Universidad de León
Dpto. Química y Física Aplicadas

Medida del granizo mediante granizómetros

Hail measurements with hailpads

Covadonga Palencia Coto

León, 2011

INFORME DEL DIRECTOR DE LA TESIS
(Art. 11.3 del R.D. 56/2005)

El Dr. D. Roberto Fraile Laiz y la Dra. Dña. Amaya Castro Izquierdo como Directores¹ de la Tesis Doctoral titulada “**Medida del granizo mediante granizómetros**” realizada por Dña Covadonga Palencia Coto en el Departamento de Química y Física Aplicadas, informan favorablemente el depósito de la misma, dado que reúne las condiciones necesarias para su defensa.

Lo que firmamos, para dar cumplimiento al art. 11.3 del R.D. 56/2005, en León, a 14 de marzo de 2011.

Fdo. Dr. D. Roberto Fraile Laiz

Fdo. Dra. Dña. Amaya Castro Izquierdo

¹ Si la Tesis está dirigida por más de un Director tienen que constar los datos de cada uno y han de firmar todos ellos.

UNIVERSIDAD DE LEÓN

**ADMISIÓN A TRÁMITE DEL DEPARTAMENTO
(Art. 11.3 del R.D. 56/2005 y
Norma 7ª de las Complementarias de la ULE)**

El Departamento de Química y Física Aplicadas en su reunión celebrada el día 1 de abril de 2011 ha acordado dar su conformidad a la admisión a trámite de lectura de la Tesis Doctoral titulada “**Medida del granizo mediante granizómetros**”, dirigida por el Dr. D. Roberto Fraile Laiz y la Dra. Dña. Amaya Castro Izquierdo, elaborada por Dña. Covadonga Palencia Coto y cuyo título en inglés es el siguiente “*Hail measurements with hailpads*”.

Lo que firmo, para dar cumplimiento al art. 11.3 del R.D. 56/2005, en León, a 1 de abril de 2011

El Secretario,

Fdo.: D. Olegario Martínez Morán

Vº Bº El Director del Departamento,

Fdo.: D. Javier Martín Villacorta

AGRADECIMIENTOS

A mis directores de tesis Amaya y Roberto, sin los cuales no habría sido posible llegar a culminar esta tarea.

A Dario Giaiotti y Fulvio Stel, por su inestimable ayuda, por los datos experimentales que me han facilitado y por la colaboración tan estrecha, fruto de la cual han salido varias publicaciones científicas. También quiero agradecer a Elena Giancesini y a todos los integrantes del ARPA de Palmanova, por su acogida durante mi estancia en Palmanova, así como por su valiosa información y pronta disposición para resolver todas las dudas que me han ido surgiendo.

A Freddy Vinet y Frederic Leone, por su acogida y su valiosa colaboración durante los meses de estancia en Montpellier y a todos los compañeros de Gester y de la Université Paul Valéry, que me han hecho la estancia en esa ciudad mucho más agradable.

A las asociaciones ADV y la ANELFA, especialmente a Maite Torá, Marta Massot, Claude Berthet, Didier Dutrey y Jean Dessens por su contribución en el capítulo 3 de esta memoria.

Por la resolución de tantos problemas que han ido surgiendo, merecen una especial mención Toyi del Canto y Antonio Ortin. Mi agradecimiento también a Marie Alice y Noelia por su inestimable ayuda en las traducciones al francés e inglés. No quiero olvidarme de los momentos compartidos con Feli, Ángel, Eli, Fidel, Miguel, Sergio, Alfonso y de todos los compañeros de departamento, tanto

del antiguo Dpto. de Física, Química y E. G. como de los del actual Dpto. de Química y Física aplicadas. En especial a los del *grupo del Café*, Javier, Rosa, Resines, Javi Pino, etc.... por hacer más agradables tantas horas de estancia en esta Facultad.

Mi agradecimiento también para el resto de compañeros TEUs y PCOL de la lista de la ULE y de la plataforma estatal. ¡Cuántos momentos de lucha y de ánimos nos hemos infundido mutuamente para llegar a lograr nuestras reivindicaciones! Y cuántas amistades han comenzado y siguen manteniéndose a raíz de "*la lista*", como habitualmente la denominábamos. Me acuerdo especialmente de las compañeras de Enfermería y de Magisterio con las que he vivido tantos momentos.

Quiero recordar también a mis compañeras doctorandas, Ana Isabel (ya doctora), Nuria y María F. Raga por tantos momentos compartidos y tantos ánimos cuando alguna de nosotras estaba a punto de sucumbir en esta tarea. María, muchas gracias por el diseño de la portada de esta memoria, y por tantos momentos, algunos duros y otros muy felices, que hemos compartido durante estos años.

Por último quiero dedicar esta tesis a mi familia, a la que quiero también agradecer sus palabras de ánimo, sus SMS, sus correos electrónicos, sus llamadas telefónicas, etc., que, especialmente en los últimos meses me ha servido para rematar hasta el final esta tarea y no cejar en el empeño.

ÍNDICE

ÍNDICE.....	I
RESUMEN.....	VII
SUMMARY	XIII
RESUMÉ	XIX
LISTA DE ACRÓNIMOS.....	XXV
1 INTRODUCCIÓN	1
1.1 Introducción	1
1.2 El granizo.....	2
1.2.1 Definición de granizo.....	2
1.2.2 Formación del granizo.....	3
1.2.3 Factores atmosféricos asociados al granizo	6
1.2.4 Granizo en diferentes zonas del mundo.....	8
1.3 El granizómetro o hailpad.....	10
1.3.1 Diseños	10
1.3.2 Ventajas y desventajas en el uso del granizómetro.....	14
1.3.3 Fases en la preparación y medida de huellas con granizómetros	15

1.3.4	<i>Medida de las huellas</i>	16
1.3.5	<i>Obtención de parámetros y espectro de tamaños</i>	16
1.4	Climatología de la zona de estudio	17
1.5	Objetivos.....	22
1.6	Estructura de esta memoria	22
1.7	Bibliografía.....	24
2	INVESTIGACIÓN CON REDES DE GRANIZÓMETROS	29
2.1	Antecedentes.....	29
2.2	Estudio bibliométrico de las publicaciones sobre el granizómetro	31
2.2.1	<i>Introducción al estudio bibliométrico</i>	31
2.2.2	<i>Estudio bibliométrico sobre el granizómetro</i>	32
2.2.3	<i>Estudio geográfico</i>	32
2.2.4	<i>Evolución de la investigación</i>	34
2.2.5	<i>Líneas de investigación</i>	38
2.2.6	<i>Revistas</i>	40
2.3	Conclusiones	43
2.4	Bibliografía.....	43
3	INCERTIDUMBRE EN EL PROCESO DE CALIBRACIÓN ...	47
3.1	Introducción	47
3.2	Conceptos involucrados en el proceso de calibración	48
3.2.1	<i>Cálculo de la velocidad terminal</i>	49
3.2.2	<i>Cálculo de la altura de lanzamiento</i>	53
3.3	Material y métodos	54
3.3.1	<i>Material</i>	55
3.3.2	<i>Métodos de calibración</i>	55
3.3.2.a	Método de calibración anual	56
3.3.2.b	Método de calibración individual	59
3.4	Resultados.....	61

3.4.1	<i>Incertidumbre en la calibración anual</i>	61
3.4.2	<i>Incertidumbre en la calibración individual</i>	62
3.4.3	<i>Comparación de los métodos de calibración: anual e individual</i>	64
3.4.4	<i>Propagación de incertidumbres a otros parámetros</i>	65
3.4.5	<i>Errores de calibración en comparación con otras fuentes de error</i>	69
3.5	<i>Un caso de variabilidad espacial</i>	71
3.5.1	<i>Variabilidad espacial de los parámetros físicos</i>	72
3.5.2	<i>Variabilidad espacial del parámetro λ</i>	74
3.5.3	<i>Variabilidad espacial del tamaño máximo registrado (D_{max})</i>	76
3.5.4	<i>Variabilidad espacial del número de granizos (N), masa (M) y energía cinética (E)</i>	76
3.6	<i>Conclusiones</i>	77
3.7	<i>Bibliografía</i>	79
4	INCERTIDUMBRE POR SOLAPAMIENTO	81
4.1	<i>Introducción</i>	81
4.1.1	<i>Definición de solapamiento</i>	82
4.2	<i>Material y métodos</i>	86
4.2.1	<i>Elección de las distribuciones: monodispersa y exponencial</i>	86
4.2.2	<i>Elección de la recta de calibración</i>	89
4.2.3	<i>Construcción y preparación de imágenes para las simulaciones</i>	90
4.2.4	<i>Elección del número de simulaciones</i>	90
4.2.5	<i>Identificación y medida de huellas</i>	93
4.3	<i>Tamaños de granizo medidos en función de tamaños simulados</i>	94
4.3.1	<i>Resultados para la distribución monodispersa</i>	94
4.3.2	<i>Resultados para la distribución exponencial</i>	95
4.3.3	<i>Errores relativos debidos al efecto del solapamiento</i>	101
4.4	<i>Modelo para la corrección del solapamiento</i>	104
4.4.1	<i>Construcción del modelo</i>	105
4.4.2	<i>Aplicación del modelo</i>	111

4.5	Conclusiones	120
4.6	Bibliografía.....	121
5	INCERTIDUMBRE POR EFECTO DE LA DISCRETIZACIÓN	125
5.1	Antecedentes.....	125
5.2	Incertidumbre por el efecto de la discretización	126
5.3	Método de los momentos	128
5.4	Aplicación a un caso de estudio	133
5.5	Recomendaciones y conclusiones	137
5.6	Bibliografía.....	140
6	ESTIMACIÓN DEL TAMAÑO MÁXIMO A PARTIR DE VARIABLES METEOROLÓGICAS	143
6.1	Introducción	143
6.2	Zona de estudio.....	146
6.3	Base de datos.....	147
6.4	Metodología.....	151
6.5	Resultados.....	152
	6.5.1 <i>Correlaciones lineales</i>	152
	6.5.2 <i>Análisis de Componentes Principales</i>	155
	6.5.3 <i>Inclusión de la variable PRES12-00 en el ACP</i>	159
6.6	Discusión y conclusiones	162
6.7	Bibliografía.....	165
7	DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES.....	169
7.1	Discusión, perspectivas y recomendaciones.....	169
7.2	Bibliografía	174
7.3	Conclusiones	177
7.4	Conclusions	181
7.5	Conclusions	185

ANEXO	189
A.1 Manual de procedimiento para la medida del granizo	189
<i>A.1.1 Preparación de las placas</i>	190
<i>A.1.2 Calibración del material</i>	191
<i>A.1.3 Ennegrecimiento y escaneado de la placa impactada</i>	191
<i>A.1.4 Tratamiento de las imágenes</i>	191
<i>A.1.5 Identificación y medida de las huellas</i>	192
A.2 Bibliografía	193
ÍNDICE DE FIGURAS	195
ÍNDICE DE TABLAS	201

RESUMEN

El granizo es un hidrometeoro que puede definirse como precipitación en forma de bolas o trozos irregulares de hielo, de diámetro comprendido entre 5 y 50 mm, o a veces superior, que se produce por nubes convectivas.

La medida directa de las características físicas del granizo que llega al suelo se suele hacer frecuentemente mediante granizómetros, placas sensibles sobre las que quedan marcadas las huellas del impacto del granizo. A través de las huellas del granizo, es posible conocer parámetros como su cantidad, tamaño o energía cinética.

A lo largo de este trabajo se abordan varios aspectos relacionados con la medida del granizo que llega al suelo mediante redes de granizómetros, y las incertidumbres asociadas al proceso de medida.

Los principales objetivos del trabajo que aquí se presenta son:

- 1) Realizar un estudio bibliométrico sobre las publicaciones dedicadas a la medida del granizo y el uso del granizómetro.
- 2) Analizar las posibles incertidumbres en la medida del granizo generadas en diferentes procesos de calibración del granizómetro.
- 3) Estudiar la incertidumbre generada en la medida del granizo por el solapamiento de las huellas en un granizómetro, y elaborar un modelo para corregir el efecto del solapamiento.

- 4) Examinar cómo influye en la distribución de tamaños el hecho de agrupar los datos de los tamaños de granizo en clases discretas.
- 5) Predecir el tamaño máximo de granizo que alcanza el suelo a partir de variables meteorológicas.

Respecto al **primer objetivo**, se ha realizado una revisión bibliográfica para comprobar si el granizómetro sigue siendo un instrumento de utilidad, a partir de un estudio histórico del granizómetro desde su aparición hasta la actualidad. Se ha utilizado como criterio de búsqueda las referencias bibliográficas que aparecen en la base de datos *Web of Science* (del *Institute for Scientific Information*). En el buscador se ha introducido la palabra “*hailpad**”, donde el asterisco sustituye a cualquier letra o grupo de letras, y la búsqueda se ha realizado en: a) palabras clave, b) título y c) *abstract* de cada una de las publicaciones.

Se ha realizado un análisis de los resultados, atendiendo a diferentes criterios: países con redes o estudios de granizómetros; fecha de aparición del primer artículo; evolución del número de artículos publicados por década; conceptos estudiados y líneas de investigación desarrolladas en cada artículo y por último un análisis bibliométrico de las revistas en las que se han publicado dichos artículos. Se puede concluir que el 70 % de las publicaciones sobre granizómetros se concentra en 2 revistas: *Journal of Applied Meteorology* y *Atmospheric Research*. También estas dos revistas concentran la mayoría de las citas. La evolución del número de publicaciones sobre granizómetros y de los documentos que los citan ha sido siempre creciente, aunque puede esperarse que aumente aún más en la década presente, a juzgar por las tendencias que se observan.

Respecto a los conceptos centrales de los documentos publicados, se ha observado una evolución en dichos trabajos. Así, en la década de los 70, los artículos publicados se dedican preferentemente a la presentación del granizómetro y la discusión sobre su utilidad (7 documentos sobre calibración y errores de medida con el granizómetro). En la década de los 80 comienzan a aparecer trabajos sobre la correlación con las medidas realizadas por el radar meteorológico. Y también hay algunos trabajos sobre la aplicación del granizómetro en estudios sobre modificación atmosférica y supresión del granizo. En la década de los 90, se definen con claridad las tres líneas de investigación actuales: el apoyo a la modificación atmosférica, los estudios climáticos (porque ya se empieza a contar con una base de datos suficiente) y el estudio puramente meteorológico-instrumental (relación con variables atmosféricas medidas con radares y radiosondeos, y discusión sobre la validez y la precisión de las medidas realizadas con el granizómetro). Por último, la última

década se ha caracterizado por la intensificación de la investigación con granizómetros, siguiendo casi a partes iguales los tres temas que se desarrollaron en la década de los 90.

Por lo que respecta al **segundo objetivo**, y una vez comprobado que el granizómetro sigue usándose en la mayoría de los países, se han analizado diferentes incertidumbres asociadas al proceso de medida del granizo con granizómetros. En primer lugar se ha abordado el proceso de *calibración* de los granizómetros. Se ha realizado un estudio comparativo entre los dos sistemas más habituales de calibración de granizómetros: la calibración única de todo un lote de material sensible y la calibración individual de cada placa tras una granizada. La calibración individual intenta reducir al mínimo los posibles errores debidos a la diferencia de sensibilidad al impacto entre placas diferentes y a las diferencias de entintado (ennegrecimiento) previo a la medida.

La comparación fue realizada usando datos de calibración de 10 años (1992-2002) de la red de granizómetros del suroeste de Francia, y datos propios obtenidos a partir de un proceso de calibración individual sobre el material sensible cedido por la red de granizómetros de Lleida (España). En ambas redes se ha utilizado el mismo tipo de material.

Se han analizado las diferentes ventajas e inconvenientes de ambos métodos y además, se ha hecho un estudio detallado del grado de precisión que se puede obtener en cada una de las calibraciones, así como de las posibles incertidumbres asociadas a dichas calibraciones.

Los resultados confirman que el error cometido al medir el tamaño del granizo en la calibración individual es menor que cuando se realiza un único proceso de calibración para todo el lote (aproximadamente se reduce a un 80% respecto de la calibración anual). Sin embargo, este error podría haber sido superior si no hubiese habido una continuidad en el operario responsable de la calibración única y de la medida de las huellas. Debido a diferencias de entintado, se ha encontrado que el tamaño de los granizos más pequeños puede venir afectado por un error del 20 %. Los errores de otras variables, como la energía cinética o el parámetro λ de la distribución exponencial de tamaños, son mayores (en un 5 % y en un 18 %, respectivamente) a los errores debidos a la variabilidad espacial del granizo. Sin embargo, en la determinación del tamaño máximo, el método de calibración no influye, ya que el error relativo de la variabilidad espacial es unas 8 veces superior al error debido a la calibración (individual o no de cada placa).

Como conclusión, si fuese necesario reducir al mínimo la posibilidad de errores en la determinación de la energía o del parámetro λ , se recomienda mantener sistemáticamente el mismo procedimiento de medida (si es posible

asegurando una continuidad en los operarios que realicen el proceso de medida), e incluso una calibración individual de las placas y un adiestramiento previo de los operarios con el fin de alcanzar el grado de uniformidad más alto posible. Además, en el *Anexo* se propone un manual de procedimiento para la medida del granizo.

En cuanto al **tercer objetivo**, se ha procedido a estudiar las incertidumbres debidas al *solapamiento de huellas* en un granizómetro. Cuando el granizo cae en gran cantidad, es frecuente que haya muchas huellas con zonas solapadas entre sí y la medida final puede no ser muy fiable. En general, el solapamiento aumenta con el número de huellas y con el tamaño de las piedras que caen. Por el contrario, en las granizadas menos severas, el error puede despreciarse porque casi no se produce solapamiento.

Para ello, con el objetivo de evaluar los errores de medida provocados por la superposición de huellas, se ha llevado a cabo una simulación por ordenador de diferentes huellas circulares distribuidas aleatoriamente sobre un granizómetro. Para construir dichas huellas hemos utilizado los percentiles de las distribuciones de tamaños de granizo habituales en las redes del sur de Europa (Francia, Italia y España). Las huellas de granizo simuladas corresponden a varias granizadas aleatorias, tanto con distribuciones de tamaños exponenciales como con distribuciones de tamaño monodispersas. La medida de estos granizómetros simulados, llevada a cabo con las mismas técnicas que los granizómetros expuestos a granizadas reales, nos ha permitido evaluar las incertidumbres generadas por efecto del solapamiento de las huellas de granizo.

El resultado nos indica que la superposición de huellas provoca que sea imposible medir todas las huellas, lo que significa que en una granizada real el número de piedras registrado es siempre inferior al número real (se pierde hasta un 25 %). Al mismo tiempo, tanto la energía cinética de las piedras como su masa de hielo son también subestimadas (puede llegar a ser un 50 % superior al valor supuestamente medido). El tamaño máximo del granizo registrado tiene un comportamiento indefinido respecto al solapamiento, y el parámetro λ característico de la distribución exponencial únicamente se ve afectado por el solapamiento para los valores mayores de λ .

Posteriormente, se propone un modelo heurístico para corregir los valores del número de huellas (N), el parámetro λ de la distribución exponencial, la masa de hielo (M) y la energía cinética del granizo cuando alcanza el suelo (E), extraídos del granizómetro. El modelo debería aplicarse a granizómetros en los que se haya producido solapamiento de huellas.

Como ejemplo, se han aplicado dichas correcciones a las granizadas registradas durante 10 años en la red italiana de granizómetros y se ha

observado que es esencial efectuar una corrección por solapamiento antes de hacer un estudio climático regional sobre el granizo.

En referencia al **cuarto objetivo** de este trabajo, se aborda el análisis de la incertidumbre por efecto de la *discretización*. Se trata de estudiar cuáles son los efectos de utilizar como dato el tamaño de las piedras de granizo agrupado en clases discretas, en lugar de su tamaño real.

El parámetro λ de una distribución exponencial con una función de densidad de probabilidad $f(x) = \lambda \exp(-\lambda x)$, puede ser calculado de diferentes maneras. El análisis llevado a cabo en este capítulo confirma la diferencia existente entre el valor del parámetro λ cuando se calcula por el método de los momentos usando todos los datos y el valor obtenido cuando los datos usados han sido previamente clasificados en grupos o clases. Esta diferencia debe tenerse en cuenta si el objetivo es comparar el parámetro λ en dos o más distribuciones. En el presente estudio se desarrolla un cálculo teórico de los errores introducidos cuando se agrupan los datos en clases y se propone una posible corrección a dichos datos.

Este error depende del tamaño de la clase que se use y del valor del parámetro λ . Si sólo se dispone de tamaños de granizos agrupados en clases discretas, para la obtención del parámetro λ , se propone una ecuación para realizar una corrección de los datos.

Por último, se finaliza dicho capítulo calculando y comparando los valores de λ que se obtendrían cuando se conoce el dato del tamaño de todos los hidrometeoros y comparando dicho valor si los datos estuviesen agrupados en clases discretas de intervalos de 1, 2 ó 3 mm.

Las ecuaciones obtenidas se han aplicado de nuevo a los datos de las granizadas registradas en la red italiana de granizómetros, con la restricción de que fuesen granizadas con más de 100 impactos de granizo sobre un mismo granizómetro (unas 800 huellas por metro cuadrado). Se ha observado que cuando el número de granizos es pequeño ($N < 2000$ granizos/m²), si se utilizasen datos agrupados en clases discretas de 1 ó 2 mm y se tomase como representativo de la clase el valor central, el error relativo de λ es superior al 5 % y en algunas ocasiones puede llegar a ser del 20 %. Además, el error relativo aumenta linealmente con el valor de λ , superando el 5% para $\lambda > 1 \text{ mm}^{-1}$ y sobrepasando el 15% para $\lambda > 1.5 \text{ mm}^{-1}$. Si se utiliza como representativo de la clase la media de los tamaños de esa clase (en vez del valor central), este error puede llegar a reducirse considerablemente, siendo en la mayoría de los casos inferior al 5 %.

En relación con el **quinto objetivo**, se han intentado buscar variables meteorológicas que nos permitan predecir el tamaño máximo de granizo que alcanza el suelo. Para ello, se han analizado las diferentes variables meteorológicas aportadas por un radiosondeo y una estación meteorológica, buscando su correlación con el tamaño máximo de granizo medido en esa zona. Además de las variables habitualmente utilizadas en la predicción, hemos añadido una nueva variable obtenida a partir de la diferencia de presión en superficie entre las 1200 UTC del mediodía y la medianoche del día anterior.

Para el estudio se han utilizado 36 variables meteorológicas. Se ha realizado un Análisis de Componentes Principales con rotación *Varimax* y normalización de *Kaiser*. Se ha observado que la diferencia temporal de presión en superficie junto con el *Lifted Index* son las variables que mejor predicen el tamaño máximo de granizo.

En general, podemos afirmar que los eventos con piedras grandes de granizo se pronostican mejor que los eventos con granizos pequeños. En el caso de los granizómetros de Italia, los principales fallos de la predicción se deben a la abundancia de días con granizo máximo menor de 10 ó 15 mm.

SUMMARY

Hail is a hydrometeor that can be defined as precipitation in the form of spherical or irregular pieces of ice with a diameter between 5 and 50 mm, sometimes larger, produced by convective clouds.

The direct measurement of the physical characteristics of the hailstones that hit the ground is generally carried out by means of hailpads, plates made of sensitive material on which the hailstones impact and leave dents. These dents provide information such as the number of hailstones, size and kinetic energy.

This study deals with several different aspects related to the measurement of hailstones that hit the ground using hailpad networks, as well as to the uncertainties associated to the measurement technique.

The main aims of the present study are the following:

- 1) To carry out a bibliometric study of publications in the field of hail measurement and the use of hailpads.
- 2) To analyze the possible uncertainties in hail measurement due to different hailpad calibration processes.
- 3) To study the uncertainty in hail measurement caused by dent overlapping on hailpads, and to set up a model for correcting the effect of overlapping.
- 4) To investigate how hailstone size distribution is influenced by the fact that hailstone sizes are grouped into discrete classes.

- 5) To predict the maximum hailstone size that will hit the ground from a number of weather variables.

As for the **first aim**, a very detailed revision of the history of hailpads was carried out, from their invention until today. An exhaustive bibliographic search was required to determine whether the hailpad is still considered a useful instrument today. The search criteria used were the bibliographic references in the *Web of Science* database (*Institute for Scientific Information*). The word “*hailpad**” was introduced in the search engine, with the asterisk standing in for any further letter or letters. The search was carried out in: a) key words, b) title and c) *abstract* of each of the publications.

The results have been analyzed according to different criteria: countries with hailpad networks or studies using these networks; date of publication of the first article; evolution of the number of articles published every decade; concepts studied and research lines developed in each article; and finally, a bibliometric analysis of the journals in which these articles have been published. It may be concluded that 70% of the publication on hailpads concentrate in only 2 journals: *Journal of Applied Meteorology* and *Atmospheric Research*. These two journals comprise also most of the citations. The number of publications on hailpads and the documents citing them has constantly been increasing, and the trends indicate that it will continue growing in the current decade.

As for the main concepts in the documents published, changes have been observed over the years. In the 1970s, the articles mainly presented and described hailpads and discussed their usefulness (7 documents dealt with calibration and measurement errors in hailpads). In the 1980s, we find studies on the correlation between hailpad data and radar data, as well as some articles on the application of hailpads in weather modification and hail suppression activities. The three main research lines existing today are clearly defined in the 1990s: support in weather modification, climatic studies (because sufficiently large databases are now available) and a purely meteorological-instrumental line (relationships with weather variables measured using radar or soundings, and the discussion on the accuracy and validity of the measurements carried out using hailpads). Finally, the past decade has seen an increase in hailpad research in general, continuing in virtually identical proportions the three main lines developed in the 1990s. It was thus clear that hailpads are still in use in most countries.

As far as the **second aim** is concerned, various different uncertainties have been analyzed in the measuring process using hailpads. First, the *calibration* process has been considered. The two most common calibration systems have been compared: one single calibration process for a whole lot of sensitive plates

and the individual calibration of each plate after a hailfall. Individual calibration attempts to reduce to a minimum the possible errors due to the different sensitivity to impact between different plates, as well as those errors due to differences in the inking process prior to the measurement.

The comparison was carried out using calibration data over 10 years (1992-2002) from the hailpad network in south-western France and data obtained from an individual calibration process on the sensitive material provided by the network in Lleida, Spain. The same material is used in both networks.

The advantages and shortcomings of both methods have been analyzed. In addition, we have studied the degree of accuracy that may be obtained by each type of calibration, as well as the possible uncertainties associated to these calibrations.

The results confirm that in the case of individual calibration the error in measuring hailstone size is smaller than when one single calibration process is carried out for a whole lot (the error is reduced approximately 80% with respect to annual calibration). However, this error might have been higher if it had not been always the same technician carrying out the individual calibration and the measurement of the dents. As for the differences in inking, it was found that the sizes of the smallest hailstones may be affected by an error of up to 20%. The error in other variables, such as kinetic energy or parameter λ of the exponential size distribution, are higher (5% and 18% higher, respectively) than the error due to the spatial variability of hail. However, the calibration method does not affect the maximum size, since the relative error of the spatial variability is around 8 times higher than the error due to calibration (individual or not).

To sum up, if it is necessary to reduce to a minimum the error in determining energy or λ , we recommend maintaining systematically the same measurement process, if possible with the same technicians carrying out the measurements, as well as the individual calibration of plates and a previous training for the technicians to achieve the highest possible homogeneity. The *Appendix* includes a manual for hail measurement.

Considering now the **third aim**, I have studied the uncertainties due to *dent overlap* in hailpads. When large amounts of hail fall, it is often the case that there are many dents overlapping other dents and the final measurement may not be fully reliable. In general, overlapping increases with the number of dents and the size of the hailstones falling. In contrast, in less intense hailfalls the error may be disregarded because there will hardly be any overlapping at all.

To assess the errors in the measurements due to dent overlapping, I have carried out a computerized simulation of different spherical dents randomly

distributed over a hailpad. These dents were simulated using the percentiles of the usual hailstone size distributions found in the networks in southern Europe (France, Italy and Spain). The simulated dents correspond to several random hailfalls, some with exponential hailstone size distributions and some with monodisperse distributions. The measurements of these simulated hailpads were carried out using the same techniques as the ones employed in real hailfalls, and this has enabled us to assess the uncertainties caused by dent overlapping.

The results show that overlapping makes it impossible to measure all dents. This means that in a real hailfall the number of hailstones registered is always lower than the number of stones that actually hit the ground: up to 25% goes undetected. Consequently, the kinetic energy of the hailstones and the ice mass are also underestimated: they may be up to 50% higher than the values registered. The maximum hailstone size registered is not influenced by overlapping, and the parameter λ typical of the exponential distribution is only affected by overlapping in the case of values higher than λ .

The study puts forward then a heuristic model to correct the values of the number of dents (N), the parameter λ of the exponential distribution, the ice mass (M) and the kinetic energy of the hailstones when they hit the ground (E), provided by the hailpad. The model should be applied to hailpads with dent overlap.

As an example, the corrections have been applied to the hailfalls registered during 10 years in the Italian hailpad network and it has been observed that it is crucial to correct overlapping before carrying out a regional climate study on hail.

With respect to the **fourth aim** of this study, I have analyzed the uncertainty due to *discretization*. The idea is to examine the effects of using hailstone size data grouped into discrete classes, instead of using the actual size.

The parameter λ in an exponential distribution with a probability density function $f(x) = \lambda \exp(-\lambda x)$, may be calculated in different ways. The analysis confirms the difference existing between the value of λ when it is computed using the moments method and all the data, and the value obtained when the data used have previously been classified into groups. This difference must be taken into account if the aim is to compare parameter λ in two or more distributions. The present study develops a theoretical calculation of the errors introduced when the data are grouped into classes and a possible correction of these data is suggested.

This error depends on the size of the class used and on the value of λ . If only hailstone sizes grouped into discrete classes are available, the parameter λ may be obtained using an equation to correct the data.

Finally, this section also includes the computation and comparison of the values of λ that would be obtained if the sizes of all the hailstones were known, and comparing this value if the data were grouped into discrete classes with intervals of 1, 2 or 3 mm.

The equations obtained have been applied again to the data from the hailfalls registered in the Italian network, but including only hailfalls that produced more than 100 dents on one single hailpad (approximately 800 dents per square meter). It was found that when there is a small number of hailstones ($N < 2000$ hailstones/m²), if the data used are grouped into discrete classes of 1 or 2 mm and if the central value is considered representative of the class, the relative error of λ is higher than 5% and may in some cases reach 20%. In addition, the relative error increases linearly with the value of λ , exceeding 5% for $\lambda > 1 \text{ mm}^{-1}$ and exceeding 15% for $\lambda > 1.5 \text{ mm}^{-1}$. If the average of the sizes in this class are used as representative of that class (instead of the central value), this error is considerably lower, actually lower than 5% in most cases.

As for the **fifth aim**, I have tried to use weather variables that enable us to predict the maximum hailstone size that hits the ground. The various weather variables provided by soundings and weather stations have been analyzed for that purpose, looking for a correlation with the maximum hailstone size. Besides the variables commonly used in prediction, we have added a new variable obtained from the difference of pressure at surface level between 1200 UTC at noon and at midnight the previous day.

A whole of 36 variables have been used in this study. A Principal Components Analysis has been carried out with *Varimax* rotation and Kaiser *normalization*. It has been found that the difference in pressure at surface level and the *Lifted Index* are the best variables for predicting the maximum hailstone size.

In general, events with large hailstones are easier to forecast than events with small hailstones. In the case of the Italian hailpads, the main errors in the forecast were due to the high number of days with hailstones whose maximum size was smaller than 10 or 15 mm.

RESUMÉ

La grêle est un hydrométéore que l'on peut définir comme une précipitation sous forme de billes ou de morceaux de glace irréguliers, d'un diamètre compris entre 5 et 50 mm ou parfois plus, et produite par des nuages convectifs.

La mesure directe des caractéristiques physiques de la grêle arrivant au sol s'effectue souvent au moyen de grelimètres, des plaques sensibles sur lesquelles restent marquées les traces d'impact de la grêle. A travers les traces de la grêle, il est possible de connaître des paramètres comme la quantité, la dimension ou l'énergie cinétique.

Ce travail aborde divers aspects en rapport avec la mesure de la grêle arrivant au sol au moyen de réseaux de grelimètres, et les incertitudes associées au processus de mesure.

Les principaux objectifs du travail ici présenté sont:

1. Réaliser une étude bibliométrique sur les publications consacrées à la mesure de la grêle et à l'utilisation du grêlimètre.
2. Analyser les possibles incertitudes concernant la mesure de la grêle, générées dans différents procédés d'étalonnage du grêlimètre.
3. Etudier l'incertitude générée dans la mesure de la grêle par la superposition des traces sur un grêlimètre, et élaborer un modèle pour corriger l'effet de la superposition.
4. Examiner comment le fait de regrouper en classes discrètes les données sur les tailles de grêlons influence la distribution de tailles.

5. Prédire la taille maximale des grêlons arrivant au sol à partir de variables météorologiques.

Relativement au **premier objectif**, à partir d'une étude historique du grêlimètre depuis son apparition jusqu'à présent, nous avons réalisé une révision bibliographique pour vérifier si le grêlimètre est toujours un instrument utile. Le critère de recherche utilisé a été celui des références bibliographiques qui apparaissent dans la base de données *Web of Science (Institute for Scientific Information)*. Dans le moteur de recherche a été introduit le terme "*hailpad**", où l'astérisque substitue toute lettre ou tout groupe de lettres, et la recherche s'est effectuée par: a) mots-clés, b) titre et c) *abstract* de chacune des publications.

Une analyse des résultats s'est réalisée d'après différents critères: pays à réseaux ou études de grêlimètres; date de parution du premier article ; évolution du nombre d'articles publiés par décennie; concepts étudiés et lignes de recherche développées dans chaque article et, en dernier lieu, une analyse bibliométrique des revues où ces articles ont été publiés. Nous pouvons conclure que 70% des publications concernant les grêlimètres se concentre dans deux revues: *Journal of Applied Meteorology* et *Atmospheric Research*. Ces deux revues rassemblent aussi la plupart des citations. L'évolution du nombre de revues sur les grêlimètres et des articles qui les citent est toujours allée croissant. On peut espérer qu'elle augmentera encore plus pendant la décennie actuelle, à en juger par les tendances observables.

A propos des concepts fondamentaux des documents publiés, il s'est produit une évolution dans ces travaux. Ainsi, pendant les années 70, les articles publiés se consacrent surtout à la présentation du grêlimètre et à la discussion sur son utilité (7 documents sur l'étalonnage et sur les erreurs de mesure avec le grêlimètre). Durant les années 80 commencent à paraître des travaux sur la corrélation avec les mesures réalisées par le radar météorologique. Il y a également certains travaux sur l'application du grêlimètre à des études sur la modification atmosphérique et la suppression de la grêle. Lors des années 90, les trois lignes de recherche actuelles se définissent clairement : le soutien à la modification atmosphérique, les études climatiques (car l'on peut déjà compter sur une base de données suffisante) et l'étude météorologique instrumentale pure (relation avec des variables atmosphériques mesurées par radars et radiosondages, et discussion sur la validité et la précision des mesures faites avec le grêlimètre. Enfin, la dernière décennie s'est caractérisée par l'accroissement de la recherche avec des grêlimètres, et les trois thèmes développés pendant les années 90 se sont poursuivis presque à parts égales.

En ce qui concerne le **deuxième objectif**, après avoir vérifié que la plupart des pays utilisent encore le grêlimètre, nous avons analysé différentes incertitudes associées au processus de mesure des grêlons avec les grêlimètres. Tout d'abord, nous avons abordé le procédé *d'étalonnage* des grêlimètres. Nous avons réalisé une étude comparative entre les deux systèmes d'étalonnage les plus habituels: l'étalonnage unique de tout un lot de matériel sensible et l'étalonnage individuel de chaque plaque après une chute de grêle. L'étalonnage individuel essaie de réduire à un taux minimum les possibles erreurs dues à la différence de sensibilité à l'impact entre les plaques et aux différences d'encrage en noir préalable à la mesure.

La comparaison a été réalisée selon des données d'étalonnage de 10 années (1992-2002) du réseau de grêlimètres du Sud-Ouest de la France et selon des données propres, obtenues à partir d'un processus d'étalonnage individuel sur le matériel sensible cédé par le réseau de grêlimètres de Lleida (Espagne). Les deux réseaux ont employé le même type de matériel.

Nous avons analysé les différents avantages et inconvénients de ces deux méthodes. De plus, nous avons fait une étude détaillée du degré de précision que l'on peut obtenir lors de chaque étalonnage, ainsi que l'étude des possibles incertitudes associées à ces étalonnages.

Les résultats confirment que l'erreur commise dans la mesure de la taille des grêlons pendant l'étalonnage individuel est plus faible que pour un unique processus d'étalonnage de tout un lot (elle se réduit environ à un 80 % par rapport à l'étalonnage annuel). Cependant, cette erreur aurait pu être supérieure si l'opérateur responsable de l'étalonnage unique et de la mesure des traces n'avait pas été le même. A cause de différences d'encrage, il s'est avéré qu'à la taille des grêlons les plus petits peut correspondre une erreur de 20%. Les erreurs des autres variables, comme l'énergie cinétique ou le paramètre λ de la distribution exponentielle des tailles, sont plus grandes (de 5% et de 18% respectivement) que les erreurs dues à la variabilité spatiale de la grêle. Cependant, la méthode d'étalonnage n'a pas d'effets sur la détermination de la taille maximale car l'erreur relative de la variabilité spatiale est 8 fois supérieure à l'erreur due à l'étalonnage (individuel ou pas de chaque plaque).

Pour conclure, s'il était nécessaire de réduire au minimum la possibilité d'erreurs dans la détermination de l'énergie ou du paramètre λ , il est recommandable de maintenir systématiquement le même procédé de mesure (si possible en assurant la continuité des opérateurs chargés du processus de mesure) et même un étalonnage individuel des plaques et un entraînement préalable des opérateurs afin de parvenir au plus haut degré d'uniformité

possible. De plus, dans l'*Annexe* nous proposons un manuel de procédé pour la mesure des grêlons.

Quant au **troisième objectif**, nous avons entrepris l'étude des incertitudes dues à la *superposition de traces* sur un grêlimètre. Lorsque la grêle tombe en abondance, il est fréquent d'avoir beaucoup de traces partageant entre elles des zones communes et la mesure finale peut ne pas être très fiable. En général, la superposition augmente avec le nombre de traces et la taille des grêlons qui tombent. Au contraire, pour les chutes de grêle moins sévères, l'erreur est négligeable car il n'y a pratiquement pas de superposition.

Dans le but d'évaluer les erreurs de mesure provoquées par la superposition de traces, nous avons mené à bien, à l'ordinateur, une simulation de différentes traces circulaires distribuées aléatoirement sur un grêlimètre. Pour construire ces traces nous avons utilisé les centiles des distributions de tailles des grêlons, habituels dans les réseaux du Sud de l'Europe (la France, l'Italie, l'Espagne). Les traces de grêlons simulées correspondent à plusieurs chutes de grêle aléatoires, aussi bien avec des distributions de taille exponentielles qu'avec des distributions de taille monodisperses. La mesure de ces grêlimètres simulés, effectuée selon les mêmes techniques que pour les grêlimètres exposés à des chutes de grêle véritables, nous a permis d'évaluer les incertitudes générées par l'effet de la superposition des traces de grêlons.

Le résultat nous indique que la superposition des traces provoque qu'il soit impossible de mesurer toutes les traces, ce qui signifie que pour une chute de grêle réelle le nombre de grêlons enregistré est toujours inférieur au nombre réel (on en perd jusqu'à 25%). D'autre part, l'énergie cinétique des grêlons ainsi que la masse de glace sont aussi sous-estimées (leur valeur pouvant atteindre un 50% de plus que la valeur apparemment mesurée). La taille maximale des grêlons enregistrés a un comportement indéfini par rapport au chevauchement et le paramètre λ caractéristique de la distribution exponentielle n'est influencé par la superposition que pour les valeurs supérieures de λ .

Par la suite, nous proposons un modèle heuristique pour corriger les valeurs du nombre de traces (N), le paramètre λ de la distribution exponentielle, la masse de glace (M) et l'énergie cinétique de la grêle arrivant au sol (E), extraits du grêlimètre. Le modèle devrait être appliqué à des grêlimètres où il se serait produit une superposition des traces.

Par exemple, nous avons appliqué ces corrections aux chutes de grêle enregistrées pendant 10 ans dans le réseau italien de grêlimètres et nous avons observé qu'il est essentiel d'effectuer une correction pour superposition avant de faire une étude régionale sur la grêle.

Pour ce qui est du **quatrième objectif** de ce travail, nous abordons l'analyse de l'incertitude par effet de la *discrétisation*. Il s'agit d'étudier quels sont les effets d'utiliser, en tant que donnée, la taille des grêlons groupée en classes discrètes, au lieu d'utiliser leur taille réelle.

Le paramètre λ d'une distribution exponentielle, ayant une fonction de densité de probabilité $f(x) = \lambda \exp(-\lambda x)$, peut être calculé de différentes manières. L'analyse menée à bien dans ce chapitre confirme la différence existant entre le paramètre λ , lorsqu'on le calcule selon la méthode des moments en utilisant toutes les données, et la valeur obtenue lorsque les données utilisées ont été préalablement distribuées en groupes ou classes. Nous devons tenir compte de cette différence si notre objectif est de comparer le paramètre λ dans deux distributions ou plus. Dans la présente étude nous développons un calcul théorique des erreurs introduites lorsque l'on regroupe les données en classes et que l'on propose une possible correction pour ces données.

Cette erreur dépend de la taille de la classe que l'on emploie et de la valeur du paramètre λ . Si nous ne disposons que de tailles de grêlons groupées en classes discrètes, pour l'obtention du paramètre λ , nous proposons une équation pour réaliser une correction des données.

Finalement, nous terminons ce chapitre en calculant et comparant les valeurs de λ qui seraient obtenues lorsqu'on connaît la donnée sur la taille de tous les hydrométéores, et en comparant la valeur obtenue si les données étaient groupées en classes discrètes d'intervalles de 1, 2 ou 3 mm.

Les équations résultantes ont été de nouveau appliquées aux données des chutes de grêle enregistrées dans le réseau italien de grêlimètres, avec la restriction suivante: il devait s'agir de chutes de grêle de plus de 100 impacts de grêlons sur un même grêlimètre (quelque 800 traces au mètre carré). Nous avons observé que lorsque le nombre de grêlons est petit ($N < 2000$ grêlons/m²), si l'on utilise des données groupées en classes discrètes de 1 ou 2 mm et si l'on prend la valeur centrale en tant que valeur représentative de la classe, l'erreur relative de λ est supérieure à 5% et atteint parfois un 20%. En outre, l'erreur relative augmente linéairement avec la valeur de λ , dépassant le taux de 5% pour $\lambda > 1 \text{ mm}^{-1}$ et celui de 15% pour $\lambda > 1.5 \text{ mm}^{-1}$. Si l'on utilise, en tant qu'élément représentatif de la classe, la moyenne des tailles de cette classe (au lieu de la valeur centrale), on peut parvenir à réduire considérablement cette erreur, qui est dans la plupart des cas inférieure à 5%.

Notre **cinquième objectif** était en rapport avec la recherche de variables météorologiques nous permettant de prédire la taille maximale de la grêle qui arrive au sol. Pour cela, nous avons analysé les différentes variables météorologiques fournies par un radiosondage et une station météorologique, en

cherchant leur corrélation avec la taille maximale de grêlon mesurée dans cette zone. En plus des variables habituellement utilisées dans les prédictions, nous en avons ajouté une nouvelle, obtenue à partir de la différence de pression de surface entre 1200 UTC de midi et de minuit du jour antérieur.

Pour cette étude, nous avons utilisé 36 variables météorologiques. Nous avons réalisé une Analyse en Composantes Principales avec rotation *Varimax* et normalisation de *Kaiser*. Nous avons observé que la différence temporelle de pression de surface avec le *Lifted Index* sont les variables qui prédisent le mieux la taille maximale des grêlons.

En général, nous pouvons affirmer que les événements avec des grêlons de grande taille sont plus aisés à pronostiquer que les événements avec de petits grêlons. Dans le cas des grêlimètres d'Italie, les principaux défauts de prédictions sont dus à l'abondance de journées où la taille maximale des grêlons était inférieure à 10 ou 15 mm.

LISTA DE ACRÓNIMOS

<i>BRCH</i>	<i>Bulk Richardson Number</i>
<i>BRCV</i>	<i>BRCH</i> calculado usando <i>CAPV</i>
<i>CAPE</i>	Energía potencial convectiva disponible
<i>CAPV</i>	<i>CAPE</i> calculado utilizando la temperatura virtual
<i>CCL</i>	<i>Convective Condensation Level</i>
<i>CINS</i>	Inhibición convectiva
<i>CINV</i>	<i>CINS</i> calculado utilizando la temperatura virtual
<i>CTOT</i>	<i>Index Cross Total</i> = $T_{d\ 850} - T_{500}$
<i>DMAX</i>	Diámetro máximo de granizo medido diario
<i>DMAX-E</i>	Diámetro máximo de granizo estimado
<i>EQLV</i>	Nivel de equilibrio también llamado nivel de flotación neutra
<i>EQTV</i>	<i>EQLV</i> calculado utilizando la temperatura virtual
<i>FVG</i>	<i>Friuli Venezia Giulia</i> . Región del noreste de Italia
<i>H0°C</i>	Altura de la isocero
<i>Hd0°C</i>	Altura de la isocero de rocío
<i>HTROP</i>	Altura de la tropopausa
<i>ISI</i>	<i>Institute for Scientific Information</i>
<i>JCR</i>	<i>Jounal Citation Report</i>
<i>KINX</i>	Índice $K = (T_{850} - T_{500}) + T_{d\ 850} - (T_{700} - T_{d\ 700})$
<i>LCL</i>	<i>Lifted Condesation Level</i>
<i>LCLP</i>	Presión en el <i>LCL</i>
<i>LCLT</i>	Temperatura en el <i>LCL</i>
<i>LFC</i>	<i>Level of Free Convection</i>
<i>LFCT</i>	Altura del <i>LFC</i> (en hPa)
<i>LFCV</i>	<i>LFCT</i> calculado usando la temperatura virtual
<i>LFTV</i>	Índice de <i>Galway</i> calculado utilizando la temperatura virtual
<i>LIFT</i>	Índice de <i>Galway</i> o <i>Lifted index</i>
<i>MLMR</i>	Promedio de la razón de mezcla en los 500 m de la atmósfera más cercanos al suelo

<i>MLTH</i>	Valor medio de la temperatura potencial en la capa de mezcla
<i>MM</i>	Método de los momentos
<i>MMV</i>	Método de la máxima verosimilitud
<i>MRSUP</i>	Razón de mezcla en la superficie
<i>NOAA</i>	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
<i>PDF</i>	Función densidad de probabilidad
<i>PRES12-00</i>	Diferencia de la presión en superficie entre las 1200 UTC y las 0000 UTC del día anterior
<i>PWAT</i>	Agua precipitable para todo el radiosondeo
<i>RHSUP</i>	Humedad relativa superficial
<i>SHEAR-A</i>	Ángulo de cizalladura o <i>Shear angle</i> entre 850-500 hPa
<i>SHEAR-M</i>	Módulo de cizalladura entre 850-500 hPa
<i>SHOW</i>	Índice de <i>Showalter</i>
<i>SWEAT</i>	Índice <i>SWEAT</i> o Índice de amenaza de tiempo severo
<i>TdSUP</i>	Temperatura de rocío en superficie
<i>THTK</i>	Espesor de la capa comprendida entre 1000 mb y 500 mb
<i>TMIN</i>	Temperatura mínima que se alcanza por la noche antes del radiosondeo
<i>TOTL</i>	Índice Total de Totales $TOTL = CTOT + VTOT$
<i>TSUP</i>	Temperatura en superficie
<i>TTROP</i>	Temperatura a la altura de la tropopausa
<i>UTC</i>	Tiempo Universal Coordinado
<i>VIL</i>	<i>Vertically Integrated Liquid</i>
<i>VTOT</i>	Índice Vertical Total. $VTOT = T_{850} - T_{500}$
<i>WOS</i>	Base de datos <i>Web of Science®</i> del <i>ISI Web of Knowledge</i>

1

INTRODUCCIÓN

1.1 Introducción

Una de las variables más significativas en el estudio del clima es la cantidad de precipitación registrada en el suelo. Puede decirse que, junto con la temperatura, configura las condiciones del hábitat de cualquier especie y es capaz de determinar el tipo de clima que caracteriza a una determinada región del planeta.

En las últimas décadas, la preocupación social por el cambio climático ha desembocado en una atención especial a los fenómenos de precipitación considerados excepcionales, ya que cualquier cambio en su frecuencia podría constituirse en un indicio de la variación del clima. Y uno de esos tipos de precipitación es, sin duda, el granizo.

La medida de los parámetros físicos del granizo que llega al suelo puede ser estimada mediante diferentes métodos; el sensor de granizo (granizómetro o *hailpad*) se ha venido utilizando con este fin durante las últimas cuatro décadas, con resultados bastante satisfactorios. Sin embargo, las premisas en que se basa resultan a veces tan exigentes que puede parecer que nunca van a cumplirse. A pesar de todo, los resultados de esas medidas no son incongruentes, si los comparamos con lo que puede esperarse por otras vías de

información, lo que indica que las aproximaciones que se introducen son suficientemente buenas.

Ciertamente existen trabajos previos sobre algunos de los posibles errores cometidos al aceptar como válidos los resultados medidos en el sensor de granizo, pero la tarea de sistematizarlos aún no se ha emprendido. Con la presente memoria de tesis doctoral se pretende rellenar esta laguna, estableciendo las correcciones adecuadas para algunos tipos de errores. No se podrá conseguir si primero no se analizan las fuentes de las diferentes incertidumbres, y se elabora un modelo físico o estadístico que permita diagnosticar el porqué de cada error. Una vez establecidos los modelos, se tratará de aplicarlos a los datos reales de medida de granizo.

1.2 El granizo

El calentamiento global del planeta y, consecuentemente, la elevación de las temperaturas nocturnas, ha generado un incremento en el número de tormentas severas (Dessens, 1995) y, por tanto, también en el de las que dan lugar a granizo (Prieto et al., 1999). El granizo es uno de los meteoros que más daños causan en la producción agraria (Sánchez et al., 1996; Parker et al., 2005; Segele et al., 2005) y en otros bienes, como automóviles o edificios (Hohl et al., 2002a; Hohl et al., 2002b; Schuster et al., 2006).

1.2.1 Definición de granizo

La Organización Meteorológica Mundial, (WMO, 1992) ha definido el granizo como “la precipitación de pequeñas bolas o piezas de hielo de diámetro comprendido entre 5 y 50 mm, o a veces superior, que caen ya sea de forma separada o de forma aglomerada con formas irregulares”. En la Fig. 1.1 se muestra una fotografía de un granizo de 6 cm de diámetro, en el que se aprecia cómo se le han ido agregando otros granizos más pequeños.

Encontramos una definición muy similar en el *Glosario de Meteorología* de la *Asociación Americana de Meteorología*, donde Huschke (1959) definió al granizo como “una bola o terrón regular de hielo con un tamaño entre un guisante y un pomelo”. Posteriormente, en la 2ª edición del citado *Glosario* (Glickman and American Meteorology Society, 2000) nos encontramos con una definición algo más precisa del granizo: “precipitaciones en forma de bolas o trozos irregulares de hielo, que se producen por nubes convectivas, casi siempre cumulonimbos”. Y más adelante: “Por convención, el granizo tiene un diámetro de 5 mm o más, mientras que las partículas más pequeñas de origen similar,

conocidas como granizo pequeño (*small hail*), pueden clasificarse ya sea como gránulos de hielo (*ice pellets*) o nieve granulada (*snow pellets*)". Por último, también se describe qué tipo de tormentas pueden producir granizo: "Tormentas caracterizadas por fuertes corrientes ascendentes, alto contenido en agua líquida, gotas de gran tamaño en la nube, y de gran altura vertical, son favorables a la formación de granizo" (Glickman and American Meteorology Society, 2000).

