

**Carlos García-Legaz Martínez
Francisco Valero Rodríguez**

Editores

**FENÓMENOS METEOROLÓGICOS
ADVERSOS EN ESPAÑA**

Con el patrocinio de:



FENÓMENOS METEOROLÓGICOS ADVERSOS EN ESPAÑA

Editores

Carlos García-Legaz Martínez
Francisco Valero Rodríguez

ISBN: 978-84-96709-88-1

Imprime: Service Point

Edita:



AMV EDICIONES

A. MADRID VICENTE, EDICIONES

Calle Almansa, 94, 28040-Madrid (España)

Teléfono: 915336926 Fax: 915530286

Correo electrónico: amadrid@amvediciones.com

Internet: www.amvediciones.com

Fotografía de la portada:

José A. Quirantes

Queda prohibida la reproducción total o parcial de este libro, salvo permiso expreso de los editores.

*“ El Señor hace cuanto quiere
en los cielos y en la tierra,
en el mar y en todos los abismos.*

*Hace subir las nubes desde los confines de la tierra,
con los relámpagos provoca la lluvia,
saca al viento de sus escondrijos.”*

(Salmos, 135, 6-7)

A la memoria de los Profesores D. Francisco Morán y
D. Joaquín Catalá, Meteorólogos y Catedráticos de Física del Aire
de la Universidad Complutense, nuestros maestros.

Carlos García-Legaz

Francisco Valero

FENÓMENOS METEOROLÓGICOS ADVERSOS EN ESPAÑA

ÍNDICE

| | |
|---|----|
| PRESENTACIÓN | 7 |
| <i>Presidente de AEMET</i> | |
| PRÓLOGO | 8 |
| <i>Consorcio de Compensación de Seguros</i> | |
| PREFACIO | 9 |
| <i>Presidente del C.E. del WRCP</i> | |
| EXPLICACIÓN DE LA OBRA | 10 |
| <i>Editores del libro</i> | |

CAPÍTULOS I. FENÓMENOS ADVERSOS

A) ATMOSFÉRICOS PUROS

| | |
|--|-----|
| 1. LOS CICLONES MEDITERRÁNEOS Y SUS IMPACTOS EN ESPAÑA | 17 |
| <i>A. Jansà</i> | |
| 2. MEDICANES; CICLONES CUASI-TROPICALES MESOESCALARES EN EL MEDITERRÁNEO | 34 |
| <i>C. Ramis, M^a. Tous, V. Homar, R. Romero, S. Alonso</i> | |
| 3. CICLOGÉNESIS EXPLOSIVAS ATLÁNTICAS | 52 |
| <i>F. Martín León</i> | |
| 4. LOS TORNADOS EN ESPAÑA: CARACTERÍSTICAS E IMPACTO | 67 |
| <i>M. Gayà</i> | |
| 5. DESARROLLO DE UNA TÉCNICA PARA LA DELIMITACIÓN DE ZONAS DE RACHA DE VIENTO MÁXIMA ALTA EN SITUACIONES DE VIENTO EXTREMO | 81 |
| <i>J.A. López Díaz, M. Rodrigo</i> | |
| 6. MODELO DE ANÁLOGOS PARA LA PREDICCIÓN DE VIENTOS FUERTES.. | 97 |
| <i>F. Valero, C. García-Legaz, Á. Pascual, M^a. L. Martín</i> | |
| 7. FACTORES DE RIESGO METEOROLÓGICO POR PRECIPITACIONES TORRENCIALES EN EL ESTE DE LA PENÍNSULA IBÉRICA | 113 |
| <i>M^a.J. Estrela, F. Pastor, I. Gómez Doménech</i> | |
| 8. OBSERVACIÓN, ANÁLISIS Y PREDICCIÓN DE TORMENTAS DE GRANIZO | 127 |
| <i>J.L. Sánchez, A. Merino, L. López, E. García-Ortega, E. Gascón, S. Fernández, J.L. Marcos</i> | |
| 9. INTENSIDADES EXTREMAS Y PRECIPITACIÓN MÁXIMA PROBABLE | 142 |
| <i>J. Lorente, M^a.C. Casas, R. Rodríguez Sola, Á. Redaño</i> | |
| 10. CONCENTRACIÓN DIARIA DE LA PRECIPITACIÓN EN LA ESPAÑA PENINSULAR. UN MAPA DE RIESGO DE PRECIPITACIONES TORRENCIALES..... | 156 |
| <i>J. Martín-Vide</i> | |

| | |
|---|-----|
| 11. PRECIPITACIONES TORRENCIALES Y PATRONES DE TELECONEXIÓN EN EL SUR DE LA PENÍNSULA IBÉRICA | 169 |
| <i>J.M. Hidalgo, S.R. Gámiz-Fortis, M^a.J. Esteban Parra, Y. Castro-Díez</i> | |
| 12. DESCARGAS ELÉCTRICAS ATMOSFÉRICAS | 182 |
| <i>F. Pérez Puebla</i> | |
| 13. LA NIEBLA Y SU IMPACTO EN LA SOCIEDAD | 200 |
| <i>J. Cuxart</i> | |

B) MIXTOS

| | |
|--|-----|
| 14. UNA APROXIMACIÓN HOLÍSTICA AL CONOCIMIENTO DE LAS INUNDACIONES | 219 |
| <i>M^a.C. Llasat</i> | |
| 15. IMPACTOS DE LOS EPISODIOS METEOROLÓGICOS EXTREMOS EN LA VEGETACIÓN | 232 |
| <i>F.J. García-Haro, M^a. Amparo Gilabert, J. Meliá</i> | |
| 16. LOS ALUDES EN ESPAÑA: EL PAPEL DE LA AGENCIA ESTATAL DE METEOROLOGÍA | 247 |
| <i>G. Sanz, J. Rodríguez Marcos, S. Buisán</i> | |
| 17. LOS INCENDIOS FORESTALES EN ESPAÑA | 264 |
| <i>A. Mestre</i> | |

II. CLIMATOLOGÍAS CONEXAS

| | |
|--|-----|
| 18. LAS TENDENCIAS DE LAS PRECIPITACIONES EN ESPAÑA EN EL PERÍODO 1945-2005 | 281 |
| <i>J.C. González-Hidalgo, N. Cortesi, E. Nadal, M. Brunetti, Pter Stepanek, M. de Luis</i> | |
| 19. EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL DE LAS SEQUÍAS PLUVIOMÉTRICAS EN ESPAÑA DURANTE EL ÚLTIMO SIGLO | 298 |
| <i>S.M. Vicente-Serrano</i> | |
| 20. TENDENCIAS DE LA TEMPERATURA | 313 |
| <i>J.A. Guijarro</i> | |
| 21. OLAS DE CALOR Y FRÍO EN ESPAÑA | 324 |
| <i>J.M. Cuadrat, R. Serrano, E. Tejedor</i> | |

III. ASPECTO BIOMETEOROLÓGICO

| | |
|---|-----|
| 22. CONDICIONES METEOROLÓGICAS Y SALUD HUMANA | 343 |
| <i>P. Fernández de Arróyabe</i> | |

IV. ASPECTO ASEGURADOR

| | |
|---|-----|
| 23. EL CONSORCIO DE COMPENSACIÓN DE SEGUROS Y LA COBERTURA DE LOS RIESGOS METEOROLÓGICOS ADVERSOS | 363 |
| <i>C. García Canales, A. Nájera</i> | |

PRESENTACIÓN

Las proyecciones climáticas llevadas a cabo para las próximas décadas estiman una potencial evolución del clima hacia mayor probabilidad de ocurrencia de fenómenos meteorológicos adversos tales como olas de calor, sequías, ciclones tropicales, precipitaciones intensas con las consecuentes inundaciones, tormentas muy severas con tornados asociados, rachas de viento destructivas, etc. Estos fenómenos meteorológicos adversos tienen graves consecuencias socioeconómicas, ya que son fuente de pérdidas humanas y económicas considerables. Las catástrofes naturales parecen ser cada vez más frecuentes, según se desprende de las cifras de daños económicos causados. Este aumento en la frecuencia de fenómenos severos está producido conjuntamente por la concentración geográfica de bienes y personas, la ocupación por las mismas de zonas de riesgo, las deficiencias en la gestión medioambiental y, lógicamente, las consecuencias del cambio climático.

La catástrofe natural mas frecuente en España es la inundación, que viene determinada por la situación meteorológica adversa unida al relieve geográfico y las malas actuaciones humanas en el uso del territorio. Si se toma como referencia la siniestralidad pagada por el Consorcio de Compensación de Seguros por catástrofes naturales en el periodo 1987-2006, el 93,5% de las indemnizaciones que se debieron a desastres naturales fueron ocasionadas por inundaciones. Teniendo en cuenta datos actualizados con coberturas por tempestades ciclónicas atípicas, que incluirían vientos extraordinarios, tornados, granizos, etc., hasta el año 2001 las inundaciones supusieron el 68%, otro 17% se debería a tempestades, quedando solamente un 15% debido a otros factores como terremotos y caída de meteoritos entre otros. Por tanto, es imperioso avanzar en el conocimiento científico y el desarrollo tecnológico sobre estos fenómenos para poder alcanzar una predicción correcta de los mismos.

Es para mí un placer presentar este libro que recoge la información más actualizada en España sobre los fenómenos meteorológicos adversos. La experiencia y prestigio de los autores, profesionales de distintos ámbitos, como universidades, centros de investigación, Consorcio de Compensación de Seguros y la propia Agencia Estatal de Meteorología, garantizan la calidad científica del libro que tengo el gran honor de presentar y espero que los lectores encuentren en él interesantes aportaciones sobre los fenómenos meteorológicos adversos que ocurren en nuestro país.

Daniel Cano Villaverde

Presidente de la Agencia Estatal de Meteorología

PRÓLOGO

El Consorcio de Compensación de Seguros (CCS), en el ámbito de la cobertura aseguradora de los riesgos extraordinarios, tiene como misión indemnizar los daños en las personas y en los bienes que se produzcan como consecuencia del acaecimiento de determinados fenómenos de la naturaleza o bien de actos de carácter violento, siempre que esas personas y bienes estén protegidos por una póliza de seguro.

Entre los peligros naturales cubiertos por el CCS los que históricamente causan más daños indemnizables son, obviamente, los que tienen origen climático, esto es, la inundación causada por lluvias torrenciales y la tempestad ciclónica atípica, que fundamentalmente engloba fuertes vientos y tornados. Así, en el período 1987-2012 los daños pagados por el CCS como consecuencia de inundación alcanzaron un importe total de 4.266 millones de euros (69% del total de indemnizaciones), y los pagos por tempestad ciclónica atípica ascendieron a 989 millones de euros (16% del total).

A esta misión indemnizatoria, originaria y fundamental, se le unió con el tiempo otra complementaria relativa a la prevención, como así lo recoge el Estatuto Legal del CCS. La política del CCS en esta particular función se ha enfocado siempre hacia una faceta imprescindible y básica en la gestión de los riesgos catastróficos de la naturaleza: el conocimiento de los mismos. De ahí que la vocación del CCS en este ámbito haya sido el fomento de la investigación y la difusión de sus resultados, promoviendo y colaborando en la elaboración de estudios y en la organización de conferencias, cursos, jornadas y seminarios, y editando publicaciones para su distribución gratuita entre los interesados. Esta forma de implicación del CCS en el terreno preventivo tiene fiel reflejo en la planificación estratégica de la entidad, a través de los sucesivos Programas de Actuación Trienal.

La colaboración del CCS en esta nueva publicación, apoyando la iniciativa del Comité Español del *World Climate Research Programme*, es una oportunidad que se nos brinda para seguir incidiendo en el ejercicio de esa política a favor del conocimiento de los peligros naturales, y en este caso de los fenómenos meteorológicos adversos. Los temas desarrollados en el libro y el alto nivel profesional y académico de sus autores -a los que hay que reconocer su esfuerzo, así como ponderar el trabajo de los editores- son garantía de que esta publicación marcará un nuevo hito importante en esa línea de actuación que el CCS tiene marcada en el campo de la prevención.

Consorcio de Compensación de Seguros

PREFACIO

El programa internacional WCRP (*World Climate Research Programme*) (www.wcrpclimate.org) nació en 1980 bajo el patrocinio de la Organización Meteorológica Mundial (*WMO-World Meteorological Organization*) y de la Unión Científica Internacional (*ICSU-Internacional Council for Science*). Desde 1993 también lo patrocina la Comisión Oceanográfica Intergubernamental (*IOC Intergovernmental Oceanographic Commission*) de la UNESCO. Los dos objetivos principales de WCRP son determinar en qué medida se puede predecir el clima y hasta qué punto la actividad humana puede influir en él.

El Comité Español del World Climate Research Programme depende institucionalmente de la Secretaría de Estado de Investigación, Desarrollo e Innovación del Ministerio de Economía y Competitividad y cuenta, desde 2010, con el apoyo del soporte físico de la Asociación Española de Climatología (AEC) (www.aeclim.org). El Comité Español está constituido por Javier Martín-Vide, como presidente, M^a José Estrela, como secretaria, y Joaquín Meliá, Francisco Valero, José M^a Cuadrat, José Antonio Guijarro, Carlos García-Legaz y Pablo Fernández de Arróyabe, como vocales.

El Comité Español fomenta el conocimiento de los fines y objetivos de WCRP entre la comunidad climatológica y afín española, y es el interlocutor oficial ante el programa internacional. Cuenta con la ayuda ACI-COM-2011-1070, "Actividades del Comité Español del WCRP", del programa ministerial ACI-COMITÉS Subprograma de fomento de la cooperación científica internacional, para el bienio 2012-2013. Precisamente, entre las actividades para desarrollar en el marco de esta ayuda, estaba la elaboración de una obra sobre la sequía en España que diera a conocer las especiales características y singularidades del fenómeno en nuestro país. El apoyo económico del Consorcio de Compensación de Seguros y el aval institucional de la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET), a quienes el Comité expresa su agradecimiento, han permitido ampliar el objetivo inicial cubriendo prácticamente todos los riesgos climáticos que afectan al país. De este modo, la presente obra constituye una aportación sustancial y notablemente completa al conocimiento de los riesgos climáticos en España. La versión inglesa de la obra ha de permitir una amplia difusión internacional, acorde con la finalidad de la ayuda ministerial que sustenta al Comité.

El elenco de autores de la obra es en sí una garantía de la calidad de sus contenidos. Son un total de 23 capítulos elaborados por 56 autores, muy reconocidos en nuestro país e internacionalmente, con contribuciones de alto impacto en los temas tratados. La coordinación de la obra, por parte de Francisco Valero y Carlos García-Legaz, vocales del Comité, ha sido un ejemplo de dinamismo y eficiencia, cuya materialización honra al propio Comité. Y, lo más importante, los resultados de la obra han de ser de gran utilidad para la gestión de los riesgos y la disminución de los daños y las víctimas humanas por su causa en España.

Javier Martín-Vide

Presidente del Comité Español del WCRP

EXPLICACIÓN DE LA OBRA

Como tan acertadamente señala en el prefacio que antecede a estas líneas el presidente del Comité español del World Climate Research Programme, Prof. Martín-Vide, este libro tiene su origen en una iniciativa surgida en el seno del citado comité que, como miembros del mismo, nos encargó la gestación completa de la publicación en calidad de editores. Sumamente honrados por esta encomienda procedimos a abordar la tarea, comenzando por la elección del nombre del libro y la selección de los diferentes temas y autores.

Somos plenamente conscientes de la inexistencia de bibliografía en español acerca de la consideración global de la fenomenología meteorológica que se ha dado en llamar adversa, aunque desde luego en revistas especializadas puedan encontrarse artículos sobre muchos de los aspectos aquí tratados, si bien la gran mayoría solo resultan localizables en revistas en lengua inglesa. Así pues, uno de los objetivos primordiales que hemos pretendido ha sido el de cubrir la laguna mencionada y poner al servicio de la comunidad científica y profesional, así como al de las entidades gubernamentales implicadas en la protección de vidas y bienes, una recopilación y puesta al día del desarrollo y metodología alcanzados hasta la fecha en la profundización del conocimiento de estos fenómenos de tan importante impacto en la sociedad.

Precisamente la obra va a ver la luz poco tiempo después de la celebración del Día Meteorológico Mundial del 2013, año en el que la OMM ha conmemorado el quincuagésimo aniversario de la creación de la Vigilancia Meteorológica Mundial (VMM), por lo que el lema escogido para la mencionada celebración ha sido el de *"Vigilar el tiempo para proteger vidas y bienes"*. De esta manera, estamos en condiciones de afirmar, aun a fuer de abusar del tópico periodístico, que la aparición de la publicación reviste una "rabiosa actualidad".

No podemos dejar de reflejar que la elaboración de la obra ha representado, sin ningún género de dudas, un meritorio esfuerzo, fundamentalmente de los autores de los artículos, que han debido entregar los originales en un plazo muy escaso de tiempo, lo que, a pesar de ser reconocidos especialistas, entraña claramente una dificultad añadida, debido a la intensa dedicación a las tareas docentes e investigadoras de prácticamente la totalidad de ellos. Como de este hecho somos nosotros en nuestra calidad de editores los responsables, dejamos constancia expresa de ello, además de resaltar su desinteresada y generosa contribución.

También hemos de poner de relieve que el trabajo colectivo ha podido ver la luz gracias al indispensable apoyo aportado por dos instituciones entrañables para nosotros por razones evidentes: la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) y el Consorcio de Compensación de Seguros (CCS). Ambas entidades han contribuido no solo con la participación como autores de destacados expertos, sino con el decidido aval de la primera y con la financiación por parte del Consorcio de la publicación, por considerarla de pleno interés para los cometidos que la sociedad española le tiene encomendados.

Una vez efectuada esta declaración preliminar, pasamos a exponer los objetivos que pretende la publicación, así como a describir globalmente el contenido de los distintos capítulos.

El clima global se está alterando. En el transcurso del pasado siglo se ha observado un calentamiento en todos los continentes con un incremento medio de la temperatura de $0,6 \pm 0,2$ °C, correspondiendo los cambios más acusados a latitudes medias y altas del hemisferio norte. En los últimos decenios parece evidente que el calentamiento es parcialmente atribuible a las actividades humanas, hecho que se ha dado en llamar cambio ambiental antropogénico. Resulta sumamente probable que el cambio climático venga acompañado por un aumento en la frecuencia e intensidad de los fenómenos meteorológicos extremos, o lo que es lo mismo, que la variabilidad del clima se manifieste tanto en forma de evolución gradual como a través de incidentes atmosféricos de elevado impacto.

Aunque no existe una definición inequívoca y universalmente aceptada, se suele considerar fenómeno meteorológico adverso a todo suceso que tiene su génesis en el seno de la atmósfera y provoca daños en las personas y bienes materiales que la sociedad es incapaz de abortar. Europa ha experimentado en los últimos 30 años un aumento sin precedentes de este género de fenómenos. Conocidas son las olas de calor que tuvieron lugar en Francia, Italia, España y Portugal hace aproximadamente una década. Por otra parte, también conocemos olas de frío que causaron severos problemas sanitarios en el norte de Europa y Rusia. Igualmente, tenemos constancia de inundaciones masivas que en años recientes produjeron enormes daños en el Reino Unido, Alemania e Italia. Tomando como punto de partida las actuales predicciones climáticas, se vislumbra que los años venideros habrá que hacer frente a un mayor número de fenómenos meteorológicos extremos que incluso es muy probable que lleguen a alcanzar aún mayor intensidad. En este sentido, resulta indispensable abordar las acciones adecuadas dirigidas a proteger a la población y a las regiones afectadas.

Este libro constituye una plataforma de reunión a escala nacional de investigadores que analizan los efectos del clima cambiante sobre los fenómenos meteorológicos adversos y la influencia que pueden tener en el futuro. En general, de las conclusiones de los artículos se deduce que los fenómenos muy localizados, como las tormentas aisladas, son extremadamente difíciles de predecir, si bien se pueden conseguir proyecciones del número de días cuyas condiciones son las apropiadas para la formación de estos procesos violentos.

Esperamos que los resultados de este trabajo ayuden a crear conciencia acerca de los cambios del clima y con ello a fomentar acciones a largo plazo para afrontar las condiciones meteorológicas severas, tales como la elaboración de planes de respuesta ante este tipo de emergencias. En este sentido, parece detectarse que las áreas situadas en la proximidades de las principales fuentes de humedad, sobre todo las del litoral mediterráneo, muestran los incrementos más significativos, tanto en la frecuencia de las denominadas *tempestades ciclónicas atípicas* como en el potencial y número de las tormentas, todo ello debido a la mayor virulencia e intensidad de los procesos ciclogénéticos, que asociados a las peculiares características y estructura del territorio provocan efectos desastrosos.

Aunque lo inmediato es observar el calentamiento global en términos de aumento de temperatura, podemos afirmar con rotundidad que los efectos van mucho más allá y resultan más profundos. De los trabajos recogidos en este libro puede inferirse de algún modo que el calentamiento global tendría como consecuencia el que los acontecimientos severos fuesen más comunes de lo que son en la actualidad.

Una parte sustantiva de los resultados que se incluyen en la obra han tenido como base la comparación de las condiciones ambientales pasadas con las actuales con el objeto de intentar apreciar si pueden inferirse efectos sobre la génesis de fenómenos adversos. Así mismo, se pone de manifiesto que con el apareamiento de la alta resolución de los modelos regionales con modelos del clima se consigue mayor profundidad en los resultados de las investigaciones. Los modelos regionales dividen el dominio en una red de células de pocas decenas de kilómetros que proporcionan información sobre las condiciones que se producen en cada una de ellas. Esto agrega información detallada a los datos de los modelos globales. Por eso el siguiente paso, siempre inacabado, es utilizar modelos de mayor resolución que explícitamente permitan estudiar determinados fenómenos adversos, como las tormentas severas aisladas o los tornados, solventando algunas de las limitaciones de la investigación actual.

El tamaño y alcance de fenómenos extremos tales como huracanes o sequías no se limita a producir daños en el paisaje, sino que afecta sustantivamente a la economía de los ciudadanos, provocando una pérdida general de calidad de vida y alterando el medio ambiente y la fauna de un modo que resulta sumamente costoso por múltiples motivos diferentes. En resumen, los desastres asociados a un aumento de las condiciones meteorológicas adversas dan lugar a gastos inmensos que suponen una carga considerable para los fondos públicos y el capital privado.

Por todo ello, en esta obra se explora nuestra comprensión actual del tiempo severo a través de la realización de un estudio exhaustivo de los fenómenos atmosféricos que, de una manera directa o indirecta, producen daños en nuestro país. En este sentido la obra se estructura en los cuatro apartados genéricos a que hace referencia el índice.

El primer apartado contempla los fenómenos clara y manifiestamente atmosféricos, tanto los que presentan un carácter exclusivamente meteorológico (tormentas, precipitaciones intensas, viento extremo,...) como aquellos otros en los que la adversidad obedece a causas complejas, aunque la perturbación atmosférica constituye en todos los casos analizados un factor primordial o desencadenante (aludes, inundaciones,...). Este primer apartado contiene diecisiete capítulos, que hacen referencia a múltiples fenómenos, desde los ciclones mediterráneos a los incendios forestales.

El apartado segundo incluye un contenido más encuadrado en los estudios climatológicos que en los propiamente meteorológicos, aunque, sin lugar a dudas, la totalidad de los capítulos contemplados se relaciona de un modo muy directo con la fenomenología meteorológica adversa.

El apartado III hace referencia al análisis de las condiciones meteorológicas en tanto tienen implicación en la salud humana, materia que, aun cuando en puridad de términos no constituye un fenómeno meteorológico adverso, tiene la

particularidad de presentar un interés y una manifiesta convergencia con los objetivos pretendidos por el libro.

Por último, la obra concluye con el apartado IV, en el que se aborda un aspecto recopilador de todos los fenómenos estudiados en cuanto a su referencia a la cobertura en nuestro país por el Consorcio de Compensación de Seguros de los riesgos meteorológicos adversos.

El plantel de autores que han contribuido a la realización del libro garantiza ya *per se* su elevado nivel académico, al estar integrado en su mayoría por acreditados investigadores de la materia pertenecientes a la universidad española, con la adicional participación de los máximos expertos en la cuestión de la Agencia Estatal de Meteorología y del Consorcio de Compensación de Seguros. No obstante su altura científica han procurado en su totalidad elaborar los trabajos de modo que resultaran comprensibles a un amplio número de potenciales lectores sin pérdida por ello del rigor que forzosamente debe poseer todo artículo científico. Estamos en condiciones de afirmar que este objetivo, en absoluto fácil de alcanzar, se ha conseguido plenamente.

Finalmente, solo nos queda dar efusivamente las gracias a AMV ediciones por la excelente calidad tipográfica de la obra que presentamos, así como por haberla llevado a cabo a petición nuestra en un plazo de tiempo extraordinariamente breve.

Carlos García-Legaz Martínez



Francisco Valero Rodríguez



Madrid, 10 de mayo de 2013

I. FENÓMENOS ADVERSOS

A) ATMOSFÉRICOS PUROS

CAPÍTULO 1

LOS CICLONES MEDITERRÁNEOS Y SUS IMPACTOS EN ESPAÑA

Agustín JANSÀ CLAR

Dr. en Ciencias Físicas, Meteorólogo del Estado jubilado
agusti.jansa@gmail.com

RESUMEN

El Mediterráneo es una zona con alta frecuencia de ciclones, muchos de ellos autóctonos, sobre todo cuando se incluyen hasta los más pequeños y débiles. En la primera parte de este capítulo se caracterizan esos ciclones, atendiendo a su frecuencia, localización, tipología, espesor e intensidad, prestándose especial atención a la zona mediterránea española o cercana a España. En la segunda parte se revisan los posibles impactos de estos ciclones sobre el tiempo en España, con especial atención al tiempo adverso, como lluvias fuertes y vientos fuertes. El capítulo termina con unas breves conclusiones. Aunque los ciclones más intensos casi siempre producen impactos importantes, algunos de los impactos más críticos, como algunas lluvias intensas, no son proporcionales a la intensidad de los ciclones, sino que a veces están incluso asociados a ciclones débiles.

Palabras clave: ciclones, depresiones, Mediterráneo, tiempo de alto impacto, lluvia intensa, viento fuerte.

