60 minutos, por lo que es de pensar que los modelos obtenidos no contienen toda la variabilidad contemplada por el momento del ciclo de vida en función del tiempo.
- La organización de la convección es de todos los parámetros a predecir el que contiene mayor magnitud en los errores cometidos. Sobre todo en células que han sido detectadas entre 20 y 30 minutos y hasta predicciones de 80 minutos. Esto puede estar vinculado a la clasificación automática de la organización de los sistemas precipitantes, la cual debería ser mejorada con la adición del ciclo de vida de la célula convectiva para así determinar a que tipo de organización de la convección corresponde exactamente. El método empleado implica que las células detectadas en los primeros instantes sean identificadas como convección aislada. De todos modos, pueden estar dentro de una región que se constituirá como un sistema multicelular o un sistema convectivo mesoescalar. A pesar de ello, la organización de las células convectivas con observaciones de 50 minutos o más son correctamente predichas (Figura 8.12).

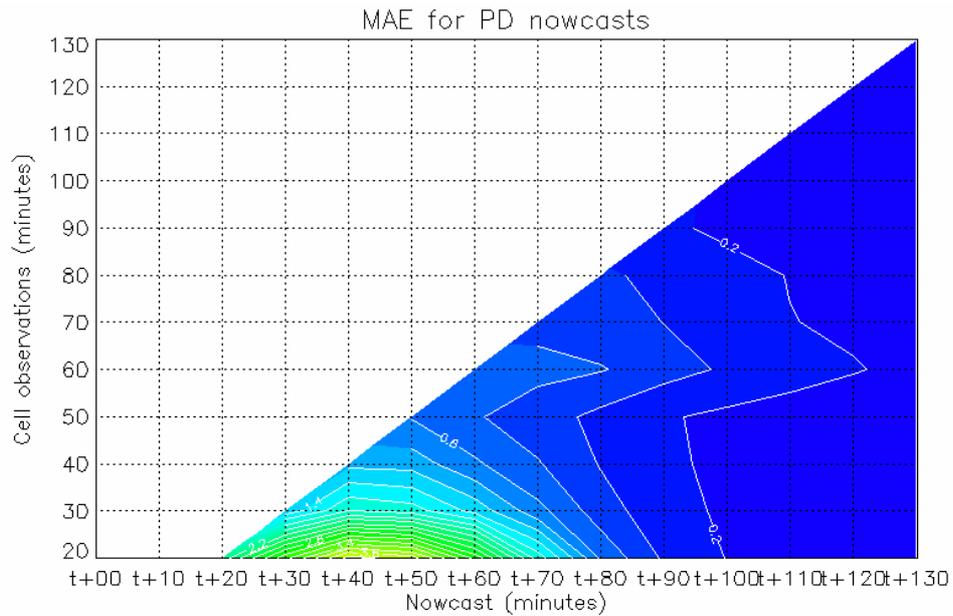


Figura 8.9 Error absoluto medio para el PD en función del tiempo de observación de la célula convectiva (eje Y) y del tiempo de predicción (eje X). t indica la hora de formación de la célula convectiva.

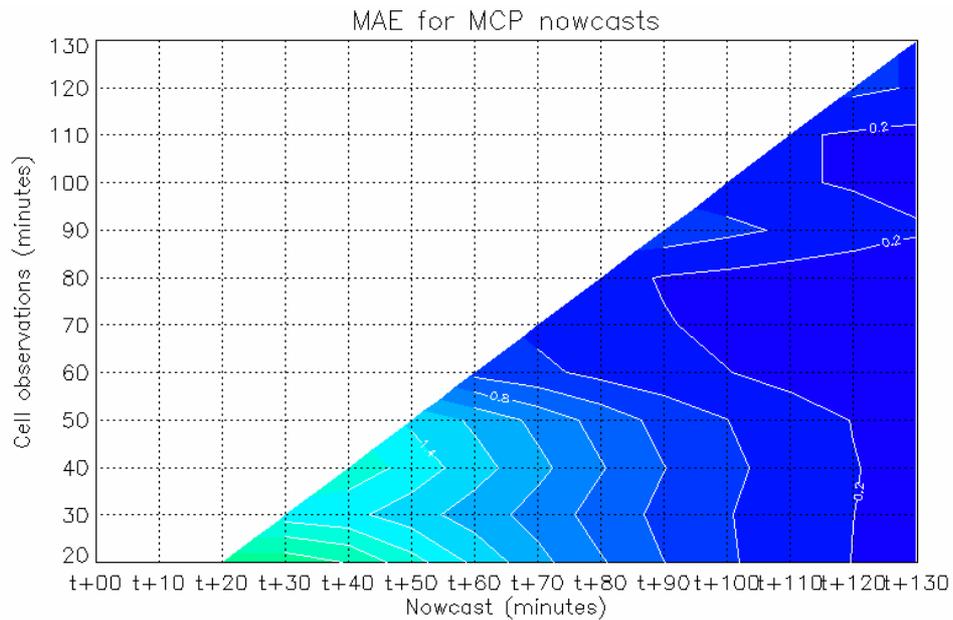


Figura 8.10 Error absoluto medio para el MCP en función del tiempo de observación de la célula convectiva (eje Y) y del tiempo de predicción (eje X). t indica la hora de formación de la célula convectiva.

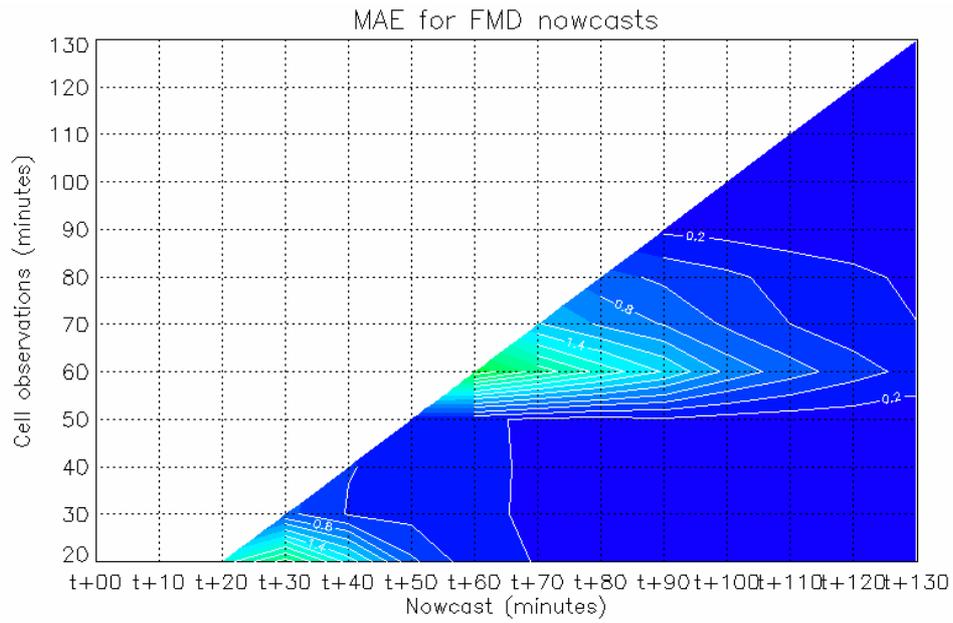


Figura 8.11 Error absoluto medio para el FMD en función del tiempo de observación de la célula convectiva (eje Y) y del tiempo de predicción (eje X). t indica la hora de formación de la célula convectiva.

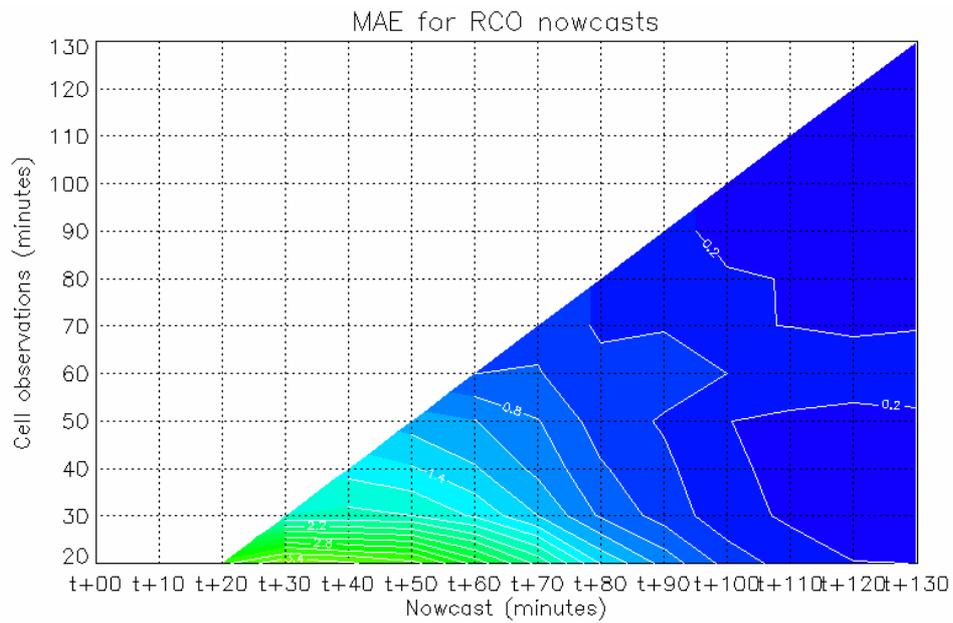


Figura 8.12 Error absoluto medio para el RCO en función del tiempo de observación de la célula convectiva (eje Y) y del tiempo de predicción (eje X). t indica la hora de formación de la célula convectiva.

9 Conclusiones

Analizar y predecir los fenómenos meteorológicos adversos es una tarea difícil de realizar que se complica más aún si lo que se pretende es estudiar un fenómeno de gran variabilidad espacial y temporal y de difícil observación en superficie. Este es el caso del granizo, el cual ha sido el objeto de esta tesis. Si bien existen fenómenos meteorológicos de gran interés, tales como las lluvias intensas, las inundaciones, los incendios o las sequías, se ha escogido el granizo debido su elevada ocurrencia en España y a los efectos que este puede ocasionar en superficie, siendo el fenómeno que provoca más pérdidas en la agricultura en la Península Ibérica. El objetivo de esta tesis ha sido doble. En primer lugar, un objetivo ha sido la mejora de la identificación de granizo en superficie mediante el uso de una metodología basada en la información proporcionada por el radar meteorológico y completada con información de radiosondeos, de un modelo mesoescalar y observaciones en superficie. El segundo objetivo se ha centrado en la generación de modelos de predicción temporal, a escala minutal y horaria, de aquellos parámetros radar que mejor pronostiquen la posibilidad de precipitación en superficie en forma de granizo. Para alcanzar tales objetivos se ha desarrollado una metodología que contempla la obtención de probabilidades y de umbrales de alerta específicos, la estima del tamaño máximo en superficie y la propuesta de un modelo del ciclo de vida de las células convectivas, tanto desde el punto de vista de su intensidad como de sus características físicas y medioambientales.

9.1 *Acerca de la identificación de granizo*

Para afrontar la mejora de la identificación del granizo en superficie es necesario conocer antes las técnicas existentes y sus limitaciones. Por un lado, algunas de las técnicas

existentes se han mostrado demasiado simples para pronosticar granizo, tales como aquellas que únicamente tiene en cuenta un parámetro radar o una sola variable, como por ejemplo la reflectividad máxima. Estas metodologías se basan en el uso de umbrales de alerta o persistencia de unos determinados valores, los cuales no siempre tienen el mismo comportamiento. Esto es debido a que la presencia de granizo en superficie depende de las condiciones medioambientales presentes en el momento de la precipitación, como por ejemplo, la amplitud de la capa de fusión o la humedad de las capas más bajas. Es por este motivo que a lo largo de la historia se han ido desarrollando técnicas que están relacionadas con los parámetros radar y las condiciones medioambientales, como el parámetro de Waldvogel. No obstante, todas ellas deben de ser adaptadas a la zona de estudio ya que no tienen en cuenta todas las dependencias medioambientales de la zona, por lo que los mismos criterios de observación de granizo en superficie no tendrán la misma fiabilidad en diferentes regiones del planeta. Posteriormente surgieron metodologías mucho más sofisticadas, como el uso del algoritmo de identificación de granizo severo empleado en los Estados Unidos, el cual debe ser adaptado a la región de estudio ya que se basa en el uso de ecuaciones empíricas que deben ser calibradas en cada región.

Uno de los grandes inconvenientes o problemas existentes en el momento de usar todas estas técnicas o algoritmos, es que en un gran número de casos se toman las ecuaciones propuestas y se aplican directamente sobre el área de estudio, sin tener en cuenta cambios en los métodos de observación (implican que los parámetros puedan llegar a ser diferentes) y cambios en las condiciones medioambientales (conllevan diferentes características meteorológicas). En esta tesis se han abordado las dos problemáticas, adaptándose las técnicas al área de estudio y a los diferentes radares meteorológicos. Esta mejora ha sido llevada a cabo gracias a una metodología basada en la identificación de objetos radar en tres dimensiones, junto con la incorporación de datos procedentes del modelo meteorológico mesoescalar MM5 y datos en superficie de observación de granizo. Así mismo los algoritmos se han adaptado al estudio de la convección en el valle del Ebro, y en concreto del granizo, si bien la forma de proceder puede ser adaptada con gran facilidad a cualquier otra zona de estudio, radares o modelos meteorológicos. Las versiones de los algoritmos propuestas y adaptadas en la región de estudio corresponden a cambios significativos en las técnicas aplicadas, cambio en los umbrales para la identificación de células convectivas y adaptación de umbrales y de nuevas ecuaciones empíricas para la caracterización de las células convectivas.

En los capítulos introductorios se han mencionado una gran cantidad de trabajos que pretenden identificar la presencia de granizo en superficie en muchas zonas del mundo, incluida la Península Ibérica, a partir del uso de la reflectividad máxima, el parámetro de Waldvogel, el

VIL, la densidad de VIL, el índice de granizo severo o el flujo de energía cinética, entre otros. Todo ellos presentan unos comportamientos que están muy ligados a las condiciones medioambientales, y al tipo de radar meteorológico utilizado. Las técnicas, tal y como se ha comentado previamente, pretenden establecer umbrales de alerta de estos índices para la ocurrencia de granizo en superficie. En esta tesis, se ha aplicado un enfoque distinto a los métodos más extendidos en la bibliografía, que es el empleado en el algoritmo de identificación de granizo de la NOAA, es decir, se trata de detectar objetos a partir de la información radar. Los objetos son caracterizados en esta tesis a partir de los siguientes parámetros: índice; posición del centroide (x, y, z); volumen; ejes máximo y mínimo del elipsoide de referencia; orientación; inclinación; altura de la isocero y de la isoterma de -20 °C; reflectividad máxima, media y mínima; altura de la base y de la cima; viento medio de capas medias y bajas (u, v); VIL (grid, celular y método de máxima reflectividad); VILD (grid y reflectividad máxima); echotop de 45 dBZ; WP; flujo de energía cinética; índice de granizo severo; tamaño máximo esperado de granizo; probabilidad de granizo severo; tamaño de granizo asociado a observaciones en superficie; y organización del sistema de precipitación al cual se encuentra asociada la célula convectiva. Los resultados obtenidos en la adaptación de estas técnicas han implicado la generación de nuevas ecuaciones de probabilidad de granizo así como la creación de nuevas variables radar, combinación de las anteriores, que permiten mejorar la identificación de granizo en superficie (distribución vertical de la reflectividad; dimensiones físicas; niveles de fusión y de enfriamiento; estado de formación, madurez y disipación; y reflectividad y nivel de organización de la convección).

Por otro lado, desde el punto de vista de estima del tamaño de granizo en superficie mediante observaciones radar, no existen en España técnicas desarrolladas ni adaptadas, por lo que en esta tesis se ha desarrollado una nueva metodología basada en el uso de gráficos de cajas (boxplots) para la estima del tamaño en superficie, proporcionando una información novedosa a los predictores meteorológicos.

9.2 Acerca de la predicción de granizo

La pregunta que uno se formula una vez se conoce que es posible identificar el granizo en superficie mediante observaciones del radar meteorológico y que además es posible llegar a realizar estimas de su tamaño en superficie es: ¿Es posible pronosticar con una hora de antelación, o más, la probabilidad de granizo y su tamaño en superficie? o ¿es posible llegar a realizar pronósticos a escala minutal de los parámetros radar de las células convectivas? La escala espacial y temporal de las tormentas hace que los procesos físicos y químicos que tienen

lugar en ella sean de difícil modelización a tiempo real, por lo que en un principio es muy complicado llegar a realizar este tipo de pronósticos sin que se produzcan errores significativos. No obstante, partiendo de la hipótesis de que las tormentas siguen el patrón de los modelos conceptuales de ciclo de vida (estados de formación, madurez y disipación) parece ser posible que puedan llegar a obtenerse una serie de modelos los cuales dependan de la observación de la célula convectiva y por lo tanto pronostiquen el valor de los parámetros radar.

Para ello se ha aplicado una metodología de agrupación de las células convectivas atendiendo a su duración, efectuando un análisis de clústeres y aplicando modelos Gaussianos. De esta forma se han podido obtener unos patrones de comportamiento de los nuevos parámetros radar de las células convectivas, los cuales serán utilizados para predecir el comportamiento de las nuevas células a partir de ajustes en tiempo real a este tipo de modelos obtenidos.