Existen, por tanto, diferentes definiciones para el fenómeno. No obstante, en general, todas se resumen en definir el granizo como granos o corpúsculos de hielo con un diámetro superior a 5 mm y que han crecido mediante el proceso de agregación de partículas o cristales de hielo. En cuanto a su forma, el granizo es muy variable, desde figuras esféricas regulares o formas cónicas a figuras muy irregulares.

1.2.2 Formación del granizo

Los procesos de formación del granizo han sido estudiados por muchos autores (Knight, 1981; Foote, 1984; Conway and Zrnich, 1993; Pruppacher and Klett, 1997; Knight and Knight, 2001). De una forma muy resumida, podemos decir que el granizo o pedrisco es un tipo de precipitación que consiste en partículas irregulares de hielo. El granizo se produce en tormentas a partir de gotas de agua *sobre-enfriadas*, esto es, gotas líquidas pero a temperaturas inferiores a 0 °C.

Fig. 1.1. Granizo de 6 cm de diámetro, en el que se aprecian otros granizos más pequeños (cortesía de NOAA, *National Oceanic and Atmospheric Administration*).

El proceso básico es el siguiente: una masa o capa de aire cuando se eleva, se encuentra cada vez con presiones más bajas; en estas condiciones, la masa, o “burbuja” de aire que asciende se enfría y se expande sin variar significativamente su contenido de vapor de agua. A un determinado nivel de ascenso, el estado de la burbuja es tal que el vapor de agua alcanza la saturación. En su continuo ascenso, el vapor en exceso forma gotitas líquidas o cristallitos de hielo, según la temperatura reinante. En estas condiciones se comienza a formar la nube.

El agua *sobre-enfriada* continúa en ese estado debido a la necesidad de una semilla sólida inicial (*núcleos de condensación*) para iniciar el proceso de cristalización. La presencia de núcleos de condensación y sublimación facilita el cambio de fase de vapor a líquido y sólido, respectivamente, incluso antes de que la burbuja ascendente llegue a saturarse. Cuando estas gotas de agua chocan en la nube con otras partículas heladas o con granos de polvo, pueden cristalizar sin dificultad congelándose rápidamente. Sin la presencia de estas partículas, se podría llegar a un estado de sobresaturación sin que se formara la propia nube, como se ha llegado en pruebas de laboratorio, aunque no es el proceso habitual.

Si la nube formada sigue ascendiendo, y pasa a temperaturas inferiores a 0 °C, las gotitas líquidas podrían congelarse, pero no lo hacen: quedan *subfundidas* o *sobre-enfriadas*, en estado líquido. Sólo pasarán a la fase de hielo cuando la temperatura sea muy fría o cuando los núcleos de congelación se hagan efectivos y eficaces, permitiendo el paso de gotitas de agua líquida a cristallitos de hielo. Normalmente, y dependiendo de dichos núcleos, el paso se efectúa en un rango muy variable de temperaturas negativas, digamos entre – 4 a – 15 °C. Lo que sí es cierto es que a temperaturas del orden de – 30 a – 40°C, toda la nube está formada por cristallitos de hielo.

Desde el punto de vista de la microfísica de nubes, el origen o formación del granizo tiene lugar en el interior de las nubes cumulonimbos. En concreto, éste se forma a partir de los núcleos de condensación existentes siempre y cuando se disponga de un ambiente *sobre-enfriado*, esto es, agua líquida con temperaturas inferiores a 0 °C (Rogers, 1977; Pruppacher and Klett, 1997). 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 and Klett, 1997; Ceperuelo, 2008). 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 que el granizo ya no puede ser mantenido por la corriente ascendente, éste precipita fuera de la nube.

En las tormentas más intensas se puede producir precipitación helada en forma de granizo especialmente grande, cuando se forma en el seno de fuertes corrientes ascendentes. En este caso la bola de granizo puede permanecer más tiempo en la atmósfera disponiendo de una mayor capacidad de crecimiento. Cuando el empuje hacia arriba cesa o el granizo ha alcanzado un tamaño elevado, el aire ya no puede aguantar el peso de la bola de granizo y ésta acaba cayendo.

El proceso de crecimiento de la piedra de granizo 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 and Klett, 1997). 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.

De esta manera, es fácil encontrar en el granizo diferentes capas de hielo. Esto es debido a que las gotas de agua *sobre-enfriadas* en el interior del cumulonimbo, atraviesan áreas de diferentes temperaturas y grado de humedad. Cuando los diminutos cristales de hielo son empujados por las fuertes corrientes ascendentes y descendentes de aire en el interior de la nube, chocan con gotas de agua *sobre-enfriadas* y se recubren de capas de hielo. Esto produce que se acumulen en ellas distintos tipos de hielo. El

tamaño y el número de capas depende del tiempo que permanece en la nube de tormenta.

Dependiendo del proceso de formación y crecimiento del granizo, nos encontraremos con diferentes capas de hielo: opacas o transparentes (Fig. 1.2 y Fig. 1.3). Serán capas de hielo *opacas* cuando las gotas de la nube *sobre-enfriadas* sean pequeñas y la temperatura ambiente sea algo baja. En este caso, las gotas se congelan instantáneamente, sin dejar escapar las burbujas de aire, formando entonces la capa opaca. Por el contrario, la formación de capas de hielo *transparente* se produce si el granizo acumula grandes cantidades de agua, por lo que no puede congelarse de forma instantánea. Esto implica que el proceso de congelación será lento, a causa de su tamaño. En este caso, el contenido acuoso es elevado y la temperatura ambiente es algo superior (aunque por debajo de 0 °C). A medida que los cristales grandes crecen, expulsan el aire retenido y se va formando la capa transparente (Pruppacher and Klett, 1997; Ceperuelo, 2008).

1.2.3 Factores atmosféricos asociados al granizo

De acuerdo con López (2003), la mayoría de las tormentas severas están asociadas con una convección fuerte y para que ésta llegue a producirse, es necesario un estrato lo suficientemente húmedo y profundo en la baja atmósfera, inestabilidad termodinámica y una fuente que permita el inicio de la convección (bien empuje mecánico o hidrostático).

Fig. 1.2. Fotografía de diferentes granizos en los que se aprecian las diferentes capas de hielo opacas o transparentes (cortesía de Soon Chun Siong).

Fig. 1.3. Fotografía de un granizo en el que se observan las diferentes capas que se han ido formando como consecuencia de los sucesivos ascensos y descensos de la piedra en el interior de la nube (cortesía de NOAA).

Existen una serie de factores que influyen en el tamaño final del granizo en superficie. En primer lugar es necesaria la presencia de fuertes *corrientes ascendentes* que puedan soportar el peso de las partículas de hielo en su crecimiento. La velocidad de la corriente ascensional está relacionada con el tamaño alcanzado por el granizo (Johns and Doswell, 1992). Por su parte, Nelson (1987) comprobó que las tormentas que presentan regiones anchas con corrientes ascensionales moderadas entre 20-40 m/s son más adecuadas para producir granizadas considerables, que las que tienen corrientes fuertes pero más estrechas.

Otro factor importante es el valor de la altura de la *isocero*. Por término medio se ha obtenido que la isocero del termómetro húmedo debe estar entre 1500 y 3700 m por encima del suelo. Y para situaciones de granizos de gran tamaño, el valor de la isocero puede estar entre 2000 y 2700 m (López, 2003).

También es importante el efecto de la posible *fusión* del granizo (Fraile et al., 2003b; Giaioti and Stel, 2006). Dependiendo de la temperatura del aire y de la distancia que haya desde el nivel de congelación medioambiental a la superficie, puede ocurrir que el tamaño del granizo disminuya o incluso que se produzca su fusión total.

En cuanto a la organización de la convección, será más probable el granizo de gran tamaño en supercélulas, debido a una mayor separación física entre las corrientes ascendentes y descendentes (Ceperuelo, 2008).

Por otro lado, para la formación de granizo será necesario que exista cizalladura pero moderada, ya que, aunque la existencia de cizalladura favorece

la formación de grandes masas nubosas, cuando es muy intensa inhibe la convección (López, 2003).

En el tamaño final del granizo también influyen el contenido de humedad, la masa de agua precipitable en niveles medios, la temperatura media del estrato entre la base y el suelo, así como la altura de las isotermas entre -5 y -20 °C (Ceperuelo, 2008).

Por último, hay que prestar atención al *CAPE* (*Convective Available Potential Energy*). Así, a mayor *CAPE*, más posibilidades de que se forme granizo de gran tamaño en la tormenta (López et al., 2001).

1.2.4 Granizo en diferentes zonas del mundo

Para estimar la cantidad de granizo caído debe realizarse algún tipo de medida bien sea *indirecta*, con medidas en el interior de la nube por medio de radares meteorológicos (Makitov, 2007; San Ambrosio et al., 2007; López and Sánchez, 2009; Pujol et al., 2009; Putsay et al., 2009; Sánchez et al., 2009b), y satélites meteorológicos (Collino et al., 2009; Putsay et al., 2009), o *directa*, con medidas del granizo que llega al suelo mediante redes de granizómetros (Fraile et al., 1992; Giaioti et al., 2001; Dessens et al., 2007; Sioutas et al., 2009) o utilizando ambas, *directas* e *indirectas*, es decir, radar y granizómetros (García-Ortega et al., 2007; López et al., 2007; Ceperuelo et al., 2009; García-Ortega et al., 2009; Pocakal et al., 2009).

Aunque no es lo habitual en Europa, sin embargo, por lo extraño de su tamaño se recoge en la Fig. 1.4.a una fotografía de una piedra de granizo de 4 kg y 19 cm de diámetro que se pudo encontrar en la localidad de Viale (Argentina) debido a una granizada especialmente intensa el 6 de septiembre del 2009 (Fuente: <http://www.microfonodigital.com>). En la Fig. 1.4.b aparece una piedra de granizo encontrada el 23 de julio de 2010, en Vivian, Dakota del Sur. La piedra midió 20.3 cm de diámetro y pesó 0.89 kg (<http://www.crh.noaa.gov>). En la Fig. 1.5 aparece una granizada, en Posadas (Argentina) el pasado 22 de septiembre de 2010 (Fuente: <http://www.sintesisismisiones.com>). Las piedras de granizo tienen un diámetro medio de 6 cm y una extensión de la zona granizada en torno a 10 km. En esta zona de Mendoza (Argentina) son frecuentes los granizos de ese tamaño.

Por último, para finalizar este apartado, en la Fig. 1.6 se representa un mapa con la frecuencia e intensidad de las tormentas de granizo en diferentes zonas del mundo (<http://www.munichre.com>). Se observa que las tormentas con granizo abundan especialmente en zonas de latitudes medias. Las zonas con más probabilidad de formación de tormentas severas en el mundo son las

grandes llanuras de Estados Unidos, el noroeste de Argentina, regiones cercanas al Himalaya, la zona oriental de Australia y África, y la parte meridional de Europa.

Fig. 1.4.a) Granizo de 4 kg y 19 cm de diámetro debida a una granizada del 6 de septiembre del 2009 en la Ciudad del Vial (Argentina).

b) Granizo del 23 de julio de 2010, en Vivian, Dakota del Sur. La piedra midió 20.3 cm de diámetro y pesó 0.89 kg. (Fuente: *National Weather Service*, South Dakota).

Fig. 1.5. Granizada del 22 de septiembre de 2010, en Posadas (Argentina). Las piedras de granizo tienen un diámetro de 6 cm.

Fig. 1.6. Mapa con la frecuencia e intensidad de las tormentas de granizo en diferentes zonas del mundo.

1.3 El granizómetro o *hailpad*

1.3.1 Diseños

En la segunda mitad del siglo XX, Schleusener and Jennings (1960) desarrollaron el *granizómetro* (traducción libre del inglés *hailpad*) como sistema de medida de bajo coste y fiable en sus mediciones (Long et al., 1980). Desde entonces, el granizómetro ha demostrado ser un excelente instrumento para detectar la caída del granizo en el suelo y determinar sus parámetros físicos (Changnon, 1969; Towery and Changnon, 1974; Lozowski et al., 1978; Lozowski and Strong, 1978; Smith and Waldvogel, 1989; Dessens and Fraile, 1994; Giaioti et al., 2001). A pesar de su evidente evolución, sigue siendo la herramienta más eficaz – por la sencillez de las hipótesis en que se basa y por su coste reducido – para cualquier estudio sobre la caracterización del granizo que llega al suelo. También se ha demostrado su utilidad en los estudios sobre climatología del granizo (Vinet, 2001).

En esencia, un granizómetro está formado por una placa lisa de material sensible a los impactos, cubierta o no de una hoja de aluminio, que se deforma ligeramente cuando es golpeada por un sólido y que mantiene durante un cierto tiempo esa deformación. El estudio de la deformación causada por un objeto en el material, permite inferir algunas características del objeto que golpeó la placa, principalmente acerca de su tamaño.

A partir de la creación del granizómetro, comenzaron a desarrollarse otros instrumentos, basados en los mismos principios, que tuvieron un éxito más o menos efímero. Por ejemplo, Towery et al. (1976) describieron distintos tipos de sensores de granizo en función de que fuesen pasivos o capaces de registrar los datos. En el citado artículo describieron el *hailpad* (placa horizontal), *hailstool* (sensor cilíndrico), *hailcube* (formado por las cinco caras de un cubo), *hail-wind detector* (para detectar además la dirección del viento), *Illinois recording hailgage* (para determinar el instante y duración de la granizada), *NOAA momentum sensor* (para determinar el momento lineal, aunque es demasiado sensible al viento), *NHRE non-recording rain-hail separator* (separa en dos contenedores distintos la lluvia y el granizo), *recording hail-rain separator* (análogo al anterior, pero en este caso realiza un registro de los volúmenes de lluvia y granizo) y el *geophone gage de South Dakota* (es una placa que transfiere el impacto y el momento del granizo a una gran masa de detección; proporciona información sobre el tamaño, el número y el tiempo de aparición de los granizos, así como sobre los valores del momento lineal del granizo).

A pesar de los distintos y sofisticados diseños iniciales, el más ampliamente utilizado en la actualidad sigue siendo el *hailpad* o granizómetro de superficie horizontal. La medida de los parámetros físicos del granizo se realiza gracias al contacto físico entre la piedra de granizo y la placa de material sensible (*Styrofoam* u otros materiales similares). El granizo al caer es capaz de deformar la superficie de *Styrofoam*, dejando una serie de huellas que posteriormente pueden ser escaneadas y medidas.

En la Fig. 1.7 se muestra una fotografía de un granizómetro utilizado en la red del norte de Italia, sujetado en los bordes por una pletina agujereada (para evitar que se acumule agua) y cuya superficie está pintada de blanco para evitar que se degrade por la acción del sol. El granizómetro está sujeto en los bordes al soporte, para evitar que el granizómetro se mueva cuando el granizo incida sobre él.

Un sistema un poco más sofisticado es el de la Fig. 1.8 donde se representa un esquema de un granizómetro usado en España, que consta de un mástil metálico vertical con una placa horizontal en su extremo superior. Sobre esta placa se aloja la porción de material sensible al granizo, que se sujeta mediante unos resortes gracias a una pletina rectangular que se une a su vez a la placa metálica. La pletina metálica sirve para preservar de la acción del granizo a una cierta región de la placa sensible. Esa región rectangular se utiliza para calibrar la placa lanzando sobre ella un conjunto de esferas metálicas desde una altura tal que llegan a la placa con la misma energía cinética con que llegaría una piedra de granizo del mismo tamaño.

Fig. 1.7. Granizómetro utilizado en la red del norte de Italia. El granizómetro está sujeto en los bordes al soporte, para evitar que el granizómetro se mueva cuando el granizo incida sobre él.

Una placa sometida a la acción de una granizada se calibra mediante el proceso que acabamos de describir y después se impregna de tinta negra con un rodillo de imprenta. El resultado puede verse en la Fig. 1.9. En ella se observa que las huellas de granizo y las de las esferas de calibración, en la banda central, permanecen de color blanco. En la Fig. 1.9.a aparece el granizómetro una vez que se ha ennegrecido, para realzar el contraste entre las huellas del granizo y el resto de la superficie. La Fig. 1.9.b es una imagen escaneada de la figura anterior, sobre la que se han pasado una serie de filtros correctores con el fin de facilitar la posterior medida de las huellas. Los detalles sobre el tratamiento de las placas para su medida se recogen en el *Anexo*.

En otras redes de granizómetros, con el fin de tener mayor superficie expuesta a la caída de granizo, no se reserva ninguna zona para la calibración, y posteriormente se realiza la calibración en otras placas del mismo lote (Palencia et al., 2007). Nos detendremos con más detalle sobre este aspecto de la calibración y sus consecuencias en el *capítulo 3* de esta tesis doctoral.

La evolución del granizómetro se percibe, en primer lugar, en su aspecto externo, ya que los primeros granizómetros estaban recubiertos por una hoja de aluminio (Lozowski and Strong, 1978). Aunque se siguen usando (por ejemplo, en el *Colorado Climate Center* de EE.UU.), es más frecuente que sea sólo una placa de material sensible pintada de blanco (como las utilizadas en Francia, España, Italia, Grecia, por poner ejemplos sólo de Europa) para proteger el material de la acción de la intemperie, especialmente de la exposición al sol, que es capaz de degradarlo en sólo unas semanas (Dalezios et al., 1991; Fraile et al., 1992; Dessens and Fraile, 1994; Giaioti et al., 2001; Dalezios et al., 2002).

Fig. 1.8. Partes de un granizómetro usado en España (Fraile et al., 1992): soporte base elevado 1 m sobre el suelo, placa metálica, resortes, tornillos, placa de material sensible y pletina metálica rectangular.

Fig. 1.9. Granizómetro de $30 \times 30 \text{ cm}^2$ con huellas de granizo después de una granizada: a) calibrado e impregnado con tinta negra; b) imagen escaneada preparada para ser medida, una vez que se le han pasado los filtros correctores.

En cuanto al material sensible, se suelen utilizar planchas rígidas de espuma de poliestireno extruido (*Styrofoam*®, o alguna de sus variedades, de *Dow Chemical*). A partir de las normativas sobre la utilización de Clorofluorocarbonos (CFC's) en la elaboración de ciertos materiales, algunos productos se han dejado de fabricar y han sido sustituidos por otros de características similares. Así, por ejemplo, entre las distintas variedades del *Styrofoam*®, en Italia y Croacia se utiliza *Roofmate* (Giaiotti et al., 2001; Pocakal et al., 2009), en Francia inicialmente se utilizaba *Floormate* (Dessens et al., 2001) o *Wallmate* (Sánchez et al., 2009a) y posteriormente en el año 2003 se cambió a *Glascfoam*, y en España y Grecia se utiliza *Wallmate* (Sánchez et al., 2009a; Sioutas et al., 2009).

Con la aparición de los equipos informáticos, también se han introducido cambios en el método de medida de los impactos en los granizómetros, que ha pasado de ser manual (Long et al., 1980) a un procedimiento casi automático de identificación de las formas (Davis and Tsang, 1975; Dessens et al., 2001; Giaiotti et al., 2001; Fraile et al., 2004; Palencia et al., 2007; Sánchez et al., 2009a), donde la acción del operario se reduce a identificar y discernir los solapamientos de las huellas y a eliminar defectos de las imágenes que no se correspondan con huellas de granizo.

1.3.2 Ventajas y desventajas en el uso del granizómetro

Hay distintas ventajas y desventajas en el uso de granizómetros (Towery and Changnon, 1974). Entre las **ventajas** está que son baratos, fáciles de obtener y trabajar con ellos y proveen la siguiente información útil:

- Si-No sobre la presencia o ausencia del granizo.
- Número de piedras por unidad de área por simple conteo, y una estimación del tamaño del granizo midiendo el tamaño de la huella.
- Una estimación de la energía cinética y del momento lineal impartido por las piedras, basada en la huella del granizo.
- Una estimación de la masa de granizo.
- Si los granizómetros están instalados en el campo en un número amplio y con una red suficientemente densa, pueden proporcionar información adecuada sobre el área afectada por granizo en una determinada zona.

En cuanto a las **desventajas** se encuentran:

- No proporcionan información sobre la duración de la granizada.

- Solo pueden proporcionar datos de una granizada. Si dos o más granizadas impactan en el mismo granizómetro, no se pueden separar las huellas de las múltiples granizadas.
- Si las piedras causan solapamiento de huellas, habrá error en la medida, especialmente si el número de huellas es elevado.

Por otro lado, a partir de las huellas que deja el granizo sobre el sensor, es preciso deducir las características de la granizada, es decir, calcular el tamaño de cada una de las huellas registradas y a partir de éstas el número de piedras, la masa de hielo, la energía cinética, el espectro de tamaños, etc.

1.3.3 Fases en la preparación y medida de huellas con granizómetros

Long et al. (1980) estudiaron diferentes aspectos involucrados en la medida del granizo mediante granizómetros. El procedimiento de medida de las huellas en un granizómetro pasa por las siguientes fases:

1. cortar la placa al tamaño adecuado;
2. pintar la placa sensible, normalmente con pintura blanca, con el fin de protegerla del deterioro por la acción del sol y de la intemperie;
3. ubicarla en un punto de muestreo y exponerla a la granizada, de la que resultará una superficie abollada por el impacto de las piedras de granizo;
4. retirar el granizómetro impactado y trasladarlo al laboratorio para proceder al entintado con un rodillo de imprenta, a fin de ennegrecer las zonas no afectadas por granizo;
5. medir las huellas, bien por métodos manuales, automáticos o una combinación de ambos;
6. calcular el tamaño del granizo, a partir del tamaño de las huellas.

En los tres últimos puntos, la acción humana es capaz de introducir factores de error, que darán lugar a incertidumbres en los resultados. En otras palabras, dos granizómetros exactamente iguales arrojarán diferentes medidas de granizo si las fases 4, 5 y 6 no son exactamente iguales. Esto es así porque:

- el entintado depende de la presión que el rodillo ejerce sobre la placa, y de la cantidad y viscosidad de la tinta; puede reducirse su variabilidad si sistemáticamente lo lleva a cabo la misma persona con el mismo procedimiento (Palencia et al., 2007);

- diferentes personas observan diferentes tamaños de los objetos (Huggins et al., 1980) incluso si el método de medida es automático, ya que la apreciación del solapamiento de las huellas es siempre un criterio de la persona encargada de medir (Fraile et al., 2004);
- existen diferentes formas de construir una relación de calibración (lineal o no, modo de ajuste, etc.) y de ella dependerán los resultados.

Efectivamente, cumplimentar la fase 6 equivale a utilizar una función que relacione la medida de la huella con el tamaño real del granizo; esta relación se suele llamar *calibración*. Para construir esta función, desde una determinada altura, se lanzan sobre una placa una serie de esferas de acero de tamaño conocido, de modo que lleguen a golpear la placa con la misma energía cinética con que lo haría una piedra de granizo del mismo tamaño cayendo a su velocidad terminal (Lozowski and Strong, 1978). La relación entre los tamaños de las esferas y de las huellas generadas se suele aproximar a una recta, llamada *recta de calibración*.

1.3.4 Medida de las huellas

Aunque en el *capítulo 3* describiremos con detalle todos los aspectos relacionados con la calibración y la medida de las huellas, mencionaremos brevemente que para medir el granizo a partir de las huellas que éste deja sobre un granizómetro, de acuerdo con Vento (1976) será preciso realizar una serie de suposiciones (granizo esférico, el granizo caerá con velocidad terminal, la huella producida por el granizo será elíptica, el eje menor de la huella elíptica se corresponderá con el tamaño del granizo, etc.). A partir de la medida de las huellas que aparecen en la Fig. 1.9 y mediante la recta de calibración podremos estimar el tamaño de cada uno de los granizos que golpearon la placa.

El proceso de medida de las huellas ha pasado por diferentes etapas desde los métodos iniciales, en los que un operario medía las huellas una a una con una regla o calibre e iba apuntando el resultado en un cuaderno (ANELFA, 1990), hasta los métodos actuales, basados en programas informáticos de identificación de formas que actúan sobre las imágenes digitalizadas de los granizómetros y extraen y almacenan en un fichero el dato del tamaño del granizo que produjo cada huella (Palencia et al., 2007).

1.3.5 Obtención de parámetros y espectro de tamaños

Por medio de la medida de las huellas de un granizómetro es posible obtener unos parámetros tan interesantes como el tamaño del granizo, la

cantidad de piedras que se han registrado por metro cuadrado, la masa de hielo y la energía cinética del granizo por unidad de superficie (Fraile et al., 1999). De entre estos parámetros destacan por su importancia, como indicadores de la intensidad de la granizada, la cantidad de piedras de granizo y la energía.

También hay otras variables que pueden extraerse del granizómetro directa o indirectamente. Como ejemplo inmediato está el tamaño máximo de las piedras de granizo que han incidido sobre el granizómetro, que da idea de la intensidad de las corrientes ascensionales que han debido mantener en suspensión tal objeto y del tiempo de permanencia del granizo en la célula convectiva (Cheng et al., 1985; Moore and Pino, 1990). Otros parámetros que pueden obtenerse son los que caracterizan al espectro de tamaños: suponiendo que la distribución de tamaños de granizo sigue una forma exponencial (Marshall and Palmer, 1948) el parámetro es λ , y si sigue una distribución gamma (Smith, 2003) existe un parámetro de forma α y otro de escala β (si no tenemos en cuenta el número de piedras de granizo o el parámetro de concentración). Más concretamente, las funciones densidad de probabilidad son:

- la función exponencial $f_e(x) = \lambda \exp(-\lambda x)$

- y la función gamma $f_g(x) = \frac{\beta^\alpha \cdot x^{\alpha-1} \exp(-\beta x)}{\Gamma(\alpha)}$

El cálculo de estos parámetros no es una cuestión menor (Fraile and García-Ortega, 2005); es necesario ajustar bien los resultados, pues en algunos casos de su valor depende que dos muestras puedan ser consideradas procedentes o no de la misma población (Dessens and Fraile, 1994; Dessens et al., 2001).

Desde el punto de vista de los estudios climáticos, señalaremos también que es recomendable analizar todos estos parámetros que hemos descrito y observar su variación temporal. A partir de ahí, puede hacerse una climatología del granizo que incluya la frecuencia con que se produce un determinado evento o su período de retorno (Fraile et al., 2003a).

1.4 Climatología de la zona de estudio

Pretendemos abordar aquí la climatología del área de estudio utilizada en los capítulos 4, 5, y 6. La zona objeto de estudio (Fig. 1.10) se ubica en la llanura de la región *Friuli-Venezia-Giulia* (en adelante, *FVG*). *FVG* es una región situada al nordeste de Italia, caracterizada por una orografía compleja (Giaiotti et al., 2003): la parte norte es montañosa (dentro de los Alpes, donde el pico más alto de la zona se eleva a unos 3000 m), la zona sur limita con el mar Adriático y es

principalmente llana con un montón de lagunas interconectadas entre sí. Por último, hay un gran número de colinas en la zona nordeste, limitando con Eslovenia. En la Fig. 1.10 se ofrece: a) un mapa de Italia, señalando en color verde la región *FVG*, y b) la distribución de superficie de cada una de las zonas. En dicha figura se indica que hay un 42.5 % de zona montañosa, un 38.1 % de llanura y un 19.3 % de zonas con pequeñas colinas. En las Fig. 1.11 y Fig. 1.12 se muestran dos fotografías donde se aprecian los fuertes contrastes que existen entre la zona montañosa del norte y las llanuras del sur.

La región de *Friuli-Venezia-Giulia* tiene un clima templado. Sin embargo, debido a la diversidad del terreno, varía considerablemente de una región a otra. Al encontrarse limítrofe con los Alpes en la parte norte, la región se ve expuesta a masas de aire desde el este y el oeste. La región recibe también el *siroco* meridional del mar Adriático, que lleva intensa lluvia. El clima es continental alpino en las zonas montañosas, mientras que, en algunos lugares, a menudo se pueden encontrar las temperaturas invernales más frías de Italia. A lo largo de la costa el clima es suave y agradable.

Fig. 1.10. a) Mapa de Italia en el que se indica la región *Friuli-Venezia-Giulia* en color verde. b) Altimetría (%) y superficie (en hectáreas) de las 3 zonas de la región *FVG*, diferenciando entre la zona de montañas, la de colinas y la llanura.

Fig. 1.11. Alpes Carnianos en la zona montañosa al noroeste de FVG.

Fig. 1.12. Al sur, limitando con el mar Adriático, en la zona llana de FVG, se encuentran las lagunas del Grado.

Trieste registra las menores diferencias de temperatura entre el invierno y el verano y entre el día y la noche. La meseta del Carso o *Kras* (limitando con Eslovenia) tiene su propio tiempo y clima, influido principalmente durante el otoño y el invierno, por masas de aire frío que vienen del noreste. Estas generan un rasgo muy especial del clima local: el viento de dirección noreste *bora*, que sopla sobre el golfo de Trieste con ráfagas que ocasionalmente superan velocidades de 150 km/h. El viento *bora* es frío y seco y se debe a la formación de un ciclón estacional en el mar Mediterráneo. Sopla en ráfagas y es más fuerte cuando una zona de alta presión polar se asienta sobre las montañas cubiertas de nieve y una calmada zona de baja presión queda más al sur sobre el Adriático, de clima más templado.

Por otro lado, en la zona que limita con los Alpes, es frecuente que se produzca el *efecto foehn*. Este fenómeno se produce cuando una masa de aire en movimiento se encuentra con una barrera montañosa que le obliga a elevarse y, por tanto, a enfriarse. Si el enfriamiento es suficiente, se produce la condensación, la formación de las nubes y la precipitación. Esto sucede en la ladera expuesta al viento o de *barlovento*, con lo cual en la masa de aire se reduce la cantidad de agua para el posterior descenso por *sotavento*. Cuando éste se inicia, el aire comienza a calentarse produciéndose la evaporación de las gotitas nubosas, pero la masa de aire tiene menos cantidad de agua que en el ascenso y no puede contrarrestar dicho calentamiento, esto provoca que la base de la nube a sotavento esté más alta que a barlovento. Cuando se produce el *efecto foehn* aparecen algunos signos muy característicos: 1) la nubosidad se estanca en la vertiente de *barlovento* y se deshace enseguida al pasar la montaña; 2) la zona de *sotavento* estará despejada con una atmósfera muy limpia y seca y, por último, 3) la formación de nubes con aspecto lenticular que se observan mas o menos paralelas a la cordillera.

Giaiotti et al. (2003), describen las causas de aparición del granizo en la región de FVG, a partir de un análisis sinóptico y un análisis mesoescalar de la zona. Analizando la distribución espacial del número total de días de granizo en la región FVG, Giaiotti et al (2003) llegaron a la conclusión de que se podían distinguir 3 áreas diferentes en dicha región (Fig. 1.13): las *Colinas del Nordeste* (zona A), las *Estribaciones del Oeste*, es decir, el conjunto de laderas y montañas laterales que se derivan de la cordillera de los Alpes (zona B), y por último la *Llanura del Sudeste* (zona C).

La zona A (colinas que limitan con Eslovenia) tiene una precipitación media de 3000 mm/ año, siendo una de las zonas mas lluviosas de Europa. De acuerdo con Giaiotti and Stel (2003), la mayoría del granizo que cae en la zona está asociada con tormentas inducidas por el ascenso orográfico. Esto es, el aire

húmedo al encontrarse con una montaña, es obligado a ascender. En el ascenso el aire se enfría hasta alcanzar el punto de saturación del vapor de agua y una humedad relativa del 100%, lo que origina la precipitación, ya sea de lluvia o de granizo dependiendo de la temperatura del entorno.

La *zona B*, cercana a los Alpes, está a 10 ó 20 km al este de la cima de montañas con una pendiente del 30%. Los episodios de granizo son a menudo asociados a un frente frío, proveniente del noroeste y retrasado por los Alpes. Cuando el frente frío es ralentizado en los niveles bajos, se forma una zona de convergencia en el lado de *sotavento* de la barrera, mientras que la advección fría en altura aumenta la inestabilidad atmosférica en la zona llana de *FVG*. La convergencia, en el lado de *sotavento*, de corrientes de aire húmedas y cálidas en los niveles bajos, favorece la convección necesaria para el crecimiento del granizo. El granizo no suele precipitar en el lugar donde ha comenzado a formarse, sino cuando ha alcanzado su madurez, esto es, después de haber recorrido cierta distancia. Por eso precipitará o bien en la *zona B*, o por el contrario, sobre los Alpes (Giaiotti et al., 2003). Hay que advertir que si los frentes pasan por encima de los Alpes, el granizo generalmente no es detectado por observadores meteorológicos o mediante granizómetros.

Fig. 1.13. Mapa de la frecuencia de precipitación de granizo para *Friuli-Venezia-Giulia*, donde se indican tres zonas claramente diferenciadas con máximos en las precipitaciones. *Zona A*: Colinas del Nordeste; *zona B*: Estribaciones del Oeste; *zona C*: llanura del Sudeste (Giaiotti et al., 2003).

La *zona C* de la figura Fig. 1.13 (las llanuras del sudeste) está a 5 km al norte de las lagunas del Grado (Fig. 1.12) y a 15 km al sudoeste de las colinas del Carso. El análisis mesoescalar de los días de granizo muestra que en esta zona el granizo se produce muy a menudo cuando hay advección de frentes fríos en altura, lo cual aumenta la inestabilidad atmosférica en la región. Por otro lado, los frentes fríos de aire en niveles bajos que evitan los Alpes moviéndose hacia el este, entran entonces por el nordeste de la llanura FVG, soplando a través de la clásica ruta del viento *bora*. Cuando esto ocurre, la convergencia producida sobre la zona por un frente húmedo y caliente hacia el sudoeste y por un viento frío hacia el nordeste, pueden provocar la formación de piedras de granizo.

Otros aspectos de la zona de estudio, más relacionados con la red de sensores de granizo, se ofrecen en la sección 6.2 de esta memoria.

1.5 Objetivos

Los principales objetivos del trabajo que aquí se presenta son:

- 1) Realizar un estudio bibliométrico sobre las publicaciones dedicadas a la medida del granizo y el uso del granizómetro.
- 2) Analizar las posibles incertidumbres en la medida del granizo generadas en diferentes procesos de calibración del granizómetro.
- 3) Estudiar la incertidumbre generada en la medida del granizo por el solapamiento de las huellas en un granizómetro, y elaborar un modelo para corregir el efecto del solapamiento.
- 4) Examinar cómo influye en la distribución de tamaños el hecho de agrupar los datos de los tamaños de granizo en clases discretas.
- 5) Predecir el tamaño máximo de granizo que alcanza el suelo a partir de variables meteorológicas.

El desarrollo de estos objetivos y la exposición de los aspectos más relevantes, así como su localización en esta memoria se detallan en la siguiente sección.

1.6 Estructura de esta memoria

El desarrollo de la presente memoria, sigue la siguiente estructura. En primer lugar, en el *capítulo 2*, titulado *Investigación con redes de granizómetros*, se ha hecho un estudio bibliográfico acerca del uso del granizómetro en las

diferentes redes mundiales. También se ha hecho un análisis bibliométrico de las revistas en las que se han publicado los principales resultados de la investigación con granizómetros y que están recogidos en revistas indexadas en el *JCR (Journal Citation Report)*. Los principales resultados de esta investigación han sido recogidos en la revista *Atmospheric Research* (Palencia et al., 2009).

Una vez analizado el impacto que ha tenido el uso del granizómetro en diferentes redes mundiales, en el *capítulo 3*, denominado *Incertidumbre en el proceso de calibración*, se ha procedido a revisar las incertidumbres relativas al proceso de calibración de un granizómetro. Para ello, se han comparado dos métodos de calibración seguidos en dos países europeos (Francia y España), y se han analizado las diferentes ventajas e inconvenientes de ambos métodos. Además, se ha hecho un estudio detallado del grado de precisión que se puede obtener en cada una de las calibraciones, así como de las posibles incertidumbres asociadas a dichas calibraciones. Los principales resultados han sido posteriormente publicados en la revista *Atmospheric Research* (Palencia et al., 2007).

Una vez abordado el proceso de calibración y descrito el proceso de medida de un granizómetro, pasaremos a estudiar las posibles incertidumbres involucradas en el proceso de medida del granizo que llega al suelo. Comenzaremos por un fenómeno con el que habitualmente nos encontramos cuando las granizadas han sido especialmente intensas y, por tanto, el granizómetro tiene muchas huellas solapadas entre sí. Este será el tema que se abordará en el *capítulo 4* denominado *Incertidumbre por solapamiento*. Para realizar este estudio hemos ideado una simulación informática de huellas distribuidas aleatoriamente sobre un granizómetro. Posteriormente, dichos granizómetros simulados se han medido siguiendo los procedimientos habituales de medida (descritos en el *Anexo*) y los resultados obtenidos se han comparado con los datos originales de partida. De esta manera, se estima la incertidumbre debida al proceso de solapamiento de huellas. Por último, se calculan una serie de correcciones que deberían aplicarse a granizómetros en los que se haya producido solapamiento de huellas. Los resultados de este capítulo se publicarán próximamente en la revista *Journal of Applied Meteorology and Climatology* (Palencia et al., 2011).

Otra de las dificultades que surgen cuando se aborda el estudio de series temporales de datos, es la forma en que se han recogido y almacenado dichos datos. Así, por ejemplo, aunque en la actualidad existen suficientes medios para calcular y almacenar los datos de la medida de cada una de las huellas de granizo que impactan sobre un granizómetro, en el pasado no siempre ha ocurrido así. En muchas situaciones nos encontramos que en la base de datos

que se utiliza únicamente se dispone de los tamaños de los hidrometeoros agrupados en clases discretas, con un intervalo de 1 ó 2 mm entre un grupo y otro. Por este motivo, el *capítulo 5* denominado *Efecto de la discretización*, abordamos este estudio y la incertidumbre asociada a dicho proceso. El principal objetivo de este estudio es presentar un método de cálculo de λ (basado en el método de los momentos) para estos casos, calcular el error que se puede cometer por el simple hecho de tener los datos agrupados en clases, y tratar de reducir el error. Los resultados de este capítulo han sido publicados en la revista *Atmospheric Research* (Fraile et al., 2009).

En el *capítulo 6* abordamos una aplicación práctica de los datos medidos por un granizómetro. Se trata de predecir el mayor tamaño de granizo que pueda precipitar en el suelo a partir del estudio de las diferentes variables meteorológicas aportadas por un radiosondeo en la zona. Además de las variables habitualmente utilizadas en la predicción, hemos añadido una nueva variable obtenida a partir de la diferencia de presión en superficie en las últimas 12 horas. Los resultados principales de esta investigación han sido recogidos en una publicación en la revista *Atmospheric Research* (Palencia et al., 2010).

Se dedica el *capítulo 7* a una discusión general y a las conclusiones más significativas obtenidas a lo largo de todo el desarrollo de esta tesis doctoral. Se incluyen también una serie de recomendaciones futuras.

Por último, para finalizar esta memoria, se incluye un *Anexo* con los protocolos habituales para la medida del granizo con granizómetros, y la lista de tablas y figuras.

Respecto a la notación utilizada, hemos preferido usar la notación científica internacional en vez de la que habitualmente se utiliza en castellano. Esto es, en todo el texto, como separador decimal se usará el *punto* en vez de la *coma*, excepto en la Fig. 1.10, que se ha utilizado el punto como separador de millares. Además, en las referencias bibliográficas, cuando se trate de dos autores se ha preferido usar la palabra inglesa *and* en vez de *y*.

1.7 Bibliografía

- ANELFA, 1990. Historique de l'ANELFA. *Anual brochure*.
- Ceperuelo, M., 2008. Identificación y caracterización del granizo mediante el radar meteorológico. Modelos de predicción del ciclo de vida de las células convectivas. Tesis doctoral, Barcelona, 232 pp.
- Ceperuelo, M., Rigo, T., Llasat, M.C. and Sánchez, J.L., 2009. Improving hail identification in the Ebro Valley region using radar observations: Probability equations and warning thresholds. *Atmos. Res.* **93**, 474-482.

- Changnon, S.A., 1969. Hail measurement techniques for evaluating suppression projects. *J. Appl. Meteorol.* **8**, 596-603.
- Cheng, L., English, M. and Wong, R., 1985. Hailstone size distributions and their relationship to storm thermodynamics. *J. Clim. Appl. Meteorol.* **24**, 1059-1067.
- Collino, E., Bonelli, P. and Gilli, L., 2009. ST-AR (STorm-ARchive): A project developed to assess the ground effects of severe convective storms in the Po Valley. *Atmos. Res.* **93**, 483-489.
- Conway, J.W. and Zrníc, D.S., 1993. A study of embryo production and hail growth using dual-Doppler and multiparameter radars. *Mon. Wea. Rev.* **121**, 2511-2528.
- Dalezios, N.R., Sioutas, M.V. and Karacostas, T.S., 1991. A systematic hailpad calibration procedure for operational hail suppression in Greece. *Meteor. Atmos. Phys.* **45**, 101-111.
- Dalezios, N.R., Loukas, A. and Bampzelis, D., 2002. Universal kriging of hail impact energy in Greece. *Phys. Chem. Earth* **27**, 1039-1043.
- Davis, W.A. and Tsang, N., 1975. Automatic measurement of hailpad impressions. *Proc. 4th Man-Computer Communications Conf.*, Ottawa, 5.1 -5.11.
- Dessens, J. and Fraile, R., 1994. Hailstone size distributions in southwestern France. *Atmos. Res.* **33**, 57-73.
- Dessens, J., 1995. Severe convective weather in the context of a nighttime global warming. *Geophys. Res. Lett.* **22**, 1241-1244.
- Dessens, J., Fraile, R., Pont, V. and Sánchez, J.L., 2001. Day-of-the-week variability of hail in southwestern France. *Atmos. Res.* **59-60**, 63-76.
- Dessens, J., Berthet, C. and Sanchez, J.L., 2007. A point hailfall classification based on hailpad measurements: The ANELFA scale. *Atmos. Res.* **83**, 132-139.
- Foote, G.B., 1984. A study of hail growth utilizing observed storm conditions. *J. Appl. Meteorol.* **23**, 84-101.
- Fraile, R., Castro, A. and Sánchez, J.L., 1992. Analysis of hailstone size distributions from a hailpad network. *Atmos. Res.* **28**, 311-326.
- Fraile, R., Sánchez, J.L., de la Madrid, J.L., Castro, A. and Marcos, J.L., 1999. Some results from the hailpad network in Leon (Spain): noteworthy correlations among hailfall parameters. *Theor. Appl. Climatol.* **64**, 105-117.
- Fraile, R., Berthet, C., Dessens, J. and Sánchez, J.L., 2003a. Return periods of severe hailfalls computed from hailpad data. *Atmospheric Research* **67-68**, 189-202.
- Fraile, R., Castro, A., López, L., Sánchez, J.L. and Palencia, C., 2003b. The influence of melting on hailstone size distribution. *Atmos. Res.* **67-68**, 203-213.
- Fraile, R., López, L., Palencia, C. and Castro, A., 2004. Hailstone size distribution and dent overlap in hailpads. *Proc. 14th Int. Conf. on Clouds and Precipitation. I.C.C.P. and I.A.M.A.S.*, Bologna, 763-766.
- Fraile, R. and García-Ortega, E., 2005. Fitting an exponential distribution. *J. Appl. Meteorol.* **44**, 1620-1625.
- Fraile, R., Palencia, C., Castro, A., Giaiotti, D. and Stel, F., 2009. Fitting an exponential distribution: effect of discretization. *Atmos. Res.* **93**, 636-640.
- García-Ortega, E., Fita, L., Romero, R., López, L., Ramis, C. and Sánchez, J.L., 2007. Numerical simulation and sensitivity study of a severe hailstorm in northeast Spain. *Atmos. Res.* **83**, 225-241.
- García-Ortega, E., López, L. and Sánchez, J.L., 2009. Diagnosis and sensitivity study of two severe storm events in the Southeastern Andes. *Atmos. Res.* **93**, 161-178.

- Giaiotti, D., Giancesini, E. and Stel, F., 2001. Heuristic considerations pertaining to hailstone size distributions in the plain of Friuli-Venezia Giulia. *Atmos. Res.* **57**, 269-288.
- Giaiotti, D., Nordio, S. and Stel, F., 2003. The climatology of hail in the plain of Friuli Venezia Giulia. *Atmos. Res.* **67-8**, 247-259.
- Giaiotti, D.B. and Stel, F., 2006. The effects of environmental water vapor on hailstone size distributions. *Atmos. Res.* **82**, 455-462.
- Glickman, T.S. and American Meteorology Society, 2000. *Glossary of meteorology*. American Meteorological Society, Boston (Massachusetts). 855 pp.
- Hohl, R., Schiesser, H.H. and Aller, D., 2002a. Hailfall: the relationship between radar-derived hail kinetic energy and hail damage to buildings. *Atmos. Res.* **63**, 177-207.
- Hohl, R., Schiesser, H.H. and Knepper, I., 2002b. The use of weather radars to estimate hail damage to automobiles: an exploratory study in Switzerland. *Atmos. Res.* **61**, 215-238.
- Huggins, A., Crow, E.L. and Long, A.B., 1980. Errors in hailpad data reduction. *J. Appl. Meteorol.* **19**, 733-747.
- Huschke, R.E., 1959. *Glossary of Meteorology*. American Meteorological Society (AMS), Boston (Massachusetts). 638 pp.
- Johns, R.H. and Doswell, C.A., 1992. Severe local storms forecasting. *Wea. Forecasting* **7**, 588-612.
- Knight, C.A. and Knight, N.C., 2001. Hailstorms. In *Severe Convective Storms. Meteor. Monogr.*, Amer. Meteor. Soc., 223-254.
- Knight, N.C., 1981. The climatology of hailstone embryos. *J. Appl. Meteorol.* **20**, 750-755.
- Long, A.B., Matson, R.J. and Crow, E.L., 1980. The hailpad - materials, data reduction and calibration. *J. Appl. Meteorol.* **19**, 1300-1313.
- López, L., Marcos, J.L., Sánchez, J.L., Castro, A. and Fraile, R., 2001. CAPE values and hailstorms on northwestern Spain. *Atmos. Res.* **56**, 147-160.
- López, L., 2003. Convección atmosférica severa: pronóstico e identificación de tormentas con granizo. Tesis doctoral, Universidad de León, 207 pp.
- López, L., García-Ortega, E. and Sánchez, J.L., 2007. A short-term forecast model for hail. *Atmos. Res.* **83**, 176-184.
- López, L. and Sánchez, J.L., 2009. Discriminant methods for radar detection of hail. *Atmos. Res.* **93**, 358-368.
- Lozowski, E.P., Erb, R., Wojtiw, L., Wong, M., Strong, G.S., Matson, R., Long, A., Vento, D. and Admirat, P., 1978. The hail sensor intercomparison experiment. *Atmos. Ocean* **16**, 94-106.
- Lozowski, E.P. and Strong, G.S., 1978. On the calibration of hailpads. *J. Appl. Meteorol.* **17**, 521-528.
- Makitov, V., 2007. Radar measurements of integral parameters of hailstorms used on hail suppression projects. *Atmos. Res.* **83**, 380-388.
- Marshall, J.S. and Palmer, W.M., 1948. The distribution of raindrops with size. *J. Meteorol.* **5**, 165-166.
- Moore, J.T. and Pino, J.P., 1990. An interactive method for estimating maximum hailstone size from forecast soundings. *Wea. Forecasting* **5**, 508-525.
- Nelson, S.P., 1987. The hybrid multicellular-supercellular storm--an efficient hail producer. Part II. General characteristics and implications for hail growth. *J. Atmos. Sci.* **44**, 2060-2073.

- Palencia, C., Berthet, C., Massot, M., Castro, A., Dessens, J. and Fraile, R., 2007. On the individual calibration of hailpads. *Atmos. Res.* **83**, 493-504.
- Palencia, C., Castro, A., Giaioti, D., Stel, F., Vinet, F. and Fraile, R., 2009. Hailpad-based research: A bibliometric review. *Atmos. Res.* **93**, 664-670.
- Palencia, C., Giaioti, D., Stel, F., Castro, A. and Fraile, R., 2010. Maximum hailstone size: relationship with meteorological variables. *Atmos. Res.* **96**, 256-265.
- Palencia, C., Castro, A., Giaioti, D., Stel, F. and Fraile, R., 2011. Dent overlap in hailpads: Error estimation and measurement correction. *J. Appl. Meteor. Climatol.* **50**, 1073-1087.
- Parker, M.D., Ratcliffe, I.C. and Henebry, G.M., 2005. The July 2003 Dakota hailswaths: Creation, characteristics, and possible impacts. *Mon. Wea. Rev.* **133**, 1241-1260.
- Pocakal, D., Vecenaj, Z. and Stalec, J., 2009. Hail characteristics of different regions in continental part of Croatia based on influence of orography. *Atmos. Res.* **93**, 516-525.
- Prieto, R., Gimeno, L., García, R., Herrera, R., Hernández, E. and Ribera, P., 1999. Interannual variability of hail-days in the Andes region since 1885. *Earth Planet. Sci. Lett.* **171**, 503-509.
- Pruppacher, H.R. and Klett, J.D., 1997. *Microphysics of clouds and precipitation*, 2 ed. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht (The Netherlands). 954 pp.
- Pujol, O., Mesnard, F., Costes, C., Sauvageot, H., Bon, N. and Artis, J.-P., 2009. Simulations of X band thunderstorm airborne radar observations. *Atmos. Res.* **93**, 310-316.
- Putsay, M., Szenyán, I. and Simon, A., 2009. Case study of mesoscale convective systems over Hungary on 29 June 2006 with satellite, radar and lightning data. *Atmos. Res.* **93**, 82-92.
- Rogers, R.R., 1977. *Física de las nubes*. Ed. Reverté, Barcelona (España). 248 pp.
- San Ambrosio, I., Martín, F. and Elizaga, F., 2007. Development and behaviour of a radar-based operational tool for hailstorms identification. *Atmos. Res.* **83**, 306-314.
- Sánchez, J.L., Fraile, R., de la Madrid, J.L., de la Fuente, M.T., Rodríguez, P. and Castro, A., 1996. Crop damage: the hail size factor. *J. Appl. Meteorol.* **35**, 1535-1541.
- Sánchez, J.L., Gil-Robles, B., Dessens, J., Martin, E., López, L., Marcos, J.L., Berthet, C., Fernández, J.T. and García-Ortega, E., 2009a. Characterization of hailstone size spectra in hailpad networks in France, Spain, and Argentina. *Atmos. Res.* **93**, 641-654.
- Sánchez, J.L., Marcos, J.L., Dessens, J., López, L., Bustos, C. and García-Ortega, E., 2009b. Assessing sounding-derived parameters as storm predictors in different latitudes. *Atmos. Res.* **93**, 446-456.
- Schleusener, R.A. and Jennings, P.C., 1960. An energy method for relative estimates of hail intensity. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* **41**, 372-376.
- Schuster, S.S., Blong, R.J. and McAneney, K.J., 2006. Relationship between radar-derived hail kinetic energy and damage to insured buildings for severe hailstorms in Eastern Australia. *Atmos. Res.* **81**, 215-235.
- Segele, Z.T., Stensrud, D.J., Ratcliffe, I.C. and Henebry, G.M., 2005. Influence of a hailstreak on boundary layer evolution. *Mon. Wea. Rev.* **133**, 942-960.
- Sioutas, M., Meaden, T. and Webb, J.D.C., 2009. Hail frequency, distribution and intensity in Northern Greece. *Atmos. Res.* **93**, 526-533.
- Smith, P.L. and Waldvogel, A., 1989. On determinations of maximum hailstone sizes from hailpad observations. *J. Appl. Meteorol.* **28**, 71-76.