ABSTRACT

The Mediterranean region is an area with high frequency of cyclones, many of them native in the same region. The frequency is especially important if small and weak cyclones are also included. In the first part of this chapter the Mediterranean cyclones are characterised, taking into account the frequency, location, typology, deepness and intensity, with especial attention to the Spanish zone or near it. The second part is devoted to review possible impacts of the cyclones on Spain, with especial attention to high impact weather, namely heavy rain or strong wind. The chapter ends with brief conclusions. Although the most intense cyclones almost always produce high impact, some of the most critical impacts, like some heavy rain events, are not proportional to the intensity of the cyclones, but sometimes are associated even to weak cyclones.

Key words: cyclones, depressions, Mediterranean, high impact weather, heavy rain, strong wind.

1. CICLONES MEDITERRÁNEOS: FRECUENCIA, CARACTERIZACIÓN, TIPOLOGÍA

Aclaremos que en este capítulo el término ciclón se toma como equivalente a centro de circulación ciclónica, depresión o centro de baja presión, con independencia de que se trate de perturbaciones débiles o fuertes, pequeñas o grandes, superficiales o profundas.

1.1 Frecuencia

Lo primero que cabe preguntarse es si son muchos o pocos los ciclones que se forman o aparecen en el Mediterráneo y cómo son. La primera es una pregunta sin respuesta absoluta, ya que la frecuencia depende de cómo definamos los ciclones, de la técnica de detección, del tipo de análisis meteorológico considerado, etc.

Cuando se utilizan análisis subjetivos o manuales es frecuente definir como ciclón toda zona de presión baja en la que se ha podido dibujar una isobara cerrada. El número de ciclones así definidos es función de la escala del mapa usado y del espaciado entre isobaras adoptado. Un mapa de escala grande, con espaciado amplio entre isobaras, da menos detalle y permite detectar menos ciclones que un mapa de escala pequeña, con un espacio menor.

Un estudio clásico, basado en análisis subjetivos, y referido a todo el Hemisferio Norte, es el de Petterssen (1956). Al utilizar mapas con muy poco detalle, el número de ciclones detectados es pequeño, pero es destacable que el Mediterráneo occidental aparece como la región más ciclogénica del Hemisferio en invierno.

Radinovic y Lalic (1959), considerando un área que cubre gran parte del Mediterráneo occidental, contabilizaron 40 ciclones (de escala sinóptica) al año, la mayoría de formación autóctona (74%) y algunos con una duración en el área de más de un día. Radinovic (1965) refinó el recuento, usando mapas más detallados, y desplazó el área objeto de estudio más al este, centrándola en la antigua Yugoslavia, encontrando 116 presencias ciclónicas al año, utilizando cuatro mapas al día.

No son muy incongruentes las cifras que publica la obra clásica del Meteorological Office británico (H.M.S.O., 1962) sobre el Mediterráneo. Se indica la presencia de 60 ciclones al año en el Mediterráneo occidental, 51 en el central y 28 en el oriental, además de 14 en el norte de África. En Radinovic (1987) pueden encontrarse más detalles y referencias a otros estudios estadísticos.

Las cifras de presencia ciclónica se multiplican si refinamos la escala espacio-temporal, sin salirnos del método subjetivo y de los análisis manuales. Radinovic (1978), usando mapas de escala 1:5.000.000 y un espaciado entre isobaras de 2 hPa, con análisis cada tres horas, encontró más de 2.000 centros ciclónicos en un área bastante reducida. Con la misma escala de mapa y el mismo espaciado entre isobaras, pero con dos mapas al día y un área muy distinta, la ibérico-mediterránea, Genovés y Jansà (1989) encontraron 511 centros ciclónicos en un año, aceptando como ciclones incluso algunas configuraciones sin isobara central cerrada.

Al pasar de los análisis manuales a los objetivos, basados en modelos numéricos de predicción, la ambigüedad no se supera. El número de ciclones encontrados en cada análisis depende del método objetivo de detección que se establezca, con los condicionantes que se consideren, y de la resolución espacial del propio análisis.

Alpert *et al.* (1990) realizaron el primer estudio de frecuencia y caracterización de los ciclones mediterráneos con base objetiva. En principio se definía como centro ciclónico cualquier mínimo en el campo de geopotencial a 1000 hPa, por débil que fuera. A pesar de que la resolución de los análisis usados era muy baja (equivalente a $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ de latitud-longitud, del orden de 250 km kilómetros de rejilla), el número de centros ciclónicos encontrado resultó muy elevado, 14 por análisis, si bien hay que decir que el área considerada era muy extensa, mucho más que el puro Mediterráneo. Al exigir un gradiente de presión mínimo alrededor del centro de 0,5 hPa / 500 km el número de centros ciclónicos se reduce, sobre todo en verano, de noche.

Aunque bastantes estudios posteriores referidos al Mediterráneo, usando análisis objetivos, han asociado ciclones con mínimos de presión o de geopotencial (por ejemplo Trigo *et al.*, 1999; Maheras *et al.*, 2001; Picornell *et al.*, 2001 o Campins *et al.*, 2011), en algún otro caso (como Flocas *et al.*, 2001, siguiendo a Sinclair, 1997) los ciclones se han definido como máximo de vorticidad (o de circulación ciclónica). La resolución del análisis, incluyendo su posible suavizado, y la existencia de condicionantes restrictivos afecta mucho al número de ciclones o centros ciclónicos detectados.

En Picornell *et al.* (2001), con referencia solo al Mediterráneo occidental, se utilizaron análisis objetivos del sistema HIRLAM, con una resolución de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ de latitud-longitud, unos 50 km de rejilla. Esta resolución es mucho más alta que la usada por Alpert *et al.* (1990), por lo que cabría esperar muchos más ciclones por unidad de área, pero se impuso una restricción relativamente fuerte, descartándose los centros ciclónicos que no tuvieran gradientes de presión de al menos 0,5 hPa / 100 km, en al menos seis direcciones alrededor del centro. En esas condiciones, en el Mediterráneo occidental, con cuatro análisis al día, se detectan algo más de 2.000 centros ciclónicos al año, lo que corresponde a unos 1.000 ciclones individuales al año, con una duración media de unas 12 horas. Estos números están bastante de acuerdo con lo que se obtiene a partir de análisis subjetivos mesoescales (Radinovic, 1978; Genovés y Jansà, 1989; Campins *et al.*, 2000).

En una serie de estudios realizados en el marco MEDEX (<http://medex.aemet.uib.es>), se decidió suavizar los campos de presión a nivel del mar, mediante un filtro de Cressman de 200 km (Cressman, 1959), antes de realizar la detección y descripción de ciclones, a fin de obtener campos derivados más tratables que con la utilización de campos originales. Pero el efecto sobre el recuento de ciclones es muy importante. En un muestreo realizado por Gil *et al.* (2003; ver figura 1), usando análisis operativos sin suavizar del Centro Europeo de Predicciones a Plazo Medio (CEPMPM), resulta que se encuentran 2.910 centros ciclónicos por año en el Mediterráneo occidental, con cuatro mapas diarios, lo que es relativamente congruente con los resultados anteriores más detallados, pero si se utilizan campos filtrados el número de centros ciclónicos se reduce drásticamente hasta 437 centros por año. Hay que suponer que el filtrado elimina solo ciclones pequeños y/o débiles.

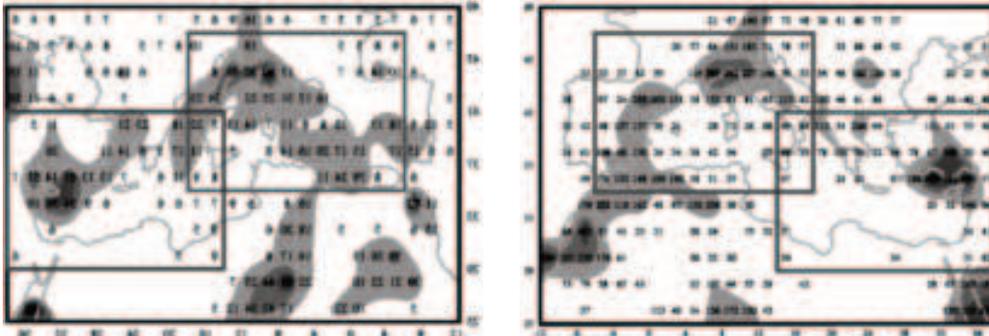


Figura 1. Número de ciclones detectados por año, a partir de análisis del CEPMPM, filtrados (izquierda) y no filtrados (derecha). (Según Gil *et al.*, 2003).

Considerando un área extensa, todo el Mediterráneo y alrededores, aun utilizando una resolución relativamente baja (unos 125 km) y campos suavizados, el estudio de Campins *et al.* (2011), basado en los reanálisis ERA-40 (Uppala *et al.*, 2004), todavía localiza más de 1.800 centros ciclónicos por año, lo que corresponde a cerca de 800 ciclones individuales, al tener estos una vida media algo superior a 12 horas.

En definitiva, según la resolución, escala o detalle de los análisis de partida y según las restricciones que se impongan en la definición de ciclón, en el Mediterráneo entero e incluso en el Mediterráneo occidental hablaremos de decenas, centenares e incluso de miles de apariciones ciclónicas o centros ciclónicos al año. Naturalmente, no todos los ciclones detectables son iguales, ni en cuanto a estructura, ni en cuanto a origen, ni en cuanto a intensidad o tamaño.

1.2 Caracterización y tipología

Si consideramos la totalidad de los ciclones mediterráneos detectables, que pueden ser incluso miles en un año, no es de esperar que todos sean borrascas típicas de la zona templada, asociadas a ascendencia y mal tiempo general, ni mucho menos. La mayoría de los centros ciclónicos mediterráneos son pequeñas o débiles perturbaciones superficiales de presión, sin desarrollo vertical.

En la figura 1 y en los diversos estudios climatológicos ya citados, llama la atención la alta concentración de centros ciclónicos en ciertas áreas. También llama la atención que la desaparición de centros por filtrado o suavización es especialmente sensible en áreas concretas. Todo ello sugiere que los factores geográficos (orografía y distribución de tierra y mar) juegan un papel muy relevante en la génesis y mantenimiento de los centros ciclónicos mediterráneos.

De hecho, la singularidad geográfica del Mediterráneo –un mar cerrado, rodeado en gran parte de altas montañas –es seguramente la clave de la alta concentración de centros ciclónicos que presenta la zona, en general, y que presentan determinadas áreas de la zona, en particular.

Concretando, el área del golfo de Génova, al sur de los Alpes, es la de mayor concentración de ciclones y ciclogénesis del Mediterráneo, al menos cuando se usan mapas suavizados o de poco detalle. Es a las perturbaciones en esa zona a las que se asocia el máximo hemisférico detectado por Petterssen (1956). Sigue siendo una zona de alta presencia ciclónica relativa incluso para los análisis más detallados o de menor escala.

Tanta significación tiene la elevada concentración de perturbaciones ciclónicas en el golfo de Génova e inmediaciones que se han llegado a tomar como casi equivalentes los conceptos de "ciclón mediterráneo" y "ciclón de Génova o alpino", pensando, sobre todo, en ciclones relativamente grandes. El factor orográfico para ese tipo de ciclones ha sido repetidamente evidenciado. Estudios clásicos en este sentido son los de Radinovic (1965) y Buzzi y Tibaldi (1978). Radinovic (1987) considera necesario en el Mediterráneo hablar de un tipo orográfico C, junto a los tipos A y B de Petterssen y Smebye (1971). El factor orográfico es relevante para los ciclones de Génova, aunque ello no excluye que los frentes o las perturbaciones superiores jueguen un papel clave, en particular en aquellos ciclones de Génova que llegan a ser algo más que perturbaciones de pequeña escala.

Al aumentar la capacidad de detección hay un segundo máximo de frecuencia, con una magnitud incluso comparable al de Génova. Es el de Chipre, en el Mediterráneo oriental. Aunque los ciclones potentes pueden frecuentar el área, Alpert *et al.* (1990) destacan que ese máximo es más frecuente en verano y de noche. El porcentaje de filtrado al suavizar los mapas es muy elevado, como puede verse en la figura 1. Se deduce que muchas de las depresiones de Chipre son suaves y de tipo térmico, asociadas a un mar relativamente cálido. De hecho, la singularidad térmica, concretamente cálida, aparece en el Mediterráneo como la segunda causa asociada a la presencia de centros ciclónicos, junto a la orografía.

En el Mediterráneo occidental más próximo a España, dejando aparte la zona de Génova, se observan máximos de frecuencia importantes, especialmente en los mapas de mayor detalle, sin filtrado. Por ejemplo, el sur del Pirineo (ver figura 1, derecha, según Gil *et al.*, 2002, además de Genovés y Jansà, 1989; Campins *et al.*, 2000; Picornell *et al.*, 2001). Otras zonas con acumulaciones significativas de centros ciclónicos son el interior de la Península y las zonas marítimas situadas entre la costa africana y la Península, Argelia, Alborán, Palos. El mar balear, las costas levantina y catalana y el golfo de León presentan una frecuencia de depresiones menor que las otras áreas citadas, pero no despreciable.

La gran mayoría de las perturbaciones ciclónicas situadas al sur de los Pirineos son de tipo orográfico, superficiales, y suficientemente poco importantes como para desaparecer con el filtrado o la pérdida de resolución. Este tipo de perturbación, asociada a flujo general de componente norte a través del Pirineo, es orográfica, de sotavento, correspondiendo a la parte negativa del "dipolo" orográfico de presión asociado al rozamiento global de la cordillera, pero la componente térmica, con aire frío a barlovento y aire cálido a sotavento, es importante (Bessemoulin *et al.*, 1993).

Aparte de las de Pirineos, muchas otras depresiones mediterráneas de escala relativamente pequeña, incluyendo bastantes de las localizadas en zonas marítimas de Argelia, Alborán o Palos, así como algunas situadas en las costas levantina o

catalana, son también bajas orográficas de sotavento, al menos en una fase inicial (Genovés *et al.*, 1997; Campins *et al.*, 2000). Es posible, no obstante, que en bastantes de las bajas de Argelia-Alborán-Palos el factor puramente térmico (la existencia de un núcleo cálido, por advección o diferenciación tierra-mar) sea determinante o importante.

Los centros ciclónicos que sin duda tienen carácter térmico, salvo excepciones, son los situados en el interior de la Península Ibérica. Su gran estacionalidad, con un acentuado máximo en verano y más concretamente a primera hora de la tarde, lo corrobora (Hoinka y Castro, 2003; Campins *et al.*, 2000; Picornell *et al.*, 2001; Campins *et al.*, 2006a; Campins *et al.*, 2011).

1.3 Espesor e intensidad

Una manera simple de discriminar entre los centros ciclónicos, tratando de identificar los que podrían fácilmente ser consideradas borrascas típicas de zona templada, es atender a su espesor. De una borrasca típica, asociada a ascendencia generalizada y "mal tiempo", podríamos esperar que fuese profunda, con un gran espesor vertical, alcanzando la circulación ciclónica los límites de la tropopausa.

En los trabajos realizados en el marco MEDEX, encaminados a construir catálogos de ciclones (<http://medex.aemet.uib.es>), se incluyó la estructura vertical de los centros ciclónicos detectados. Una vez detectado un centro ciclónico en superficie, se buscaba su posible presencia (y descripción) en niveles progresivamente superiores. El último nivel al que se identificaba un mínimo de geopotencial o un máximo de vorticidad determinaba el espesor vertical del centro ciclónico. Así tendríamos ciclones superficiales, detectados hasta 850 hPa, pero no más arriba, ciclones profundos, alcanzando los 300 hPa, o ciclones intermedios.

Considerando sólo los centros ciclónicos detectables con análisis filtrados, es decir, una vez eliminados los más pequeños o débiles, todavía una gran parte de los que quedan son superficiales, concretamente el 51%, según Campins *et al.* (2006a), o el 42%, según Campins *et al.* (2011).

Siguiendo a Campins *et al.* (2011), muchos de los centros superficiales son térmicos u orográficos con fuerte componente térmica, como lo sugiere el hecho de que su porcentaje es mucho mayor en verano (62% de todos los centros) que en invierno (26%), mientras el porcentaje de centros profundos es mayor en invierno (55%) que en verano (21%).

Hay notables diferencias de espesor según la zona. Los centros de Génova e inmediaciones son superficiales solo en un 27% y profundos en un 55%. En cambio, los del interior de la Península Ibérica son superficiales en un 59% y profundos en un 27% y los de Argelia-Alborán-Palos son superficiales en un 52% y profundos en un 33% (Campins *et al.*, 2011).

Un detalle importante (Campins *et al.*, 2011) es que, considerando ciclones de duración superior a 6 horas, el porcentaje de los que son profundos aumenta con la madurez del ciclón: es menor en la fase inicial que en la fase madura. Ello viene a corroborar la idea de que parte, al menos, de los ciclones mediterráneos más significativos son el resultado del acoplamiento entre un germen superficial,

orográfico o térmico, de escala relativamente pequeña, y una perturbación macroescalar de niveles atmosféricos altos. La geografía peculiar del Mediterráneo permitiría la generación de muchos gérmenes ciclónicos, algunos de los cuales acabarían en ciclones bien desarrollados (Genovés y Jansà, 1991; Jansà, 1997). Aparte de ello, en algunos de los ciclones más desarrollados habría también una significativa contribución de los factores diabáticos, en particular, la liberación de calor latente (Homar *et al.*, 2002, o Genovés y Jansà, 2003, por ejemplo).

La intensidad o importancia de los ciclones puede ser muy relevante, pensando en los ciclones mismos y en sus impactos. Hay diversas opciones para definir la intensidad o importancia de un ciclón, como la presión en el centro o el gradiente de presión, la laplaciana de la presión o la vorticidad en torno a ese centro. Para construir bases de datos de ciclones en el marco MEDEX (<http://medex.aemet.uib.es>) se adoptó la opción de Sinclair (1997), tomando la circulación geostrófica total (CG) como intensidad o importancia del ciclón. La CG es la vorticidad integrada para todo el dominio ciclónico, es decir, para toda el área con vorticidad positiva (o circulación ciclónica). A igualdad de tamaño de ciclón, la intensidad será mayor cuanto más vorticidad haya, lo que también supone más gradiente de presión. Pero a igualdad de vorticidad o gradiente los ciclones mayores se considerarán más intensos o importantes y viceversa. Una unidad práctica de intensidad o circulación geostrófica total es $1 \text{ UCG} = 10^7 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$.

Clasificar los ciclones como débiles, moderados o intensos en función del valor de la CG es subjetivo, sin duda, pero parece razonable llamar débiles a los ciclones de menos de 2 UCG e intensos a los de 6 o más UCG (Picornell *et al.*, 2001). En Campins *et al.* (2006a), Campins *et al.* (2011) u Homar *et al.* (2007) se reserva el calificativo de intensos para los ciclones con 7 o más UCG.

Son muchos los ciclones débiles que se detectan cuando se usan análisis de resolución relativamente alta y sin filtrar o suavizar. Para Picornell *et al.* (2001) son débiles el 53% de los ciclones. Con el filtrado la frecuencia de ciclones débiles baja al 16% (Campins *et al.*, 2006a), llegando a sólo el 8% cuando también se reduce la resolución (Campins *et al.*, 2011). Como era de esperar, muchos de los ciclones más débiles desaparecen al relajar la resolución de los análisis y al filtrar.

Los ciclones intensos son siempre escasos, concretamente, el 6,3% de todos los ciclones en Campins *et al.* (2011); si nos restringimos a los que, además de ser intensos, duran 24 horas o más viene a haber unos 30 al año en todo el Mediterráneo (Homar *et al.*, 2007). La distribución puede verse en la figura 2.

El proceso de maduración de los ciclones, normalmente con descenso de presión y aumento de tamaño, requiere tiempo y espacio, de modo que los ciclones intensos tienden a aparecer separados, hacia mar abierto, de las zonas de generación. Así, los ciclones nacidos en Génova dan los más importantes máximos de frecuencia, pero "aguas abajo" de la zona de generación, en pleno Tirreno y en pleno Adriático. En el interior de África hay un importante máximo, explicable por la mucha extensión de los ciclones de sotavento y térmicos allí generados. En el Mediterráneo central y oriental hay máximos secundarios significativos. El Mediterráneo más occidental, más cercano a la Península Ibérica, muestra escasa frecuencia de ciclones intensos, aunque se insinúa un máximo secundario hacia Baleares. En toda esa zona más próxima a España tenemos alrededor de tres ciclones intensos y duraderos al año, en promedio (Homar *et al.*, 2007).

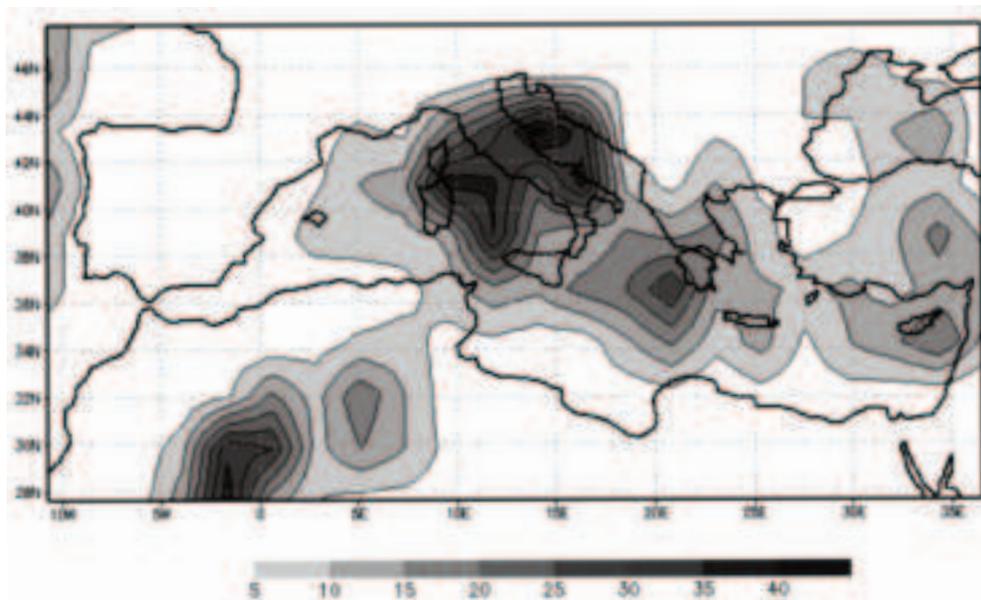


Figura 2. Distribución de ciclones intensos, con 24 horas de duración o más. Se representa en número de ciclones durante el periodo 1957-2002, ERA-40, en retículos de 2,25° X 2,25° lat/lon. (De Homar *et al.*, 2007).

El carácter plenamente marítimo, buscando amplias áreas, se acentúa si nos fijamos en los ciclones extremos, de intensidad excepcional (Genovés *et al.*, 2006). A partir de análisis ERA-40 suavizados, los seis ciclones más intensos del periodo 1957-2002 se han visto centrados en el Tirreno y en el Mediterráneo central. El séptimo, todavía con más de 12 UCG, estuvo centrado en Baleares en su momento más maduro.

Podemos terminar este apartado diciendo que, en general, los ciclones superficiales son más pequeños y menos intensos que los ciclones profundos, aunque hay excepciones (Campins *et al.*, 2006a).

2. IMPACTOS

En la España influenciada por el Mediterráneo no son raros los fenómenos meteorológicos de alto impacto social, como lluvias fuertes o vientos fuertes. Una muestra de episodios de este tipo, para un periodo de diez años, puede verse en la base de datos de MEDEX (<http://medex.aemet.uib.es>). No se pretende dar aquí una climatología específica de ese tipo de fenómenos. Lo que se intenta es relacionarlos con los ciclones o centros ciclónicos mediterráneos. Se puede anticipar que no hay una proporcionalidad pura y universal entre la intensidad de un ciclón y la violencia de los fenómenos meteorológicos que se le asocian, aunque parece obvio que los ciclones más intensos tienen que tener efectos significativos.

2.1 Impacto de los ciclones intensos

Los ciclones extratropicales intensos y profundos combinan una fuerte divergencia en niveles atmosféricos altos, con una fuerte convergencia en niveles bajos, dando lugar a ascendencia vigorosa del aire, de modo que se producen lluvias importantes. Por otro lado, la presión baja en el centro, junto con el fuerte gradiente de presión asociado, dan lugar a vientos fuertes. Los ciclones extratropicales intensos y profundos provocan, por tanto, temporales combinados significativos de viento y lluvia.

Es paradigmático el temporal mediterráneo de 10-11 de noviembre de 2001. Está asociado al séptimo ciclón más intenso de todo el Mediterráneo, en todo el periodo ERA-40 (1957-2002), y es el más intenso de todos los detectados en el Mediterráneo más occidental, cercano a España (Genovés *et al.*, 2006). Las lluvias fueron muy copiosas, provocando inundaciones y cientos de muertes en Argel (Hamadache *et al.*, 2003), y cantidades de más de 250 mm en Mallorca; esas lluvias tuvieron que ver con el gran desarrollo de la perturbación (Genovés y Jansà, 2003). El viento en tierra superó los 150 km/h, afectando los vientos muy fuertes a una gran extensión marina, con olas analizadas de hasta once metros de altura significativa. En Illes Balears, la combinación de viento y lluvia fuertes provocó la caída de centenares de miles de árboles. Este temporal se generó en el norte de África, avanzando sobre el Mediterráneo. Análogamente ocurrió con el también muy intenso temporal de 22 de diciembre de 1979, cuya intensidad fue algo menor que la del de noviembre de 2001, pero también superó las 12 UCG.

Aunque no son muy frecuentes y tienden a tener carácter marítimo (como indica la figura 2), los temporales combinados de viento y lluvia asociados a ciclones mediterráneos intensos pueden afectar a tierras mediterráneas españolas, en particular Illes Balears, Cataluña y Comunidad Valenciana, incluso varias veces al año, al menos en las zonas más próximas a la costa.