9.3 El desarrollo de una herramienta informática para el tratamiento de la información: el RHAP

Para todo ello se ha creado un entorno informático el cual integra información procedente de los radares meteorológicos de Zaragoza y Barcelona, análisis del modelo MM5, radiosondeos y observaciones de granizo en superficie (tanto redes de granizómetros como observaciones subjetivas realizadas por colaboradores meteorológicos), con el objetivo de analizarla conjuntamente gracias a la georeferenciación de los datos. La creación del programa RHAP "*Rainfall events and Hailstorms Analysis Program*" ha permitido que una gran cantidad de complejos algoritmos de identificación, caracterización y seguimiento de células convectivas y de vínculos complicados entre bases de datos queden sintetizados de una forma óptima dando lugar a un entorno de fácil manejo y con un gran número de posibles aplicaciones meteorológicas así como la posibilidad de realizar análisis de forma automática de los eventos meteorológicos. RHAP ha sido orientado al tratamiento de la información procedente de un radar meteorológico y a las salidas de un modelo meteorológico. Todo ello ha implicado la adaptación de algoritmos existentes de tratamiento de la información radar para incorporar campos mesoescalares como los vientos en diferentes niveles o alturas de isotermas así como otras variables meteorológicas. Estos algoritmos corresponden a la identificación, caracterización y seguimiento de estructuras convectivas y de precipitación. En cuanto a los nuevos algoritmos, se ha creado:

- Un algoritmo capaz de asociar de forma automática el tipo de precipitación registrado (líquida o sólida), implicando la adición del tamaño de granizo registrado como una nueva característica de la célula convectiva. El criterio de distancia escogido para asociar precipitación sólida a los respectivos centroides ha sido de 8 km.
- La creación de una técnica capaz de clasificar de forma automática la organización de los sistemas de precipitación, pudiendo obtener su grado de organización y clasificarlo en: sistemas convectivos mesoescalares (SCM), estructuras multicelulares (MUL), convección aislada (ISO), precipitación convectiva embebida en precipitación estratiforme (EST-EMB) y estructuras estratiformes (EST).
- La mejora del seguimiento de las células convectivas a partir de la inclusión de las salidas del MM5 de los campos de viento así como la mejora de la caracterización de las células convectivas mediante la adición de información de las isotermas procedentes también del MM5. Así pues ha sido posible descomponer el movimiento de las células convectivas en traslación asociada a la situación mesoescalar y propagación interna de la célula convectiva
- Un nuevo algoritmo para el seguimiento de las células convectivas que es capaz de detectar procesos de fisión de las células o el punto de ruptura entre la disipación de una célula y el desarrollo inmediato de una nueva. Para ello se ha empleado el criterio de fuertes gradientes de VIL en el tiempo, donde se seleccionan aquellas zonas donde la diferencia entre máximos de VIL consecutivos es superior a 20 kg/m^2 . Estos puntos son puntos de ruptura para la identificación de diferentes células convectivas.

Todo ello ha implicado que el análisis de la convección y del granizo en el valle del Ebro se haya podido realizar de una forma mucho más óptima, más ordenada y de bajo tiempo de cálculo. El análisis completo de un episodio mediante el uso de RHAP se realiza en un tiempo medio de treinta minutos, tiempo en el cual se aplican todos los algoritmos de identificación, caracterización y seguimiento de las estructuras convectivas en tres dimensiones. A la vez, todo ello ha implicado la creación de una base de datos, que contiene toda la información correspondiente a la evolución temporal de todas las células convectivas y de todos los parámetros que caracterizan la convección, lo que simplifica la obtención y minimiza el tiempo de cálculo de posteriores resultados y conclusiones.

9.4 Las campañas experimentales

Se ha aplicado el programa RHAP sobre las campañas experimentales de observación de granizo del 2004 y del 2005, durante el periodo que se extiende de mayo a septiembre, en las cuales se ha colaborado directamente en la recolección de datos, participando en la recogida de datos de granizómetros y seguimiento con el radar de la Universidad de León situado en Zaragoza, durante parte de las campañas. Se han escogido aquellos casos con precipitación en forma de granizo, para las cuales existían observaciones del radar meteorológico del Instituto Nacional de Meteorología (actual AEMET), en consonancia con el desarrollo de la tesis en el ámbito del proyecto MONEGRO, vigente en aquellos momentos, y en el cual participaba la AEMET. Asimismo se han recopilado para todos ellos los radiosondeos de Barcelona y Zaragoza y las salidas del modelo MM5. Se ha utilizado la información proporcionada por los granizómetros situados en la provincia de Lleida, pertenecientes a la ADV de Lleida, así como por los situados en las provincias de Zaragoza y Teruel y pertenecientes a la Universidad de León.

Se ha analizado un total de 46 episodios de granizo de los 70 que tuvieron lugar en 2004 y 2005 en los meses de mayo a septiembre en el valle del Ebro (40 en 2004 y 30 en 2005), dentro de los cuales se han identificado un total de 9537 células convectivas (con y sin granizo). Tras seleccionar un rango de radar válido para la obtención de buenos resultados para la caracterización y seguimiento en tres dimensiones de las células convectivas (de 20 a 150 km de la posición del radar), se ha identificado un total de 4863 células convectivas, a partir de las cuales se han obtenido los resultados que se presentan a continuación.

9.5 El entorno meteorológico

Las condiciones meteorológicas más favorables para la formación de sistemas capaces de producir precipitación en forma de granizo son aquellas asociadas a un flujo de vientos del sur en niveles bajos (1000 hPa – 925 hPa), inestabilidad en altura asociada a la parte ascendente de un surco en 500 hPa o a una DANA situada al noroeste del valle del Ebro, una dorsal cálida y húmeda en 850 hPa penetrando por el sureste del valle del Ebro, así como una capa seca en 700 hPa en el interior. No obstante, a pesar de ser estas unas condiciones favorables y típicas en situaciones con granizo en superficie, no todas ellas producen piedra en superficie. Muchas veces existe una pequeña barrera o inversión térmica la cual debe de romperse para que así sea iniciada la convección, por lo que, son necesarios una serie de mecanismos de disparo. Uno de ellos recae en la distribución geográfica de los sistemas montañosos en el área de estudio, los

cuales en la gran mayoría de casos (con flujos de sur) crean intensas zonas de convergencia en el Sistema Ibérico, las cuales fuerzan el aire a ascender y por lo tanto a sobrepasar la inversión térmica; por otro lado existe también una incidencia perpendicular de los vientos hacia el Pre-Pirineo y Pirineo, forzando el ascenso de la masa de aire. Además de estos mecanismos para desencadenar la convección, hay que añadir dos aportes más de energía, el aporte energético radiativo vinculado al calentamiento solar de la masa de aire superficial y la cizalladura moderada y elevada del viento que a veces se encuentra en los niveles bajos de la troposfera, entre 0 y 1 km.

Una vez la convección se ha desarrollado y se ha identificado con el radar meteorológico, se ha tratado de obtener el intervalo horario con el máximo de actividad convectiva. Para ello se ha buscado la máxima frecuencia de formación de tormentas identificadas mediante el algoritmo SCIT con y sin granizo en la zona del valle del Ebro. El resultado que se obtiene coincide con el obtenido por otros autores, mostrando la hora posterior al máximo de irradiación solar, entre las 15 y 16 UTC, como la hora de mayor formación de células convectivas en término medio, lo cual señala la importancia del aporte energético radiativo para disparar la convección. Sin embargo, ha sido posible identificar diferencias entre subzonas dentro del área de estudio gracias a la existencia de las dos zonas con granizómetros que permiten realizar observaciones directas de granizo. En efecto, tanto para la subzona de Lleida como para la de Zaragoza que están equipadas con granizómetros, se ha obtenido que la máxima actividad convectiva se produce dentro del intervalo horario comprendido entre las 17 y las 18 UTC, lo que equivale a dos horas de desfase respecto a la hora de inicio de la máxima actividad convectiva de todo el valle del Ebro. La explicación física de este resultado es que para iniciar el desarrollo de la actividad convectiva intensa y la formación de un elevado número de células convectivas, no es suficiente el aporte energético solar y por lo tanto necesitan algún aporte energético más. En un principio, estas sub-regiones no presentan factores orográficos particulares o zonas de convergencia muy intensas que ayuden al proceso de desarrollo, por lo que es necesario otro mecanismo. Se ha encontrado que dicho mecanismo proviene de la energía proporcionada por las células formadas previamente en las zonas de nidos de tormentas, regiones donde se inicia la convección dos horas antes. Este hecho ha sido verificado con el análisis de los centroides, trayectorias y horas de inicio de las células convectivas, el cual muestra como las zonas más afectadas por células convectivas son la provincia de Teruel y el norte de la provincia de Huesca, hecho que concuerda con otros trabajos en el caso de la provincia de Teruel (Font, 1983; Pascual, 2002; López, 2003), pero no en el caso del norte de la provincia de Huesca, sobre el que no hay ninguna referencia, y que muchas veces tiene repercusiones importantes en el desarrollo de la convección en la provincia de Lleida. Esto es debido al disparo de la convección en la cara sur de los Pirineos por culpa de

la incidencia perpendicular de los vientos en niveles bajos. Las tormentas, una vez formadas, tienen desplazamientos asociados al viento medio de los niveles medios de la atmósfera, lo cual implica que en estos casos, se desplacen hacia el sur y den lugar a nuevas células gracias a sus respectivos frentes de salida de las tormentas. En cuanto a las células formadas en las zonas de nidos de tormentas muchas veces acaban desencadenando la convección al suroeste de la provincia de Lleida y al oeste de la provincia de Zaragoza y noroeste de Teruel.

Por otro lado, las posiciones iniciales y finales de los centroides muestran que no existen diferencias significativas (diferencias inferiores al 5%) entre la dirección predominante de las tormentas, siendo esta de dirección oeste-suroeste ($\sim 267^\circ$). No obstante, existen ligeras diferencias entre células con y sin granizo, con una dirección predominante de 237° y 249° , respectivamente. Estas direcciones están fuertemente relacionadas con el viento medio de las capas medias y bajas, por lo que resalta la importancia de la mejora del algoritmo de seguimiento de las células convectivas con la adición de campos mesoescalares mediante el MM5, implicando que un buen pronóstico del movimiento de la célula convectiva debe hacerse mediante la descomposición de los movimientos debidos a la advección medioambiental del sistema en su conjunto y a los desplazamientos internos dentro del sistema de precipitación.

9.6 La mejora de la identificación del granizo en el Valle del Ebro

Obtener las características generales de la convección en el valle del Ebro ha sido el paso previo para la mejora y creación de nuevas técnicas de identificación de granizo en superficie mediante el uso de caracterizaciones convectivas muy complejas obtenidas a partir de un radar meteorológico y con datos procedentes de un modelo mesoescalar. Las técnicas estadísticas aplicadas reflejan la gran dependencia que existe entre unos parámetros radar y la probabilidad de granizo en superficie. Aunque aquí se propone trabajar en términos de probabilidad debido al elevado número de falsas alarmas que se obtiene al trabajar con umbrales discriminatorios (granizo y no granizo), se ha probado también el uso de este último método.

Se observa que, a pesar de los buenos resultados obtenidos, todas las ecuaciones de probabilidad de granizo (Tabla 9.1) muestran una diferencia entre métodos del orden del 1 o 2%, por lo que todos los métodos se muestran igual de óptimos. Por otro lado, en el caso de emplear la técnica de los umbrales discriminatorios, parecen existir parámetros radar que funcionan relativamente mejor que otros dependiendo de la zona de estudio, por lo que se podría seleccionar un método o parámetro radar para mejorar la identificación de granizo. Este parece

ser el caso del flujo de energía cinética (KEF) para Zaragoza y del WP para Lleida, mostrando valores de CSI de 0.41 y 0.38 respectivamente. No obstante, las diferencias entre la utilización de un tipo de parámetro radar u otro vuelven a no ser significativas, obteniéndose diferencias entre métodos alrededor del 1 o 2% en los valores más bajos, por lo que el uso de un parámetro u otro no conlleva beneficios importantes, ya que en todos ellos, la información proporcionada está directamente relacionada con la intensidad de la célula convectiva. Así pues, sigue quedando a criterio del predictor, la selección del parámetro a escoger.

| Parámetro | Tipo | a | b | c |
|----------------------|----------------------------|--------|--------|--------|
| Zmax | $POH = a \cdot e^{bx} + c$ | 0.0001 | 0.155 | -0.062 |
| WP | $POH = a \cdot e^{bx} + c$ | 0.200 | 0.184 | -0.111 |
| Vol | $POH = a \cdot x + b$ | 0.001 | -0.078 | - |
| VIL _{Zmax} | $POH = a \cdot x + b$ | 0.018 | -0.009 | - |
| VIL _{grid} | $POH = a \cdot x + b$ | 0.017 | 0.069 | - |
| VIL _{cell} | $POH = a \cdot x + b$ | 0.023 | 0.044 | - |
| VILD _{Zmax} | $POH = a \cdot x + b$ | 0.179 | -0.106 | - |
| VILD _{cell} | $POH = a \cdot x + b$ | 0.242 | -0.079 | - |
| KEF | $POH = a \cdot x + b$ | 0.333 | 0.135 | - |

Tabla 9.1. Parámetros radar que están correlacionados con la precipitación de granizo en todo el valle del Ebro y sus ecuaciones de probabilidad de granizo en superficie con sus respectivos parámetros. X corresponde a cada parámetro radar.

Mientras que los parámetros Zmax, WP, los VIL, las VILD, el KEF y el SHI están relacionados directamente con la identificación de granizo en superficie, ninguno de ellos se muestra como el parámetro identificador más óptimo. No obstante, por el hecho de estar relacionados con la presencia del granizo en superficie, es de pensar que probablemente estén relacionados con el tamaño en superficie, por lo que en esta tesis se han obtenido las dependencias de todos ellos con el tamaño máximo observado en las redes de granizómetros. Las ecuaciones obtenidas son unas ecuaciones pioneras (Tabla 9.2) en la zona de estudio para llegar a intentar estimar el tamaño en superficie. Mediante el uso de los boxplots, las ecuaciones obtenidas de estima del tamaño de granizo muestran un comportamiento óptimo entre los rangos de 10 y 30 mm de diámetro, obteniendo errores en la estima inferiores al 10% si se tienen en cuenta los errores debidos a las observaciones subjetivas. No obstante, presentan el inconveniente de sobreestimar las observaciones de tamaño pequeño y de subestimar los tamaños de granizo superiores a 30 mm en diámetro. En este último caso, la comparación con observaciones subjetivas hace pensar que los tamaños estimados tienden en realidad a unos errores menores, lo que es debido a la sobreestimación del tamaño por las observaciones

subjetivas, cometiendo a veces errores del orden de los 10 mm. Finalmente, tras presentarse como una metodología innovadora, la cual es capaz de estimar el tamaño del granizo, vuelve a tener el mismo problema que en el caso de la identificación de granizo en superficie, es decir, todos los parámetros se presentan igual de óptimos, por lo que sigue siendo elección del predictor el empleo de un parámetro u otro para estimar el tamaño de granizo.

| Parámetro | Ajuste a la mediana | Ajuste al cuartil superior |
|---------------------|-------------------------------------|--------------------------------------|
| Z _{max} | $MEHS = 0.26 \cdot Z_{max} + 0.90$ | $MEHS = 0.28 \cdot Z_{max} + 6.60$ |
| WP | $MEHS = 0.88 \cdot WP + 12.27$ | $MEHS = 0.83 \cdot WP + 16.24$ |
| VILZ _{max} | $MEHS = 0.28 \cdot VILZ + 9.46$ | $MEHS = 0.20 \cdot VILZ + 14.60$ |
| VILg | $MEHS = 0.28 \cdot VILg + 9.93$ | $MEHS = 0.34 \cdot VILg + 12.70$ |
| VILDz | $MEHS = 2.37 \cdot VILDz + 8.63$ | $MEHS = 2.27 \cdot VILDz + 14.21$ |
| KEF | $MEHS = 4.22 \cdot KEF + 11.67$ | $MEHS = 2.40 \cdot KEF + 16.80$ |
| SHI | $MEHS = 3.90 \cdot \ln(SHI) + 1.83$ | $MEHS = 1.95 \cdot \ln(SHI) + 13.15$ |

Tabla 9.2. Ecuaciones de ajuste para los tamaños máximos estimados en función del parámetro radar.

Si bien hasta ahora los resultados obtenidos de forma independiente no muestran diferencias significativas entre diferentes métodos, el uso conjunto de todas las ecuaciones descritas y de los umbrales discriminatorios son resultados que deben ser tenidos en cuenta en el momento de realizar una predicción de granizo. Todo este trabajo es muy útil para la formación de predictores para el conocimiento del comportamiento de las células convectivas y para la toma de decisiones importantes, tal y como es en este caso, la estima de granizo y de su correspondiente tamaño máximo. Además, presentan una información muy útil para las compañías aseguradoras, las cuales pueden establecer unos criterios de actuación en función de unas determinadas situaciones de probabilidad de granizo y de tamaño máximo estimado.

Dado que el uso de este tipo de ecuaciones para la estima de la probabilidad de granizo y de su respectivo tamaño máximo presenta el inconveniente de no tener bien definido qué parámetro radar es el más óptimo para el estudio del granizo, se ha propuesto una nueva forma de encarar el problema. Para ella se ha tenido en cuenta el hecho de que pese al uso de diferentes variables los resultados son muy parecidos, y, por tanto, deben existir dependencias entre ciertos parámetros radar. La solución podría ser plantear la formulación de un nuevo parámetro radar basado en observaciones directas radar. No obstante, no se encontrarían resultados muy diferentes, y, además, la observación de granizo dependería del día en cuestión. Así pues no existe un parámetro radar que sea 100% fiable para la detección de granizo en superficie empleando este tipo de técnicas.

Para resolver este problema, otros autores han definido una serie de parámetros los cuales intentan tener en cuenta el factor medioambiental. Este es el caso de la inclusión de isocero en el WP o la inclusión de diferentes isotermas en la obtención de ciertos parámetros como el SHI. No obstante, estos parámetros no son suficientes para detectar la gran cantidad de combinaciones posibles y de dependencias medioambientales. Gran parte de estas combinaciones y dependencias han sido verificadas y obtenidas mediante el uso de los gráficos de dispersión y del análisis de correlaciones, donde se detecta la gran dependencia existente entre la gran mayoría de los parámetros radar usados para la caracterización de las células convectivas. Este ha sido el caso de la correlación existente entre el VILZmax y el WP y entre el SHI y la Zmax. Por lo tanto, se dispone de información redundante dentro de la muestra y de la caracterización de la célula convectiva, por lo que es sumamente importante eliminar este tipo de información y definir una serie de nuevos parámetros radar, los cuales deben contener la mayor información y variabilidad posible de la célula convectiva en el menor número de variables.