- Smith, P.L., 2003. Raindrop size distributions: exponential or gamma - Does the difference matter? *J. Appl. Meteorol.* **42**, 1031-1034.
- Towery, N.G. and Changnon, S.A., Jr., 1974. A review of surface hail sensors. *Journal of Weather Modification* **6**, 304-317.
- Towery, N.G., Changnon, S.A., Jr. and Morgan, G.M., Jr., 1976. A review of hail-measuring instruments. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* **57**, 1132-1213.
- Vento, D., 1976. The hailpad calibration for Italian hail damage documentation. *J. Appl. Meteorol.* **15**, 1018-1022.
- Vinet, F., 2001. Climatology of hail in France. *Atmos. Res.* **56**, 309-323.
- WMO, 1992. *International Meteorological Vocabulary*. WMO, Geneva, Switzerland. 784 pp.

2

INVESTIGACIÓN CON REDES DE GRANIZÓMETROS

2.1 Antecedentes

El interés humano por los fenómenos atmosféricos es tan antiguo como la propia humanidad. Ese interés crece en la medida en que el fenómeno afecta a la vida corriente de las personas, como se ha demostrado en los últimos años por la presencia, en cierto modo inesperada, de fenómenos meteorológicos extremos cada vez más frecuentes.

La atención que la humanidad ha dedicado siempre al granizo se debe a que puede ser causa de enormes daños en la producción agraria, en los demás bienes materiales e incluso en la propia salud de las personas. Desde la séptima plaga que describe el libro del Génesis hasta las granizadas que han afectado,

por ejemplo, a los corredores de una conocida carrera ciclista internacional (Tour de Suiza, 21 junio 2007), el granizo no ha dejado de estar presente en algunas de las actividades humanas, con resultados casi siempre negativos para los intereses de las personas (Soubiran, 2003).

Son estas consecuencias nocivas las que han llevado a la humanidad a idear métodos y actuaciones de modificación de tiempo atmosférico para tratar de paliar los daños por granizo. Desde finales del siglo XIX, los proyectos de lucha antigranizo han impulsado en gran medida el conocimiento de la formación y la precipitación de las piedras de granizo (Nicholas, 1977; ANELFA, 1990). Sin embargo, no será hasta entrado el siglo XX, con la utilización del radar (Austin and Bemis, 1950; Atlas, 1954; Jones, 1956), cuando se ha comenzado a estudiar la evolución de las piedras de granizo en el interior de la nube. Así por ejemplo, se utilizan redes de observadores voluntarios tanto en estudios de radar sobre precipitación (Donaldson, 1990) como en los trabajos iniciales sobre la climatología del granizo (Changnon, 1969). También en ese siglo se han sistematizado los métodos de observación para caracterizar las piedras de granizo que llegan al suelo (Towery et al., 1976), que para muchos investigadores es tan interesante como cualquier observación remota en el interior de la nube.

Ya en la segunda mitad del siglo XX, la necesidad de contar con unos datos del granizo más objetivos que los procedentes de las redes de observadores voluntarios, condujo al diseño y la utilización del granizómetro (Schleusener and Jennings, 1960); un invento de concepción casi pueril, tan curioso como útil en la caracterización de los parámetros físicos de las piedras de granizo. Resulta sorprendente que desde su creación, ya mediado el siglo XX, la comunidad científica lo ha ido utilizando cada vez más, con muy pocas innovaciones respecto a su diseño inicial, extrayendo toda la información posible de las piedras de granizo que llegan a impactar sobre él.

Para tratar de valorar el interés de los científicos por este sencillo instrumento de medida, se presenta este capítulo, que indaga en los recursos bibliográficos existentes. De todos es conocido que los resultados científicos más interesantes se suelen plasmar en artículos publicados en las revistas especializadas que incorporan en su edición el proceso de revisión por pares (*peer review*). Una de las bases de datos más reconocidas a nivel mundial entre los científicos es la base de datos *Web of Science*, del *Institute for Scientific Information (ISI)*, publicado por *Thomson Reuters*®, con varios miles de revistas indexadas. Por ello, hemos utilizado esa base de datos para indagar entre las publicaciones de investigación sobre el granizo que se basan en el uso de granizómetros.

2.2 Estudio bibliométrico de las publicaciones sobre el granizómetro

2.2.1 Introducción al estudio bibliométrico

Una parte importante en cualquier trabajo de investigación es la consulta de bibliografía actualizada sobre el tema que se pretende desarrollar. Así, la sección de referencias bibliográficas recoge los trabajos anteriores que el autor cita como precedentes de su propio trabajo. Y, por otro lado, fruto del trabajo del investigador, aparecerán los principales resultados de dicha investigación en nuevos artículos científicos. Por ello, consideramos que es importante analizar cuáles son las principales revistas donde se publican los resultados de nuestro campo científico, tanto para poder acudir a su consulta como para poder priorizar dónde interesa publicar, si se quieren compartir con el resto de la comunidad científica los resultados de la investigación.

En las últimas décadas, el análisis de citas se ha convertido en un instrumento de gran ayuda no sólo a sociólogos, filósofos e historiadores de la ciencia, sino también al mismo investigador, que es capaz de analizar las modas y tendencias científicas y evaluar sus consecuencias en la propia labor de investigación.

El estudio bibliométrico que presentamos aquí no quiere ser un análisis exhaustivo. Pretende simplemente analizar la situación en el momento presente sobre la investigación en la medida del granizo mediante granizómetros. Por eso, trataremos sólo superficialmente los aspectos relativos a los indicadores bibliométricos, de modo que puedan ser comprendidos por cualquier científico y no sólo por expertos en bibliometría.

Quizá el indicador bibliométrico que más ha sido utilizado en los últimos años es el *factor de impacto*. Este indicador fue ideado en los años 60 por Eugene Garfield, presidente del *ISI* (Ferreiro and Ugena, 1992).

El factor de impacto de una revista determinada se calcula cada año mediante un cociente cuyo numerador es el número de veces que se citaron durante ese año los documentos que se publicaron en dicha revista en los dos años inmediatamente anteriores. El denominador es el número total de documentos citables publicados en esos dos años (Garfield, 1994; Moed and Van Leeuwen, 1995).

Aunque en un principio el factor de impacto fue un indicador de uso interno del *ISI*, desde el año 1975 el *ISI* empezó a publicar el volumen *Journal of Citation Reports (JCR)* como parte del *Science Citation Index (SCI)* y del *Social*

Science Citation Index (SSCI) (Garfield, 1994). Con el uso del factor de impacto se intenta normalizar el número de citas que recibe una revista determinada refiriéndolo al número de artículos publicados por dicha revista. De esta manera se tiene en cuenta el tamaño de las revistas y se evita que dominen las revistas que publican más artículos, dado que éstas tienden a ser también las más citadas.

2.2.2 Estudio bibliométrico sobre el granizómetro

La investigación que se ha desarrollado con granizómetros ha cristalizado en varios estudios publicados en revistas de ámbito internacional. Sus contenidos suelen ser difundidos gracias a que están indexadas en diferentes bases de datos, accesibles a la comunidad científica.

De entre las bases de datos bibliográficas, hemos utilizado una de las que tienen más prestigio internacional: la *Web of Science*® del *ISI Web of Knowledge* (en adelante, WOS) publicada por *Thomson Reuters*®.

De los más de $3 \cdot 10^7$ documentos científicos que maneja el *Science Citation Index Expanded* (SCI-EXPANDED), desde 1945 hasta la actualidad, el buscador localizó 48 que contuviesen la palabra *hailpad**, donde el asterisco sustituye a cualquier letra o grupo de letras (esto se hizo principalmente para incluir el plural). La base de datos realiza la búsqueda en título, resumen y palabras clave. La búsqueda bibliográfica se hizo el 1 de marzo de 2011. De los 48 documentos encontrados:

- 37 fueron clasificados como artículos,
- 5 resúmenes,
- 4 notas y
- 2 cartas.

Estos documentos se han publicado en 10 revistas diferentes, pero destacan dos por su volumen de publicaciones:

- *Journal of Applied Meteorology*, editado por la American Meteorological Society, con 15 artículos publicados.
- *Atmospheric Research*, de Elsevier, con 20 artículos publicados.

2.2.3 Estudio geográfico

Se ha hecho un análisis geográfico sobre estos artículos, intentado buscar en qué zonas del planeta se han desarrollado trabajos de investigación científica

Tabla 2.1. Países con redes o estudios con granizómetros citados en la base de datos Web of Science.

Países	Nº documentos	Año primer documento
Italia	6	1976
Canadá	3	1977
Suiza	6	1978
Francia	10	1978
Estados Unidos (Colorado & Nebraska)	5	1979
Hungría	6	1983
Nueva Zelanda	1	1990
Grecia	2	1991
España	9	1996
Bulgaria	1	1996
Croacia	1	2003
Argentina	1	2007

Las primeras redes de granizómetros se encuentran en Europa Central (Francia, Italia y Suiza), Canadá y Estados Unidos. Posteriormente se ha extendido el estudio al resto de Europa (España, Hungría, Grecia, Bulgaria, Croacia) y a otros continentes como Oceanía (Nueva Zelanda) y Sudamérica (Argentina).

Los países que han publicado más resultados en las revistas indexadas en las bases de datos anteriormente citadas, son Francia, España e Italia, países con una importante producción agrícola, que se ve muy afectada por el daño que el granizo provoca en sus cultivos y que ha motivado la instalación de redes de granizómetros asociados a proyectos de investigación relacionados con la lucha antigranizo. A cierta distancia se encuentran Suiza, Grecia y Hungría en Europa, así como Estados Unidos y Canadá.

2.2.4 Evolución de la investigación

Es interesante analizar cómo ha evolucionado la investigación con el uso de los granizómetros. Para ello se ha representado el número de documentos publicados sobre granizómetros cada año (Fig. 2.2) y en cada década desde los años 70 (Fig. 2.3). Destacaremos varios aspectos:

- La década inicial (1971-1980) supone un comienzo impetuoso del estudio del granizo con granizómetros: se publican 10 artículos en la base de datos. Es un número elevado, teniendo en cuenta que sólo se registraron publicaciones durante la segunda mitad de la década. Sin embargo, hay que hacer notar que de un artículo se publicaron unos *comentarios* y su correspondiente *respuesta*, lo que aumenta el número de documentos. Señalamos esta década como excepcional, sólo superada por la década actual.
- En la década siguiente (1981-1990) baja a 7 el número de publicaciones, para ir ascendiendo en décadas posteriores, tal y como puede observarse en el histograma de la Fig. 2.3.
- En el siguiente periodo (1991-2000) se produce un incremento en el número de documentos publicados, encontrándose 9 publicaciones, es decir, un par de documentos más que en la década anterior.
- También el último periodo de estudio (2001-2010) representado en la Fig. 2.3 es digno de una mención especial, ya que ha habido 22 publicaciones (el máximo en una década hasta ahora). Este hecho, unido a que es el periodo de mayor cantidad de publicaciones sobre granizómetros, nos lleva a prever un fuerte impulso en la investigación futura sobre este tema.

Fig. 2.2. Histograma anual del número de artículos sobre granizómetros.

Fig. 2.3. Histograma de la evolución del número de artículos publicados sobre granizómetros en cada década.

La tendencia creciente que marcan las publicaciones sobre el granizómetro coincide con la que ofrece el número de veces que han sido citados dichos documentos. En la Fig. 2.5 y en la Fig. 2.6 se indica el número de veces que han sido citados dichos artículos. En la Fig. 2.5 se realiza un histograma anual y en la Fig. 2.6 se analiza lo que ocurre por décadas. Estas gráficas podrían ser interpretadas como la importancia que tiene la investigación científica realizada con redes de granizómetros. Si estos documentos son cada vez más citados (y el aumento no es lineal, sino muy superior), significa que la comunidad científica dirige su mirada cada vez con más frecuencia a los resultados de la investigación con granizómetros, lo que es, ciertamente, esperanzador.

No es de extrañar esta evolución, teniendo en cuenta que el granizómetro es a la investigación sobre el granizo como el pluviómetro a la investigación sobre lluvia. Por mucho que se hagan estudios de predicción de precipitación e incluso estudios para conocer el estado de los hidrometeoros en el interior de las nubes, siempre será necesario conocer sus características cuando llegan al suelo, con el fin de poder contrastar cualquier modelo. Tanto el pluviómetro como el granizómetro van a ser los criterios últimos de validez de cualquier conjetura que pueda establecerse sobre precipitación, sea líquida o sólida.

Fig. 2.4. Evolución del número de artículos meteorológicos publicados en cada década.

Fig. 2.5. Histograma anual del número de citas.

Fig. 2.6. Histograma del número de citas en cada década.

2.2.5 Líneas de investigación

En este marco sobre la evolución de los trabajos con granizómetros y sobre los granizómetros, también merece la pena analizar brevemente los conceptos centrales de los documentos publicados:

- Una vez que el granizómetro ve la luz, se intenta demostrar su validez. La primera fase (que se corresponde con la década 1971-80) se dedica preferentemente a la presentación de diseños de los granizómetros (Long et al., 1980) y a la discusión sobre su utilidad (Huggins, 1979; Lozowski and Wojtiw, 1979). Se publican 6 documentos que tratan sobre calibración (Vento, 1976; Lozowski, 1977; Vento, 1977; Lozowski and Strong, 1978) y errores de medida con el granizómetro (Huggins et al., 1980; Long et al., 1980). También comienzan a aparecer los primeros trabajos sobre datos de granizómetros y radar (Waldvogel et al., 1978; Waldvogel, 1979)
- De 1981 a 1990 continúan los trabajos sobre los errores de medida con el granizómetro (Wirth et al., 1983; Bardsley, 1990) y emergen otros campos de investigación que tratan de profundizar en el apoyo

que supone el granizómetro en ciertos estudios. Por ejemplo, empiezan en esta década los trabajos que tratan de buscar relaciones entre lo que se observa en la nube y lo que se registra en el suelo. Así, podemos destacar 3 trabajos sobre la correlación con las medidas realizadas con el radar meteorológico (Waldvogel and Schmid, 1981; Wojtiw and Ewing, 1981; Husson et al., 1989). Y aparecen también algunos artículos sobre la aplicación del granizómetro en estudios sobre lucha antigranizo (Smith and Waldvogel, 1989; Mezeix, 1990), conducentes a justificar las actuaciones de modificación de tiempo atmosférico para atenuar el daño producido por el granizo: cuando los datos del daño no existen o no son rigurosos, se trata de evidenciar que se ha modificado algún parámetro físico del granizo, lo que puede medirse con redes de granizómetros.

- Entre 1991 y 2000 ya se definen con claridad las tres líneas de investigación actuales: por una parte, el apoyo instrumental a la modificación atmosférica, ya que se ve imprescindible contar con una red de granizómetros en cada proyecto de lucha antigranizo (Dalezios et al., 1991; Dennis et al., 1991; Sánchez et al., 1996; Simeonov, 1996; Dessens, 1998); por otra parte, los estudios climáticos, porque en algunas zonas ya se empieza a contar con una base de datos suficientemente amplia en cuanto a extensión de la red de granizómetros y en cuanto a duración de las series temporales (Houze et al., 1993; Fraile et al., 1999) y finalmente el estudio puramente meteorológico-instrumental, es decir, la relación con variables atmosféricas medidas con radares y radiosondeos, y la discusión sobre la validez y la precisión de las medidas realizadas con el granizómetro (Schmid et al., 1992; Nanni et al., 2000).
- La última década estudiada (2001-2010) se está caracterizando por la intensificación de la investigación con granizómetros. Pensemos que anteriormente el promedio de publicaciones estaba aproximadamente en algo menos de unos 10 documentos por década; pues bien, en esta década se supera un valor medio de dos documentos publicados por año. En cuanto a los temas, se sigue trabajando mayoritariamente en las tres líneas que se discutieron en el punto anterior: justificación de las actuaciones de modificación atmosférica (Dessens et al., 2001; Pocakal and Stalec, 2003), fuente de datos para estudios climáticos (Giaiotti et al., 2001; Vinet, 2001; Dalezios et al., 2002; Fraile et al., 2003a; Giaiotti et al., 2003; García-Ortega et al., 2009; Sánchez et al., 2009; Sioutas et al., 2009) y estudios meteorológico-instrumentales

(Fraile et al., 2003b; Giaiotti and Stel, 2006; Aran et al., 2007; Dessens et al., 2007; Makitov, 2007; Palencia et al., 2007; Mallafre et al., 2009; Palencia et al., 2010), predominando estas dos últimas líneas de investigación. También aparece un estudio teórico de errores en el cálculo del espectro de tamaños del granizo (Fraile et al., 2009) y una revisión bibliométrica sobre los artículos dedicados a granizómetros (Palencia et al., 2009)

2.2.6 Revistas

Para terminar este estudio bibliométrico, merece la pena analizar las revistas más interesadas por los artículos en los que se divulga la investigación realizada con granizómetros. Antes de presentar los resultados, hay que exponer inicialmente un par de cuestiones previas que influyen en los resultados del análisis bibliográfico.

En primer lugar, no todas las revistas se han incorporado en las mismas fechas a la base de datos del WOS. Por ejemplo, *Atmospheric Research* se empezó a indexar en el año 1994, cuando en años anteriores ya había publicado varios trabajos de investigación realizados con datos de granizómetros. Por lo tanto, los trabajos anteriores a esa fecha no se incluyen en los resultados que aquí expondremos.

En segundo lugar, algunas revistas han cambiado de nombre y la base de datos los considera como revistas diferentes antes y después del cambio. Esto no tiene excesiva importancia en el *Journal de Recherches Atmosphériques*, que ha pasado a llamarse *Atmospheric Research*, porque con el primer nombre nunca estuvo indexado en el WOS. Sin embargo, sí importa en el *Journal of Climate and Applied Meteorology* que en 1988 pasó a llamarse *Journal of Applied Meteorology* y, más recientemente, en 2006, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*.

Las revistas en las que se han publicado los 48 documentos sobre granizómetros se recogen en la Tabla 2.2. Para cada revista, se indican algunos parámetros de interés bibliométrico, como:

- el número de documentos sobre granizómetros publicados en esa revista (N_1);
- el número de veces que dichos artículos han sido citados (N_2);
- el cociente entre el número de citas y el número de documentos (N_2 / N_1);

- el promedio de documentos citados por año (N_3), calculado como el cociente entre el número de citas y el número de años transcurridos desde la publicación ($N_3 = N_2 / n^\circ \text{ años transcurridos}$);
- el número de veces (N_4) que cada revista aparece citada en la bibliografía de los 48 documentos encontrados. Por ejemplo, si se analizan las referencias que aparecen en cada uno de los artículos, *Journal of Applied Meteorology* aparece como referencia bibliográfica 155 veces, *Atmospheric Research* aparece 83 veces, etc...

En la Tabla 2.2 se observa que las revistas que han publicado más documentos sobre granizómetros son *Journal of Applied Meteorology* y *Atmospheric Research*, que han publicado el 70 % del total. Aunque no se incluye en la tabla, debemos decir que la primera revista publicó más documentos sobre granizómetros en épocas anteriores y que últimamente ha descendido el número de documentos¹, mientras que la segunda revista le ha tomado el relevo en cuanto a artículos sobre granizómetros.

Esas mismas revistas han publicado los documentos sobre granizómetros que han sido más citados. Estas dos revistas, junto con *Monthly Weather Review*, contienen el 90% de las 291 veces que dichos artículos han sido citados. También resulta llamativo que el artículo más citado sea uno del *Monthly Weather Review* (Houze et al., 1993), donde se ha publicado un solo artículo de este tema, pero se le ha citado 29 veces, lo que supone 1.7 citaciones cada año, que es superior a lo que ha sido citado cualquier otro documento.

Por otro lado, resulta curioso que en el *Bulletin of the American Meteorological Society* (una de las revistas con mayor factor de impacto en el grupo de revistas sobre *Meteorology and Atmospheric Sciences*), a pesar de tener 5 documentos sobre granizómetros, éstos no han sido citados nunca.

Por último, debe tenerse en cuenta que, aunque la WOS es una base de datos de alta calidad y, por tanto, recoge las principales revistas en este campo, también hay otras muchas publicaciones no recogidas en la WOS (tesis, monografías, artículos de ámbito no internacional, publicaciones no periódicas...). Aunque en este trabajo se analiza una muestra parcial de los documentos sobre granizómetros, se puede decir que al menos se ha recogido una muestra lo suficientemente representativa con los artículos de más calidad, y del que se pueden extraer aspectos y conclusiones generales que nos indican la tendencia de investigación en este tema.

¹ A la fecha de cierre de este capítulo, *Journal of Applied Meteorology and Climatology* no había publicado todavía ningún artículo sobre granizómetros

Tabla 2.2. Títulos de las revistas en las que aparecen artículos sobre granizómetros.

Revistas	N ₁ (doc.)	N ₂ (citas)	N ₂ / N ₁	N ₃ (citas / n° años transcurridos)	N ₄ (referencias bibliográficas)
<i>Journal of Applied Meteorology</i>	15	149	9.9	0.4	155
<i>Atmospheric Research</i>	20	86	4.3	0.8	83
<i>Bulletin of the American Meteorological Society</i>	5	0	0	0	29
<i>Theoretical and Applied Climatology</i>	2	9	4.5	0.4	10
<i>Journal of Atmospheric and Oceanic Technology</i>	1	4	4	0.6	12
<i>Journal of Climate and Applied Meteorology</i>	1	4	4	0.15	38
<i>Meteorological Applications</i>	1	3	3	0.3	0
<i>Monthly Weather Review</i>	1	29	29	1.7	14
<i>Meteorology and Atmospheric Physics</i>	1	3	3	0.16	5
<i>Physics and Chemistry of the Earth</i>	1	1	1	0.13	2
<i>Journal of the Atmospheric Sciences</i>	-	3	-	-	42

N₁ : número de documentos encontrados sobre granizómetros.

N₂ : número de veces que dichos artículos han sido citados.

N₂ / N₁ : cociente entre el número de citas y el número de documentos.

N₃ : promedio documentos citados por año (N₂ / n° años transcurridos).

N₄ : número de veces que cada revista aparece citada en la bibliografía de los 48 documentos encontrados.

2.3 Conclusiones

Se ha realizado un análisis de las publicaciones de alto nivel sobre la investigación con granizómetros, atendiendo a diferentes criterios: países con redes o estudios de granizómetros; fecha de aparición del primer artículo; evolución del número de artículos publicados por década; conceptos estudiados y líneas de investigación desarrolladas en cada artículo y, por último, un análisis bibliométrico de las revistas en las que se han publicado dichos artículos.

De lo expuesto hasta aquí, podrían extraerse como principales consecuencias las siguientes:

- Desde su aparición, el granizómetro se ha ido utilizando cada vez más, como lo indica el número creciente de artículos de investigación publicados en las últimas décadas.
- El 70 % de las publicaciones sobre granizómetros se concentra en 2 revistas: *Journal of Applied Meteorology* y *Atmospheric Research*. También estas 2 revistas concentran la mayoría de las citas. Los artículos proporcionalmente más citados se han publicado en *Monthly Weather Review* y en *Journal of Applied Meteorology*.
- La bibliografía que aparece en los 48 artículos encontrados en el WOS sobre granizómetros procede principalmente de *Journal of Applied Meteorology*, *Atmospheric Research*, *Journal of Climate and Applied Meteorology* y *Journal of the Atmospheric Sciences*. En consecuencia, estas revistas son las principales fuentes de información del investigador que trabaja con granizómetros.
- Según marcan las tendencias, se prevé que el granizómetro siga incrementando su relevancia, como puede observarse no sólo por el incremento en el número de artículos sobre granizómetros sino también por el aumento considerable en el número de veces que se citan dichos documentos.

2.4 Bibliografía

- ANELFA, 1990. Historique de l'ANELFA. *Annual brochure*.
- Aran, M., Sairouni, A., Bech, J., Toda, J., Rigo, T., Cunillera, J. and More, J., 2007. Pilot project for intensive surveillance of hail events in Terres de Ponent (Lleida). *Atmos. Res.* **83**, 315-335.
- Atlas, D., 1954. The estimation of cloud parameters by radar. *J. Meteorol.* **11**, 309-317.
- Austin, P.M. and Bemis, A.C., 1950. A quantitative study of the bright band in radar precipitation echoes. *J. Meteorol.* **7**, 145-151.
- Bardsley, W.E., 1990. On the maximum observed hailstone size. *J. Appl. Meteorol.* **29**, 1185-1188.
- Changnon, S.A.J., 1969. *Hail evaluation techniques. Part I, Final Rept. NSF GA-482*. Illinois State Water Survey, Urbana. 88 pp.
- Dalezios, N.R., Sioutas, M.V. and Karacostas, T.S., 1991. A systematic hailpad calibration procedure for operational hail suppression in Greece. *Meteor. Atmos. Phys.* **45**, 101-111.
- Dalezios, N.R., Loukas, A. and Bampzelis, D., 2002. Universal kriging of hail impact energy in Greece. *Phys. Chem. Earth* **27**, 1039-1043.
- Dennis, A.S., Smith, P.L. and Miller, J.R., Jr., 1991. Comments on 'Further exploratory evaluations of Grossversuch IV using hailpad data: analysis of hail patterns and stratification by storm type for seeding effect'. *J. Appl. Meteorol.* **30**, 901-902.

- Dessens, J., 1998. A physical evaluation of a hail suppression project with silver iodide ground burners in southwestern France. *J. Appl. Meteorol.* **37**, 1588-1599.
- Dessens, J., Fraile, R., Pont, V. and Sánchez, J.L., 2001. Day-of-the-week variability of hail in southwestern France. *Atmos. Res.* **59-60**, 63-76.
- Dessens, J., Berthet, C. and Sanchez, J.L., 2007. A point hailfall classification based on hailpad measurements: The ANELFA scale. *Atmos. Res.* **83**, 132-139.
- Donaldson, R.J., 1990. Foundations of severe storm detection by radar. In *Radar in Meteorology*, AMS, Boston, vol 115-121.
- Ferreiro, L. and Ugena, S., 1992. Citation mechanics in journal covered by the Journal Citation Reports. *Scientometrics*, **24**, 149-162.
- Fraile, R., Sánchez, J.L., de la Madrid, J.L., Castro, A. and Marcos, J.L., 1999. Some results from the hailpad network in Leon (Spain): noteworthy correlations among hailfall parameters. *Theor. Appl. Climatol.* **64**, 105-117.
- Fraile, R., Berthet, C., Dessens, J. and Sánchez, J.L., 2003a. Return periods of severe hailfalls computed from hailpad data. *Atmos. Res.* **67-68**, 189-202.
- Fraile, R., Castro, A., López, L., Sánchez, J.L. and Palencia, C., 2003b. The influence of melting on hailstone size distribution. *Atmos. Res.* **67-68**, 203-213.
- Fraile, R., Palencia, C., Castro, A., Giaioti, D. and Stel, F., 2009. Fitting an exponential distribution: effect of discretization. *Atmos. Res.* **93**, 636-640.
- García-Ortega, E., López, L. and Sánchez, J.L., 2009. Diagnosis and sensitivity study of two severe storm events in the Southeastern Andes. *Atmos. Res.* **93**, 161-178.
- Garfield, E., 1994. The impact factor. *Current Contents* **25**, 3-8.
- Giaioti, D., Giancesini, E. and Stel, F., 2001. Heuristic considerations pertaining to hailstone size distributions in the plain of Friuli-Venezia Giulia. *Atmos. Res.* **57**, 269-288.
- Giaioti, D., Nordio, S. and Stel, F., 2003. The climatology of hail in the plain of Friuli Venezia Giulia. *Atmos. Res.* **67-8**, 247-259.
- Giaioti, D.B. and Stel, F., 2006. The effects of environmental water vapor on hailstone size distributions. *Atmos. Res.* **82**, 455-462.
- Houze, R.A., Schmid, W., Fovell, R.G. and Schiesser, H.H., 1993. Hailstorms in Switzerland - left movers, right movers, and false hooks. *Monthly Weather Review* **121**, 3345-3370.
- Huggins, A., 1979. Subjectivity of hailpad data reduction and its effect on point and areal hailfall estimates. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* **60**, 559-559.
- Huggins, A., Crow, E.L. and Long, A.B., 1980. Errors in hailpad data reduction. *J. Appl. Meteorol.* **19**, 733-747.
- Husson, D., Pointin, Y. and Ramond, D., 1989. Discrimination between hail and rain precipitation types from dual polarization radar, rain gauge and hailpad data. *Theor. Appl. Climatol.* **40**, 201-207.
- Jones, D.M.A., 1956. *Rainfall drop-size distribution and radar reflectivity*. Res. Rept. 6. Urbana: Meteor. Lab., Illinois State Water Survey.
- Long, A.B., Matson, R.J. and Crow, E.L., 1980. The hailpad - materials, data reduction and calibration. *J. Appl. Meteorol.* **19**, 1300-1313.
- Lozowski, E.P., 1977. Hailpad calibration for Italian hail damage documentation - Reply. *J. Appl. Meteorol.* **16**, 668-668.
- Lozowski, E.P. and Strong, G.S., 1978. On the calibration of hailpads. *J. Appl. Meteorol.* **17**, 521-528.

- Lozowski, E.P. and Wojtiw, L., 1979. Monte-Carlo simulation of hailpad networks. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* **60**, 559-560.
- Makitov, V., 2007. Radar measurements of integral parameters of hailstorms used on hail suppression projects. *Atmos. Res.* **83**, 380-388.
- Mallafre, M.C., Ribas, T.R., Botija, M.D.L. and Sanchez, J.L., 2009. Improving hail identification in the Ebro Valley region using radar observations: Probability equations and warning thresholds. *Atmos. Res.* **93**, 474-482.
- Mezeix, J.F., 1990. Further exploratory evaluations of Grossversuch-IV using hailpad data: analysis of hail patterns and stratification by storm type for seeding effect. *J. Appl. Meteorol.* **29**, 401-417.
- Moed, H.F. and Van Leeuwen, T.N., 1995. Improving the accuracy of Institute for Scientific Information's journal impact factor. *J. Am. Soc. Inf. Sci.* **46**, 461-467.
- Nanni, S., Mezzasalma, P. and Alberoni, P.P., 2000. Detection of hail by means of polarimetric radar data and hailpads: results from four storms. *Meteorol. Appl.* **7**, 121-128.
- Nicholas, T.R., 1977. A review of surface hail measurement. In *Hail: A review of hail science and hail suppression*, AMS Meteor. Monogr., vol 16, n. 38, 257-277.
- Palencia, C., Berthet, C., Massot, M., Castro, A., Dessens, J. and Fraile, R., 2007. On the individual calibration of hailpads. *Atmos. Res.* **83**, 493-504.
- Palencia, C., Castro, A., Giaiotti, D., Stel, F., Vinet, F. and Fraile, R., 2009. Hailpad-based research: A bibliometric review. *Atmos. Res.* **93**, 664-670.
- Palencia, C., Giaiotti, D., Stel, F., Castro, A. and Fraile, R., 2010. Maximum hailstone size: relationship with meteorological variables. *Atmos. Res.* **96**, 256-265.
- Pocakal, D. and Stalec, J., 2003. Statistical analysis of hail characteristics in the hail-protected western part of Croatia using data from hail suppression stations. *Atmos. Res.* **67-68**, 533-540.
- Sánchez, J.L., Fraile, R., de la Madrid, J.L., de la Fuente, M.T., Rodríguez, P. and Castro, A., 1996. Crop damage: the hail size factor. *J. Appl. Meteorol.* **35**, 1535-1541.
- Sánchez, J.L., Gil-Robles, B., Dessens, J., Martin, E., López, L., Marcos, J.L., Berthet, C., Fernández, J.T. and García-Ortega, E., 2009. Characterization of hailstone size spectra in hailpad networks in France, Spain, and Argentina. *Atmos. Res.* **93**, 641-654.
- Schleusener, R.A. and Jennings, P.C., 1960. An energy method for relative estimates of hail intensity. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* **41**, 372-376.
- Schmid, W., Schiesser, H.H. and Waldvogel, A., 1992. The kinetic-energy of hailfalls. Part IV. Patterns of hailpad and radar data. *J. Appl. Meteorol.* **31**, 1165-1178.
- Simeonov, P., 1996. An overview of crop hail damage and evaluation of hail suppression efficiency in Bulgaria. *J. Appl. Meteorol.* **35**, 1574-1581.
- Sioutas, M., Meaden, T. and Webb, J.D.C., 2009. Hail frequency, distribution and intensity in Northern Greece. *Atmos. Res.* **93**, 526-533.
- Smith, P.L. and Waldvogel, A., 1989. On determinations of maximum hailstone sizes from hailpad observations. *J. Appl. Meteorol.* **28**, 71-76.
- Soubiran, J., 2003. La Météorologie à Rome: thèmes et textes. In *La Météorologie dans l'antiquité: entre science et croyance*, Publications de l'Université de Saint-Étienne, 539.
- Towery, N.G., Changnon, S.A., Jr. and Morgan, G.M., Jr., 1976. A review of hail-measuring instruments. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* **57**, 1132-1213.

- Vento, D., 1976. The hailpad calibration for Italian hail damage documentation. *J. Appl. Meteorol.* **15**, 1018-1022.
- Vento, D., 1977. Hailpad calibration for Italian hail damage documentation - Reply. *J. Appl. Meteorol.* **16**, 669-669.
- Vinet, F., 2001. Climatology of hail in France. *Atmos. Res.* **56**, 309-323.
- Waldvogel, A., Federer, B., Schmid, W. and Mezeix, J.F., 1978. The kinetic energy of hailfalls. Part II: radar and hailpads. *J. Appl. Meteorol.* **17**, 1680-1693.
- Waldvogel, A., 1979. Correlation between Hailpad and Radar Data. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* **60**, 1512-1512.
- Waldvogel, A. and Schmid, W., 1981. On the measurement of hail cells by radar and hailpads. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* **62**, 926-926.
- Wirth, E., Zoltan, C. and Szekely, C., 1983. On a sampling error in hailpad measurements. *J. Clim. Appl. Meteorol.* **22**, 2100-2102.
- Wojtiw, L. and Ewing, C.G., 1981. A radar-hailpad relationship for hailstorms with low to moderate damage in Alberta. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* **62**, 1401-1401.

3

INCERTIDUMBRE EN EL PROCESO DE CALIBRACIÓN

3.1 Introducción

Todas las medidas experimentales vienen afectadas de una cierta imprecisión inevitable debida a las imperfecciones del aparato de medida, o a las limitaciones impuestas por nuestros sentidos que deben registrar la información. El principal objetivo de la denominada *teoría de errores* (Taylor, 1997) consiste en acotar el valor de dichas imprecisiones, denominadas *errores experimentales*.

Ninguna medida por muy cuidadosa que se haya hecho, está libre de incertidumbres (Sánchez, 1999). La habilidad para evaluar estas incertidumbres y tratar de minimizarlas es crucial. Así, podemos afirmar que una medida puede ser más precisa que otra, pero todas llevan asociadas una incertidumbre.

Podemos tratar de reducir estas incertidumbres hasta que sean extremadamente pequeñas, pero hay que tener en cuenta que algunas fuentes de error son intrínsecas al proceso de medida y es imposible eliminarlas por completo.

Dado que el valor de las magnitudes físicas se obtiene experimentalmente por medida (bien directa de la magnitud o bien indirecta, por medio de los valores medidos de otras magnitudes ligadas con la magnitud problema mediante una fórmula matemática), debe admitirse como postulado físico el hecho de que resulta imposible llegar a conocer el valor exacto de ninguna magnitud. Esto es así porque los medios experimentales de comparación con el patrón correspondiente en las medidas directas, vienen siempre afectados de imprecisiones inevitables. De este modo, aunque es imposible encontrar en la práctica el valor "cierto" o "exacto" de una magnitud determinada, no hay duda de que existe, y nuestro problema es establecer los límites dentro de los cuales se encuentra dicho valor (Sánchez, 1999).

El modo correcto para expresar el resultado de una medida es dar la mejor estimación de su valor y el rango en el cual es muy probable que dicho valor se encuentra, esto es, $x \pm \Delta x$. El número Δx se llama *incertidumbre*, o *error*, o *margen de error* de la medida x . Cuando expresamos el resultado de una medida directa como $x \pm \Delta x$, podemos fácilmente declarar un rango ($x - \Delta x$ y $x + \Delta x$) en el cual hay bastante probabilidad de que se encuentre la cantidad medida. Por desgracia, en algunas de las mediciones científicas, tal afirmación es difícil de hacer.

3.2 Conceptos involucrados en el proceso de calibración

En el *capítulo 1* hemos descrito el uso del granizómetro y cómo éste sigue siendo un excelente instrumento para detectar la caída del granizo en el suelo y determinar los parámetros físicos como su tamaño, masa o energía (Schleusener and Jennings, 1960; Changnon, 1969; Towery and Changnon, 1974; Lozowski et al., 1978; Lozowski and Strong, 1978; Smith and Waldvogel, 1989; Dessens and Fraile, 1994; Giaiotti et al., 2001).

En este capítulo nos vamos a detener en el proceso de la calibración de los granizómetros. Y para ello vamos a comparar dos métodos de calibración: *anual* e *individual* (Palencia et al., 2007). Dichos procedimientos serán descritos con más detalle en las páginas siguientes. Previamente vamos a describir todo el proceso envuelto en la preparación previa del material sensible antes de proceder a su calibración. Dicho material se suele proteger de la exposición al sol (que es capaz de degradarlo en pocas semanas) ya sea mediante una

lámina delgada de aluminio como indican Lozowski and Strong (1978) o simplemente pintando de blanco la superficie que va a ser expuesta a la intemperie (Dalezios et al., 1991; Fraile et al., 1992; Dessens and Fraile, 1994; Giaiotti et al., 2001; Dalezios et al., 2002). Nosotros hemos optado por el segundo de los métodos, es decir, por la protección del granizómetro con pintura blanca.

¿Qué se entiende por calibración del material? Se trata de obtener una función que relacione el tamaño de cada granizo y el de la huella que éste deja sobre la placa sensible. Y la expresión matemática que relacionará ambos tamaños es lo que denominaremos recta de calibración.

¿Cómo se realiza el proceso de calibración del material? Consiste en lanzar sobre el granizómetro una serie de esferas de acero, desde una altura suficiente para conseguir la misma energía cinética que tendría la piedra del granizo cayendo a su velocidad terminal. Por ello, a continuación, dedicaremos algunos párrafos a estudiar qué es y cómo calcular dicha velocidad terminal.

3.2.1 Cálculo de la velocidad terminal

La velocidad del viento que acompaña al granizo puede ser determinada con el granizómetro sólo de forma aproximada. Estaría en relación con el cociente entre los ejes mayor y menor de las huellas elípticas provocadas por impactos oblicuos del granizo sobre el granizómetro.

Las huellas producidas por esferas en caída vertical son aproximadamente circulares, pero si el ángulo de incidencia es mayor de cero, presentan una forma elíptica cuya excentricidad aumenta con el ángulo (Fraile, 1991). Sin embargo, los ejes menores de las huellas son prácticamente independientes del ángulo de incidencia. Este hecho concuerda con las observaciones de Vento (1978). En la Fig. 3.1 se indica una descripción del experimento diseñado por Vento (1976).

Y aquí viene la primera suposición: el tamaño del diámetro del granizo se corresponderá con el eje menor de la elipse, mientras que el eje mayor será debido a que el granizo cae sobre la placa con un determinado ángulo, es decir, al efecto del viento. Podemos comprobar esta hipótesis si lanzamos las bolas de acero sobre una superficie que se encuentre inclinada sobre un determinado ángulo. Para ello, en el laboratorio de León se hicieron pruebas lanzando bolas verticalmente sobre superficies inclinadas con ángulos de 20°, 30°, 40°, 50° y 60°.

Fig. 3.1. Geometría envolvente en la simulación de una caída de granizo no vertical descrita por Vento (1976).

En la Fig. 3.2 se indica un ejemplo de alguna de las simulaciones realizadas en el laboratorio de León para superficies con diferentes ángulos de inclinación. En dicha figura se observó cómo crecía el eje mayor de la elipse cuando se aumentaba el ángulo de inclinación, mientras que el eje menor de la elipse, es decir, el relacionado con el diámetro real de la bola, se mantenía constante.

Como existen serias dificultades para conocer con que ángulo incide el pedrisco en una granizada, hemos optado por realizar todos los cálculos ciñéndonos exclusivamente a la componente vertical de la velocidad. De este modo, al hablar del parámetro *energía cinética*, nos estaremos refiriendo sólo a la energía debida a dicha componente vertical. Destaquemos que únicamente se encuentran en esta situación de dependencia del viento aquellas magnitudes que dependen del vector velocidad del granizo.

Fig. 3.2. Huellas realizadas por bolas esféricas lanzadas verticalmente sobre una superficie inclinada con diferentes ángulos de 10°, 20°, 30°, 40° y 50°.

Para calibrar los granizómetros hemos asumido que la huella que deja el granizo es función de la energía cinética del impacto (Lozowski and Strong, 1978). En este sentido, calibrar el material equivale a conocer la relación existente entre los tamaños del granizo y de la huella que se produce cuando el granizo impacta sobre la placa con determinada energía. Suponiendo que el granizo llega al suelo con velocidad constante, esto es, que ha alcanzado su velocidad terminal de caída, podremos calcular ésta si conocemos algunos parámetros del objeto en movimiento y del medio en el que éste se mueve.

Sobre un cuerpo que cae en el seno del aire actúan tres fuerzas: la de la *gravedad*, la del *empuje hidrostático* y la de la *resistencia del aire*. Ésta última depende de la densidad del aire y de la forma del objeto descendente (Fraile, 1991). En un principio, el movimiento es acelerado, pero la fuerza de rozamiento atenúa la caída de modo que, tras recorrer cierta distancia, el cuerpo en movimiento alcanza una velocidad constante, llamada también *velocidad terminal*. A partir de ese instante la suma de las fuerzas es cero. En el equilibrio los valores absolutos de estas fuerzas mantienen la relación:

$$P = F_r + E \quad (3.1)$$

siendo P el peso del objeto que cae, F_r la fuerza de resistencia aerodinámica y E el empuje de Arquímedes.

Si el objeto que cae es esférico, el peso y el empuje hidrostático son respectivamente:

$$P = \frac{4}{3}\pi r^3 \rho_h g \quad (3.2)$$

$$E = \frac{4}{3}\pi r^3 \rho_a g \quad (3.3)$$

donde r es el radio de la esfera que cae, ρ_a es la densidad del aire, ρ_h la densidad del cuerpo que cae y g la aceleración de la gravedad.

Para la fuerza de resistencia aerodinámica tomaremos la fórmula:

$$F_r = \frac{1}{2} C_d \rho_a S v^2 \quad (3.4)$$

Esta fuerza es proporcional al cuadrado de la velocidad (v), a la densidad del aire (ρ_a), a la sección del objeto que cae según un plano perpendicular al movimiento ($S = \pi \cdot r^2$) y a una constante que depende de la forma del objeto llamada coeficiente de forma o de arrastre (C_d). Dicha fórmula es válida para las velocidades de caída del granizo, que se sitúan entre 7 y 20 m/s (Matson and Huggins, 1980), aunque en algunos casos dichas velocidades pueden llegar a los 25 m/s (Macklin and Ludlam, 1961).

Introduciendo estos valores en las ecuaciones anteriores y despejando la velocidad, se obtiene:

$$v = \sqrt{\frac{4(\rho_h - \rho_a) g D}{3\rho_a C_d}} \quad (3.5)$$

siendo D el diámetro de la piedra de granizo. Para el resto de variables se han tomado los valores indicados por Fraile (1991): aceleración de la gravedad, $g = 9.80 \text{ m/s}^2$; densidad del hielo, $\rho_h = 900 \text{ kg/m}^3$; densidad del aire, $\rho_a = 1.08 \text{ kg/m}^3$.

Teniendo en cuenta que ρ_a y ρ_h están en proporción de 1 a 900, se puede realizar la siguiente aproximación $\rho_h - \rho_a \approx \rho_h$, de modo que resulta una velocidad terminal de caída:

$$v = \sqrt{\frac{4\rho_h g D}{3\rho_a C_d}} \quad (3.6)$$

Revisemos las suposiciones de esfericidad del granizo. Hemos asumido que si las piedras de granizo son esféricas, las fuerzas peso y empuje hidrostático requieren para el volumen del objeto descendente la expresión $\frac{4}{3}\pi r^3$. Además la sección transversal al movimiento, introducida en la resistencia aerodinámica, es $\pi \cdot r^2$, con lo que se obtiene la igualdad antes apuntada para la velocidad terminal. Sin embargo, hay dificultades para asumir la esfericidad como hipótesis de trabajo.

En primer lugar, el valor del coeficiente de forma (C_d) en las esferas puede expresarse en función del número de Reynolds, pero difiere notablemente de los valores sugeridos para el granizo por la mayoría de los autores. Así, para el granizo se han propuesto valores de C_d entre 0.45 y 0.80. Aunque para diámetros mayores de 1 cm algunos autores (Macklin and Ludlam, 1961) sugieren valores entre 0.45 y 0.60. Y de hecho, en casi todos los trabajos se ha tomado un C_d de 0.55 (Waldvogel et al., 1978).

Por otra parte, las medidas experimentales de velocidad con fotografía estroboscópica justifican valores incluso de 0.88 para C_d (Morgan, 1982), aunque otras experiencias ofrecen como resultados unos valores ligeramente superiores a 0.60 (Lozowski, 1979. Citado en Matson and Huggins, 1980). Por ello, vista la dependencia de la velocidad terminal respecto a C_d , la forma de las piedras de granizo no puede ser considerada esférica ($C_d \approx 0.4$) sin cometer un error de sobrevaloración de la velocidad terminal de más de un 20 %.

Estas razones nos llevan a desechar la hipótesis de esfericidad y a considerar el granizo como un objeto no esférico con un coeficiente de forma C_d . Además definimos r como el radio de una esfera que tiene igual volumen que el

que tendría el granizo. Y de acuerdo con ello, la hipótesis ahora es que su sección transversal al movimiento viene dada por $\pi \cdot r^2$ y que la huella que produce en el sensor depende del parámetro r . Obviamente esto se cumple para una esfera, y supondremos que es una buena aproximación para nuestros cálculos. A partir de ahora usaremos las expresiones radio y diámetro de un granizo, en el sentido que acabamos de expresar, sin asumir la forma esférica del granizo.

Por otro lado, para el cálculo del coeficiente de forma C_d , se han seguido los resultados obtenidos por Fraile et al. (1992) que ha definido $C_d = a \cdot D^b$ siendo D el diámetro de la piedra de granizo expresado en mm, $a = 0.798$ y $b = -0.0789$.

3.2.2 Cálculo de la altura de lanzamiento

Una vez encontrada la relación que liga la velocidad terminal de una piedra de granizo con su diámetro, lo siguiente será determinar la altura desde la que deben lanzarse las correspondientes esferas de calibración de un determinado material. En nuestro caso para la calibración se han utilizado esferas de acero. Y por tanto, habrá que saber desde qué altura hay que lanzar una bola de acero de determinadas dimensiones para que incida sobre el material con la misma energía cinética con que lo haría una piedra de granizo del mismo tamaño.

Para ello debe cumplirse la ecuación:

$$\frac{1}{2} m_h v_h^2 = \frac{1}{2} m_c v_c^2 \quad (3.7)$$

donde el subíndice h se refiere a la piedra de granizo y el subíndice c se refiere a las esferas de calibración, esto es, a las bolas de acero. Como, de acuerdo con las premisas indicadas anteriormente, los volúmenes de la piedra de hielo y de la bola de acero son iguales, la ecuación anterior podemos escribirla en función de las densidades de hielo (ρ_h) y acero (ρ_c)

$$\rho_h v_h^2 = \rho_c v_c^2 \quad (3.8)$$

Para el cálculo de las alturas a las que deben dejarse caer las esferas, sólo tendremos en cuenta la acción de la gravedad, ya que en el laboratorio, en tan corto espacio de tiempo (unos pocos metros a lo sumo) apenas se modifica la velocidad de caída por el empuje de Arquímedes o por el rozamiento. Por tanto, a partir de las fórmulas de la velocidad de un cuerpo en caída libre en el vacío podemos escribir:

$$v = \sqrt{2gh} \quad (3.9)$$

donde h es la altura desde la que se debe dejar caer un objeto con velocidad inicial nula, para que llegue al suelo con una velocidad v . En nuestro caso, dicha velocidad se corresponde con la velocidad que tendrían las esferas de calibración de acero (v_c) cuando alcancen el suelo si se dejan caer desde una altura h . De esta forma, la ecuación (3.8) se transforma en:

$$\rho_h v_h^2 = \rho_c 2gh \quad (3.10)$$

Y por tanto, a partir de las ecuaciones (3.6) y (3.10), la altura h en función del diámetro de las bolas de acero, será:

$$h = \frac{\rho_h v_h^2}{2g\rho_c} = \frac{2\rho_h^2 D}{3\rho_a \rho_c C_D} \quad (3.11)$$

Es preciso recordar que en estos cálculos no hemos tenido en cuenta la acción del viento, por lo que las energías que mediremos se deberán únicamente a la componente vertical de la velocidad.

3.3 Material y métodos

En este capítulo vamos a comparar 2 métodos de calibración: anual e individual. Aunque se describirán con más detalle más adelante, brevemente podemos decir que la *calibración anual* consiste en calibrar sólo una porción de placas que procedan de los mismos lotes que los usados en la campaña estival de medida en el campo. Por otro lado, la *calibración individual* consiste en realizar la calibración de cada uno de los granizómetros impactados por granizo y recogidos durante la campaña de verano. Para ello, se protege la zona central del granizómetro y posteriormente en dicha zona se lanzarán las esferas de calibración.

Desde el verano de 1990, en que comenzó a ser operativa la red de granizómetros de León, se viene utilizando en España un método de *calibración individual* de cada placa. Pero, ante esta calibración individual y el tiempo que debe emplearse en ello, cabe preguntarse *¿realmente merece la pena el esfuerzo?* Esta fue precisamente la pregunta realizada por Domenico Vento, después de la presentación del nuevo método de calibración en un Congreso en 1991 (publicado posteriormente por Fraile et al., 1992).

La pregunta equivale a comparar el error cometido por no hacer la calibración individual, con el resto de los errores que afectan a cualquier medida efectuada sobre las huellas de los granizómetros. Huggins et al. (1980) fueron pioneros en el estudio de algunos de los posibles errores cometidos en las medidas efectuadas con granizómetros. Tales errores se derivan del

incumplimiento de alguna de las hipótesis en que se sustenta la formación y la medida de las huellas (Vento, 1976). Sin embargo, aunque la calibración individual empezó a hacerse en los años 90, no se ha estudiado aún la posible diferencia entre calibrar o no cada placa.

El presente capítulo únicamente tratará de aproximarse a una respuesta válida para la pregunta formulada anteriormente por Domenico Vento (mayor o menor utilidad de la calibración individual) mediante la comparación con otras fuentes de error.

3.3.1 *Material*

Se han usando los datos procedentes de la *calibración anual* de 10 años (1992-2002) de la red de granizómetros del suroeste de Francia, y datos propios obtenidos en nuestro laboratorio, a partir de realizar un proceso de *calibración individual* sobre el material sensible cedido por la red de granizómetros de Lleida (España). En ambas redes, para realizar la comparación de métodos de calibración, se ha utilizado el mismo tipo de material: *Styrofoam*®.