La intensidad definida por la CG tal vez no siempre sea la mejor magnitud para medir el daño potencial de una perturbación ciclónica. Una de las alternativas es usar la presión en el centro del ciclón como indicador de la intensidad. Considerando como muy importantes los ciclones con menos de 990 hPa en el centro, con análisis ERA-40 suavizados, entre 1957 y 2002, en la zona más occidental del Mediterráneo aparecen 37 casos, la mayoría en mar (<http://medex.aemet.uib.es>), tal como ocurre con los ciclones de gran CG. Es razonable que esos ciclones tengan un impacto potencial fuerte sobre tierras españolas. En particular, de la serie indicada, la presión más baja corresponde al ciclón de 1 de diciembre de 1959, con 975 hPa. "La Vanguardia" de Barcelona de día 2 le dedica las siguientes palabras: "Furioso temporal de lluvia, viento y nieve en la noche del lunes al martes. Son importantes los daños registrados en todo el país a consecuencia del huracán, que en algunos lugares fue de 140 km/h". El segundo ciclón en el *ranking* de presiones bajas fue el de 30 de enero de 1986, con 980 hPa y una nevada paralizante en Cataluña (Jansà y Vázquez, 1991). Los dos ciclones anteriormente citados presentan CG altas, particularmente el primero, 11,51 UCG y 7,78 UCG, respectivamente, pero no son máximas. Por el contrario, el gran temporal de noviembre de 2001 muestra una presión central de 993,6 hPa, no extrema. El temporal de diciembre de 1979, además de ser uno de los de mayor CG en el Mediterráneo más occidental, es también uno de los de presión central más baja, con 985 hPa.

Los análisis de baja resolución (incluyendo aquí los de 50 km de rejilla), sobre todo si están suavizados por filtrado, es normal que sobreestimen la presión central, en particular cuando el tamaño del ciclón es pequeño. Los "medicane", a los cuales se dedica un capítulo específico en este libro, son un caso particular. Por ejemplo, el *medicane* del 12 de septiembre de 1996, que pasó sobre Mallorca con una presión central de unos 992 hPa (Gili *et al.*, 1997), fue detectado por ERA-40 y HIRLAM-INM suavizados con presiones centrales de 1002 y 1000 hPa, respectivamente. Existen otros ciclones mediterráneos pequeños e intensos que no son *medicane*s; por ejemplo, en 2010 se detectaron tres de ellos con menos de 990 hPa en las inmediaciones de Baleares, produciendo lluvia intensa y/o viento fuerte (Jansà *et al.*, 2011). Todavía sabemos poco de la frecuencia y distribución de los ciclones pequeños intensos, pero los análisis actuales, con resoluciones de pocos kilómetros y técnica mejorada, sin duda aportarán información próximamente. En cualquier caso, hay que suponer que los *medicane*s y demás ciclones pequeños intensos aumentan la incidencia de los temporales combinados respecto de lo que se ha dicho en los párrafos anteriores.

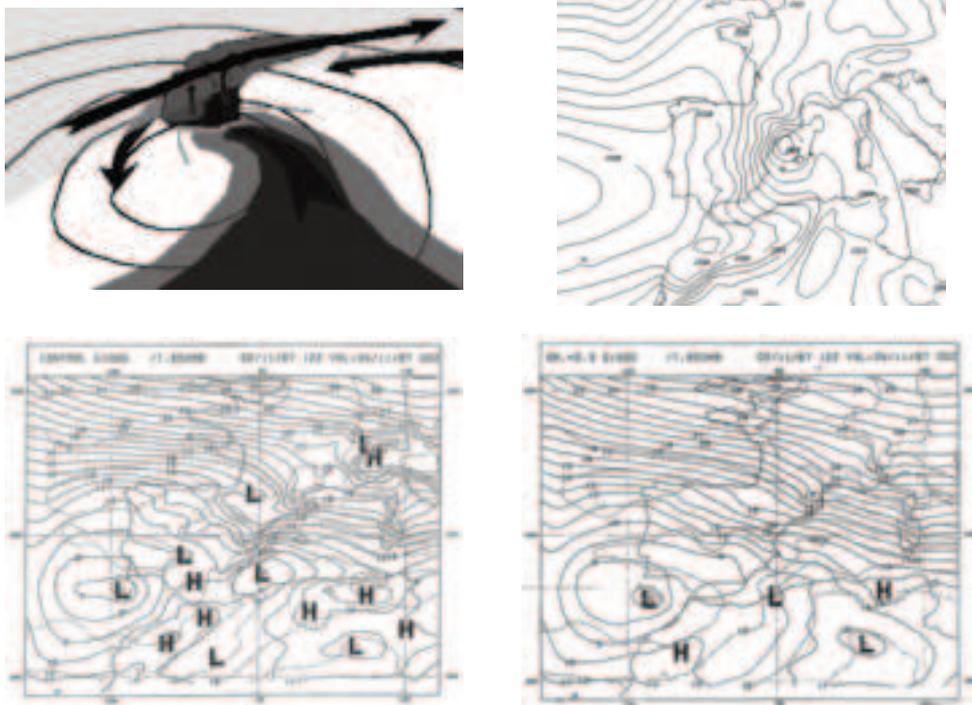


Figura 3. Arriba: Modelo conceptual de lluvia fuerte organizada por ciclón (izquierda) (Jansà, 1997). Presión a nivel del mar el 10 de junio de 2000, a 06 UTC, con inundaciones en Montserrat, Cataluña (derecha) (<http://medex.aemet.uib.es>). Abajo: Lluvia récord en el sur de Valencia, con más de 800 mm en 24 h, 3-4 de noviembre de 1987. Experimento numérico: en la pasada de control (izquierda) un centro ciclónico en Palos-Alborán-Argelia crea y orienta un flujo muy definido contra la zona de lluvia fuerte; al rebajar la orografía (hasta el 30%) el ciclón casi desaparece y el flujo mediterráneo pierde organización (derecha). (De Jansà *et al.*, 1991).

2.2 Ciclones y lluvias fuertes

Hay diversos mecanismos para generar lluvias fuertes que no son necesariamente excluyentes, desde intensas tormentas aisladas, generadas localmente y asociadas a gran inestabilidad, hasta grandes sistemas convectivos de mesoscala, fijados por circulaciones apropiadas en niveles altos y bajos (Doswell, 1982; Doswell *et al.*, 1996; Rivera y Riosalido, 1986; Riosalido, 1997; Romero *et al.*, 2000; etc.). Un ingrediente interesante para que la lluvia totalice grandes cantidades en relativamente poco tiempo es una corriente sostenida de bajo nivel, cálida y húmeda, desestabilizadora y alimentadora. La masa de aire mediterránea, relativamente cálida y húmeda, sobre todo en otoño, puede proporcionar la materia de esa corriente. La presencia de una depresión en la zona, puede organizarla y ponerla en marcha. Combinando con una convergencia al final de la corriente cálida y húmeda, bajo aire frío, se completa un modelo conceptual que podría ser, en principio, descriptivo de muchos casos de lluvia fuerte mediterránea (figura 3, Jansà, 1997).

Parece fácil identificar ese modelo conceptual en numerosos casos particulares de sistema convectivo o lluvia fuerte en todo el Mediterráneo occidental (Jansà *et al.*, 1991; Jansà *et al.*, 1996).

En Jansà *et al.* (2001) se ha intentado un chequeo sistemático y estadístico del modelo conceptual citado. Tomando 60 mm/día como umbral de lluvia fuerte, se han analizado todos los casos observados en el periodo 1992-1996 en gran parte del Mediterráneo occidental, incluyendo toda el área costera mediterránea española, dividida por provincias e islas. En concreto, se superan los treinta casos en Girona, Barcelona, Valencia, Alicante y Mallorca. Tomando como base de datos de ciclones la obtenida de los análisis manuales finos o de los análisis objetivos HIRLAM-INM, sin filtrar, se ha explorado la presencia de algún centro ciclónico cercano al lugar de la lluvia fuerte. Resulta que hay un centro ciclónico simultáneo a la lluvia fuerte, a 600 km o menos, en el 94-100% de los casos, salvo en Andalucía mediterránea, donde se baja hasta el 69% (Málaga). Los altos porcentajes encontrados para la mayor parte del territorio pueden no ser demostrativos de relación directa, sino resultado de la casualidad, dado que la base de datos usada contiene muchos ciclones, ya que no se excluyen los débiles y pequeños. Pero hay dos factores a tener en cuenta. Primero, la localización de los centros ciclónicos simultáneos a la lluvia fuerte no es cualquiera, sino que es predominantemente compatible con el modelo conceptual descrito antes; para Cataluña, Comunidad Valenciana-Murcia y Baleares el centro ciclónico se sitúa hacia el sur de la zona de lluvia fuerte, dando un flujo mediterráneo de Levante, cálido y húmedo, hacia ella. Segundo, si se toma una muestra aleatoria de días, con o sin lluvia, el porcentaje de presencia ciclónica próxima a cada localidad baja sensiblemente, hasta el 60-70% en la fachada levantina y Baleares.

Cabe añadir que los ciclones asociados a lluvias fuertes no son necesariamente intensos (Jansà *et al.*, 2001). De hecho, si se filtran los campos, eliminando los ciclones más débiles o pequeños, el porcentaje de simultaneidad entre lluvia fuerte y centro ciclónico cercano disminuye sensiblemente. Excluyendo Andalucía, se pasa de cerca del 100% a alrededor del 70%. La disminución, además, no es la misma para todo el territorio. La mayor disminución es en Comunidad Valenciana-Murcia, donde se pasa del 99% al 57% (Campins *et al.*, 2002). La menor disminución se da

en Illes Balears, donde la frecuencia de simultaneidad de casos de lluvia fuerte con centro ciclónico cercano se mantiene en el 86% después de filtrar los campos. En este caso los centros ciclónicos tienden a estar muy cerca de la zona de lluvia fuerte. Además, el porcentaje de ciclones profundos (de gran espesor) para los que son simultáneos a lluvias fuertes es sensiblemente mayor que para el conjunto de todos los ciclones cercanos a Illes Balears (Campins *et al.*, 2006b). Cataluña está en una situación intermedia, pasando el porcentaje de simultaneidad entre lluvia fuerte y ciclón de cerca del 95%, considerando todos los ciclones, al 78% si se filtran los campos, eliminando los ciclones más débiles o pequeños (Campins *et al.*, 2007).

En resumen, las lluvias fuertes en Illes Balears son casi siempre simultáneas a presencia ciclónica cercana, de hecho muy cercana, y, además, el centro ciclónico tiene cierta entidad, siendo pocas veces débil o superficial. Las lluvias fuertes en Cataluña están mayoritariamente asociadas a ciclones centrados hacia el Mar Balear, que suelen ser moderados. Hay casos de coincidencia con centro ciclónico débil, aunque puede no haber relación. Por el contrario, hay casos ligados a centros ciclónicos lejanos, que dan flujo vigoroso del sur contra los Pirineos (Campins *et al.*, 2007). En las regiones valenciana y murciana, que es donde hay más episodios de lluvia fuerte, ésta es casi siempre simultánea a la presencia ciclónica cercana, con centro hacia la zona marítima de Argelia-Alborán-Palos, siendo amplio el rango de intensidad de los ciclones involucrados. Aunque muchos de esos ciclones son débiles y superficiales, de modo que incluso desaparecen con el filtrado de los campos, sin embargo pueden ser suficientes para organizar el flujo, de acuerdo con el modelo conceptual antes expuesto (figura 3).

2.3 Ciclones y vientos fuertes

Que dentro de los ciclones intensos, con fuertes gradientes de presión, hay vientos fuertes es algo que no necesita demostración. Algunos de los temporales de viento fuerte en el Mediterráneo y sus costas se pueden asociar con ciclones cercanos de fuerte CG, pero sabemos que estos son poco frecuentes en el Mediterráneo más occidental. También se pueden asociar los vientos fuertes con ciclones cercanos de presión central muy baja, aunque tengan menos CG, por su reducido tamaño. Pero tampoco son muchos.

Sin embargo, la incidencia del viento fuerte en el Mediterráneo español, al menos en algunas de sus zonas, es importante. El sistema de vientos Mistral-Tramontana, sin duda el de mayor relieve de todo el Mediterráneo, da lugar a muy frecuentes temporales marítimos en zonas próximas a España, incluyendo algunas áreas del territorio español, como el NE de Cataluña y de Baleares (H.M.S.O., 1962; Jansà, 1987; Campins *et al.*, 1995). En puntos de esas zonas (como el Faro de Capdepera o el Cap Begur) no es difícil superar los 100 km/h, incluso los 130 km/h. No siempre hay simultaneidad, sino que el viento fuerte afecta más frecuentemente al norte de Cataluña que al norte de Baleares. También el Cierzo en el valle del Ebro se asocia frecuentemente con el sistema Mistral-Tramontana, presentando, también, alta frecuencia (Riosalido *et al.*, 1986; Jansà, 1997). Otros vientos fuertes, sobre todo de Poniente y Levante, pueden afectar a muchos otros puntos del Mediterráneo, pero son mucho más ocasionales.

En relación con Illes Balears, los vientos fuertes (25 m/s en general o 33 m/s en los lugares de más viento) se pueden asociar a ciclones en el 98% de los casos, aunque suelen ser ciclones algo lejanos, hasta 1500 km, preferentemente localizados hacia la zona de Génova-Tirreno-Adriático, en coincidencia con la zona donde los ciclones mediterráneos intensos son más habituales (figura 2). También podemos encontrar ciclón asociado cerca de Illes Balears, dentro de 600 km, en un 34% de los casos de viento fuerte. En general, los ciclones asociados a viento fuerte en Illes Balears son intensos (con CG alrededor de 7) y profundos (Campins *et al.*, 2006b).

En Cataluña solo se puede establecer simultaneidad entre ciclón y viento fuerte en un 64% de los casos de viento fuerte. Entonces el ciclón suele estar centrado hacia el sur de Cataluña (Mar Balear) o hacia Génova o proximidades (Campins *et al.*, 2007). Hay muchos casos de Tramontana fuerte simultánea en Cataluña y Baleares que están ligados a intensos ciclones de Génova-Tirreno-Adriático, pero también hay casos en los que el viento fuerte de Tramontana es bastante local en Cataluña, sin conexión con baja definida importante. En ambos casos hay flujo del norte sobre el Pirineo, con formación de un dipolo orográfico de presión (Bessemoulin *et al.*, 1993). Tanto en unos casos como en los otros, el fuerte gradiente de presión asociado a la componente positiva (anticiclónica) de ese dipolo proporciona aceleración local del viento en el límite oriental del Pirineo (Campins *et al.*, 1995; Campins *et al.*, 1997). La componente negativa del mismo dipolo, que se manifiesta como frecuentes depresiones de pequeña escala al sur del Pirineo (figura 1), proporciona aceleración local para el Cierzo (Riosalido *et al.*, 1986).

Pequeñas depresiones orográficas y costeras pueden proporcionar aumentos de gradiente y aceleraciones locales, como en algunos Ponientes del golfo de Valencia y Baleares (Jansà, 1997), aunque a veces el ciclón motor principal del viento fuerte hay que ir a buscarlo fuera del Mediterráneo, lejos de la zona de viento fuerte (Nissen *et al.*, 2010).

3. CONCLUSIONES

En el Mediterráneo, incluso en el Mediterráneo español o cercano a España, hay muchos ciclones o centros ciclónicos, si incluimos los ciclones débiles, pequeños y superficiales, muchas veces orográficos o térmicos. Una pequeña parte de los ciclones mediterráneos son intensos y producen impactos combinados importantes en los lugares donde se ubican. Los ciclones intensos son pocos en el Mediterráneo más occidental, de modo que tampoco son muchos los temporales combinados fuertes de viento y lluvia en esa zona, aunque algunos pueden ser muy importantes.

Por contraste, los ciclones intensos mediterráneos se concentran en la zona de Génova-Tirreno-Adriático, desde donde ejercen en tierras españolas un importante impacto a distancia, contribuyendo a la alta incidencia de vientos fuertes de tramontana y cierzo.

Los ciclones débiles o moderados no producen, generalmente, impactos muy acusados directamente, pero en circunstancias adecuadas se convierten en un desencadenante crítico de episodios de lluvia intensa, a través de la organización de un flujo alimentador. De hecho, la gran mayoría de lluvias fuertes en el Mediterráneo español están ligadas a ciclones mediterráneos, no necesariamente

intensos, a veces moderados o débiles. El porcentaje relativo de ciclones débiles asociados a lluvia fuerte, frente a los moderados o intensos, es importante para la Comunidad Valenciana-Murcia y mayor que para Cataluña o, sobre todo, que para Baleares.

AGRADECIMIENTOS

Lo expuesto en este capítulo es resultado del trabajo realizado por muchas personas, en particular por los miembros del grupo de AEMET en Illes Balears dedicado a la Meteorología Mediterránea, especialmente Ana Genovés, Joan Campins y María Ángeles Picornell. Ese trabajo se ha ido haciendo en el marco de varios proyectos internacionales, como el WMO-MCP, el PYREX, el MAP y, sobre todo, el MEDEX.

REFERENCIAS

- Alpert, P.; Neeman, B. U. y Shay-El, Y. (1990). Climatological analysis of Mediterranean cyclones using ECMWF data. *Tellus*, 42A, 65-77.
- Bessemoulin, P.; Bougeault, P.; Genovés, A.; Jansà, A. y Puech, D. (1993). Mountain Pressure Drag during PYREX. *Beitr. Phys. Atmosph.*, 66, 305-325.
- Buzzi, A. y Tibaldi, S. (1978). Cyclogenesis in the lee of the Alps: a case study. *Quart. J. R. Met. Soc.*, 104, 271-287.
- Campins, J.; Jansà, A.; Benech, B.; Koffi, E. y Bessemoulin, P. (1995). PYREX Observation and Model Diagnosis of the Tramontane Wind. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 56, 209-228.
- Campins, J.; Calvo, J. y Jansà, A. (1997). The Tramontane Wind: Dynamic Diagnosis and HIRLAM Simulations. *INM/WMO International Symposium on Cyclones and Hazardous Weather in the Mediterranean*. Universitat de les Illes Balears y Ministerio de Medio Ambiente. ISBN-84-7632-329-8, 503-508.
- Campins, J.; Genovés, A.; Jansà, A.; Guijarro, J.A. y C. Ramis (2000). A catalogue and a classification of surface cyclones for the Western Mediterranean. *Int. J. Climatol.*, 20, 969-984.
- Campins, J.; Jansà, A.; Genovés, A. y Picornell, M.A. (2002). Heavy rain and cyclones in the Western Mediterranean. *EGS 2002 General Assembly, Nize*. (Presentación sin publicar).
- Campins, J.; Jansà, A. y A. Genovés (2006a). Three-dimensional structure of Western Mediterranean cyclones. *Int. J. Climatol.*, 26, 323-343.
- Campins, J.; Jansà, A. y Genovés, A. (2006b). Heavy rain and strong wind events and cyclones in the Balearics. *Advances in Geosciences*, 7, 73-77.
- Campins, J.; Aran, M.; Genovés, A. y Jansà, A. (2007). High impact weather and cyclone simultaneity in Catalonia. *Advances in Geosciences*, 12, 115-120.
- Campins, J.; Genovés, A.; Picornell, M.A. y Jansà, A. (2011). Climatology of Mediterranean cyclones using ERA-40 dataset. *Int. J. Climatol.*, 31(11), 1596-1614.

- Cressman, G. (1959). An operational objective analysis system. *Mon. Wea. Rev.*, 87(10), 367-374.
- Doswell, C.A. (1982). *The operational meteorology of convective weather, Vol I, Operational mesoanalysis*. NOAA Tech. Mem. NWS NSSFC-5, 157
- Doswell, C.A.; Brooks, H.E. y Maddox, R.A. (1996). Flash Flood Forecasting: An Ingredients-Based Methodology. *Weather and Forecasting*, 11, 560-581.
- Flocas, H.A.; Maheras, P.; Karakostas, T.S.; Patrikas, I. y Anagnostopoulou, C. (2001). A 40-year climatological study of relative vorticity distribution over the Mediterranean. *Int. J. Climatol.*, 21, 1759-1778.
- Genovés, A. y Jansà, A. (1989). Statistical Approach to Mesoscale Non-Alpine West Mediterranean Cyclogenesis. *WMO/TD No. 298*, 77-85.
- Genovés, A. y Jansà, A. (1991). The use of potential vorticity maps in monitoring shallow and deep cyclones in the Western Mediterranean. *WMO/TD No. 420*, 55-65.
- Genovés, A.; Jansà, A. y Estarellas, C. (1997). First evaluation of orographic factor in Western Mediterranean cyclones. *INM/WMO International Symposium on Cyclones and Hazardous Weather in the Mediterranean*. Universitat de les Illes Balears y Ministerio de Medio Ambiente. ISBN-84-7632-329-8, 273-282.
- Genovés, A. y Jansà, A. (2003). Diabatic processes contribution to the November 2001 storm. *Proceedings of the 4th EGS Plinius Conference held at Mallorca, Spain, October 2002*. Universitat de les Illes Balears. CD-ROM, ISBN-84-7632-792-7.
- Genovés, A. ; Campins, J. y Jansà, A. (2006). Intense storms in the Mediterranean: a first description from the ERA-40 perspective. *Advances in Geosciences*, 7, 163-168.
- Gil, V.E.; Genovés, A.; Picornell, M.A. y Jansà, A (2003). Automated database of cyclones from the ECMWF model: preliminary comparison between West and East Mediterranean basins. *Proceedings of the 4th EGS Plinius Conference held at Mallorca, Spain, October 2002*. Universitat de les Illes Balears. CD-ROM, ISBN-84-7632-792-7.
- Gili, M.; Jansà, A.; Riesco, J. y García-Moya, J.A. (1997). Quasi-tropical cyclone on 12th September in the Balearics. *INM/WMO International Symposium on Cyclones and Hazardous Weather in the Mediterranean*. Universitat de les Illes Balears y Ministerio de Medio Ambiente. ISBN-84-7632-329-8, 143-150.
- H.M.S.O. (1962). *Weather in the Mediterranean. Volume 1. General Meteorology*. Meteorological Office, London, 362
- Hamadache, B.; Terchi, A. y Brachemi, O. (2003). Study of the meteorological situation which affected the west and the center of Algeria in general and Bab-el-Oued in particular on the 10th November 2001. *Proceedings of the 4th EGS Plinius Conference held at Mallorca, Spain, October 2002*. Universitat de les Illes Balears. CD-ROM, ISBN-84-7632-792-7.
- Hoinka, K. y Castro, M. (2003). The Iberian thermal low. *Quart. J. R. Met. Soc.*, 129, 1491-1511.

- Homar, V. ; Ramis, C. y Alonso, S. (2002). A deep cyclone of African origin over the Western Mediterranean: diagnosis and numerical simulation. *Ann. Geophys.*, 20, 93-106.
- Homar, V.; Jansà, A.; Campins, J.; Genovés, A. y Ramis, C. (2007). *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 7, 445-454.
- Jansà, A. (1987). Distribution of the Mistral. A satellite observation. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 36, 201-214.
- Jansà, A. y Vázquez, L. (1991). Situación meteorológica del 30 de enero de 1986. *Segundo Simposio Nacional de Predicción, Madrid 20-22 Noviembre 1990*. Instituto Nacional de Meteorología, Madrid, 19-27.
- Jansà, A.; García-Moya, J.A. y Rodríguez, E. (1991). Numerical experiments on heavy rain and Mediterranean cyclones. *WMO/TD No. 420*, 37-47
- Jansà, A.; Genovés, A.; Riosalido, R. y Carretero, O. (1996). Mesoscale cyclones vs heavy rain and MCS in the Western Mediterranean. *MAP Newsletter*, 5, 24-25.
- Jansà, A. (1997). A general view about Mediterranean meteorology: cyclones and hazardous weather. *INM/WMO International Symposium on Cyclones and Hazardous Weather in the Mediterranean*. Universitat de les Illes Balears y Ministerio de Medio Ambiente. ISBN-84-7632-329-8, 33-42.
- Jansà, A.; Genovés, A.; Picornell, M.A.; Campins, J.; Riosalido, R. y Carretero, O. (2001). Western Mediterranean cyclones and heavy rain. Part 2: Statistical approach. *Meteorol. Appl.*, 8, 43-56.
- Jansà, A.; Campins, J.; Picornell, M.A. y Guijarro, J.A. (2011). Intense small cyclonic vortices in the Mediterranean. *13th Plinius Conference on Mediterranean storms*. (Presentación sin publicar).
- Maheras, P.; Flocas, H.A.; Patrikas, I. y Anganostopoulou, C. (2001). A 40 year objective climatology of surface cyclones in the Mediterranean region: spatial and temporal distribution. *Int. J. Climatol.*, 21, 109-130.
- Nissen, K.M.; Leckebusch, G.C.; Pinto, J.G.; Renggli, D.; Ulbrich, S. y Ulbrich, U. (2010). Cyclones causing wind storms in the Mediterranean: characteristics, trends and links to large-scale patterns. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 10, 1379-1391.
- Petterssen, S. (1956). *Weather Analysis and Forecasting. Volume 1. Motion and motion systems*. Mc Graw Hill, New York. 428
- Petterssen, S. y Smebye, S.J. (1971). On the development of extratropical cyclones. *Quart. J. R. Met. Soc.*, 97, 457-482.
- Radinovic, D. y Lalic, D. (1959). *Cyclonic activity in the West Mediterranean*. Memories 7, Federal Hydromet. Institute, Belgrade, 57
- Radinovic, D. (1965). Cyclonic activity in Yugoslavia and surrounding areas. *Arch. Met. Geoph. Bioklim.*, A 14, 392-408.
- Radinovic, D. (1978). Numerical model requirements for the Mediterranean area. *Riv. Met. Aer.*, 38, 191-205.