La aplicación del análisis en componentes principales (ACP) ha permitido eliminar la información redundante de la muestra original. El ACP ha permitido reducir el elevado número de variables radar (veinticinco) a cinco únicas componentes las cuales están bien definidas físicamente y las cuales contienen gran parte de la variabilidad de las células convectivas, ya que explican un 77,43% de la varianza de la muestra. Este hecho permite mejorar la obtención de los índices de detección de granizo, como también obtener dependencias de las nuevas componentes con el tamaño en superficie mediante regresiones multilineales, así como la simplificación y reducción de la información disponible para un predictor el cual debe tomar una serie de decisiones en poco tiempo. Además, facilitará las técnicas de pronóstico de las características de la célula convectiva a muy corto plazo

Se han nombrado estas cinco nuevas componentes atendiendo a las características físicas que representan, tal como se presenta a continuación:

- VDR, Distribución Vertical de la reflectividad – *Vertical Distribution of Reflectivity*: Explica un 42,5% de la varianza total de la muestra. Esta componente está muy correlacionada con el VIL, la densidad de VIL, el KEF, SHI, el POSH, el E45 y el WP, es decir, indica la organización en la vertical de las reflectividades elevadas. Altos valores de esta componente indican intensas tormentas desarrolladas en la vertical.
- PD, Dimensiones físicas – *Physical Dimensions*: La segunda componente explica un 12,1% de la varianza y está relacionada con aquellos parámetros

relacionados con las dimensiones físicas de la célula: el radio mínimo y máximo del elipsoide obtenido y el volumen de la célula.

- MCP, Nivel de fusión y de enfriamiento – *Melting and Cooling Parameter*: La tercera componente explica menos varianza, un 8,9%, y está relacionada con las alturas de las isotermas de 0 °C y de -20 °C, por lo que se integra en esta variable parte de las condiciones medioambientales, concretamente aquellas ligadas a los procesos físicos de fusión y de congelación.
- FMD, Estado de formación, madurez y disipación – *Formation, Mature or Dissipation stage*: Esta componente explica un 7,2% de la varianza y está muy correlacionada con la altura de la base y la altura del centroide, por lo que indica la posición de la base y si su centro de masas se encuentra en zonas altas o bajas. Por tanto, proporciona información sobre el estado de formación, de madurez o de disipación de la célula.
- RCO, Reflectividad y nivel de organización de la convección – *Reflectivity and Convective Organization*: Esta última componente está relacionada con la reflectividad mínima, media y máxima y con el tipo de sistema precipitante, esto es, con el porcentaje de precipitación convectiva y su tamaño en dos dimensiones. Valores muy negativos indicarían sistemas estratiformes, mientras que el caso inverso indicaría sistemas convectivos multicelulares. La varianza explicada corresponde a un 6,7% del total.

Las ventajas e inconvenientes de esta nueva definición de parámetros radar se describen a continuación:

- La primera de las ventajas es que de estos cinco nuevos parámetros, sólo el VDR está directamente relacionado con la probabilidad de granizo en superficie, por lo que se ha mejorado la estima de la probabilidad de granizo con la reducción a una única ecuación a tener en cuenta por un predictor meteorológico. Además, el VDR presenta unos índices de validación más óptimos en caso de utilizar umbrales de alerta para discernir entre precipitación líquida o granizo, por lo que se mejora la identificación de granizo reduciendo el número de falsas alarmas y aumentando la probabilidad de detección. La ecuación obtenida para la estima del granizo se muestra en la Ec. 9.1.

$$\text{Ec. 9.1} \quad POH = 0.1435VDR + 0.1469$$

- En segundo lugar está la estimación del tamaño del granizo, el cual se realiza a partir de combinaciones lineales de los nuevos parámetros obtenidos. Esto es así debido a que ahora estos cinco parámetros son independientes entre sí y por lo tanto son unos buenos estimadores del tamaño de granizo. La estima del tamaño del granizo, presenta ahora unos márgenes de error más óptimos que en el caso de los parámetros radar iniciales, manteniéndose el mejor intervalo de estimación entre los 10 y los 30 mm. Además, la reducción del número de ecuaciones de estima de granizo a una sola ecuación vuelve a simplificar la tarea del predictor meteorológico, a la vez que corresponde a una información muy útil para poder ser tenida en cuenta por compañías aseguradoras, las cuales podrían aproximar los daños materiales y las pérdidas económicas sabiendo el tamaño máximo de la precipitación en forma de granizo. La ecuación de estima del tamaño de granizo se puede ver en la Ec. 9.2.

$$\text{Ec. 9.2 } MEHS = 10.2 + 3.1VDR + 0.7PD + 0.2MCP + 1.2FMD + 1.7RCO$$

- En tercer lugar, las cinco componentes presentan grandes diferencias físicas, es decir, el VDR da información de la intensidad de la célula convectiva y de su distribución en la vertical; el PD da información de las dimensiones físicas de la célula; el MCP contiene información medioambiental; el FMD indica el estado del ciclo de vida en el que se encuentra la célula convectiva; y el RCO es un indicador de la reflectividad máxima y de la organización de la convección en el sistema precipitante; por lo que realizar una clasificación o agrupación de los diferentes ciclos de vida de las células convectivas es posible.
- Por otro lado, el principal inconveniente del uso de esta metodología con la obtención final de nuevas variables es la eliminación de las dimensiones de las variables, por lo que implica trabajar en un rango de escalas de valores completamente diferente al que se está acostumbrado a trabajar e implicaría realizar un proceso de adaptación.

Así pues, la definición de estas nuevas variables se muestra como una nueva técnica capaz de mejorar la identificación entre precipitación de tipo líquida y sólida, a la vez que permite realizar un pronóstico del tamaño máximo de granizo esperado con un funcionamiento óptimo entre los 10 y los 30 mm.

9.7 La predicción de los parámetros radar a muy corto plazo en el Valle del Ebro

Una de las grandes aplicaciones de la reducción del número de variables obtenida en el apartado anterior reside en que se puede realizar una agrupación del ciclo de vida de las células convectivas por clases y realizar un pronóstico de un número reducido de variables radar. Desde un punto de vista operativo esto simplificará la tarea de análisis de los parámetros radar así como la toma de decisiones por parte del predictor. Sin embargo, una vez ya se ha realizado la síntesis de parámetros radar a analizar, la única condición necesaria para aplicar el modelo de predicción de intensidad de convección consiste en que la célula ya se haya iniciado. Se requieren un mínimo de dos escaneos radar para aplicar los modelos de predicción de parámetros radar.

Para obtener los modelos se ha propuesto partir de las siguientes hipótesis. Ha sido demostrado que las variables meteorológicas obtenidas a partir de un radar meteorológico guardan cierta dependencia entre sí, y que es posible reducirlas a cinco nuevas variables radar. Además, se conoce que las células convectivas tienen un ciclo de vida caracterizado por tres etapas y que, por tanto, se ajustan a unos patrones de comportamiento. Conociendo el tipo de ciclo de vida asociado a una célula observada, es posible predecir la evolución de su posición y parámetros radar, y por lo tanto realizar una predicción, todo ello dentro de un marco donde a priori se considera como aleatoria la ocurrencia y el comportamiento de las células convectivas.

Se ha aplicado una metodología basada en realizar predicciones en función de los valores previos de los parámetros que caracterizan la célula convectiva en un instante dado, y a los cuales se aplican diferentes modelos de comportamiento, dependiendo del tiempo de vida observado de la célula convectiva. Teniendo en cuenta la distribución de los tiempos de duración de las células convectivas, los modelos de predicción se han aplicado en intervalos de 30 minutos, empezando por aquellas células que alcanzan como mínimo los 30 minutos de duración hasta aquellas que duran como máximo 150 minutos, momento a partir del cual la frecuencia de observación de células convectivas se reduce de forma muy importante (baja hasta un 4.2%). Para más de 150 minutos es posible juntar todas estas células en un mismo grupo y aplicar otro tipo de metodología basada en interpolaciones previas de los parámetros radar. Así pues, se han agrupado las células que, una vez son detectadas por el radar, tienen duraciones mínimas de 30 minutos, 60 minutos, 90 minutos y 120 minutos. Para cada una de estas clases se ha analizado su ciclo de vida.

La metodología a desarrollar en la predicción de la evolución de las células ha contemplado aquellos parámetros relacionados con sus características físicas y estructurales. Se

ha propuesto realizar un análisis en conglomerados de todas las células detectadas para aquellos intervalos de tiempo definidos anteriormente con el fin de llegar a clasificar u obtener modelos de comportamiento. La metodología empleada para la obtención de los grupos o modelos de comportamiento ha sido el análisis no jerárquico, partitivo o de optimización. Esto ha sido así porque uno de los objetivos ha consistido en llevar a cabo este tipo de análisis cada vez que se produzca un episodio de precipitación convectiva, el cual implica una ampliación de la base de datos de células convectivas y por consiguiente un cambio en la base de datos inicial. Al final, el resultado es una herramienta operativa de creación de modelos dinámicos que explican el comportamiento de los parámetros radar de las células convectivas.

Dado que las células convectivas tienen un determinado ciclo de vida, se ha propuesto realizar ajustes mediante modelos Gaussianos, a partir de los cuales, se puede llegar a clasificar y determinar las características de la células en cuestión a partir del máximo, desviación estándar y duración. De las 4863 células convectivas se han escogido 3.471 para obtener unos modelos de comportamiento para los diferentes grupos, que luego se han validado con 313 células convectivas de cinco episodios que no han sido considerados. Dichos modelos se describen a continuación:

- Células con duración superior a 30 minutos: estos modelos contienen todas las células convectivas seleccionadas con duración superior a los 30 minutos. Es posible agrupar a las 2.761 células convectivas seleccionadas con estos requisitos en cinco grupos. Valor para el cual la regionalización presenta su funcionamiento óptimo. Puede concluirse a partir de los modelos obtenidos que el grupo más numeroso es aquel constituido por células convectivas con poca variación en la intensidad, dimensiones, condiciones medioambientales, altura del centroide y organización del sistema y con una duración media inferior a una hora. Se trataría de células aisladas y dispersas de poca intensidad, las cuales pueden ser clasificadas según los tipos de convección como células unicelulares.
- Células con duración superior a 60 minutos: el número total de células se reduce hasta un 41% del número de células iniciales (un total de 1.355 células), por lo que la variabilidad de los diferentes ciclos de vida de las células convectivas se verá reducida en un 59% implicando una mejor agrupación de ellas. El funcionamiento óptimo de clasificación en grupos se obtiene también con cinco modelos de evolución temporal. La característica principal de los diferentes grupos es que se puede apreciar una variación temporal del parámetro medioambiental. Esto es debido a que las duraciones son superiores a una hora,

detectándose variaciones temporales de los parámetros medioambientales. A pesar de ello, los patrones de comportamiento encontrados son muy parecidos a los de la clasificación de las células con duraciones superiores a 30 minutos. Tres de los cinco grupos corresponderían a células con poca variación temporal de los parámetros; un cuarto a células de duración de 90 minutos y con un ciclo de vida intenso (rápido crecimiento y rápida disipación) y un quinto grupo a aquel con una gran organización, gran intensidad y duraciones de 130 minutos.

- Células con duración superior a 90 minutos: En este caso, el número de células que cumplen el requisito es de 544. Para este caso los grupos se reducen a tres, lo que es debido a la disminución de la variabilidad. Cuanto más duran las células convectivas más definido queda su ciclo de vida. Los tres grupos presentan las siguientes características: el primer grupo está constituido por un total de 387 células, corresponde a aquellas células de larga duración, 105 minutos de promedio, pero con poca variación en los parámetros radar, lo que puede ser debido a procesos de realimentación del sistema de precipitación los cuales mantienen la célula convectiva en vida; el segundo, es aquel constituido por 72 células, corresponde a aquellas células con un proceso de crecimiento, madurez y disipación lento pero intenso; y el tercer grupo (85 células) es parecido al primero de ellos pero diferenciado por el MCP, el cual es más bajo, lo que implica niveles más bajos de las isoterms.
- Células con duración superior a 120 minutos: En este último caso de clasificación de células en grupos, se reduce el número a dos, de forma que en el primer grupo se encuentran 91 células y en el segundo grupo 85, lo que equivale a un total de 176 células convectivas que representan un 3% de las células con duración comprendida entre 30 y 150 minutos. En el caso del primer grupo, las células son de larga duración, 130 minutos, de poca intensidad y con alturas de las isoterms bajas; mientras que en el caso del segundo grupo, las células tienen una duración similar, 130 minutos, son de moderada intensidad y con alturas de las isoterms elevadas.

La validación de los modelos de predicción se ha realizado a partir de casos no empleados en la obtención de los modelos de comportamiento, siendo posible la comprobación de la metodología propuesta y la selección de funcionamientos correctos e incorrectos. Es por ello que se tiene presente la dependencia con el tiempo de observación y la capacidad de predicción de cada modelo. Una vez verificado se podrá aplicar en centros meteorológicos para la predicción de la intensidad de las tormentas.

Se ha realizado la validación considerando un total de 313 células convectivas las cuales presentan una duración mínima de 40 minutos y duraciones máximas que pueden llegar a ser superiores a 120 minutos. En general, los resultados muestran un comportamiento óptimo de los modelos de predicción para células que han sido observadas un mínimo de 40 minutos, siendo el error cometido del orden del 20% en la predicción de la VDR de la célula convectiva. No obstante se han encontrado una serie de características las cuales se comentan a continuación a modo de resumen:

- En el caso de la VDR, el error absoluto medio para el caso de todas las células seleccionadas con un tiempo inicial de vida de 20 minutos, es elevado (alrededor de un 50%), lo cual es debido a la gran variabilidad de las células convectivas. Para tiempos de vida superiores a 30 minutos y en concreto para casos superiores a 40 minutos, los errores cometidos son del orden del 10%, margen de error más que aceptable para realizar la predicción de la intensidad de las células convectivas.
- En el caso de la PD, los modelos propuestos se muestran correctos a partir de los 60 minutos de formación de la célula convectiva para células detectadas entre 20 y 40 minutos; y a partir de los 50 minutos de la hora de formación para observaciones superiores a los 40 minutos. A pesar de este buen comportamiento, se detecta un error importante en la predicción a 40 y 50 minutos de la hora de formación de aquellas células que han sido observadas tan sólo durante 20 o 30 minutos, hecho que está vinculado a la estabilidad que presentan los modelos en cuanto a las dimensiones físicas, a consecuencia de los requisitos exigidos en el proceso de identificación de la convección (SCIT).
- En cuanto al MCP, este se predice correctamente a partir de los 60 minutos de la hora de formación de la tormenta. Esto es debido a la estabilidad de estas condiciones en situaciones favorables a la organización de la convección.
- Un comportamiento bien distinto se identifica en los errores cometidos en la estima de la FMD o etapa del ciclo de vida, y es que a pesar de realizar una buena predicción en todos los casos, para células que han sido observadas durante 60 y 70 minutos, se obtienen errores elevados. Este es justo el momento en el que se aplican unos nuevos modelos de comportamiento, los correspondientes al intervalo de duración de más de 60 minutos, por lo que es de pensar que los modelos obtenidos hasta ahora no contienen toda la variabilidad del ciclo de vida en función del tiempo.

- La organización de la convección es de todos los parámetros a predecir el que contiene mayores errores. Sobre todo en células que han sido detectadas entre 20 y 30 minutos y hasta predicciones de 80 minutos. Esto puede estar vinculado a la clasificación automática de la organización de los sistemas precipitantes, la cual debería ser mejorada con la adición del ciclo de vida de la célula convectiva para así determinar a que tipo de organización de la convección corresponde exactamente. El método empleado implica que las células detectadas en los primeros instantes sean identificadas como convección aislada, no obstante, pueden estar dentro de una región que se constituirá como un sistema multicelular o un sistema convectivo mesoescalar. A pesar de ello, la organización de las células convectivas con una edad inicial de 50 minutos o más, es predicha correctamente.

Dentro de la aleatoriedad de la evolución temporal de los parámetros radar, las células convectivas presentan unos ciertos patrones, y estos están ligados a la organización de los sistemas de precipitación, por lo que si existen una serie de definiciones teóricas de células convectivas, es posible llegar a modelizar la evolución temporal de todos sus parámetros. Tras aplicar el análisis en grupos en función del tiempo que ha sido observado una célula convectiva, se han podido clasificar en diferentes modelos de comportamiento. Estos modelos se han obtenido para intervalos de 30 minutos y para aquellas células que tengan una edad, como mínimo, de 30 minutos, hasta aquellas que duren como máximo 150 minutos, momento a partir del cual la frecuencia de observación de células convectivas se reduce de forma significativa.

La aplicación de estos modelos es compleja desde el punto de vista de programación. No obstante presenta una gran ventaja de cara a la predicción de la evolución de los parámetros radar de las células convectivas, ya que usualmente no existen modelos. Lógicamente, existen una serie de errores asociados a la aplicación de estos modelos, pero que se reducen cuando los modelos de comportamiento propuestos son ajustados a la evolución temporal previa de la célula convectiva a pronosticar.

Tal y como ya se ha mencionado, la ventaja de estos modelos propuestos es que son dinámicos y auto-ajustables. Esto es así porque uno de los objetivos es llevar a cabo este tipo de análisis de forma operativa y cada vez que se produzca un episodio de precipitación convectiva, el cual implicará una ampliación de la base de datos de células convectivas y por consiguiente un cambio en la base de datos inicial.

9.8 Conclusión final

En este trabajo se ha defendido la tesis de que era posible mejorar la identificación de granizo en superficie y de su tamaño, así como la predicción a corto plazo de la evolución de las células que lo producen, proponiendo nuevas variables derivadas de las observaciones radar, e integrando información procedente de un modelo de mesoescala con la información radar y termodinámica. La conclusión apunta a la definición de cinco nuevas variables, combinación de los parámetros radar más iniciales, a partir de las cuales se puede llegar a mejorar significativamente la identificación de granizo en superficie. Al mismo tiempo, la metodología utilizada ha permitido obtener un estimador del tamaño máximo esperado en superficie, proporcionando una nueva información para los predictores meteorológicos. De la misma forma, gracias a la reducción del número de variables que caracterizan las células convectivas ha sido posible plantear una metodología para llegar a realizar predicciones a escala minutal y horaria de los parámetros radar de las células convectivas, pudiendo anticipar con una escala temporal que oscila entre los veinte minutos y las dos horas, la probabilidad de granizo y el tamaño máximo esperado en superficie. Estos nuevos modelos se muestran además como unos modelos dinámicos y auto ajustables los cuales son capaces de trabajar en tiempo real en un centro meteorológico.