Se ha hecho una estimación del error cometido al asumir la recta de *calibración anual* como válida para todos los granizómetros del *mismo lote* de ese año. Por otro lado, teniendo en cuenta que la *calibración individual* intenta reducir al mínimo los posibles errores debidos a la *diferencia de sensibilidad* al impacto entre placas diferentes y a las *diferencias de entintado* (ennegrecimiento) previo a la medida, se ha hecho un estudio del error cometido por *diferencias en la sensibilidad y en el entintado*. Para ello, en el laboratorio se ha ideado un procedimiento para comparar los resultados obtenidos en diferentes rectas de calibración, procedentes todas de la *misma placa* (y, por tanto, sin diferencias de entintado de una placa a otra).

Para terminar el capítulo, se ha incluido un caso del cálculo de error en el muestreo por variabilidad espacial, aunque, por lo reducido de la muestra, no puede considerarse definitivo. Por último, al final de la presente memoria, se ha añadido en el *Anexo* un manual de procedimiento resumido, utilizado en Francia y España, como guía para facilitar a otros investigadores el proceso de medida.

3.3.2 *Métodos de calibración*

A continuación vamos a describir dos formas de abordar este proceso de calibración: una única *calibración anual* (realizada habitualmente por los investigadores en Francia) o una *calibración individual* de cada placa (utilizada habitualmente por los investigadores en España).

3.3.2.a Método de calibración anual

En la red de granizómetros del sur de Francia (Fraile et al., 2003), se realiza una única calibración del material utilizado, antes del comienzo de cada campaña estival de medidas. En la Fig. 3.3 se representa un granizómetro utilizado en Francia. Toda la superficie ($30 \times 40 \text{ cm}^2$) ha sido expuesta al granizo, ya que no es necesario reservar una zona del granizómetro para su posterior calibración, puesto que, tal y como ya hemos descrito, para la calibración anual se reservan varios granizómetros procedentes del mismo lote que el del material usado en la campaña de ese año. De este modo, se asume que todo el material tiene la misma respuesta al impacto del granizo y la recta de calibración es igual para todos los granizómetros de un mismo lote en la campaña de ese año.

De esta manera se construye la recta de calibración, que consiste en representar el diámetro de las bolas de acero usadas en el proceso de calibración frente al diámetro de las huellas que dichas bolas han producido sobre el granizómetro. Por último, con los puntos obtenidos se procede a realizar un ajuste lineal. Un ejemplo de dicha recta de calibración, correspondiente a la calibración anual de Francia en el año 2001, está en la Fig. 3.4, realizada con 9 bolas de tamaño conocido.

Al asumir que en todos los granizómetros se debe utilizar la misma recta de calibración, se está suponiendo que todas las placas tienen la misma sensibilidad a los impactos y que el tratamiento posterior (recubrimiento con pintura blanca, posterior entintado de las placas, medida de las huellas) será siempre el mismo.

Fig. 3.3. Granizómetro utilizado en Francia. Toda la superficie ($30 \times 40 \text{ cm}^2$) ha sido expuesta al granizo.

Fig. 3.4. Recta de calibración usada en la campaña del año 2001 en la red del sur de Francia.

Cuando se utiliza una misma recta de calibración para un grupo de granizómetros, se suele repetir el proceso de calibración para cada nueva partida de placas que proporciona el fabricante. De esta forma se minimiza el posible error cometido debido a la variabilidad de la resistencia a la compresión entre paneles de una misma remesa e incluso de una remesa a otra.

De todas formas, el principal inconveniente de una calibración previa común a todas las placas es el proceso de ennegrecimiento, cuya uniformidad para todas las placas es imposible de conseguir, ya que se producen diferentes entintados producidos:

- por la variación en la viscosidad de la tinta, causada por las diferencias ambientales de temperatura;
- por diferencias en la presión ejercida por el rodillo de imprenta;
- por la cantidad de tinta depositada en el rodillo;
- etc.

Por otro lado, una de las principales ventajas de la calibración anual es que se dispone de toda la superficie del granizómetro para que pueda recibir impactos de granizo.

En el método de una única *calibración anual* como la usada en el sur de Francia, antes de cada campaña de verano, de cada lote de material se reserva una porción de material para realizar la calibración. Sobre dicho material se lanzan 9 bolas, de tamaños 5, 8, 10, 15, 20, 25, 30, 35, y 40 mm desde diferentes alturas, de acuerdo con la ecuación (3.11). El proceso de calibración se repite 20 veces, lo que produce un total de 180 huellas por año (9 bolas x 20 repeticiones). De esta manera se obtiene una recta de calibración promedio para ese año, que procede del promedio de 20 series o repeticiones. Con esos datos se obtiene la recta de calibración anual que servirá para determinar el tamaño del granizo que produjo cada huella de un granizómetro expuesto a una granizada real (Fig. 3.4).

Las rectas de *calibración anual* utilizadas en Francia durante el periodo 1992-2002 (a partir del año 2003 se cambió de material) se recogen en la Fig. 3.5. Se puede observar una gran uniformidad en todas las rectas. En la Tabla 3.1 se indican los datos de la pendiente, ordenada en el origen y coeficiente de regresión lineal para las rectas de la calibración anual de Francia durante los años 1992-2002. Se observa que los parámetros de todas las rectas de la Tabla 3.1 son muy parecidos y que el coeficiente de correlación lineal en todos los casos es superior a 0.999. Se ha hecho un estudio con cada uno de los datos de las huellas de todas las rectas y se ha observado que existe una dispersión muy pequeña.

Fig. 3.5. Rectas de calibración correspondientes a 10 años de la red de granizómetros del sur de Francia.

Tabla 3.1. Datos de la pendiente, ordenada en el origen y coeficiente de regresión lineal para las rectas de la calibración anual de Francia.

AÑO	Pendiente	Ordenada origen (mm)	Coeficiente regresión
1992	0.945	2.985	0.9996
1994	0.945	2.985	0.9996
1995	0.927	2.961	0.9997
1996	0.926	2.975	0.9996
1997	0.922	3.066	0.9998
1998	0.931	2.894	0.9995
1999	0.942	3.082	0.9996
2000	0.951	2.963	0.9995
2001	0.948	2.937	0.9998
2002	0.955	3.020	0.9997

3.3.2.b Método de calibración individual

Desde 1990, en España se utiliza un método de *calibración individual* para cada placa. Es decir, el proceso de obtención de la recta de calibración que se representa en la Fig. 3.4, se realiza para cada uno de los granizómetros impactados.

En la Fig. 3.6 se muestra un granizómetro de 30x30 cm² de la red de León en el cual hay una banda central de superficie 30x4 cm² protegida de la exposición al granizo y sobre la cual se han lanzado varias esferas de calibración produciendo 8 huellas (Fraile et al., 1992).

En el método de la *calibración individual*, sobre cada uno de los granizómetros expuestos a la intemperie, se reserva una zona central del granizómetro para su posterior calibración, tal y como se muestra en la Fig. 3.6. Cuando se realiza la calibración, sobre dicha zona central se lanzan 6 bolas de tamaños diferentes (en nuestro caso de diámetros 5, 7.95, 10.3, 12.69, 15.95 y 19 mm) desde diferentes alturas.

Fig. 3.6. Granizómetro de $30 \times 30 \text{ cm}^2$ utilizado en la red de León (calibración individual). Sobre la banda central —no expuesta al granizo—, de $30 \times 4 \text{ cm}^2$ se han lanzado las esferas de calibración (se observan sus ocho huellas perfectamente circulares).

Dado que los granizos que suelen ser habituales en dicha zona de estudio son granizos pequeños, no se emplean bolas de calibración de diámetro superior a 20 mm. Además, para minimizar el error en los tamaños más pequeños, se repite 3 veces el proceso de lanzamiento de la bola más pequeña (5 mm), obteniéndose de esta manera un total de 8 huellas, tal y como se observa en la parte central de la Fig. 3.6.

Con la calibración individual de cada placa se minimizan las diferencias de las huellas medidas entre las distintas placas, debidas a:

- diferencias en la sensibilidad del material (o sea, en su respuesta al impacto);
- diferencias de entintado entre placas.

El proceso de calibración individual se repite sobre cada uno de los granizómetros que tienen impactos de granizo, recogidos después de una granizada. De este modo se pretende asegurar que tanto el material expuesto a la intemperie como aquél donde se realiza la calibración, han sufrido los mismos procesos de deterioro, tienen la misma sensibilidad a los impactos, y han sufrido el mismo proceso de entintado. Esto se consigue porque la zona de las huellas de granizo y la zona de calibración pertenecen al mismo granizómetro, tal y como se refleja en la Fig. 3.6.

3.4 Resultados

Vamos a analizar la precisión en la medida de las huellas usando los dos métodos de calibración: *anual* o *individual*.

Si se realiza una calibración individual, se obtiene una recta de calibración para cada uno de los granizómetros. Eso conlleva un aumento considerable de esfuerzo y tiempo, pero podría valer la pena si con ello se consiguiese mejorar los resultados. Para ello, vamos a estimar la precisión con la que se miden las huellas del granizo a partir de una única calibración anual, y compararla posteriormente con la precisión obtenida si se usase una calibración individual.

3.4.1 Incertidumbre en la calibración anual

¿Qué pasaría en un caso real en el que no se conoce el diámetro de la piedra de granizo que cae y se deduce su valor a partir de la huella que lo produce? Lo que se hace es asumir una recta de calibración y, a partir del valor de la huella, obtener el valor del diámetro de granizo mediante la ecuación $D' = a \cdot H + b$ siendo a la pendiente, b la ordenada en el origen de la recta de calibración que previamente se haya obtenido, H el diámetro de la huella y D' el diámetro del granizo que se quiere determinar. En definitiva, por medio de la recta de calibración, se trata de comparar el tamaño real de un objeto (granizo o esfera de calibración) con el tamaño que se deduce a partir de la huella que deja en el granizómetro.

Si se usa una calibración anual, se dispone de la ecuación de una recta promedio a partir de 20 posibles rectas, obtenidas al repetir 20 veces el proceso de calibración. La pregunta a responder es: ¿se comete más o menos error que si se realiza una calibración individual de cada placa? Como se dispone de los datos de calibración de todas las repeticiones o series, vamos a calcular para cada una de las series de repeticiones (20 series) los valores que se obtendrían si en vez de tomar una de las posibles rectas de calibración, se toma *otra recta del mismo año*. Y eso lo repetimos para cada uno de los años (10 años*20 series). Como se conoce el diámetro real de la esfera lanzada (D), compararemos D y D' , es decir, el diámetro obtenido a partir de la recta de calibración (D') con el diámetro de la esfera que se ha lanzado (D).

La diferencia entre esos dos valores es lo que representamos en la Fig. 3.7 como $|\Delta D|$ (siendo $|\Delta D| = |D - D'|$) y es lo que hemos llamado *error absoluto*. Las barras de error en la Fig. 3.7 representan la dispersión del conjunto de los 200 datos (20 series*10 años) para cada uno de los tamaños de las bolas, es decir, la desviación típica de ΔD .

Fig. 3.7. Valor medio y desviación típica de los errores absolutos en función del diámetro de las bolas de calibración, en la *calibración anual* (red de Francia). Se ha comparado el tamaño real de las bolas de calibración (D) con el tamaño que se deduciría si se utilizase la recta de calibración de *otra serie del mismo año* (D').

En la Fig. 3.7 se han representado por tanto los valores medios y las desviaciones típicas de los máximos *errores absolutos* que se cometerían en una calibración anual. Al calcular el error relativo de D (es decir, $|ΔD|/D$) se obtiene que éste varía entre el 1 y el 11%.

3.4.2 Incertidumbre en la calibración individual

Para calcular la precisión que se obtiene en una calibración individual, se procederá a estudiar el error cometido por diferentes rectas de calibración todas ellas procedentes de una *misma placa* (y por tanto sin diferencias apreciables de entintado). Para ello, sobre una misma placa se han lanzado 8 esferas de calibración de 6 tamaños diferentes (para la bola más pequeña se repite el proceso 3 veces, siendo los tamaños 5, 5, 5, 7.95, 10.3, 12.69, 15.95 y 19 mm). En cada placa se repite este proceso 8 veces, obteniéndose, consecuentemente, 8 rectas de calibración en cada placa, tal y como se muestra en la Fig. 3.8.

Ésto se ha repetido en 15 placas, por lo que en total, se han obtenido 120 rectas de calibración. Cada recta se ha utilizado para calcular los tamaños de las esferas que generaron todas las huellas que había en la misma placa. De este modo, una recta de calibración sólo se utiliza para estimar los tamaños de las esferas lanzadas sobre la misma placa (como en el caso de la calibración individual), evitando las posibles diferencias entre las distintas placas, ya sean

por variaciones en la sensibilidad del material o por diferencias en el entintado de una placa otra. Se ha simulado, por tanto, un granizómetro con *calibración individual*.

Con los datos de todas las placas utilizadas, se ha construido la Fig. 3.9, representando el valor medio y la desviación típica de los errores absolutos que se cometerían en los tamaños de las bolas de calibración en una *calibración individual* de cada placa. Se ha comparado el tamaño real de las bolas de calibración (D) con el tamaño que se deduciría si se utilizase la recta de calibración de otra serie de la *misma placa* (D''). Si se calcula el error relativo de D (esto es, la relación $|\Delta D|/D$ donde $\Delta D = D - D''$), se observa que varía entre el 1 y el 3 %, y es por tanto, bastante menor al de la calibración anual.

Fig. 3.8. Huellas que se obtienen cuando se repite 8 veces el proceso de calibración sobre una misma placa.

Fig. 3.9. Valor medio y desviación típica de los errores absolutos en función del diámetro de las bolas de calibración, en una *calibración individual* de cada placa (red de España). Se ha comparado el tamaño real de las bolas de calibración (D) con el tamaño que se deduciría si se utilizase la recta de calibración de *otra serie de la misma placa* (D'').

3.4.3 Comparación de los métodos de calibración: anual e individual

En primer lugar vamos a analizar los resultados de la estimación del error cometido por *diferencias en la sensibilidad* del material entre diferentes placas, indicados en la Fig. 3.7 (con datos de la *calibración anual* de Francia). Se observa que para los diámetros de las bolas de calibración de 8, 10 y >20 mm, existe poca dispersión en los datos ($|\Delta D| < 0.3$ mm), mientras que para diámetros de 5 y 15 mm, la dispersión es mayor ($|\Delta D| > 0.5$ mm). Eso da un error absoluto promedio de 0.31 mm para el caso de la *calibración anual* y un error relativo que varía entre el 1 % (para las bolas de calibración con $D > 20$ mm), 3 % (para las bolas cuyo diámetro es $5 < D < 20$ mm) y el 11 % (para las bolas de calibración más pequeñas).

Por otro lado, analizaremos los resultados de la estimación del error cometido dentro de una *misma placa* (con datos de la *calibración individual* de cada placa) indicados en la Fig. 3.9. En este segundo caso se han usado bolas de calibración de los tamaños de granizo más frecuentes en España, esto es, entre 5 y 20 mm. Se observa que, en todos los casos, el error relativo es inferior al 3 % y el error absoluto es $|\Delta D| < 0.3$ mm, resultando un promedio de 0.24 mm.

Comparando los valores de las Fig. 3.7 y Fig. 3.9 se observa que el error absoluto promedio es algo inferior en la *calibración individual* con un valor de 0.24 mm, mientras que llega a ser 0.31 mm cuando únicamente se hace una *calibración anual*. Lo mismo ocurre con el error relativo, siendo éste bastante inferior en el caso de la calibración individual.

Es evidente que las dispersiones que se indican en la Fig. 3.7 (*calibración anual*), que se han obtenido como valores promedio de 20 repeticiones, son menores que las que se obtendrían al aplicar las rectas de calibración a otras huellas diferentes de aquéllas con las que se han construido las propias relaciones de calibración. Éste sería el caso normal de medida de granizo: aplicar la calibración a unas huellas que están sobre una placa diferente de las utilizadas para calibrar y, por tanto, con una sensibilidad al impacto posiblemente algo diferente y con un entintado que no será exactamente igual al de las placas de calibración.

Sin embargo, no ocurre lo mismo con la Fig. 3.9 pues, como ya hemos señalado, responde fielmente al error cometido en el caso de la *calibración individual*. Esto es así puesto que para cada placa se obtiene su propia recta de calibración y por tanto no cabe hablar del error cometido por diferencias en el entintado o en la sensibilidad del material entre distintas placas. Podemos afirmar, por tanto, que si se realiza una *calibración individual* de cada placa, el

error asociado al proceso de calibración sería $|\Delta D| < 0.3$ mm tal y como se deduce de la Fig. 3.9.

Por último, como conclusión, podemos decir que la elección de un método u otro, dependerá del grado de precisión al que se quiera llegar y que no hay que perder de vista el resto de incertidumbres asociadas al proceso de medida para evaluar si se opta por una *calibración individual* o no.

3.4.4 Propagación de incertidumbres a otros parámetros

Asumiendo que existe una incertidumbre en la determinación del tamaño de las huellas, tal y como se ha deducido en el apartado anterior, todos los parámetros calculados con esos datos estarán afectados también por su correspondiente incertidumbre (Taylor, 1997). De esta manera, podemos representar los parámetros característicos del granizo (parámetro λ , energía cinética, etc.) en función de la incertidumbre en el tamaño del granizo (ΔD).

a) Incertidumbre en el parámetro λ

En las Fig. 3.10 y 3.11 se representan los errores absolutos y relativos del parámetro λ de la distribución exponencial de Marshall y Palmer (1948) en función de la incertidumbre en el tamaño del granizo (ΔD). Dichas figuras se han obtenido a partir de la teoría de errores para el cálculo de medidas indirectas y en concreto la referente a la propagación de errores en fórmulas (Taylor, 1997; Sánchez, 1999).

Fig. 3.10. Error absoluto del parámetro λ de la distribución de Marshall-Palmer en función de la incertidumbre del tamaño del granizo ΔD , para diferentes valores de λ .

Fig. 3.11. Error relativo del parámetro λ de la distribución de Marshall-Palmer en función de la incertidumbre del tamaño del granizo ΔD , para diferentes valores de λ .

Las Fig. 3.10 y 3.11 muestran que en el caso de los valores más frecuentes de λ (entre 0.3 y 0.7 mm⁻¹), el error absoluto de λ ($\Delta\lambda$) es menor de 0.2 mm⁻¹ y el error relativo de λ ($\Delta\lambda/\lambda$) es inferior al 30% (para valores de $\Delta D < 0.4$ mm).

b) Incertidumbre en la energía cinética

Lo mismo ocurre con la energía cinética, calculada a partir del tamaño del granizo. La incertidumbre en la energía cinética de todas las piedras de granizo que afectan a una placa es función de la cantidad total de piedras registradas (N) y de la forma de la distribución (λ).

Para un granizómetro de 30x30 cm² se han simulado más de 560 granizadas con diferentes valores de λ y N . Para dichas simulaciones se han calculado los errores absolutos y relativos que se cometerían en el cálculo de la energía, teniendo en cuenta la teoría de la propagación de errores en medidas indirectas (Taylor, 1997; Sánchez, 1999). Con dichos valores y suponiendo una incertidumbre en la determinación del tamaño del granizo de $\Delta D = 0.3$ mm, se han trazado las Fig. 3.12, 3.13 y 3.14.

En las Fig. 3.12 y 3.13 se muestran las gráficas que permiten determinar los errores esperados en la energía, ya sean errores absolutos (Fig. 3.12) o errores relativos (Fig. 3.13), en función del parámetro λ , conociendo la cantidad total de granizos (N) sobre una placa de 30x30 cm², y asumiendo un error máximo en la determinación del tamaño del granizo de 0.3 mm. Los valores de N utilizados han sido: 858, 569, 345, 236, 157, 98, 56 y 26.

Fig. 3.12. Error absoluto en la energía cinética en función de λ para varias cantidades de piedras de granizo (N), suponiendo un error máximo en la determinación del tamaño del granizo de $\Delta D = 0.3$ mm. El cálculo se ha efectuado para un granizómetro de 30×30 cm².

Fig. 3.13. Error relativo en la energía cinética en función de λ para diferentes cantidades de piedras de granizo (N), suponiendo un error máximo en la determinación del tamaño del granizo de $\Delta D = 0.3$ mm y un granizómetro de 30×30 cm².

Fig. 3.14. Error relativo en la energía cinética en función del número de granizos (N), para diferentes valores de λ (en mm^{-1}), suponiendo un error máximo en la determinación del tamaño del granizo de $\Delta D = 0.3 \text{ mm}$ y un granizómetro de $30 \times 30 \text{ cm}^2$.

La Fig. 3.14 es similar a las anteriores pero en este caso se muestra el error relativo esperado en la energía en función del número de granizos (N) para diferentes valores del parámetro λ (asumiendo también que $\Delta D = 0.3 \text{ mm}$). Los valores del parámetro λ utilizados han sido: 1, 0.91, 0.74, 0.62, 0.53, 0.44, 0.37 y 0.29 mm^{-1} .

Se observa que, cuanto mayor es λ , el error absoluto en la energía es menor. Para $\lambda > 0.5 \text{ mm}^{-1}$, ΔE es en todos los casos $< 1.5 \text{ J}$ y para $\lambda < 0.5 \text{ mm}^{-1}$ el error absoluto en la energía puede llegar a ser de 4 J .

Por contraste, el error relativo es casi independiente de N tal y como puede apreciarse en la Fig. 3.14. Para $\lambda > 0.4 \text{ mm}^{-1}$ tiende a ser un valor casi constante e independiente del número de piedras y sólo varía entre el 12 % y el 18 % dependiendo del valor de λ . Para los valores más frecuentes de λ (entre 0.3 y 0.7 mm^{-1}) no suele superar el valor del 15 %.

Por tanto, podemos concluir que los errores que afectan tanto al parámetro λ como a la energía cinética (o, mejor, a la energía cinética debida a la componente vertical de la velocidad), pueden llegar a ser de suficiente entidad como para ser tenidos en cuenta. De hecho, los dos parámetros son especialmente importantes en el estudio del granizo en el suelo y han sido

utilizados frecuentemente tanto para analizar la severidad del granizo (Schmid et al., 1992; Hohl et al., 2002), como para comparar distribuciones (Dessens et al., 2001).

3.4.5 Errores de calibración en comparación con otras fuentes de error

Los errores debidos a las diferencias entre los métodos de calibración se pueden reducir hasta cierto punto mediante la *calibración individual*, pero ¿merece la pena tratar de reducirlos, en comparación con otro tipo de errores? Trataremos de resolver esta cuestión analizando cada una de las fuentes de error cuya estimación sea posible.

Entre los posibles errores que afectan a la medida del granizo con granizómetros, se encuentran los debidos a:

- *La forma del granizo.* Este aspecto ha sido descrito en uno de los apartados anteriores cuando se ha realizado el cálculo de la velocidad terminal. Recordemos que se ha definido el coeficiente de forma como $C_d = a \cdot D^b$ siendo D el diámetro de la piedra de granizo en mm, y a y b dos parámetros que toman los siguientes valores: $a = 0.798$ y $b = -0.0789$ (Fraile et al., 1992). Aunque para deducir la ecuación de la velocidad terminal del granizo es necesario suponer una forma esférica, Matson & Huggings (1980) han encontrado que un 16 % de las piedras de los granizos no pueden ser clasificadas como esferoidales, sino que tienen una forma aproximadamente cónica. Si el coeficiente de forma (C_d) tiene una variación relativa de un 20 % (Macklin and Ludlam, 1961) dependiendo de la forma del granizo, podemos concluir que en el cómputo total de la energía, su error relativo puede ser del orden del 3 al 4 % (y por tanto inferior al posible error por calibración). Respecto a la posible forma no elíptica de la huella que dejan los granizos cónicos en la placa, es muy difícil la estimación del error en la medida.
- La *densidad del aire* (ρ_a), la densidad del *granizo* (ρ_h), y el valor de la *aceleración de la gravedad* (g) pueden ser estimados con la precisión suficiente de forma que el error final cometido pueda ser despreciable frente a cualquiera de los demás errores, en la estimación de la velocidad terminal (v), de acuerdo con la ecuación

$$v = \sqrt{\frac{4(\rho_h - \rho_a)gD}{3\rho_a C_d}}.$$

- Las *diferencias de entintado*. Tienen que ver con:
 - la viscosidad de la tinta (incluso utilizando siempre la misma tinta, ésta puede encontrarse en diferente estado, debido a diferencias de temperatura),
 - la presión con que se impregna (se minimiza si es siempre el mismo operario quien realiza el entintado o si sigue un procedimiento muy detallado),
 - las posibles deformaciones de las placas (que pueden ser superficies cóncavas o convexas). Este error es muy difícil de evaluar, ya que no es posible entintar de diferente manera la misma huella. Hemos observado que, para las huellas más pequeñas, la diferencia de entintado puede suponer una diferencia de aproximadamente 1 mm en la estimación del tamaño del granizo, lo que significa un error del 20 %. Por otra parte, como el umbral mínimo de tamaño del granizo es de 5 mm (WMO, 1992), si el entintado es excesivo, algunas de las huellas de ese tamaño pueden no ser consideradas como granizos. En el caso de una calibración individual de la placa (ver *Anexo*), este error se puede minimizar. De hecho, uno de los principales objetivos de la calibración individual es precisamente solventar este error.
- El *solapamiento de las huellas* del granizo. Este problema ha sido tratado anteriormente por Fraile et al. (2004) quienes en un estudio teórico han encontrado que:
 - el solapamiento no tiene influencia significativa en la estimación del parámetro λ de la distribución exponencial,
 - el solapamiento hace que se “pierdan” en torno a un 15 % de las huellas del granizo,
 - el error de la energía total debido al solapamiento, puede llegar a un 40 %. El error debido al solapamiento es muy superior a cualquiera de los otros descritos en los apartados anteriores a causa de los errores de calibración. Por tanto, si lo que se quiere es sólo una estimación de la energía, no merece la pena entretenerse demasiado en las cuestiones relativas a la calibración. De todas formas, en el *capítulo 4* nos detendremos con más detalle en el error que el solapamiento de las huellas induce en la medida de la energía.

- La indeterminación que introduce el *software de adquisición y tratamiento de imágenes y el de identificación de formas*. Nos referimos a *la resolución de la imagen* (tamaño del pixel) y al modo de identificar la forma de la huella considerada (se considera que es una elipse) y su medida (se elige el eje menor como el del tamaño de la huella). Por ejemplo, con imágenes de 300 ppp y utilizando el programa *ImagePro®* para identificar y medir elipses, hemos calculado un error máximo de 10 μm en la medida del eje menor, lo que significa que llega a ser despreciable en comparación con los errores antes enunciados.
- La indeterminación en la medida debida a que dicho proceso sea realizado *por diferentes operarios*. Con los métodos tradicionales de medida manual, habría que considerar los errores debidos a las diferentes estimaciones de los tamaños y a la diferente apreciación del eje menor de la huella elíptica realizada por diferentes operarios. Huggins et al. (1980) encontraron una desviación típica relativa del 30% en las medidas puntuales de cinco parámetros del granizo. Sin embargo, este tipo de errores ya no puede ser incluido en nuestro elenco, porque en la actualidad casi todos los métodos de medida se basan en procesos automáticos o semiautomáticos sobre la imagen escaneada del granizómetro, y la automatización de la medida la hace prácticamente independiente de la actividad del operario (a excepción del tratamiento específico de la superposición de huellas).
- El último tipo de error que queremos tratar aquí es el *error debido al muestreo*, es decir, el error debido a *la variabilidad espacial del granizo a pequeña escala*. Dicho error merece una dedicación especial por dos motivos: a) se trata de un error de muestreo independiente de las características del sistema de medida y b) disponemos de un único caso en este estudio, por lo cual es poco significativo a nivel estadístico. Sin embargo, se ha decidido incluir el estudio aquí como una primera aproximación al problema.

3.5 Un caso de variabilidad espacial

En nuestro intento de seguir comparando el error introducido en la calibración con otras fuentes de error, ahora vamos a analizar la variabilidad en el muestreo: ¿cuál es la incertidumbre de las medidas por el hecho de muestrear el granizo aquí o unos metros – o incluso sólo unos decímetros – más allá?

3.5.1 Variabilidad espacial de los parámetros físicos

Para tratar de estudiar esta cuestión, hemos analizado los datos de una granizada registrada el 2 de septiembre de 1998 en Lannemezan (Francia) que se podría calificar de poco intensa por la cantidad y el tamaño del granizo. Los impactos del granizo quedaron registrados en un *macro-panel*, es decir, un granizómetro de 60 x 120 cm². Después de la granizada, dicho *macro-panel* se ha dividido en seis fragmentos de 30 x 40 cm², que es el tamaño normal de los granizómetros utilizados en Francia. En la Fig. 3.15 se representa un esquema de dicho *macro-panel* y el número con el que se ha identificado cada uno de los fragmentos en que éste se ha dividido.

Tras determinar el tamaño de la piedra de granizo que produjo cada huella, se calcularon los parámetros característicos, que se exponen en la Tabla 3.2. En dicha tabla se indican los valores del tamaño máximo (D_{max}), número de piedras de granizo (N), energía cinética (E), masa de hielo (M) y el parámetro de la distribución exponencial (λ) para cada uno de los 6 granizómetros adyacentes, así como para el *macro-panel* o granizómetro grande constituido por el conjunto de los 6 granizómetros contiguos. En el caso de las variables N , E , y M , se indican todos los resultados por metro cuadrado.

Si admitimos que en la última fila se presentan los datos de la población total (es decir, los obtenidos en el granizómetro grande o *macro-panel*), podemos calcular el error cometido al aceptar las medidas tomadas sobre uno solo de los granizómetros de 30 x 40 cm². Ese error cometido (la diferencia entre el valor medido en el trozo de granizómetro y el valor de la población total) se representa en la Tabla 3.3.

6	5
4	3
2	1

Fig. 3.15. *Macro-panel* o granizómetro grande de 60 x 120 cm². Después de la granizada dicho *macro-panel* se ha subdividido en 6 fragmentos de 30 x 40 cm². Se indica en la figura el número asociado a cada una de las placas de 30 x 40 cm².

Tabla 3.2. Resultados de la medida del tamaño máximo (D_{max}), cantidad de granizos (N), Energía cinética (E), Masa de hielo (M) y el parámetro de la distribución exponencial (λ) de 6 granizómetros adyacentes. En la última fila, en *cursiva*, parámetros del *macro-panel* o granizómetro constituido por el conjunto de los 6 granizómetros.

Placa	D_{max} (mm)	N (m ⁻²)	E (J/m ²)	M (kg/m ²)	λ (mm ⁻¹)
1	12.7	2030	15.67	0.242	0.780
2	10.4	1992	16.02	0.249	0.739
3	10.0	2017	14.89	0.236	0.805
4	10.6	1847	15.30	0.235	0.756
5	9.8	1263	10.30	0.160	0.696
6	11.3	1772	14.19	0.220	0.764
<i>Total</i>	<i>12.7</i>	<i>1820</i>	<i>14.40</i>	<i>0.224</i>	<i>0.759</i>

Tabla 3.3. Errores cometidos por tomar el dato de cada placa en vez del dato de la población total. En **negrilla** aparecen los errores más pequeños (considerados en valor absoluto) de cada parámetro.

Placa	ΔD_{max} (mm)	ΔN (m ⁻²)	ΔE (J/m ²)	ΔM (kg/m ²)	$\Delta \lambda$ (mm ⁻¹)
1	0	210	1.27	0.018	0.021
2	- 2.3	172	1.62	0.025	- 0.020
3	- 2.7	197	0.49	0.012	0.046
4	- 2.1	27	0.90	0.011	- 0.003
5	- 2.9	-557	- 4.10	- 0.064	- 0.063
6	- 1.4	-48	- 0.21	- 0.004	0.005

Se observa que los errores más pequeños no tienen por qué coincidir en la misma placa. Así, el granizómetro 1 tiene el mínimo error en el parámetro D_{max} (sobre él cayó la piedra mayor); el granizómetro 4 tiene el mínimo error del parámetro N (cantidad de piedras de granizo por metro cuadrado) y del parámetro λ de la distribución exponencial, mientras que es el granizómetro 6 el que cuenta con un error mínimo en M (masa de hielo precipitado por metro cuadrado) y en E (energía cinética por metro cuadrado).

Si analizamos la Tabla 3.3, podemos deducir que los errores del D_{max} pueden llegar a ser de hasta casi 3 mm. El número de granizos N varía por exceso (hasta 210 granizos/m² de más) o por defecto (557 granizos/m² de menos) según se analice una u otra placa. Esto indica mucha variabilidad espacial en los impactos de granizo, en lugares muy cercanos, como son, en nuestro caso, dentro de la misma placa grande. La energía cinética (E) viene afectada por las variaciones en N , con una sobreestimación máxima de 1.62 J/m² y una minusvaloración de - 4.10 J/m². De forma análoga, la masa de hielo vendría sobreestimada en 0.025 kg/m² y minusvalorada en -0.064 kg/m². Por último, el parámetro λ varía entre -0.063 y +0.046 mm⁻¹

3.5.2 Variabilidad espacial del parámetro λ

En la Tabla 3.4 se representan los errores relativos expresados porcentualmente. Se observa que el parámetro que menos varía espacialmente en magnitud es el parámetro λ de la distribución exponencial. En todos los granizómetros (salvo el 1 y el 3), λ es la variable que tiene menor error relativo. Incluso en el granizómetro 1, donde cayó la piedra más grande, el error más pequeño distinto de cero corresponde también al parámetro de la exponencial λ .

Esta constancia en la forma de la distribución permite suponer que la variabilidad espacial del granizo en una pequeña región no se debe sólo a posibles cambios en las condiciones atmosféricas ni a variaciones en las causas que producen el granizo: es también una cuestión de muestreo, de modo que puede estudiarse suponiendo una recogida aleatoria de las muestras.

Tabla 3.4. Errores relativos (en tanto por ciento) cometidos por tomar el dato de cada granizómetro en vez del dato de la población total. En **negrilla** aparecen los errores más pequeños (considerados en valor absoluto) que se cometerían al tomar cada granizómetro como representante de toda la zona muestreada.

Placa	$\Delta D_{max}/D_{max}$ (%)	$\Delta N/N$ (%)	$\Delta E/E$ (%)	$\Delta M/M$ (%)	$\Delta \lambda/\lambda$ (%)
1	0	11.5	8.8	8.0	2.8
2	- 18.1	9.5	11.3	11.2	-2.6
3	- 21.3	10.8	3.4	5.4	6.1
4	- 16.5	1.5	6.3	4.9	- 0.4
5	- 22.8	- 30.6	- 28.5	- 28.6	-8.3
6	- 11.0	- 2.6	- 1.5	- 1.8	0.7

En la Tabla 3.4 es interesante observar que entre el *macro-panel* y algunos de los granizómetros o fragmentos, para las variables D_{max} , N , E y M se encuentran subestimaciones entre -1.5% y -30.6%. Pero también se encuentran sobreestimaciones que van desde 1.5% a 11.5% en estas mismas variables.

En todo caso, los resultados anteriores pueden servirnos para establecer comparaciones entre los errores debidos al muestreo y los que se cometen al calcular el tamaño del granizo a partir de las huellas sobre el granizómetro.

Por ejemplo, si llevamos los datos de las tablas anteriores a las curvas de la Fig. 3.10, podemos determinar a qué error en la medida del tamaño del granizo (ΔD), le corresponde un error de λ como el que se ha obtenido. El resultado de este cálculo para cada granizómetro se ofrece en la Tabla 3.5 junto con los valores de λ y el valor absoluto de $\Delta\lambda$, procedentes de la Tabla 3.2 y Tabla 3.3. Se observa que en todos los casos el error cometido al estimar el tamaño del granizo está por debajo de 0.13 mm y es, por tanto, inferior al cometido en el cálculo del tamaño de las piedras de granizo a partir de su huella, sea cual fuere el procedimiento de calibración (Fig. 3.7 y 3.9) Esto significa que la variabilidad espacial del granizo no enmascara los defectos de la calibración. O, dicho de otro modo, en lo que se refiere al cálculo de λ , el error de muestreo es menor al error cometido en el proceso de medida de las huellas en el granizómetro.

Tabla 3.5. Valores del parámetro de la distribución exponencial λ , de su error $\Delta\lambda$ y del ΔD que en la Fig. 3.10 se corresponde con el valor correspondiente de $\Delta\lambda$ (en valor absoluto).

Placa	λ (mm ⁻¹)	$ \Delta\lambda $ (mm ⁻¹)	ΔD (mm)
1	0.780	0.021	0.035
2	0.739	0.020	0.037
3	0.805	0.046	0.071
4	0.756	0.003	0.005
5	0.696	0.063	0.130
6	0.764	0.005	0.009

3.5.3 Variabilidad espacial del tamaño máximo registrado (D_{max})

Hasta aquí lo que se refiere al parámetro de la distribución exponencial λ . Pero ¿qué ocurre con otras variables? De entre las variables que aparecen en la Tabla 3.4 observamos que el error cometido al tomar como tamaño máximo el de uno de los granizómetros es, en general, superior al 10 % y en dos ocasiones supera el 20 %. En términos absolutos, sí podremos decir que el error medio cometido es casi de 2 mm. En este caso, el posible error medio de 0.2 mm cometido en el proceso de medida del granizómetro es considerablemente inferior. En otras palabras: si sólo se quiere determinar el tamaño máximo registrado (D_{max}), no merece la pena el esfuerzo de afinar demasiado en la calibración, ya que el error de muestreo (debido a la variabilidad espacial del granizo) puede ser un orden de magnitud superior al cometido en la calibración.

3.5.4 Variabilidad espacial del número de granizos (N), masa (M) y energía cinética (E)

En cuanto al número de piedras de granizo (N), su cálculo no depende excesivamente de la precisión de las medidas de los tamaños del granizo. Más bien guarda relación con la capacidad de discernir entre huellas solapadas. Esta cuestión será el objetivo central del *capítulo 4* de esta memoria.

Respecto a las variables masa (M) y energía cinética (E), en la tabla de los errores relativos (Tabla 3.4) se aprecia que siguen un comportamiento paralelo. Examinaremos ahora únicamente la variable energía cinética. Para ello, presentamos la Tabla 3.6, donde se indica el error absoluto en la energía cinética debido al muestreo (ΔE) y una estimación del error absoluto en la energía (ΔE_{est}), a partir de los datos de la Fig. 3.12. Para el cálculo de ΔE_{est} se ha utilizado la teoría de errores para medidas indirectas, asumiendo un error máximo en la determinación del tamaño del granizo de $\Delta D = 0.3$ mm.

Como se puede apreciar, el error en la determinación de la energía debido al muestreo o, lo que es lo mismo, debido a la variabilidad espacial del granizo (ΔE), es siempre superior al error que se comete al considerar como única fuente de error la calibración (ΔE_{est}). De este modo, puede decirse que si sólo se pretende estudiar la energía, las posibles variaciones debidas a la variabilidad espacial del granizo son siempre superiores a las debidas a uno u otro tipo de calibración. Y a veces la diferencia puede ser de un orden de magnitud, tal y como se observa si se compara ΔE y ΔE_{est} para los granizómetros 1, 2 y 5 de la Tabla 3.6.

Tabla 3.6. Valores de λ , N , ΔE y ΔE_{est} siendo ΔE_{est} el error en la energía calculado a partir de la Fig. 3.13 suponiendo un valor de $\Delta D = 0.3$ mm.

Placa	λ (mm ⁻¹)	N (m ⁻²)	ΔE (J/m ²)	ΔE_{est} ($\Delta D = 0.3$ mm) (J/m ²)
1	0.780	2030	1.27	0.25
2	0.739	1992	1.62	0.2
3	0.805	2017	0.49	0.2
4	0.756	1847	0.90	0.2
5	0.696	1263	4.10	0.15
6	0.764	1772	0.21	0.2

Estos resultados sobre la variabilidad espacial del granizo no pueden elevarse al rango de definitivos, al ser resultado de un único caso de estudio. Será necesario contar con más casos (y tener la suerte de que granice justamente sobre el *macro-panel*) para poder desarrollar un estudio estadístico significativo. Sin embargo, se han presentado aquí porque se considera este breve estudio suficientemente ilustrativo sobre lo que ocurre cuando se muestrea en diferentes zonas de un espacio reducido.

3.6 Conclusiones

Como resumen, podríamos decir que la calibración individual de las placas reduce en $\frac{3}{4}$ el error cometido en el caso de la calibración anual. Esta disminución también lleva consigo una disminución en el error de las variables derivadas, tales como la masa de hielo, la energía cinética o el parámetro λ de la distribución exponencial de los tamaños. Evidentemente, la cantidad total de piedras no se ve afectada por el método de calibración, aunque una distribución incorrecta de la tinta sobre el granizómetro podría afectar también a esta variable para los granizos más pequeños.

Cuando comparamos con otras fuentes de error, el proceso de calibración (individual o no) añade poco error suplementario en algunas variables medidas directamente, tales como el tamaño máximo (del 2% aproximadamente frente a un 15% debido a la variabilidad espacial del granizo). Sin embargo, en el caso del parámetro λ de la distribución exponencial de tamaños, la calibración puede generar un error relativo medio del 20% (frente a sólo un 3% de error debido al lugar donde el muestreo fue llevado a cabo), y un error medio en la energía de entre el 10 y 15%.

Este error introducido en la energía cinética por la calibración es mayor (en ocasiones hasta 10 veces mayor) que el que se deriva de la variabilidad espacial del granizo. Sin embargo, el error debido al solapamiento de las huellas de los granizos (que es del orden del 40%) llega a ser superior al que se deriva de la calibración, aunque podría ser disminuido mediante la corrección oportuna.

En consecuencia, como el objetivo de cualquier medida es reducir los errores, proponemos reducir el error de calibración mediante la calibración individual, si es posible. Si no, una medida sistemática, con un manual de procedimiento como el que adjunta en el *Anexo*, puede reducir al mínimo los errores de calibración y medida. Como ejemplo, señalaremos el caso del sur de Francia, donde una misma persona ha realizado siempre las medidas de forma sistemática; el hecho de hacer las cosas siempre de la misma manera ha conducido a una notable homogeneidad en las rectas de calibración de la Tabla 3.1. Huggins et al. (1980) afirmaron que una de las principales fuentes de error es precisamente la variación de resultados entre diversos operarios: cuando el mismo proceso, por ejemplo el entintado, lo hacen diferentes personas no siempre obtienen los mismos resultados porque puede haber diferencias en la cantidad de tinta o en su distribución, incluso en el caso de medidas automáticas.

En todo caso, la decisión sobre el método de calibración dependerá de los recursos disponibles y del objetivo que se persiga. Si se pretende únicamente detectar la presencia del granizo, o determinar su tamaño máximo, o el número total de piedras que precipitan, no será necesario realizar ningún esfuerzo extra sobre el método de calibración. Antes habrá que tratar de disminuir otros errores, como el de muestreo. Por contra, con los datos que se han ofrecido en este trabajo, si lo que se pretende es calcular la energía, o el parámetro λ de la distribución de tamaños, habrá que estudiar la conveniencia de afinar en la medida de las placas, tratando de reducir los posibles errores de medida, como es el de la calibración.

Por último, sea cual sea el método de calibración escogido, para conseguir medidas fiables con granizómetros, es aconsejable seguir un manual estándar de procedimiento como el que se describe en el *Anexo*, junto a un adiestramiento previo en todo el proceso de medida: calibración, entintado, medida e identificación de huellas.

3.7 Bibliografía

- Changnon, S.A., 1969. Hail measurement techniques for evaluating suppression projects. *J. Appl. Meteorol.* **8**, 596-603.
- Dalezios, N.R., Sioutas, M.V. and Karacostas, T.S., 1991. A systematic hailpad calibration procedure for operational hail suppression in Greece. *Meteor. Atmos. Phys.* **45**, 101-111.
- Dalezios, N.R., Loukas, A. and Bampzelis, D., 2002. Universal kriging of hail impact energy in Greece. *Phys. Chem. Earth* **27**, 1039-1043.
- Dessens, J. and Fraile, R., 1994. Hailstone size distributions in southwestern France. *Atmos. Res.* **33**, 57-73.
- Dessens, J., Fraile, R., Pont, V. and Sánchez, J.L., 2001. Day-of-the-week variability of hail in southwestern France. *Atmos. Res.* **59-60**, 63-76.
- Fraile, R., 1991. Análisis climatológico y caracterización de las tormentas de granizo en las provincias de León y Zamora. Tesis doctoral, Universidad de Valladolid, 184 pp.
- Fraile, R., Castro, A. and Sánchez, J.L., 1992. Analysis of hailstone size distributions from a hailpad network. *Atmos. Res.* **28**, 311-326.
- Fraile, R., Berthet, C., Dessens, J. and Sánchez, J.L., 2003. Return periods of severe hailfalls computed from hailpad data. *Atmospheric Research* **67-68**, 189-202.
- Fraile, R., López, L., Palencia, C. and Castro, A., 2004. Hailstone size distribution and dent overlap in hailpads. *Proc. 14th Int. Conf. on Clouds and Precipitation. I.C.C.P. and I.A.M.A.S.*, Bologna, 763-766.
- Giaiotti, D., Giancesini, E. and Stel, F., 2001. Heuristic considerations pertaining to hailstone size distributions in the plain of Friuli-Venezia Giulia. *Atmos. Res.* **57**, 269-288.
- Hohl, R., Schiesser, H.H. and Aller, D., 2002. Hailfall: the relationship between radar-derived hail kinetic energy and hail damage to buildings. *Atmos. Res.* **63**, 177-207.
- Huggins, A., Crow, E.L. and Long, A.B., 1980. Errors in hailpad data reduction. *J. Appl. Meteorol.* **19**, 733-747.
- Lozowski, E.P., Erb, R., Wojtiw, L., Wong, M., Strong, G.S., Matson, R., Long, A., Vento, D. and Admirat, P., 1978. The hail sensor intercomparison experiment. *Atmos. Ocean* **16**, 94-106.
- Lozowski, E.P. and Strong, G.S., 1978. On the calibration of hailpads. *J. Appl. Meteorol.* **17**, 521-528.
- Macklin, W.C. and Ludlam, F.H., 1961. The fallspeeds of hailstones. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* **87**, 72-81.
- Marshall, J.S. and Palmer, W.M., 1948. The distribution of raindrops with size. *J. Meteorol.* **5**, 165-166.
- Matson, R.J. and Huggins, A.W., 1980. The direct measurement of the sizes, shapes and kinematics of falling hailstones. *J. Atmos. Sci.* **37**, 1107-1125.
- Morgan, G.M., 1982. Precipitation at the ground. In *The national hail research experiment*, Colorado Associated University Press, Boulder, CO, 59-79.
- Palencia, C., Berthet, C., Massot, M., Castro, A., Dessens, J. and Fraile, R., 2007. On the individual calibration of hailpads. *Atmos. Res.* **83**, 493-504.

- Sánchez, A.M., 1999. *Fundamentos de Metrología*. Universidad Politécnica de Madrid, Madrid. 80 pp.
- Schleusener, R.A. and Jennings, P.C., 1960. An energy method for relative estimates of hail intensity. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* **41**, 372-376.
- Schmid, W., Schiesser, H.H. and Waldvogel, A., 1992. The kinetic-energy of hailfalls. Part IV. Patterns of hailpad and radar data. *J. Appl. Meteorol.* **31**, 1165-1178.
- Smith, P.L. and Waldvogel, A., 1989. On determinations of maximum hailstone sizes from hailpad observations. *J. Appl. Meteorol.* **28**, 71-76.
- Taylor, J.R., 1997. *An introduction to error analysis: the study of uncertainties in physical measurements*, 2nd ed. University Science Books, Sausalito, California. 327 pp.
- Towery, N.G. and Changnon, S.A., Jr., 1974. A review of surface hail sensors. *Journal of Weather Modification* **6**, 304-317.
- Vento, D., 1976. The hailpad calibration for Italian hail damage documentation. *J. Appl. Meteorol.* **15**, 1018-1022.
- Vento, D., 1978. L'angle de chute au sol de la grêle. *Atmos. Ocean* **16**, 81-85.
- Waldvogel, A., Federer, B., Schmid, W. and Mezeix, J.F., 1978. The kinetic energy of hailfalls. Part II: radar and hailpads. *J. Appl. Meteorol.* **17**, 1680-1693.
- WMO, 1992. *International Meteorological Vocabulary*. WMO, Geneva, Switzerland. 784 pp.

4

INCERTIDUMBRE POR SOLAPAMIENTO

4.1 Introducción

En este capítulo nos centraremos en otra de las posibles incertidumbres en el proceso de medida mediante granizómetros. Cuando la granizada es especialmente intensa, es difícil poder discriminar entre dos huellas diferentes si se produce un solapamiento de huellas en dicho granizómetro. Esto es lo que denominaremos *error o incertidumbre debido al solapamiento* de huellas y que trataremos de analizar a continuación.

¿Por qué es importante estudiar el error que se comete por el solapamiento de las huellas? Hay varias razones. Una de ellas es que, a diferencia de otras fuentes de error, el solapamiento altera todas las variables que se miden con el granizómetro, salvo el simple hecho de determinar si ha granizado o no. La presencia de granizo también puede detectarse, con buenos resultados, mediante medidas en el interior de la nube con radares meteorológicos (Makitov, 2007; San Ambrosio et al., 2007; López and Sánchez, 2009; Pujol et al., 2009;

Putsay et al., 2009; Sánchez et al., 2009), y con satélites meteorológicos (Collino et al., 2009; Putsay et al., 2009).

En cuanto a las otras variables, comencemos por recordar que en el capítulo anterior abordábamos el error debido al método de calibración utilizado (Palencia et al., 2007). Es claro que dicho error únicamente se asigna al tamaño del granizo (y, en consecuencia, a las variables que dependen del tamaño, como son la masa, la energía y el parámetro λ de la distribución exponencial). Sin embargo, cuando se produce solapamiento no sólo se modifica el tamaño medido del granizo, sino la cantidad de piedras que han incidido sobre una placa. De este modo, también las magnitudes derivadas (como son la masa total o la energía cinética total por unidad de superficie) se ven afectadas por estas fuentes de error.

Otra razón - y quizá la principal - es la propia magnitud del error: la presencia de solapamiento es capaz de alterar las medidas finales en unos porcentajes superiores al 20 y al 25 %. Por tanto, el orden de magnitud de este error es lo suficientemente importante como para que deba ser tenido en cuenta en los estudios y trabajos realizados con datos procedentes de granizómetros. En el *capítulo 2* de esta memoria doctoral se ha reconocido el alcance y la evolución creciente de la investigación con granizómetros, de donde se obtienen un sinnúmero de parámetros que se relacionan con otras variables. Por ello, si se quisiera estudiar el daño que causa el granizo en la producción agraria (Sánchez et al., 1996; Parker et al., 2005; Segele et al., 2005) o en otros bienes, como automóviles o edificios (Hohl et al., 2002a; Hohl et al., 2002b; Schuster et al., 2006) y se hiciera mediante granizómetros, de alguna manera habría que tener en cuenta la incertidumbre debida al solapamiento.

Al final de este capítulo se introducirán unos algoritmos matemáticos para tratar de corregir el sesgo debido al solapamiento. Esos algoritmos deberían ser aplicados sobre las medidas de granizo obtenidas en cualquier red de granizómetros, (como pueden ser, entre las más recientes, las usadas por García-Ortega et al., 2007; López et al., 2007; Ceperuelo et al., 2009; García-Ortega et al., 2009; Pocakal et al., 2009; Sioutas et al., 2009) y verificar si los resultados de la investigación se mantienen.