- Radinovic, D. (1987). *Mediterranean cyclones and their influence on the weather and climate*. WMO PSMP Rep. Series, no. 24, Geneva, 131
- Riosalido, R.; Vázquez, L.; Gordo, A. y Jansà, A. (1986). Cierzo: Northwesterly wind along the Ebro Valley as a meso-scale effect induce don the lee of the Pyrenees mountain range: a case study during ALPEX Special Observing Period. *Scientific Results of the Alpine Experiment (ALPEX), Vol. 2*. WMO/TD – No. 108, 565-575.
- Riosalido, R. (1997). Mesoscale convective systems in the Western Mediterranean, a satellite view. *INM/WMO International Symposium on Cyclones and Hazardous Weather in the Mediterranean*. Universitat de les Illes Balears y Ministerio de Medio Ambiente. ISBN-84-7632-329-8, 353-359.
- Rivera, A. y Riosalido, R. (1986). Mediterranean convective systems as viewed by Meteosat. A case study. *6th Meteosat Scientific Users Meeting, Amsterdam 25-27 November 1986*, EUMETSAT, 101-104
- Romero, R.; Doswell, C.A. y Ramis, C. (2000). Mesoscale Numerical Study of Two Cases of Long-Lived Quasi-Stationary Convective System over Eastern Spain. *Mon. Wea. Rev.*, 128, 3731-3751.
- Sinclair, M.R. (1997). Objective identification of cyclones and their circulation intensity, and climatology. *Weather and Forecasting*, 12, 595-612.
- Trigo, I.R.; Davies, T.D. y Bigg, G.R. (1999). Objective climatology of cyclones in the Mediterranean region. *Journal of Climate*. 12, 1685-1696.
- Uppala, S.; Kallberg, P.; Hernández, A.; Saarinen, S.; Fiorino, M.; Li, X.; Onogi, K.; Sokka, N.; Andrae, U. y Bechtold, V.D.C. (2004). ERA-40: ECMWF 45-year reanalysis of the global atmosphere and surface conditions 1957-2002. *ECMWF Newsletter*, 101, 2-21.

CAPÍTULO 2

MEDICANES: CICLONES CUASITROPICALES MESOESCALARES EN EL MEDITERRÁNEO

Climent RAMIS¹, María TOUS¹, Víctor HOMAR¹,
Romualdo ROMERO¹, Sergio ALONSO^{1,2}

¹*Departamento de Física. Universitat de les Illes Balears.*

²*Departamento de Investigación del Cambio Global. IMEDEA. UIB-CSIC.*
cramis@uib.es, maria.tous@uib.es, victor.homar@uib.es,
romu.romero@uib.es, sergio.alonso@uib.es

RESUMEN

Ciertos ciclones mesoescalares (diámetro de hasta 300 km) que se forman sobre el Mediterráneo reciben el nombre de *medicane*. En las imágenes de satélite las estructuras nubosas asociadas a estas depresiones se parecen a las de los ciclones tropicales incluyendo un ojo central libre de nubes. Se han observado en el Mediterráneo occidental y central pero apenas en el oriental. Se desarrollan en el interior de ciclones maduros de mayor escala que provocan entradas de aire frío sobre el Mediterráneo. En niveles superiores existe una DANA fría con un núcleo notable de vorticidad potencial. Simulaciones numéricas de diferentes episodios han demostrado la importancia de los flujos superficiales de calor sensible y calor latente pero no de la orografía sobre la trayectoria y la intensificación de los *medicane*. La liberación de calor latente en las nubes convectivas que acompañan estos ciclones resulta ser un factor decisivo para su desarrollo como también lo es la perturbación ciclónica de niveles altos especialmente en su fase de génesis.

Palabras clave: *medicane*, Mediterráneo, ciclones, mesoescala.

ABSTRACT

Certain mesoscale cyclones (diameter up to 300 km) that form over the Mediterranean have been called *medicane*. The cloud structures associated with these depressions, including a cloud-free eye, resemble a tropical cyclone in satellite images. They have been observed in the western and central Mediterranean but scarcely in the east. They develop embedded in mature larger scale cyclones that cause cold air intrusions over the Mediterranean. At higher levels there is a cold core cut off low with remarkable potential vorticity. Numerical simulations of various

episodes have shown the importance of sensible and latent heat surface fluxes but not of the topography on the path and the intensification of *medicanes*. The latent heat release in convective clouds that accompany these cyclones proves to be a decisive factor for its development as well as the high level cyclonic disturbance during its genesis phase.

Key words: *medicane*, Mediterranean, cyclones, mesoscale.

1. INTRODUCCIÓN

Las imágenes de satélite, especialmente del Meteosat, han puesto de manifiesto la formación ocasional sobre el mar Mediterráneo de unas estructuras nubosas que, a excepción del tamaño, se parecen extraordinariamente a los ciclones tropicales. En efecto, tienen simetría radial, bandas convectivas y, especialmente, un ojo libre de nubes en el centro (véase figura 1).

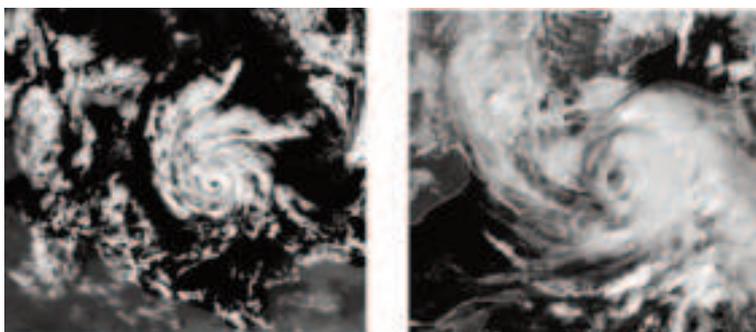


Figura 1. Imágenes VIS del Meteosat. a) 16 de enero de 1995 a las 13:00 UTC; b) 8 de noviembre de 2011 a las 10:00 UTC (fuente EUMETSAT).

Cuando las dimensiones de estas agrupaciones nubosas son pequeñas, del orden de 300 km de diámetro (Jansà, 2003), las perturbaciones atmosféricas que las producen han sido llamadas *MEDICANES* (MEDiterranean+hurriCANES; Emanuel, 2005). La estructura nubosa de los *medicanes* es muy similar a la de las bajas polares que se forman en altas latitudes, en particular cerca de la costa atlántica de la península escandinava; incluso algunos autores consideran los *medicanes* como bajas polares que se crean a menores latitudes por la similitud de los mecanismos físicos que intervienen en los procesos de formación y desarrollo (Bussinger y Reed, 1989).

Los *medicanes* son ciclones mesoescalares casi circulares que muestran un gradiente de presión grande. La forma del barograma que se ha obtenido en algunos casos (figura 2) junto con la velocidad de traslación lo pone de manifiesto. Generalmente producen lluvias intensas y los vientos asociados pueden alcanzar intensidades importantes, en algunos casos próximas a las producidas por los ciclones tropicales.

Si estos ciclones se acercan a la costa continental o sobrepasan islas, dan lugar a fenómenos meteorológicos peligrosos, causando importantes pérdidas materiales e

incluso daños personales. Así, el *medicane* que se formó el 1 de octubre de 1986 cerca de la costa argelina pasó sobre la isla de Mallorca durante la noche. El fuerte viento (superior a 50 kt) produjo importantes daños en embarcaciones amarradas en el puerto de Palma de Mallorca en el cual se estaba celebrando una feria náutica. Los daños estimados sobrepasaron los 5 M€.

Recientemente, el 8 de noviembre de 2011 se formó un *medicane* entre Mallorca y Córcega (figura 1b). Fue nombrado '*tropical storm 01M*' por la NOAA. La presión en el centro se estimó en 991 hPa y los vientos asociados del orden de 45 kt. Se trasladó hacia el norte y afectó al sur de Francia y norte de Italia donde produjo precipitaciones de unos 600 mm en 24 horas y 11 víctimas mortales. Más información sobre este caso en: http://oiswww.eumetsat.org/WEBOPS/iotm/iotm/20111108_tropstorm/20111108_tropstorm.html

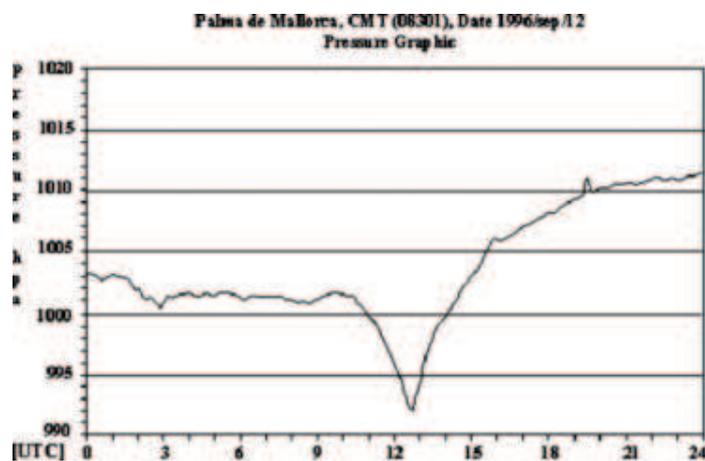


Figura 2. Barograma de Palma de Mallorca del 16 de septiembre de 1996 (fuente AEMET).

Desde el trabajo pionero de Pettersen en 1956, se sabe que el mar Mediterráneo es una de las zonas más ciclogénicas del mundo. Destaca el golfo de Génova donde se desarrollan a menudo depresiones cuando un ciclón principal se desplaza sobre Europa hacia el Este y el frente frío asociado penetra en el Mediterráneo y es distorsionado por los Alpes y los Pirineos (Buzzi y Tibaldi, 1978). El ciclón formado da lugar, en gran parte de los casos, a temporales del norte en el Golfo del León extendiéndose hacia el sur incluso hasta Túnez. En alguna ocasión fuertes advecciones de aire frío alcanzan el Sahara e interaccionan con el aire cálido sahariano formándose una zona baroclina sobre la que se profundiza el ciclón preexistente sobre el desierto. La depresión conforme se desarrolla se desplaza hacia el norte y penetra en el Mediterráneo donde sufre una profundización adicional con un reforzamiento de los vientos que lleva asociados. Ejemplos de estos desarrollos son los de 19-22 de diciembre de 1979 (Homar *et al.*, 2002) y 10-12 de noviembre de 2001 (Ramis *et al.*, 2003). Ambas depresiones fueron altamente dañinas, produciendo pérdidas de numerosas vidas humanas, especialmente en Argelia.

Es posible encontrar en el Mediterráneo depresiones que cubren el espectro de tamaños que va desde los ciclones de escala sinóptica a los *medicanes* e incluso menores. En este capítulo nos referiremos únicamente a los ciclones que anteriormente hemos llamado *medicanes* y que mantienen una estructura nubosa como la indicada durante un tiempo relativamente largo. Varios estudios han permitido conocer los ambientes en los que se forman (Rasmussen y Zick, 1987; Pytharoulis *et al.*, 2000; Tous y Romero, 2011; Tous y Romero, 2013) mientras que otros trabajos han analizado, mediante simulaciones numéricas, los factores que resultan influyentes sobre el desarrollo y trayectoria de algunos *medicanes* (p. ej., Homar *et al.*, 2003; Tous *et al.*, 2013). Se presentan a continuación los aspectos más destacables de los resultados obtenidos con ambos enfoques.

2. CLIMATOLOGÍA DE MEDICANES

Los métodos objetivos de localización de ciclones y caracterización de su estructura térmica, p. ej., Picornell *et al.* (2001), no son aplicables a la detección de *medicanes* en los análisis y reanálisis objetivos (p. ej., ERA40). La resolución de dichos productos hace prácticamente imposible que estos ciclones puedan ser caracterizados. La inspección visual de imágenes IR del Meteosat, obtenidas cada 30 minutos, ensambladas en forma de película, fue la alternativa utilizada por Tous y Romero (2011). Se consideró desde febrero de 1982 a diciembre de 2005. Se buscaron estructuras nubosas que cumplieran las condiciones: diámetro máximo de 300 km, simetría radial, existencia de ojo libre de nubes, evidencia de nubes convectivas y vida superior a 6 horas.

De la observación de las películas y de referencias bibliográficas se identificaron 12 casos que cumplen estrictamente los criterios indicados. La figura 3 muestra la localización espacial de estos ciclones. Puede observarse que se han formado *medicanes* en el Mediterráneo occidental y en el central. La mayor parte de ellos, 6 casos, se han observado en invierno (DEF), 3 casos en otoño (SON), 3 casos en primavera (MAM) y ninguno en verano. A estos eventos deben añadirse los más recientes del 22 de marzo de 2007, el 18 de octubre de 2007 y el 8 de noviembre de 2011, todos ellos en el Mediterráneo occidental.

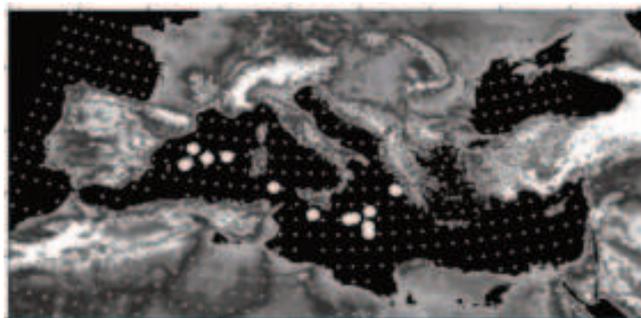


Figura 3. Distribución geográfica de los *medicanes* detectados (de Tous y Romero, 2011).

3. AMBIENTES METEOROLÓGICOS

De los estudios realizados por Pytharoulis *et al.* (2000) y Homar *et al.* (2003), entre otros, se deduce que los *medicanes* se desarrollan en el interior de ambientes ciclónicos, con una depresión y un frente frío bien marcado en superficie y una vaguada profunda o una DANA en niveles superiores. Estas perturbaciones en altura son de carácter frío con valores de vorticidad potencial (VP) altos (figura 4). La situación sinóptica favorece la entrada de aire frío sobre el Mediterráneo. También se ha identificado que durante la etapa madura o final del ciclón de carácter baroclino es cuando se desarrolla el *medicane*.

Es evidente que para la formación y posterior desarrollo del *medicane* deben existir algún germen y mecanismos de pequeña escala que produzcan su profundización. El desarrollo por inestabilidad baroclina de sistemas de tan pequeña escala como los *medicanes* exige una cizalladura del viento muy grande además de una muy débil estabilidad de estratificación al menos en niveles bajos. Parece más lógico pensar en mecanismos de pequeña escala, como puede ser la liberación de calor latente en los sistemas convectivos que rodean al núcleo despejado del ciclón y en una intensa evaporación desde el mar que permita mantener la convección durante un prolongado intervalo de tiempo. Estos mecanismos son los que operan, aunque a una escala mayor, en el desarrollo de los ciclones tropicales.

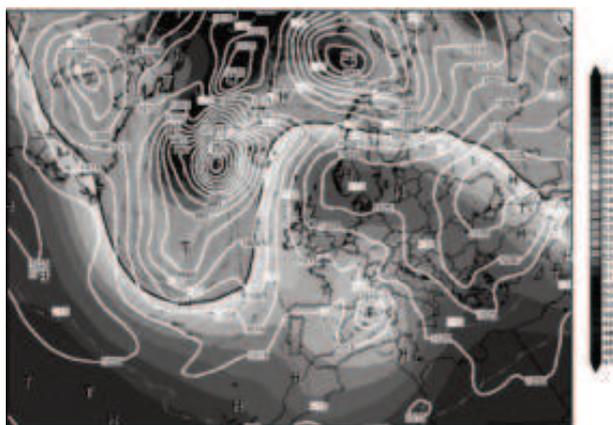


Figura 4. Análisis GFS del 8 de noviembre de 2011 a las 00:00 UTC. Las isolíneas blancas son las isobaras de superficie (hPa), el sombreado representa las isohipsas a 500 hPa (damgp) según la escala de grises, y las líneas a trazos son las isotermas (°C) a 500 hPa.

Tous y Romero (2013), utilizando análisis ERA40, han determinado, para los ambientes mediterráneos presentes en los días de desarrollo de *medicanes*, los valores de varios parámetros que han mostrado su validez para caracterizar los ambientes en los que se desarrollan los ciclones tropicales. La justificación está en la semejanza estructural entre *medicanes* y ciclones tropicales, aunque a diferente escala espacial. Los parámetros calculados han sido: AVOR85 (vorticidad absoluta a 850 hPa; valores altos de vorticidad favorecen el desarrollo), RH600 (humedad

relativa a 600 hPa; valores altos de humedad en niveles medios troposféricos disminuyen la probabilidad de corrientes descendentes fuertes en las nubes convectivas), SST (temperatura de la superficie del mar; si es alta en relación a la del aire superpuesto se favorece la evaporación), y VSHEAR8525 (cizalladura del viento entre 850 y 250 hPa; valores bajos de cizalladura en la troposfera favorecen el desarrollo). Otro factor, relacionado con los flujos de calor sensible y calor latente, es la tendencia local de la temperatura potencial equivalente al nivel de superficie (DIAB1000). Teniendo en cuenta la discretización temporal y espacial de los datos utilizados, puede escribirse:

$$DIAB1000 = \frac{\theta_e(t + dt) - \theta_e(t - dt)}{2dt} - Adv\theta_e(t)$$

donde $Adv\theta_e(t)$ (advección de temperatura potencial equivalente) se calcula mediante diferencias finitas espaciales en el instante t considerado y dt es el intervalo temporal entre análisis.

La teoría de 'interacción aire-mar' desarrollada por Emanuel (1986) para los ciclones tropicales muestra que estas depresiones pueden ser idealizadas como un ciclo de Carnot en el que la aportación de calor es mayoritariamente en forma de calor latente de condensación del vapor de agua que se incorpora por las corrientes convergentes a bajos niveles y que proviene de la evaporación desde la superficie del mar. La aplicación de este modelo en condiciones de equilibrio permite estimar la máxima velocidad de los vientos que el ambiente puede mantener (Bister y Emanuel, 1998; 2002):

$$MAXWS \approx \sqrt{\frac{C_k}{C_D} \frac{T_s - T_o}{T_o} (k_o^* - k)}$$

donde T_s es la temperatura de la superficie del mar (SST), T_o es la temperatura de la cima de las nubes convectivas, k es la entalpía específica del aire cerca de la superficie, k_o^* es la entalpía específica del aire en contacto con el mar y saturado a la temperatura de la superficie del mar, y C_D y C_k son coeficientes adimensionales de transferencia de momento y entalpía.

Emanuel (2003) propuso un índice empírico de génesis para ciclones tropicales (GENPDF) que combina los parámetros indicados de la siguiente forma:

$$GENPDF = 10^5 AVOR85 \left[\frac{RH600}{50} \right]^3 \left(\frac{MAXWS}{70} \right)^3 (1 + 0.1VSHEAR8525)^{-2}$$

Tous y Romero (2013) también calcularon el valor medio de este índice en un cuadrado de 600 x 600 km² centrado en el punto donde se detectó cada uno de los *medicanes* de la base de datos, considerando el estado de mayor desarrollo aparente. Se consideró el momento disponible de análisis (00, 06, 12, 18 UTC) más cercano en el tiempo a dicho estado de desarrollo. Se consideró como índice adicional el GENPDFmax, que es el mayor valor encontrado dentro del cuadrado considerado. En su formulación original, el GENPDF estaba ajustado al número de

ciclones tropicales observados por década en un cuadrado de $2,5^{\circ} \times 2,5^{\circ}$. Debido a los pocos casos observados de *medicane*s y, por lo tanto, a la falta de una climatología más amplia, el parámetro GENPDF (carente en el estudio de dimensiones) pretende únicamente aportar una información cualitativa de los ambientes en los que han aparecido *medicane*s. La tabla 1 muestra los valores obtenidos de los parámetros indicados para los *medicane*s y para los ciclones intensos de la base de datos del proyecto MEDEX (Campins *et al.*, 2006):

| | MEDEX 5% | MEDEX 95% | MEDIC min | MEDIC max |
|--|----------|-----------|-----------|-----------|
| AVOR850 (10^{-5} s^{-1}) | 10.2 | 18.8 | 9.6 | 17.7 |
| DIAB1000 ($^{\circ}\text{C}/12\text{h}$) | -5.9 | 6.4 | 0.2 | 7.7 |
| RH600 (%) | 30.8 | 89.9 | 49.2 | 80.9 |
| SST ($^{\circ}\text{C}$) | 7.9 | ~19.0 | 15.0 | 23.2 |
| VSHEAR8525 (m s^{-1}) | 7.3 | 42.3 | 4.7 | 29.0 |
| MAXWS (m s^{-1}) | 0.3 | 49.1 | 31.6 | 49.5 |
| GENPDF | 0.0 | 16.8 | 0.9 | 36.6 |
| GENPDFmax | 0.0 | 61.5 | 3.8 | 329.5 |

Tabla 1. Valores de los parámetros para los ciclones intensos MEDEX (percentiles 5% Y 95%) y para los MEDICANES (de Tous Y Romero, 2013).

Puede observarse que los flujos de calor sensible y latente siempre son hacia la atmósfera en el caso de *medicane*s, que la temperatura de la superficie del mar no ha sido nunca inferior a 15°C , que el MAXWS siempre adquiere valores altos en el caso de *medicane*s y también que el GENPDF y GENPDFmax son mucho mayores para los *medicane*s que para los ciclones intensos. Si se hace un seguimiento temporal del GENPDFmax durante la vida de los *medicane*s, se comprueba que este parámetro presenta un crecimiento rápido durante la etapa de formación del ciclón alcanzando los valores máximos cerca del estado de madurez. Finalmente, se ha demostrado que algunos ambientes también presentan valores altos del GENPDF pero no han propiciado la formación de *medicane*s, por lo tanto esta condición debe considerarse como necesaria pero por sí sola insuficiente para el desarrollo de estos ciclones, revelando la importancia de otros factores de menor escala en la génesis del fenómeno. Para más detalles ver Tous y Romero (2013)

4. INFLUENCIA DE LOS FLUJOS SUPERFICIALES SOBRE LA TRAYECTORIA E INTENSIFICACIÓN

Los modelos numéricos mesoescalares actuales incluyen avanzadas parametrizaciones de los fenómenos físicos de manera que permiten el estudio de la influencia de factores que físicamente se consideren importantes en el desarrollo de circulaciones de pequeña escala. La simulación numérica permitirá, entonces, determinar si existe

un comportamiento común de los *medicane*s respecto de los flujos energéticos desde el mar. En concreto, se pueden evaluar de forma cuantitativa los efectos de estos flujos sobre las trayectorias e intensificación de los *medicane*s además de discernir si son una condición necesaria para su formación y desarrollo.

Tous *et al.* (2013), utilizando los 12 *medicane*s identificados y señalados en la figura 3, presentan un estudio de estas características. Inicialmente realizaron simulaciones de control para comprobar si el modelo era capaz de reproducir con suficiente aproximación los *medicane*s observados. Solo si el modelo es capaz de reproducir satisfactoriamente la física implicada en el sistema, los experimentos posteriores y las conclusiones derivadas serán representativos del sistema real. Con posterioridad se realizaron simulaciones eliminando los flujos de calor sensible y latente. La comparación de resultados permite obtener información cuantitativa sobre la influencia de estos factores.

El modelo utilizado por Tous *et al.* (2013) fue el MM5v3 de NCAR/Penn State University (Dudhia, 1993). El dominio de integración consta de 196 x 196 puntos espaciados 7,5 km en las direcciones zonal y meridiana y se centró, en cada caso, en el punto donde se observó el *medicane* en su estado de mayor desarrollo. En vertical se consideraron 31 niveles siguiendo superficies σ con una mayor resolución en los niveles bajos troposféricos. Cada simulación se extiende 48 horas empezando 24 horas antes del momento de mayor desarrollo del ciclón. Se utilizó el esquema de Kain y Fitsch (1990) para la parametrización de la convección, el esquema de Reisner para la microfísica y el MRF para los procesos en la capa límite. Las condiciones iniciales y de contorno (variables en el tiempo) se obtuvieron de los análisis del CEPPM.

De las 12 simulaciones de control realizadas solamente una no desarrolló un *medicane* o estructura similar. En otras dos, aunque se reproduce el ciclón de dimensiones reducidas, éste tiene una vida muy corta, muy inferior a la realmente observada. En los restantes 9 casos simulados se forma un ciclón de pequeñas dimensiones que presenta un núcleo cálido en el centro con un ciclo de vida semejante al observado. El modelo, entonces, muestra habilidad para simular este tipo de perturbaciones. La figura 5 muestra los resultados de dos simulaciones. Pueden observarse los ciclones de pequeñas dimensiones (cumplen la condición impuesta para la consideración como *medicane* sobre las imágenes de satélite), todos ellos con un fuerte gradiente de presión, una gran simetría y presentando un núcleo cálido a 700 hPa.

Tomando en consideración solamente los 9 casos bien reproducidos por el modelo tanto en su estructura espacial como en el ciclo de vida, Tous *et al.* (2013) han analizado, comparando las simulaciones de control con las simulaciones en las que se han anulado los intercambios de calor sensible y de calor latente, la influencia de estos flujos sobre la trayectoria, la velocidad de desplazamiento en su trayectoria y el tiempo de vida del ciclón. Los resultados indican que pueden considerarse tres grupos de *medicane*s según el impacto de tales modificaciones: en el primer grupo, que comprende tres eventos, se encuentra una desviación notable de la trayectoria entre ambas simulaciones; en el segundo grupo, que incluye cuatro eventos, también existe una cierta desviación entre las trayectorias pero muy inferior a la del grupo anterior; finalmente, el tercer grupo, que comprende los dos casos restantes,

muestra una gran coincidencia entre ambas trayectorias. La figura 6 muestra el comportamiento de un caso de cada grupo, así como la correspondiente distribución espacial del flujo de calor sensible y calor latente

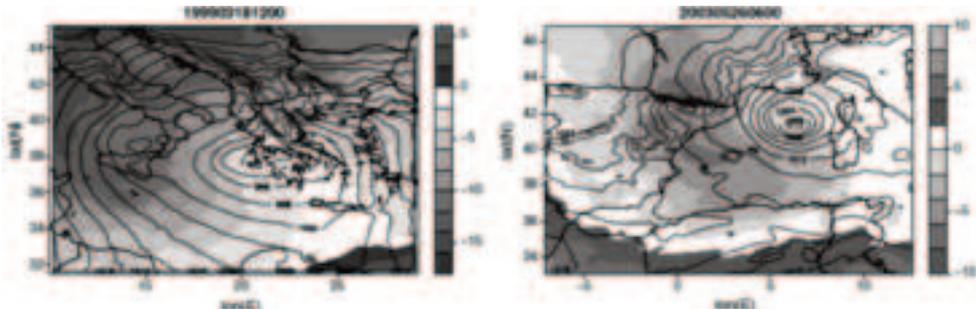


Figura 5. Simulación de control de 2 *medicanes* (en la parte superior de la figura se indica año, mes, día y hora UTC (YYYYMMDDHHHH). Las isobaras (hPa) se indican con líneas continuas. La temperatura (°C) a 700 hPa se indica con sombreados de acuerdo a la escala de grises (de Tous *et al.*, 2013).