10 Trabajo futuro

Finalmente solo queda mencionar la gran cantidad de trabajo futuro que surge a partir de todas las técnicas y metodologías aplicadas al estudio de las situaciones con granizo. Entre estas líneas de trabajo futuro se encontrarían las siguientes:

- El hecho de trabajar con unos algoritmos de identificación de la convección, implica que en muchos de los casos, la primera identificación de la zona convectiva ya se presenta con cierta actividad, por lo que sería muy interesante realizar un estudio de sensibilización de como afecta la modificación de los criterios o umbrales de identificación de células convectivas 3D en las características de las células convectivas, así como zonas de formación, zonas de máxima actividad, duración y desplazamientos.
- También sería de gran interés realizar una mayor caracterización de la distribución espacial de la actividad convectiva mediante nuevos parámetros, los cuales pueden ser tenidos en cuenta para la generación de mapas climáticos de actividad convectiva y podrían ser de gran utilidad desde el punto de vista que aportarían mayor información a modelos hidrológicos. Un ejemplo podría ser la inclusión de la elevación del terreno.
- Sería de gran interés el llevar a cabo la identificación de la precipitación de granizo en diferentes épocas del año y comprobar si estas técnicas presentan un comportamiento variable con la estación del año. Esto se propone debido a la fuerte dependencia que se ha encontrado en las condiciones medioambientales, las cuales presentan una variabilidad importante dentro de la caracterización de las células convectivas. Este trabajo implicaría ampliar la caracterización de

nuevas variables medioambientales, así como temperatura superficial, niveles de humedad, convergencia del viento, inestabilidad,... Sería interesante llevarlo a cabo con las simulaciones de nuevos modelos meteorológicos o nuevas parametrizaciones para detectar su influencia en este tipo de estudios.

- Uno de los errores encontrados en el momento de la identificación de granizo, es que en algunas situaciones, las identificaciones de granizo muestran un error debido a que en muchos casos las células convectivas producen precipitación en forma de granizo en su estado de disipación, implicando valores bajos de los parámetros radar y por lo tanto disminuyendo la probabilidad de detección, por lo que el trabajo propuesto consiste en realizar un análisis de la persistencia de los parámetros que se muestran como identificadores de granizo.
- Por otro lado, la estimación del tamaño del granizo se ha mostrado como una buena herramienta para estimar granizo entre los 10 y los 30 mm. No obstante, sería necesario ampliar el periodo de estudio y disponer de una muestra mucho más amplia para poder obtener un mayor número de observaciones de granizo superior a 30 mm para ajustar mejor las ecuaciones obtenidas.
- El obtener unos primeros modelos de comportamiento generalizados y haber comprobado su buen funcionamiento, es necesario realizar su adaptación a la época del año, factor que implicaría mejorar sustancialmente las predicciones realizadas.
- Una de las ventajas de este trabajo es su portabilidad a cualquier zona del mundo por lo que sería muy interesante ampliar los trabajos a más zonas de la Península Ibérica o de cualquier parte del mundo para evaluar su comportamiento.
- Gracias a los nuevos parámetros radar obtenidos con toda la variabilidad de la muestra, sería de gran interés obtener relaciones Z/R adaptadas a estos algoritmos y comprobar su validez.
- Todo el laborioso trabajo de adaptación y creación de algoritmos y de creación de una interfaz gráfica sencilla permite simplificar mucho la tarea de un predictor meteorológico, teniendo a mano gran cantidad de información necesaria para realizar análisis, estudios o pronósticos de eventos meteorológicos, por lo que sería de gran interés realizar o crear la versión

operativa del programa RHAP, siendo este útil también para la formación de predictores meteorológicos.

- Un trabajo futuro consistiría en la creación de modelos de comportamiento de la intensidad de las células convectivas donde los pasos serían los siguientes: preparación de la base de datos en términos de las nuevas variables radar definidas para el tratamiento estadístico, obtención de las variables estandarizadas para cada instante temporal, ejecución del análisis en grupos, obtención de los diferentes grupos, preparación de la nueva base de datos y obtención de las variables reales de las componentes para llegar a la generación del modelo predictivo. Por último, se representarían de forma gráfica los modelos de comportamiento con su correspondiente ajuste teórico de la evolución temporal del ciclo de vida de los parámetros.
- Finalmente, la última tarea propuesta y de gran interés sería la adaptación de todas las técnicas, algoritmos y metodologías para un centro meteorológico, el cual sería capaz de realizar predicciones de la intensidad de las células convectivas y de su localización en los próximos 30 a 120 minutos.

11 Bibliografía

A

- Agroseguro, 2005: Informe Anual 2005. 113pp.
- Alberoni, P.P., L. Ferraris, F.S. Marzano, S. Nanni, R. Pelosini y F. Siccardi, 2002: The Italian radar network: current status and future developments. Proc. of ERAD02, 339-344.
- Aldenderfer, M.S. y R.K. Blashfield, 1984. Cluster analysis. Thousand Oaks, CA: Sage Publications, Quantitative Applications in the Social Sciences Series No. 44.
- Amburn, S. y P. Wolf, 1997: VIL Density as a Hail indicator. Wea. Forecasting, 12, 473-478.
- AMS Glossary, American Meteorological Society Glossary, <http://amsglossary.allenpress.com/glossary>
- Anderson, C.J. y R.W. Arritt, 1998: Mesoscale convective complexes and persistent elongated convective systems over the United States during 1992 and 1993. Mon. Wea. Rev., 126, 578-599.
- ANELFA, 1972-1988: Annual Reports. Available on request at the ANELFA. E-mail: anelfa@anelfa.assoc.fr.
- Aran, M., A. Sairouni, J. Bech, J. Toda, T. Rigo, J. Cunillera y J. Moré, 2007: Pilot project for intensive surveillance of hail events in Terres de Ponent (Lleida). Atmos. Res., 83, 315-335.
- Ascaso, A. y M. Casals, 1986: Vocabulario de Términos Meteorológicos y de Ciencias Afines. Sección de publicaciones del INM.
- Atkins, N.T., R.M. Wakimoto y C.L. Ziegler, 1998: Observations of the fine-scale structure of a dryline during VORTEX 95. Mon. Wea. Rev., 126, 525-550.
- Atlas, D.Ed., 1990: Radar in Meteorology, American Meteorological Society, Boston, 806 pp.
- Atlas D., y F.H. Ludlam, 1961: Multi-wavelength radar reflectivity of hailstorms. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 87, 523-534.
- Auer Jr., A.H., 1994: Hail Recognition through the Combined Use of Radar Reflectivity and Cloud-Top Temperatures. Mon. Wea. Rev., 122, 2218-2221.
- Augustine, J.A. y K.W. Howard, 1988: Mesoscale convective complexes over the United States during 1985. Mon. Wea. Rev., 116, 685-700.

Augustine, J.A. y K.W. Howard, 1991: Mesoscale convective complexes over the United States during 1986 and 1987. *Mon. Wea. Rev.*, 120, 1575-1589.

Austin, G.L. y A. Bellon, 1982: Very-short-range forecasting of precipitation by the objective extrapolation of radar and satellite data, in *Nowcasting*, ed. K.A. Browning, Academic Press, New York.

B

Baldini, L., E. Gorgucci y V. Chandrasekar, 2004: Hydrometeor classification methodology for C-band polarimetric radars. *Proc. of ERAD04*, 62-66.

Banta, R.M., 1984: Daytime boundary-layer evolution over mountainous terrain. Part I: Observations of the dry circulations. *Mon. Wea. Rev.*, 112, 340-356.

Barnolas, M. y M.C. Llasat, 2005: Aplicación de una herramienta SIG en el estudio de las inundaciones en Catalunya, 1901-2000, *Revista del aficionado a la Meteorología*, 28.

Barrera, A., M.C. Llasat y M. Barriendos, 2006: Estimation of the extreme flash flood evolution in Barcelona County from 1351 to 2005, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 6, 505-518.

Battan, L. J., 1973: *Radar Observation of the Atmosphere*. The University of Chicago Press, Chicago, 324pp.

Bech, J., B. Codina, J. Lorente y D. Bebbington, 2003: The sensitivity of single polarization weather radar beam blockage correction to variability in the vertical refractivity gradient. *J. of Atmos. and Ocean. Tech.*, 20, 845-855.

Betts, A. K. y J. Miller: 1986. A new convective adjustment scheme Part II: Single column tests using GATE wave, OMEG, ATEX and Arctic air-mass data sets. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 112, 473, 693-709.

Biggerstaff, M.I. y S.A. Listemaa, 2000: An Improved Scheme for Convective/Stratiform Echo Classification Using Radar Reflectivity. *J. Appl. Meteor.*, 39, 12, 2129-2150.

Billet, J., M. DeLisi, y B.G. Smith, 1997: Use of regression techniques to predict hail size and the probability of large hail. *Wea. Forecasting*, 12, 154-164.

Bluestein, H.B., y C. Parks, 1983: Synoptic and Photographic Climatology of Low Precipitation Severe Thunderstorms. *Mon. Wea. Rev.*, 111, 2034-2046.

Bluestein, H.B., y M.H. Jain, 1985: Formation of mesoscale lines of precipitation: Severe squall lines in Oklahoma during the spring. *J. Atmos. Sci.*, 42, 1711-1732.

Bluestein, H.B., G.T. Marx, y M.H. Jain, 1987: Formation of mesoscale lines of precipitation: Nonsevere squall lines in Oklahoma during the spring. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 2719-2727

Brooks, H. E., 2004. Estimating the distribution of severe thunderstorms and their environments around the world. Preprints, International Conference on Storms, Brisbane, Queensland, Australia.

Brooks, H.E., 2005a: Mesoscale Convective Phenomena: Taxonomy and weather events. Atmospheric Convection Course. Udine, Italy, 18th-22th July.

Brooks, H.E., 2005b: Development and use of climatologies of convective weather. Atmospheric Convection Course. Udine, Italy, 18th-22th July.

Brooks, H. E., A.R. Anderson, K. Riemann, I. Ebbers y H. Flachs, 2007: Climatological aspects of convective parameters from the NCAR/NCEP reanalysis. *Atmos. Res.*, 83, 294-305.

- Brooks, H. E. y J.P. Craven, 2002. A database of proximity soundings for significant severe thunderstorms, 1957-1993. Preprints, 21st Conference on Severe Local Storms, San Antonio, TX, Amer. Meteor. Soc., 639-642
- Brooks, H.E., J.W. Lee y J.P. Craven, 2003: The spatial distribution of severe thunderstorm and tornado environments from global reanalysis data. *Atmos. Res.*, 67-68, 73-94.
- Browning, K. A., 1977: The structure and mechanisms of hailstorms. *Hail: A Review of Hail Science and Hail Suppression. Meteor. Monogr.*, 16, 38, 1-43.

C

- Cana, L., E. Hernandez, R. García y D. Grisóla-Santos, 1999: Mesoscale convective Systems during 1990-94: characteristics and synoptic environment. *Mediterranean storms (Plinius Conference '99)*, 67-75.
- Castro, A., 1989: Estudio de las tormentas del Valle Medio del Ebro mediante la utilización de radar meteorológico de la banda C. Tesis Doctoral, Universidad de Valladolid.
- Castro, A. y Sánchez, J.L., 1990: Índices de formación de tormentas y su relación con factores geográficos y topográficos en el Valle Medio del Ebro. *Revista de Geofísica*, 46, 181-192.
- Ceperuelo, M., 2006. Manual de uso del software RHAP. Publicación interna. Universidad de Barcelona.
- Ceperuelo, M., M.C. Llasat y T. Rigo, 2006a: Rainfall events and Hailstorm Analysis Program, RHAP. *Adv. Geosci.*, 7, 205-213.
- Ceperuelo, M., M.C. Llasat, L. López, E. García y J.L. Sánchez, 2006b: Study of 11 September 2004 hailstorm event using radar identification of 2D systems and 3D cells. *Adv. Geosci.*, 7, 215-222.
- Chambers, J.M., W.S. Cleveland, B. Kleiner y P.A. Tukey, 1983: *Graphical Methods for Data Analysis*: Duxbury Press, Boston, 395 pp.
- Changnon, S.A.Jr., 1999: Data and Approaches for Determining Hail Risk in the Contiguous United States. *J. Appl. Meteor.*, 38, 12, 1730-1739.
- Changnon, S.A.Jr., 1969: Hail Evaluation Techniques. Final Report, Part I, NSF Grant GA-482, Illinois State Water Survey, Urbana, 97 pp.
- Changnon, S.A.Jr., 1971: Note on hailstone size distributions. *J. Appl. Meteor.*, 10, 168-170.
- Charlton, R.B., B.M. Kachmann y L. Wojtiw, 1995: Urban hailstorms: a view from Alberta. *Nat. Hazards* 12, 29-75.
- Circe, M. y F. Martín, 2003: Identificación y seguimiento automático de estructuras convectivas a partir de datos de radares meteorológicos, Nota técnica, STAP No. 39.
- Clark, M.P. y A.G. Slater, 2006. Probabilistic Quantitative Precipitation Estimation in Complex Terrain. *J. Hydrol.*, 7, 3-22.
- Collier, C.G., 1989: *Applications of Weather Radar Systems. A guide to uses of radar data in meteorology and hydrology*, published by Ellis Horwood, Chichester, 294 pp.
- Collier, C.C. y R.B.E. Lilley, 1994: Forecasting thunderstorm initiation in north-west Europe using thermodynamic indices, satellite and radar data. *Meteorol. Appl.*, 1, 75-84.
- Cotton, W.R., M.S. Lin, R.L. McAnelly y C.J. Tremback, 1989: A composite model of mesoscale convective complexes. *Mon. Wea. Rev.*, 117, 765-783.
- Cuadrat, J.M. y F. Pita, 2000: *Climatología*. Ediciones Cátedra, 496 pp.

D

- Das, P., 1979: A non-Archimedean approach to the equations of convection dynamics. *J. Atmos. Sci.*, 36, 2183–2190.
- De., U.S., R.K.Dube y G.S.Prakasa Rao, 2005: Extreme weather events over India in the last 100 years. *J. Ind. Geophys. Union*, 9, 3, 173-187.
- Decker, F.W. y L.D. Calvin, 1961: Hailfall of 10 September 1959 near Medford, Oregon. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 42, 475-481.
- Delgado, G., 2007: Contributions to Very Short Range Rainfall Forecasting: validation of an MSG nowcasting model and a new Rainfall Estimation Method Using Satellite Imagery. Tesis doctoral. Departamento de Astronomía y Meteorología, Universidad de Barcelona.
- Dennis, A.S., y D.J. Musil, 1973: Calculations of hailstorm growth and trajectories in a simple cloud model. *J. Atmos. Sci.*, 30, 278-288.
- Dessens, J., 1986. Hail in Southwestern France. I.: Hailfalls characteristics and hailstorm environment. *J. Climate Appl. Meteor.*, 25, 35-47
- Dessens, J., R. Fraile, V. Pont y J.L. Sanchez, 2001: Day-of-the-week variability of hail in southwestern France. *Atmos. Res.*, 59- 60, 63-76.
- Dessens, J., 1995: Severe convective weather in the context of a night-time global warming. *Geophys. Res. Lett.*, 22, 1241-1244.
- Dessens, J., C. Berthet y J.L. Sánchez, 2007: A point hailfall classification based on hailpad measurements. *Atmos. Res.*, 83, 132-139.
- Dixon, M. y G. Wiener, 1993: Thunderstorm Identification, Tracking, Analysis and Nowcasting – A Radar-based Methodology. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 10, 6, 785–797.
- Donaldson, R.J., R.M. Dyer y M.J. Kraus, 1975: An objective evaluator of techniques for predicting severe weather events. Preprints, Ninth Conf. on Severe Local Storms, Norman, OK, Amer. Meteor. Soc., 321–326.
- Doswell, C.A.III, 1987: The distinction between large-scale and mesoscale contribution to severe convection: A case study example. *Wea. Forecasting*, 2, 3-16.
- Doswell, C.A.III, 2001: Severe convective storms -- An overview. *Severe Convective Storms, Meteor. Monogr.*, 28, 50, 1-26.
- Doswell, C.A.III, 2003: Societal impacts of severe thunderstorms and tornadoes: lessons learned and implications for Europe. *Atmos. Res.*, 67-68, 135-152.
- Doswell, C.A.III y E.N. Rasmussen, 1994: The effect of neglecting the virtual temperature correction on CAPE calculations. *Wea. Forecasting*, 9, 619-623.
- Doswell, C.A.III, H.E. Brooks y R.A. Maddox, 1996. Flash-flood forecasting: an ingredients-based methodology. *Wea. Forecasting*, 11, 360–381.
- Doswell, C. A.III, y P. M. Markowski, 2004: Is buoyancy a relative quantity?. *Mon. Wea. Rev.*, 132, 853–863.
- Doswell, C.A.III y D.M. Schultz, 2006: On the use of indices and parameters in forecasting severe storms. *Electronic J. Severe Storms Meteor.*, 1, 1-14.
- Douglas, R.H., 1964: Hail size distributions. Preprints 11th Weather Radar Conf, Seattle, Amer. Meteor. Soc., 192-199.

Dudhia, J., D. Gill, K. Manning, W. Wang y C. Bruyere, 2004: PSU/NCAR Mesoscale modeling system. Tutorial Class Notes and User's Guide: MM5 Modeling System Version 3. Disponible en <http://www.mmm.ucar.edu/mm5/documents/tutorial-v3-notes.html>.

E

Edwards, R., y R. L. Thompson, 1998: Nationwide Comparisons of Hail Size with WSR-88D Vertically Integrated Liquid Water and Derived Thermodynamic Sounding Data. *Wea. Forecasting*, 13, 277-285.

Etkin, D. y S.E. Brun, 1999: A note on Canada's hail climatology: 1977-1993. *Int. J. Climatol.*, 19, 1357-1373.