4.1.1 Definición de solapamiento

La necesidad de que haya un contacto físico entre las piedras de granizo y el granizómetro, produce como consecuencia que una misma zona del granizómetro no es capaz de registrar dos huellas en el mismo sitio y que ambas huellas sean medibles. A esta incapacidad de medir –o medir correctamente –

todas las huellas, nos referimos cuando hablamos de error cometido por *solapamiento* o *superposición de huellas*.

Ya en los primeros años de uso del granizómetro, algunos autores, como Long et al. (1980) o Rinehart (1983) analizaron varias posibles fuentes de error. Mezeix and Admirat (1978) estudiaron la saturación de la superficie del granizómetro y la consiguiente pérdida de datos. Sin embargo, hasta donde sabemos, no se han publicado trabajos sobre los errores cometidos por solapamiento, aunque algunos autores (Giaiotti et al., 2001) han introducido una fórmula correctora en los resultados de sus medidas. Hay que reconocer que tal error sólo será apreciable en los casos que podríamos denominar de “superpoblación” de granizo (muestras grandes). Si sobre una placa sólo se registran unos pocos impactos, es de esperar que el error cometido por solapamiento pueda despreciarse. Como caso extremo se puede considerar el efecto de un solapamiento total (granizos pequeños que inciden en el interior de una huella grande, o bien un gran granizo que incide sobre una o varias huellas más pequeñas, y las cubre completamente). En este caso las huellas más pequeñas pasarían completamente inadvertidas.

Las hipótesis principales en que se basa la medida efectuada sobre un granizómetro se pueden resumir en:

- considerar el granizo como un objeto esférico de radio R ;
- suponer que la velocidad de caída es la velocidad terminal, dependiente únicamente de su tamaño, y que sólo tiene componente vertical;
- suponer que el tamaño de la huella es función de la energía cinética del granizo;
- asumir que cada piedra de granizo deja una huella elíptica, de la que sólo se utilizará el eje menor en los cálculos.

La forma elíptica de la huella en un granizómetro es debido a la presencia del viento horizontal que arrastra al granizo en su caída (Vento, 1976, 1978). Por ello, se asume que el eje menor de la huella elíptica es independiente del viento; y por eso a partir de la huella de dicho eje menor es posible deducir la energía cinética debida a la componente vertical de su velocidad.

Como idea general señalaremos que una huella será medible cuando el posible solapamiento con una zona ya granizada es sólo una pequeña fracción de su tamaño. No será medible si el solapamiento es relativamente grande, de modo que la huella sobresale poco de la zona previamente afectada por el granizo. En este último caso, el identificador de la forma del granizo (persona o

programa informático) no será capaz de discriminar entre dos huellas y entenderá que es sólo una huella deformada. En la Fig. 4.1 se observa un ejemplo de 2 huellas con solapamiento. En la Fig. 4.1a) ambas huellas son medibles y en Fig. 4.1b) una huella es medible y la otra no.

Al estudiar los errores cometidos en la medida de las piedras de granizo causados por el solapamiento, nos planteamos dos objetivos: 1) mejorar la calidad de los datos obtenidos con el granizómetro en granizadas reales, de modo que se puedan hacer estudios comparativos sobre la climatología del granizo llevados a cabo en otros lugares y épocas; 2) explicar porqué la distribución de tamaños de granizo no sigue exactamente una distribución exponencial sino que se registran menos granizos pequeños de lo que prevé dicha distribución.

¿Por qué suponemos que la distribución de tamaños del granizo es exponencial? La distribución de Marshall y Palmer (1948), propuesta para los tamaños de las gotas de lluvia, pronto se aplicó también a las piedras de granizo (Ulbrich, 1974; Federer and Waldvogel, 1975; Cheng and English, 1983; Cheng et al., 1985). Con el uso generalizado del granizómetro y los datos procedentes de las redes de observadores (Changnon, 1971; Roos, 1978), se constató que la forma de la distribución del granizo que incidía sobre una superficie, también se adaptaba bastante bien a una distribución exponencial, con algunas excepciones para los granizos más pequeños (Federer and Waldvogel, 1978).

Es conocido que una de las causas de esta pérdida de granizos pequeños respecto a los previstos por la distribución exponencial, es la fusión del granizo mientras cae al suelo (Fraile et al., 2003; Giaioti and Stel, 2006). Esta pérdida es la razón de que algunos autores utilicen la distribución exponencial sólo para granizos superiores a los 8 ó 10 mm (Dessens and Fraile, 1994).

a) ambas huellas son medibles

b) huella 1 medible, huella 2 no medible

Fig. 4.1. Ejemplo de huellas a) ambas son medibles y b) una huella medible y la otra no es medible.

A pesar de que se han propuesto otras distribuciones, como la gamma, que tengan en cuenta las desviaciones respecto a la exponencial (Wong et al., 1988; Fraile et al., 1992), lo cierto es que sigue habiendo discusiones sobre las ventajas de una u otra distribución (Smith, 2003), e incluso puede decirse que, por su facilidad de manejo, la exponencial, suele ser más utilizada a la hora de establecer comparaciones entre granizadas (Dessens et al., 2001; Fraile et al., 2003). Por este motivo, al buscar la distribución más conveniente para generar las simulaciones que se han hecho en el presente trabajo, se eligió la distribución exponencial.

Antes de presentar este trabajo, debemos señalar que lo que llamamos “*error debido al solapamiento de las huellas*” es una combinación del fenómeno de solapamiento de las huellas y del proceso de medida. En la Fig. 4.2 se muestra como ejemplo un granizómetro tras una granizada, sobre el que se le ha pasado un rodillo de imprenta con tinta negra. A fin de cuentas, siempre tendremos una imagen más o menos parecida a la de la Fig. 4.2, que habrá que interpretar. El proceso de medida consiste en determinar el tamaño de cada una de las huellas que se detectan en la imagen, siguiendo una metodología determinada (Palencia et al., 2007). Lo que pretendemos explicar es que un estudio sobre el solapamiento de las huellas en un granizómetro ha de tener relación con el procedimiento de identificación y medida de las huellas, sea el que sea.

Fig. 4.2. Aspecto de un granizómetro de la red de León después de una granizada, que ha sido entintado y preparado para ser medido.

En este capítulo se aborda el problema de la superposición de huellas mediante una simulación de granizadas que se ha generado con las mismas hipótesis que se asumen para validar las medidas de los granizómetros: granizo esférico y distribución exponencial de tamaños. En primer lugar, se analizan las diferencias de las medidas efectuadas sobre los granizómetros (valores *medidos*) con las de los valores de los que se ha partido al realizar la simulación (valores *simulados*¹). Posteriormente, son comparados los resultados de las medidas procedentes de las *granizadas simuladas* con los de *granizadas reales*. A continuación, se proponen unas correcciones que habría que aplicar a los datos cuando se haya producido solapamiento de huellas en un granizómetro. Por último, se presentará un modelo de solapamiento que sirve como ayuda conceptual para entender el porqué de las correcciones presentadas aquí.

4.2 Material y métodos

Para comprobar el efecto del solapamiento de huellas en la medida de los granizómetros, se simularon granizadas sobre granizómetros de tamaño idéntico al de la red de granizómetros de León (España): esto es, una placa cuadrada (30x30 cm²) de Styrofoam. La única variación respecto al granizómetro descrito por Fraile et al. (1992), fue la supresión de la zona central destinada a la calibración, con el fin de facilitar el proceso de la simulación, aumentar el área de muestreo y reducir el error cometido por el efecto de borde. De este modo, el área sensible del granizómetro simulado mide en total 900 cm².

La metodología sigue varios pasos:

4.2.1 Elección de las distribuciones: monodispersa y exponencial

A la hora de simular las granizadas, nos planteamos de qué características debían ser. Si suponemos que la distribución de tamaños sigue una distribución exponencial, es posible caracterizar cualquier granizada sin más que fijar dos parámetros: la cantidad de piedras de granizo (N) y el valor del parámetro de la distribución exponencial (λ), siendo la función densidad de probabilidad: $f(x) = \lambda \cdot \exp(-\lambda x)$. A partir de estos datos, es posible hacer una estimación bastante precisa de cualquier otra variable (como la masa de hielo, o la energía cinética debida a la componente vertical de la velocidad) del granizo que llega al suelo.

¹ Definimos como valores *simulados* a aquellos valores de los que se ha partido para realizar la simulación, y que en nuestro caso serían conocidos (puesto que en nuestra simulación sabemos el número de huellas que hemos dibujado, así como su tamaño y posición).

Como se mencionó anteriormente, la distribución de tamaños de granizo no es exactamente una función exponencial, debido entre otras causas, a la pérdida de granizos pequeños por la fusión del granizo mientras cae. Sin embargo, utilizaremos como hipótesis la distribución exponencial de tamaños porque:

- es una distribución sencilla y fácil de utilizar;
- se ajusta bien para todos los tamaños de granizo, excepto para los más pequeños;
- los tamaños más pequeños de granizo son los que menos intervienen en el solapamiento de huellas en un granizómetro. Este hecho es el que intentaremos demostrar a lo largo de este capítulo.

Los valores de los parámetros N y λ de las granizadas simuladas fueron seleccionados de modo que fuesen habituales en las granizadas reales, al menos en las redes del sur de Europa (en concreto en Francia, España e Italia). La gran variabilidad de estos dos parámetros para los hidrometeoros, ha sido puesta de manifiesto por Lee and Zawadzki (2005). De la bibliografía consultada (Dessens and Fraile, 1994; Fraile et al., 1999; Giaioti et al., 2001) se desprende que para el sur de Europa, las granizadas muestran pocas diferencias en cuanto al parámetro λ . Sin embargo, para la variable N , ocurre lo contrario. N varía mucho incluso de una granizada a otra en el mismo lugar. En términos generales, podemos afirmar que las distribuciones de Francia y España tienen mayor número de piedras de granizo que las de Italia.

Se ha analizado la distribución de las variables en los diferentes granizómetros y se han extraído los valores correspondientes a diferentes percentiles. En la Tabla 4.1 se muestran los valores de N y λ correspondientes a los percentiles más representativos (múltiplos de 12.5%). Son precisamente esos valores los que se han utilizado para llevar a cabo las simulaciones.

La determinación de los percentiles se ha llevado a cabo de la siguiente manera: en primer lugar, se han ordenado los valores de N_1 (número de piedras por metro cuadrado) y de N_2 (número de piedras en un granizómetro de $30 \times 30 \text{ cm}^2$) en orden creciente y se han anotado en las columnas 2 y 3 de la Tabla 4.1 los valores correspondientes a los porcentajes señalados. Posteriormente, se han ordenado los valores de λ en orden creciente y se han anotado los valores correspondientes en la columna 4 de la Tabla 4.1. En consecuencia, los valores característicos de N y λ para los 8 percentiles elegidos, han sido seleccionados independientemente.

Con el fin de hacer una primera estimación de los efectos del solapamiento, nos planteamos llevar a cabo previamente unas simulaciones de granizadas en las que todos los granizos fuesen del mismo tamaño (*distribución*

monodispersa). El diámetro utilizado (D) y el número de piedras simuladas (N_1 y N_2) se muestran en la Tabla 4.2. Como se aprecia, se han tomado cuatro de los valores de N_1 y N_2 procedentes de la Tabla 4.1, y se han elegido unos tamaños entre 5 y 20 mm que son los registrados más frecuentemente.

Generar una simulación de una granizada sobre un granizómetro, que luego pueda ser medido utilizando el procedimiento habitual, equivale a generar imágenes similares a las de la Fig. 4.2. Es decir, sobre un fondo negro se trata de ir colocando una cierta cantidad de huellas de diferentes tamaños en ciertos lugares de la imagen. La imagen así simulada tendrá que tener la misma resolución que tienen las imágenes escaneadas de los granizómetros reales. En el caso del método de medida que se utiliza en León, esa resolución es de 300 puntos por pulgada (Palencia et al., 2007), por lo que un cuadrado de 30x30 cm² es representado por una imagen cuadrada de 3500 puntos de lado (algo menos de 12.3 Megapíxeles).

En una granizada real, para relacionar el granizo con su huella se realiza un proceso de calibración. En esencia, dicho proceso consiste en buscar una ecuación experimental que permita relacionar el diámetro de las esferas de calibración (D) con el diámetro de las huellas (H) producidas por éstas cuando inciden sobre un granizómetro. Dicha ecuación es lo que se conoce como *recta de calibración* y en nuestro caso será del tipo $D = A \cdot H + B$ donde A y B serán parámetros obtenidos experimentalmente.

Tabla 4.1. Valores de N_1 (número de piedras por metro cuadrado), N_2 (número de piedras en un granizómetro de 30x30 cm²) y λ (parámetro de la distribución exponencial en mm⁻¹) utilizados en las simulaciones de *distribución exponencial*. Estos valores han sido elegidos a partir de los percentiles de las distribuciones analizadas en las redes del sur de Europa.

Percentil	N_1 (m ⁻²)	N_2	λ (mm ⁻¹)
12.5	289	26	0.29
25	622	56	0.37
37.5	1089	98	0.44
50	1744	157	0.53
62.5	2622	236	0.62
75	3833	345	0.74
87.5	6322	569	0.91
95	9533	858	1

Tabla 4.2. Valores de N_1 (número de piedras por metro cuadrado), N_2 (número de piedras en un granizómetro de 30x30 cm²) y D (diámetro en mm) utilizados en las simulaciones de las *distribuciones monodispersas*.

D (mm)	N_1 (m ⁻²)	N_2
5	622	56
10	1744	157
15	3833	345
20	9533	858

Con el fin de simular las huellas, en primer lugar se determinaron los tamaños de los granizos para las dos distribuciones, *exponencial* y *monodispersa*. Las simulaciones hechas por ordenador consistieron en generar N círculos blancos (huellas) de tamaño fijo (para el caso de la *distribución monodispersa*) o de tamaños distribuidos exponencialmente (para la *distribución exponencial*). En el *capítulo 5* se demostrará que si la distribución de tamaños para el granizo es exponencial, también lo será la distribución de tamaños de sus huellas.

Para dibujar los círculos de la distribución exponencial, se generaron al azar los tamaños de N piedras de granizo de forma que dichos tamaños también estuvieran distribuidos exponencialmente. Para ello, mediante la recta de calibración, se determinó el tamaño de la huella que el granizo deja sobre la placa. En esencia, el procedimiento para calibrar los granizómetros consiste en dejar caer sobre un granizómetro esferas de acero de tamaños conocidos desde unas alturas tales que lleguen al granizómetro con la misma energía cinética con que lo haría una piedra de granizo del mismo tamaño. La relación entre el tamaño de las esferas y la huella que dejan sobre el granizómetro se suele considerar lineal y determina la llamada recta de calibración. Sobre la variabilidad de las rectas de calibración pueden verse los trabajos de Vento (1976), Lozowski and Strong (1978), Long et al. (1980) y Palencia et al. (2007).

4.2.2 Elección de la recta de calibración

Después de analizar las rectas de calibración de algunas redes de granizómetros instaladas en Europa, como las que estudian Vento (1976), Giaiotti et al. (2001), o Palencia et al. (2007), decidimos utilizar un promedio de todas ellas. La recta de calibración que hemos utilizado en las simulaciones es:

$$\text{diámetro granizo} = 0.973 * \text{diámetro huella} + 2.572 \text{ mm}$$

4.2.3 Construcción y preparación de imágenes para las simulaciones

En cuanto a la colocación de las N huellas sobre el granizómetro simulado, se ideó un sistema de ejes cartesianos que coincidían con dos lados consecutivos de la placa simulada. El punto (x, y) correspondiente al centro de cada huella también se determinó mediante procedimientos aleatorios, siguiendo una distribución uniforme independiente para el eje X y para el eje Y .

Conocida la posición del centro y del diámetro de cada huella, con *Autocad*® se trazaron los círculos blancos definidos anteriormente tal y como aparece en la Fig. 4.3.a. Mediante *CorelDraw*®, se transformó a blanco, negro o gris, respectivamente las áreas de huella, fondo o borde tal y como aparece en la Fig. 4.3.b. Por último, se recortó el borde exterior de forma que quedara un dibujo similar al de un granizómetro real (es decir, con huellas cortadas debido a que han caído sobre el borde del granizómetro) y que es el que se representa en la Fig. 4.3.c.

La Fig. 4.4 recoge un ejemplo de cada una de las posibilidades de *distribución monodispersa* construidas con los datos de la Tabla 4.2. Análogamente, en la Fig. 4.5 se muestran ejemplos de las simulaciones de granizómetros, para diferentes valores de N y λ con granizos cuyo tamaño se distribuye *exponencialmente*.

4.2.4 Elección del número de simulaciones

Para determinar cuántas veces teníamos que repetir las simulaciones, es decir, sobre cuántos granizómetros tenía que precipitar una misma granizada, hicimos un estudio de la situación real de las granizadas en latitudes mediterráneas. La red de granizómetros más densa, con una densidad de 1 granizómetro cada 4 km^2 , registró un promedio de 12.2 granizómetros por granizada en España (Fraile et al., 1999). En redes menos densas, como la de Francia, con 1 granizómetro cada 48.4 km^2 (Dessens and Fraile, 1994), el promedio, en dos zonas de estudio diferentes, fue de 9.9 y 11.7 granizómetros afectados cada día, por lo que se puede estimar que los granizómetros afectados por granizada pueden ser menos de la mitad, ya que la zona de estudio es considerablemente mayor. Por otra parte, la red italiana, que es la que servirá como referencia en el presente trabajo, tiene una densidad de 1 granizómetro cada 16 km^2 (Palencia et al., 2010) y un promedio de unos 7 granizómetros por granizada.

Fig. 4.3. Fases de construcción y preparación de la imagen de la simulación.

Fig. 4.4. Ejemplos de simulaciones de huellas sobre granizómetros de 30x30 cm², producidas por granizos de igual tamaño (*distribuciones monodispersas*) para diferentes valores de N (en filas) y D (en columnas).

Fig. 4.5. Huellas simuladas sobre granizómetros de $30 \times 30 \text{ cm}^2$, generadas con granizo cuyo tamaño se distribuye *exponencialmente*, para diferentes valores de N (en filas) y λ (en columnas, expresado en mm^{-1}).

Basándonos en estos datos hemos aceptado que en nuestras simulaciones de granizadas reales (con distribución de tamaños exponencial), cada granizada afectará a 10 granizómetros, y por tanto, repetiremos 10 veces cada una de las simulaciones. Las simulaciones de distribuciones monodispersas, que únicamente servirán para mostrar las consecuencias cualitativas del solapamiento, basta que sean la mitad. En consecuencia, cada una de las simulaciones de la Fig. 4.4 se repitieron 5 veces y para las de la Fig. 4.5 se repitieron 10 veces. En total se hicieron 80 simulaciones de distribuciones monodispersas cruzando los valores de N y D , y 640 simulaciones de distribuciones exponenciales cruzando los valores de N y λ . En resumen, se ha simulado la caída de 215920 granizos sobre 720 granizómetros, y se han medido los tamaños de las huellas correspondientes.

4.2.5 Identificación y medida de huellas

Para identificar las huellas en las imágenes, se utilizó el software *ImagePro Plus*[®], habitual en el procesado de granizómetros (Dessens et al., 2001; Palencia et al., 2007). Este programa identifica automáticamente los círculos blancos, mide su tamaño y su número. Como en el caso de una granizada real, el dato que se mide es el eje menor de cada huella, que el programa aproxima a una elipse, hicimos exactamente lo mismo para medir las huellas de las simulaciones. Cuando el operario detecta dos o más huellas conectadas entre sí (esto es, con cierta superposición), el programa le permite separar dicha superficie en dos. Así, aunque la identificación de las huellas es automática, el proceso de discernir si tal identificación es adecuada o no depende del operario, que puede modificar la selección de las huellas que serán incorporadas a la base de datos. A pesar de todo, se comete algo de error en la medida de las dos huellas solapadas, ya que no es posible medir dos veces la zona de intersección. Los detalles sobre las tareas que el software realiza automáticamente y las correspondientes al operario se han expuesto con mayor amplitud en el capítulo precedente.

El hecho de tomar como huella del granizo el eje menor de la elipse se debe a que, incluso un granizo perfectamente esférico genera una huella de forma elíptica cuando la velocidad de caída del granizo tiene una componente horizontal debida al viento. El eje menor es función del tamaño del granizo, mientras que el eje mayor es función de la intensidad del viento (Vento, 1976). Esto implica que el tamaño y la masa del granizo pueden ser calculados correctamente a partir del eje menor de la huella. Sobre la subestimación de la energía cinética calculada sólo con la velocidad terminal (vertical), puede consultarse el trabajo de Vento (1978).

El proceso de medida consistió en realizar para las simulaciones exactamente las mismas tareas previstas para el caso de una granizada real. Es decir, una vez escaneado el granizómetro, para cada una de las huellas se buscó determinar el tamaño de la huella y el del granizo que la causó. Conocidos los tamaños, es posible calcular el parámetro λ de la distribución de tamaños de granizos (supuesta *exponencial*) por el método de los momentos (*MM*), mediante la determinación del primer momento de la distribución (Fraile and García-Ortega, 2005). Para la distribución exponencial, el *MM* y el método de máxima verosimilitud (*MMV*) coinciden (Sneyers, 1990) y el método de *MMV* no da estimaciones sesgadas del parámetro. Para evitar el sesgo en la estimación de otros momentos de la distribución de tamaños del granizo (Smith and Kliche, 2005), se calcularon, con las premisas generalmente aceptadas, la masa de hielo y la energía cinética debida a la componente vertical de la velocidad.

4.3 Tamaños de granizo *medidos* en función de tamaños *simulados*

Ofreceremos en primer lugar los resultados de la medida de las simulaciones con *distribuciones monodispersas*. Un primer resultado es la constatación de que la superposición de las huellas provoca una alteración en los tamaños medidos de las huellas. No abundaremos en esta apreciación, porque es más interesante tratarla después, cuando abordemos el estudio de las granizadas cuyos tamaños se distribuyen exponencialmente, que son más parecidas a las reales. Sin embargo, sí es interesante reparar en la cantidad total de huellas *medidas*² y en el contraste con el número de huellas *simuladas*.

4.3.1 Resultados para la distribución monodispersa

Es preciso señalar que no ha sido posible efectuar ninguna medición de los granizómetros con un número de granizos elevado ($N = 858$) y piedras monodispersas de gran tamaño ($D = 15$ mm y $D = 20$ mm), ya que debido al elevado número de N aparece casi toda la superficie del granizómetro en color blanco, tal y como puede observarse en la parte inferior izquierda de la Fig. 4.4.

Para el resto de las simulaciones de la Fig. 4.4, se midió el número de huellas de acuerdo con el procedimiento habitual de medida de un granizómetro (Palencia et al., 2007). En la Fig. 4.6 se representan los valores del número de huellas medidas (N_m) frente a los valores del número de huellas simuladas (N_s) para la *distribución monodispersa*. Los valores utilizados para N_s son: 858, 345, 157 y 56 piedras de granizo en un granizómetro de 900 cm². En la Fig. 4.6 también se ha representado, mediante una línea de trazos en color rojo, la recta $y = x$.

Si analizamos los datos de N_m y N_s se puede observar que no coinciden ambas cantidades: de hecho, siempre se ha medido una cantidad de huellas menor o igual que la cantidad de huellas generadas ($N_m \leq N_s$). Con esta notación podemos decir que el test no paramétrico de Kruskal-Wallis, aplicado a las muestras que aparecen en la Fig. 4.6, indica que N_m y N_s son muestras significativamente diferentes, para un nivel de significación del 5%.

² Utilizaremos el subíndice “m” para referirnos a las variables *medidas* sobre el granizómetro tras la simulación, y utilizaremos el subíndice “s” para designar las variables *simuladas*, esto es, las esferas cuyas huellas se simulaban mediante las aplicaciones informáticas descritas anteriormente. Dichas huellas *simuladas* se corresponden con los círculos blancos dibujados aleatoriamente sobre el granizómetro, es decir, los valores de los que se ha partido para realizar cada simulación.

Fig. 4.6. Valor de N_m en función del valor de N_s (generado en la simulación) en la *distribución monodispersa*. La línea de trazos se corresponde con $y = x$

Esta diferencia entre la cantidad N_m de huellas medidas y la cantidad N_s de huellas simuladas ocurre también para las granizadas reales, y en este caso es debida únicamente a la superposición. Si hemos hecho esta simulación con huellas del mismo tamaño, era para asegurarnos que no se perdían huellas al situar una piedra pequeña en el interior de otra mayor, pasando, por tanto, inadvertida la primera (Fig. 4.1b).

En consecuencia, se puede establecer como principio general que la superposición de huellas en un granizómetro genera una pérdida en la cantidad de huellas que se miden sobre él (esto es, casi siempre se medirá menos granizo del que ha caído). Esa pérdida en la cantidad de piedras depende del tamaño D (cuanto mayores sean los granizos, más solapamiento) y del número total de granizos N (cuanto más granizo caiga, más solapamiento). Más adelante se cuantificará esta diferencia para las granizadas reales.

4.3.2 Resultados para la distribución exponencial

Haciendo las mismas medidas de las huellas para las simulaciones de granizadas con *distribución exponencial* de tamaños, se obtuvo el número total de impactos (N) y el tamaño correspondiente de las piedras de granizo (D). Con

el conjunto de todos los datos medidos en una placa, se determinó el parámetro λ de la distribución de tamaños exponencial, la masa de cada piedra de granizo (M) y su energía cinética (E) de acuerdo con las siguientes ecuaciones:

$$M = \frac{4}{3} \pi R^3 \rho_{hielo}$$

$$E = \frac{1}{2} M v^2$$

$$v = \frac{4(\rho_{hielo} - \rho_{aire})gD}{3\rho_{aire} C_D}$$

donde v es la componente vertical de la velocidad con la que caen las piedras de granizo y R es el radio de la piedra de granizo. Para el resto de variables se han tomado los siguientes valores: aceleración de la gravedad, $g = 9.80 \text{ m/s}^2$; densidad del hielo, $\rho_{hielo} = 900 \text{ kg/m}^3$. Para el cálculo de la densidad del aire así como del coeficiente de forma C_D , se han seguido los resultados obtenidos por Fraile et al. (1992) que han tomado $\rho_{aire} = 1.08 \text{ kg/m}^3$ y $C_D = a \cdot D^b$ siendo D el diámetro de la piedra de granizo expresado en mm, $a = 0.798$ y $b = -0.0789$.

Las Fig. 4.7, 4.8 y 4.9 muestran para una *distribución de tamaños exponencial*, la comparación entre los valores *medidos* en cada granizómetro (N_m , λ_m , M_m , E_m , y $Dmax_m$) y los valores *simulados* (N_s , λ_s , M_s , E_s , y $Dmax_s$). Definimos $Dmax$ como el tamaño de granizo que ha causado la huella más grande. Dicha variable es muy utilizada en los estudios sobre climatología del granizo (Dessens et al., 2007; Palencia et al., 2010).

En las Fig. 4.8 y 4.9 puede observarse que las variables N_m , M_m , y E_m medidas sobre un granizómetro después de una granizada (o, en este caso, tras una simulación de granizada) toman siempre un valor inferior al que realmente tiene la granizada, debido al efecto del solapamiento. Para verificar si las muestras de piedras *simuladas* y *medidas* son significativamente diferentes (como aparece en las Fig. 4.7, 4.8 y 4.9), se ha aplicado nuevamente el test no paramétrico de Kruskal-Wallis, agrupando las muestras en cuartiles y se ha hecho el análisis con esos grupos. Se ha encontrado que para un nivel de significación del 5%, las muestras (los valores *medidos* y los *simulados*) son significativamente diferentes cuando lo aplicamos a masas de hielo con $M > 0.9 \text{ kg/m}^2$, a las energías para $E > 68 \text{ J/m}^2$ y al parámetro λ de la distribución exponencial para valores de $\lambda > 0.57 \text{ mm}^{-1}$. En el caso del número de granizos, se ha encontrado que las muestras de N_m y N_s son siempre significativamente diferentes para cualquier valor de N .

Fig. 4.7. Valores *medidos*, en función de los *simulados* del parámetro λ y del diámetro máximo (D_{max}) para la simulación de *distribución exponencial*. La línea de trazos se corresponde con $y = x$.

Fig. 4.8. Valores *medidos*, en función de los *simulados*, para la masa (M) y la energía cinética (E) en la simulación de *distribución exponencial*. La línea de trazos se corresponde con $y = x$.

Fig. 4.9. Valores *medidos*, en función de los *simulados*, para el número de piedras por metro cuadrado (N) en la simulación de *distribución exponencial*. La línea de trazos se corresponde con $y = x$.

El parámetro λ de la distribución exponencial se comporta de una manera diferente (Fig. 4.7). En general, cuando λ es elevado, el valor *medido* es menor que el *simulado*. Sin embargo, para valores de $\lambda < 0.8 \text{ mm}^{-1}$ no se puede presuponer que su valor vaya a ser mayor o menor que si no hubiese solapamiento.

A continuación, haremos algún breve comentario sobre λ . De una parte, aunque habíamos afirmado que la diferencia entre el valor *medido* y el *simulado* no depende mucho de la superposición de las huellas, sí se puede observar que cuando λ es grande (por ejemplo, con $\lambda > 0.5 \text{ mm}^{-1}$), el valor *medido* de λ suele ser menor que el *simulado*. Esto es así porque si λ es grande (esto es, con muchos granizos pequeños y pocos grandes), se medirán menos granizos pequeños de los que realmente cayeron (o se simularon). Normalmente los granizos de mayor tamaño son fáciles de detectar. Sin embargo, si un granizo pequeño cae en el interior de otra huella de mayor tamaño, lo más probable es que sólo se detecte la huella de mayor tamaño y que pase inadvertida la huella más pequeña. Eso es lo que ocurrirá si nuestra huella es similar a la de la Fig. 4.1.b. Además, si dos granizos pequeños tienen mucho solapamiento entre ellos, también puede ocurrir que se detecte una única huella de mayor tamaño formada por la unión de dos huellas solapadas. En cualquiera de las dos

posibilidades que acabamos de mencionar, se medirán menos granizos pequeños. Y, por tanto, en la distribución de tamaños *medida* habrá mayor proporción de granizos grandes que de pequeños. Puesto que el valor de λ nos indica cómo es la distribución de tamaños y, por tanto, cuál es la proporción entre piedras grandes y pequeñas, eso implica que se haya obtenido $\lambda_m < \lambda_s$.

Si siempre hay menos granizos pequeños *medidos* que *simulados*, esto se hace más evidente cuando λ es grande y además N es pequeño, ya que pequeños errores en la medida de las huellas pueden influir mucho en el valor de λ . Esta diferencia entre λ_s y λ_m es mayor cuando hay pocas piedras de granizo (p. ej. $N < 2000$ piedras/m²). De hecho, los puntos mas alejados de la recta en la Fig. 4.7 corresponden principalmente a los valores de N mas pequeños.

Por otra parte, es necesario destacar que λ sufre también cierta variación a causa del solapamiento. Este parámetro es muy importante desde el punto de vista estadístico, ya que dos distribuciones diferentes de piedras de granizo se pueden comparar mediante el valor que toma λ (Dessens et al., 2001; Fraile et al., 2009), por lo que habría que tener en cuenta el efecto del solapamiento. Por ejemplo, para las diez simulaciones que hemos hecho con cada valor de λ_s , los valores de λ_m encontrados variaban en un intervalo aproximado de un 7 % del valor de λ (Fig. 4.7). De este modo, a la hora de comparar dos o más valores de λ encontrados en diferentes granizómetros, habrá que tener en cuenta que si sólo se diferencian en un 7%, tal diferencia podría ser debida únicamente al solapamiento de huellas.

Otra de las variables que tampoco tiene dependencia con el solapamiento es la variable del tamaño máximo, D_{max} (Fig. 4.7). De hecho, D_{max} tiene poca dependencia con el solapamiento porque es poco probable que sea precisamente la huella más grande de un granizómetro la que se superponga con varias huellas más pequeñas y que éstas golpeen en la misma zona. Dicha variable parece que depende más de otros factores, como por ejemplo el muestreo (Smith and Waldvogel, 1989; Bardsley, 1990).

De las Fig. 4.7, 4.8 y 4.9 se desprende que, dependiendo de la tolerancia requerida para nuestros datos, no siempre es posible despreciar los errores debidos al solapamiento. En ocasiones ese error puede ser considerable. Casi el 20 % de los granizos simulados puede pasar inadvertido. La energía que se mide en un granizómetro puede representar sólo el 63 % de la energía producida por una granizada, ya sea real o simulada. En otras palabras, la energía de una granizada particular puede ser 1.6 veces la energía medida en los granizómetros.

En cuanto a la relación entre los errores estimados mediante simulaciones y el error que se comete al medir granizómetros con huellas de granizadas reales, diremos que el hecho de que la superposición sea un fenómeno común a la simulación y al granizómetro real lleva a pensar que el error sea del mismo orden de magnitud en ambos casos. Sin embargo, las complicaciones en la forma de las huellas de una granizada real (debido a la no esfericidad de las piedras de granizo) dificultan la propia identificación e individualización de cada huella, por lo que el error real podría ser incluso notablemente superior al estimado mediante simulación. Además, en el caso de las huellas elípticas, que es más aproximado al caso real, el área granizada (el área afectada por huellas) de un granizómetro es mayor que para el caso de la huella esférica (siempre considerando un mismo valor del eje menor).

4.3.3 Errores relativos debidos al efecto del solapamiento

Vamos a calcular los errores relativos que se cometerían en cada una de las variables antes representadas, siendo el error relativo el cociente entre el error absoluto y el valor simulado de dicha variable. Esto es, para el caso de la variable N sería la fórmula:

$$\text{Error relativo} = \frac{\Delta N}{N} = \frac{N_{\text{simulado}} - N_{\text{medido}}}{N_{\text{simulado}}}$$

En las Fig. 4.10, 4.11 y 4.12 se representan los errores relativos que se cometerían debido al efecto del solapamiento, para las variables $D_{\max}$, λ , M , E y N . Observemos que para λ , el error relativo no es muy grande, pero para el resto de parámetros (N , M y E) el error cometido guarda una relación directa con el solapamiento. En efecto, un elevado valor de N significa que hay mayor probabilidad de que las huellas se solapen; lo mismo pasa cuando la masa de hielo precipitada o la energía son grandes: significa que o bien hay mucha cantidad de piedras o que las piedras que caen son grandes. En ambos casos el solapamiento va a ser elevado.

En la Fig. 4.10 podemos observar que para el parámetro λ , el error relativo debido al efecto del solapamiento, es casi siempre inferior al 20 %. Para el parámetro del tamaño máximo ($D_{\max}$), aunque en algún caso el error cometido puede ser del 30 %, en la mayoría de las simulaciones el error relativo en la determinación de $D_{\max}$ debido al solapamiento es < 8 %.

En la Fig. 4.11 se observa que tanto en la determinación de la masa de hielo (M) como de la energía cinética (E) que se mide sobre un granizómetro, aumenta el error relativo conforme aumentan los valores de M o E . Es decir, si $M < 1 \text{ kg/m}^2$, el error relativo de M es inferior al 10-15%. Por otro lado para

valores superiores a $M > 4 \text{ kg/m}^2$, el error relativo de M debido al efecto de solapamiento, es de un 20-30 %.

Fig. 4.10. Errores relativos debidos al efecto del solapamiento, en función de los valores simulados de $D_{\max}$ y λ , para una *distribución exponencial*.

Fig. 4.11. Errores relativos debidos al efecto del solapamiento, en función de los valores simulados de M y E , para una *distribución exponencial*.

Fig. 4.12. Errores relativos debido al efecto del solapamiento, en función de los valores simulados de N , para una *distribución exponencial*.

Para el caso de la energía cinética el error relativo es, en general, superior al del resto de variables. Así por ejemplo, para valores de $E < 100 \text{ J/m}^2$, el error relativo en la energía en la mayoría de los casos es inferior al 15% pero existen algunas simulaciones en las cuales se llega a alcanzar un error relativo en la energía debido al solapamiento de 20-25 % con $E < 100 \text{ J/m}^2$. Para valores superiores ($E > 400 \text{ J/m}^2$) el error relativo en el cálculo de la energía se sitúa entre el 15-35%.

Por último, si se analiza la Fig. 4.12, en la que se muestra el error relativo de N debido al efecto de solapamiento en función de N_s , para una distribución de tamaños exponencial, se obtiene que si la granizada ha sido especialmente intensa ($N > 9000 \text{ m}^{-2}$) es posible perder entre 9-25 % de las piedras de granizo que hemos simulado. Para valores pequeños del número de piedras por metro cuadrado ($N < 4000 \text{ m}^{-2}$) el error relativo de N en todos los casos es $< 12\%$.

4.4 Modelo para la corrección del solapamiento

Una vez que hemos constatado que el solapamiento de las huellas sobre un granizómetro conduce a un error en los resultados de la medición, vamos a tratar de responder a la siguiente cuestión: si tenemos los datos de las huellas

medidas sobre un granizómetro (en el que, obviamente se ha producido solapamiento de huellas), ¿podemos llegar a saber las características de la granizada que produjo esas huellas?

4.4.1 Construcción del modelo

A partir de aquí distinguiremos entre datos reales (propios de una granizada) y datos medidos (calculados a partir de las medidas realizadas sobre un granizómetro). Por ejemplo, por *tamaño real* de un granizo entendemos sus dimensiones reales; mientras que podemos deducir su *tamaño medido*, a partir de la huella que ha dejado sobre el granizómetro. Se trata por tanto de intentar cuantificar el error cometido por solapamiento. Este error, entendido como la diferencia entre el dato de la granizada real y el dato procedente de la medida sobre el granizómetro (afectada por solapamiento), en la práctica es imposible de determinar, precisamente porque el dato de una granizada real siempre es desconocido.

Por ello, para tratar de estimar dicho error, utilizaremos los datos de nuestra simulación y trataremos de establecer un modelo que describa la diferencia entre los datos *reales* (ya sean los procedentes de una granizada como los procedentes de nuestra simulación) y los datos *medidos*. El modelo de solapamiento que describiremos a continuación, puede ser considerado como un primer paso en esta dirección.

Lo que pretendemos hacer en los sucesivos párrafos es lo siguiente: a partir de las medidas de las huellas en un granizómetro impactado, se trata de saber cuántos granizos golpearon el granizómetro, y sus características (tamaño, masa de hielo y energía cinética). A los datos obtenidos a partir de la medida directa de las huellas, los subindicaremos con una *m* (*medido*), mientras que a los resultados del modelo de corrección los subindicaremos con una *c* (*corregido*)³.

El proceso puede ser descrito de la siguiente manera: sobre un granizómetro se han medido N_m huellas de granizo; a través de la recta de calibración, se han calculado los tamaños de las piedras de granizo que las produjeron y se ha observado que siguen una distribución exponencial de parámetro λ_m , y que la energía cinética total de esos granizos es E_m . ¿Cuántas piedras de granizo (N_c) cayeron sobre el granizómetro? ¿Cuál fue el parámetro λ_c de la distribución exponencial de tamaños de esas piedras de granizo? ¿Cuál

³ Utilizaremos el subíndice “c” para referirnos a los valores *corregidos*, es decir, los obtenidos a partir de las correcciones propuestas en el modelo, de forma que, si el modelo es bueno, deben coincidir los valores *reales* (o *simulados* como es nuestro caso) con los valores *corregidos*. Utilizaremos el subíndice “m” para referirnos a los valores *medidos* en el granizómetro.

fue la energía cinética (E_c) de esas piedras de granizo que cayeron sobre el granizómetro?

Trataremos de resolver esas cuestiones buscando relaciones heurísticas sencillas. Se trata, por tanto, de calcular estos parámetros *corregidos*, a partir de las variables *medidas* sobre un granizómetro, especialmente de las variables N_m , λ_m y la propia variable que se quiere corregir (masa o energía). El proceso lógico que seguiremos es el siguiente: en primer lugar, entre N_c y N_m , hemos ensayado las ecuaciones más simples, esto es, aquellas que requieren el menor número de parámetros. Una relación lineal requiere sólo dos parámetros, pero después de realizar varios intentos, no se encontró ninguna relación experimental cuya bondad de ajuste fuese alta. Se repitió lo mismo para una ecuación de segundo grado sin conseguir mejorar los resultados. Por ello, se decidió acudir a un polinomio de tercer grado, (inicialmente con cuatro parámetros) del tipo:

$$N_c = AN_m^3 + BN_m^2 + CN_m + D$$

Posteriormente hemos intentado eliminar dos parámetros de la siguiente forma: si no se mide ninguna piedra de granizo ($N_m = 0$), es evidente que $N_c = 0$, por lo que también será nulo el término independiente de la relación anterior, esto es: $D = 0$. Si además se impone la condición de que cuando hay pocas piedras de granizo, no hay error por superposición, esto equivale a decir que en esas condiciones $(N_c - N_m) \rightarrow 0$

$$N_c = N_m \Rightarrow \frac{dN_c}{dN_m} = 1 \Rightarrow C = 1$$

por lo que la relación entre N_c y N_m resulta ser

$$N_c = AN_m^3 + BN_m^2 + N_m$$

Sin embargo, hay una diferencia entre el valor de N así calculado y el valor original; siendo esa diferencia proporcional a una potencia de N_m / λ_m . Por ello decidimos introducir este nuevo sumando (afectado por un coeficiente) en la igualdad anterior. Al mismo tiempo, nos planteamos la oportunidad de ajustar mejor los exponentes de cada variable, eliminando la condición de ser enteros. Finalmente, la expresión que se propuso fue del tipo:

$$N_c = N_m + AN_m^p + BN_m^q + F(N_m^r / \lambda_m^s) \quad (1)$$

Por otra parte, también resulta adecuada una relación entre λ_c y λ_m similar a la anterior, de la forma:

$$\lambda_c = RN_m + S\lambda_m + T(N_m / \lambda_m) + U \quad (2)$$

En esta relación se ha ensayado también la modificación de los exponentes de cada variable, pero el ajuste no mejora apreciablemente respecto a los exponentes iguales a uno.

En cuanto a la energía, se observó que los valores de $E_m \leq 1$ J por cada granizómetro de 900 cm² (esto es, $E_m \leq 11.1$ J/m²) son muy parecidos a los de E_c , por lo que para dichos valores no se propone ninguna corrección. Para valores superiores ($E_m > 11.1$ J/m²), también se ensayó una expresión análoga a la de la cantidad de piedras, que resulta ser:

$$E_c = E_m + JE_m^a + KE_m^b + L\left(N_m^c / \lambda_m^d\right) \quad (3)$$

Por último, expondremos la corrección que proponemos para la masa. Si sobre un granizómetro medimos una masa M_m , la masa total de hielo que ha caído sobre él es:

$$M_c = M_m + VM_m^v + WM_m^w \quad (4)$$

Como se puede apreciar, en la ecuación (4) no hemos introducido finalmente ningún término en N_m ni en λ_m porque hemos comprobado que el ajuste no mejora sustancialmente. Hemos preferido establecer una relación más sencilla sin perder demasiada precisión.

Con los datos de las simulaciones (Fig. 4.7, 4.8 y 4.9), se han buscado los parámetros más adecuados para las ecuaciones (1) a (4), por el método de los mínimos cuadrados. Se ha encontrado que las correcciones a N_c , λ_c , E_c y M_c vienen dadas por las siguientes relaciones heurísticas:

$$N_c = N_m + 2.05 \cdot 10^{-4} \cdot N_m^{1.6} + 1.39 \cdot 10^{-3} N_m^{1.4} + 8.13 \cdot 10^{-8} \left(N_m^{2.2} / \lambda_m^{3.2} \right) \quad (5)$$

$$\lambda_c = -3.7 \cdot 10^{-6} \cdot N_m + 1.08 \cdot \lambda_m + 8.9 \cdot 10^{-7} (N_m / \lambda_m) - 2.9 \cdot 10^{-2} \quad (6)$$

$$E_c = E_m + 1.98 \cdot 10^{-6} E_m^{2.8} + 1.04 \cdot 10^{-4} E_m^{1.9} + 4.56 \cdot 10^{-5} \left(N_m^{1.2} / \lambda_m^{3.1} \right) \quad (7)$$

$$M_c = M_m + 1.9 \cdot 10^{-3} \cdot M_m^4 + 0.099 M_m^{1.8} \quad (8)$$

donde N , se expresa en número de granizos por metro cuadrado, λ en mm⁻¹, E en J/m² y M en kg/m².

Con las ecuaciones (5) a (8) hemos calculado el error relativo máximo que se cometería si se usasen los valores medidos en lugar de las correcciones propuestas en nuestro modelo, obteniéndose los resultados indicados en la Tabla 4.3. En dicha tabla, para diferentes percentiles, se ha calculado el error relativo máximo que se podría cometer en cada una de las variables. Se puede observar que dicho error es pequeño para N y λ ; algo mayor para E y bastante

superior para M . Así por ejemplo, para el 95 % de la muestra, la diferencia entre los valores obtenidos mediante el modelo propuesto (valores *corregidos*) y los valores obtenidos a partir de las medidas efectuadas sobre un granizómetro (valores *medidos*) es inferior al 6% para N y λ ; del orden de un 10 % para E y bastante superior, del 30% para M .

Para aplicar las relaciones (5) a (8) habrá que tener en cuenta que han sido calculadas para un cierto rango de valores de los cuatro parámetros. Aunque hemos extrapolado esas relaciones a granizadas simuladas y hemos observado que la tendencia de las correcciones se mantiene dentro de lo esperado, se recomienda su utilización sólo para los valores aproximados que se recogen en la Tabla 4.4. Son sólo valores *recomendados*, porque son los que se han utilizado para la simulación, pero para el caso de λ , bien pueden utilizarse valores mayores (salvo que N sea extraordinariamente grande), ya que el efecto del solapamiento es tanto menor cuanto menores sean los tamaños del granizo.

Tabla 4.3. Para diferentes percentiles, máximos errores relativos que se cometerían utilizando los valores medidos en lugar de los valores de corrección del modelo para N , λ , E , y M .

PERCENTIL	$100 \cdot (N_c - N_m) / N_c$	$100 \cdot (\lambda_c - \lambda_m) / \lambda_c$	$100 \cdot (E_c - E_m) / E_c$	$100 \cdot (M_c - M_m) / M_c$
0,98	6,2	6,1	12,5	38,1
0,95	5,3	5,9	10,5	30,5
0,90	4,3	5,7	9,3	23,9
0,80	3,4	5,3	5,8	16,0
0,70	2,9	5,1	4,0	11,6
0,60	2,4	4,8	3,1	8,8
0,50	2,1	4,5	3,3	6,9
0,40	1,8	4,1	2,5	5,3
0,30	2,0	3,8	1,8	4,1
0,20	1,4	3,2	2,1	3,2
0,10	1,2	2,1	1,1	2,4
0,05	1,1	0,8	1,1	2,1

Tabla 4.4. Valores límite aproximados de N_m , λ_m , E_m y M_m , para efectuar las correcciones por solapamiento que se proponen en las ecuaciones (5), (6), (7) y (8).

<i>Variable medida</i>	<i>Umbral inferior</i>	<i>Umbral superior</i>
$N_m \text{ (m}^{-2}\text{)}$	0	10000
$\lambda_m \text{ (mm}^{-1}\text{)}$	0.3	1
$E_m \text{ (J}\cdot\text{m}^{-2}\text{)}$	0	800
$M_m \text{ (kg}\cdot\text{m}^{-2}\text{)}$	0	6

Como ejemplo, en las Fig. 4.13 y 4.14 se representan los valores medidos y corregidos de N , junto con la representación de la ecuación (5) para los valores de λ de 1, 0.52 y 0.29 mm^{-1} . Se observa que la diferencia entre N_m y N_c aumenta con el valor de N y disminuye a medida que λ aumenta. En dicha figura, también se indica mediante una línea de trazos, la recta $y = x$.

Fig. 4.13. N_m y N_c para $\lambda = 1 \text{ mm}^{-1}$. Los puntos son los datos de la Fig. 4.9 para dichos valores de λ . La línea de trazos es $y = x$.

Fig. 4.14. N_m y N_c para los valores de $\lambda = 0.53 \text{ mm}^{-1}$ y $\lambda = 0.29 \text{ mm}^{-1}$. Los puntos son los datos de la Fig. 4.9 para dichos valores de λ . La línea de trazos es $y = x$.

La dependencia del grado de solapamiento de las huellas con λ y N puede ser interpretada con la ayuda de la Fig. 4.5. Con λ pequeña (p. ej. $\lambda = 0.3 \text{ mm}^{-1}$) que representa una distribución de granizos en la que predominan los de mayor tamaño, es obvio que es necesaria una corrección mayor (hay mayor probabilidad de que los granizos pequeños queden solapados). Mientras que si $\lambda = 1 \text{ mm}^{-1}$ (donde solo habría algunas piedras grandes) será necesaria una corrección de los datos mucho menor, ya que hay menos probabilidad de solapamiento. La última fila de la Fig. 4.5 lo muestra bastante bien.

A partir de las ec. (5), (7) y (8) se puede fácilmente calcular el error debido a la superposición despejando de las ecuaciones anteriores los términos: $N_c - N_m$, $E_c - E_m$ y $M_c - M_m$, respectivamente.

Aunque las simulaciones se llevaron a cabo en un granizómetro de superficie 900 cm^2 , hemos comprobado que el resultado no depende del tamaño del granizómetro. Esto es así porque la influencia del solapamiento solo depende del número de huellas de granizo por unidad de superficie (N) y del parámetro λ , y ninguno de esos parámetros es dependiente del tamaño de la superficie del granizómetro. Por tanto, las relaciones (5) a (8) son válidas para cualquier superficie de muestreo (esto es, para cualquier tamaño del granizómetro). Sin embargo, para comprobar experimentalmente este hecho, se llevaron a cabo nuevas simulaciones con un tamaño de granizómetro diferente ($30 \times 42 \text{ cm}^2$), que es también muy frecuente y que es usado por la red italiana (Giaiotti et al., 2001). Los resultados se comportan exactamente como ya se ha reflejado en las Fig. 4.7, 4.8 y 4.9.

4.4.2 Aplicación del modelo

Las correcciones (5) a (8) fueron aplicadas a los granizómetros procedentes de la red italiana. Se utilizaron únicamente los granizómetros afectados por más de 10 granizos, de las granizadas comprendidas entre los años 1988 a 1998. Han resultado ser algo más de 2000 los granizómetros usados y 238 las granizadas analizadas. Un estudio climático del granizo en ese período se puede resumir en las Fig. 4.15 y 4.16, en las que se exponen las frecuencias con que se han registrado las variables N , λ , M y E durante esos años. Ese resultado se corresponde con lo que anteriormente hemos llamado N_m , λ_m , M_m y E_m . Se observa que, en general, durante estos años los granizómetros han registrado un gran número de piedras, pero de tamaños no demasiado grandes, por lo que las energías tampoco son demasiado elevadas. Conviene señalar también que los valores más elevados de masa de hielo y energía cinética representan una fracción muy pequeña del número total de granizómetros.

Fig. 4.15. Histograma del número de granizómetros de la red italiana que han registrado los valores medidos de N y λ .

Fig. 4.16. Histograma del número de granizómetros de la red italiana que han registrado los valores medidos de M y E .

Al aplicar las correcciones por solapamiento que hemos propuesto, se observa que las nuevas frecuencias, de cada una de las variables una vez corregidas (f_c) son diferentes de las frecuencias obtenidas a partir de las variables medidas sobre un granizómetro (f_m) y representadas en las Fig. 4.15 y 4.16. Las *diferencias relativas en la frecuencia*, expresadas en valor absoluto y en tanto por ciento, (esto es, $\left| \frac{f_m - f_c}{f_c} \right| \cdot 100$) están representadas en las Fig. 4.17 y 4.18. Se puede observar que, para los granizómetros golpeados por muchas piedras, esas diferencias relativas en la frecuencia de N llegan a superar el 20 %. Las diferencias relativas en la frecuencia para λ no son tan elevadas, pero sí importantes, pues los valores que toma λ se restringen a rangos más pequeños. En cuanto a las diferencias relativas en la frecuencia para M y E , son en general superiores y sufren grandes variaciones con la aparición de alguna piedra excepcionalmente grande, aunque dichas piedras sean muy pocas. En el caso de E , este valor elevado en las diferencias relativas en la frecuencia coincide con lo que ya se percibía en la Fig. 4.8.