Utilizando los mismos 9 casos, Tous *et al.* (2013) analizan la influencia de los flujos sobre la intensificación de los *medicanes* comparando la evolución de la presión en el centro del ciclón en las simulaciones de control respecto a las realizadas sin flujos superficiales. En términos generales, se demuestra la influencia de estos flujos; en todos los casos la simulación de control muestra valores inferiores de presión al nivel del mar en el centro del ciclón que en la simulación sin flujos, es decir, los flujos favorecen la intensificación de los *medicanes*. Se han identificado también tres grupos con comportamientos distintos. El primer grupo, que se identifica con el primer grupo en el estudio de las trayectorias, muestra una fuerte influencia de los flujos superficiales, con diferencias de desarrollo al final de la simulación que alcanzan los 20 hPa. En el segundo grupo, que coincide con el segundo grupo de las trayectorias, se obtiene que la diferencia de presiones va aumentando conforme avanza el tiempo pero no alcanza valores tan altos como en el primer grupo. Finalmente, el tercer grupo muestra un comportamiento en el que la influencia de los flujos no parece ser decisiva en el desarrollo del *medicane*.

La explicación del diferente comportamiento de cada uno de los grupos puede hacerse en términos de los valores de los flujos superficiales y su distribución espacial y en términos de la distribución espacial del agua precipitable (PW, no mostrada) que siempre toma valores más elevados en las simulaciones de control que en los experimentos sin flujos, muy especialmente en el grupo primero. En el primer grupo el ciclón se mueve (dirigido por la dinámica de niveles altos) hacia zonas donde existen valores altos de los flujos superficiales, especialmente de flujo de calor latente. Los fuertes vientos asociados favorecen la evaporación y la gran cantidad de agua precipitable contenida en la atmósfera sobre el área del ciclón incipiente hacen que la convección desarrollada dé lugar a una gran liberación del calor latente lo que provoca el fuerte desarrollo del *medicane*. Para el segundo grupo los valores de los flujos superficiales son inferiores a los del primer grupo y bastante uniformes a lo largo de la trayectoria del *medicane* incipiente. La

evaporación es menor, así como los valores de agua precipitable. Por este motivo la convección no es tan intensa, el calentamiento por liberación de calor latente es menor y, por ende, el ciclón no se desarrolla con tanta profundidad. Finalmente, en el último grupo los valores altos de los flujos de calor ocurren lejos de la trayectoria del ciclón; los valores que alcanzan los flujos en la zona donde se mueve el *medicane* son inferiores a los dos grupos anteriores y bastante uniformes.

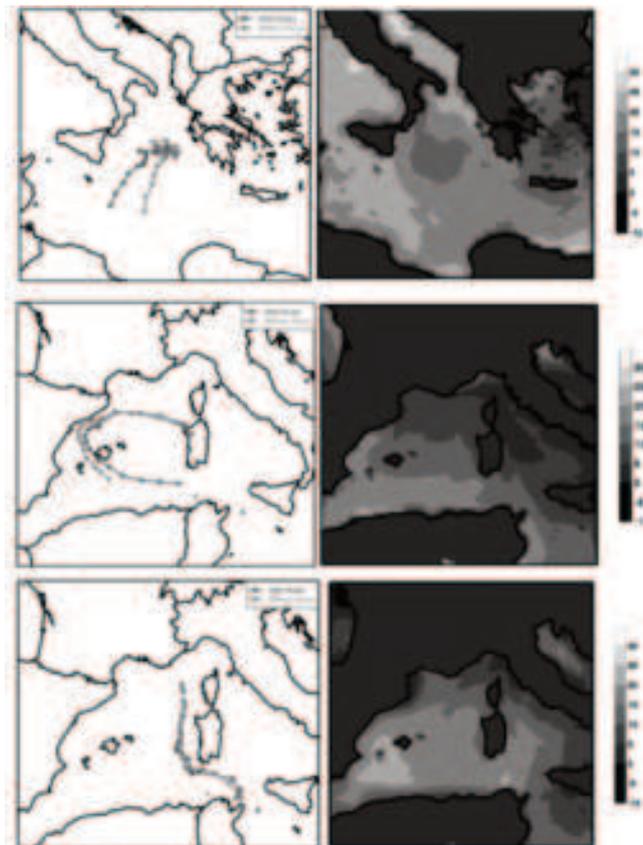


Figura 6. Trayectorias simuladas de un evento correspondiente al primer grupo y distribución espacial del flujo superficial de calor sensible y latente en 10^3 J/kg según la escala de grises indicada (fila superior), de un evento del segundo grupo (fila central) y de un evento del tercer grupo (fila inferior) (de Tous *et al.*, 2013).

Estos resultados demuestran la fuerte influencia de los flujos superficiales sobre la trayectoria y la intensificación de los medicanes. Sin embargo, hay otros factores que pueden ser también relevantes y hacer que la dinámica de estos pequeños ciclones sea diferente de la de los ciclones tropicales. Por ejemplo, las perturbaciones en altura, omnipresentes en este tipo de situaciones meteorológicas. El siguiente apartado presenta un estudio de su influencia.

5. INFLUENCIA DE FACTORES DINÁMICOS SOBRE EL DESARROLLO E INTENSIFICACIÓN

Un evento importante de formación de un *medicane* que afectó a las Islas Baleares, en donde se registraron fuertes vientos, se produjo el 12 de septiembre de 1996. El barograma de Palma de Mallorca correspondiente a este día se presenta en la figura 2. Durante el día anterior se produjeron intervalos de tiempo severo sobre el Mediterráneo occidental: precipitación muy intensa en la costa de Valencia y seis tornados sobre las Islas Baleares. Para una descripción de este evento véase Homar *et al.* (2001)

La influencia de la perturbación de niveles medios y altos troposféricos sobre el desarrollo del *medicane* fue estudiada por Homar *et al.* (2003) a través de simulaciones numéricas. Inicialmente se identificó la estructura de la perturbación en términos de la VP. La influencia de este núcleo de vorticidad se analiza calculando los campos equilibrados de geopotencial, viento y temperatura que lleva asociados el núcleo de VP original y los que lleva asociados el núcleo después de reducir sensiblemente su intensidad. Para ello se utiliza una técnica de inversión del campo de VP desarrollada por Davis y Emanuel (1991). Los campos obtenidos se utilizan como condiciones iniciales de las respectivas simulaciones numéricas. Asimismo se analizó, también mediante simulaciones, la influencia en el desarrollo del *medicane* de la orografía, de la evaporación desde el mar, del flujo de calor sensible desde la superficie, de la liberación de calor latente en las nubes convectivas y de la interacción entre algunos de estos factores a través de la metodología desarrollada por Stein y Alpert (1993).

En la adjunta figura 7 puede verse la situación meteorológica en la que se formó el *medicane*:

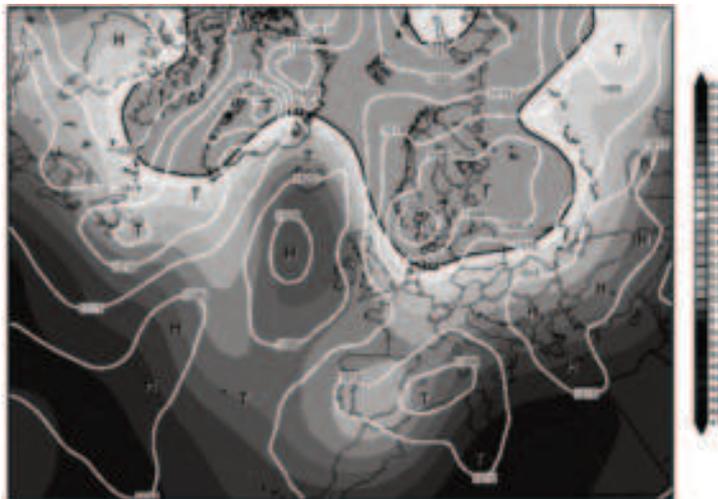


Figura 7. Reanálisis del NCEP correspondiente al 12 de septiembre de 1996 a las 00:00 UTC. Las isolíneas son las isobaras (hPa) en superficie. El sombreado representa las isohipsas a 500 hPa (damgp) según la escala adjunta.

A escala sinóptica se corresponde con la descrita anteriormente: un ciclón sobre el Mediterráneo occidental con gradiente barométrico no muy grande y una depresión en niveles medios y altos troposféricos que está aislada de la circulación zonal de latitudes más altas.

El modelo numérico utilizado por Homar *et al.* (2003) fue la versión no-hidrostática del MM5v2 (Dudhia 1993) desarrollado por NCAR/Penn State University. Las condiciones iniciales y de contorno se obtuvieron de los análisis del NCEP, disponibles a las 00:00 y 12:00 UTC. Las simulaciones empiezan el 11 de septiembre a las 12:00 UTC y se extienden durante 36 horas. Se utilizaron dos dominios que interaccionan mutuamente. El dominio de menor resolución tiene un paso de 60 km con un total de 82 x 82 puntos de malla cubriendo gran parte de Europa, el norte de África y parte del océano Atlántico. El dominio de mayor resolución tiene 109 x 109 puntos de malla con una resolución de 20 km, cubriendo el Mediterráneo occidental, la península Ibérica y gran parte de Francia. En la vertical se consideraron 32 niveles en coordenadas σ con mayor resolución cerca del suelo. Se utilizó la parametrización de la convección según Kain y Fritsch (1990) en ambos dominios. Para los procesos microfísicos se empleó la parametrización de Tao y Simpson (1993) y para la capa límite una versión modificada de Hong y Pan (1996). La temperatura de la superficie del mar, de los análisis NCEP, se mantiene constante durante la simulación.

El experimento de control simula con suficiente aproximación la evolución del *medicane*, aunque la trayectoria obtenida se sitúa unos 100 km al sur de la deducida de las imágenes de satélite (figura 8). También la presión en el centro del ciclón no llega a ser tan baja como nos indica el barograma de Palma de Mallorca (figura 2).

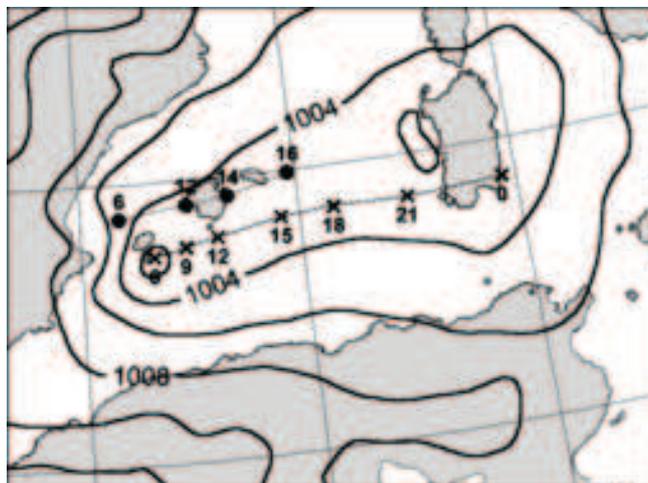


Figura 8. Isobaras (hPa) al nivel del mar a las 06:00 UTC del 12 de septiembre de 1996 obtenidas en el experimento de control. Las cruces indican la posición simulada del *medicane* a las horas indicadas. Los puntos indican la posición del *medicane* deducida de las imágenes de satélite (de Homar *et al.*, 2003).

La figura 9 muestra los resultados de varias simulaciones a las 12:00 UTC del 12 de septiembre de 1996. Puede observarse que el experimento de control (figura 9a) reproduce el ciclón de pequeñas dimensiones (diámetro 150-200 km) con un fuerte gradiente barométrico. Además muestra una zona de precipitación importante al oeste del ciclón que es de carácter convectivo.

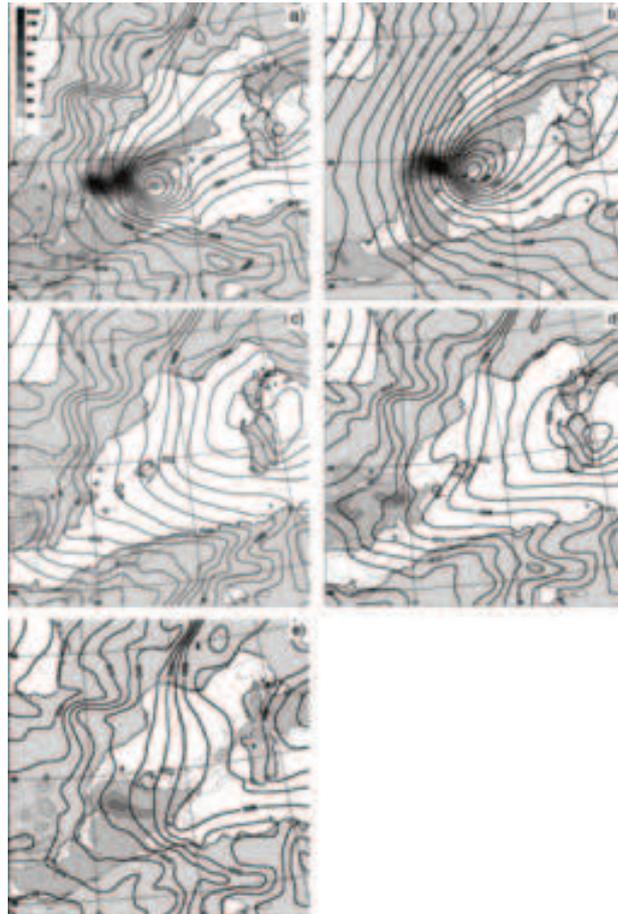


Figura 9. Presión al nivel del mar (hPa, línea continua) y precipitación acumulada (mm, línea a trazos y zonas sombreadas) a las 12:00 UTC del 12 de septiembre de 1996 para: a) experimento de control, b) experimento sin orografía, c) experimento sin liberación de calor latente, d) experimento sin evaporación, e) experimento con forzamiento reducido de niveles altos (de Homar *et al.*, 2003).

El experimento sin orografía (figura 9b) muestra la formación del ciclón aproximadamente en la misma posición que en el experimento de control así como un campo de precipitación semejante. Es de destacar que la orografía, tan importante y fundamental para el desarrollo de algunos ciclones en el Mediterráneo,

no juega ningún papel destacado, es más, en el experimento sin orografía el ciclón desarrollado es algo más profundo que en el experimento de control. La importancia decisiva de la liberación de calor latente, principalmente en las nubes de carácter convectivo que rodean el centro del ciclón, se manifiesta en el experimento en el que se ha eliminado dicha fuente de calor. La figura 9c muestra que, en este caso, no se desarrolla el ciclón de pequeñas dimensiones, si bien continúa el ciclón principal en el cual la liberación de calor latente es, de existir, de mucha menor importancia. La falta de vapor que alimente la convección resulta ser también un factor decisivo en el desarrollo del *medicane*. La figura 9d muestra como no se forma el ciclón si en el experimento se elimina la evaporación desde el mar, así como el hecho de que la precipitación resulta menor que cuando existe evaporación; sí se observa la formación de una vaguada al sur de las Islas Baleares, pero una vez agotado el vapor presente inicialmente no puede continuar la liberación de calor latente y, por tanto, la profundización de la baja. Aunque se ha demostrado que los procesos asociados al agua (evaporación y liberación de calor latente en la condensación) son esenciales en la formación y desarrollo del *medicane*, también tiene importancia (y esto es un elemento distintivo respecto de los ciclones tropicales) la dinámica de niveles altos. Se ha indicado anteriormente que en todos los casos observados existe una depresión fría en altura (500, 300 hPa) que lleva asociada una anomalía positiva importante de VP. Disminuyendo la anomalía de vorticidad potencial e invirtiendo este campo para obtener los de geopotencial, viento y temperatura utilizando el método indicado, resulta que la baja en altura es menos profunda y el forzamiento que dirige la circulación en niveles bajos es menor. La figura 9e muestra el resultado de la simulación realizada utilizando como condiciones iniciales los campos de geopotencial, viento y temperatura obtenidos después de invertir el campo de VP una vez disminuido el valor de la variable. El resultado muestra que en este caso no se desarrolla el *medicane* sino solamente una vaguada al sudeste de las Islas Baleares. En definitiva, el forzamiento de niveles altos es un factor importante en el desarrollo de estos ciclones de pequeño tamaño, como han demostrado también Nordeng y Røstinga (2011) para un caso notable de una baja polar.

El papel del intercambio de calor sensible entre la atmósfera y el océano en el desarrollo del ciclón, si bien es notable, no resulta ser tan importante como el de la evaporación desde el mar. En el experimento en el que se ha eliminado este flujo de calor (no mostrado) la posición del ciclón es aproximadamente la misma que en el experimento de control, pero la presión en el centro es más alta.

Una vez demostrada la importancia de la evaporación y del forzamiento de niveles altos en el desarrollo del *medicane*, se utilizó la técnica de separación de factores de Stein y Alpert (1993) para analizar los efectos aislados de estos dos factores y de su interacción a lo largo de la vida del ciclón. El efecto de la evaporación (E_{LGF}), de la anomalía de VP (E_{PV}) y de su interacción (E_{INT}) se han obtenido a partir de las siguientes expresiones:

$$\begin{aligned} E_{LGF} &= F_{10} - F_{00} \\ E_{PV} &= F_{01} - F_{00} \\ E_{INT} &= F_{11} - (F_{10} + F_{01}) + F_{00} \end{aligned}$$

donde F_{11} representa el experimento de control, F_{00} representa un experimento en el que se han suprimido la evaporación y el forzamiento (parcial) de niveles altos, F_{01} un experimento sin evaporación y F_{10} el experimento en el cual se ha eliminado el forzamiento (parcial) de niveles altos.

La figura 10 muestra la importancia cuantitativa de estos factores sobre la presión en el centro del ciclón durante el tiempo de simulación. Se observa que el efecto de la evaporación se mantiene prácticamente constante durante toda la vida del ciclón mientras que el efecto del forzamiento de niveles altos es muy importante en los momentos de su génesis, pero va disminuyendo conforme pasa el tiempo. La interacción entre los dos factores sigue un proceso inverso al del forzamiento. Inicialmente este efecto es prácticamente despreciable, pero va creciendo rápidamente y durante más de la mitad de la vida del ciclón resulta ser el más importante. Si se analiza la distribución espacial de la importancia de estos factores, como también de su interacción en unos instantes determinados de la vida del *medicane*, se puede seguir perfectamente la evolución indicada. Así, la distribución espacial a las 12:00 UTC del 12 de septiembre muestra cómo el efecto de interacción está situado y centrado sobre el ciclón y, por lo tanto, se manifiesta como el principal responsable de su profundización o mantenimiento.

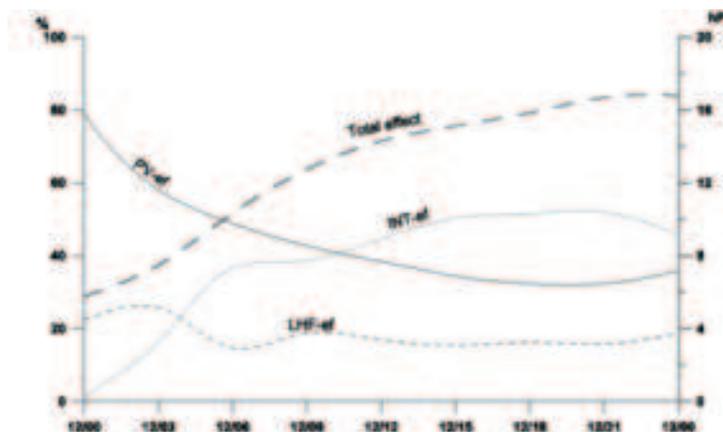


Figura 10. Efectos de la evaporación, de la vorticidad potencial y de su interacción sobre la presión en el centro del ciclón durante el 12 de septiembre de 1996 (de Homar *et al.*, 2003).

6. REFLEXIONES FINALES

Los ciclones mesoescalares *medicane*s que se desarrollan en el Mediterráneo, aunque poco frecuentes, representan un fenómeno meteorológico adverso por los vientos y lluvias que producen y los daños que ocasionan. Se han identificado los ambientes meteorológicos favorables a su formación y desarrollo y se han obtenido algunas condiciones que se consideran necesarias si bien no suficientes para su

génesis, como por ejemplo una temperatura relativamente elevada de la superficie del mar respecto de la de la masa de aire superior. Es necesario profundizar en estos aspectos para precisar mejor qué condiciones además de necesarias se hacen colectivamente suficientes. La identificación de un germen (centro de vorticidad inicial) sobre el cual crece el *medicane* es una tarea que queda pendiente de ser abordada. Las simulaciones numéricas han permitido, además de demostrar la importancia de los flujos superficiales de calor sensible y latente, empezar a construir un esquema conceptual de funcionamiento de estos ciclones en el que destacan la evaporación que alimenta la convección y la liberación de cantidades importantes de calor latente de forma concentrada, produciéndose como resultado la profundización del *medicane*. También se ha puesto en evidencia la importancia de la perturbación de niveles medios y altos troposféricos en el desarrollo del ciclón, especialmente en la primera etapa de su ciclo de vida, aunque esta conclusión necesita confirmación mediante el estudio de otros casos observados. Por una parte el conocimiento profundo del funcionamiento de estos ciclones y por otra una predicción con suficiente antelación de los mismos son retos que, otra vez, nos presenta la siempre interesante meteorología mediterránea.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido parcialmente subvencionado por los proyectos CGL2008-01271/CLI (MEDICANES) y CGL2011-24458 (PREDIMED) y la beca FPI BES-2009-022616 de los Ministerios de Ciencia e Innovación y de Educación y Ciencia. También ha sido parcialmente subvencionado por la ayuda 7/2011 del Govern de les Illes Balears y Fondos FEDER.

REFERENCIAS

- Businger, S. and Reed, R. J. (1989). Cyclogenesis in cold air masses, *Wea. and Forecasting*, 4, 133–156.
- Bister, M. and Emanuel, K. (1998). Dissipative heating and hurricane intensity, *Meteorol. Atmos. Phys.*, 50, 233–240.
- Bister, M. and Emanuel, K. (2002). Low frequency variability of tropical cyclone potential intensity, 2, climatology for 1982–1995, *J. Geophys. Res.*, 107, 4621, DOI: 10.1029/2001JD000780.
- Buzzi, A. and Tibaldi, S. (1978). Cyclogenesis in the lee of the Alps: A case study, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 104, 271-287.
- Campins, J., Jansà, A. and Genovés, A. (2006). Three-dimensional structure of Western Mediterranean cyclones, *Intern. J. Climatol.*, 26, 323–343, DOI:10.1002/joc.1275.
- Davis, C. A. and Emanuel, K. (1991). Potential vorticity diagnosis of cyclogenesis, *Mon. Weather Rev.*, 119, 1929-1953.
- Dudhia, J. (1993). A nonhydrostatic version of the Penn State/NCAR mesoscale model: validation tests and simulation of an Atlantic cyclone and cold front, *Mon. Weather Rev.*, 121, 1493–1513.

- Emanuel, K. (1986). An air–sea interaction theory for tropical cyclones. Part I: steady-state maintenance, *J. Atmos. Sci.*, 43, 585–604.
- Emanuel, K. (2003). Tropical cyclones, *The Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 31, 75–104.
- Emanuel, K. (2005). Genesis and maintenance of Mediterranean hurricanes, *Adv. Geosci.*, 2, 217–220.
- Homar, V., Gayà, M. and Ramis, C. (2001). A synoptic and mesoscale diagnosis of a tornado outbreak in the Balearic Islands, *Atmos. Res.*, 56, 31–55.
- Homar, V., Ramis C. and Alonso S. (2002). A deep cyclone of african origin over the western Mediterranean: diagnosis and numerical simulation, *Ann. Geophysicae*, 20, 93–106.
- Homar, V., Romero, R., Stensrud, D. J., Ramis, C. and Alonso, S. (2003). Numerical diagnosis of a small, quasi-tropical cyclone over the western Mediterranean: dynamical vs boundary conditions, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 129, 1469–1490.
- Hong, S. Y. and Pan, H. L. (1996). Nonlocal boundary layer vertical diffusion in a medium range forecast model, *Mon. Weather Rev.*, 124, 2322–2339.
- Jansà, A. (2003). Miniciclons a la Mediterrània, *IX Jornades de Meteorologia Eduard Fontserè*, Associació Catalana de Meteorologia (ACAM), Barcelona, 75–85.
- Kain, J. S. and Fritsch, J. M. (1990). A one-dimensional entraining/detraining plume model and its application in convective parametrization, *J. Atmos. Sci.*, 47, 2784–2802.
- Nordeng, T. E. and Rosting, B. (2011). A polar low named Vera: the use of potential vorticity diagnosis to assess its development, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, DOI:10.1002/qj.886
- Petterssen, S. (1956). *Weather analysis and forecasting* (vol.1). McGraw-Hill Company, New York, USA
- Picornell, M., Jansà, A., Genovés, A. and Campins, J. (2001). Automated database of mesocyclones from the Hirlam(INM)-0.5 analyses in the western Mediterranean, *Int. J. Climatol.*, 21, 335–354.
- Pytharoulis, I., Craig, G. and Ballard, S. (2000). The hurricane-like Mediterranean cyclone of January 1995, *Meteorol. Appl.*, 7, 261–279.
- Ramis, C., Alonso, S., Romero, R. and Homar, V. (2003). Análisis preliminar del temporal del 10 al 12 de Noviembre de 2001 en Baleares, *Proceedings de la III Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica*, Valencia (Spain), 867–869.
- Rasmussen, E. and Zick, C. (1987). A subsynoptic vortex over the Mediterranean Sea with some resemblance to polar lows., *Tellus*, 39, 408–425.
- Stein, U. and Alpert, P. (1993). Factor separation in numerical simulations, *J. Atmos. Sci.*, 50, 2107–2115.
- Tao, W. and Simpson, J. (1993). Goddard cumulus ensemble model. Part I: Model description, *Terrestr. Atmos. Ocean Sci.*, 4, 35–72.

- Tous, M. and Romero, R. (2011). Medicanes: cataloguing criteria and exploration of meteorological environments, *Tethys*, 8, 53-61
- Tous, M. and Romero, R. (2013). Meteorological environments associated with medicane development, *Int. J. Climatol.*, 33, 1-14. DOI:10.1002/joc.3428
- Tous, M., Romero, R. and Ramis, C. (2013). Surface heat fluxes influence on medicane trajectories and intensification, *Atmos. Res.*, 123, 400-411 DOI:10.1016/j.atmosres.2012.05.022.