Emanuel, K.A., 1994: *Atmospheric Convection*. Oxford University Press, 580pp.

English, M., 1973: Alberta hailstorms. Part II: Growth of large hail in the storm. *Alberta Hailstorms, Meteor. Monogr.*, No. 36, Amer. Meteor. Soc., 37-98.

Eymard, L., 1984: Radar analysis of a tropical convective boundary layer with shallow cumulus clouds. *J. Atmos. Sci.*, 41, 1380-1393.

F

Fankhauser, J.C., N.A. Crook, J. Tuttle, L.J. Miller y C. G. Wade, 1995: Initiation of deep convection along boundary layer convergence lines in a semitropical environment. *Mon. Wea. Rev.*, 123, 291-313.

Farley, R.D. y H.D. Orville, 1986: Numerical modeling of hailstorms and hailstone growth: Part I. Preliminary model verification and sensitivity tests. *J. Clim. Appl. Meteorol.* 25, 2014-2036.

Farley, R.D., S. Wang y H.D. Orville, 1992. A comparison of 3D model results with observation for an isolated CCOPE thunderstorm. *Meteorol. Atmos. Phys.* 49, 187-207.

Federer, B. y A. Waldvogel, 1975: Hail and raindrop size distributions from a Swiss multicell storm. *J. Appl. Meteor.*, 14, 91-97.

Font, I., 1983: *Atlas Climático de España*, INM y Ministerio de Transportes, Turismo y Comunicaciones, Madrid.

Fraile, R., A. Castro, J.L. Sánchez, J.L. Marcos y L. López, 2001: Noteworthy C-band radar parameters of storms on hail days in northwestern Spain. *Atmos. Res.*, 59-60, 41-61.

Fraile, R., A. Castro, L. Lopez, J.L. Sánchez y C. Palencia, 2003. The influence of melting on hailstone size distribution *Atmos. Res.*, 67-68, 203-213.

Fraile, R., 1991: *Análisis climatológico y caracterización de las tormentas de granizo en las provincias de León y Zamora*. Tesis Doctoral, Universidad de Valladolid, 184pp.

Fujita, T.T., 1971. Proposed characterization of tornadoes and hurricanes by area and intensity. *SMRP Research Paper*, 91. The University of Chicago. 42pp.

Fujita, T.T., 1986: Mesoscale Classifications. Their history and their application to forecasting. Chapter 2 of *Mesoscale Meteorology and Forecasting*. Edited by P. Ray. AMS, Boston.

G

- Galletti, M., P.P. Alberoni, V. Levizzani y M. Celano, 2005: Assessment and tuning of the behaviour of a microphysical characterisation scheme. *Adv. Geosci.*, 2, 145-150.
- Geotis, S.G., 1963: Some radar measurements of hailstorms. *J. Appl. Meteorol.* 2, 270–275.
- Geresdi, I., 1998: Idealized simulation of the Colorado hailstorm case comparison of bulk and tailed microphysics. *Atmos. Res.* 45, 237–252.
- Giaiotti, D., S. Nordio y F. Stel, 2003: The climatology of hail in the plain of Friuli Venezia Giulia. *Atmospheric Research*, 67–68, 247– 259.
- Gibergans, J., M.C. Llasat, J.M. Vide, 1995: Precipitaciones extremas en el área mediterránea. *Riegos y Drenajes XXI.*, 82, 27-34.
- Glickman, T.S., 2000: *Glossary of Meteorology*. Amer. Meteor. Soc., Boston, M A. 855pp.
- Godson, W.L., C.L. Crozier y J.D. Holland, 1966: An Evaluation of Silver Iodide Cloud Seeding by Aircraft in Western Quebec, Canada, 1960–1963. *J. Appl. Meteorol.*, 5, 4, 500-512.
- Goudie, A., 1990: *The human impact on the natural environment*. 3rd edition. Massachusetts Institute of Technology Press, Cambridge. 388 pp.
- Greene, D.R. y R.A. Clark, 1972: Vertically Integrated Liquid: a new analysis tool. *Mon. Wea. Rev.*, 100, 548-552.
- Gregory, J., Stumpf, T.M. Smith, J. Hocker. 2004: New hail diagnostic parameters derived by integrating multiple radars and multiple sensors. Preprint 22nd Conf. On Severe Local Storms, San Antonio, TX, AMER. Meteor. Soc., 138-141.
- Grell, G. A., J. Dudhia y D. R. Stauffer, 1994: A description of the fifth-generation Penn State/NCAR mesoscale model (MM5). NCAR Technical Note, NCAR/TN-398+STR, 117 pp.
- Guo, X. y M. Huang, 2002: Hail formation and growth in a 3D cloud model with hail-bin microphysics. *Atmos. Res.*, 63, 59-99.
- Guo, X.L., Huang, M.Y., Hong, Y.C., Xiao, H., Lei, H., 2000: A three-dimensional numerical simulation of structure and evolution of a multi-cellular hailstorm. *Chin. J. Atmos. Sci.* 24, 51–58.
- Guyer, J.L. y R. Ewald, 2004: Record hail event - Examination of the Aurora, Nebraska supercell of 22 June 2003. 22nd Conference on Severe Local Storms, 3th-8th October 2004, Hyannis, MA.

H, I

- Hane, C.E., C.L. Ziegler y H.B. Bluestein, 1993: Investigation of the dryline and convective storms initiated along the dryline. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 74, 2133–2145.
- Hane, C.E., H.B. Bluestein, T.M. Crawford, M.E. Baldwin y R.M. Rabin, 1997: Severe thunderstorm development in relation to along-dryline variability: A case study. *Mon. Wea. Rev.*, 125, 231–251.
- Hand, W.H., 1996: An object-oriented technique for nowcasting heavy showers and thunderstorms. *Meteorol. Appl.*, 3, 31-41.

- Hart, P.A., y K.D. Frantz, 1998: A comparison of VIL density and wet-bulb zero height associated with large hail over North and Central Georgia. NWS Southern Region Technical Attachment SR/SSD 98-30. Fort Worth, TX.
- Hartigan, J.A. y M.A. Wong, 1979: A K-Means Clustering Algorithm. *Applied Statistics*, 28, 1, 100-108.
- Hernandez, E., L. Cana, J. Díaz, R. García y L. Gimeno, 1998: Mesoscale Convective Complexes over the Western Mediterranean area during 1990-1994. *Meteorol. atmos. phys.* 68, 2, 1-12.
- Heymtsfield, A.J., A.R. Jameson y H.W. Frank, 1980: Hail growth mechanisms in a Colorado storm: Part II. Hail formation processes. *J. Atmos. Sci.* 37, 1779–1807.
- Hohl, R., H.H. Schiesser y D. Aller, 2002a: Hailfall: the relationship between radar-derived hail kinetic energy and hail damage to buildings. *Atmos. Res.*, 63, 177-207.
- Hohl, R., H.H. Schiesser y I. Knepper, 2002b: The use of weather radars to estimate hail damage to automobiles: an exploratory study in Switzerland. *Atmos. Res.*, 61, 215-238.
- Holle, R.L., R.E. López, L.J. Arnold y J. Endres, 1996: Insured Lightning-Caused Property Damage in Three Western States. *J. Appl. Meteorol.*, 35, 8, 1344–1351
- Holleman, I., 2001: Hail detection using single-polarization radar, Scientific report WR-2001-01, Royal Netherlands.
- Houze, R. A., 1993: *Cloud Dynamics*. Academic Press, 573 pp.
- Houze, R.A., Jr., B.F. Smull y P. Dodge, 1990: Mesoscale organization of springtime rainstorms in Oklahoma. *Mon. Wea. Rev.*, 118, 613-654.
- Huntrieser, H., H.H. Schiesser, W. Schmid y A. Waldvogel, 1997: Comparison of traditional and newly developed thunderstorm indices for Switzerland, *Wea. Forecasting*, 12, 108-125.
- IPCC, 2001. *Climate Change 2001: The Scientific Basis*. Houghton, J.T., Ding, J., Griggs, D.J., Noguer, M., van der Linden, P.J., Dai, X., Maskell, K., and Johnson, C.A. (eds.), Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom, available on: http://www.grida.no/climate/ipcc_tar/, accessed: July 2005.

J, K

- Johns, R.C. y C.A. III Doswell, 1992: Severe local storms forecasting. *Wea. Forecasting*, 7, 588-612.
- Johnson, J.Y., P.L. MacKeen, A. Witt, E.D. Mitchell, G.J. Stumpf, M.D. Eilts y K.W. Thomas, 1998: The Storm Cell Identification and Tracking (SCIT) Algorithm: An Enhanced WSR-88D Algorithm. *Wea. Forecasting*, 13, 263-276.
- Kain, J.S., y J.M. Fritsch, 1993: Convective parameterization for mesoscale models: The Kain-Fritsch scheme. The representation of cumulus convection in numerical models, K. A. Emanuel and D. J. Raymond, Eds., *Amer. Meteor. Soc.* 246pp.
- Kaiser, H.F., 1958: The varimax criterion for analytic rotation in factor analysis. *Psychometrika*, 23, 187-200.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, A. Leetmaa, B. Reynolds, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K.C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, R. Jenne y D. Joseph, 1996: The NCEP-NCAR 40-Year Reanalysis Project, *Bull. Am. Met. Soc.*, 3, 77, 437–471.

- Kaňák, J., M. Benko, A. Simon y A. Sokol, 2007: Case study of the 9 May 2003 windstorm in southwestern Slovakia. *Atmos. Res.*, 83, 2-4, 162-175.
- Kaufman, L. y P.J. Rousseeuw, 1990. *Finding groups in data: An introduction to cluster analysis* NY: John Wiley & Sons, ISBN: 0471878766.
- Keenan, T.D., 2003: Hydrometeor classification with a C-band polarimetric radar. *Australian Meteor. Mag.*, 52, n. 1, 23-31.
- Kessinger, C.J. y E.A. Brandes, 1995: A comparison of hail detection algorithms. Final report to the FAA, 52pp.
- Kistler R. E. Kalnay, E., W. Collins, S. Saha, G. White, J. Woollen, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, M. Kanamitsu, V. Kousky, H. van den Dool, R. Jenne y M. Fiorino, 2001: The NCEP–NCAR 50-Year Reanalysis: Monthly Means CDROM and Documentation, *Bull. Am. Met. Soc.*, 82, 247–268.
- Kitzmler, D.H., W.E. McGovern, y R.F. Saffle, 1995: The WSR-88D severe weather potential algorithm. *Wea. Forecasting*, 10, 141–159.
- Knight, C.A., P. Smith y C. Wade, 1982: Storm types and some radar reflectivity characteristics. *The National Hail Research Experiment*, P. Squires and C. A. Knight, Eds., Vol. 1, Hailstorms of the Central High Plains, Colorado Associated University Press, 81–93.
- Knight, C.A., y N.M. Knight, 2001: Hailstorms. *Severe Convective Storms. Meteor. Monogr.*, 28, 50, 223-254.
- Knight, C.A., y N.M. Knight, 2003: Hail and hailstorms. En: J.R. Holton, J.A. Curry y J.A. Pyle, (eds.): *Encyclopedia of atmospheric sciences*. Academic Press.
- Koppert, H.K., 2002: A Java based meteorological workstation, IIPS, AMS, 2002, xxx-xxx. <http://ams.confex.com/ams/annual2002/18IIPS/abstracts/29502.htm>
- Kummerow, C., W. Barnes, T. Kozu, J. Shiue y J. Simpson, 1998: The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Sensor Package. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 15, 809-817.

L

- Lee, R.R. y J.E. Passner, 1993: The Development and Verification of TIPS: An Expert System to Forecast Thunderstorm Occurrence. *Wea. Forecasting*, 8, 2, 271-280.
- Lenning, E., H.E. Fuelberg, y A.I. Watson, 1998: An evaluation of WSR-88D severe hail algorithms along the northeastern Gulf Coast. *Wea. Forecasting*, 13, 1029-1044.
- Leone, D.A., R.M. Endlich, J. Petrieks, R.T.H. Collis y J.R. Porter, 1989: Meteorological Considerations Used in Planning the NEXRAD Network. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 70, 1, 4–13.
- Lim, S., V. Chandrasekar y V.N. Bringi, 2005: Hydrometeor classification system using dual-polarization radar measurements: model improvements and in situ verification. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, 43, n. 4, 792-801.
- List, R. y E. P. Lozowski, 1970: Pressure perturbations and buoyancy in convective clouds. *J. Atmos. Sci.*, 27, 168–170.
- Llasat, M.C., 2004: La vulnérabilité en Catalogne. Colloque SHF. Crues Méditerranéennes. Nîmes, Juin 2004 (Publications S.H.F.), 29-34.

- Llasat, M.C., M. Barriendos, A. Barrera y T. Rigo, 2005. Floods in Catalonia (NE Spain) since the 14th century. Climatological and meteorological aspects from historical documentary sources and old instrumental records; *J. Hydrol.*, 313, 32–47.
- Llasat, M.C., M. Ceperuelo y T. Rigo, 2007: Rainfall regionalization on the basis of the precipitation convective features using a raingauge network and weather radar observations. *Atmos. Res.*, 83, 2-4, 415-426.
- López, J.M., 2007: A Mediterranean derecho: Catalonia (Spain), 17th August 2003. *Atmos. Res.*, 83, 2-4, 272-283.
- López, L., 2003: Convección atmosférica severa: pronóstico e identificación de tormentas con granizo. Tesis Doctoral, Universidad de León, Instituto de Medio Ambiente. 207 pp.
- López, L., J.L. Marcos, J.L. Sánchez A. Castro y R. Fraile, 2001: CAPE values and hailstorms on northwestern Spain. *Atmos. Res.*, 56, 147–160.
- López, R.E. y R.L. Holle, 1995: Lightning casualties and property damage in Colorado from 1950 to 1991 based on Storm Data. *Wea. Forecasting*, 10, 114-126.

M

- MacDonald, A.E. y J.S. Wakefield, 1996: WFO-Advanced: An AWIPS-like Prototype Forecaster Workstation. Preprints 12th International Conference on Interactive Information and Processing Systems for Meteorology, Oceanography, and Hydrology, Atlanta, Amer. Meteor. Soc., 190-193.
- Machado, L.A.T. y W.B. Rossow, 1993: Structural characteristics and radiative properties of tropical cloud clusters. *Mon. Wea. Rev.*, 121, 3234–3260.
- Machado, L.A.T., W.B. Rossow, R.L. Guedes y A.W. Walker, 1998: Life cycle variations of mesoscale convective systems over the Americas. *Mon. Wea. Rev.*, 126, 1630–1654.
- Machado, L.A.T. y H. Laurent, 2004: The Convective System Area Expansion over Amazonia and its Relationships with Convective System Life Duration and High-Level Wind Divergence. *Mon. Wea. Rev.*, 132, 714-725.
- Maddox, R. A., 1980: Mesoscale convective complexes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 61, 1374–1387.
- Maddox, R.A., 1983: Large-scale meteorological conditions associated with midlatitude, mesoscale convective complexes. *Mon. Wea. Rev.*, 111, 126-140.
- Maddox, R.A., F. Canova y L.R. Hoxit, 1980: Meteorological Characteristics of Flash Flood Events over the Western United States. *Mon. Wea. Rev.*, 108:11, 1866-1877.
- Maddox, R.A., D.M.Rodgers y K.W. Howard, 1982: Mesoscale convective complexes over the United States during 1981 - Annual Summary. *Mon. Wea. Rev.*, 110, 1501-1514.
- Mariani, S., Casaioli, M., Accadia, C., Llasat, M. C. , Pasi, F., Davolio, S., Elementi, M., Ficca, G. y Romero, R., 2005: A limited area model intercomparison on the “Montserrat-2000” flash-flood event using statistical and deterministic methods, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 5, 583–592.
- Markowski, P., 2005a: An overview of Atmospheric Convection. Atmospheric Convection Course. Udine, Italy, 18th-22th July.
- Markowski, P., 2005b: Convective Storm Initiation and Organization. Atmospheric Convection Course. Udine, Italy, 18th-22th July.

Bibliografía

- Markowski, P., 2005c: Supercell Thunderstorms. Atmospheric Convection Course. Udine, Italy, 18th-22th July.
- Marshall, J.S. y W.M.K. Palmer, 1948: The distribution of raindrops with size. *J. Meteor.*, 5, 156–166.
- Martín, F., 2004: Observations with MSG. Workshop on Severe Convective Storms, 8 de Noviembre de 2004, León, España.
- Martín, F., C.J. Alejo, J.J. de Bustos, F.J. Calvo, I. San Ambrosio, J.M. Sánchez-Laulhé, D. Santos, 2005: Estudio de la tormenta tropical "Delta" y su transición extratropical: Efectos meteorológicos en Canarias (27 a 29 de noviembre de 2005). Nota técnica del Instituto Nacional de Meteorología.
- Martín, F., Eliazaga, F., Carretero, O. y San Ambrosio, I., 2001: Diagnóstico y predicción de la convección profunda. STAP Nota técnica, nº 35.
- Marwitz, J.D., 1972: The structure and motion of severe hailstorms. Part I: Supercell storms. *J. Appl. Meteor.*, 11, 166-179.
- Marzano, F.S., D. Scaranari, M. Celano, P.P. Alberoni, G. Vulpiani y M. Montopoli, 2006: Hydrometeor classification from dualpolarized weather radar: extending fuzzy logic from S-band to Cband data. *Adv. Geosci.*, 7, 109-114.
- Mason, B.J., 1972: The physics of clouds (2nd edition). Clarendon Press, Oxford, England, 671pp.
- Mathewson, M.A., 1996: Using the AWIPS Forecast Preparation System (AFPS). Preprints 12th International Conference on Interactive Information and Processing Systems for Meteorology, Oceanography, and Hydrology, Atlanta, Amer. Meteor. Soc., 194-197.
- McAnelly, R.L. y W.R. Cotton, 1986: Meso- β scale characteristics of an episode of meso- α scale convective complexes. *Mon. Wea. Rev.*, 114, 1740-1770.
- McAnelly, R.L., J.E. Nachamkin, W.R. Cotton y M.E. Nicholls, 1997: Upscale Evolution of MCSs: Doppler Radar Analysis and Analytical Investigation. *Mon. Wea. Rev.*, 125:6, 1083-1110.
- McGill, R., J.W. Tukey y W.A. Larsen, 1978: Variations of box plots. *American Statistician*, 32, 1, 12-16.
- McNulty, R.P., 1995: Severe and convective weather: A Central Region forecasting challenge. *Wea. Forecasting*, 10, 187-202.
- Mezeix, J.F. y N. Doras, 1981: Various kinetic energy characteristics of hailpatterns in the Grossversuch IV experiment. *J. Appl. Meteor.*, 20, 377-385.
- Michelson, S.A. y N.L. Seaman, 2000: Assimilation of NEXRAD-VAD Winds in Summertime Meteorological Simulations over the Northeastern United States. *J. Appl. Meteor.*, 39, 3, 367–383.
- Miller, R.C., 1967: Notes on analysis and severe storm forecasting procedures of the Military Weather Warning Center. AWS Tech. Rep. 200 (revised), 170 pp. [Available from Headquarters, Air Force Weather Agency, Scott AFB, IL 62225].
- Miller, L.J., J.D. Tuttle y C.A. Knight, 1988: Airflow and hail growth in a severe northern High Plains supercell. *J. Atmos. Sci.*, 45, 736–762.
- Mogil, H.M., J.C. Monro y H.S. Groper, 1978: NWS's Flash Flood Warning and Disaster Preparedness Programs. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 59, 6, 690-699.
- Moller, A.R., C.A.III Doswell y R. Przybylinski, 1990: High-Precipitation supercells: A conceptual model and documentation. Preprints, 16th Conference on Severe Local Storms, Kananaskis Park, Alta., Canada, Amer. Meteor. Soc., 52-57.