Esta diferencia global entre los valores *corregidos* por el modelo y los valores *medidos* para cada variable, es consecuencia del error que se comete por el solapamiento de huellas en cada granizómetro. En las Fig. 4.19 y 4.20 se ofrece un compendio de estos errores; en concreto, se representa para cada variable (N , λ , M y E), la frecuencia con la que se ha registrado las diferencias relativas en los correspondientes valores de N , λ , M y E (expresadas en tanto por ciento). Por ejemplo, en la Fig. 4.20 hay pocos errores en M superiores al 9% (concretamente, 4 granizómetros). La relación de este dato con la Fig. 4.18 está en que esos 4 granizómetros registran masas de granizo superiores a 0.6 kg/m^2 , es decir, que en las granizadas más severas, la diferencia entre la masa *medida* y la *corregida* por el modelo es mayor que en las que registran menos masa, aunque, como es obvio, las granizadas más intensas son menos frecuentes. Y un razonamiento análogo se podría hacer para la energía cinética del granizo.

En las Fig. 4.19 y 4.20 puede apreciarse que, en general, las diferencias relativas en la frecuencia varían hasta un 8 ó 11 % (excepto en el caso de las energías, donde pueden superar el 25 % aunque en muy pocas ocasiones), pero conducen a errores relativos considerables cuando se elabora un estudio climático con todos los granizómetros juntos.

Fig. 4.17. Histograma de las diferencias relativas en las frecuencias $\left(\left| \frac{f_m - f_c}{f_c} \right| \cdot 100 \right)$ para los granizómetros de la red italiana que han registrado los valores medidos de N y λ .

Fig. 4.18. Histograma de las diferencias relativas en las frecuencias $\left(\left| \frac{f_m - f_c}{f_c} \right| \cdot 100 \right)$ para los granizómetros de la red italiana que han registrado los valores medidos de M y E .

Fig. 4.19. Histograma del número de granizómetros de la red italiana, en función de las diferencias relativas en los valores *medidos* y *corregidos* de N y λ (en tanto por ciento) debido al solapamiento.

Fig. 4.20. Histograma del número de granizómetros de la red italiana, en función de las diferencias relativas en los valores *medidos* y *corregidos* de M y E (en tanto por ciento) debido al solapamiento.

Al aplicar las ecuaciones (5) a (8) a cada uno de los granizómetros italianos, se obtuvieron los resultados sobre un total de 228 granizadas que se muestran en la Tabla 4.5. Para cada año se recoge el número de granizadas sobre las que se ha aplicado el modelo de corrección por solapamiento. Se indica asimismo el

valor medio del porcentaje de corrección, la desviación estándar y las correcciones máximas y mínimas, que se han encontrado al aplicar el modelo a tres variables: *N*, *E* y *M*.

Tabla 4.5. Porcentajes de corrección para las variables *N*, *E* y *M*, para las 228 granizadas de los años 1989-1998 registradas en la red de granizómetros de Italia.

Año	Nº granizadas		Valor medio	Desviación estándar	Corrección máxima	Corrección mínima
1989	28	<i>N</i>	3.3	1.2	6.7	1.3
		<i>E</i>	5.4	4.3	18.5	0.8
		<i>M</i>	1.9	1.4	5.9	0.3
1990	18	<i>N</i>	2.6	1.0	4.9	1.4
		<i>E</i>	4.1	3.0	10.3	0.6
		<i>M</i>	1.2	0.9	3.7	0.4
1991	14	<i>N</i>	3.4	1.5	6.0	1.2
		<i>E</i>	5.8	3.9	13.0	0.8
		<i>M</i>	2.1	1.7	6.0	0.2
1992	11	<i>N</i>	3.6	1.7	6.6	1.4
		<i>E</i>	5.8	3.6	12.3	1.4
		<i>M</i>	2.2	1.7	5.5	0.3
1993	29	<i>N</i>	3.3	1.4	6.9	1.5
		<i>E</i>	6.1	5.7	25.2	0.7
		<i>M</i>	2.0	1.7	6.9	0.3
1994	32	<i>N</i>	3.0	1.4	5.9	1.2
		<i>E</i>	5.6	3.8	16.3	1.2
		<i>M</i>	1.8	1.5	6.0	0.2
1995	25	<i>N</i>	3.1	1.2	5.5	1.3
		<i>E</i>	3.4	1.9	7.4	0.5
		<i>M</i>	1.5	1.0	3.5	0.3
1996	20	<i>N</i>	3.4	1.5	6.1	1.5
		<i>E</i>	4.9	3.6	13.0	0.9
		<i>M</i>	2.0	1.5	5.1	0.4
1997	18	<i>N</i>	3.1	1.3	5.6	1.2
		<i>E</i>	6.2	5.2	20.3	0.6
		<i>M</i>	1.9	1.4	4.2	0.3
1998	33	<i>N</i>	3.4	1.3	6.6	1.6
		<i>E</i>	7.0	3.4	12.7	2.3
		<i>M</i>	2.6	1.9	6.2	0.5

Se observa que, en promedio, los porcentajes de corrección por solapamiento incrementan el valor de N en un 3.2 %, el valor de M en un 1.9 % y el de la energía en un 5.4 %. Sin embargo, se han dado casos en los que tales correcciones han llegado a ser del 6.9 % para el valor de N y M , y de hasta un 25.2 % para E . Estas correcciones no son tan elevadas como las que se habían calculado para los granizómetros individuales, ya que en una granizada, las correcciones se suavizan al haber una muestra mayor de granizos.

4.5 Conclusiones

El solapamiento de huellas en un granizómetro es una fuente de error en la determinación de las características del granizo. Este error aumenta, en general, con el número (N) y con el tamaño (D) de las piedras que caen. Por el contrario, en las granizadas menos severas, el error puede despreciarse porque casi no se produce solapamiento. Sin embargo, en las granizadas más intensas (con más interés desde los puntos de vista científico y económico), cae mayor cantidad de piedras de las que es capaz de medir un granizómetro, debido a la superposición de huellas. Y también la masa de hielo (M) y la energía cinética (E) superan a las que registra el granizómetro. El parámetro λ de la *distribución exponencial* también se ve afectado, pero en menor medida que las variables de tipo extensivo (las que dependen de N , como son N , M y E), porque dichas variables extensivas varían linealmente con el tamaño de la muestra. Esto es una consecuencia trivial de que el solapamiento es tanto más intenso cuanto mayor es el número de granizos que cae sobre un granizómetro. Sin embargo, la forma de la distribución de los tamaños de granizo detectados a partir de las huellas solapadas es aproximadamente la misma que la de los tamaños de los granizos procedentes de una granizada.

En consecuencia, es necesaria una modificación de los datos proporcionados por el granizómetro. Los resultados muestran que el solapamiento de huellas hace imposible medir todas las huellas, lo que significa que en una granizada real, el número de granizos registrados será a menudo más pequeño que el número de granizos que caen al suelo (hasta un 25 % puede pasar inadvertido). Por consiguiente, la energía y la masa de los granizos es también subestimada (puede ser hasta un 50 % superior a los valores registrados en un granizómetro). Sin embargo, el tamaño máximo casi no depende del grado de solapamiento, y el parámetro λ de la distribución exponencial tampoco (salvo para valores muy altos de λ).

A partir de la simulación de varias granizadas, se sugiere una corrección de tipo heurístico, encaminada a determinar los valores reales de N , λ , M y E a

partir de los datos extraídos del granizómetro. Aunque los errores individuales de los granizómetros puedan ser relativamente pequeños (salvo para la energía cinética), no se debería elaborar un estudio climático de una zona sin hacer previamente la corrección por solapamiento, ya que se ha demostrado que el solapamiento de las huellas conduce a errores importantes en las variables de una granizada. La aplicación del modelo de solapamiento a 228 granizadas registradas en la red de granizómetros italiana, durante un periodo de 10 años (1989-1998), muestra que, en promedio, los porcentajes de corrección por solapamiento en una granizada incrementan el valor del número de granizos en un 3.2 %, el valor de la masa en un 1.9 % y el de la energía en un 5.4 %. Se han dado casos en los que tales correcciones han llegado a ser del 6.9 % para el valor de N y M , y de hasta un 25.2 % para E .

4.6 Bibliografía

- Bardsley, W.E., 1990. On the maximum observed hailstone size. *J. Appl. Meteorol.* **29**, 1185-1188.
- Ceperuelo, M., Rigo, T., Llasat, M.C. and Sánchez, J.L., 2009. Improving hail identification in the Ebro Valley region using radar observations: Probability equations and warning thresholds. *Atmos. Res.* **93**, 474-482.
- Changnon, S.A., 1971. Note on hailstone size distributions. *J. Appl. Meteorol.* **10**, 168-170.
- Cheng, L. and English, M., 1983. A relationship between hailstone concentration and size. *J. Atmos. Sci.* **40**, 204-213.
- Cheng, L., English, M. and Wong, R., 1985. Hailstone size distributions and their relationship to storm thermodynamics. *J. Clim. Appl. Meteorol.* **24**, 1059-1067.
- Collino, E., Bonelli, P. and Gilli, L., 2009. ST-AR (STorm-ARchive): A project developed to assess the ground effects of severe convective storms in the Po Valley. *Atmos. Res.* **93**, 483-489.
- Dessens, J. and Fraile, R., 1994. Hailstone size distributions in southwestern France. *Atmos. Res.* **33**, 57-73.
- Dessens, J., Fraile, R., Pont, V. and Sánchez, J.L., 2001. Day-of-the-week variability of hail in southwestern France. *Atmos. Res.* **59-60**, 63-76.
- Dessens, J., Berthet, C. and Sanchez, J.L., 2007. A point hailfall classification based on hailpad measurements: The ANELFA scale. *Atmos. Res.* **83**, 132-139.
- Federer, B. and Waldvogel, A., 1975. Hail and raindrop size distributions from a Swiss multicell storm. *J. Appl. Meteorol.* **14**, 91-97.
- Federer, B. and Waldvogel, A., 1978. Time-resolved hailstone analyses and radar structure of Swiss storms. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* **104**, 69-90.
- Fraile, R., Castro, A. and Sánchez, J.L., 1992. Analysis of hailstone size distributions from a hailpad network. *Atmos. Res.* **28**, 311-326.
- Fraile, R., Sánchez, J.L., de la Madrid, J.L., Castro, A. and Marcos, J.L., 1999. Some results from the hailpad network in Leon (Spain): noteworthy correlations among hailfall parameters. *Theor. Appl. Climatol.* **64**, 105-117.

- Fraile, R., Castro, A., López, L., Sánchez, J.L. and Palencia, C., 2003. The influence of melting on hailstone size distribution. *Atmos. Res.* **67-68**, 203-213.
- Fraile, R. and García-Ortega, E., 2005. Fitting an exponential distribution. *J. Appl. Meteorol.* **44**, 1620-1625.
- Fraile, R., Palencia, C., Castro, A., Giaiotti, D. and Stel, F., 2009. Fitting an exponential distribution: effect of discretization. *Atmos. Res.* **93**, 636-640.
- García-Ortega, E., Fita, L., Romero, R., López, L., Ramis, C. and Sánchez, J.L., 2007. Numerical simulation and sensitivity study of a severe hailstorm in northeast Spain. *Atmos. Res.* **83**, 225-241.
- García-Ortega, E., López, L. and Sánchez, J.L., 2009. Diagnosis and sensitivity study of two severe storm events in the Southeastern Andes. *Atmos. Res.* **93**, 161-178.
- Giaiotti, D., Giancesini, E. and Stel, F., 2001. Heuristic considerations pertaining to hailstone size distributions in the plain of Friuli-Venezia Giulia. *Atmos. Res.* **57**, 269-288.
- Giaiotti, D. and Stel, F., 2001. A comparison between subjective and objective thunderstorm forecasts. *Atmos. Res.* **56**, 111-126.
- Giaiotti, D.B. and Stel, F., 2006. The effects of environmental water vapor on hailstone size distributions. *Atmos. Res.* **82**, 455-462.
- Hohl, R., Schiesser, H.H. and Aller, D., 2002a. Hailfall: the relationship between radar-derived hail kinetic energy and hail damage to buildings. *Atmos. Res.* **63**, 177-207.
- Hohl, R., Schiesser, H.H. and Knepper, I., 2002b. The use of weather radars to estimate hail damage to automobiles: an exploratory study in Switzerland. *Atmos. Res.* **61**, 215-238.
- Lee, G. and Zawadzki, I., 2005. Variability of drop size distributions: Time-scale dependence of the variability and its effects on rain estimation. *J. Appl. Meteorol.* **44**, 241-255.
- Long, A.B., Matson, R.J. and Crow, E.L., 1980. The hailpad - materials, data reduction and calibration. *J. Appl. Meteorol.* **19**, 1300-1313.
- López, L., García-Ortega, E. and Sánchez, J.L., 2007. A short-term forecast model for hail. *Atmos. Res.* **83**, 176-184.
- López, L. and Sánchez, J.L., 2009. Discriminant methods for radar detection of hail. *Atmos. Res.* **93**, 358-368.
- Lozowski, E.P. and Strong, G.S., 1978. On the calibration of hailpads. *J. Appl. Meteorol.* **17**, 521-528.
- Makitov, V., 2007. Radar measurements of integral parameters of hailstorms used on hail suppression projects. *Atmos. Res.* **83**, 380-388.
- Marshall, J.S. and Palmer, W.M., 1948. The distribution of raindrops with size. *J. Meteorol.* **5**, 165-166.
- Mezeix, J.F. and Admirat, P., 1978. Measurement of hail at ground level. *Atmos. Ocean* **16**, 61-88.
- Palencia, C., Berthet, C., Massot, M., Castro, A., Dessens, J. and Fraile, R., 2007. On the individual calibration of hailpads. *Atmos. Res.* **83**, 493-504.
- Palencia, C., Giaiotti, D., Stel, F., Castro, A. and Fraile, R., 2010. Maximum hailstone size: relationship with meteorological variables. *Atmos. Res.* **96**, 256-265.
- Parker, M.D., Ratcliffe, I.C. and Henebry, G.M., 2005. The July 2003 Dakota hailswaths: Creation, characteristics, and possible impacts. *Mon. Wea. Rev.* **133**, 1241-1260.

- Pocakal, D., Vecenaj, Z. and Stalec, J., 2009. Hail characteristics of different regions in continental part of Croatia based on influence of orography. *Atmos. Res.* **93**, 516-525.
- Pujol, O., Mesnard, F., Costes, C., Sauvageot, H., Bon, N. and Artis, J.-P., 2009. Simulations of X band thunderstorm airborne radar observations. *Atmos. Res.* **93**, 310-316.
- Putsay, M., Szenyán, I. and Simon, A., 2009. Case study of mesoscale convective systems over Hungary on 29 June 2006 with satellite, radar and lightning data. *Atmos. Res.* **93**, 82-92.
- Rinehart, R.E., 1983. Out-of-level instruments: errors in hydrometeor spectra and precipitation measurements. *J. Appl. Meteorol.* **22**, 1404-1410.
- Roos, D., 1978. Hailstone size inferred from dents in cold-rolled aluminum sheet. *J. Appl. Meteorol.* **17**, 1234-1239.
- San Ambrosio, I., Martín, F. and Elizaga, F., 2007. Development and behaviour of a radar-based operational tool for hailstorms identification. *Atmos. Res.* **83**, 306-314.
- Sánchez, J.L., Fraile, R., de la Madrid, J.L., de la Fuente, M.T., Rodríguez, P. and Castro, A., 1996. Crop damage: the hail size factor. *J. Appl. Meteorol.* **35**, 1535-1541.
- Sánchez, J.L., Gil-Robles, B., Dessens, J., Martin, E., López, L., Marcos, J.L., Berthet, C., Fernández, J.T. and García-Ortega, E., 2009. Characterization of hailstone size spectra in hailpad networks in France, Spain, and Argentina. *Atmos. Res.* **93**, 641-654.
- Schuster, S.S., Blong, R.J. and McAneney, K.J., 2006. Relationship between radar-derived hail kinetic energy and damage to insured buildings for severe hailstorms in Eastern Australia. *Atmos. Res.* **81**, 215-235.
- Segele, Z.T., Stensrud, D.J., Ratcliffe, I.C. and Henebry, G.M., 2005. Influence of a hailstreak on boundary layer evolution. *Mon. Wea. Rev.* **133**, 942-960.
- Sioutas, M., Meaden, T. and Webb, J.D.C., 2009. Hail frequency, distribution and intensity in Northern Greece. *Atmos. Res.* **93**, 526-533.
- Smith, P.L. and Waldvogel, A., 1989. On determinations of maximum hailstone sizes from hailpad observations. *J. Appl. Meteorol.* **28**, 71-76.
- Smith, P.L., 2003. Raindrop size distributions: exponential or gamma - Does the difference matter? *J. Appl. Meteorol.* **42**, 1031-1034.
- Smith, P.L. and Kliche, D.V., 2005. The bias in moment estimators for parameters of drop size distribution functions: Sampling from exponential distributions. *J. Appl. Meteorol.* **44**, 1195-1205.
- Sneyers, R., 1990. *On the statistical analysis of series of observations*. WMO, Tech. Note 143, Geneva. 192 pp.
- Ulbrich, C.W., 1974. Analysis of doppler radar spectra of hail. *J. Appl. Meteorol.* **13**, 387-396.
- Vento, D., 1976. The hailpad calibration for Italian hail damage documentation. *J. Appl. Meteorol.* **15**, 1018-1022.
- Vento, D., 1978. L'angle de chute au sol de la grêle. *Atmos. Ocean* **16**, 81-85.
- Wong, R.K.W., Chidambaram, N., Cheng, L. and English, M., 1988. The sampling variations of hailstone size distributions. *J. Appl. Meteorol.* **27**, 254-260.

5

INCERTIDUMBRE POR EFECTO DE LA DISCRETIZACIÓN

5.1 Antecedentes

Marshall and Palmer (1948) sugirieron que el tamaño de las gotas de lluvia seguía una distribución exponencial. De ordinario, también se considera que siguen este tipo de distribución, los tamaños de las piedras de granizo (Crow et al., 1979; Mezeix, 1990; Fraile et al., 1991; Dessens and Fraile, 1994; Giaiotti et al., 2001; Fraile et al., 2009). La función exponencial de la densidad de probabilidad (en adelante, *PDF*) tiene la forma $f(x) = \lambda \exp(-\lambda x)$. El parámetro λ tiene tres características interesantes: es el único parámetro de la *PDF*; es fácil de calcular, y su significado es fácil de interpretar. De hecho, $1/\lambda$ representa la media de la función *PDF*, y su valor es comúnmente usado para analizar diferencias entre distribuciones (Cheng et al., 1985; Dessens and Fraile, 2000;

Dessens et al., 2001; Fraile et al., 2003b). Por ello, es importante determinar su valor con la máxima precisión posible, evitando posibles errores que son fáciles de detectar.

Si el tamaño de las piedras de granizo que impactan sobre un granizómetro sigue una distribución exponencial de parámetro λ , el tamaño de las huellas que quedan sobre el granizómetro, ¿seguirá también una distribución exponencial?

Llamemos D al tamaño de la piedra de granizo. Si la relación de calibración es una recta, esto es, si entre el tamaño h de la huella y el del granizo D existe la relación:

$$D = Ah + B$$

Si D se distribuye exponencialmente, también lo hace $D-X$ donde X es cualquier cantidad constante (Fraile and García-Ortega, 2005; Fraile et al., 2009), por lo que la variable Ah se distribuye exponencialmente con el mismo parámetro λ que D . El valor esperado de Ah es:

$$\overline{Ah} = A\bar{h} = \int_0^{\infty} \lambda Ah \exp(-\lambda Ah) d(Ah) = \int_0^{\infty} \lambda Ah \exp(-\lambda Ah) A dh$$

de modo que

$$\bar{h} = \int_0^{\infty} \lambda Ah \exp(-\lambda Ah) dh$$

que es una exponencial con parámetro λA . Por lo tanto, las huellas h siguen una distribución exponencial con ese parámetro. Por último, integrando, resulta que

$$\bar{h} = \frac{1}{\lambda A} \Rightarrow \lambda = \frac{1}{A\bar{h}}$$

Sin embargo, la distribución del tamaño del granizo encontrado en el suelo, por lo general difiere un poco de una distribución exponencial, ya que hay menos granizo pequeño de lo esperado. Varios autores (Wong et al., 1988; Fraile et al., 1992) han sugerido el uso de otros tipos de distribución, tales como la distribución gamma, que tiende a la distribución exponencial cuando uno de sus parámetros (el parámetro de forma) tiende a uno.

5.2 Incertidumbre por el efecto de la discretización

Tal y como hemos visto en el *capítulo 3*, se introduce cierta incertidumbre con las diferentes técnicas de calibración (Palencia et al., 2007). Otra fuente de error procede del método utilizado para calcular λ . Fraile et al. (1999) han constatado en las granizadas de León (España), la gran diferencia del valor de λ

según se calcule mediante un ajuste lineal del logaritmo de los datos, o mediante el método de los momentos. Jameson and Kostinski (2002) han observado el sesgo que generan los ajustes logarítmicos. Quizá por ello, Zhao and Di Girolamo (2007) han recomendado usar el método de los momentos para calcular el valor del parámetro λ , ya que otros métodos generan errores sistemáticos, especialmente cuando se utiliza el ajuste lineal del logaritmo.

Está claro que no es posible llevar a cabo un análisis climático de la precipitación en dos regiones diferentes o en dos épocas diferentes comparando los valores de λ si éstos han sido calculados usando diferentes métodos. Pero incluso cuando se utiliza siempre el ajuste lineal del logaritmo, tampoco es posible la comparación, ya que se introducen pesos diferentes a los datos: el peso depende no sólo de λ sino de la cantidad de piedras de granizo que inciden sobre el granizómetro (Fraile and García-Ortega, 2005; Fraile et al., 2009).

Para calcular λ por el método de los momentos, es necesario conocer el tamaño de cada gota o de cada granizo (Sneyers, 1990). Sin embargo, esto no siempre es posible porque puede ocurrir que la base de datos que se utiliza únicamente disponga de los tamaños de los hidrometeoros agrupados en clases discretas. Dos situaciones con las que nos hemos encontrado son:

- los datos de tamaños de gotas de lluvia, tal como son medidos por un disdrómetro óptico; el disdrómetro clasifica automáticamente las gotas en clases de tamaños, por lo que no se conoce exactamente el diámetro de la gota;
- los datos históricos sobre tamaño de granizo, medidos por un granizómetro; en la mayoría de las redes antiguas, la medida de las huellas era manual y no se archivaba la medida individual de cada huella, sino que los tamaños eran agrupados en clases con un intervalo de 1 ó 2 mm entre un grupo y otro (Dessens and Fraile, 1994; Fraile et al., 2003a). E incluso en la actualidad, donde sí es posible obtener y archivar la medida individual de cada huella, con el fin de poder comparar datos *recientes* con datos *históricos*, algunos autores prefieren seguir utilizando datos agrupados en clases (Sánchez et al., 2009).

En los casos anteriores y en otros muchos, por el hecho de estar los datos agrupados en clases, es imposible el cálculo directo de λ usando el método de los momentos. El principal objetivo de este estudio es presentar un método de cálculo de λ (basado en el método de los momentos) para estos casos, calcular el error que se puede cometer por el simple hecho de tener los datos agrupados

en clases, y tratar de reducir el error resultante cuando se aplica el método de los momentos al tamaño de las clases.

5.3 Método de los momentos

Como acabamos de señalar, nos planteamos esta dificultad al tratar de estudiar la evolución del parámetro λ del granizo y constatar que se había variado el método de almacenamiento de datos de los tamaños del granizo desde un método antiguo (en clases de 1 ó 2 mm) a la grabación de cada uno de los tamaños individuales de granizo por medios informáticos.

¿Cómo se puede aplicar el método de los momentos a esas clases de medida, para calcular el parámetro λ de la distribución exponencial? En la Tabla 5.1 se muestra un ejemplo de datos que están clasificados en grupos de tamaño fijo o variable. El método de los momentos nos lleva a un valor de λ que es el inverso del valor medio μ de todos los datos. Por ello, quizá la opción más directa sea, por analogía con lo anterior:

$$\lambda = \frac{1}{\mu} = \frac{\sum_{i=1}^n N_i}{\sum_{i=1}^n d'_i N_i} \quad (1)$$

donde d'_i es el valor del diámetro que se toma como representativo de la clase i (la que va de d_{i-1} a d_i) tal y como es definido en la Tabla 5.2.

El problema está en elegir bien d'_i . Si se opta por identificarle con c_i , el valor central entre d_{i-1} y d_i , (es decir, siendo $c_i = (d_{i-1} + d_i)/2$), se comete cierto error, ya que los objetos (gotas o granizos) también se distribuyen exponencialmente dentro de esa clase, por lo que el valor medio de todos los objetos de esa clase NO es c_i , (el valor central y equidistante entre d_{i-1} y d_i).

Antes de calcular el valor medio del tamaño de los hidrometeoros entre d_{i-1} y d_i , dedicaremos unas líneas a tratar de interpretar los parámetros que Anderson and Finn (1996) llaman indicadores de posición o tendencia central. En el caso que nos ocupa (el de una distribución exponencial decreciente), todos los indicadores de tendencia central son menores que c_i .

Tabla 5.1. Hidrometeoros clasificados en clases de tamaños.

Límite inferior	Límite superior	Número de hidrometeoros
d_0	d_1	N_1
d_1	d_2	N_2
d_2	d_3	N_3
...	...	...
d_{i-1}	d_i	N_i
d_i	d_{i+1}	N_{i+1}
...	...	...
d_{n-2}	d_{n-1}	N_{n-1}
d_{n-1}	d_n	N_n

Tabla 5.2. Descripción y resumen de las de variables utilizadas

variable	descripción
d_i'	valor que se toma como representativo de la clase i (que va de d_{i-1} a d_i) ya sea calculado a partir de c_i o de μ_i
δ_i	anchura de la clase. $\delta_i = d_i - d_{i-1}$
ε_i	$\varepsilon_i = c_i - \mu_i$
c_i	valor equidistante entre d_{i-1} y d_i . $c_i = \frac{d_{i-1} + d_i}{2}$
μ_i	media de los tamaños de todos los hidrometeoros de la misma clase
λ_o	parámetro de la distribución exponencial calculado a partir de los tamaños de todos los hidrometeoros, es decir, sin agrupar los granizos en clases
λ'	parámetro obtenido usando c_i (el valor equidistante entre d_{i-1} y d_i) como valor representativo de la clase
λ	parámetro obtenido usando μ_i (la media de todos los tamaños de cada clase) como representativo de la clase

Evidentemente, en el intervalo (d_{i-1}, d_i) , la moda es d_{i-1} porque la PDF es siempre decreciente. La mediana m_i puede ser calculada sabiendo que hay tantos valores mayores como menores que la mediana. Por lo tanto, tiene que

cumplir la condición:

$$\int_{d_{i-1}}^{m_i} \lambda \exp(-\lambda x) dx = \int_{m_i}^{d_i} \lambda \exp(-\lambda x) dx$$

Como las integrales son directas, es sencillo obtener el valor de la mediana

m_i como:

$$m_i = -\frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{\exp(-\lambda d_{i-1}) + \exp(-\lambda d_i)}{2} \right)$$

Otro posible valor interesante es el que se indica en la Fig. 5.1. El área que aparece bajo la PDF entre d_{i-1} y d_i es igual a la del rectángulo que tiene por base el eje de abscisas entre d_{i-1} y d_i y cuyos vértices superiores son los puntos 1 y 2. Como se puede observar, la altura de ese rectángulo no es el valor de la PDF para c_i , sino para otro valor que llamaremos x_i . En forma matemática, si llamamos $f(x)$ a la PDF, esa condición es:

$$(d_i - d_{i-1}) f(x_i) = \int_{d_{i-1}}^{d_i} f(x) dx$$

Fig. 5.1. Función exponencial de la densidad de probabilidad e histograma de tamaños de los hidrometeoros agrupados en clases.

Al sustituir la función densidad de probabilidad $f(x) = \lambda \exp(-\lambda x)$ por su valor, se puede calcular x_i como:

$$x_i = -\frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{\exp(-\lambda d_{i-1}) - \exp(-\lambda d_i)}{\lambda(d_i - d_{i-1})} \right)$$

Y, por tanto, tal y como se ve en la Fig. 5.1, x_i es inferior a c_i en una cantidad ε .

Haciendo una breve recapitulación, todos los parámetros que hemos descrito tienen un valor menor que c_i . Sin embargo, ninguno de los parámetros anteriores debe ser utilizado en lugar de d_i en la expresión (1), sino la media μ_i . Por definición, la media es:

$$\mu_i = \frac{\int_{d_{i-1}}^{d_i} x f(x) dx}{\int_{d_{i-1}}^{d_i} f(x) dx}$$

De nuevo, al sustituir la función densidad de probabilidad por su valor, el numerador de la expresión anterior resulta ser:

$$\left(d_{i-1} + \frac{1}{\lambda} \right) \exp(-\lambda d_{i-1}) - \left(d_i + \frac{1}{\lambda} \right) \exp(-\lambda d_i)$$

y el denominador $\exp(-\lambda d_{i-1}) - \exp(-\lambda d_i)$

por lo que la media es

$$\mu_i = \frac{1}{\lambda} + \frac{d_{i-1} \exp(-\lambda d_{i-1}) - d_i \exp(-\lambda d_i)}{\exp(-\lambda d_{i-1}) - \exp(-\lambda d_i)}$$

Por desgracia, la interpretación gráfica de la media no es tan evidente como la que se ha señalado en la Fig. 5.1, por eso no nos hemos podido apoyar en una gráfica. Sin embargo, análogamente a lo que se indica en la Fig. 5.1, también μ_i es inferior a c_i en una distancia ε_i que es:

$$\varepsilon_i = c_i - \mu_i = \frac{d_{i-1} + d_i}{2} - \mu_i = \frac{d_{i-1} + d_i}{2} - \frac{1}{\lambda} - \frac{d_{i-1} \exp(-\lambda d_{i-1}) - d_i \exp(-\lambda d_i)}{\exp(-\lambda d_{i-1}) - \exp(-\lambda d_i)} \quad (2)$$

y que puede escribirse como

$$\varepsilon_i = \frac{\delta_i}{2} \frac{1 + \exp(-\lambda \delta_i)}{1 - \exp(-\lambda \delta_i)} - \frac{1}{\lambda} \quad (3)$$

donde el tamaño de la clase es $\delta_i = d_i - d_{i-1}$.

El error que se indica en la ec. (3) es el que se comete en el valor de d_i' cuando en vez de la media μ_i de cada clase se utiliza c_i . Un vistazo a la ec. (3) nos ayudará a comprender algunas características de ese error; en particular, es evidente que:

- ese error es independiente de la clase que consideremos (siempre que se mantenga su tamaño)
- el error que se comete guardará una relación directa con el tamaño δ_i de la clase: cuanto más estrecha sea la clase, menos error. Por tanto, para minimizar el error, deberemos reducir lo más posible el tamaño de la clase.

Entonces, ¿cuál es el tamaño ideal de la clase? El más pequeño posible aunque es preferible que no haya clases vacías y que todas las clases contengan cierto número de granizos. Para el ancho de las clases hemos utilizado tamaños de 1 mm, pero en el caso de granizómetros con suficientes huellas (por lo menos varias decenas) para minimizar el error también sería adecuado utilizar clases de 0.5 mm.

Está claro que si en la ec. (1) utilizamos un valor de d_i' inadecuado, el valor calculado de λ vendrá afectado por otro error. Manteniendo las premisas aceptadas hasta ahora, es posible determinar ese error o, mejor aún, incluso corregir el valor de λ . Veamos cómo.

Si disponemos de una colección de datos de tamaños de hidrometeoros agrupados en clases de tamaño δ (p. ej., si $\delta_i = \delta_j = \delta$ para cualquier i y j), podemos calcular el parámetro de la distribución exponencial de dos maneras: llamaremos λ' al parámetro calculado usando como valor representativo de la clase el valor central c_i , y llamaremos λ al parámetro calculado utilizando μ_i (el valor medio de todos los tamaños de la clase) como valor representativo de dicha clase. A partir de la ec. (2), calculamos los dos parámetros de la exponencial como se indica en la ec. (1) y obtenemos:

$$\lambda = \frac{1}{\mu} = \frac{1}{c - \varepsilon} = \frac{1}{c} \frac{1}{1 - \frac{\varepsilon}{c}}$$

donde hemos llamado:

$$c = \frac{\sum_{i=1}^n c_i N_i}{\sum_{i=1}^n N_i}$$

Como $\lambda' = \frac{1}{c}$, resulta que

$$\lambda = \lambda' \frac{1}{1 - \varepsilon \lambda'} = \lambda' + \frac{\varepsilon \lambda'^2}{1 - \varepsilon \lambda'} \quad (4)$$

Las ec. (4) son útiles porque proporcionan la siguiente información:

1. Se observa que, como $\varepsilon > 0$ y además $\lambda' > 0$, se ha de cumplir siempre que $\lambda > \lambda'$.
2. Puede ser calculado el error $\lambda - \lambda'$ cometido al calcular el parámetro de la exponencial con c_i .
3. Si en un caso concreto se conocen ε y λ' , λ puede ser calculado directamente a partir de dichos valores.

5.4 Aplicación a un caso de estudio

Con el fin de comprobar la utilidad de las ideas expuestas, quisimos comprobar con datos reales si:

- el error de λ generado al clasificar los datos en clases discretas tiene la suficiente entidad para tratar de reducirlo introduciendo un término de corrección;
- la corrección que se introduce en la ec. (4) mejora significativamente el resultado.

Para ello, hemos utilizado datos de tamaño de granizo de la red de granizómetros descrita por Giaioti and Stel (2006). Granizómetros con menos de 100 impactos (equivalente a unas 800 huellas por metro cuadrado), no han sido incluidos en la muestra utilizada; estos granizómetros suelen presentar dificultades desde el punto de vista estadístico, ya que los tamaños de sus huellas tienden a tomar valores extremos y a estar distribuidos de forma discontinua, algo que normalmente no es representativo de una distribución exponencial. Del mismo modo, se han descartado también los granizómetros cuyo tamaño de granizo no sobrepasara los 6 mm. El motivo es que si agrupamos los granizos en clases con un intervalo de 1 mm, no tendríamos más que una clase, ya que el granizo ha de tener un mínimo de 5 mm de tamaño (WMO, 1992). Tras esta selección obtuvimos una muestra representativa de casi 500 granizómetros.

En todos los granizómetros disponemos de los datos del tamaño de cada huella del granizo que golpeó la placa. De acuerdo con las definiciones de la Tabla 5.2, recordemos que λ_0 es el valor calculado usando todos los tamaños de los hidrometeoros, mientras que λ' es obtenido usando c_i , (el valor equidistante

entre d_{i-1} y d_i) y λ es calculado a partir de μ_i (la media de todos los tamaños de cada clase) como valores representativos de dichas clases.

De este modo, se ha calculado en primer lugar el valor del parámetro λ_o de la distribución exponencial teniendo en cuenta todos los tamaños, es decir, sin agrupar los granizos en clases. Está claro que ese valor es el valor de referencia, y que el valor de λ y λ' será tanto mejor cuanto más se aproxime a λ_o . El valor de λ_o fue calculado por el método de los momentos. Posteriormente, también se han clasificado los tamaños en intervalos de 1 mm y se ha procedido a calcular λ' , tomando como valor representativo de la clase el punto central c_i . En la Fig. 5.2 se representan gráficamente los valores de λ y λ' calculados a partir de λ_o . Puede observarse que λ y λ' difieren poco para valores pequeños de λ_o , pero la diferencia llega a ser importante cuando λ_o aumenta.

Fig. 5.2. Valores de λ' y λ calculados a partir de λ_o , para $\delta = 1$ mm. Los parámetros fueron calculados de la siguiente forma:

λ' : usando c_i , (el valor equidistante entre d_{i-1} y d_i) como valor representativo de la clase

λ : usando μ_i (la media de todos los tamaños de cada clase) como el valor representativo de dicha clase

λ_o : usando todos los tamaños de los hidrometeoros.

La Fig. 5.3 muestra los errores relativos de λ' que se cometen en este cálculo, en función de la cantidad de granizos por metro cuadrado que se registran (N). Puede verse que el error relativo de λ' tiende a disminuir cuando aumenta N , es decir, cuando sobre el granizómetro han caído muchos hidrometeoros. Sin embargo, el error relativo de λ' se incrementa, cuando N es pequeño, de modo que con menos de 2000 granizos por metro cuadrado, el error excede un 5% y en algunas ocasiones llega a superar el 20 %. Y aunque no está reflejado en la Fig. 5.3, podemos afirmar que con menos de 50 impactos por metro cuadrado, el error relativo llega a superar el 50%. Estas cifras son superiores a los errores característicos debidos a la aleatoriedad del muestreo, cuyos valores alcanzan a lo sumo el 8% (Palencia et al., 2007).

Si en vez de representar N en el eje de abscisas, hubiésemos representado λ_o , podríamos ver cómo el error relativo aumenta linealmente con λ_o , superando el 5% siempre que λ_o sea mayor que 1 mm^{-1} . Para valores superiores a 1.5 mm^{-1} , el error relativo sobrepasa siempre el 15%. En consecuencia, podemos afirmar que el cálculo del parámetro de la distribución exponencial a partir de los datos agrupados en clases, acarrea unos errores relativos no desdeñables. En otras palabras, existe una diferencia apreciable entre el parámetro de la exponencial calculado sin y con agrupamiento en clases (cuando se toma c_i como representante de la clase i) y que esa diferencia puede llegar a ser al menos del mismo orden que las diferencias atribuidas a otras causas (Dessens et al., 2001; Palencia et al., 2007).

Fig. 5.3. Errores relativos de λ' en función del número de granizos por metro cuadrado (N) que golpean al granizómetro para $\delta = 1 \text{ mm}$.

Para la misma muestra de granizómetros utilizados hasta ahora, han sido calculados de nuevo los valores de λ , pero utilizando en este caso la *media* (μ_i) como representante de la clase i . Cuando el valor de λ es calculado así, el error relativo se reduce considerablemente respecto al de λ' . De hecho, casi siempre es menor del 5 %, raras veces (sólo en dos casos) supera el 10 % y en ningún caso sobrepasa el 15 %. Con el fin de comparar los errores relativos de ambos métodos de cálculo, hemos representado en la Fig. 5.4 un error frente al otro. Es evidente que el valor de λ se aproxima mucho más al valor de λ_0 , por lo que proponemos la utilización de λ , en el caso de no poder calcular λ_0 . En la Fig. 5.4 se observan varios aspectos dignos de reseñar:

- Hay una aproximada relación de proporcionalidad entre ambos errores relativos: r^2 de Pearson = 0.6, donde r es obtenida dividiendo la covarianza de los dos errores relativos por la media geométrica de sus varianzas. Para una muestra de casi 500 datos, este valor es significativo con un $\alpha < 0.01$. Esta relación lineal ilustra que hay una alta probabilidad que ambos errores aumenten o disminuyan simultáneamente.

Fig. 5.4. Error relativo de λ' en función del error relativo de λ para $\delta = 1$ mm. También está representada la línea $y = x$.

- Sólo en el 4% de los granizómetros, el error cometido en el cálculo de λ supera el 5%.
- El error relativo de λ es casi siempre menor que el de λ' (en la gráfica de la Fig. 5.4 casi todos los puntos están por encima de la recta $y=x$).

Con el fin de comprobar la influencia de la agrupación en clases, esto es, la ec. (3) entre ε y δ , hemos repetido todo el proceso que acabamos de describir para tamaños agrupados en clases de intervalos 2 y 3 mm. Para ello se utilizaron nuevas muestras, más reducidas, que constaban de los granizómetros anteriores, excepto aquellos cuyo tamaño máximo de granizo no superase, respectivamente, los 7 y 8 mm. De este modo, se eliminó la posibilidad de trabajar con granizómetros en los que, tras una clasificación de tamaños en intervalos de 2 y 3 mm, resultase sólo una clase de tamaños.

Al eliminar de la muestra los granizómetros con granizo pequeño, resultó que las nuevas muestras tenían 409 y 261 granizómetros, para valores de $\delta = 2$ y 3 mm, respectivamente. Con estas nuevas clases se calcularon los correspondientes valores de λ' y se determinó el error cometido respecto a λ_0 .

En la Fig. 5.5 se representan los errores relativos en la misma forma que se hizo en la Fig. 5.3 para $\delta = 1$ mm. Se observa que el máximo error relativo en la Fig. 5.5.a) es superior al que había en la Fig. 5.3 pero inferior al que aparece en la Fig. 5.5.b). Estos resultados ponen de manifiesto la validez de la consecuencia que puede extraerse de la ec. (3): el error en el cálculo de λ' aumenta con el ancho δ de la clase. Esto representa una comprobación experimental del cálculo de ε que se ha hecho en este estudio.

5.5 Recomendaciones y conclusiones

Los principales resultados del presente trabajo son:

- La constatación de que el valor del parámetro λ de la distribución exponencial calculado por el método de los momentos es diferente si se calcula con los datos de todos los hidrometeoros o si esos mismos datos se agrupan en clases y se toma como valor representativo de la clase el valor equidistante entre los extremos.
- La estimación de la diferencia entre el valor de λ calculada por los dos métodos señalados en el punto anterior. Esa diferencia depende sólo del valor del parámetro λ y del tamaño δ de las clases.

Fig. 5.5. Errores relativos de λ' en función de N (número de granizos por metro cuadrado que golpean al granizómetro) para a) $\delta = 2 \text{ mm}$; b) $\delta = 3 \text{ mm}$.

- La verificación de la necesidad de aplicar una corrección al parámetro λ si ha sido calculado a partir de una clasificación en tamaños y tomando como valor representativo de la clase de tamaños el valor equidistante entre sus extremos. Esta corrección es necesaria para minimizar el error en este parámetro. Si pretendemos determinar λ a partir de unos datos distribuidos en clases, podemos calcular primero λ' y corregirlo después para determinar λ . Después de esto, será posible comparar el valor así obtenido con otros valores de λ , obtenidos por el método de los momentos usando todos los datos.

Una vez aplicada la corrección a λ' y obtenido el valor de λ , la diferencia entre λ y λ_0 tiende a cero si el tamaño de los hidrometeoros se ajusta fielmente a una distribución exponencial. Esto es, el valor de λ sólo se diferenciará de λ_0 porque la distribución real se desvía de la exponencial. Sin embargo, no ocurre lo mismo con λ' . La diferencia entre λ' y λ_0 proviene de la propia agrupación en clases, no de la posible desviación de los datos respecto a la exponencial perfecta. Esta es la principal diferencia entre λ' y λ .

Como acabamos de indicar, los cálculos que se han presentado en este trabajo han sido realizados a partir de modelos teóricos. Los resultados serán tanto mejores cuanto más se aproxime la distribución de tamaños a una exponencial, que ha sido la premisa sobre la que se ha trabajado. Se podría llegar a pensar que esta afirmación podría ser utilizada para disminuir la importancia de estos resultados, asumiendo que la distribución de los hidrometeoros nunca va a ser *exactamente* una exponencial. Sin embargo, no es así: nos hemos basado en que los tamaños de los hidrometeoros siguen una distribución exponencial porque lo que se pretende es calcular con precisión el valor del parámetro λ . Si se asume que tal distribución no es exponencial, no tiene sentido tratar de calcular su parámetro característico.

Quizá una buena solución a esta aparente dificultad sea la de aplicar un test de bondad de ajuste, tal como el de Kolmogorov-Smirnov (Sharma, 1996) con el fin de verificar que una muestra particular se ajusta a una exponencial para una cierta probabilidad umbral prefijada. Una vez comprobado que se ajusta, se podrá afinar en el cálculo del parámetro λ mediante el procedimiento expuesto en este trabajo.

5.6 Bibliografía

Anderson, T.W. and Finn, J.D., 1996. *The new statistical analysis of data*. Springer-Verlag, New York. 712 pp.

- Cheng, L., English, M. and Wong, R., 1985. Hailstone size distributions and their relationship to storm thermodynamics. *J. Clim. Appl. Meteorol.* **24**, 1059-1067.
- Crow, E.L., Long, A.B., Dye, J.E. and Ulbrich, C.W., 1979. Results of a randomized hail suppression experiment in northeast Colorado. Part III: Analysis of hailstone size distributions for seeding and yearly effects. *J. Appl. Meteorol.*, 1559-1568.
- Dessens, J. and Fraile, R., 1994. Hailstone size distributions in southwestern France. *Atmos. Res.* **33**, 57-73.
- Dessens, J. and Fraile, R., 2000. The effect of silver iodide seeding on hailstone size distributions. *J. Weather Modif.* **32**, 26-30.
- Dessens, J., Fraile, R., Pont, V. and Sánchez, J.L., 2001. Day-of-the-week variability of hail in southwestern France. *Atmos. Res.* **59-60**, 63-76.
- Fraile, R., Sánchez, J.L., de la Madrid, J.L. and Castro, A., 1991. A network of hailpads in Spain. *J. Weather Modif.* **23**, 56-62.
- Fraile, R., Castro, A. and Sánchez, J.L., 1992. Analysis of hailstone size distributions from a hailpad network. *Atmos. Res.* **28**, 311-326.
- Fraile, R., Sánchez, J.L., de la Madrid, J.L., Castro, A. and Marcos, J.L., 1999. Some results from the hailpad network in Leon (Spain): noteworthy correlations among hailfall parameters. *Theor. Appl. Climatol.* **64**, 105-117.
- Fraile, R., Berthet, C., Dessens, J. and Sánchez, J.L., 2003a. Return periods of severe hailfalls computed from hailpad data. *Atmos. Res.* **67-68**, 189-202.
- Fraile, R., Castro, A., López, L., Sánchez, J.L. and Palencia, C., 2003b. The influence of melting on hailstone size distribution. *Atmos. Res.* **67-68**, 203-213.
- Fraile, R. and García-Ortega, E., 2005. Fitting an exponential distribution. *J. Appl. Meteorol.* **44**, 1620-1625.
- Fraile, R., Palencia, C., Castro, A., Giaioti, D. and Stel, F., 2009. Fitting an exponential distribution: effect of discretization. *Atmos. Res.* **93**, 636-640.
- Giaioti, D., Giancesini, E. and Stel, F., 2001. Heuristic considerations pertaining to hailstone size distributions in the plain of Friuli-Venezia Giulia. *Atmos. Res.* **57**, 269-288.
- Giaioti, D.B. and Stel, F., 2006. The effects of environmental water vapor on hailstone size distributions. *Atmos. Res.* **82**, 455-462.
- Jameson, A.R. and Kostinski, A.B., 2002. Spurious power-law relations among rainfall and radar parameters. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* **128**, 2045-2058.
- Marshall, J.S. and Palmer, W.M., 1948. The distribution of raindrops with size. *J. Meteorol.* **5**, 165-166.
- Mezeix, J.F., 1990. Further exploratory evaluations of Grossversuch-IV using hailpad data: analysis of hail patterns and stratification by storm type for seeding effect. *J. Appl. Meteorol.* **29**, 401-417.
- Palencia, C., Berthet, C., Massot, M., Castro, A., Dessens, J. and Fraile, R., 2007. On the individual calibration of hailpads. *Atmos. Res.* **83**, 493-504.
- Sánchez, J.L., Gil-Robles, B., Dessens, J., Martín, E., López, L., Marcos, J.L., Berthet, C., Fernández, J.T. and García-Ortega, E., 2009. Characterization of hailstone size spectra in hailpad networks in France, Spain, and Argentina. *Atmos. Res.* **93**, 641-654.
- Sharma, S., 1996. *Applied multivariate techniques*. John Wiley & Sons, New York. 493 pp.
- Sneyers, R., 1990. *On the statistical analysis of series of observations*. WMO, Tech. Note 143, Geneva. 192 pp.

- WMO, 1992. *International Meteorological Vocabulary*. WMO, Geneva, Switzerland. 784 pp.
- Wong, R.K.W., Chidambaram, N., Cheng, L. and English, M., 1988. The sampling variations of hailstone size distributions. *J. Appl. Meteorol.* **27**, 254-260.
- Zhao, G. and Di Girolamo, L., 2007. Statistics on the macrophysical properties of trade wind cumuli over the tropical western Atlantic. *J. Geophys. Res.* **112**, D10204.

6

ESTIMACIÓN DEL TAMAÑO MÁXIMO A PARTIR DE VARIABLES METEOROLÓGICAS

6.1 Introducción

En este capítulo se pretende encontrar alguna variable meteorológica como posible predictora del tamaño máximo del granizo (en adelante, *DMAX*) ya que es conocido que el daño que produce el granizo depende principalmente de su tamaño. Ha habido muchos intentos precedentes para estudiar el efecto destructor del granizo en las cosechas y propiedades (Hohl et al., 2002a; Hohl et al., 2002b). Por ejemplo, Changnon (1971), Omoto and Seino (1978) y Seino

(1980) estudiaron las características del granizo en relación con el daño en las cosechas. De entre esas características destaca el tamaño del granizo, directamente relacionado con el daño en los cultivos, tal y como atestiguan numerosos autores. Así por ejemplo, Dessens and Fraile (1994) ponen de manifiesto su importancia al utilizar los tamaños del granizo para el estudio de la climatología del granizo en el sur de Francia. También Dessens (1998) se ha servido de la medida del tamaño del granizo para analizar la efectividad de un sistema de modificación atmosférica con generadores de yoduro de plata en el suelo. Fraile et al. (1999) estudiaron el tamaño máximo del granizo como una de las 8 variables más significativas de una granizada. En consonancia con esto, Fraile et al. (2003a) han incluido el tamaño máximo (junto con la energía total del granizo) como uno de los parámetros que indican la severidad de una granizada. También Schuster and Blong (2004) han considerado el tamaño (especialmente el tamaño máximo) una de las principales variables responsables de los daños por granizo.

Debido a su evidente importancia, se han llevado a cabo muchos estudios sobre el tamaño del granizo. Por una parte, se han dedicado esfuerzos a la propia medida del tamaño del granizo, como el trabajo de Schleusener and Jennings (1960), en el que desarrollaban por primera vez el granizómetro, o el de Matson and Huggins (1980), quienes mediante fotografía estroboscópica midieron los tamaños del granizo al caer sobre un granizómetro situado en un vehículo móvil. Witt and Nelson (1991) midieron los tamaños máximos del granizo de 49 tormentas severas con los datos de un *single-Doppler radar*. No falta la discusión sobre la posibilidad de observar el tamaño máximo del granizo, dependiendo del método de detección (Smith and Waldvogel, 1989; Bardsley, 1990) y en relación con la propia variabilidad espacial del granizo (Palencia et al., 2007).

Por otra parte, también son abundantes los trabajos en los que se busca la correspondencia entre el tamaño del granizo y otras variables. Así, por ejemplo, Cheng and English (1983) han estudiado el tamaño del granizo en relación con el número de granizos que caen. La pérdida de tamaño por fusión también ha sido objeto de recientes estudios (Fraile et al., 2003b; Giaiotti and Stel, 2006). Palencia et al. (2009) han afirmado que entre las muchas variables que se pueden obtener a partir de las huellas producidas por el granizo cuando incide sobre un granizómetro, el tamaño máximo del granizo está relacionado con la intensidad de las corrientes ascensionales que han mantenido al hidrometeoro en suspensión así como con el tiempo de permanencia de éste en el interior de la célula convectiva.