CAPÍTULO 3

CICLOGÉNESIS EXPLOSIVAS ATLÁNTICAS

Francisco MARTÍN LEÓN

Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)
fmartinl@aemet.es

RESUMEN

Se hace un breve repaso al concepto de ciclogénesis explosiva, uno de los procesos más violentos de escala sinóptica que se conocen en latitudes medias relacionados con ciertas profundizaciones de borrascas o ciclones extratropicales en superficie sobre zonas oceánicas abiertas, en particular del Atlántico Norte. El proceso de profundización de la baja en superficie se realiza de forma muy rápida y violenta, con una reestructuración y ajuste en los campos de presión, viento y masas de aires. El resultado es la generación de una borrasca en superficie con efectos adversos en superficie de viento y rachas huracanadas, precipitaciones intensas, temporal adverso en el mar, etc. Una especial atención y estudios, tanto operativo como de investigación, se dedican a las situaciones explosivas que se dan cerca de zonas terrestres y pobladas por su alto impacto social, como es el caso de España, donde se centrará la última parte del trabajo.

Palabras clave: ciclogénesis, "bomba" meteorológica, fenómenos adversos, viento huracanado, borrasca, ciclón extratropical, temporal.

ABSTRACT

This paper shows a brief review of the explosive cyclogenesis concept, one of the most violent processes known at the mid-latitudes synoptic scale. A surface low pressure system may suffer an extremely deepening evolution, mainly over the open ocean areas and notably in the North Atlantic. The deepening process of the low depression is extremely rapid, fast and violent, with a restructuring and reorganization of pressure, wind, and air mass fields. The result is the generation of a surface storm with associated severe weather, generating hurricane force wind gusts, intense and heavy rainfall, extreme ocean waves, bad maritime conditions, etc. Special attention and studies, from operational and research perspectives, are associated with explosive situations occurring close to land and populated areas

due to its high social impact. Spain can be affected by these processes. The last part of the study will focus on Spanish cases of explosive cyclogenesis.

Key words: cyclogenesis, meteorological "bombs" weather, hurricane force wind, storm, extratropical cyclone, severe sea weather.

1. INTRODUCCIÓN

En latitudes medias, los procesos de profundización de las bajas presiones sinópticas o ciclones extratropicales constituyen uno de los elementos fundamentales que condicionan el tiempo en tierra, en el mar y en el aire. Estos procesos de profundización de bajas se suelen producir en escalas de tiempo de días de forma continua y "suave", pero en determinadas ocasiones se realizan de forma súbita y explosiva, de tal manera que la baja en superficie se desarrolla y profundiza en 24-48 horas, como resultado de un proceso de ciclogénesis explosiva. En estas condiciones el tiempo en superficie es muy adverso en la zona afectada. Afortunadamente, muchas de ellas se desarrollan en el mar – grandes océanos como el Pacífico y Atlántico -, pero otras pueden hacerlo en zonas habitadas cerca de tierras, islas y costas, e incluso afectando a amplias zonas terrestres a escala supranacional. En algunas ocasiones los efectos directos de lejanas borrascas muy profundas se dejan sentir a grandes distancias como consecuencia del mar de fondo: más de una vez se han sentido en Galicia olas de 5-7 m., generadas por borrascas intensas y explosivas que se han desarrollado en la mitad del Atlántico Norte, AN, en la lejanía. Los efectos directos en superficie pueden ser devastadores ya que estas borrascas, que se profundizan súbitamente, van acompañadas de vientos y rachas huracanadas, precipitaciones intensas, temporal duro en las zonas marítimas, etc. Si además se desarrollan cerca de la costa pueden generar mareas de tormentas e inundaciones costeras al combinarse varios factores de forma activa. Sus efectos en superficie suelen ir acompañados de graves alteraciones del transporte en tierra, marítimo y aéreo, cortes de energía eléctrica, inundaciones de todo tipo, deslizamientos de tierras, e incluso muertes de diversa índole, si no se toman las prevenciones y las mitigaciones oportunas. Varios países pueden verse afectados por estructuras relacionadas con estas ciclogénesis explosivas en el AN, toda la fachada oeste europea que va desde Islandia, Noruega, Irlanda, Reino Unido, Holanda, Francia y ocasionalmente España. Algunas borrascas explosivas atlánticas dejan sentir sus efectos adversos en otros tantos países europeos del interior. En la predicción operativa, el seguimiento de estas situaciones es fundamental para mitigar su impacto adverso y en este sentido los modelos numéricos de predicción son las herramientas fundamentales para su detección a varios días vista y así alertar a las autoridades competentes y público en general.

2. PROCESOS Y PRECURSORES

Ciclogénesis significa básicamente, **creación o génesis de un ciclón** (o depresión, o borrasca, si nos referimos a latitudes medias o extratropicales). Los ciclones (término genérico donde se incluyen los huracanes, tifones, borrascas, bajas polares, *medicanes*, etc.) son sistemas de bajas presiones donde el viento gira en sentido contrario a las agujas del reloj en el Hemisferio Norte, HN, (el giro es contrario en el Hemisferio Sur, HS).

Todas las depresiones, borrascas o ciclones sufren, en cierta forma, una ciclogénesis en su generación, desarrollo, profundización y mantenimiento, todo ello explicado básicamente por la teoría baroclina. Los desarrollos y las profundizaciones en latitudes medias se deben básicamente a los contrastes térmicos de temperatura en la horizontal y en la vertical. En sus estados iniciales se forma una baja en superficie – precursor de niveles bajos - con una estructura térmica en forma de onda, con sus sistemas frontales, frío y cálido, que se van amplificando con el tiempo y cerrándose sobre sí mismos de forma característica. Su mínimo de presión en superficie va cayendo durante la primera parte de su ciclo de vida. La interacción positiva con una vaguada en niveles altos, máximos de viento, chorros – precursor de niveles medios/altos, digamos en 300 hPa - genera las condiciones para la profundización – ciclogénesis – de la baja en superficie. La interacción entre los sistemas de niveles altos y bajos se hace de forma más eficiente y positiva si el entorno sinóptico posee baja estabilidad atmosférica. Se excluyen de este trabajo las otras ciclogénesis ligadas a los ciclones tropicales, las asociadas a las bajas y profundizaciones de tipo Mediterráneo y las bajas terrestres (a sotavento de los grandes accidentes orográficos), ya que sus génesis y desarrollos son relativamente diferentes, aunque comparten elementos comunes.

3. LA CICLOGÉNESIS EXPLOSIVA

Como su nombre indica es básicamente una ciclogénesis pero que sucede de forma súbita, rápida y violenta. Es decir, la depresión o ciclón en superficie puede formarse y profundizarse en un periodo muy corto de tiempo, convirtiéndose en una borrasca (caso de latitudes medias) muy adversa en cuestión de pocas horas. El término general y usado técnicamente para estas depresiones que se profundizan muy rápidamente, es el de "*bomba meteorológica*". Este término, y el de ciclogénesis explosiva, se han hecho muy populares entre el público en general y en ámbitos periodísticos.

En primera instancia la definición de bomba meteorológica, o ciclón o *borrasca explosiva*, es aquella borrasca cuyo *mínimo de presión cae 24 hPa en 24 horas o menos*. Esta definición suele establecerse o referirse a latitudes altas, alrededor de los 55°-60°, ya que los procesos ciclogénéticos están influenciados por la rotación de la Tierra. Las ciclogénesis explosivas suceden en el Atlántico y en Pacífico, donde las interacciones entre estructuras ciclónicas de niveles altos-medios y bajos se realizan de forma más eficiente y amplia. Las ciclogénesis explosivas fueron caracterizadas por Sanders y Gyakum (1980), SG80, como aquellas donde las caídas de presión central en superficie, en un período de 24 horas (Δp), cumplen el siguiente criterio:

$$\Delta p \geq 24 \text{ hPa (sen } \Theta / \text{sen } 60^\circ)$$

siendo Θ la latitud promedio del centro de la baja durante ese período. Desde entonces, numerosos estudios han profundizado en los mecanismos dinámicos y físicos subyacentes a este tipo de desarrollos que, en bastantes ocasiones, han sido relativamente bien previstos por los modelos operativos de predicción a medida que han ido mejorando con el tiempo y en particular desde que los datos de satélites han proporcionado información de las zonas oceánicas desprovistas de

datos. Estos estudios también se han realizado en España al ser un país afectado por ciclogénesis explosivas, como se verá al final del trabajo.

Para nuestras latitudes, 35° - 45° N, la definición para clasificar a una ciclogénesis como explosiva se relaja en caídas de presión del orden de 18 – 20 hPa en 24 h o submúltiplos de ella, por ejemplo 9-10 hPa en 12 h. Un ejemplo de ciclogénesis explosiva lo tenemos con Xynthia, una borrasca nombrada y que afectó a España y otros países europeos a finales de febrero de 2010, como muestran las figuras 1 y 2. Ver detalles técnicos más adelante.

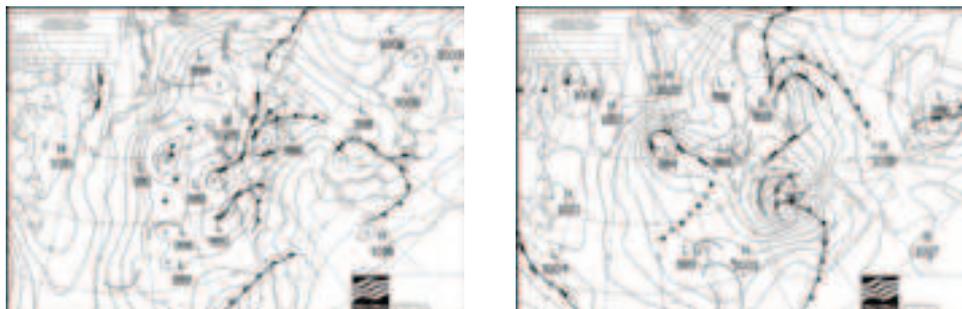


Figura 1. Mapas convencionales de análisis de superficie y frentes de la Met Office de los días: Izq.) 27 a las 00 UTC, con Xynthia al suroeste de la península Ibérica, y Derec.) 28 a las 00 UTC, al norte de ella, de febrero de 2010. Fuente: Met Office.

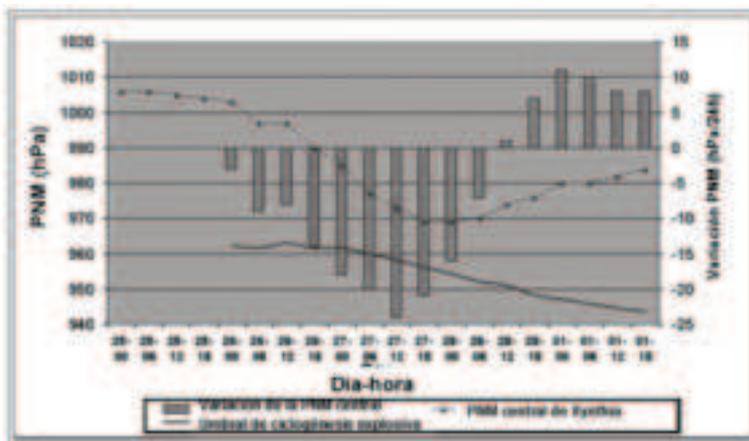


Figura 2. Presión centra al nivel medio del mar de Xynthia entre el 25 de febrero a las 00:00 UTC y 1 de marzo a las 18 UTC (triángulos rojos en hPa) y la variación de la respectiva 24 horas entre el 26 de febrero a las 00:00 UTC y 1 de marzo a las 18:00 UTC (barras azules en hPa/24 h) según análisis del CEPMP. El umbral de la ciclogénesis explosiva (en magenta) según Sanders y Gyakum (1980) se traza para la comparación durante la fase de profundización. Fuente y crédito: www.eumetrain.org

Procesos meteorológicos y marco de referencia general

La física que está detrás de los desarrollos y profundizaciones de estas bajas extratropicales está soportada por la teoría baroclina y los procesos de intercambio energético mar-atmósfera. En todos los trabajos se manifiesta la importancia de las vaguadas móviles en niveles medios y altos en la fase de rápido desarrollo que ha sido estudiada por varios autores (Bosart, 1981; Bosart and Lin, 1984; Uccellini *et al.*, 1985). El diagnóstico de Uccellini *et al.* (1985) demostró que el estado de rápida ciclogénesis estaba definido por la llegada de aire de origen estratosférico con alta vorticidad potencial, asociado a una vaguada de onda corta. Un aspecto importante de su trabajo es que el hundimiento de tropopausa se forma y evoluciona separadamente de la baja en superficie, estando presente 12-24 h antes del desarrollo ciclogénético.

Adicionalmente, varios autores han puesto énfasis en la importancia de procesos tales como flujos fuertes de calor sensible y calor latente sobre el océano (Bosart and Lin, 1984), existencia de convección profunda en las cercanías de la baja (Bosart, 1981) y liberación de calor latente por condensación (Reed and Albright; 1986, Reed *et al.*, 1988). Zonas especiales de fuerte contraste térmico son las áreas marítimas de la Corriente del Golfo en el AN y la de Kuroshivo en Japón, en el PN, donde se pueden focalizar los desarrollos explosivos.

Otro factor adicional, que es común a muchos casos de ciclogénesis explosivas, es la presencia de una estructura ciclónica preexistente en niveles bajos, que comienza a profundizarse rápidamente en respuesta a la aproximación de un máximo de vorticidad, chorro, máximo de viento de niveles altos (Gyakum *et al.* 1992).

La existencia de valores reducidos de estabilidad estática puede ser un factor clave según algunas de las investigaciones llevadas a cabo (Reed and Albright 1986; Rogers and Bosart, 1991), ya que la razón de crecimiento de las ondas baroclinas se incrementa cuando disminuye la estabilidad estática (según la teoría cuasigeostrófica, a menor estabilidad más intenso y localizado es el forzamiento sinóptico). Aunque existen considerables variaciones de un caso a otro, las evidencias acumuladas en las últimas décadas indican que las ciclogénesis explosivas son el resultado de la inestabilidad baroclina, la cual es modulada por factores relacionados con procesos diabáticos (intercambio de calor tierra-mar) y frontogénéticos (máximos de viento).

Desde un punto de vista histórico, las ideas básicas de la moderna teoría de la ciclogénesis fueron establecidas por los trabajos de Charney (1947), Eady (1949), Sutcliffe (1947) y Petterssen (1956). Charney (1947) y Eady (1949) revolucionaron el tratamiento teórico de la inestabilidad y el desarrollo al establecer que las ciclogénesis son resultado de la amplificación de perturbaciones infinitesimales en una atmósfera baroclina. Petterssen (1956) mostró que el desarrollo en bajos niveles ocurre cuando y dode un área de advección de vorticidad positiva, en avance de vaguadas de niveles o altos, se extiende sobre áreas de advección cálida en la troposfera baja. Más adelante, la teoría de la ciclogénesis fue formulada dentro del marco de la teoría cuasigeostrófica, haciendo uso de la conocida ecuación de la tendencia del geopotencial.

Durante los últimos años, sobre todo a partir del excelente trabajo de Hoskins *et al.* (1985), que dio gran impulso a conceptos originalmente introducidos en la década de los 50, el punto de vista asociado a las ideas y conceptos basados en la vorticidad potencial isentrópica han sido ampliamente usados ya que, debido a que la vorticidad potencial se conserva en un flujo adiabático no viscoso, puede ser usada como un magnífico trazador de masas de aire y para describir la evolución de los flujos a gran escala de una manera clara y precisa. En resumen, los procesos de ciclogénesis están asociados a varios factores, muchos de los cuales están ligados a superficie, a altura y a la interacción atmósfera – océano. Son básicamente éstos:

- *Baroclinidad:*

Fuerte gradiente atmosférico horizontal de temperatura, zonas donde el gradiente de temperatura del agua del mar, SST, sea alto o el contraste térmico tierra-mar sea elevado en capas bajas.

Intenso viento térmico. En la zona de interés debe existir una fuerte variación del viento con la altura o cizalladura en intensidad y dirección.

Forzamiento intenso con corrientes ascendentes y descendente acopladas: advección de temperatura cálida en niveles bajos delante de la baja incipiente, y fría por detrás, modificación de los espesores, y advección de vorticidad positiva/negativa en la zona de advección positiva/negativa de temperatura.

- *Flujos de calor sensible superficial*, que reducen la estabilidad.
- *Flujos de calor latente superficial*, que sirven de “combustible” para el proceso explosivo.

4. ALGUNAS OTRAS CONSIDERACIONES

Los primeros estudios y climatologías relacionadas con la ciclogénesis explosiva pusieron de manifiesto que dichos procesos eran eminentemente fenómenos marítimos de meses fríos en el HN y que ocurrían en zonas de baroclinidad realizada (áreas de fuertes contrastes y gradientes de temperatura en la superficie. (SG80; Roebber 1984; Sanders 1986; Gyakum *et al.* 1989). Las climatologías de las borrascas intensas y ciclogénesis han mejorado con el tiempo gracias a los mejores reanálisis de superficie y de altura disponibles a partir de modelos numéricos de predicción (40-yr European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) Re-Analysis (ERA-40), NCEP y NCEP2, 25-yr Japanese Reanalysis (JRA-25), ERA-Interim, etc.), a la mejora de los procedimientos de identificación y seguimiento de borrascas y ciclones tropicales (Allen *et al.* 2010). En todos los estudios, aquellas borrascas que superen el índice de profundización relacionado con ciclogénesis explosiva son tenidas en cuenta. No se puede entrar en detalle en los diferentes estudios que hay para el HN y para el AN en particular. Se presentan los resultados de SG80 por razones históricas, en figura 3.

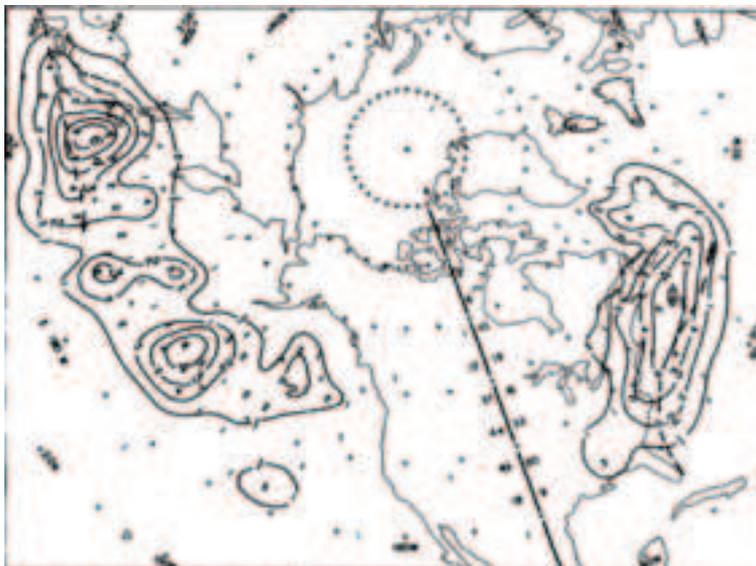


Figura 3. Distribución de borrascas explosivas o bombas analizadas por SG80, donde se muestran las frecuencias relativas de bombas durante tres estaciones frías en cajas de 5° x 5°. Las líneas discontinuas representan la posición media invernal de las corrientes de la Corriente del Golfo en el AN y la de Kuroshivo en el PN. La línea gruesa sobre los EE.UU., a unos 90° O, posee dos columnas con valores de las frecuencias normalizadas de borrascas por cinturones meridionales de 5°, para el PN, izquierda, y AN, derecha. Se han realizado estudios más detallados, más recientes y con periodos más amplios (ver por ejemplo, Allen *et al.* 2010), pero los resultados básicos están recogidos ya desde el trabajo de SG80.

El número de borrascas y ciclogénesis explosivas son mayores en el PN, que en el AN, según SG80. Los máximos mensuales de bombas para ambos océanos se dan en el periodo frío del HN: los meses de NDEF. Los autores analizaron 109 y 154 borrascas explosivas en el AN y PN, respectivamente.

Mucha atención se ha prestado recientemente a las climatologías de bombas y ciclogénesis explosivas tanto en el HN como en el HS. Especial atención se han realizado en los reanálisis más realistas obtenidos últimamente, a las técnicas de seguimiento y a la definición de bombas meteorológicas, etc., para disponer de algunos indicios de la incidencia del calentamiento del planeta sobre los procesos desencadenantes de ciclogénesis explosiva y las zonas afectadas futuras.

5. SITUACIONES QUE HAN AFECTADO A ESPAÑA

Se van a analizar someramente algunas de las ciclogénesis explosivas más importantes y recientes que se han dado en las cercanías de España. Muchas de estas borrascas han sido "apadrinadas" y nombradas por el Departamento de Meteorología de la Universidad de Berlín, de forma no oficial y no reconocida por la OMM, aunque popularmente sus nombres han quedado en el recuerdo de muchos.

5.1 Ciclogénesis explosiva de Badajoz: 5-6 de noviembre de 1997

Históricamente, una de las primeras ciclogénesis explosiva analizadas en el antiguo INM, hoy AEMET, por métodos y visiones modernas fue la llamada "ciclogénesis explosiva de Badajoz". Durante los días 5 y 6 de noviembre de 1997 una intensa y profunda borrasca extratropical, barrió de lleno la península Ibérica de suroeste a noreste, figura 4. El centro de la baja se desplazó desde el Golfo de Cádiz hasta el SE francés. A su paso produjo gran cantidad de daños materiales y, como consecuencia más lamentable, la de veinte víctimas mortales, la mayoría de ellas en las cercanías de Badajoz capital. Las principales causas de esas muertes fueron las inundaciones provocadas por las intensas y persistentes precipitaciones que la borrasca llevaba asociada. La violencia del episodio no solo se reflejó en las cantidades de lluvia recogidas sino además en la intensidad del viento en superficie, que en algunos puntos llegó a superar los 100 km/h, como corresponde a una depresión que en su desarrollo y madurez alcanzó la categoría de "bomba meteorológica" en la terminología anglosajona.

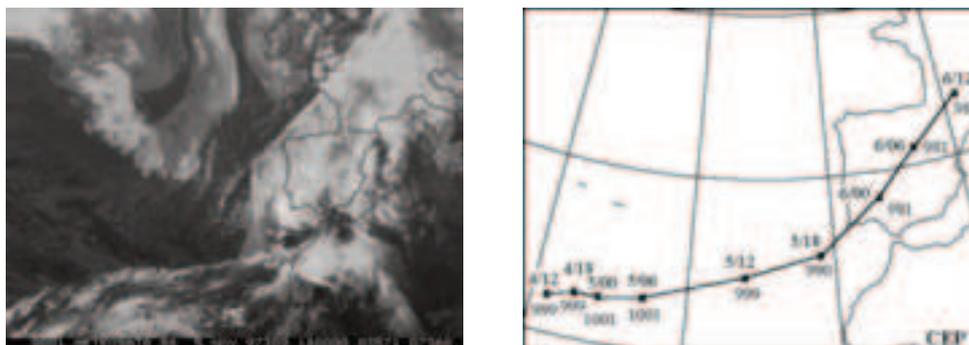


Figura 4. Ciclogénesis explosiva de Badajoz: Izq.) Imagen IR del 5 de noviembre de 1997 a las 18 UTC. Un Sistema Convectivo de Mesoescala, SCM, estaba embebido dentro del sistema frontal, y entraba por el Golfo de Cádiz. La parte prefrontal de la masa cálida y húmeda tenía procedencia marítimo - subtropical. Derec.) Trayectoria del centro de la baja y mínimo de presión por día y hora. Fuente: INM-AEMET.

Más recientemente se tienen otras tantas:

5.2 Klaus: 23-25 de enero de 2009

Durante los días 23 - 25 de enero de 2009 una intensa y profunda borrasca extratropical, afectó de lleno la península Ibérica de oeste a este. El centro de la baja en superficie se desplazó desde la zona de las Islas Azores hasta el norte de Italia barriando y afectando a la mitad norte peninsular. A su paso produjo pérdidas humanas y una gran cantidad de daños materiales. Los causantes fueron el intensísimo viento y las extremas rachas huracanadas que llevaba asociada la borrasca, figura 5.

Klaus tuvo las siguientes caídas de presión según los análisis de los diferentes modelos:

- Análisis de superficie del modelo HIRLAM: 1000 hPa-964 hPa 36 hPa/24 h
- Análisis de superficie modelo CEPPM: 1002 hPa-968 hPa 34 hPa/24 h
- Análisis de superficie de Met Office: 1001 hPa-963 hPa 38 hPa/24 h

En España Klaus causó 9 muertos y muchos heridos por los vientos huracanados, que unido a los de Francia y Portugal dejaron 26 muertos y multitud de heridos. Uno de los más importantes efectos fue el colapso de un centro de deportes en Sant Boi de Llobregat (a 10 km de Barcelona), donde murieron 4 niños. Las rachas de Klaus superaron los 200 km/h., y en España se llegaron a medir rachas importantes:

Cerezo de Arriba, Segovia, 1880 m, el 23/01/2009: 198 km/h

Machichaco-faro Vizcaya 93 m, 24/01/2009: 193 km/h

Cabo Peñas (automática) Asturias 100 m, 24/01/2009: 166 km/h

Cabo Vilán, A Coruña 50 m, 23/01/2009: 145 km/h

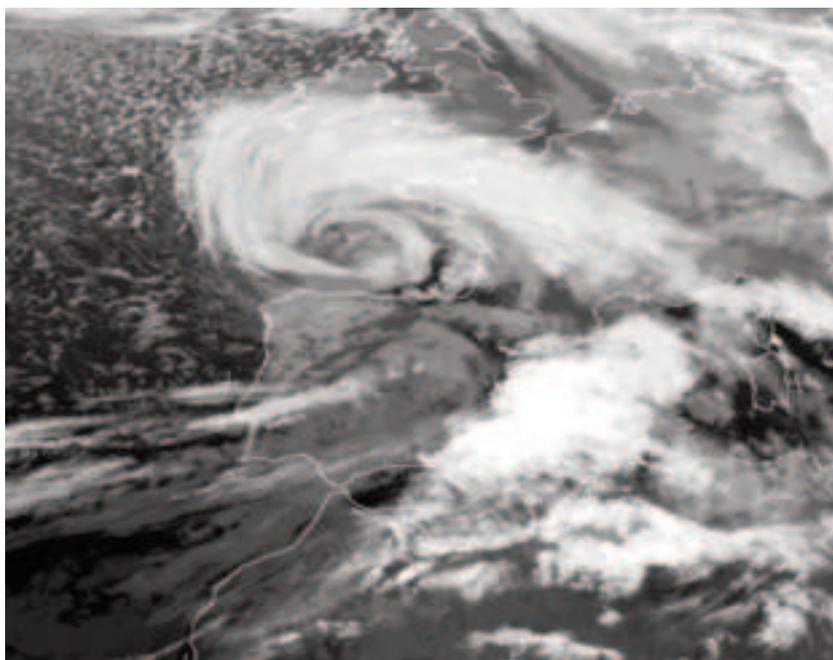


Figura 5. Imagen infrarroja, IR, del satélite Meteosat del 24 enero de 2009 a las 00 UTC, mostrando a Klaus al norte de la Península.