- Morgan, G.M.Jr., y N.G. Towery: Small-scale variability of hail and its significance for hail prevention experiments. *J. Appl. Meteor.*, 14, 763-770, 1975.
- Morgan, G.M.Jr. y P.W. Summers, 1991: Hailfall and Hailstorm Characteristics. Thunderstorm Morphology and Dynamics. Volume 2 of Thunderstorms: A social, scientific, and technological documentary. Edited by Edwin Kessler. University of Oklahoma Press.
- Mosmann, V., A. Castro, R. Fraile, J. Dessens y J.L. Sánchez, 2004: Detection of statistically significant trends in the summer precipitation of mainland Spain. *Atmos. Res.*, 70, 1, 43-53.

N, O, P

- National Oceanic and Atmospheric Administration NOAA, http://wdtb.noaa.gov/courses/awoc/ICSvr3/hda_vil_tool.html
- Nelson, S. P., 1983: The influence of storm flow structure on hail growth. *J. Atmos. Sci.*, 40, 1965–1983.
- Niall, S. y K. Walsh, 2005: The impact of climate change on hailstorms in southeastern Australia. *Int. J. Climatol.* 25, 1933–1952.
- NOAA, 1993: NOAA Special Report The AWIPS Forecast Preparation System, USGPO 89042, July 1993, 100 pp. NOAA/ERL/FSL, Boulder, CO, and NOAA/NWS/OSD/TDL, Silver Spring, MD.
- NOAA, 2007: Hail Forecasting and Formation Processes. DLOC Workshop Winter 2007. Disponible en http://www.wdtb.noaa.gov/courses/dloc/workshop/presentations/HailTalk_DLOC2007.ppt
- Orlanski, I., 1975: A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 56, 5, 527-530.
- Parker, M.D. y R.H. Johnson, 2000: Organizational modes of midlatitude mesoscale convective systems. *Mon. Wea. Rev.*, 128, 3413-3436.
- Parsons, D.B., M.A. Shapiro, R.M. Hardesty, R.J. Zamora y J.M. Intrieri, 1991: The finescale structure of a West Texas dryline. *Mon. Wea. Rev.*, 119, 1242–1258.
- Pascual, R., 2002: Estudio de las granizadas en el llano de Lleida. Nota técnica no. 3, Centro Meteorológico Territorial de Catalunya.
- Paxton, C. H., y J. M. Shepherd, 1993: Radar Diagnostic Parameters as Indicators of Severe Weather in Central Florida. NOAA Tech. Memo. NWS SR-149, 12pp.
- Pearson, K., 1904: On the theory of contingency and its relation to association and normal correlation, in Draper's Co. Res. Mem. Biometric Ser. 1., Cambridge, U.K.: Cambridge Univ. Press, 1904. Reprint (1948) in Karl Pearson's Early Papers.
- Pérez, R.C., 2007: Dinámica atmosférica y los procesos tormentosos severos, Universidad Tecnológica Nacional - Facultad Regional Mendoza, Abril 2007, 137pp.
- Petrocchi, P.J., 1982: Automatic detection of hail by radar. AFGL-TR-82-0277. Environmental Research Paper 796, Air Force Geophysics Laboratory, Hanscom, AFB, MA, 33pp.
- Piani, F., A. Crisci, G. De Chiara, G. Maracchi y F. Meneguzzo, 2005: Recent trends and climatic perspectives of hailstorms frequency and intensity in Tuscany and Central Italy. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 5, 217–224.

Bibliografía

- Pierce, C.E., P.J. Hardaker, C.G. Collier y C.M. Haggett, 2000: GANDOLF: a system for generating automated nowcasts of convective precipitation. *Meteorol. Appl.*, 7, 4, 341-360.
- Porter, D., M.R. Kramar y S.D. Landolt, 2005: Predicting Severe Hail for the Southern High Plains and West Texas. 32nd Conference on Radar Meteorology, 22-29 de octubre, Albuquerque, NM.
- Pruppacher, H.R. y J.D. Klett, 1978: *Microphysics of clouds and precipitation*. D. Reidel Publishers, Dordrecht, 714pp.
- Purdom, J.F.W., 1982: Subjective interpretation of geostationary satellite data for nowcasting. *Nowcasting*, K. Browning, Ed., Academic Press, 149–162.

R

- Ragette, G., 1973: Mesoscale Circulations Associated with Alberta Hailstorms, *Mon. Wea. Rev.*, 101, 150–159.
- Raymond, D.J. y M.H. Wilkening, 1982: Flow and mixing in New Mexico mountain cumuli. *J. Atmos. Sci.*, 39, 2211–2228.
- Rigo, T., 2004: Estudio de Sistemas Convectivos Mesoscalares en la zona Mediterránea Occidental Mediante el uso del Radar Meteorológico. Tesis doctoral. Universidad de Barcelona.
- Rigo, T. y M.C. Llasat, 2004: A methodology of convective structures using meteorological radar: application to heavy rainfall events on the Mediterranean coast of the Iberian Peninsula, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 4, 59–68.
- Rigo, T. y M.C. Llasat, 2005: Radar analysis of the life cycle of Mesoscale Convective Systems during the 10 June 2000 event. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 5, 959–970.
- Rinehart, R. y E. Garvey, 1978: Three-dimensional storm motion detection by conventional weather radar. *Nature*, 273, 287–289.
- Roeseler, C. A., y L. Wood, 1997: VIL density and associated hail size along the Northwest Gulf Coast. Preprints, 28th Conf. On Radar Meteorology, Austin, Texas, Amer. Meteor. Soc., 434-435.
- Romero, R., A. Martín, V. Homar, S. Alonso y C. Ramis, 2005: Predictability of prototype flash flood events in the Western Mediterranean under uncertainties of the precursor upper-level disturbance: the HYDROPTIMET case studies, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 5, 505–525.
- Ryzhkov, A.V., T.J. Schuur, D.W. Burgess, P.L. Heinselman, S.E. Giangrande y D.S. Zrnić, 2005: The Joint Polarization Experiment. Polarimetric rainfall measurements and hydrometeor classification. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 86, 809-824.

S

- San Ambrosio, I., 2005: Módulo para la estimación de granizo basado en datos radar. Nota Técnica STAP nº 44, 52 pp.
- Sánchez, J.L., 2004: Severe Storms in Spain. Workshop on Severe Convective Storms, 8 de Noviembre de 2004, León, España.

- Sánchez, J.L., E. García Ortega y J.L. Marcos, 2001: Construction and assessment of a logistic regression model applied to short-term forecasting of thunderstorms in León (Spain). *Atmos. Res.*, 56, 1-4, 57-71.
- Sánchez, J.L., J.L. Marcos, M.T. de la Fuente, A. Castro, 1998: A logistic regression model applied to short term forecast of hail risk. *Phys. Chem. Earth*, 23, 5-6, 645-648.
- Sánchez, J.L., M.V. Fernández, J.T. Fernández, E. Tudurí y C. Ramis, 2003: Analysis of mesoscale convective systems with hail precipitation. *Atmos. Res.*, 67-68, 573-588.
- Sánchez, J.L., R. Fraile, M.T. de la Fuente, P. Rodríguez y A. Castro, 1996: Crop damage: the hail size factor. *J. Appl. Meteor.*, 35, 1535-1541
- Sánchez-Diezma, R., 2001: Optimización de la medida de lluvia por radar meteorológico para su aplicación hidrológica, Tesis Doctoral, Universitat Politècnica de Catalunya, 313.
- Scaranari, D., F.S. Marzano, G. Vulpiani, M. Montopoli, M. Celano y P.P. Alberoni, 2006: Hydrometeor supervised classification using a bistatic C-band weather radar configuration. *Proceedings of European radar conference ERAD 2006*.
- Schaefer, J.T., 1986: Severe thunderstorm forecasting. A historical perspective. *Wea. Forecasting*, 1, 164-189.
- Schleusener, R.A. y P.C. Jenings, 1960: An energy method for relative estimates of hail intensity. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 41, 372-376
- Schmid, W., H.H. Schiesser y A. Waldvogel, 1992: The kinetic energy of hailfalls: Part IV. Patterns of hailpad and radar data. *J. Appl. Meteorol.* 31, 1165-1178.
- Schuster, S.S., R.J. Blong y M.S. Speer, 2005: A hail climatology of the greater Sydney area and New South Wales, Australia. *Int. J. Climatol.*, 25, 1633-1650.
- Seo, D.-J., S. Perica, E. Welles y J.C. Schaake, 2000: Simulation of precipitation fields from probabilistic quantitative precipitation forecast. *J. Hydrol.*, 239, 203-229.
- Setvák, M., 2004. Multispectral observations of convective storms. EUMETSAT workshop on Severe Convective Storms, León (Spain), 08 November 2004.
- Sioutas, M.V. y H.A. Flocas, 2003: Hailstorms in Northern Greece: synoptic patterns and thermodynamic environment. *Theor. Appl. Climatol.*, 75, 189-202.
- Smart, J.R., y R.L. Alberty, 1985: The NEXRAD Hail Algorithm Applied to Colorado Thunderstorms, 14th conf. on Severe Local Storms (AMS), 244-247.
- Smith, E.J., 1974: Cloud seeding in Australia. *Weather and climate modification*, Ed W.D. Hess, Wiley&Sons, NY, 842pp.
- Smith, P., 2004: The hail problem. Workshop on Severe Convective Storms. León (Spain) 8th November 2004.
- Sousa, R., 1987: Notas para una climatología de Lérida. Instituto Nacional de Meteorología.
- Steiner, M., R.A. Houze Jr. y S.E. Yutter, 1995: Climatological Characterization of Three-Dimensional Storm Structure from Operational Radar and Rain Gage Data. *J. App. Met.*, 34, 9, 1978-2007.
- Straka, J.M., D.S. Zrnić, y A.V. Ryzhkov, 2000: Bula hydrometeor classification and quantification using polarimetric radar data: synthesis of relations. *J. Appl. Met.*, 39, 8, 1341-1372.
- Strong, G.S. y E.P. Lozowski, 1977: An Alberta study to objectively measure hailfall intensity. *Atmosphere*, 15, 33-53.

- Stumpf, G.J., T.M. Smith y J. Hocker, 2004: New Hail Diagnostic Parameters Derived by Integrating Multiple Radars and Multiple Sensors. Preprints, 22nd Conf. on Severe Local Storms, Hyannis, MA, Amer. Meteor. Soc., P7.8 - CD preprints.
- Suomi, V.E., R. Fox, S.S. Limaye y W.L. Smith, 1983: McIDAS III: A Modern Interactive Data Access and Analysis System. *J. Appl. Meteor.*, 22, 5, 766–778.

T, U, V

- The TORnado and storm Research Organisation. <http://www.torro.org.uk>.
- Thelwis, J., 1961: Encyclopedic dictionary of physics. Pergamon Press.
- Towery, N.J. y A.S.Changnon Jr., 1974: A review of surface hail sensors. *Journal of Weather Modification*, 6, 1, 304-317.
- Tudurí, E., y C.Ramis, 1997: On the environments of significant convective events in the western Mediterranean. *Wea. Forecasting*, 12, 294–306.
- Tukey, J. W., 1977: *Exploratory Data Analysis*: Addison-Wesley, Reading, Mass., 688 pp.
- UCAR communications, 2003: One hail of a storm. Staff notes monthly, July/August.
- Velleman, P.F. y Hoaglin, D.C., 1981: *Applications, Basics, and Computing of Exploratory Data Analysis*: Duxbury Press, Boston, 354 pp.
- Vento, D., 1976: The hailpad calibration for Italian hail damage documentation. *J. Appl. Meteor.*, 15, 1018-1022.
- Vila, D.A. y L.A.T. Machado, 2004: Shape and radiative properties of convective systems observed from infrared satellite images. *Int. J. Remote Sensing*, 25, 21, 4441-4456.
- Vivekanandan, J., D.S. Zrnić, S.M. Ellis, R. Oye, A.V. Ryzhkov y J. Straka, 1999: Cloud microphysics retrieval using S-band dual-polarization radar measurements. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 80, 3, 381-388.

W, Y, Z

- Wagenmaker, R.B., 1992: Operational detection of hail by radar using heights of VIP-5 reflectivity echoes. *Natl. Wea. Dig.*, 17 (2), 2–15.
- Wakimoto, R.M. y N.T. Atkins, 1994: Observations of the sea-breeze front during CaPE. Part I: Single-Doppler, satellite, and cloud photogrammetric analysis. *Mon. Wea. Rev.*, 122, 1092–1114.
- Wakimoto, R.M., W.-C. Lee, H.B. Bluestein, C.-H. Liu y P.H. Hildebrand, 1996: ELDORA observations during VORTEX 95. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 1465–1481.
- Waldvogel, A., B. Federer y P. Grimm, 1979: Criteria for the detection of hail. *J. Appl. Meteor.*, 16, 1521-1525.
- Waldvogel, A., B. Federer, W. Schmid y J.F. Mezeix: 1978b: The kinetic energy of hailfalls. Part II. Radar and hailpads. *J. Appl. Meteorol.* 17, 11, 1680-1693.
- Waldvogel, A., L. Klein, D. J. Musil y P.L. Smith, 1987: Characteristics of radar-identified big drop zones in Swiss hailstorms. *J. Climate Appl. Meteor.*, 26, 861–877.

- Waldvogel, A., W. Schmid y B. Federer, 1978a: The kinetic energy of hailfalls. Part I. Hailstone spectra. *J. Appl. Meteorol.* 17, 4, 515-520.
- Walko, R.L., W.R. Cotton, M.P. Meyers y J.L. Harrington, 1995: New RAMS cloud microphysics parametrization: Part I. The single-moment scheme. *Atmos. Res.* 38, 29-62.
- Warner, J. y S. Twomey, 1956: The use of silver iodide for seeding individual clouds. *Tellus*, 8, 453-457.
- Warner, J., 1970. On steady-state one-dimensional models of cumulus convection. *J. Atmos. Sci.*, 27, 1035-1040.
- Webb, J.D.C., D.M. Elsom y G.T. Meaden, 1986: The TORRO hailstorm intensity scale. *J. Meteorol.* 11, 337-339.
- Weisman, M.L. y J.B. Klemp, 1986: Characteristics of Isolated Convective Storms. In *Mesoscale Meteorology and Forecasting*. P.S. Ray (Ed.), Amer. Meteor. Soc., Boston, 331-358.
- Westrick, K.J., C.F. Mass y B.A. Colle, 1999: The limitations of the WSR-88D radar network for quantitative precipitation measurement over the coastal western United States. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 80, 2289-2298.
- Whiton, R.C., P.L. Smith, S.G. Bigler, K.E. Wilk y A.C. Harbuck, 1998: History of Operational Use of Weather Radar by U.S. Weather Services. Part I: The Pre-NEXRAD Era. *Wea. Forecasting*, 13, 2, 219-243.
- Wilhelmson, R.B. y J.B. Klemp, 1981: A threedimensional numerical simulation of splitting severe storms on 3 April 1964. *J. Atmos. Sci.* 38, 1581-1600.
- Wilks, D. S., 1995: *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*. Academic Press, 467 pp.
- Wilson, J.W. y W.E. Schreiber, 1986: Initiation of convective storms at radar-observed boundary-layer convergence lines. *Mon. Wea. Rev.*, 114, 2516-2536.
- Wilson, J.W., E.E. Ebert, T.R. Saxon, R.D. Roberts, C.K. Mueller, M. Sleigh, C.E. Pierce y A. Seed, 2004: Sydney 2000 Forecast Demonstration Project: Convective Storm Nowcasting. *Wea. Forecasting*, 19, 1, 131-150.
- Wilson, J.W., T.M. Weckwerth, J. Vivekanandan, R.M. Wakimoto y R.W. Russell, 1994: Boundary layer clear-air radar echoes: Origin of echoes and accuracy of derived winds. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 11, 1184-1206.
- Witt, A., M.D. Eilts, G.J. Stumpf, J.T. Johnson, E.D. Mitchell y K.W. Thomas, 1998: An enhanced hail detection algorithm for the WSR-88D. *Wea. Forecasting*, 13, 286-303.
- World Meteorological Organization, 1996: Meeting of Experts to Review the Present Status of Hail Suppression. Tech. Doc. No. 764. 39pp.
- Young, C. B., B.R. Nelson, A.A. Bradley, J.A. Smith, C.D. Peters-Lidard, A. Kruger, y M.L. Baeck, 1999: An evaluation of NEXRAD precipitation estimates in complex terrain. *J. Geophys. Res.*, 104 (D16), 19 691-19 703.
- Ziegler, C.L., T.J. Lee y R.A. Pielke, 1997: Convective initiation at the dryline: A modeling study. *Mon. Wea. Rev.*, 125, 1001-1026.
- Ziegler, C.L. y E.N. Rasmussen, 1998: The Initiation of Moist Convection at the Dryline: Forecasting Issues from a Case Study Perspective. *Wea. Forecasting*, 13, 4, 1106-1131.
- Zrnić, D.S., A.V. Ryzhkov, J. Straka, Y. Liu y J. Vivekanandan, 2001: Testing a procedure for automatic classification of hydrometeor types. *J. Atmos. Oceanic Tech.*, 18, 6, 892-913.