En consecuencia, no es extraño que una parte de la comunidad científica se haya dedicado al pronóstico del tamaño máximo del granizo, con resultados dispares. Una brillante introducción histórica a este tema ha sido ya expuesta por Moore and Pino (1990), en un artículo en el que los autores estiman *D*MAX basándose en las áreas (parcelas de aire) positivas por encima del nivel de condensación por convección (*CCL*, *Convective Condensation Level*) y del nivel de libre convección (*LFC*, *Level of Free Convection*).

Desde entonces, casi todos los trabajos publicados hacen referencia a la predicción del tamaño máximo mediante un radar meteorológico. Edwards and Thompson (1998) estudiaron la correspondencia entre los tamaños del granizo, el contenido de agua líquida precipitable (*VIL*, *Vertically Integrated Liquid*) y un conjunto de variables termodinámicas determinadas con datos de radiosondeos. Fraile et al. (2001) estudiaron el máximo tamaño observado en el suelo en relación con los parámetros del radar. Groenemeijer and van Delden (2007) comprobaron la correspondencia entre granizos grandes y altos valores de CAPE. Donavon and Jungbluth (2007) utilizaron datos de radar para predecir la presencia de granizos grandes en la tormenta, basados en factores de reflectividad de 50 dBZ.

En una línea algo diferente a las publicaciones anteriores están los trabajos de Molenat (1974), que predice *D*MAX basándose en unos pocos parámetros meteorológicos, y los de Brimelow et al. (2002 and 2006) que han ideado un modelo de nube unidimensional en estado estacionario, para predecir *D*MAX en Alberta (Canadá), apoyados en datos de radiosondeo.

Las principales fuentes de información para determinar el tamaño del granizo que llega al suelo suelen ser dos: una densa red de observadores meteorológicos junto con una red de granizómetros o un radar meteorológico que proporcione datos de reflectividad y *VIL*.

Hay que señalar que, en lo que respecta a estos trabajos sobre predicción del granizo, los resultados son positivos cuando se trata de pronosticar su ocurrencia e incluso su severidad, entendida en un sentido amplio. Sin embargo, la búsqueda de un buen predictor de tamaños resulta desalentadora porque es difícil acertar con un buen modelo, aunque sólo sea de tipo estadístico. La predicción del tamaño con varias horas de antelación sigue resultando un problema desafiante.

El presente trabajo, que no se apoya en ningún modelo de nube, únicamente pretende buscar relaciones de tipo estadístico entre los parámetros meteorológicos más comunes, procedentes de un radiosondeo, y el tamaño máximo del granizo registrado en el suelo. Se trata de una contribución al estudio de las variables que tienen relación con la formación del granizo, para

que puedan ser convenientemente incluidas en futuros modelos. La aportación más novedosa en este trabajo es que la estimación del tamaño máximo de granizo diario se ha podido verificar con los datos obtenidos a partir de la medida del tamaño máximo registrado por una red de granizómetros.

6.2 Zona de estudio

La zona objeto de estudio se ubica en la llanura de la región Friuli-Venezia-Giulia (*FVG*) y ya ha sido descrita en el apartado 1.4 de esta memoria. Recordemos que *FVG* es una región al nordeste de Italia (Fig. 6.1) caracterizada por una orografía compleja: la parte norte es montañosa (el pico más alto se eleva a unos 3000 m) y hay un gran número de pequeños valles interconectados. Por el contrario, la zona sur de *FVG* es principalmente llana, y representa un plano inclinado que disminuye muy suavemente desde la base de las montañas (donde se eleva unos 150 m sobre el nivel del mar) hasta el mar Adriático, existiendo lagunas muy poco profundas que conectan la zona costera con el mar abierto. Las estribaciones de los Alpes se elevan bruscamente detrás de la llanura *FVG*.

Fig. 6.1. Localización de la zona de estudio, con el área de la red de granizómetros (puntos rojos) y el lugar desde el que se lanza el radiosondeo.

A causa de la orografía y de su posición geográfica, *FVG* presenta varios fenómenos característicos e interesantes descritos por Giaioti et al. (2003). Entre ellos, las principales características del clima durante la temporada caliente son las tormentas eléctricas y las granizadas. Debido a su impacto crítico sobre la agricultura, —en particular, el daño del granizo en los viñedos— han sido estudiadas durante un largo período de tiempo (Epifani and Vento, 1978; Morgan, 1989, 1990, 1991, 1997; Giaioti et al., 2001; Giaioti and Stel, 2001; Giaioti et al., 2003; Giaioti and Stel, 2006).

Los estudios climatológicos de la llanura *FVG*, centrados sólo durante la estación cálida (de abril a septiembre), demuestran que cada día tiene una probabilidad de 0.6 de ser un día tormentoso (Giaioti and Stel, 2001).

En esta región, el proyecto de investigación *italo-esloveno* de prevención de granizo y tormentas, posee una red de granizómetros de poliestireno (Giaioti et al., 2001) para la detección y monitorización de la frecuencia e intensidad del granizo. En la Fig. 6.1 se puede observar, coloreada en rojo, el área donde está instalada la red de granizómetros. También se indica en la Fig. 6.1 el lugar desde el que se lanza diariamente el radiosondeo.

6.3 Base de datos

En las estaciones meteorológicas se obtienen múltiples medidas de parámetros tanto en la superficie como a diferentes alturas, mediante radiosondeos (Brooks and Craven, 2002).

Para el desarrollo de nuestro estudio se han utilizado datos procedentes de la red de granizómetros ya mencionada y de la estación meteorológica de Udine/Campoformido (LIPD 16044), de coordenadas 46.03° N y 13.18° E, por lo tanto, en el interior de la zona donde están situados los granizómetros. El estudio comprende 11 campañas anuales de recogida de datos. De modo genérico las campañas se efectúan de abril a septiembre y los datos utilizados van del 01/04/1988 hasta 31/12/1998, con un total de alrededor de 600 días con datos de granizo.

La red de granizómetros consta de 362 granizómetros distribuidos formando una rejilla en un área de 5790 km². La dimensión de las placas de poliestireno es de 30 x 42 centímetros. Las principales características acerca del mantenimiento de la red, el estudio de los granizómetros y la medida de los impactos se describen en Giaioti et al. (2001). Una vez procesados los granizómetros impactados, de los datos obtenidos se selecciona el diámetro máximo (*DMAX*) para cada día, siempre y cuando la placa tenga más de 10 huellas de granizo.

Mediante los datos procedentes de los radiosondeos, efectuados a las 0000 y 1200 UTC (el radiosondeo de las 0000 UTC únicamente se utiliza para el cálculo de la diferencia de presión entre las 0000 y 1200 UTC), y de la estación meteorológica en superficie se calculan las variables físicas. Los datos de los radiosondeos se encuentran recopilados por la Universidad de Wyoming (<http://www.weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>).

Con respecto a la representatividad del radiosondeo, podemos afirmar que como el área de granizómetros es lo suficientemente pequeña y está prácticamente centrada en el sitio de lanzamiento del radiosondeo, parece razonable asumir la representatividad espacial para toda la zona de estudio. Sin embargo, uno de los problemas es que a veces, el radiosondeo muestra embolsamientos fríos formados por masas de aire frío y estable por detrás de los frentes que produjeron el granizo, lo que significa que puede no ser representativo de la masa de aire que produjo la tormenta de granizo. Algunas consideraciones sobre el granizo y las variables del radiosondeo de la zona pueden encontrarse en los trabajos de Giaiotti and Stel (2006), aunque no son exhaustivas.

A continuación se enumeran un primer grupo de variables físicas obtenidas directamente de los datos de los radiosondeos proporcionados por la Universidad de Wyoming (la definición y el modo de cálculo de dichas variables puede obtenerse en el link: <http://www.weather.uwyo.edu/upperair/indices.html>):

SHOW (°C): *Índice de Showalter* (Showalter, 1953);

LIFT (°C): *Índice de Galway o Lifted index* (Galway, 1956);

LFTV (°C): *Índice de Galway* calculado utilizando la temperatura virtual;

SWEAT: *Índice SWEAT o Índice de amenaza de tiempo severo*, desarrollado específicamente para el pronóstico de tormentas (Miller, 1975);

KINX (°C): *Índice K* calculado a partir de diferencias de temperatura (T) y temperaturas de rocío (T_d) en los niveles de 850, 500 y 700 hPa, de acuerdo con la expresión: $KINX = (T_{850} - T_{500}) + T_{d\ 850} - (T_{700} - T_{d\ 700})$ (George, 1960);

CTOT (°C): *Índice Cross Total* donde $CTOT = T_{d\ 850} - T_{500}$ (Sturtevant, 1995);

VTOT (°C): *Índice Vertical Total*. $VTOT = T_{850} - T_{500}$ (Sturtevant, 1995);

TOTL (°C): *Índice Total de Totales* obtenido a partir de la suma de los dos índices anteriores ($TOTL = CTOT + VTOT$) (Miller, 1975);

CAPE (J/kg): *Energía potencial convectiva disponible*;

CAPV (J/kg): *CAPE* calculado utilizando la temperatura *virtual* (Moncrieff and Miller, 1976);

CINS (J/kg): *Inhibición convectiva*. Medida de la cantidad de energía necesaria para iniciar la convección;

CINV (J/kg): *CINS* calculado utilizando la temperatura *virtual* (Blanchard, 1998);

EQLV (hPa): *Nivel de equilibrio* también llamado *nivel de flotación neutra*. Es el nivel que está por encima del *LFC* (*Level of Free Convection*) en el cual la temperatura de una parcela de aire ascendente iguala a la temperatura del medio ambiente (AMS, 2000);

EQTV (hPa): *EQLV* calculado utilizando la temperatura virtual;

LFCT (hPa): Altura del *LFC* (*nivel de libre convección*);

LFCV (hPa): *LFCT* calculado usando la temperatura virtual (Doswell, 1987);

BRCH: *Bulk Richardson Number*. Número adimensional que relaciona la estabilidad vertical y la cizalladura vertical (por lo general, estabilidad dividido por la cizalladura). Valores altos indican ambientes inestables y/o con débil cizalladura; valores bajos indican débil inestabilidad y/o fuerte cizalladura vertical. Generalmente, los valores comprendidos entre 50 y 100 sugieren condiciones ambientales favorables para el desarrollo de supercélulas;

BRCV: *BRCH* calculado usando *CAPV* (*CAPE* con la temperatura virtual) Es un número adimensional que combina *CAPE* y cizalladura de viento (Weisman and Klemp, 1982; Hart and Korotky, 1991). Se interpreta como un cociente entre la energía potencial disponible derivada de la inestabilidad termodinámica y la energía cinética disponible causada por la cizalladura vertical del viento, ambas para dar lugar a convección (López, 2003);

LCLT (K): Temperatura en el *nivel de condensación por elevación* (*LCL: Lifted Condensation Level*), de un promedio de los 500 m inferiores (Inman, 1969);

LCLP (hPa): Presión en el *LCL* de un promedio de los 500 m más bajos, (Wilde et al., 1985);

MLTH (K): Valor medio de la temperatura potencial en la capa de mezcla, (es decir, en los 500 m inferiores de la atmósfera);

MLMR (g/kg): Promedio de la razón de mezcla en los 500 m de la atmósfera más cercanos al suelo;

THTK (m): Espesor de la capa comprendida entre 1000 hPa y 500 hPa;

PWAT (mm): Agua precipitable para todo el radiosondeo.

Todas estas variables son instrumentos útiles para la predicción de tormentas, tornados o precipitaciones intensas. En particular, los índices de estabilidad se basan en la asociación de gradientes térmicos y de humedad en las capas bajas y medias de la troposfera.

El segundo grupo de variables que se enumera se extrajo de los datos en bruto procedentes de los radiosondeos y de la estación meteorológica a nivel de superficie. Dichas variables son:

PRES12-00 (hPa): Diferencia de la presión en superficie entre las 1200 UTC del mediodía y la medianoche (0000 UTC) del día anterior;

TSUP (°C): Temperatura en superficie;

TdSUP (°C): Temperatura de rocío en superficie. *TSUP* y *TdSUP* son indicados en la bibliografía como predictores de la posible ocurrencia de tormentas (Angus et al., 1988). *TdSUP* también indica la posibilidad de tormenta a lo largo del día (Fuelberg and Biggar, 1994);

RHSUP (%): Humedad relativa superficial;

MRSUP (g/kg): Razón de mezcla en la superficie (Giaiotti and Stel, 2006);

SHEAR-A: Ángulo de cizalladura (*Shear angle*) entre 850-500 hPa;

SHEAR-M: Módulo de cizalladura (*Shear module*) entre 850-500 hPa (Johns and Doswell, 1992);

HTROP (m): Altura de la tropopausa;

TTROP (°C): Temperatura a la altura de la tropopausa (Molenat, 1974);

H0°C (m): Altura de la isocero;

Hd0°C (m): Altura de la isocero de rocío. *H0°C* y *Hd0°C* están relacionadas con la posibilidad de que el granizo, eventualmente formado en el proceso convectivo, pueda alcanzar con posterioridad el suelo. Algunos autores proporcionan el tamaño final del granizo en función de la altura de 0°C (Marcos, 2001), sin embargo Molenat (1974) lo predice en función de la altura de temperatura de rocío;

TMIN (°C): Temperatura mínima que se alcanza la noche antes del sondeo. Tiene una fuerte correlación con la probabilidad de granizo (Dessens, 1995).

En resumen, todo este conjunto de variables e índices constituyen una herramienta esencial para la predicción de granizo y del diámetro del granizo. La dificultad reside en utilizar y correlacionar adecuadamente los más significativos y apropiados.

Desgraciadamente, para todos los días de granizo no se dispone de todas las variables de los radiosondeos. Al desechar de nuestra muestra los días con datos incompletos, los 618 días de granizo de la muestra inicial se redujeron a 313 días con datos de todas las variables.

6.4 Metodología

Se ha desarrollado un estudio estadístico entre las variables físicas descritas anteriormente y el diámetro máximo del granizo de cada día (*DMAX*). Concretamente, se ha realizado una *correlación bivariada de Pearson* para conocer el valor del coeficiente de correlación r entre las variables y el diámetro máximo medido.

Además, con el objetivo de conocer qué variables están más directamente implicadas en la predicción del tamaño de granizo, así como las relaciones existentes entre las diferentes variables, se ha realizado un *Análisis de Componentes Principales* (Hastie et al., 2001) junto con una *rotación Varimax* (Sharma, 1996) y *Kaiser normalizada* (Harris, 2001) de todas las variables excepto *DMAX*. Al mismo tiempo, dicho análisis tratará de explicar hasta qué punto estas variables justifican los mecanismos de formación del granizo, y permitirá una interpretación de los resultados. Para conocer las variables que integran cada una de las componentes principales, se asocian a cada componente las variables con saturaciones superiores a 0.5, de este modo se llega a una solución más simple, minimizando el número de factores (Hastie et al., 2001; López, 2003). A continuación se determina el porcentaje de varianza que explica cada componente.

Posteriormente, se calcula el tamaño máximo del granizo esperado, usando el siguiente método lineal: en primer lugar se calcula el valor diario de cada una de las componentes principales; a continuación, a partir de estos valores, se realiza un ajuste lineal por mínimos cuadrados entre los valores de las componentes que se utilicen y el tamaño máximo de granizo registrado en ese día. Por último, a partir de los parámetros calculados en esa regresión lineal, se construye un modelo de predicción. Este modelo no es más que una combinación lineal de los componentes utilizados en cada caso. En la sección siguiente, se utilizarán los resultados obtenidos para tres y ocho componentes principales.

6.5 Resultados

Se pretende buscar las correlaciones existentes entre el diámetro máximo del granizo diario con el resto de variables meteorológicas proporcionados por un radiosondeo. Para ello se usaron varios métodos:

6.5.1 Correlaciones lineales

Los tamaños máximos del granizo observado en los 313 días de la muestra se distribuyen como indica la Fig. 6.2. Se observa que se ajusta perfectamente a una distribución exponencial ($r=0.999$) cuya variable independiente es el umbral inferior del tamaño máximo.

Los resultados obtenidos de la *correlación r bivariada de Pearson* entre las variables físicas y el diámetro máximo se pueden observar en la Tabla 6.1. Como se puede constatar en la tabla, las variables significativas para un nivel de significación de $\alpha = 0.01$ son: *PRES12-00*, *LFTV* y *LIFT*. Y para un nivel de significación de $\alpha = 0.05$ dichas variables, además de las 3 anteriores, son: *SHOW*, *MLTH*, *CAPV*, *CAPE*, *EQTV*, *SWEAT*, *EQLV*, *H0°C*, *Hd0°C*, *MLMR* y *TTROP*. De modo genérico, se puede afirmar que el diámetro máximo está relacionado, en mayor medida, con la variación de la presión (*PRES12-00*) y con los índices de estabilidad (*LFTV*, *LIFT*, *SHOW*, *SWEAT*).

Fig. 6.2. Frecuencia de los tamaños máximos diarios de granizo para los 313 días de la muestra.

Tabla 6.1. Correlación r de Pearson entre las variables físicas y el diámetro máximo ($DMAX$), a partir de 313 datos diarios.

Variables	Correlación r de Pearson
<i>PRES12-00</i>	-0.179 (**)
<i>LFTV</i>	-0.167 (**)
<i>LIFT</i>	-0.166 (**)
<i>SHOW</i>	-0.137 (*)
<i>MLTH</i>	0.134 (*)
<i>CAPV</i>	0.129 (*)
<i>CAPE</i>	0.128 (*)
<i>EQTV</i>	-0.126 (*)
<i>SWEAT</i>	0.126 (*)
<i>EQLV</i>	-0.123 (*)
<i>H0°C</i>	0.120 (*)
<i>Hd0°C</i>	0.115 (*)
<i>MLMR</i>	0.111 (*)
<i>TTROP</i>	0.111 (*)
<i>KINX</i>	0.110
<i>TSUP</i>	0.108
<i>LCLT</i>	0.102
<i>PWAT</i>	0.102
<i>TdSUP</i>	0.095
<i>MRSUP</i>	0.085
<i>TMIN</i>	0.080
<i>VTOT</i>	0.076
<i>SHEAR-A</i>	0.067
<i>TOTL</i>	0.061
<i>HTROP</i>	0.058
<i>SHEAR-M</i>	0.052
<i>CTOT</i>	0.027
<i>CINV</i>	-0.006
<i>THTK</i>	-0.008
<i>CINS</i>	-0.022
<i>LFCV</i>	-0.025
<i>BRCH</i>	-0.033
<i>BRCV</i>	-0.036
<i>LCLP</i>	-0.038
<i>RHSUP</i>	-0.046
<i>LFCT</i>	-0.078

** La correlación es significativa al nivel 0.01 (bilateral).

* La correlación es significativa al nivel 0.05 (bilateral).

El diámetro máximo también tiene correlación con los niveles de equilibrio (*EQLV* y *EQTV*), y con la energía potencial convectiva disponible (*CAPE* y *CAPV*), la temperatura potencial de la capa de mezcla (*MLTH*) y las alturas de la isocero e isocero de rocío (*H0°C* y *Hd0°C*). Puede decirse que casi todas las variables que correlacionan bien son ya conocidas como predictores de inestabilidad. Sin embargo, ha sido precisamente la variable *PRES12-00* que hemos introducido como novedad en este trabajo (la única que da cuenta de una evolución temporal), la que correlaciona mejor con el tamaño máximo del granizo registrado.

¿Podría utilizarse esta variable como un predictor del tamaño máximo del granizo? Mediante el modelo más elemental (el modelo lineal) construimos la gráfica de la Fig. 6.3. Como cabía esperar, aparece una relación opuesta entre la diferencia de presión (*PRES12-00*) y el tamaño del granizo (*DMAX*). En la Fig. 6.3 se obtiene un valor de $r = 0.179$, lo que nos indica que para el número de puntos representado (313 puntos) dicho valor es significativo. Esto es, si la presión cae bruscamente (valores negativos de *PRES12-00*), la inestabilidad y la fuerza ascensional son elevadas y puede llegar a formarse granizo de mayor tamaño. A pesar de que *PRES12-00* es la variable que mejor correlaciona con *DMAX*, la diferencia de presión no es suficiente para justificar un modelo lineal, ya que su variación es muy pequeña (entre 7 y 12 mm).

Fig. 6.3. Relación entre el diámetro máximo (*DMAX*) y la diferencia de presión en las últimas 12 horas (*PRES12-00*).

6.5.2 Análisis de Componentes Principales

Para buscar otro tipo de modelo con todas las variables se hizo un estudio de *componentes principales*. En la Tabla 6.2 se representa la matriz de componentes rotados, resultado del *Análisis de Componentes Principales* con una *rotación Varimax de Kaiser normalizada*. Las variables que integran cada componente son aquellas en las que se ha indicado un valor numérico. Las variables fueron seleccionadas mediante el procedimiento mencionado en la sección de metodología y se obtuvieron 8 componentes con todos los datos detallados. El porcentaje de varianza explicada se representa en la Tabla 6.3 y con 8 componentes principales es de un 87.9 %.

A partir de la Tabla 6.2 se puede apreciar cómo las variables que tienen contenidos comunes se van agrupando en componentes principales.

- En la primera componente se encuentran las alturas de las temperaturas de la isocero e isocero de rocío ($H0^{\circ}\text{C}$ y $Hd0^{\circ}\text{C}$), la temperatura del LCL ($LCLT$), las temperaturas del termómetro seco y húmedo en superficie ($TSUP$ y $TdSUP$) y la temperatura potencial de la capa de mezcla ($MLTH$). También se incluyen en la primera componente las variables relacionadas con la razón de mezcla en superficie ($MRSUP$) y en los 500 m inferiores ($MLMR$) y la cantidad total del agua precipitable de todo el radiosondeo ($PWAP$).
- La segunda componente recoge pocas variables, pero muy dispares, sin una clara explicación. Estas variables son: presión del nivel de condensación por elevación ($LCLP$), la humedad relativa superficial ($RHSUP$) y el ángulo de cizalladura ($SHEAR-A$). También estaría la temperatura en superficie ($TSUP$), aunque esta última variable aparece también en la componente primera.
- En la tercera componente está el nivel de equilibrio ($EQLV$ y $EQTV$) y los índices de inestabilidad como son el índice de *Galway* ($LIFT$ y $LFTV$) y el índice vertical total ($VTOT$).
- En la cuarta componente siguen apareciendo índices de inestabilidad como son: índice de *Showalter* ($SHOW$), índice de amenaza de tiempo severo ($SWEAT$), *K index* ($KINX$), *Cross total* ($CTOT$) o el índice total de totales ($TOTL$).
- En la quinta componente se recogen las variables relacionadas con el inicio de la convección, ya sea la energía necesaria para que se inicie la convección ($CINS$ y $CINV$) o los niveles en los que se produce dicha convección ($LFCT$ y $LFCV$).

Tabla 6.2. Matriz de componentes rotados.

Variables	Componentes							
	1	2	3	4	5	6	7	8
SHOW				-0.800				
LIFT			-0.837					
LFTV			-0.839					
SWEAT				0.692				
KINX				0.639				
CTOT				0.872				
VTOT			0.619					
TOTL				0.802				
CAPE						0.759		
CAPV						0.744		
CINS					0.947			
CINV					0.950			
EQLV			-0.748					
EQTV			-0.749					
LFCT					0.777			
LFCV					0.801			
BRCH						0.961		
BRCV						0.950		
LCLT	0.867							
LCLP		0.929						
MLTH	0.687							
MLMR	0.890							
THTK								0.750
PWAT	0.945							
PRES12-00								
TSUP	0.626	-0.671						
TdSUP	0.908							
RHSUP		0.948						
MRSUP	0.886							
SHEAR-A		-0.949						
SHEAR-M								0.692
HTROP						0.692		
TTROP						-0.887		
H0°C	0.835							
HD0°C	0.899							
TMIN	0.837							

Tabla 6.3. Varianza explicada por las componentes principales.

Componentes	Autovalores iniciales		
	Total	% varianza explicada	% varianza acumulada
1	11.580	32.2	32.2
2	6.254	17.4	49.6
3	4.991	13.9	63.5
4	2.966	8.2	71.7
5	2.188	6.1	77.8
6	1.454	4.0	81.8
7	1.150	3.2	85.0
8	1.037	2.9	87.9

- En la sexta componente se encuentra las variables relacionadas con el *CAPE* (*CAPE* y *CAPV*) y el *Bulk Richardson Number* (*BRCH* y *BRCV*).
- En la séptima están dos variables relacionadas con la temperatura y altura de la tropopausa (*TTROP* y *HTROP*)
- Y por último en la octava componente está el módulo de cizalladura (*SHEAR-M*) así como el espesor de la capa comprendida entre los 500 y 1000 mb (*THTK*).

Llama la atención el hecho de que la variable *PRES12-00* que antes anunciábamos como la que mejor correlaciona con el tamaño de granizo, quede excluida de estas ocho primeras componentes principales, porque proporciona otro tipo de información independiente de las demás variables. Esto tiene sus consecuencias en la siguiente fase de nuestra investigación.

En primer lugar, se estimó *DMAX* utilizando únicamente una relación lineal entre las 3 primeras componentes principales. El resultado puede verse en la Fig. 6.4, que relaciona tamaño máximo *estimado* (*DMAX-E*) con el tamaño máximo registrado o *medido* (*DMAX*). Como las 3 primeras componentes explican un 63.5% de varianza acumulada, rehicimos el modelo de estimación lineal con las 8 primeras componentes, que explican el 87.8% de varianza acumulada, por lo que no hemos considerado necesario continuar extrayendo más componentes. La relación entre los tamaños máximos estimado y medido se representa en la Fig. 6.5. Para los 313 datos que manejamos, la correlación con 3 componentes (Fig. 6.4) es significativa con un $\alpha = 0.05$ siendo $r = 0.151$; y con 8 componentes (Fig. 6.5) mejora hasta $r = 0.201$.

Fig. 6.4. Relación entre el diámetro máximo de granizo *medido* (*DMAX*) y el diámetro máximo *estimado* (*DMAX-E*) mediante las 3 primeras componentes principales.

Fig. 6.5. Relación entre el diámetro máximo de granizo *medido* (*DMAX*) y el diámetro máximo *estimado* (*DMAX-E*) mediante las 8 primeras componentes principales.

De acuerdo con los resultados obtenidos, podemos concluir, que las variables seleccionadas explican un porcentaje elevado de la varianza, lo que nos sugiere que la elección de estas variables es adecuada desde un punto de vista matemático. Desde un punto de vista de la Física de la atmósfera, se podría decir que para la construcción de un modelo predictivo es necesario tener en cuenta la inestabilidad termodinámica, una capa húmeda de suficiente profundidad en la baja y media troposfera, y una fuente de elevación para iniciar la convección (Johns and Doswell, 1992).

6.5.3 Inclusión de la variable *PRES12-00* en el ACP

A pesar de todo, la predicción del tamaño de granizo sigue sin ser buena. Hemos tratado de perfeccionar el resultado introduciendo para ello dos elementos. El primero es la restricción a los tamaños mayores del granizo. En la mayor parte de la bibliografía citada, el estudio sobre el tamaño del granizo se interesa solo por tamaños de hasta 7 ó 8 cm, y los menores de 2 cm a menudo también son rechazados. En la muestra utilizada vemos que el mayor granizo registrado medía 33 mm, por lo que no es posible trabajar en nuestro caso con tamaños mayores. Sin embargo, se puede establecer una restricción, limitando el estudio a las muestras mayores de 10 ó 15 mm de *DMAX*, aunque la muestra se reduzca de 313 a 74 ó 18 días, respectivamente.

El segundo factor capaz de mejorar la predicción es la inclusión de la variable *PRES12-00* en el grupo de parámetros predictores. De este modo, las 8 componentes principales, que ofrecían una cierta capacidad de predicción con respecto a *DMAX* podrían utilizarse junto con la diferencia de presión superficial en las últimas 12 horas, esto es, con *PRES12-00*. Los resultados se muestran en las Fig. 6.6, 6.7 y 6.8.

La Fig. 6.6 es similar a la Fig. 6.5: recoge la relación entre el valor de *DMAX* diario y el previsto por la mejor combinación lineal de las ocho componentes principales, sólo para los días cuyo *DMAX* superaba los 10 mm. Como se aprecia, disminuye el valor de r porque la muestra también se ha reducido notablemente. La relación entre los *DMAX* previstos y medidos mejora al introducir *PRES12-00* entre las variables predictoras. Esta relación se representa en la Fig. 6.7, con un aumento de r ($r = 0.328$) y la correlación es estadísticamente significativa para $\alpha = 0.01$.

Por último, en la Fig. 6.8 se representa lo mismo que en la Fig. 6.7, pero únicamente para la muestra de los 18 días con *DMAX* superior a 15 mm. Puede verse que el valor de $r = 0.831$ mejora ostensiblemente y la correlación es estadísticamente significativa para $\alpha = 0.01$.

Fig. 6.6. Relación entre el diámetro máximo de granizo medido (*DMAX*) y el diámetro máximo estimado (*DMAX-E*) mediante las 8 primeras componentes principales para *DMAX* > 10 mm.

Fig. 6.7. Para *DMAX* > 10 mm, relación entre el diámetro máximo de granizo medido (*DMAX*) y el diámetro máximo estimado (*DMAX-E*) con la variable *PRES12-00* y las 8 primeras componentes principales.

Fig. 6.8. Relación entre el diámetro máximo de granizo medido (*DMAX*) y el diámetro máximo estimado (*DMAX-E*) con la variable *PRES12-00* y las 8 primeras componentes principales, para *DMAX* > 15 mm.

El hecho de que los puntos de la Fig. 6.8 se agrupen mejor a lo largo de la recta más próxima, es un buen resultado, aunque es preciso advertir que si bien mejora la predicción del modelo, hemos disminuido el número de casos utilizados para establecer dicho modelo (ya que de los 313 días de la muestra inicial, sólo hay 18 días con *DMAX* > 15mm, es decir, el 6 % de la muestra inicial).

En las Fig. 6.4, 6.5, 6.6, 6.7 y 6.8, la línea mostrada es la que mejor se ajusta a todos los puntos de cada gráfico, y prácticamente coincide con la línea de pendiente 1, esto es, con la línea en la que coinciden el tamaño máximo medido y el estimado ($DMAX = DMAX-E$).

Una característica interesante de las 18 granizadas que se muestran en la Fig. 6.8 es conocer la distribución espacial de los granizómetros afectados por el granizo de mayor tamaño. La Fig. 6.9 recoge un mapa de la zona con la localización de los 18 granizómetros afectados por los mayores tamaños de granizo. Puede observarse que no existe ningún patrón espacial que identifique la zona montañosa o la zona costera como áreas con un riesgo especial de granizo de mayor tamaño. Es más, parecen estar casi homogéneamente distribuidos, excepto en la zona central de la red.

Fig. 6.9. Situación de los 18 granizómetros que han recibido los mayores granizos diarios (superiores a 15 mm) durante el período de estudio. En la figura se indica el valor de *DMAX* (en mm) observado en cada granizómetro.

6.6 Discusión y conclusiones

En todo lo expuesto hasta aquí surgen varios puntos de discusión. El primero puede ser el eterno problema de la representatividad temporal y espacial de un radiosondeo, que es la principal fuente de datos que se ha utilizado en el modelo estadístico. Recientemente, Groenemeijer and van Delden (2007) han discutido ampliamente lo que se entiende por proximidad. Estamos de acuerdo en sus descripciones sobre proximidad espacial, pero en el caso de la representatividad temporal del radiosondeo, es necesario tener en cuenta que la mayoría de los radiosondeos se realizan a unas horas estándar (0000 y 1200 UTC) y es conveniente aprovechar esos medios para confeccionar las posibles predicciones. Además, resulta curioso que el uso de la diferencia de dos presiones en superficie (*PRES12-00*), una de ellas separada temporalmente de la granizada más de 12 horas, haya sido la variable con relación directa más evidente sobre el tamaño máximo del granizo. Por ello, pensamos que en nuestro caso la representatividad espacial está fuera de toda duda y la representatividad temporal viene corroborada, en definitiva, por los resultados.

En relación con la variable referente a la diferencia de presión (*PRES12-00*), es posible buscar una interpretación física sobre la relación entre el granizo y la dinámica atmosférica a gran escala. La relación entre la diferencia temporal de la presión en superficie y el tamaño máximo de granizo ya fue observada anteriormente por algunos autores (Giaiotti et al., 2003; Palencia et al., 2010). En la zona de estudio, habitualmente se consideraba el granizo como un fenómeno local relacionado principalmente con la microfísica, y su correlación con una variable sinóptica, como es la presión, inicialmente fue bastante sorprendente. Posteriormente, se observó que aunque el granizo se forma a través de la microfísica, sin embargo, es producido por la dinámica (por ejemplo, movimientos fuertes verticales e inclinados capaces de vencer el peso de los hidrometeoros) y estos efectos dinámicos tienen un componente local y sinóptico. Interpretamos este último componente sinóptico como el que se correlaciona con la caída de presión sinóptica. Una caída en la presión se asocia frecuentemente con movimientos ascendentes a gran escala y con convergencia del flujo de humedad. Se sabe que este último parámetro es también un indicador importante en la aparición de tormentas (van Zomeren and van Delden, 2007).

En nuestra opinión, lo que es relevante para este punto es que el granizo en la zona de *Friuli-Venezia-Giulia*, con frecuencia está relacionado con la presencia de sistemas frontales que, cuando interaccionan con la compleja orografía de la zona, dan lugar a que aparezcan tormentas de granizo en dicha región. De esta manera, se puede asociar la correlación existente entre la *PRES12-00* y las características sinópticas frontales, ya que en el lado de sotavento de los Alpes (el lado contrario de donde sopla el viento), los frentes, producen esa disminución en la presión. Esto ocurre porque, debido al relieve de la zona, se produce un bloqueo parcial del frente en los niveles inferiores más cercanos a la tierra, ocasionando un retraso del mismo. Un análisis más detallado de los frentes, la orografía de la zona y su influencia en la distribución espacial del granizo en la región de *FVG* ha sido publicado por Giaiotti et al. (2003).

Otro punto criticable es la determinación del máximo tamaño diario a partir de una red de granizómetros. Por una parte, se puede argumentar respecto al tamaño de la zona de estudio, que puede ser considerada pequeña: en un día de gran inestabilidad bien pudo haber granizado fuera de la zona de granizómetros, o bien el granizo mayor pudo haber caído en el exterior de la zona estudiada. Por otra parte, también se puede criticar la densidad de la red de sensores: dada la variabilidad espacial del granizo (Palencia et al., 2007), incluso cuando la granizada estuviese totalmente comprendida en la zona de granizómetros, pudo ocurrir que el granizo de mayor tamaño no precipitase

sobre ningún punto de muestreo (es más, la probabilidad de que ocurra lo contrario es mínima). La dependencia de la extensión y de la densidad de la red en la determinación de parámetros ya ha sido tratada por Fraile et al. (2003a). No vamos a tratar aquí sobre la probabilidad de encontrar el tamaño máximo mediante una red de granizómetros, tema previamente discutido por Smith and Waldvogel (1989) y Bardsley (1990). Simplemente indicaremos que nuestros resultados se corresponden no con el máximo tamaño del granizo, sino con el máximo tamaño del granizo *registrado* por una red de granizómetros.

En este capítulo ha quedado patente la dificultad de predecir el tamaño máximo del granizo, a partir de las condiciones meteorológicas de unas horas antes de la granizada. Esta dificultad ha sido ampliamente reconocida en todos los intentos que se han hecho anteriormente y que ya hemos citado en la bibliografía. En general, podemos afirmar que los eventos con piedras grandes de granizo (superiores a 2 ó 3 cm) se pronostican mejor que los eventos con granizos pequeños (menores de 2 cm).

En nuestro caso, los principales fallos de la predicción se deben a la abundancia de días con granizo máximo menor de 10 ó 15 mm. A pesar de los problemas de predicción, es posible establecer una previsión de los tamaños máximos y en forma indirecta. Por ejemplo, no es difícil prever con precisión el granizo severo (Brimelow et al., 2006). A partir de esa predicción, estaremos considerando que los tamaños máximos de granizo van a ser grandes, por lo que podremos aplicar el criterio seguido para trazar, por ejemplo, la Fig. 6.8.

Para concluir, los resultados de este capítulo se pueden resumir de la siguiente manera:

- La diferencia de presión en superficie desde la medianoche anterior hasta el mediodía del día donde precipitó granizo (*PRES12-00*), es una variable que está correlacionada con el tamaño del mayor granizo medido sobre un granizómetro (*DMAX*). Por eso, la variable *PRES12-00* (que es la caída de presión en las últimas 12 horas) debe ser tomada en cuenta en un modelo de predicción.
- También se ha observado una fuerte correlación entre el índice de inestabilidad *Lifted Index* y el *DMAX* medido.
- Los resultados mejoran notablemente cuando del estudio se excluyen los menores diámetros máximos de granizo (por debajo de 10 ó 15 mm).
- Además, hay que tener en cuenta que la red de granizómetros tiene un alcance limitado, por lo que se pueden haber producido eventos de granizo que han podido pasar inadvertidos, ya sea porque han

caído en el exterior de la red o en el borde de dicha red (y por tanto parcialmente en el interior y parcialmente en el exterior de la red de granizómetros). En el primer caso no podemos aportar más información que la de los datos existentes. En el 2º caso, cuando se trata del borde del área el problema radica en que no se conoce si el núcleo de la tormenta de granizo (y por tanto probablemente con el granizo de mayor tamaño) se encontraba dentro o fuera de la red de monitoreo. En este 2º caso lo ideal hubiese sido conservar en la muestra únicamente las granizadas que hubiesen precipitado completamente en el interior de la zona de muestreo, esto es, que no hubiesen afectado a ningún granizómetro del borde de la red.

- En el cálculo del *DMAX* medido, no se han realizado correcciones debidas al efecto del solapamiento (capítulo 4), ya que en dicho capítulo se observó cómo el solapamiento apenas influía sobre el tamaño máximo del granizo medido. El solapamiento, como ya se demostró, influye más sobre el número de piedras medido, o sobre la masa o energías del granizo. Sin embargo los granizos de mayor tamaño son fácilmente detectables, y por eso el solapamiento apenas influye sobre dicha variable.

6.7 Bibliografía

- AMS, 2000. *Glossary of Meteorology*, 2nd ed. American Meteorological Society, Boston. 850 pp.
- Angus, P.J., Rasmussen, S. and Seiter, K., 1988. Short-Term prediction of thunderstorm probability and intensity by screening observational and derived predictors. *Proc. 15th Conference on Severe Local Storm*, AMS, Baltimore, 368-371.
- Bardsley, W.E., 1990. On the maximum observed hailstone size. *J. Appl. Meteorol.* **29**, 1185-1188.
- Blanchard, D.O., 1998. Assessing the vertical distribution of convective available potential energy. *Wea. Forecasting* **13**, 870-877.
- Brimelow, J.C., Reuter, G.W. and Poolman, E.R., 2002. Modeling maximum hail size in Alberta thunderstorms. *Wea. Forecasting* **17**, 1048-1062.
- Brimelow, J.C., Reuter, G.W., Goodson, R. and Krauss, T.W., 2006. Spatial forecasts of maximum hail size using prognostic model soundings and HAILCAST. *Wea. Forecasting* **21**, 206-219.
- Brooks, H.E. and Craven, J.P., 2002. A database of proximity soundings for significant severe thunderstorms, 1957–1993. *Proc. 21st Conference on Severe Local Storms*, American Meteorological Society, San Antonio, Texas, 639–642.
- Changnon, S.A., 1971. Hailfall characteristics related to crop damage. *J. Appl. Meteorol.* **10**, 270-274.

- Cheng, L. and English, M., 1983. A relationship between hailstone concentration and size. *J. Atmos. Sci.* **40**, 204-213.
- Dessens, J. and Fraile, R., 1994. Hailstone size distributions in southwestern France. *Atmos. Res.* **33**, 57-73.
- Dessens, J., 1995. Severe convective weather in the context of a nighttime global warming. *Geophys. Res. Lett.* **22**, 1241-1244.
- Dessens, J., 1998. A physical evaluation of a hail suppression project with silver iodide ground burners in southwestern France. *J. Appl. Meteorol.* **37**, 1588-1599.
- Donavon, R.A. and Jungbluth, K.A., 2007. Evaluation of a technique for radar identification of large hail across the upper midwest and central plains of the United States. *Wea. Forecasting* **22**, 244-254.
- Doswell, C.A., 1987. The distinction between large-scale and mesoscale contribution to severe convection: a case study example. *Wea. Forecasting* **2**, 3-16.
- Edwards, R. and Thompson, R.L., 1998. Nationwide comparisons of hail size with WSR-88D vertically integrated liquid water and derived thermodynamic sounding data. *Wea. Forecasting* **13**, 277-285.
- Epifani, R. and Vento, D., 1978. Studi particolari sulle caratteristiche della grandine nel Friuli Venezia Giulia. In *ERSA internal report*.
- Fraile, R., Sánchez, J.L., de la Madrid, J.L., Castro, A. and Marcos, J.L., 1999. Some results from the hailpad network in Leon (Spain): noteworthy correlations among hailfall parameters. *Theor. Appl. Climatol.* **64**, 105-117.
- Fraile, R., Castro, A., Sánchez, J.L., Marcos, J.L. and López, L., 2001. Noteworthy C-band radar parameters of storms on hail days in northwestern Spain. *Atmos. Res.* **59-60**, 41-61.
- Fraile, R., Berthet, C., Dessens, J. and Sánchez, J.L., 2003a. Return periods of severe hailfalls computed from hailpad data. *Atmos. Res.* **67-68**, 189-202.
- Fraile, R., Castro, A., López, L., Sánchez, J.L. and Palencia, C., 2003b. The influence of melting on hailstone size distribution. *Atmos. Res.* **67-68**, 203-213.
- Fuelberg, H.E. and Biggar, D.G., 1994. The preconvective environment of summer thunderstorms over the Florida panhandle. *Wea. Forecasting* **9**, 316-326.
- Galway, J.G., 1956. The Lifted Index as a predictor of latent instability. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* **37**, 528-529.
- George, J.J., 1960. Weather Forecasting for Aeronautics. In *Academic Press*, 407-415.
- Giaiotti, D., Ganesini, E. and Stel, F., 2001. Heuristic considerations pertaining to hailstone size distributions in the plain of Friuli-Venezia Giulia. *Atmos. Res.* **57**, 269-288.
- Giaiotti, D. and Stel, F., 2001. A comparison between subjective and objective thunderstorm forecasts. *Atmos. Res.* **56**, 111-126.
- Giaiotti, D., Nordio, S. and Stel, F., 2003. The climatology of hail in the plain of Friuli Venezia Giulia. *Atmos. Res.* **67-8**, 247-259.
- Giaiotti, D.B. and Stel, F., 2006. The effects of environmental water vapor on hailstone size distributions. *Atmos. Res.* **82**, 455-462.
- Groenemeijer, P.H. and van Delden, A., 2007. Sounding-derived parameters associated with large hail and tornadoes in the Netherlands. *Atmos. Res.* **83**, 473-487.
- Harris, R.J., 2001. *A Primer of multivariate statistics*, Third ed. Psychology Press, New York. 609 pp.

- Hart, J.A. and Korotky, W.D., 1991. *The SHARP workstation v 1.50. A Skew T/hodograph analysis and research program for the IBM and compatible PC: User's manual*. NOAA/NWS Forecast Office, Charleston, WV. 62 pp.
- Hastie, T., Tibshirani, R. and Friedman, J., 2001. *The elements of statistical learning: data mining, inference, and prediction*. Springer, New York. 533 pp.
- Hohl, R., Schiesser, H.H. and Aller, D., 2002a. Hailfall: the relationship between radar-derived hail kinetic energy and hail damage to buildings. *Atmos. Res.* **63**, 177-207.
- Hohl, R., Schiesser, H.H. and Knepper, I., 2002b. The use of weather radars to estimate hail damage to automobiles: an exploratory study in Switzerland. *Atmos. Res.* **61**, 215-238.
- Inman, R.L., 1969. Computation of temperature at the lifted condensation level. *J. Appl. Meteorol.* **8**, 155-159.
- Johns, R.H. and Doswell, C.A., 1992. Severe local storms forecasting. *Wea. Forecasting* **7**, 588-612.
- López, L., 2003. Convección atmosférica severa: pronóstico e identificación de tormentas con granizo. Tesis doctoral, Universidad de León, 207 pp.
- Marcos, J.L., 2001. Aplicación de modelos estadísticos de decisión dicotómica para la predicción a corto plazo de tormentas y caída de granizo. Tesis doctoral, Universidad de Salamanca, 160 pp.
- Matson, R.J. and Huggins, A.W., 1980. The direct measurement of the sizes, shapes and kinematics of falling hailstones. *J. Atmos. Sci.* **37**, 1107-1125.
- Miller, R.C., 1975. Notes on analysis and severe storm forecasting procedures of the military weather warning center. Technical Report n. 200. In, AWS, USAF, vol.
- Molenat, J., 1974. *Technique de la prévision des risques de grêle dans le sud-ouest de la France au bénéfice de l'Association Nationale de Lutte contre les Fléaux Atmosphériques*. ANELFA.
- Moncrieff, M.W. and Miller, M.J., 1976. A theory of organised steady convection and its transport properties. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* **102**, 373-394.
- Moore, J.T. and Pino, J.P., 1990. An interactive method for estimating maximum hailstone size from forecast soundings. *Wea. Forecasting* **5**, 508-525.
- Morgan, G.M., Jr., 1989. Analisi dei fenomeni temporaleschi nel Friuli Venezia Giulia. In *ERSA Ed., Rapporto Finale sulla Campagna Estiva 1988*,
- Morgan, G.M., Jr., 1990. La relazione fra la grandine ed i fenomeni componenti il temporale. In *ERSA Ed., La Grandine*, 55-81.
- Morgan, G.M., Jr., 1991. Temporal, fisica delle nubi, manifestazioni grandinogene e loro prevenzione., In *ERSA Ed., Studi relativi alla Regione Friuli Venezia Giulia Risultati delle Campagne 1989-1990*, 1-130.
- Morgan, G.M., Jr., 1997. Riassunto della raccolta di dati dalla rete di pannelli della grandine: 1988-1995., In *ERSA Ed., Resoconto delle Attività di Misurazione della Grandine in Friuli e Slovenia 1988-1995*, 1-16.
- Omoto, Y. and Seino, H., 1978. On relationships between hail event characteristics and crop damage. *J. Agric. Meteorol.* **34**, 65-76.
- Palencia, C., Berthet, C., Massot, M., Castro, A., Dessens, J. and Fraile, R., 2007. On the individual calibration of hailpads. *Atmos. Res.* **83**, 493-504.
- Palencia, C., Castro, A., Giaiotti, D., Stel, F., Vinet, F. and Fraile, R., 2009. Hailpad-based research: A bibliometric review. *Atmos. Res.* **93**, 664-670.

- Palencia, C., Giaiotti, D., Stel, F., Castro, A. and Fraile, R., 2010. Maximum hailstone size: relationship with meteorological variables. *Atmos. Res.* **96**, 256-265.
- Schleusener, R.A. and Jennings, P.C., 1960. An energy method for relative estimates of hail intensity. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* **41**, 372-376.
- Schuster, S. and Blong, R., 2004. Hailstorms and the estimation of their impact on residential buildings using radar. *Proc. Sixth International Symposium on Hydrological Applications of Weather Radar*, Melbourne,
- Seino, H., 1980. On the characteristics of hail size distribution related to crop damage. *J. Agric. Meteor.*, 36, 81-88. *J. Agric. Meteorol.* **36**, 81-88.
- Sharma, S., 1996. *Applied multivariate techniques*. John Wiley & Sons Inc., New York. 493 pp.
- Showalter, A.K., 1953. A stability indices for thunderstorm forecasting. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* **34**, 250-252.
- Smith, P.L. and Waldvogel, A., 1989. On determinations of maximum hailstone sizes from hailpad observations. *J. Appl. Meteorol.* **28**, 71-76.
- Sturtevant, J.S., 1995. *The severe local storm forecasting primer*. Weather Scratch Meteorological Services. 197 pp.
- van Zomeren, J. and van Delden, A., 2007. Vertically integrated moisture flux convergence as a predictor of thunderstorms. *Atmos. Res.* **83**, 435-445.
- Weisman, M.L. and Klemp, J.B., 1982. The dependence of numerically simulated convective on vertical win shear and buoyancy. *Mon. Wea. Rev.* **110**, 504-520.
- Wilde, N.P., Stull, R.B. and Eloranta, E.W., 1985. The LCL zone and cumulus onset. *J. Appl. Meteorol.* **24**, 640-657.
- Witt, A. and Nelson, S.P., 1991. The use of single-Doppler radar for estimating maximum hailstone size. *J. Appl. Meteorol.* **30**, 425-431.

7

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

7.1 Discusión, perspectivas y recomendaciones

Según marcan las tendencias, se prevé que el granizómetro siga incrementando su relevancia, tal y como puede observarse no sólo por el incremento en el número de artículos sobre granizómetros sino también por el aumento considerable en el número de veces que se citan dichos documentos.

En la década de los 90, se definen con claridad las tres líneas de investigación actuales: el apoyo a la modificación atmosférica, los estudios climáticos (porque ya se empieza a contar con una base de datos suficiente) y el estudio puramente meteorológico-instrumental (relación con variables atmosféricas medidas con radares y radiosondeos, y discusión sobre la validez y la precisión de las medidas realizadas con el granizómetro).

Por lo tanto, se recomienda continuar con las redes de granizómetros existentes e instalar otras en zonas estratégicas, donde la caída de granizo

tenga mayor interés, bien por las posibles pérdidas económicas que genera, bien por puro interés científico en conocer la climatología del granizo.

En el proceso de medida de las huellas que dejan los impactos del granizo en el granizómetro, los resultados obtenidos nos confirman que para reducir al mínimo la posibilidad de errores inherentes al proceso de medida, el primer paso es minimizar el error en la calibración de las huellas y es aconsejable realizar una *calibración individual* de cada uno de los granizómetros, en vez de una *calibración anual*.

De todos modos, la decisión sobre el método de calibración dependerá de los recursos disponibles y del objetivo que se persiga. Si se pretende únicamente detectar la presencia del granizo, o determinar su tamaño máximo, o el número total de piedras que precipitan, no será necesario realizar ningún esfuerzo extra sobre el método de calibración. Antes habrá que tratar de disminuir otros errores, como el de muestreo (Smith and Waldvogel, 1989). Por el contrario, si lo que se pretende es calcular la energía, o el parámetro λ de la distribución de tamaños, habrá que estudiar la conveniencia de afinar en la medida de las placas, tratando de reducir los posibles errores de medida, como es el de la calibración.

Huggins et al. (1980) ya afirmaron que una de las principales fuentes de error en la medida de las huellas es precisamente la variación de resultados entre diversos operarios: cuando el mismo proceso, por ejemplo el entintado, lo hacen diferentes personas no siempre obtienen los mismos resultados porque puede haber diferencias en la cantidad de tinta o en su distribución, incluso en el caso de medidas semiautomáticas. En nuestro caso, debido a diferencias de entintado hemos encontrado un error de un 20% en la determinación de los tamaños de los granizos más pequeños. Los errores de otras variables, como la energía o el parámetro λ de la distribución exponencial de tamaños, son en un 5% y en un 18%, respectivamente, superiores a los errores debidos a la variabilidad espacial del granizo.

Por ese motivo, con el fin de alcanzar un grado de uniformidad lo más alto posible, consideramos necesario mantener sistemáticamente el mismo procedimiento de medida (similar al indicado en el *Anexo*), e incluso si es posible, asegurar un adiestramiento previo y una continuidad en los operarios que realicen el proceso de medida.