5.3 Xynthia: 27 febrero -1 marzo 2010

La borrasca Xynthia, llevó asociada otra ciclogénesis explosiva que provocó vientos huracanados en el País Vasco, con racha máxima de 128 km/h en Vitoria-Foronda y rachas de 136 km/h en Pedrosillo Castillejo (Salamanca), de 142 km/h en Cervera de Pisuerga (Palencia), de 144 km/h en Medina de Pomar (Burgos) y 167 km/h en

Cerezo de Arriba-La Pinilla (Segovia). Antes de llegar a la Península generó un temporal de vientos intensos en Canarias donde se registraron rachas de más de 130 km/h en amplias zonas de Gran Canaria, El Hierro, Tenerife y La Palma. Tres personas murieron en España. Ver figuras 8 y 9.

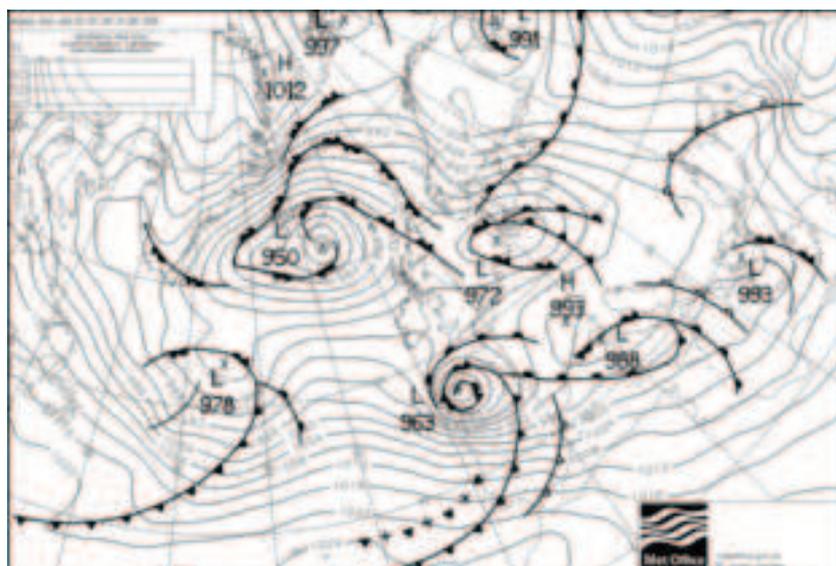


Figura 6. Análisis de superficie del 24 de enero de 2009 a las 00 UTC. Fuente: Met Office.



Figura 7. Avisos emitidos por AEMET para el 24 de enero de 2009. La mayoría de ellos eran de viento. Toda España estaba con avisos, salvo Canarias. Fuente: AEMET.

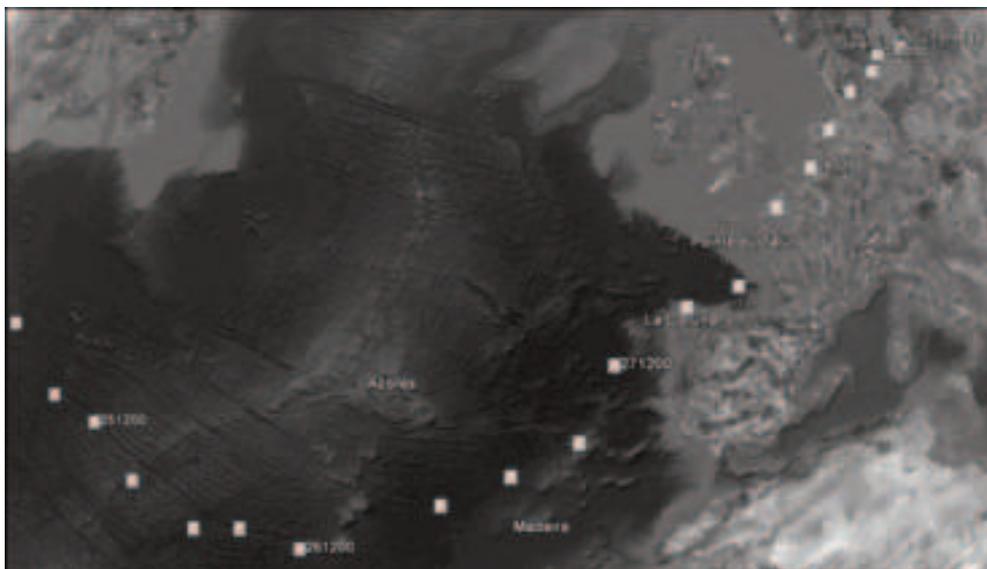


Figura 8. Trayectoria del centro de Xynthia entre el 25 de febrero de 2010 a las 00:00 UTC y el 1 de marzo de 2010 a las 18:00 UTC según los análisis de modelo del CEPMP, cada 6 h. Fuente: Eumetrain.

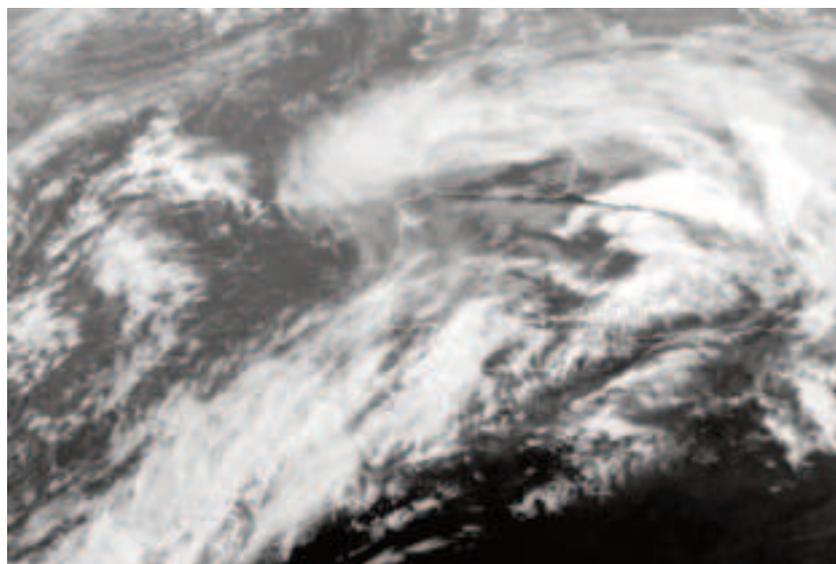


Figura 9. Imagen infrarroja, IR, de Xynthia el 27 de febrero de 2010 a las 18 UTC al oeste y sobre Galicia. Fuente: EUMETSAT.

Xynthia no solo afectó a España sino que la cruzó para internarse en el oeste europeo persistiendo hasta el 1 de marzo de 2012, figura 8. En Francia dejó 51 personas muertas y 12 desaparecidas. En Alemania murieron 6 personas y una por cada país por donde pasó: Portugal, Bélgica e Inglaterra. Además de los vientos Xynthia generó una poderosa marea de tormenta que llegó a los 7,5 m. Las barreras contra mareas en Francia nada pudieron hacer en puntos de la costa atlántica francesa. Muchos muertos perecieron por dichas inundaciones.

5.4 Gong: 19-20 de enero de 2013

La borrasca Gong dejó 4 muertos en España: 2 en Cartagena, uno en Badajoz y otro en Alicante. Muchos daños materiales causados por el viento, temporal marítimo, inundaciones y deshielos (días antes hubo importantes nevadas históricas en Pirineos), con cortes de carretera, cierre temporal de algunos aeropuertos y contratiempos en el tráfico marítimo. Ver figuras 10, 11 y 12.

En viento y las rachas fueron los protagonistas de esta borrasca profunda. Como ejemplo se dispone del mapa de rachas máximas en 24 h del día 19 de enero:

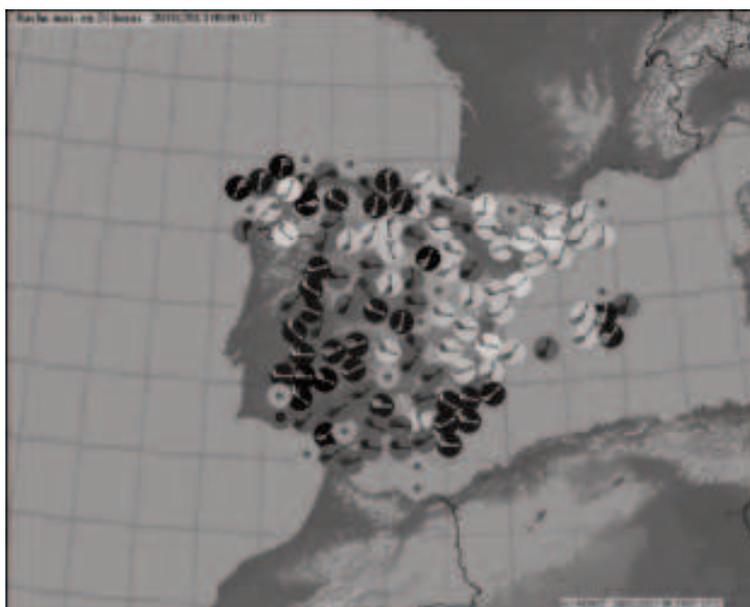


Figura 10. Rachas máximas en 24 h del 19 de enero de 2013, en nudos, según datos de la red de AEMET y representado en forma de barbas (bandera 50 kt, segmento largo 10 kt y corto 5 kt). En este periodo el oeste y sureste peninsular fueron las zonas más afectadas. Fuente: AEMET.

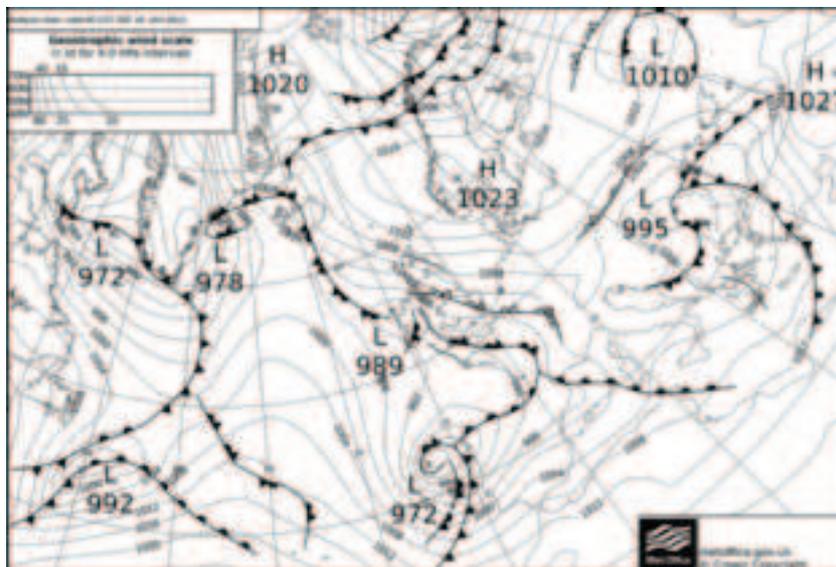


Figura 11. Análisis de superficie convencional del 19 de enero de 2013 a la 00 UTC con Gong al oeste de la Península con un mínimo de presión de 972 hPa. Fuente: Met Office.

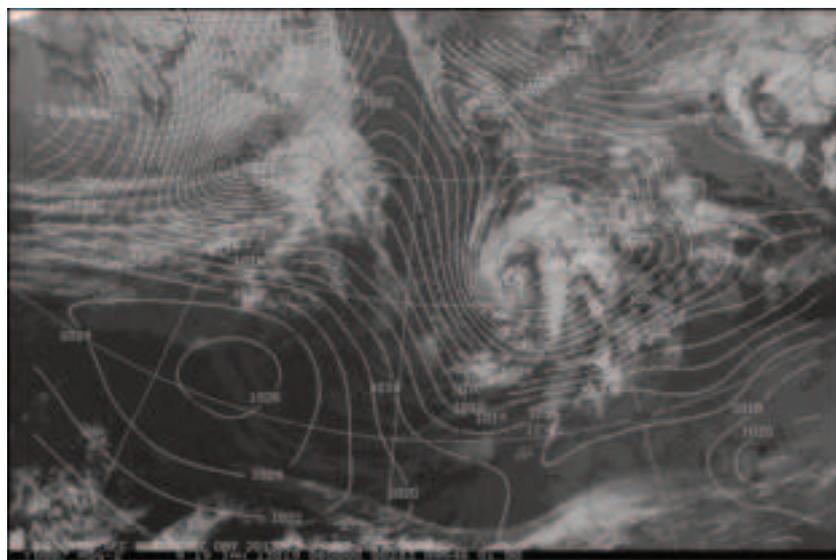


Figura 12. Imagen IR del 19 de enero de 2013 a las 06 UTC junto con el análisis de presión en superficie, en hPa y líneas amarillas, y la temperatura en 850 hPa, en °C y línea roja discontinua. Fuente: AEMET.

6. CONCLUSIONES

Las borrascas que han sufrido un proceso de ciclogénesis explosiva son sistemas sinópticos muy adversos. Se suelen dar en aguas abiertas oceánicas, como en el Atlántico y Pacífico. Para el Atlántico Norte, se desarrollan preferentemente en los meses fríos invernales y ocasionalmente algunas de ellas llegan a tocar tierra en la Europa occidental causando graves destrozos materiales y pérdidas de vidas humanas. España suele ser afectada por este tipo de ciclogénesis de forma directa y ocasional. Otros efectos indirectos, temporal marítimo duro y mar de fondo se dan con algo más de frecuencia sobre todo en las costas gallegas y cantábricas donde llegan sus efectos desde la lejanía. Su impacto adverso es muy significativo pues afectan y barren amplias zonas, soliendo ir acompañadas de fuertes vientos, rachas huracanadas, marea de tormenta, lluvias intensas, etc. Los efectos locales pueden ser amplificados y modulados por la orografía del lugar: canalizaciones de los vientos, descendencias y ascendencias de ladera, etc. Los trastornos causados por estas borrascas en la vida diaria son elevados y peligrosos.

REFERENCIAS

- Allen, John T., Alexandre B. Pezza, Mitchell T. Black (2010). Explosive Cyclogenesis: A Global Climatology Comparing Multiple Reanalyses. *J. Climate*, 23, 6468–6484. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/2010JCLI3437.1>
- Bosart, L. F. (1981). The President's Day Snowstorm of 18-19 February 1979: A subsynoptic-scale event. *Mon. Wea. Rev.*, 109, 1542 – 1566.
- Bosart, L. F. and S. C. Lin. (1984). A diagnostic analysis of the Presidents' Day Storm of February 1979. *Mon. Wea. Rev.*, 112, 2148-2177.
- Gyakum, J, R. (1991). Meteorological precursors to the explosive intensification of the QE II storm. *Mon. Wea. Rev.*, 119, 1105-1131.
- Gyakum, J. R., P. J. Roebber and T. A. Bullock (1992). The role of antecedent surface vorticity development as a conditioning process in explosive cyclone intensification. *Mon. Wea. Rev.*, 120, 1465-1489.
- Hoskins, B. J., M. E. McIntyre, and A. W. Robertson (1985). On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 111, 877-946.
- Reed, R. J. and M. D. Albright, (1986). A case study of explosive cyclogenesis in the eastern Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, 114, 2297-2319.
- Reed, R. J., A. J. Simmons, M. D. Albright and P. Undén, (1988). The role of latent heat release in explosive cyclogenesis: three examples based on ECMWF operational forecast. *Wea. and Forecasting*, 3, 217-229.
- Roebber, P.J., (1984). Statistical analysis and updated climatology of explosive cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, 112, 1577-1589.
- Rogers, E. and L.F. Bosart, (1986). An investigation of explosively deepening oceanic cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, 114, 702-718.

Rogers, E. and L. F. Bosart, (1991). A diagnostic study of two intense oceanic cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, 119, 965-996.

Sanders, F. and J. R. Gyakum, (1980). Synoptic-dynamic climatology of the "Bomb". *Mon. Wea. Rev.*, 108, 1589-1606.

Sanders, F. (1986). Explosive cyclogenesis in the west-central North Atlantic ocean, 1981-1984. Part I: composite structure and mean behaviour. *Mon. Wea. Rev.*, 114, 1781-1794.

Uccellini, L. W., P.J. Kocin, R. A. Petersen, C. H. Wash and K.F. Brill, (1984). The Presidents' Day cyclone of 18-19 February 1979: synoptic overview and analysis of the subtropical jet streak influencing the pre-cyclogenetic period. *Mon. Wea. Rev.*, 112, 31-55.

Uccellini, L. W., D. Keyser, K. F. Brill and C. H. Wash, (1986). The Presidents' Day Cyclone of 18-19 February 1979: Influence of upstream trough amplification and associated tropopause folding on rapid cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, 114, 1019 – 1027.

En la red (consultadas el 27 de febrero de 2013):

- Ciclogénesis del 5-6 de noviembre de 1997 (8,96 MB): Publicación interna de AEMET. Módulo Tempoweb del antiguo INM.

- Agencia Estatal de Meteorología, 2009: Análisis preliminar de la situación del 22-25 de enero de 2009. Un caso de ciclogénesis explosiva extraordinaria. AEMET, <http://www.aemet.es/es/infodestacada/webmaster/Nota2225enero>.

- Wikipedia:

http://en.wikipedia.org/wiki/Cyclone_Klaus

http://en.wikipedia.org/wiki/Cyclone_Xynthia

<http://www.tiempo.com/ram/9622/ciclognesis-explosiva-el-cicln-extratropical-xynthia-25-28-de-febrero-de-2010/>

- Eumetrain: <http://www.eumetrain.org/data/2/227/print.htm>

CAPÍTULO 4

LOS TORNADOS EN ESPAÑA: CARACTERÍSTICAS E IMPACTO

Miquel GAYÀ

Associació Catalana de Meteorologia
fiblo.miquel@gmail.com

RESUMEN

Los tornados registrados en los últimos años en España permiten mostrar alguna de sus características. En las primeras secciones de este trabajo se indica la génesis de los tornados y cómo realizar los estudios de campo que permiten reconocer el tipo de fenómeno meteorológico que ha afectado a un cierto lugar. La base de datos desarrollada por el autor ofrece la posibilidad de reconocer cuáles son las regiones y períodos del año en que estos fenómenos pueden afectar a la geografía del país. Finalmente, se indican algunas repercusiones que estos eventos han causado sobre la población y la importancia que este tipo de trabajos tiene para la sociedad actual.

Palabras clave: tornado, vorticidad, escala de Fujita, efectos destructores.

ABSTRACT

Tornadoes reported in recent years in Spain help us to know some of its features. In the first sections, the genesis of tornadoes and how to perform field studies or surveys allow us to recognize the type of weather phenomenon has affected some space. The database developed by the author offers the ability to recognize what areas and the seasons of the year these phenomena can affect the country's geography. Finally, it is shown some implications that these events have had on the population and the importance of such work has for society.

Key words: tornado, vorticity, Fujita scale, destructive effects.

1. INTRODUCCIÓN

Los tornados se pueden producir, en general, en cualquier región del mundo salvo en las zonas polares. En España se han producido tornados en todas las épocas pero solo en los últimos veinte años se ha tenido conciencia de que son mucho más corrientes de lo que se creía.

Los nuevos medios de comunicación, especialmente Internet, han permitido que las noticias sobre este tipo de fenómenos se difundieran fuera de los canales oficiales o más habituales. Las imágenes que se han tomado, tanto del propio fenómeno como de los efectos producidos sobre los bienes, han permitido confirmar casos que en otro tiempo únicamente se consideraba que eran producidos por "un viento huracanado".

La elaboración de una base de datos sobre tornados y otros fenómenos eólicos adversos en los que interviene la convección profunda, fue iniciada por el autor a finales de los años 80. Esta base de datos ha permitido, una vez extendida hacia épocas pretéritas, confirmar que los tornados han estado presentes en la geografía española desde tiempos muy remotos.

En la actualidad, la conveniencia de conocer una geografía del riesgo que permita minimizar los efectos que producen los tornados ha suscitado un interés creciente por este tipo de fenómenos raros.

En este documento presentamos las características más relevantes de los tornados más recientes en España y las localizaciones en las que su impacto ha sido más frecuente.

2. DEFINICIONES

Un tornado es un vórtice que se extiende desde la superficie terrestre (o marina) hasta la base de una nube que está asociada a la convección húmeda y profunda y que presenta, además, una intensidad que puede producir daños en uno o varios puntos de su recorrido.

Esta definición excluye los vórtices que no alcanzan la superficie terrestre (tuba) y aquellos otros en los que interviene la convección superficial producida por un calentamiento importante del suelo pero en los que no existe la humedad suficiente para desarrollar ningún tipo de nube (cúmulos o cumulonimbos). También excluye otros vórtices donde no existe el vínculo nuboso o su capacidad para producir daños.

Esta clara definición de tornado fue ofrecida por Doswell (2001). Sin embargo, existen otras definiciones que han producido una notable confusión. No ofreceremos aquí la relación de definiciones salvo una que a nosotros nos parece muy importante por las consecuencias económicas que se ha derivado de ella. El Boletín Oficial del Estado de 24 de febrero de 2004 presentaba las causas por las cuales un siniestro podía ser "consovable" a causa del viento. Una de estas causas era la presencia de un tornado, cualquiera que fuera su velocidad, mientras que si el viento era sinóptico y/o producido por una tormenta, solo era "consovable" si se sobrepasaban los 135 km/h (hoy en día 120 km/h). El propio BOE definía tornado con esta descripción: *borrascas extratropicales de origen ciclónico que generan tempestades giratorias producidas a causa de una tormenta de gran violencia que toma la forma de una columna nubosa de pequeño diámetro proyectada de la base de un cumulonimbo hacia el suelo.*

Una de las consecuencias de esta definición del BOE fue un apreciable aumento de solicitudes de siniestros consoables a causa de tornados. Si los daños producidos podían atribuirse a un tornado, aunque su velocidad máxima fuera relativamente

baja (p. ej., 90 km/h), el siniestro resultaba consorciable y, en consecuencia, los daños causados eran susceptibles de indemnización por el Consorcio de Compensación de Seguros.

3. GÉNESIS DE LOS TORNADOS

Muchas de las condiciones que se requieren para la formación de un tornado son razonablemente conocidas. Aún así, el grado de conocimiento no nos permite todavía saber con suficiente antelación cuándo y dónde se producirá un vórtice violento.

La vorticidad requerida para la generación de un tornado puede provenir de distintos orígenes:

Una nube tormentosa que sea capaz de generar un meso-ciclón, es decir, una supercélula, tiene en su estructura interior una circulación que es un orden de magnitud superior a la del propio tornado. El meso-ciclón, con unas dimensiones de entre unos 5 y 20 kilómetros de diámetro, puede manifestarse hacia el suelo y se puede ir estrechando debido al fuerte ascenso del aire. La conservación del momento angular hace que la velocidad de este tubo más estrecho pueda alcanzar velocidades cada vez mayores y, eventualmente, puede hacerse visible la tuba o el incipiente tornado.

Las condiciones para mantener este mecanismo no son las más corrientes en una tormenta, más bien al contrario, las supercélulas son tormentas raras y solo una pequeña porción de éstas genera un tornado. Pero esta estructura es, sin duda, la que genera los tornados más fuertes o violentos.

Asimismo, la rotación horizontal puede estar generada por la cizalla del viento en los niveles inferiores de la atmósfera. En un ambiente inestable, los vórtices horizontales pueden inclinarse a medida que el aire se eleva en la zona de ascenso y la vorticidad vertical puede aumentar cuando el vórtice se va haciendo más estrecho. La cizalla responsable de la vorticidad horizontal puede ser inducida por la propia tormenta más que por el medio ambiente.

También se genera vorticidad vertical cuando se forma una bolsa fría en la zona donde la lluvia se evapora llegando a tierra. Este frente tan remarcable tiene un fuerte gradiente de temperatura que, a su vez, genera vorticidad baroclinamente que, advectada hacia la zona de ascenso, se convierte en vorticidad que va hacia arriba, inclinándose, hasta ser vertical.

Finalmente, en un ambiente superficial de convergencia o de cizalla, y con una cierta inestabilidad, se generan vórtices cuando se inicia la formación de nubosidad. Si la condensación es suficientemente intensa, el ascenso del aire también puede aumentar la vorticidad inicial, de modo más señalado cuando el tubo de aire ascendente se estrecha. Si el vórtice adquiere una velocidad notable, la condensación lo hará visible y aparecerá la tuba o manga.

Este último proceso, relativamente sencillo, no requiere que la nube alcance gran espesor y es lo que corrientemente favorece la aparición de las trombas marinas. Cuando se forman en el suelo firme, los tornados que se generan suelen ser débiles o, muy eventualmente, moderados.

En la bibliografía anglosajona, los tornados generados de esta forma suelen llamarse, desafortunadamente, *landspout*.

Vemos, por tanto, que algunas formas más complejas de organización de las tormentas involucran toda la baja troposfera. Estas tormentas son precisamente las que pueden generar tornados más violentos y de mayor recorrido terrestre. Por el contrario, aquella convergencia inicial que pudiera generar un vórtice violento, será mucho más efímera y, en cuanto el desplazamiento de esta convergencia alcanza un suelo de diferente naturaleza (p. ej., de mar a tierra), se desintegrará. Igualmente sucede con los tornados terrestres que evolucionan por un terreno de características variadas y, en consecuencia, complejo.