12 Índice de figuras

| | |
|--|----|
| <i>Figura 1.1 Distribución de los riesgos asegurados en 2002, 2003, 2004, 2005 y 2006 (Fuente Agroseguro).</i> | 3 |
| <i>Figura 1.2 Localización del área de estudio, centrada en el noreste de la Península Ibérica, el valle del Ebro.</i> | 3 |
| <i>Figura 2.1 Identificación de estructuras de precipitación mediante el uso del radar meteorológico para el día 29/08/2004 a las 16:20 UTC. En azul el área de precipitación estratiforme y en verde el área convectiva.</i> | 17 |
| <i>Figura 2.2 Vista esquemática del desarrollo sucesivo de corrientes ascendentes en un caso de convección multicelular (Doswell, 2001). Los números representan la reflectividad radar en dBZ.</i> | 22 |
| <i>Figura 2.3 Diagrama que muestra el cambio de fase de una célula cada 10 minutos en el esquema orientado a objetos. Cada fila de cajas representa un estado de la célula y cada caja representa los diferentes potenciales de la célula. Las flechas muestran los cambios permitidos en cada etapa de la célula. Las líneas negras indican cuando nuevas células (o hijas) son creadas al final de cada intervalo temporal. Donde d es una célula en desarrollo, m es una célula joven madura, M son células maduras, E son aquellas células con disipación temprana y D corresponde a una célula en estado de disipación. En cuanto a la numeración, -1 es usado para células tipo d, 0 para células débiles, 1 moderadas, 2 fuertes (lluvias fuertes y fuerte desarrollo), 3 célula capaz de crear una nueva y 4 célula que ha creado una nueva célula pero que no ha cambiado de fase. Extraído de Hand (1996).</i> | 24 |
| <i>Figura 3.1 Granizo de tamaño irregular (izquierda) y granizo regular (derecha).</i> | 28 |
| <i>Figura 3.2 Corte de una piedra de granizo (izquierda) extraído de Knight y Knight (2003). Fotografía de precipitación de granizo (derecha), cortesía de Soon Chun Siang.</i> | 28 |
| <i>Figura 3.3 Capas opacas y transparentes de granizo vistas a partir de cortes en las piedras de granizo.</i> | 30 |
| <i>Figura 3.4 Modelo conceptual de trayectorias de partículas (WMO, 1996).</i> | 31 |
| <i>Figura 3.5 Vista esquemática de las trayectorias de las partículas en un sistema unicelular (corte vertical). Los círculos blancos representan la trayectoria de pequeños cristales de hielo con crecimiento directo que se desplazan rápidamente en la corriente ascendente principal para salir en los niveles superiores y formar el yunque del cumulonimbo. Los círculos negros corresponden a la trayectoria de partículas en zonas de corrientes ascendentes más débiles, aumentan de tamaño y precipitan como granizo pequeño o lluvia. 1, granizo grande con crecimiento lento al elevarse en el borde de la corriente ascendente principal; 2, descenso de los embriones de granizo para volver al flujo alimentador y 3 crecimiento final del granizo dentro de la fuerte corriente ascendente para caer en el borde de la misma. (Knight y Knight, 2003; Browning, 1977).</i> | 32 |
| <i>Figura 3.6 Efecto de la fusión en el tamaño inicial de la piedra de granizo (adaptado de NOAA, 2007).</i> | 33 |
| <i>Figura 3.7 Relación empírica entre el tamaño del granizo y su velocidad terminal para el caso $a=1$.</i> | 36 |
| <i>Figura 3.8 Tamaño máximo de granizo registrado (Guyer y Ewald, 2004).</i> | 38 |
| <i>Figura 3.9 Vehículo destrozado en Marbella por el impacto de granizo.</i> | 38 |
| <i>Figura 3.10 Distribución mundial del promedio anual de días con granizo (extraído de Smith, 2004).</i> | 44 |

| | |
|--|----|
| <i>Figura 3.11 Número estimado de días por año con condiciones favorables para la presencia de tormentas severas (tornados F2 o mayores, diámetros de granizo de 5 cm y/o rachas de viento de 120 km/h) obtenido a partir de los reanálisis NCAR/NCEP de 1997-99 (Brooks, 2004).</i> | 44 |
| <i>Figura 3.12 Reanálisis mesoescalar para dos casos de granizo en los que el mecanismo de disparo fue diferente. Las líneas marcan las principales zonas de convergencia, las elipses marcan las zonas con mayor índice de inestabilidad KI, las flechas son el flujo de viento a 925 hPa y las zonas coloreadas corresponden a las isotermas en superficie.</i> | 49 |
| <i>Figura 4.1 Granizómetro y sus medidas.</i> | 52 |
| <i>Figura 4.2. Ejemplo de un granizómetro analizado. En el centro se pueden apreciar las bandas de calibración de los tamaños del granizo, mientras que en las mitades superior e inferior se pueden apreciar los impactos de granizo.</i> | 53 |
| <i>Figura 4.3 Granizómetro destrozado por los estorninos (izquierda) y estornino (derecha).</i> | 53 |
| <i>Figura 4.4 Nomograma para predecir el tamaño máximo del granizo (valores indicados con cm por isolíneas) a partir de la estima de la máxima velocidad vertical de la tormenta (eje X en m/s) y a la temperatura en que este máximo tiene lugar (eje Y en °C), Dennis y Musil (1973).</i> | 56 |
| <i>Figura 4.5 Dominios de modelización.</i> | 59 |
| <i>Figura 4.6 Rango de alcance de los radares de Zaragoza y Barcelona. El círculo pequeño corresponde a una distancia al radar de 20 km mientras que el mayor de 150 km.</i> | 63 |
| <i>Figura 4.7 Fotografía aérea del radar de CSU-CHILL Colorado. Cortesía de Tom Warner.</i> | 63 |
| <i>Figura 4.8 Polarización horizontal y polarización vertical (www.cimms.ou.edu/~schuur/dualpol/).</i> | 64 |
| <i>Figura 4.9 Probabilidad de granizo (POH) en superficie en función del parámetro de Waldvogel, diferencia entre el echotop de 45 dBZ y la altura de la isocero (Waldvogel et al, 1979)</i> | 66 |
| <i>Figura 4.10 Obtención del VIL mediante la táctica de exploración sobre el centroide de la célula convectiva (línea negra izquierda) y mediante la táctica de la máxima reflectividad (línea negra derecha). Los valores de texto indican la hora del corte y sus coordenadas en km respecto al radar de Zaragoza</i> | 69 |
| <i>Figura 4.11 Esquema de obtención del flujo de energía cinética, MEHS, SHI y de la POSH (Witt et al, 1998). \dot{E} es el flujo de energía cinética, Z es la reflectividad, $W(Z)$ es la función escalón considerando unos límites de reflectividad superior (Z_U) e inferior (Z_L), SHI es el Índice de Granizo Severo, E es la energía cinética, H es la altura, $W_H(Z)$ es la función escalón de alturas, H_0 es la altura de la isocero, H_{20} es la altura de la isoterma de -20 °C, POSH es la probabilidad de observación de granizo severo y WT es el umbral de alerta.</i> | 73 |
| <i>Figura 4.12 Gráfica del NWFO de Little Rock (Arkansas) para la estimación del tamaño del granizo a partir de valores de VIL, de temperatura en 500 hPa y de valores de echotop. Las categorías de tamaño equivalen a: Dime/Níquel (1,9 a 2,4 cm), Quarter/Golfball (2,5 a 4,5 cm), Golfball/Baseball (4,5 a 6,2 cm) y >Baseball (mayor de 6,2 cm).</i> | 73 |
| <i>Figura 5.1 Interfaz gráfica del programa RHAP. Se diferencian los menús en la parte superior, la ventana gráfica en la zona central junto con sus proyecciones horizontales y en la parte derecha se</i> | |

| | |
|---|-----|
| <i>identifican características de la imagen actual: características de la célula convectiva, radiosondeo y reflectividades características.</i> | 78 |
| <i>Figura 5.2 Elevación del haz del radar con la distancia en condiciones normales, índice de refracción=1,21. En escala de grises se encuentran los PPI y en rojo los CAPPIS.</i> | 78 |
| <i>Figura 5.3 Esquema con las principales opciones de RHAP.</i> | 79 |
| <i>Figura 5.4 Radios de búsqueda de píxeles convectivos. La malla representa el centro de los píxeles de la malla de observación radar.</i> | 81 |
| <i>Figura 5.5 Cálculo del gradiente vertical de Z ($\nabla_z Z$) en la posición de máxima reflectividad.</i> | 82 |
| <i>Figura 5.6 Ejemplo de aplicación de los algoritmos de identificación 2D para el 14 de Junio de 2004 a las 17:20 UTC: reflectividad máxima (izquierda), CAPPI del nivel más bajo (centro) y precipitación convectiva (verde) y estratiforme (azul) (derecha).</i> | 83 |
| <i>Figura 5.7 Esquema de identificación de zonas que superan los umbrales de reflectividad para un nivel 2D.</i> | 84 |
| <i>Figura 5.8 Selección de las zonas con mayor reflectividad.</i> | 85 |
| <i>Figura 5.9 Conexión de células 2D en la vertical, Rigo (2004).</i> | 85 |
| <i>Figura 5.10 Identificación de las células convectivas y caracterización (no todas las características pueden verse en la imagen) de la célula 1 para el 17 de agosto de 2005 a las 16:50 UTC.</i> | 90 |
| <i>Figura 5.11 Clasificación de Sistemas Convectivos Mesoescalares (Rigo y Llasat, 2004).</i> | 91 |
| <i>Figura 5.12 Sistemas que no son SCM (Rigo y Llasat, 2004).</i> | 92 |
| <i>Figura 5.13 Identificación de sistemas de precipitación: sistemas multicelulares (rojo), convección aislada (naranja), precipitación convectiva embebida en estratiforme (amarillo) y estratiforme (blanco); y caracterización del sistema número 5 (no todas las variables se muestran en la tabla) para el episodio de granizo del 17 de agosto de 2005 a las 17:50 UTC.</i> | 93 |
| <i>Figura 5.14 Esquema de desplazamiento de una célula 3D, donde t corresponde a la proyección de la célula 3D sobre el plano superficial en el instante actual y t-1 a la proyección en el instante anterior.</i> | 96 |
| <i>Figura 5.15 Detección mediante el ACV, Algoritmo del Ciclo de Vida, de diferentes estructuras de células convectivas (azul y rojo) en la célula convectiva inicial detectada (negro) por el método de seguimiento para una célula 3D del episodio de granizo del 12 del 06 del 2004.</i> | 98 |
| <i>Figura 6.1 Esquema de diseño para la selección de casos y obtención de los resultados finales.</i> | 101 |
| <i>Figura 6.2 Localización del área de estudio, centrada en el noreste de la Península Ibérica, el valle del Ebro y las redes de granizómetros de Zaragoza y Lleida.</i> | 104 |
| <i>Figura 6.3 Altura de la isocero (derecha) y de la isoterma de -20 °C (izquierda) para días con granizo en las zonas de Zaragoza (superior) y Lleida (inferior) con granizómetros.</i> | 105 |
| <i>Figura 6.4 Dos casos de granizo en los que el mecanismo de disparo fue diferente. Las líneas marcan las principales zonas de convergencia, las elipses marcan las zonas con mayor índice de inestabilidad KI, las flechas son el flujo de viento a 925 hPa y las áreas coloreadas corresponden a las isotermas en superficie.</i> | 105 |
| <i>Figura 6.5 Hora de formación de las tormentas con y sin granizo en el valle medio del Ebro (superior izquierda) y en las zonas de granizómetros (superior derecha), y hora de disipación de las células en el</i> | |

| | |
|--|-----|
| <i>valle medio del Ebro (inferior izquierda) y en las zonas de granizómetros (inferior derecha) células para los 46 episodios de granizo estudiados en 2004 y 2005.</i> | 108 |
| <i>Figura 6.6 Densidad de localización de centroides de células convectivas por $0,1^{\circ} \times 0,1^{\circ}$ longitud latitud de las tormentas con y sin granizo en el valle medio del Ebro para los 46 episodios de granizo estudiados en 2004 y 2005.</i> | 109 |
| <i>Figura 6.7 814 observaciones de granizo en superficie para el periodo de mayo a septiembre de los años 2004 y 2005: Azul (5-10mm), Cian (11-15mm), Verde (16-20mm), Amarillo (21-30mm), Rojo (31-45mm) y Blanco (>46mm). En escala de grises se dibuja la orografía de la zona.</i> | 110 |
| <i>Figura 6.8 Porcentajes de observaciones de granizo según el tamaño máximo de los granizómetros....</i> | 110 |
| <i>Figura 7.1 Zonas de localización de las células detectadas</i> | 114 |
| <i>Figura 7.2 Distribución mensual de episodios de granizo para las campañas 2004 y 2005.</i> | 116 |
| <i>Figura 7.3 Frecuencia de centroides (izquierda), zonas de formación (centro) y disipación de tormentas por área (derecha). Cada píxel corresponde a un valor de densidad de centroides por $0,1^{\circ} \times 0,1^{\circ}$.</i> | 116 |
| <i>Figura 7.4 Frecuencia de centroides (izquierda), zonas de formación (centro) y disipación de tormentas (derecha) por área y por evento. Cada píxel corresponde a un valor de densidad de centroides por $0,1^{\circ} \times 0,1^{\circ}$ por evento.</i> | 116 |
| <i>Figura 7.5 Porcentaje de centroides de tormentas con (superior) y sin granizo (inferior) detectados en Lleida: total (izquierda), formación (centro) y disipación (derecha).</i> | 117 |
| <i>Figura 7.6 Porcentaje de centroides de tormentas con (superior) y sin granizo (inferior) detectados en Zaragoza: total (izquierda), formación (centro) y disipación (derecha).</i> | 117 |
| <i>Figura 7.7 Función de distribución de probabilidad del desplazamiento de las células 3D en el valle medio del Ebro: todas las células (izquierda) y células con granizo (derecha). Los valores del eje X determinan el extremo superior del intervalo considerado (intervalos de 4 km en 4 km).</i> | 118 |
| <i>Figura 7.8 Función de distribución de probabilidad del desplazamiento de las células 3D en las zonas de granizómetros: células sin granizo (izquierda) y células con granizo (derecha).</i> | 118 |
| <i>Figura 7.9 Histograma de direcciones de las células 3D teniendo en cuenta la posición inicial y final del centroide para toda el área de estudio: todas (izquierda) y con granizo (derecha). El ángulo obtenido indica de donde vienen las estructuras convectivas.</i> | 119 |
| <i>Figura 7.10 Histograma de direcciones de las células 3D teniendo en cuenta la posición inicial y final del centroide para el área de granizómetros: sin granizo (izquierda) y con granizo (derecha). El ángulo obtenido indica de donde vienen las estructuras convectivas.</i> | 119 |
| <i>Figura 7.11 Velocidad de las células convectivas en el valle del Ebro: todas (izquierda) y con granizo (derecha).</i> | 120 |
| <i>Figura 7.12 Velocidad de las células convectivas en el área cubierta por granizómetros: sin granizo (izquierda) y con granizo (derecha).</i> | 120 |
| <i>Figura 7.13 Valores descriptivos de los parámetros radar en el valle del Ebro.</i> | 121 |
| <i>Figura 7.14 Esquema de selección de células cercanas a un granizómetro.</i> | 124 |
| <i>Figura 7.15 Función de densidad de probabilidad del eje máximo del elipsoide ajustado para las células convectivas.</i> | 125 |

Figura 7.16 Probabilidad de granizo (POH) en superficie en función de la reflectividad máxima obtenida para la zona del valle del Ebro: a) toda el área cubierta por granizómetros, b) granizómetros de Zaragoza y c) granizómetros de Lleida. 126

Figura 7.17 Probabilidad de granizo (POH) en superficie en función del parámetro de Waldvogel (WP) obtenida para la zona del valle del Ebro: a) toda el área cubierta por granizómetros, b) granizómetros de Zaragoza y c) granizómetros de Lleida. 127

Figura 7.18 Probabilidad de granizo (POH) en superficie en función del VIL_{Zmax} : a) toda el área cubierta por granizómetros, b) granizómetros de Zaragoza y c) granizómetros de Lleida. 128

Figura 7.19 Probabilidad de granizo (POH) en superficie en función del VIL_{grid} : a) toda el área cubierta por granizómetros, b) granizómetros de Zaragoza y c) granizómetros de Lleida. 129

Figura 7.20 Probabilidad de granizo (POH) en superficie en función del VIL_{cel} : a) toda el área cubierta por granizómetros, b) granizómetros de Zaragoza y c) granizómetros de Lleida. 129

Figura 7.21 Probabilidad de granizo (POH) en superficie en función del $VILD_{Zmax}$: a) toda el área cubierta por granizómetros, b) granizómetros de Zaragoza y c) granizómetros de Lleida. 130

Figura 7.22 Probabilidad de granizo (POH) en superficie en función de la $VILD_{cel}$: a) toda el área cubierta por granizómetros, b) granizómetros de Zaragoza y c) granizómetros de Lleida. 131

Figura 7.23 Probabilidad de granizo (POH) en superficie en función del KEF: a) toda el área cubierta por granizómetros, b) granizómetros de Zaragoza y c) granizómetros de Lleida. 132

Figura 7.24 Probabilidad de granizo (POH) en superficie en función del volumen: a) toda el área cubierta por granizómetros, b) granizómetros de Zaragoza y c) granizómetros de Lleida. 132