Por otra parte, el solapamiento de las huellas genera un importante problema de medición, especialmente si la granizada ha sido intensa y el tamaño del granizo es grande. Por ello se hace imprescindible aplicar una serie de correcciones de tipo heurístico, encaminadas a determinar los valores del número de huellas (N), el parámetro λ de la distribución exponencial, la masa de

hielo (M) y la energía cinética del granizo cuando alcanza el suelo (E), extraídos del granizómetro.

En cuanto a las limitaciones del modelo de corrección por solapamiento, hay que indicar que es aplicable para un cierto rango de valores de los cuatro parámetros (N , λ , E y M), ya que las simulaciones se han realizado sólo para determinados valores de N y λ . Aunque hemos extrapolado esas relaciones a otras granizadas y hemos observado que la tendencia de las correcciones se mantiene dentro de lo esperado, se recomienda su utilización sólo para cierto rango de valores medidos sobre el granizómetro ($N_m < 10000 \text{ m}^{-2}$; $\lambda_m < 1 \text{ mm}^{-1}$; $E_m < 800 \text{ J} \cdot \text{m}^{-2}$ y $M_m < 6 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$). Se trata sólo de valores *recomendados* porque son los que se han utilizado para la simulación, pero para el caso de λ , bien pueden utilizarse valores mayores (salvo que N sea extraordinariamente grande), ya que el efecto del solapamiento es tanto menor cuanto menores sean los tamaños del granizo (y por tanto, la distribución de tamaños tendrá un λ superior).

Pensamos que un estudio con granizómetros puede no ser válido si no se aplican medidas correctoras (como el modelo que aquí se ha propuesto, u otro) para minimizar los efectos del solapamiento. Sin aplicar un modelo, ni siquiera se puede hacer un estudio comparativo entre granizómetros, ya que las consecuencias del solapamiento dependen tanto de la cantidad de huellas como de la forma de la distribución.

Respecto al ajuste de datos agrupados en clases a una función de distribución, conviene recordar que, aunque en la actualidad existen suficientes medios para calcular y almacenar los datos de la medida de cada una de las huellas de granizo, que impactan sobre un granizómetro, en el pasado no siempre ha ocurrido así. En muchas situaciones nos encontramos que en la base de datos que se utiliza únicamente se dispone de los tamaños de los hidrometeoros agrupados en clases discretas, con un intervalo de 1 ó 2 mm entre un grupo y otro.

La situación planteada no es tan infrecuente como pudiera parecer. Aunque esta memoria se dedica al granizo, la clasificación de gotas en clases es el sistema habitual de medida de los disdrómetros actuales, que miden la gota y asignan su tamaño a uno de los canales. Por ello, el problema de la discretización de los datos debe ser abordado también en estos casos.

Así, si se quieren comparar series temporales obtenidas por diferentes métodos (bases de datos con tamaños de granizo agrupados en clases discretas o con el espectro de todos los tamaños), se hace necesario realizar una

corrección de los datos, mediante la ecuación $\lambda = \lambda' + \frac{\varepsilon \lambda'^2}{1 - \varepsilon \lambda'}$ donde ε es la diferencia entre el valor central y el valor medio de esa clase y λ' es el valor obtenido usando como representante de la clase el valor central de dicha clase. Puede observarse que la ecuación de corrección propuesta depende únicamente de ε y del valor del parámetro λ .

Se recomienda disminuir el ancho de las clases y los resultados serán tanto mejores cuanto más se aproxime la distribución de tamaños a una exponencial, que ha sido la premisa sobre la que se ha trabajado. Quizá una buena solución a esta aparente dificultad sea la de aplicar un test de bondad de ajuste, tal como el de Kolmogorov-Smirnov (Sharma, 1996) con el fin de verificar que una muestra particular se ajusta a una exponencial para una cierta probabilidad umbral prefijada. Una vez comprobado que se ajusta, se podrá afinar en el cálculo del parámetro λ mediante el procedimiento expuesto en este trabajo.

En las distribuciones de tamaños de granizo (aunque también es válido para los tamaños de gotas de lluvia, de aerosoles, etc...) no deberían hacerse ajustes lineales a datos logarítmicos (Fraile and García-Ortega, 2005). Se recomienda calcular el parámetro λ de la función densidad de probabilidad mediante el método de los momentos, esto es, λ será la inversa del valor medio de los tamaños.

El análisis de diferentes variables meteorológicas aportadas por un radiosondeo, buscando su correlación con el tamaño máximo de granizo medido en esa zona nos lleva a plantearnos el tema de la representatividad temporal y espacial de un radiosondeo. Groenemeijer and van Delden (2007) han discutido ampliamente lo que se entiende por proximidad y estamos de acuerdo en sus descripciones sobre proximidad espacial, de hecho en nuestro caso la zona de lanzamiento del radiosondeo está en el centro del área de granizómetros. Pero en el caso de la representatividad temporal del radiosondeo, es necesario tener en cuenta que la mayoría de los radiosondeos se realizan a unas horas estándar (0000 y 1200 UTC) y es conveniente aprovechar esos medios para confeccionar las posibles predicciones. En nuestro estudio, hemos introducido una nueva variable denominada *PRES12-00*, que es obtenida a partir de la diferencia de presión en superficie entre las 1200 UTC del mediodía y la medianoche del día anterior. Resulta interesante observar que el uso de dos presiones en superficie, una de ellas separada temporalmente de la granizada normalmente más de 12 horas, haya sido la variable con relación directa más evidente sobre el tamaño máximo del granizo. Por ello, pensamos que en nuestro caso la representatividad espacial está fuera de toda duda y la representatividad temporal viene corroborada, en definitiva, por los resultados.

Respecto a la variable *PRES12-00*, es posible buscar una interpretación física sobre la relación entre el granizo y la dinámica atmosférica a gran escala. La relación entre la caída de la presión en superficie y el tamaño máximo de granizo ya fue observada anteriormente por algunos autores (Giaiotti et al., 2003; Palencia et al., 2010). Una caída en la presión se asocia frecuentemente con movimientos ascendentes a gran escala y convergencia del flujo de humedad y se sabe que este último parámetro es un indicador importante en la aparición de tormentas (van Zomeren and van Delden, 2007).

En nuestra opinión, lo que es relevante es que el granizo en la zona italiana de *Friuli-Venezia-Giulia* con frecuencia está relacionado con frentes que, cuando interaccionan con la compleja orografía de la zona, dan lugar a que aparezcan tormentas acompañadas de granizo en dicha región. De esta manera, se puede entender la correlación existente entre la *PRES12-00* y las características sinópticas frontales, ya que en el lado de sotavento de los Alpes (el lado contrario de donde sopla el viento), los frentes, producen esa disminución en la presión por efecto dinámico. Esto ocurre porque, debido al relieve de la zona, se produce un bloqueo parcial del frente en los niveles inferiores más cercanos a la tierra, ocasionando un retraso en el mismo.

Otro punto de discusión es la determinación del máximo tamaño diario de granizo a partir de los datos suministrados por una red de granizómetros. Hay que tener en cuenta que la red de granizómetros tiene un alcance limitado, por lo que puede haber habido eventos de granizo que han podido pasar inadvertidos, ya sea porque han caído en el exterior de la red o en el borde de dicha red (y por tanto parcialmente en el interior y parcialmente en el exterior de la red de granizómetros). En el primer caso no podemos aportar más información que la de los datos existentes. En el 2º caso, cuando se trata del borde del área el problema radica en que no se conoce si el núcleo de la tormenta de granizo (y por tanto, probablemente, con el granizo de mayor tamaño) se encontraba dentro o fuera de la red de monitoreo. En este 2º caso lo ideal hubiese sido conservar en la muestra únicamente las granizadas que hubiesen precipitado completamente en el interior de la zona de muestreo, esto es, que no hubiesen afectado a ningún granizómetro del borde la red.

Por otra parte, también se puede hacer una valoración de la densidad de la red de sensores: dada la variabilidad espacial del granizo (Palencia et al., 2007), incluso cuando la granizada estuviese totalmente comprendida en la zona de granizómetros, pudo ocurrir que el granizo de mayor tamaño no precipitase sobre ningún punto de muestreo (es más, la probabilidad de que ocurra lo contrario es mínima). La dependencia de la extensión y de la densidad de la red en la determinación de parámetros ya ha sido tratada por Fraile et al. (2003). No

vamos a tratar aquí sobre la probabilidad de encontrar el tamaño máximo mediante una red de granizómetros, tema previamente discutido por Smith and Waldvogel (1989) y Bardsley (1990), simplemente indicaremos que nuestros resultados se corresponden no con el máximo tamaño del granizo producido ese día, sino con el máximo tamaño del granizo que ha podido ser *medido* por una red de granizómetros.

En general, podemos afirmar que los eventos con piedras grandes de granizo se pronostican mejor que los eventos con granizos pequeños. En nuestro caso, los principales fallos de la predicción se deben a la abundancia de días con granizo máximo menor de 10 ó 15 mm de diámetro.

También cabe señalar que en el cálculo del diámetro máximo de granizo medido, no se han realizado correcciones debidas al efecto del solapamiento, ya que habíamos observado que el solapamiento apenas influía sobre el tamaño máximo del granizo medido. El solapamiento como ya se demostró, influye más sobre el número de piedras medido, o sobre la masa o la energía cinética del granizo. Sin embargo los granizos de mayor tamaño son fácilmente detectables, y por eso el solapamiento apenas influye sobre dicha variable.

Por último, en los modelos de predicción a mesoescala, entre el grupo de variables que se deberían analizar, recomendamos añadir la variación temporal de presión para la predicción del tamaño del granizo y aunque la predicción de la presencia de granizo es más fácil que pronosticar su tamaño, nos parece que podría ser útil ensayar esta variable (diferencia de presión) también en los modelos predictores de granizo.

7.2 Bibliografía

- Bardsley, W.E., 1990. On the maximum observed hailstone size. *J. Appl. Meteorol.* **29**, 1185-1188.
- Fraile, R., Berthet, C., Dessens, J. and Sánchez, J.L., 2003. Return periods of severe hailfalls computed from hailpad data. *Atmos. Res.* **67-68**, 189-202.
- Fraile, R. and García-Ortega, E., 2005. Fitting an exponential distribution. *J. Appl. Meteorol.* **44**, 1620-1625.
- Giaiotti, D., Nordio, S. and Stel, F., 2003. The climatology of hail in the plain of Friuli Venezia Giulia. *Atmos. Res.* **67-8**, 247-259.
- Groenemeijer, P.H. and van Delden, A., 2007. Sounding-derived parameters associated with large hail and tornadoes in the Netherlands. *Atmos. Res.* **83**, 473-487.
- Huggins, A., Crow, E.L. and Long, A.B., 1980. Errors in hailpad data reduction. *J. Appl. Meteorol.* **19**, 733-747.
- Palencia, C., Berthet, C., Massot, M., Castro, A., Dessens, J. and Fraile, R., 2007. On the individual calibration of hailpads. *Atmos. Res.* **83**, 493-504.

- Palencia, C., Giaiotti, D., Stel, F., Castro, A. and Fraile, R., 2010. Maximum hailstone size: relationship with meteorological variables. *Atmos. Res.* **96**, 256-265.
- Sharma, S., 1996. *Applied multivariate techniques*. John Wiley & Sons, New York. 493 pp.
- Smith, P.L. and Waldvogel, A., 1989. On determinations of maximum hailstone sizes from hailpad observations. *J. Appl. Meteorol.* **28**, 71-76.
- van Zomeren, J. and van Delden, A., 2007. Vertically integrated moisture flux convergence as a predictor of thunderstorms. *Atmos. Res.* **83**, 435-445.

CONCLUSIONES

Pasaremos a continuación a enumerar las principales conclusiones de este trabajo. Y para ello, seguiremos el esquema trazado al principio de esta memoria, es decir, ordenaremos las conclusiones de acuerdo con los objetivos planteados al comienzo.

En relación con el primero de los objetivos (*revisión bibliográfica y análisis bibliométrico*) podemos concluir:

- El número de publicaciones sobre granizómetros es creciente. El 70 % de las publicaciones sobre granizómetros se concentra en dos revistas: *Journal of Applied Meteorology* y *Atmospheric Research*, y estas revistas también concentran la mayoría de las citas bibliográficas. Los artículos proporcionalmente más citados se han publicado en *Monthly Weather Review* y en *Journal of Applied Meteorology*.
- La bibliografía que aparece en los 48 artículos sobre granizómetros encontrados en la base de datos *Web of Science* procede principalmente de *Journal of Applied Meteorology*, *Atmospheric Research*, *Journal of Climate and Applied Meteorology* y *Journal of the Atmospheric Sciences*. En consecuencia, estas revistas son las principales fuentes de información del investigador que trabaja con granizómetros.

Respecto al segundo objetivo (*incertidumbre en el proceso de calibración*), de acuerdo con los resultados obtenidos podemos afirmar que:

- La calibración individual de los granizómetros reduce en $\frac{3}{4}$ el error cometido en el caso de la calibración anual. Esta disminución también lleva consigo una disminución en el error de las variables derivadas, tales como la masa de hielo, la energía cinética o el parámetro λ de la

distribución exponencial de los tamaños. La cantidad total de piedras no se ve afectada por el método de calibración, aunque una distribución incorrecta de la tinta sobre el granizómetro podría afectar también a esta variable para los granizos más pequeños.

- Cuando lo comparamos con otras fuentes de error, el proceso de calibración (individual o no) añade poco error suplementario en algunas variables medidas directamente, tales como el tamaño máximo (del 2 % aproximadamente frente a un 15 % debido a la variabilidad espacial del granizo). Sin embargo, en el caso del parámetro λ de la distribución exponencial de tamaños, la calibración puede generar un error relativo medio del 20 % (frente a sólo un 3 % de error debido al lugar donde el muestreo fue llevado a cabo), y un error medio en la energía cinética de entre el 10 y el 15 %. Este error introducido en la energía cinética por la calibración es mayor (en ocasiones hasta 10 veces superior) que el que se deriva de la variabilidad espacial del granizo.

En cuanto al tercer objetivo (*incertidumbre por efecto del solapamiento de huellas*) los resultados muestran que:

- El solapamiento de huellas hace imposible medir todas las huellas, lo que significa que en una granizada real, el número de granizos registrados será a menudo más pequeño que el número de granizos que caen al suelo (hasta un 25 % puede pasar inadvertido). Por consiguiente, la energía cinética y la masa de hielo de los granizos es también subestimada (puede ser hasta un 50 % superior a los valores registrados en un granizómetro). Sin embargo, el tamaño máximo casi no depende del grado de solapamiento, y el parámetro λ de la distribución exponencial tampoco (salvo para valores muy altos de λ).
- Al construir un modelo de corrección de los datos y aplicarlo a 228 granizadas registradas en la red de granizómetros italiana, durante un periodo de 10 años (1989-1998), los resultados muestran que en promedio, los porcentajes de corrección por solapamiento en una granizada incrementan el valor del número de granizos en un 3.2 %, el valor de la masa en un 1.9 % y el de la energía en un 5.4 %. Se han dado casos en los que tales correcciones han llegado a ser del 6.9 % para el número de granizos y la masa de hielo, y de hasta un 25.2 % para la energía cinética de las piedras de granizo.

En relación con el cuarto objetivo (*efecto de la discretización*) las principales conclusiones de nuestro trabajo se pueden resumir en los siguientes puntos:

- Para minimizar el error en el cálculo del parámetro λ de la función densidad de probabilidad, éste debe ser determinado por el método de los momentos. Cuando los tamaños de los granizos se agrupan en clases discretas, se introduce un error en la determinación del parámetro λ . Dicho error depende del valor del parámetro λ y del tamaño o ancho de la clase.
- Para la obtención del parámetro λ , si sólo se dispone de tamaños de granizos agrupados en clases discretas, se propone realizar una corrección de los datos, mediante la ecuación $\lambda = \lambda' + \frac{\varepsilon \lambda'^2}{1 - \varepsilon \lambda'}$, donde λ' es el valor obtenido usando como representante de la clase el valor central de dicha clase y ε es la diferencia entre el valor central y el valor medio de esa clase.
- El valor del parámetro λ' que se obtiene utilizando los tamaños de los granizos agrupados en clases será inferior al valor que se obtendría para dicho parámetro cuando se utilizan los datos individuales de cada uno de los tamaños de granizo (λ_0). En la determinación del parámetro λ' , se comete un error relativo mayor cuando el número de granizos (N) es pequeño. El error relativo de λ' es superior al 5 % para $N < 2000 \text{ m}^{-2}$ y en algunas ocasiones puede llegar a ser del 20 % para $N < 1500 \text{ m}^{-2}$. Dicho error tiende a aumentar cuando se incrementa el tamaño o la anchura de las clases.

En referencia al quinto objetivo (*predicción del tamaño máximo de granizo medido*), las principales conclusiones son:

- La diferencia de presión en superficie desde la medianoche anterior hasta el mediodía de la fecha de la granizada, es la variable que mejor correlaciona con el tamaño del mayor granizo medido sobre un granizómetro. Por eso, dicha variable debe ser tenida en cuenta en los modelos de predicción del tamaño máximo de granizo. También se ha observado una fuerte correlación entre el *Lifted Index* y el diámetro máximo de granizo medido.
- Utilizando el Análisis de Componentes Principales, con rotación *Varimax* y *Kaiser* normalizado, el modelo lineal predice especialmente bien los tamaños de granizo superiores a 10 ó 15 mm.

CONCLUSIONS

I will now list the main conclusions of this study following the scheme described at the beginning of this section, i.e., I will organize the conclusions in relation with the aims of the study.

In relation with the first aim (*bibliographic revision and bibliometric analysis*) the study concludes that:

- The number of publications on hailpads is growing. 70% of these documents are published in only two journals: *Journal of Applied Meteorology* and *Atmospheric Research*, and these journals also comprise most citations. The most widely quoted articles were published in *Monthly Weather Review* and in *Journal of Applied Meteorology*.
- The references in the 48 articles on hailpads found in the *Web of Science* database come mainly from *Journal of Applied Meteorology*, *Atmospheric Research*, *Journal of Climate* and *Applied Meteorology* and *Journal of the Atmospheric Sciences*. Consequently, these journals are the main sources of information for the researcher working with hailpads.

As for the second aim (*uncertainty in the calibration process*), the results found show that:

- The individual calibration of hailpads reduces in $\frac{3}{4}$ the error when compared with annual calibration. This implies also a smaller error in the derived variables, such as ice mass, kinetic energy or parameter λ of the exponential size distribution. The total number of hailstones is not affected by the calibration method, but an incorrect inking of the plate could eventually affect this variable in the case of small hailstones.

- When we compare the calibration process with other sources of error, it must be said that calibration (individual or not) adds little additional error in some variables that are measured directly, such as the maximum size (2 % approximately, when compared to 15 % due to the spatial variability of hail). However, in the case of the parameter λ of the exponential size distribution, the calibration may generate an average relative error of 20 % (compared to only 3 % of error due to the sampling site), and a mean error in kinetic energy between 10 and 15 %. The error in the kinetic energy caused by calibration is higher (sometimes even 10 times higher) than the error due to the spatial variability of hail.

The results related to the third aim (*uncertainty due to dent overlap*) show that:

- The overlapping of dents makes it impossible to measure all dents. This means that in a real hailfall the number of hailstones registered will often be smaller than the number of hailstones that actually hit the ground: up to 25 % may go undetected. As a consequence, the kinetic energy and the ice mass of the hailstones are also underestimated: they may be up to 50 % higher than the values registered by a hailpad. However, the maximum size does not depend on overlapping and neither does the parameter λ of the exponential distribution (except for very high values of λ).
- A data correction model was constructed and applied to 228 hailfalls registered in the Italian hailpad network over a period of 10 years (1989-1998). The results show that, on average, the correction percentage due to overlapping increased the number of hailstones in a hailfall in 3.2 %, the value of the mass in 1.9 % and the value of the energy in 5.4 %. Occasionally these corrections have amounted to up to 6.9 % for the number of hailstones and ice mass, and up to 25.2 % for the kinetic energy of the hailstones.

The main conclusions derived from our fourth aim (*effect of discretization*) are summarized in the following aspects:

- To minimize the error in computing the parameter λ of the probability density function, it must be determined using the moments method. When the hailstone sizes are grouped into discrete classes, an error is introduced in determining parameter λ . This error depends on the value of the parameter λ and on the size or width of the class.

- To obtain the parameter λ , if only grouped hailstone sizes are available, I suggest a correction of the data with the following equation

$$\lambda = \lambda' + \frac{\varepsilon \lambda'^2}{1 - \varepsilon \lambda'}, \text{ where } \lambda' \text{ is the value obtained using the central value}$$

of a particular class as the representative value of that class and ε is the difference between the central value and the mean value of that class.

- The value of the parameter λ' obtained using the hailstone sizes grouped into classes is lower than the one obtained when we use the individual data of each of the hailstone sizes (λ_o). In determining λ' , the relative error is higher when the number of hailstones (N) is small. The relative error of λ' is higher than 5 % for $N < 2000 \text{ m}^{-2}$ and in some cases it may be of 20 % for $N < 1500 \text{ m}^{-2}$. This error tends to increase when the size or the width of the classes increase.

As for the fifth aim (*prediction of the maximum hailstone size measured*), the main conclusions are the following:

- The difference in pressure at surface level between midnight the previous day and noon the day of the hailfall is the variable the correlates best with the maximum hailstone size measured by a hailpad. Therefore, this variable must be taken into account in the models for predicting maximum hailstone size. A strong correlation has also been observed between the *Lifted Index* and the maximum hailstone diameter measured.
- Using the Principal Components Analysis with *Varimax* rotation and *Kaiser* normalization, the linear model set up predicts particularly accurately hailstone sizes larger than 10 or 15 mm.

CONCLUSIONS

Nous allons à présent énumérer les principales conclusions de ce travail. Pour ce faire, nous suivrons le plan établi au début de ce chapitre, c'est à dire que nous ordonnerons les conclusions suivant les objectifs de ce mémoire.

Relativement au premier de nos objectifs (*révision bibliographique et analyse bibliométrique*) nous pouvons conclure :

- Le nombre de publications sur les grêlimètres est croissant. 70% des publications sur les grêlimètres se concentre dans deux revues: *Journal of Applied Meteorology* et *Atmospheric Research*. Ces deux revues rassemblent aussi la plupart des citations. Proportionnellement, les articles les plus cités ont été publiés dans la *Monthly Weather Review* et le *Journal of Applied Meteorology*.
- La bibliographie apparaissant dans les 48 articles sur les grêlimètres, trouvés dans la base de données *Web of Science*, provient essentiellement des revues *Journal of Applied Meteorology*, *Atmospheric Research*, *Journal of Climate and Applied Meteorology* et *Journal of the Atmospheric Sciences*. Par conséquent, ces revues sont les principales sources d'information du chercheur qui travaille avec des grêlimètres.

Concernant le deuxième objectif (*incertitude lors du processus d'étalonnage*), selon les résultats obtenus nous pouvons affirmer que:

- L'étalonnage individuel des grêlimètres réduit de $\frac{3}{4}$ l'erreur commise dans le cas de l'étalonnage annuel. Cette diminution entraîne une diminution de l'erreur des variables dérivées, comme la masse de glace, l'énergie cinétique ou le paramètre λ de la distribution exponentielle des tailles. La méthode d'étalonnage n'a pas d'effets sur le nombre total de grêlons, bien qu'une distribution incorrecte de

l'encre sur le grêlimètre puisse aussi modifier cette variable, pour les grêlons les plus petits.

- Si nous effectuons une comparaison avec d'autres sources d'erreur, le procédé d'étalonnage (individuel ou pas) n'ajoute que peu d'erreur à certaines variables mesurées directement, comme la taille maximale (d'environ 2 % face à un 15 % dû à la variabilité spatiale de la grêle). Néanmoins, dans le cas du paramètre λ de la distribution exponentielle des tailles, l'étalonnage peut créer une erreur relative moyenne de 20 % (face à un 3 % d'erreur due au lieu où l'échantillonnage s'est déroulé), et une erreur moyenne de l'énergie cinétique d'entre 10 % et 15 %. Cette erreur introduite dans l'énergie cinétique est plus grande (elle peut être même 10 fois plus grande) que l'erreur dérivée de la variabilité spatiale de la grêle.

Quant au troisième objectif (*incertitude par l'effet de la superposition des traces*), les résultats montrent que:

- La superposition des traces rend impossible la mesure de toutes les traces, ce qui signifie que pour une chute de grêle véritable, le nombre de grêlons enregistrés sera souvent plus petit que le nombre de grêlons tombant au sol (25 % d'entre eux peut passer inaperçu). En conséquence, l'énergie cinétique et la masse de glace des grêlons sont aussi sous-estimées (leur valeur peut atteindre un 50 % de plus que les valeurs enregistrées sur un grêlimètre). Cependant, la taille maximale ne dépend pratiquement pas du taux de superposition, et le paramètre λ de la distribution exponentielle non plus (sauf pour les valeurs très élevées de λ).
- Après avoir construit un modèle de corrélation des données et l'avoir appliqué à 228 chutes de grêles enregistrées dans le réseau de grêlimètres italien, pendant une période de 10 années (1989-1998), les résultats démontrent qu'en moyenne les pourcentages de correction pour superposition lors d'une chute de grêle accroissent de 3.2 % la valeur du nombre de grêlons, de 1.9 % la valeur de la masse et de 5.4 % celle de l'énergie. Il y a eu des cas où de telles corrections ont même correspondu à 6 % pour le nombre de grêlons et pour la masse de glace, et à 25.2 % pour l'énergie cinétique des grêlons.

Par rapport au quatrième objectif (*effet de discrétisation*), les principales conclusions de notre travail peuvent être résumées en trois points :

- Pour minimiser l'erreur de calcul du paramètre λ de la fonction densité de probabilité, cette erreur doit être déterminée par la méthode des

moments. Quand les tailles des grêlons sont groupées en classes discrètes, on introduit une erreur dans la détermination du paramètre λ . Cette erreur dépend de la valeur du paramètre λ et de la taille ou de la largeur de la classe.

- Pour l'obtention du paramètre λ , si l'on ne dispose que de tailles de grêlons groupés en classes discrètes, nous proposons de réaliser une correction des données, avec l'équation $\lambda = \lambda' + \frac{\varepsilon \lambda'^2}{1 - \varepsilon \lambda'}$, où λ' est la valeur obtenue en utilisant comme valeur de la classe la valeur centrale de cette classe et ε est la différence entre la valeur centrale et la valeur moyenne de cette classe.
- La valeur du paramètre λ' , que l'on obtient en employant les tailles des grêlons groupées en classes, sera inférieure à la valeur que l'on obtiendrait pour ce paramètre quand on utilise les données individuelles de chaque taille de grêlon (λ_o). Dans la détermination du paramètre λ' , on commet une erreur relative plus grande lorsque le nombre de grêlons (N) est petit. L'erreur relative de λ' est supérieure à 5 % pour $N < 2000 \text{ m}^{-2}$ et, parfois, peut arriver jusqu'à 20 % pour $N < 1500 \text{ m}^{-2}$. Cette erreur a tendance à augmenter quand la taille ou la largeur des classes s'accroît.

Pour ce qui est du cinquième objectif (*prédiction de la taille maximale de la grêle mesurée*), les principales conclusions sont :

- La différence de pression de surface, depuis la nuit antérieure jusqu'au jour de la chute de grêle, est la variable qui a la meilleure corrélation avec la taille du plus grand grêlon mesuré sur un grêlimètre. C'est pourquoi on doit tenir compte de cette variable dans les modèles de prédiction de la taille maximale de la grêle. Une forte relation entre le *Lifted Index* et le diamètre maximal de la grêle mesurée a été observée.
- En employant une Analyse en Composantes Principales avec rotation *Varimax* et normalisation de *Kaiser*, le modèle linéaire prédit particulièrement bien les tailles de grêle supérieures à 10 ou 15 mm.

ANEXO

A.1 Resumen del manual de procedimiento para la medida del granizo

El proceso de calibración de las placas y medida del granizo se compone de las siguientes etapas:

- Preparación de las placas
- Calibración del material
- Ennegrecimiento y escaneado de la placa impactada
- Tratamiento de las imágenes
- Identificación y medida de las huellas

A.1.1 Preparación de las placas

Lo esencial del material sensible es que su superficie sea lisa con piel y que esté en buen estado y no tenga abolladuras. Se pinta de blanco con pintura de intemperie para que el material no se deteriore con la exposición al sol; basta con una sola capa pero de forma que recubra toda la superficie. Da buen resultado hacerlo con pistola para facilitar la distribución homogénea de la pintura.

A.1.2 Calibración del material

Se basa en suponer que el tamaño de la huella que deja en la placa un objeto que impacta sobre ella es función de su energía cinética. Esta relación ha sido comprobada por Lozowski y Strong (1978).

La calibración consiste en lanzar bolas metálicas de tamaño y densidad conocidos desde una altura tal que lleguen al granizómetro con la misma energía cinética con que lo haría una piedra de granizo del mismo tamaño. Para ello se supone que la velocidad terminal que tiene el granizo en su caída depende de su tamaño D (Vento, 1976), en la forma:

$$v = \sqrt{\frac{4\rho_h g D}{3\rho_a C_D}}$$

donde ρ_h es la densidad del granizo, g es la aceleración de la gravedad, ρ_a es la densidad del aire y C_D es el coeficiente de forma atribuido a las piedras de granizo. Los valores de estos parámetros han sido publicados anteriormente (Fraile et al., 1992) y se ha supuesto que:

$$\frac{\rho_h - \rho_a}{\rho_h} \approx 1$$

De este modo, la altura h desde la que hay que lanzar las bolas de densidad ρ_c y diámetro D es:

$$h = \frac{2\rho_h^2 D}{3\rho_a \rho_c C_D}$$

En España y en Francia se utilizan distintos métodos de calibración de las placas.

En España se realiza una calibración individual para cada granizómetro. Para ello, durante la exposición del material a la intemperie, se debe cubrir una zona del granizómetro (una franja de 4 cm de ancho) con una pletina metálica

para protegerla de la granizada. Tras la granizada, se lanzan 6 esferas metálicas que abarcan los tamaños del granizo más frecuente, entre 5 y 20 mm.

En Francia se realiza una sola calibración anual. Para hacer la calibración se utiliza cada año el material del mismo lote que el expuesto a la granizada, pintado de blanco en las mismas condiciones. Se lanzan 9 bolas de tamaños comprendidos entre 5 y 40 mm; se repite el proceso 20 veces y se hace una media de las 20 medidas.

En ambos casos la recta de calibración será la relación lineal $D=a*H+b$ que liga el diámetro D de la esfera que produjo el impacto (granizo o bola de acero) y el tamaño H de la huella.

A.1.3 Ennegrecimiento y escaneado de la placa impactada

Se impregna el granizómetro con tinta negra de imprenta, mediante un rodillo. Es conveniente que el diámetro del rodillo de imprenta sea tal que pueda recorrer toda la superficie del granizómetro con una sola pasada. Por ejemplo en España se utiliza un rodillo de 45 cm de longitud y 13 cm de diámetro.

Es importante la preparación previa de la tinta ya que es uno de los factores en el que más error se puede cometer sobre todo si hay granizos de tamaño pequeño. Para ello, si se tiene poca experiencia, es conveniente hacer previamente pruebas en material que se haya desechado, de modo que se pueda adquirir pericia en ese proceso sin estropear los granizómetros golpeados por una granizada. Con ello se evitarán los excesos de tinta en el rodillo. Se observará que, si la viscosidad de la tinta no es la adecuada, el rodillo tiene exceso de tinta y esto hace que se cometa mucho error en la determinación de las huellas pequeñas o incluso que éstas no puedan apreciarse.

Se consigue una viscosidad adecuada cuando se ha realizado al menos 10 minutos de *amasado* de la tinta con el rodillo sobre una superficie lisa y no porosa, como mármol pulido de tamaño no inferior a 60x60 cm².

Se espera a que la tinta de las placas esté seca, y se las escanea, obteniendo la imagen que será posteriormente tratada. En España se obtiene una imagen con resolución de 300 ppp y en Francia de 150 ppp, que se corresponden a un tamaño de pixel de 0.08 y 0.17 mm, respectivamente.

A.1.4 Tratamiento de las imágenes

Para conseguir una medida automática se debe analizar la imagen mediante un software identificador de formas. Tanto en Francia como en España se utiliza

ImagePro® aunque hay otros programas que dan buenos resultados como el *TITAN* (Giaiotti et al., 2001).

Antes de proceder a la identificación de formas hay que preparar la imagen para que pueda ser posteriormente analizada.

En España (López, 2003) se siguen 3 pasos:

- Se realiza el contraste entre las zonas más claras y las más oscuras (comandos utilizados del *ImagePro*: *Enhance* → *Equalize* → *Best fit*).
- Se aplica un filtro morfológico formado por 5 pases de 3x3 (cross), 3 pases de 5x5 (circle) y 2 pases de 7x7 (circle). Este filtrado de la imagen, realiza la separación de algunos objetos conectados, elimina pequeños huecos negros y suaviza algunos contornos (*ImagePro*: *Process* → *Filters* → *Morphological* → *Open*).
- Se convierte la imagen en blanco y negro, escogiendo un valor umbral (79) que permita diferenciar lo que es un impacto de lo que se considera como fondo (*ImagePro*: *Process* → *Threshold* → *Class 1* → *Class color on black 0-79* → *Apply Mask* → *0-79* → *Apply Mask*).

En Francia se utiliza el software *Picture Publisher®*, mediante el que

- Se retoca la imagen con el fin de quitar los pequeños píxeles aislados que contiene la imagen y que pueden ser asimilados a *ruido* o *motas de polvo*. Con ello se realiza el contraste entre las zonas más claras y las más oscuras.
- Se separan a mano las superposiciones mediante trazos de 1 píxel de anchura, para que el identificador de formas los entienda como entidades diferentes.
- Se convierte la imagen en blanco y negro y se guarda el fichero.

Además, con el *ImagePro®* se le pasa un filtro morfológico similar al segundo paso de lo que se hace en España (*ImagePro*: *Process* → *Filters* → *Morphological* → *Open*), pero de 1 sólo pase.

A.1.5 Identificación y medida de las huellas

Como se supone que el granizo es esférico pero que por la acción del viento la huella obtenida es elíptica, con el software se mide el eje menor de la elipse. *ImagePro®* identifica las huellas, las ajusta a una elipse y determina su eje menor. En caso de solapamiento el operario puede manipular la huella dividiéndola en dos o más si no se ha hecho antes, como en el caso de Francia. Éste es el único paso en la medida que depende del operario (además de

eliminar las huellas no deseadas). En cualquier caso, si hay solapamiento, el tamaño de la huellas estimado será algo menor al real.

A.2 Bibliografía

- Fraile, R., Castro, A. and Sánchez, J.L., 1992. Analysis of hailstone size distributions from a hailpad network. *Atmos. Res.* **28**, 311-326.
- Giaiotti, D., Giancesini, E. and Stel, F., 2001. Heuristic considerations pertaining to hailstone size distributions in the plain of Friuli-Venezia Giulia. *Atmos. Res.* **57**, 269-288.
- López, L., 2003. Convección atmosférica severa: pronóstico e identificación de tormentas con granizo. Tesis doctoral, Universidad de León, 207 pp.
- Lozowski, E.P. and Strong, G.S., 1978. On the calibration of hailpads. *J. Appl. Meteorol.* **17**, 521-528.
- Vento, D., 1976. The hailpad calibration for Italian hail damage documentation. *J. Appl. Meteorol.* **15**, 1018-1022.

ÍNDICE DE FIGURAS

Fig. 1.1. Granizo de 6 cm de diámetro, en el que se aprecian otros granizos más pequeños (cortesía de <i>NOAA, National Oceanic and Atmospheric Administration</i>).....	3
Fig. 1.2. Fotografía de diferentes granizos en los que se aprecian las diferentes capas de hielo opacas o transparentes (cortesía de Soon Chun Siong).	6
Fig. 1.3. Fotografía de un granizo en el que se observan las diferentes capas que se han ido formando como consecuencia de los sucesivos ascensos y descensos de la piedra en el interior de la nube (cortesía de <i>NOAA</i>).	7
Fig. 1.4.a) Granizo de 4 kg y 19 cm de diámetro debida a una granizada del 6 de septiembre del 2009 en la Ciudad del Viale (Argentina). b) Granizo del 23 de julio de 2010, en Vivian, Dakota del Sur. La piedra midió 20.3 cm de diámetro y pesó 0.89 kg. (Fuente: <i>National Weather Service, South Dakota</i>).....	9
Fig. 1.5. Granizada del 22 de septiembre de 2010, en Posadas (Argentina). Las piedras de granizo tienen un diámetro de 6 cm.	9
Fig. 1.6. Mapa con la frecuencia e intensidad de las tormentas de granizo en diferentes zonas del mundo.	10
Fig. 1.7. Granizómetro utilizado en la red del norte de Italia. El granizómetro está sujeto en los bordes al soporte, para evitar que el granizómetro se mueva cuando el granizo incida sobre él.	12
Fig. 1.8. Partes de un granizómetro usado en España (Fraile et al., 1992): soporte base elevado 1 m sobre el suelo, placa metálica, resortes, tornillos, placa de material sensible y pletina metálica rectangular.	13
Fig. 1.9. Granizómetro de 30x30 cm ² con huellas de granizo después de una granizada: a) calibrado e impregnado con tinta negra; b) imagen escaneada preparada para ser medida, una vez que se le han pasado los filtros correctores.	13
Fig. 1.10. a) Mapa de Italia en el que se indica la región <i>Friuli-Venezia-Giulia</i> en color verde. b) Altimetría (%) y superficie (en hectáreas) de las 3 zonas de la región <i>FVG</i> , diferenciando entre la zona de montañas, la de colinas y la llanura.....	18

Fig. 1.11. Alpes Carnianos en la zona montañosa al noroeste de <i>FVG</i>	19
Fig. 1.12. Al sur, limitando con el mar Adriático, en la zona llana de <i>FVG</i> , se encuentran las lagunas del Grado.	19
Fig. 1.13. Mapa de la frecuencia de precipitación de granizo para Friuli-Venezia-Giulia, donde se indican tres zonas claramente diferenciadas con máximos en las precipitaciones. <i>Zona A</i> : Colinas del Nordeste; <i>zona B</i> : Estribaciones del Oeste; <i>zona C</i> : llanura del Sudeste	21
Fig. 2.1. Países con redes o estudios con granizómetros citados en las fuentes bibliográficas utilizadas.	33
Fig. 2.2. Histograma anual del número de artículos sobre granizómetros.	35
Fig. 2.3. Histograma de la evolución del número de artículos publicados sobre granizómetros en cada década.	36
Fig. 2.4. Evolución del número de artículos meteorológicos publicados en cada década.	37
Fig. 2.5. Histograma anual del número de citas.	37
Fig. 2.6. Histograma del número de citas en cada década.	38
Fig. 3.1. Geometría envuelta en la simulación de una caída de granizo no vertical descrita por Vento (1976).	50
Fig. 3.2. Huellas realizadas por bolas esféricas lanzadas verticalmente sobre una superficie inclinada con diferentes ángulos de 10°, 20°, 30°, 40° y 50°.	50
Fig. 3.3. Granizómetro utilizado en Francia. Toda la superficie (30 x 40 cm ²) ha sido expuesta al granizo.	56
Fig. 3.4. Recta de calibración usada en la campaña del año 2001 en la red del sur de Francia.	57
Fig. 3.5. Rectas de calibración correspondientes a 10 años de la red de granizómetros del sur de Francia.	58
Fig. 3.6. Granizómetro de 30 x 30 cm ² utilizado en la red de León (calibración individual). Sobre la banda central –no expuesta al granizo–, de 30 x 4 cm ² se han lanzado las esferas de calibración (se observan sus ocho huellas perfectamente circulares).	60
Fig. 3.7. Valor medio y desviación típica de los errores absolutos en función del diámetro de las bolas de calibración, en la <i>calibración anual</i> (red de Francia). Se ha comparado el tamaño real de las bolas de calibración (<i>D</i>)	

con el tamaño que se deduciría si se utilizase la recta de calibración de <i>otra serie del mismo año</i> (D').....	62
Fig. 3.8. Huellas que se obtienen cuando se repite 8 veces el proceso de calibración sobre una misma placa.....	63
Fig. 3.9. Valor medio y desviación típica de los errores absolutos en función del diámetro de las bolas de calibración, en una <i>calibración individual</i> de cada placa (red de España). Se ha comparado el tamaño real de las bolas de calibración (D) con el tamaño que se deduciría si se utilizase la recta de calibración de <i>otra serie de la misma placa</i> (D'').....	63
Fig. 3.10. Error absoluto del parámetro λ de la distribución de Marshall-Palmer en función de la incertidumbre del tamaño del granizo ΔD , para diferentes valores de λ	65
Fig. 3.11. Error relativo del parámetro λ de la distribución de Marshall-Palmer en función de la incertidumbre del tamaño del granizo ΔD , para diferentes valores de λ	66
Fig. 3.12. Error absoluto en la energía cinética en función de λ para varias cantidades de piedras de granizo (N), suponiendo un error máximo en la determinación del tamaño del granizo de $\Delta D = 0.3$ mm. El cálculo se ha efectuado para un granizómetro de 30×30 cm ²	67
Fig. 3.13. Error relativo en la energía cinética en función de λ para diferentes cantidades de piedras de granizo (N), suponiendo un error máximo en la determinación del tamaño del granizo de $\Delta D = 0.3$ mm y un granizómetro de 30×30 cm ²	67
Fig. 3.14. Error relativo en la energía cinética en función del número de granizos (N), para diferentes valores de λ (en mm ⁻¹), suponiendo un error máximo en la determinación del tamaño del granizo de $\Delta D = 0.3$ mm y un granizómetro de 30×30 cm ²	68
Fig. 3.15. <i>Macro-panel</i> o granizómetro grande de 60×120 cm ² . Después de la granizada dicho macro-panel se ha subdividido en 6 fragmentos de 30×40 cm ² . Se indica en la figura el número asociado a cada una de las placas de 30×40 cm ²	72
Fig. 4.1. Ejemplo de huellas a) ambas son medibles y b) una huella medible y la otra no es medible.....	84
Fig. 4.2. Aspecto de un granizómetro de la red de León después de una granizada, que ha sido entintado y preparado para ser medido.....	85
Fig. 4.3. Fases de construcción y preparación de la imagen de la simulación.	91

Fig. 4.4. Ejemplos de simulaciones de huellas sobre granizómetros de $30 \times 30 \text{ cm}^2$, producidas por granizos de igual tamaño (<i>distribuciones monodispersas</i>) para diferentes valores de N (en filas) y D (en columnas).	91
Fig. 4.5. Huellas simuladas sobre granizómetros de $30 \times 30 \text{ cm}^2$, generadas con granizo cuyo tamaño se distribuye <i>exponencialmente</i> , para diferentes valores de N (en filas) y λ (en columnas, expresado en mm^{-1}).	92
Fig. 4.6. Valor de N_m en función del valor de N_s (generado en la simulación) en la <i>distribución monodispersa</i> . La línea de trazos se corresponde con $y = x$	95
Fig. 4.7. Valores <i>medidos</i> , en función de los <i>simulados</i> del parámetro λ y del diámetro máximo ($D_{\max}$) para la simulación de <i>distribución exponencial</i> . La línea de trazos se corresponde con $y = x$	97
Fig. 4.8. Valores <i>medidos</i> , en función de los <i>simulados</i> , para la masa (M) y la energía cinética (E) en la simulación de <i>distribución exponencial</i> . La línea de trazos se corresponde con $y = x$	98
Fig. 4.9. Valores <i>medidos</i> , en función de los <i>simulados</i> , para el número de piedras por metro cuadrado (N) en la simulación de <i>distribución exponencial</i> . La línea de trazos se corresponde con $y = x$	99
Fig. 4.10. Errores relativos debidos al efecto del solapamiento, en función de los valores simulados de $D_{\max}$ y λ , para una <i>distribución exponencial</i>	102
Fig. 4.11. Errores relativos debidos al efecto del solapamiento, en función de los valores simulados de M y E , para una <i>distribución exponencial</i>	103
Fig. 4.12. Errores relativos debido al efecto del solapamiento, en función de los valores simulados de N , para una <i>distribución exponencial</i>	104
Fig. 4.13. N_m y N_c para $\lambda = 1 \text{ mm}^{-1}$. Los puntos son los datos de la Fig. 4.9 para dichos valores de λ . La línea de trazos es $y = x$	109
Fig. 4.14. N_m y N_c para los valores de $\lambda = 0.53 \text{ mm}^{-1}$ y $\lambda = 0.29 \text{ mm}^{-1}$. Los puntos son los datos de la Fig. 4.9 para dichos valores de λ . La línea de trazos es $y = x$	110
Fig. 4.15. Histograma del número de granizómetros de la red italiana que han registrado los valores medidos de N y λ	112
Fig. 4.16. Histograma del número de granizómetros de la red italiana que han registrado los valores medidos de M y E	113
Fig. 4.17. Histograma de las diferencias relativas en las frecuencias $\left(\left \frac{f_m - f_c}{f_c} \right \cdot 100 \right)$ para los granizómetros de la red italiana que han registrado los valores medidos de N y λ	115

Fig. 4.18. Histograma de las diferencias relativas en las frecuencias $\left(\left \frac{f_m - f_c}{f_c}\right \cdot 100\right)$ para los granizómetros de la red italiana que han registrado los valores medidos de M y E	116
Fig. 4.19. Histograma del número de granizómetros de la red italiana, en función de las diferencias relativas en los valores <i>medidos</i> y <i>corregidos</i> de N y λ (en tanto por ciento) debido al solapamiento.....	117
Fig. 4.20. Histograma del número de granizómetros de la red italiana, en función de las diferencias relativas en los valores <i>medidos</i> y <i>corregidos</i> de M y E (en tanto por ciento) debido al solapamiento.....	118
Fig. 5.1. Función exponencial de la densidad de probabilidad e histograma de tamaños de los hidrometeoros agrupados en clases	130
Fig. 5.2. Valores de λ' y λ calculados a partir de λ_o , para $\delta = 1$ mm	134
Fig. 5.3. Errores relativos de λ' en función del número de granizos por metro cuadrado (N) que golpean al granizómetro para $\delta = 1$ mm	135
Fig. 5.4. Error relativo de λ' en función del error relativo de λ para $\delta = 1$ mm. También está representada la línea $y = x$	136
Fig. 5.5. Errores relativos de λ' en función de N (número de granizos por metro cuadrado que golpean al granizómetro) para: a) $\delta = 2$ mm; b) $\delta = 3$ mm	138
Fig. 6.1. Localización de la zona de estudio, con el area de la red de granizómetros (puntos rojos) y el lugar desde el que se lanza el radiosondeo....	146
Fig. 6.2. Frecuencia de los tamaños máximos diarios de granizo para los 313 días de la muestra.	152
Fig. 6.3. Relación entre el diámetro máximo ($DMAX$) y la diferencia de presión en las últimas 12 horas ($PRES12-00$).	154
Fig. 6.4. Relación entre el diámetro máximo de granizo <i>medido</i> ($DMAX$) y el diámetro máximo <i>estimado</i> ($DMAX-E$) mediante las 3 primeras componentes principales.	158
Fig. 6.5. Relación entre el diámetro máximo de granizo <i>medido</i> ($DMAX$) y el diámetro máximo <i>estimado</i> ($DMAX-E$) mediante las 8 primeras componentes principales.	158

- Fig. 6.6. Relación entre el diámetro máximo de granizo *medido* ($DMAX$) y el diámetro máximo *estimado* ($DMAX-E$) mediante las 8 primeras componentes principales para $DMAX > 10$ mm..... 160
- Fig. 6.7. Para $DMAX > 10$ mm, relación entre el diámetro máximo de granizo *medido* ($DMAX$) y el diámetro máximo *estimado* ($DMAX-E$) con la variable $PRES12-00$ y las 8 primeras componentes principales. 160
- Fig. 6.8. Relación entre el diámetro máximo de granizo *medido* ($DMAX$) y el diámetro máximo *estimado* ($DMAX-E$) con la variable $PRES12-00$ y las 8 primeras componentes principales, para $DMAX > 15$ mm..... 161
- Fig. 6.9. Situación de los 18 granizómetros que han recibido los mayores granizos diarios (superiores a 15 mm) durante el período de estudio. En la figura se indica el valor de $DMAX$ (en mm) observado en cada granizómetro..... 162

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 2.1. Países con redes o estudios con granizómetros citados en la base de datos <i>Web of Science</i>	34
Tabla 2.2. Títulos de las revistas en las que aparecen artículos sobre granizómetros.	42
Tabla 3.1. Datos de la pendiente, ordenada en el origen y coeficiente de regresión lineal para las rectas de la calibración anual de Francia.....	59
Tabla 3.2. Resultados de la medida del tamaño máximo (D_{max}), cantidad de granizos (N), Energía cinética (E), Masa de hielo (M) y el parámetro de la distribución exponencial (λ) de 6 granizómetros adyacentes. En la última fila, en <i>cursiva</i> , parámetros del <i>macro-panel</i> o granizómetro constituido por el conjunto de los 6 granizómetros.....	73
Tabla 3.3. Errores cometidos por tomar el dato de cada placa en vez del dato de la población total. En negrilla aparecen los errores más pequeños (considerados en valor absoluto) de cada parámetro.....	73
Tabla 3.4. Errores relativos (en tanto por ciento) cometidos por tomar el dato de cada granizómetro en vez del dato de la población total. En negrilla aparecen los errores más pequeños (considerados en valor absoluto) que se cometerían al tomar cada granizómetro como representante de toda la zona muestreada.....	74
Tabla 3.5. Valores del parámetro de la distribución exponencial λ , de su error $\Delta\lambda$ y del ΔD que en la Fig. 3.10 se corresponde con el valor correspondiente de $\Delta\lambda$ (en valor absoluto).	75
Tabla 3.6. Valores de λ , N , ΔE y ΔE_{est} siendo ΔE_{est} el error en la energía calculado a partir de la Fig. 3.13 suponiendo un valor de $\Delta D = 0.3$ mm.	77
Tabla 4.1. Valores de N_1 (número de piedras por metro cuadrado), N_2 (número de piedras en un granizómetro de 30×30 cm ²) y λ (parámetro de la distribución exponencial en mm ⁻¹) utilizados en las simulaciones de	

distribución exponencial. Estos valores han sido elegidos a partir de los percentiles de las distribuciones analizadas en las redes del sur de Europa. 88

Tabla 4.2. Valores de N_1 (número de piedras por metro cuadrado), N_2 (número de piedras en un granizómetro de 30 x 30 cm²) y D (diámetro en mm) utilizados en las simulaciones de las *distribuciones monodispersas*..... 89

Tabla 4.3. Para diferentes percentiles, máximos errores relativos que se cometerían utilizando los valores medidos en lugar de los valores de corrección del modelo para N , λ , E , y M 108

Tabla 4.4. Valores límite aproximados de N_m , λ_m , E_m y M_m , para efectuar las correcciones por solapamiento que se proponen en las ecuaciones (5), (6), (7) y (8)..... 109

Tabla 4.5. Porcentajes de corrección para las variables N , E y M , para las 228 granizadas de los años 1989-1998 registradas en la red de granizómetros de Italia. 119

Tabla 5.1. Hidrometeoros clasificados en clases de tamaños 129

Tabla 5.2. Descripción y resumen de las de variables utilizadas 129

Tabla 6.1. Correlación r de Pearson entre las variables físicas y el diámetro máximo ($DMAX$), a partir de 313 datos diarios. 153

Tabla 6.2. Matriz de componentes rotados. 156

Tabla 6.3. Varianza explicada por las componentes principales..... 157