Figura 7.25. Probabilidad de granizo en función de la reflectividad media de la célula convectiva para la zona cubierta por granizómetros del valle del Ebro. 135

Figura 7.26 OWT como función del nivel de congelación (a) y el nivel de granizo severo (b). Las barras verticales de error corresponden al rango de valores del 5% de validez. Las barras horizontales muestran la varianza de los niveles para cada evento. 136

Figura 7.27 Dependencia del SHI, en J/m/s, con la isocero (izquierda), en m, y del SHI con la altura de la isoterma de -20°C (derecha), en m. 136

Figura 7.28 Relación entre la POSH y el SHI/WT, considerando la isocero (izquierda) y la altura de la isoterma de -20°C (derecha). En rojo la curva obtenida por Witt et al (1998). 137

Figura 7.29 Evolución de los índices POD, FAR y CSI en función de la máxima reflectividad: toda el área cubierta por granizómetros (izquierda), granizómetros de Zaragoza (centro) y granizómetros de Lleida (derecha). 138

Figura 7.30 Evolución de los índices POD, FAR y CSI en función del WP: toda el área cubierta por granizómetros (izquierda), granizómetros de Zaragoza (centro) y granizómetros de Lleida (derecha). 138

Figura 7.31 Evolución de los índices POD, FAR y CSI en función del VIL_{Zmax} : toda el área cubierta por granizómetros (izquierda), granizómetros de Zaragoza (centro) y granizómetros de Lleida (derecha). 139

Figura 7.32 Evolución de los índices POD, FAR y CSI en función del VIL_{grid} : toda el área cubierta por granizómetros (izquierda), granizómetros de Zaragoza (centro) y granizómetros de Lleida (derecha). 139

Figura 7.33 Evolución de los índices POD, FAR y CSI en función del VIL_{cel} : toda el área cubierta por granizómetros (izquierda), granizómetros de Zaragoza (centro) y granizómetros de Lleida (derecha). 139

Figura 7.34 Evolución de los índices POD, FAR y CSI en función del $VILD_{Zmax}$: toda el área cubierta por granizómetros (izquierda), granizómetros de Zaragoza (centro) y granizómetros de Lleida (derecha).. 140

Figura 7.35 Evolución de los índices POD, FAR y CSI en función del VIL_{cell} : toda el área cubierta por granizómetros (izquierda), granizómetros de Zaragoza (centro) y granizómetros de Lleida (derecha).. 140

Figura 7.36 Evolución de los índices POD, FAR y CSI en función del KEF: toda el área cubierta por granizómetros (izquierda), granizómetros de Zaragoza (centro) y granizómetros de Lleida (derecha).. 140

Figura 7.37 Evolución de los índices POD, FAR y CSI en función del volumen: toda el área cubierta por granizómetros (izquierda), granizómetros de Zaragoza (centro) y granizómetros de Lleida (derecha).. 141

Figura 7.38 Evolución de los índices POD, FAR y CSI en función del SHP: toda el área cubierta por granizómetros (izquierda), granizómetros de Zaragoza (centro) y granizómetros de Lleida (derecha).. 141

Figura 7.39 Evolución de los índices POD, FAR y CSI en función de la SHP: toda el área cubierta por granizómetros (izquierda), granizómetros de Zaragoza (centro) y granizómetros de Lleida (derecha).. 141

Figura 7.40. Relación con el tamaño en superficie de los parámetros radar. Gráficos boxplots con el ajuste correspondiente al cuartil superior (en rojo) y a la mediana (en negro). 145

Figura 7.41. Células convectivas seleccionadas para validar las observaciones de granizo fuera del área de granizómetros. 146

Figura 7.42. Error medio del tamaño estimado para cada clase de granizo observado por colaboradores meteorológicos. Los diferentes colores muestran los errores medios para diferentes parámetros radar. Asimismo, la línea continua coincide con la evolución del error para la estima a partir de la mediana y en línea discontinua para el caso del cuartil superior. 147

Figura 7.43. Sesgo medio del tamaño estimado para cada clase de granizo observado por colaboradores meteorológicos. Los diferentes colores muestran los errores medios para diferentes parámetros radar. Asimismo, la línea continua coincide con la evolución del sesgo para la estima a partir de la mediana y en línea discontinua para el caso del cuartil superior. El sesgo se ha definido como:

$$BIAS = \log_{10} \left(\frac{\text{Tamaño}_{\text{máximo}_{\text{predicho}}}}{\text{Tamaño}_{\text{máximo}_{\text{observado}}}} \right) \dots\dots\dots 148$$

Figura 7.44 Relación entre las isotermas de 0°C y de -20°C y entre el tamaño del granizo..... 150

Figura 7.45 Relación entre el $VILZ_{max}$ y el WP (izquierda) y entre el SHI y la Z_{max} (derecha). 151

Figura 7.46 Valores medios y desviaciones estándar de las variables seleccionadas y para el periodo de estudio. 153

Figura 7.47. Evolución de los índices POD, FAR y CSI en función de la VDR o PCI: toda el área cubierta por granizómetros (izquierda), granizómetros de Zaragoza (centro) y granizómetros de Lleida (derecha). 157

Figura 7.48 Probabilidad de granizo en función del PCI o VDR..... 157

Figura 7.49. Diagrama de fiabilidad de Wilks: Tamaño de granizo estimado respecto al tamaño de granizo observado. La línea negra coincide con el comportamiento perfecto. La banda azul corresponde al error aceptado a partir de la agrupación por clases del granizo observado, cuyo valor es de ± 2.5 mm. 159

Figura 7.50. Error medio del granizo estimado para cada clase de granizo observado por colaboradores meteorológicos. Las barras de error muestran la desviación estándar para cada clase. En color verde se

ha representado el área comprendida entre $\pm 2,5$ mm para el error medio y en color amarillo el área comprendida entre $\pm 2,5$ mm a partir de la desviación estándar. 160

Figura 7.51. Sesgo medio para el tamaño estimado para cada clase de granizo observado por colaboradores meteorológicos. Las barras de error corresponden a la desviación estándar asociada a cada caso. 161

Figura 8.1 Relación entre el número de células convectivas y su tiempo de duración. 165

Figura 8.2 Número y porcentaje de células dependiendo del tiempo de su ciclo de vida. 166

Figura 8.3 Trayectorias de las células con un ciclo de vida igual o superior a 30 minutos dentro del rango radar considerado: de 20 a 150 km. 167

Figura 8.4 Modelos de comportamiento obtenidos para aquellas células que duran entre 30 y 150 minutos. Donde N es el tiempo de duración de la célula convectiva. 170

Figura 8.5 Modelos de comportamiento obtenidos para aquellas células que duran entre 60 y 150 minutos. Donde N es el tiempo de duración de la célula convectiva. 171

Figura 8.6 Modelos de comportamiento obtenidos para aquellas células que duran entre 90 y 150 minutos. Donde N es el tiempo de duración de la célula convectiva. 172

Figura 8.7 Modelos de comportamiento obtenidos para aquellas células que duran entre 120 y 150 minutos. Donde N es el tiempo de duración de la célula convectiva. 172

Figura 8.8 Error absoluto medio para el VDR en función del tiempo de observación de la célula convectiva (eje Y) y del tiempo de predicción (eje X). t indica la hora de formación de la célula convectiva. 176

Figura 8.9 Error absoluto medio para el PD en función del tiempo de observación de la célula convectiva (eje Y) y del tiempo de predicción (eje X). t indica la hora de formación de la célula convectiva. 178

Figura 8.10 Error absoluto medio para el MCP en función del tiempo de observación de la célula convectiva (eje Y) y del tiempo de predicción (eje X). t indica la hora de formación de la célula convectiva. 178

Figura 8.11 Error absoluto medio para el FMD en función del tiempo de observación de la célula convectiva (eje Y) y del tiempo de predicción (eje X). t indica la hora de formación de la célula convectiva. 179

Figura 8.12 Error absoluto medio para el RCO en función del tiempo de observación de la célula convectiva (eje Y) y del tiempo de predicción (eje X). t indica la hora de formación de la célula convectiva. 179

13 Índice de tablas

| | |
|---|-----|
| <i>Tabla 2.1 Escala espacial y temporal y magnitud asociadas a los sistemas meteorológicos cerca o en el suelo (extraído de Fujita, 1986).</i> | 12 |
| <i>Tabla. 2.2 Escala espacial y temporal de las fenómenos de capas medias y altas (extraído de Fujita, 1986).</i> | 13 |
| <i>Tabla 3.1 Algunos órdenes de magnitud referentes a la lluvia y al granizo.</i> | 34 |
| <i>Tabla 3.2 Algunos ejemplos de los episodios de granizo más importantes.</i> | 37 |
| <i>Tabla 3.3 Fuente: National Oceanic and Atmospheric Administration</i> | 39 |
| <i>Tabla 3.4 Escala TORRO para la intensidad de una tormenta de granizo.</i> | 40 |
| <i>Tabla 3.5 Tamaño de granizo y diámetro en relación con la escala TORRO para la intensidad de una tormenta de granizo.</i> | 41 |
| <i>Tabla 3.6 Escala ANELFA para la intensidad de caída del granizo.</i> | 41 |
| <i>Tabla 3.7 Distribución mensual media de granizadas y tormentas en el observatorio de Lleida y proporción de tormentas con granizo, extraído de Pascual (2002).</i> | 47 |
| <i>Tabla 3.8 Situaciones sinópticas observadas en días con granizo. A la derecha aparece la frecuencia de observación para las campañas estudiadas (Pascual, 2002).</i> | 48 |
| <i>Tabla 4.1 Parametrizaciones para el modelo MM5.</i> | 59 |
| <i>Tabla 4.2 Bandas de los radares meteorológicos.</i> | 61 |
| <i>Tabla 4.3 Características de los radares de Zaragoza y Barcelona.</i> | 62 |
| <i>Tabla 5.1 Formatos aceptados por el programa RHAP.</i> | 76 |
| <i>Tabla 5.2 Tabla de condiciones aplicadas para el criterio del radio.</i> | 82 |
| <i>Tabla 5.3 Parámetros calculados para la caracterización de células 3D, sus ecuaciones y sus unidades.</i> | 90 |
| <i>Tabla 5.4 Umbrales para la identificación automática de sistemas 2D.</i> | 92 |
| <i>Tabla 5.5 Parámetros obtenidos en la caracterización del sistema de precipitación.</i> | 94 |
| <i>Tabla 6.1 Tres observaciones de granizo realizadas en tres días diferentes.</i> | 106 |
| <i>Tabla 6.2 Características del radar de la Universidad de León situado en la provincia de Zaragoza. ..</i> | 107 |
| <i>Tabla 6.3 Información disponible para los episodios de granizo seleccionados de las campañas de 2004 y 2005: Granizómetros, radar y MM5. Subrayados se encuentran los episodios seleccionados para la validación y tachados los episodios que no pueden ser estudiados.</i> | 111 |
| <i>Tabla 6.4 Características de los ficheros que contienen información de la evolución temporal de los parámetros radar (caso del VILZ).</i> | 112 |
| <i>Tabla 7.1 Porcentaje de células detectadas y el número entre paréntesis. El porcentaje de la columna “Todas” corresponde al valor respecto el número total de células identificadas en el área radar. En cuanto al resto de columnas, el porcentaje esta calculado respecto el total de número de células del área seleccionada.</i> | 114 |
| <i>Tabla 7.2 Principales características de dirección y desplazamiento de las células en diferentes áreas y condiciones.</i> | 121 |
| <i>Tabla 7.3 Tabla de contingencia.</i> | 123 |

| | |
|---|------------|
| <i>Tabla. 7.4 Diferentes ajustes de probabilidad de granizo en función del parámetro de Waldvogel. Valores del WP para probabilidad de granizo del 0, 50 y 100%.</i> | <i>127</i> |
| <i>Tabla 7.5 Ecuaciones de probabilidad de granizo (POH) para los parámetros radar que se encuentran dependencias, parámetros de las ecuaciones y valor de los parámetros para probabilidades de granizo del 0, 50 y 100% para el Valle del Ebro (EBR), área de Zaragoza (ZGZ) y área de Lleida (LLE).</i> | <i>133</i> |
| <i>Tabla 7.6 Episodios con granizo severo en las zonas cubiertas por granizómetros.</i> | <i>135</i> |
| <i>Tabla 7.7 Máximo valor del índice CSI para cada parámetro y para cada zona. También se muestra el valor correspondiente de POD, FAR y el umbral de alerta obtenido (WV). Las celdas coloreadas muestran el mejor de los casos para cada área (Lleida en verde, Zaragoza en gris y el valle del Ebro en azul).</i> | <i>142</i> |
| <i>Tabla 7.8 Ecuaciones de ajuste para los tamaños máximos estimados en función del parámetro radar.</i> | <i>144</i> |
| <i>Tabla 7.9 Varianza explicada por las 10 primeras componentes principales (solución no rotada) y varianza explicada por las 5 componentes principales seleccionadas (solución rotada).</i> | <i>154</i> |
| <i>Tabla 7.10 Correlaciones de cada componente principal con cada variable: solución no rotada y solución rotada utilizando el método Varimax con normalización Kaiser. En negrita las mayor correlacionadas.</i> | <i>155</i> |
| <i>Tabla 7.11 Coeficientes para obtener las componentes principales seleccionadas.</i> | <i>156</i> |
| <i>Tabla 8.1 Parámetros de los modelos para cada variable, caso de 30 a 150 minutos.</i> | <i>174</i> |
| <i>Tabla 8.2 Parámetros de los modelos para cada variable, caso de 60 a 150 minutos.</i> | <i>174</i> |
| <i>Tabla 8.3 Parámetros de los modelos para cada variable, caso de 90 a 150 minutos.</i> | <i>175</i> |
| <i>Tabla 8.4 Parámetros de los modelos para cada variable, caso de 120 a 150 minutos.</i> | <i>175</i> |
| <i>Tabla 8.5 Episodios seleccionados para la validación de los modelos de predicción de la intensidad... ..</i> | <i>176</i> |
| <i>Tabla 9.1. Parámetros radar que están correlacionados con la precipitación de granizo en todo el valle del Ebro y sus ecuaciones de probabilidad de granizo en superficie con sus respectivos parámetros. X corresponde a cada parámetro radar.</i> | <i>189</i> |
| <i>Tabla 9.2. Ecuaciones de ajuste para los tamaños máximos estimados en función del parámetro radar.</i> | <i>190</i> |

14 Acrónimos

| | | |
|---------|---|--|
| ACP | - | Análisis en componentes principales |
| ACV | - | Análisis del ciclo de vida |
| ADV | - | <i>Associació de Defensa dels Vegetals</i> |
| AEMET | - | Agencia Estatal de Meteorología |
| AIAG | - | <i>Association Internationale des Assurés contre la Grelle</i> |
| AMS | - | <i>American Meteorological Society</i> |
| AWIPS | - | <i>Advanced Weather Interactive Processing System</i> |
| CAPE | - | <i>Convective Available Potential Energy</i> |
| CAPPI | - | <i>Constant Altitude Plan Position Indicator</i> |
| CCL | - | Nivel de condensación por convección |
| CIN | - | Energía de inhibición convectiva |
| CIZ | - | Cizalladura |
| CSI | - | Critical Success Index |
| DANA | - | Depresión aislada en niveles altos |
| DVIL | - | Densidad de VIL |
| ECMWF | - | Centro Europeo para la Predicción Meteorológica a Medio Plazo |
| EST | - | Sistema estratiforme |
| EST-EMB | - | Precipitación convectiva embebida en un sistema estratiforme |
| FAR | - | Índice de falsas alarmas |
| FMD | - | Estado de formación, madurez y disipación |
| GFS | - | <i>Global Forecasting System</i> |
| HDA | - | <i>Hail Detection Algorithm</i> |
| HIT | - | Índice de aciertos |
| IFN | - | <i>Ice Forming Nuclei</i> |
| IPCC | - | <i>Intergovernmental Panel on Climate Change</i> |
| ISO | - | Convección aislada |
| KEF | - | Flujo de energía cinética |
| LFC | - | Nivel de convección libre |
| MCC | - | Complejo Convectivo de Mesoescala |
| MCP | - | Niveles de fusión y de congelación |
| MCS | - | Sistema Convectivo de Mesoescala |
| MEHS | - | Tamaño máximo de granizo esperado |
| MLLCL | - | Altura del nivel de condensación por elevación |
| MM5 | - | <i>Mesoscale Meteorological Model version 5</i> |

Acrónimos

| | |
|--------|---|
| MUL | - Sistema Multicelular |
| NCAR | - <i>National Center for Atmospheric Research</i> |
| NCEP | - <i>National Centers for Environmental Prediction</i> |
| NEXRAD | - Next Generation Radar |
| NOAA | - <i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i> |
| NWFO | - <i>National Weather Service Forecast Office</i> |
| OMM | - Organización Meteorológica Mundial |
| OWT | - Umbral de alerta óptimo |
| PC | - Componente principal |
| PD | - Dimensiones físicas |
| POD | - Probabilidad de detección |
| POH | - Probabilidad de granizo |
| POSH | - Probabilidad de granizo severo |
| PPI | - <i>Plan Position Indicator</i> |
| PSU | - Universidad del Estado de Pensilvania |
| RAOB | - <i>RAwinsonde OBservation Program</i> |
| RCO | - Reflectividad y organización de la convección |
| RHAP | - <i>Rainfall events and Hailstorms Analysis Program</i> |
| SCIT | - <i>Storm cell identification and tracking</i> |
| SCM | - Sistema Convectivo de Mesoescala |
| SHI | - Índice de granizo severo |
| SRH | - Felicidad relativa de la tormenta |
| TITAN | - <i>Thunderstorm Identification, Tracking, Analysis and Nowcasting</i> |
| TORRO | - <i>TORnado and storm Research Organisation</i> |
| TTI | - Índice Total de Totales |
| ULE | - Universidad de León |
| UTC | - <i>Universal Time Coordinate</i> |
| VDR | - Distribución vertical de la reflectividad |
| VIL | - Vertical Integrated Liquid content |
| VILD | - Densidad de VIL |
| VOD | - VIL del día |
| WBZ | - Isocero del termómetro húmedo |
| WP | - Parámetro de Waldvogel |