4. ESTUDIOS DE CAMPO

Salvo que existan imágenes fotográficas o testimonios fidedignos, el tipo de daños y su distribución nos pueden facilitar la identificación del fenómeno que se ha producido. No siempre es fácil discernir entre tornado y reventón convectivo u otras manifestaciones donde el viento de origen convectivo haya sido el protagonista.

En términos generales, los restos dejados por un tornado tendrán una distribución convergente, mientras que en un reventón resultará divergente. En un tornado, la amplitud del recorrido es muy inferior a la longitud. Por el contrario, la distribución de daños en un reventón suele ser del mismo o parejo orden de magnitud en ambas dimensiones.

Sin embargo, cuando los daños son escasos o cuando las estructuras y/o la vegetación son suficientemente resistentes, la distribución de restos no permite diferenciar entre un fenómeno u otro.

En un estudio realizado por Bech *et al.* (2007) se presentaron las distribuciones del viento para un reventón convectivo y un tornado idealizado, con dos variables fundamentales $G_{Máx.} = V_{rotacional} / V_{traslacional}$ y α : Ángulo entre la velocidad radial y la tangencial. La figura 1 presenta un ejemplo de distribución del viento para un ángulo predominantemente tangencial y una velocidad de rotación cuatro veces superior a la traslacional.

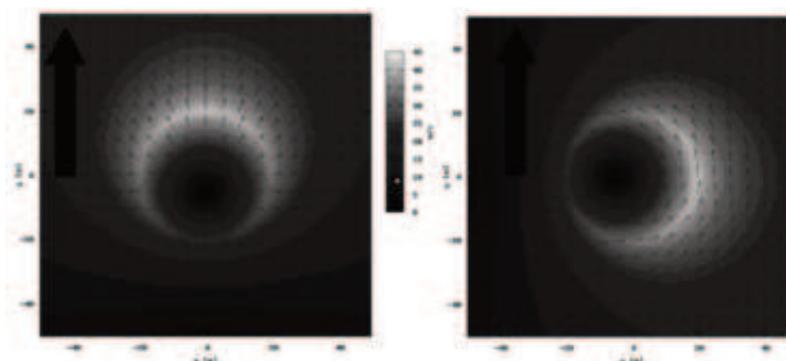


Figura 1. Distribución del viento en un reventón convectivo y un tornado con movimiento de traslación.

Para un tornado o un reventón convectivo débil, solo la parte más luminosa del espectro de velocidades estaría en disposición de provocar daños visibles en una vegetación homogénea y regularmente plantada. En los casos reales, estas plantaciones (como un campo de maíz) no son comunes, de forma que los vectores marcados de SSW-SSE consecutivos, no pueden advertirse con facilidad. Un tornado o un reventón convectivo que derribe unos pocos árboles no podrían diferenciarse en un estudio de campo si no se dispone de otros elementos de juicio.

El viento en un tornado real está muy lejos de ser laminar y la velocidad vertical y horizontal pueden ser del mismo orden de magnitud. Por ello, la medición de sus velocidades constituye una tarea realmente compleja.

La velocidad del viento puede medirse con equipos estáticos o mediante teledetección. Pero en la mayoría de los casos estos equipos no están disponibles en la ruta de un tornado o se ven gravemente afectados por su acción. Otra forma de obtener la velocidad de un tornado es a través de la fotogrametría. La técnica consiste en reconocer, en fotogramas consecutivos, algunos detalles y realizar un seguimiento de los mismos. Si se conoce la distancia de la cámara al objeto y las dimensiones del tornado que pueden averiguarse por el entorno inmediato sobre el que transcurre, el cálculo de la velocidad vertical y horizontal puede inferirse con cierto grado de precisión. Esta técnica fue apuntada por Golden y Purcell (1977) y fue ensayada con las imágenes capturadas en el tornado de l'Espluga de Francolí de 1994 por Gayà y Redaño (1995). La figura 2 muestra cuatro fotogramas fuertemente distorsionados para poder identificar elementos que aparezcan en ellos y con los que realizar los cálculos para conocer la velocidad del tornado en el nivel donde aparecen.

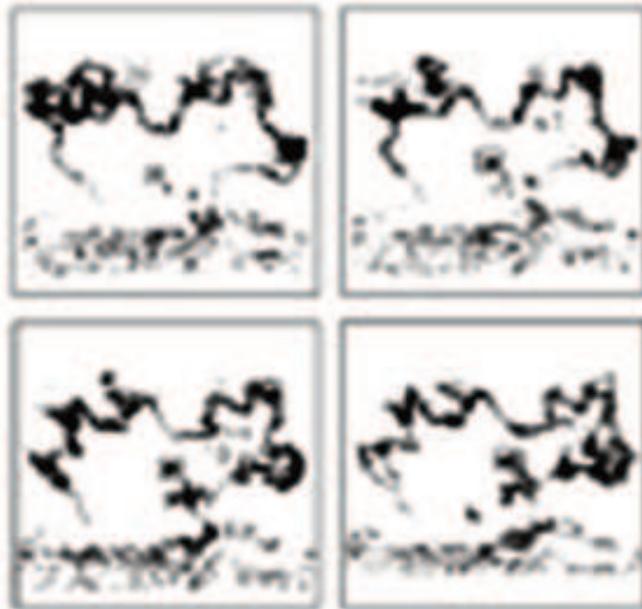


Figura 2. Fotogramas del tornado de l'Espluga de Francolí donde se identifican elementos de la periferia para el cálculo de su velocidad (según Gayà y Redaño).

La técnica más precisa para la medición de la velocidad en un tornado, y también la más cara, es mediante el uso de un radar Doppler móvil. Esta técnica permite averiguar la velocidad de objetos que haya arrebatado el tornado y que circulan no solo por la periferia y son visibles, sino también aquellos que están próximos a su eje. Lamentablemente, el uso de este tipo de radar en España no ha sido empleado en ninguna ocasión.

Para evaluar la velocidad de los tornados, Fujita (1971) elaboró una escala que la relaciona con los daños causados. Es evidente que esta escala no es reproducible en cualquier lugar porque los elementos que resultan removidos no son homogéneos en todos los países. A pesar de lo cual, la escala F de Fujita fue ampliamente usada en la meteorología tornádica en todo el mundo. Recientemente, se ha elaborado una escala Fujita mejorada (EF) que pormenoriza los umbrales de rotura de muchos más elementos constructivos así como de especies arbóreas. Para mayor información sobre la escala EF se recomienda leer los artículos de McDonald *et al.* (2004) y NOAA (2004). Esta forma de estudio "forense" ha permitido tener una idea muy aproximada sobre la velocidad que ha alcanzado el tornado sujeto a estudio.

La observación de la trayectoria de un tornado desde el cielo permite distinguir la complejidad del movimiento y de la fuerza que éste tuvo. En la figura 3 puede observarse claramente la convergencia de los vectores viento y las oscilaciones del eje del tornado. Este tipo de estudio es muy útil para tornados moderados o fuertes, donde los destrozos son importantes y muy visibles, pero no tanto para los más débiles. En cualquier caso, el estudio de campo desde el aire siempre debería complementarse con el estudio realizado "a pie de obra".



Figura 3. Distribución del viento en un tornado que fue capaz de derribar un pinar en Mallorca en el año 1996 (Foto y © M. Gayà).

5. CLIMATOLOGÍA DE LOS TORNADOS EN ESPAÑA

Para disponer de una climatología de la mayoría de variables meteorológicas se recomienda un período mínimo de 30 años. Para los fenómenos raros como los tornados, el período de observación debería ser mayor. En este sentido, Shaefer *et al.* (1993) encontró que en Estados Unidos, para tornados con una intensidad F2 o superior, el período de estabilidad se producía a los 35 años.

En la climatología de los tornados en España que presentamos aquí, hemos considerado el período 1981-2012 (32 años) con todos los tornados y posibles tornados de los que hemos tenido noticia, cualquiera que fuera su velocidad máxima. Es obvio que los tornados F0 y los posibles tornados inestabilizan la climatología, muy especialmente en los primeros años del período considerado. Sin embargo, para tener una idea de qué zonas son las más propensas a tener un tornado se requeriría más información contrastada de la que se dispone hoy.

5.1 La presencia anual y mensual de tornados a lo largo de los últimos años

El registro de tornados en España en los últimos años presenta un incremento muy importante hasta una cierta estabilización en los más recientes. Esto se debe, sin duda, al hecho de que la base de datos tiene su inicio hacia finales de los años 80, cuando comienza la observación y "captura" de este fenómeno raro, pero también al fabuloso incremento de las comunicaciones entre la sociedad y los medios que publican las noticias. Internet es, sin duda, uno de los intercambiadores de información más eficiente, aunque no el único. Los medios de comunicación más tradicionales han ido incorporando la información aportada por ciudadanos anónimos que han vertido luz sobre muchos de los casos que hoy reconocemos como ciertos.

La figura 4 presenta la distribución anual de los tornados altamente probables o seguros (en gris) y los tornados posibles (en negro). Se observa un incremento progresivo del número total de casos hasta alcanzar el máximo en el año 2010, con un total de 43 registros.

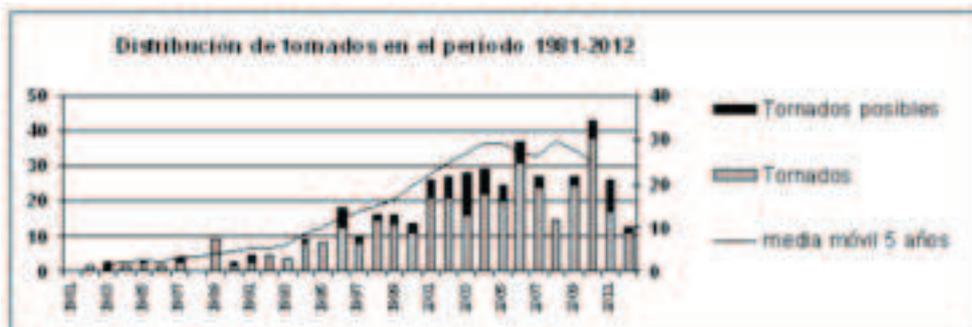


Figura 4. Distribución anual de los tornados en España.

La línea continua del gráfico de la figura 4, con su escala a la derecha del gráfico, indica la media móvil de todos los casos (tornados posibles y seguros) sobre cinco años asignada al año central. En ella se observa que a partir del año 2001 la serie tiende a estabilizarse con las variaciones propias de los fenómenos raros.

En el período inicial de la serie, parece claro que el número de casos registrados resulta manifiestamente inferior al número de casos que se dieron en la realidad. También es muy probable que en el período final de la serie, los registros infravaloren el número real de casos, sin embargo, pensamos que esta diferencia entre ambos valores ha ido disminuyendo a lo largo del período total considerado

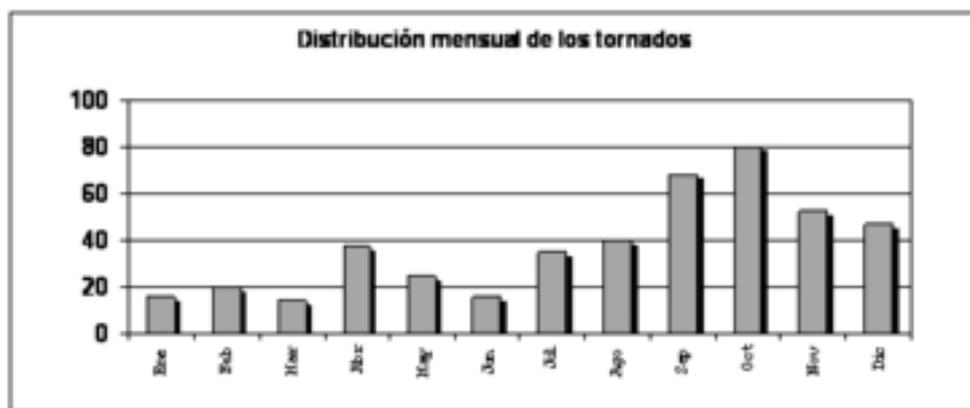


Figura 5. Distribución mensual de todos los tornados.

Por lo que se refiere a la distribución mensual (ver figura 5), la muestra seleccionada presenta un destacado máximo desde finales de verano hasta noviembre. Sin embargo, esta distribución no es similar si focalizamos nuestra atención en las diferentes regiones climáticas del Estado. Ya fue advertido por Gayà (2011) que existía un desplazamiento de la frecuencia de tornados hacia el Mediterráneo durante este período del año y que, hacia el invierno, el peso de las borrascas atlánticas se hacía más relevante, si bien con un número de tornados inferior.

5.2 Geografía de los tornados

Los valores de las variables que intervienen en la aparición o no de los tornados no tienen una distribución homogénea sobre la geografía ibérica e insular. Del mismo modo que sucede en otros países, como Estados Unidos, la geografía del riesgo de los tornados tiene algunas regiones climáticas preferentes.

El mar Mediterráneo cálido a finales del verano y en otoño aporta muchos de los ingredientes necesarios para desarrollar la convección. Únicamente se requiere que los ingredientes que aporte la atmósfera superior faciliten la liberación de energía. De igual modo, otras regiones atlánticas aportan sus factores climáticos para el desarrollo de tormentas en otras épocas del año, cuando las borrascas atlánticas descienden de latitud.

En los últimos años se han presentado algunas climatologías de tornados en España que han abarcado diferentes períodos y regiones. Gayà *et al.* (2001) para las Islas Baleares, Gayà (2005) para toda España, Gayà (2011) para España y para un período mucho más extenso. Estas aproximaciones climáticas adolecen de escasa información para los fenómenos raros, especialmente para tiempos remotos, pero también se dan para los más recientes. Es de destacar que algunos casos "posibles" han podido sufrir una alteración de esta cualidad en cuanto se ha dispuesto de más información. Esta es la razón por la que algunos matices de estas climatologías de tornados no son coincidentes.

Con la base de datos actual, la distribución de tornados (posibles y seguros) sobre la geografía española, excepto Canarias, se muestra en la figura 6. La imagen se ha configurado con cada tornado atendiendo únicamente al punto inicial de la trayectoria. Asimismo, para aquellos tornados de los que no tenemos un conocimiento de este recorrido, se ha asignado al lugar más significativo que aparecía en las crónicas.

Se infiere de esta figura que los tornados tienen una presencia más notable en las provincias costeras de Cataluña, en Baleares y en las provincias del sur, Cádiz y Málaga. Pero también se manifiestan con asiduidad en las provincias atlánticas gallegas y en Cáceres y Valencia.



Figura 6. Distribución de todos los tornados en España (excepto Canarias).

Por el contrario, se pone de manifiesto la escasa presencia de estos fenómenos en la provincia de Cuenca y en el norte peninsular, tanto en las provincias cantábricas, desde Lugo hasta el País Vasco, como en buena parte de Castilla y León. A pesar de lo cual, la presencia de tornados en estas áreas no es nula.

Un detalle muy significativo se refleja en la distribución geográfica de los tornados: la proximidad del mar. Sin duda es relevante el hecho de que la base de datos considera como "tornado" una tromba marina que haya alcanzado la costa, aunque su recorrido terrestre sea muy inferior al marino.

Alguna de estas características fueron puestas de manifiesto en el estudio realizado por Gayà *et al.* (2011) en el que se indica que la mayoría de los tornados en Cataluña siguen una trayectoria con una componente de S y SE, dirección predominante de la brisa en la costa catalana, mientras que la mayoría de tornados en el hemisferio norte son del SW.

5.3 La velocidad máxima en los tornados

La mayor parte de los tornados de los que se tienen asignaciones de velocidad máxima son débiles y solo una pequeña parte son moderados. No se conocen tornados que hayan sido violentos en el período considerado. Debido a que esta asignación de la escala Fujita no ha podido ser atribuida a cada tornado, solo 301 casos disponen de la variable velocidad máxima sobre el total de 457 tornados. La figura 7 muestra los porcentajes en cada categoría de la escala Fujita.

Este resultado es similar al encontrado en Estados Unidos donde alrededor del 95% de los tornados están por debajo del EF3. La diferencia más notable, sin embargo, se encuentra en los tornados violentos que en este período han sido inexistentes en España, mientras que alcanzaron un 5% en EE.UU., donde solo el 0,1 % fue EF5 (ver, por ejemplo, NOAA (2012)).

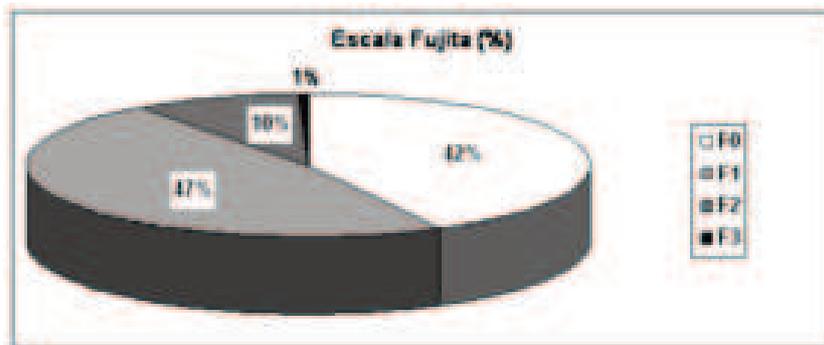


Figura 7. Porcentaje de tornados en cada categoría de la escala Fujita.

A pesar de que los tornados violentos han sido nulos en el período 1981-2012, se tiene noticia de casos que pudieron alcanzar estas velocidades. Así, Gayà (2011) apunta que el tornado de Cádiz de 1671 pudo alcanzar estos valores y, por otra parte, como señalan Dessens y Snow (1993), también se encuentran registros de tornados violentos en las bases de datos de países próximos como Francia.

5.4 Longitud del recorrido de los tornados

El recorrido que realizaron los tornados es una de las variables de la base de datos. Sin embargo, esta información solo ha sido suficientemente precisa en los casos en los que se han realizado algún tipo de estudio de campo. Por tanto, la distancia recorrida por los tornados es escasamente conocida. Solo 206 casos disponen de esta información.

La figura 8 presenta los porcentajes de casos para diversos intervalos de longitud del recorrido. 32 tornados tuvieron una trayectoria igual o inferior a 0,2 km. Entre estos casos están la mayor parte de las trombas marinas que alcanzaron a tocar tierra y que se deshicieron inmediatamente. Por el contrario, solo 13 tornados llegaron a tener un recorrido superior a los 10 kilómetros. Sin duda, la trayectoria más larga se registró en Castilla y León en torno a las localidades de Vitigudino, Peralejos de Abajo, Peralejos de Arriba, Villar de Peralonso, Ledesma y Zamayón (Salamanca) en el año 2010 y, curiosamente, se trató de un tornado débil. Sin embargo, si atendemos a las dobles valores de intensidad (Fujita) y longitud, se advierte que los tornados significativos (igual o superior a F2) tienen un recorrido superior a los débiles.

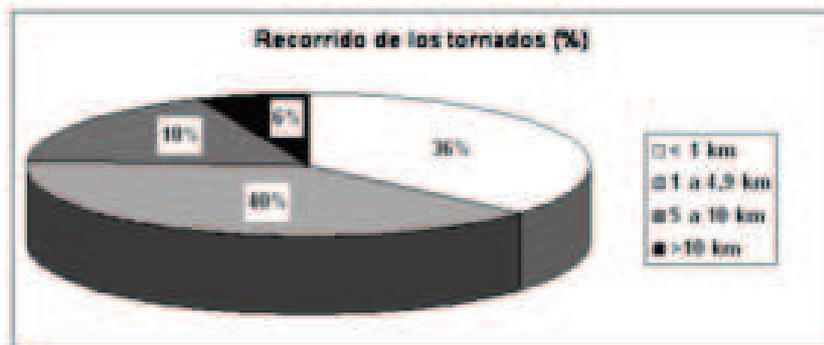


Figura 8. Porcentajes de tornados atendiendo a su recorrido.

Los tornados fuertes (F2 y F3) tuvieron un trayecto medio de 7,7 kilómetros. Por el contrario, el recorrido de los tornados débiles resultó notablemente más corto, 2,9 kilómetros. Si consideramos todos los tornados (aun desconociendo su velocidad máxima), el promedio de la longitud de sus recorridos fue de 3,6 km.

El recorrido medio para los tornados significativos que hemos indicado es similar al encontrado por Dessens y Snow (1993) para Francia (8,5 km), pero es muy inferior para los tornados débiles. Ello se debe, sin duda, a que nosotros hemos tenido en cuenta los reducidos recorridos de las trombas marinas que se deshicieron justo al alcanzar la costa.

6. IMPACTO SOCIAL

La noticia de un evento tornádico alcanza las tribunas de la prensa cuando ha sido

muy dañino para las personas o para sus bienes. En los últimos tiempos, también por su interés meteorológico aunque haya sido inocuo.

Algunos de los recientes tornados más notables no han aparecido en la prensa y han tenido un impacto social muy reducido. Estos casos, que alcanzaron un valor F3 de la escala Fujita, tuvieron lugar en parajes no habitados y fueron los bosques los testigos de su violencia destructiva. Ciutadella (Menorca) y San Leonardo (Soria) son los municipios que albergaron estos casos. Sin embargo, tornados fuertes, aunque de inferior intensidad a los anteriormente citados, fueron ampliamente divulgados por toda la prensa porque afectaron a núcleos urbanos y los daños materiales fueron realmente cuantiosos. Estos relevantes eventos tornádicos han tenido una repercusión mediática de primer orden. Nos referimos a los casos de los días en que hubo varios tornados (*outbreaks*) en Baleares en 1996 y en 2007, e igualmente en la provincia de Barcelona en 2005, y al tornado de Málaga de 2009.

Los tornados españoles más significativos de la historia acontecieron hace siglos y tuvieron una gran repercusión social. El tornado de Cádiz de 1671 es sin duda el más notable y se dispone de suficiente información para pensar que alcanzó el nivel 4 de la escala de Fujita. Puede considerarse uno de los tornados más mortíferos en el mundo. Así, Gayà (2011) recoge información de la época en la que se indica que murieron más de 600 personas en una ciudad que era, entonces, uno de los puertos más importantes del globo.

Un tornado posterior, el de Madrid de 1886, también fue un tornado que causó muchas muertes. Según Gayà (2007), el tornado causó 47 víctimas mortales, en su mayoría personas humildes. La prensa del momento recogió muchísimos detalles del suceso durante algunos años, pero, finalmente, el tornado se "ocultó" bajo la palabra ciclón hasta nuestros días.

Los tornados recientes no han sido tan destructores como estos que hemos citado. A pesar de lo cual, también han causado algunas víctimas mortales. Los daños materiales sí han sido importantes en los tornados que hemos citado anteriormente de Baleares, Barcelona y Málaga.

Averiguar el coste total que ha significado restaurar la situación previa al desastre es prácticamente imposible. Muchas estructuras no se repararon y otras muchas que se devolvieron a su estado anterior al desastre tuvieron unos costes asumidos por sus propietarios que nunca fueron contabilizados. Las pólizas de seguros no cubrieron todos los destrozos, cuyo coste de reparación fue asumido en su mayor parte por el Consorcio de Compensación de Seguros. Para tener una idea de estas pérdidas podemos decir que la turbonada que afectó a Mallorca en 2007, y que incluyó varios tornados, representó para el Consorcio un desembolso de más de 45 millones de euros. El tornado de Málaga de 2009 y los de Barcelona de 2005, de más de 9 millones.

7. CONCLUSIONES

A pesar de que las climatologías mundiales no recogen información sobre los tornados en España, éstos se manifiestan con relativa frecuencia. Los valores de su intensidad y recorridos son similares a los de otros países, aunque la mayor

frecuencia se desplaza hacia el otoño frente a lo que sucede en otros países, como Estados Unidos, que acontecen más frecuentemente en primavera.

Se observa que este fenómeno no tuvo en el pasado la atención que merecía de algunas instituciones, razón por la que es escasa la información de que se dispone de los años anteriores al inicio de la base de datos que el autor comenzó a elaborar a finales de los años 80. Asimismo, atendiendo a las repercusiones que este tipo de fenómenos pueden causar, es primordial que los estudios de campo se normalicen para todo el país y que permitan un conocimiento climático más ajustado. En una sociedad que construye grandes obras o desarrolla transportes que pueden ser muy vulnerables a los tornados, parecería que los estudios sobre este fenómeno debieran recabar mayor atención. Ello favorecería un diseño más adecuado de las infraestructuras y un sistema de avisos a la población que pudiera verse afectada.

REFERENCIAS

- Bech J., Gayà M., Aran M., Figuerola F., Amaro J. y Arús J. (2009): Tornado damage analysis of a forest area using site survey observations, radar data and a simple analytical vortex model. *Atmospheric Research*, 93, 118–130.
- Dessens J. and Snow J. (1993): Comparative description of tornadoes in France and the United States. The Tornado: Its Structure, Dynamics, Prediction and Hazards. *Geophys. Monogr.*, nº 79. Amer. Geophys. Union, 427-434.
- Doswell III, C. (versión de 2001): What's a tornado. On-Line in april 2013: http://www.cimms.ou.edu/~doswell/a_tornado/atornado.html
- Gayà M. y Redaño À. (1995): El Tornado de L'Espluga de Francolí. Medidas de campo y tratamiento de imágenes digitalizadas. *Proceedings del IV Simposio Nacional de Predicción. Memorial "Alfonso Ascaso"*. Madrid, Abril 1996, 345-350.
- Gayà (2005): Tornados en España (1987-2005): distribución temporal y espacial. *Revista de Climatología*, 5, 9-17. On-Line in April 2013: <http://webs.ono.com/reclim2/reclim05b.pdf>
- Gayà, M. (2007). The 1886 tornado of Madrid. *Atmos. Res.*, 83, 201–210.
- Gayà (2011): Tornadoes and severe storms in Spain. *Atmospheric Research*, 100, 334–343.
- Gayà M., Llasat M.C. y Arús J., (2011): Tornadoes and waterspouts in Catalonia (1950–2009) *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 11, 1875-1883.
- Gayà M. (2011): Tornadoes and severe storms in Spain. *Atmos. Res.* 100, 334–343
- Golden J. H. y Purcell D. (1977): Photogrammetric velocities for the Great Bend, Kansas, tornado of 30 August 1974: accelerations and asymetries. *Monthly Weather Review*, 105, 485-492.
- McDonald J. R., Forbes G. S. y Marshall T. P. (2004): The Enhanced Fujita (EF) Scale. On-Line in diciembre 2012: <https://ams.confex.com/ams/pdfpapers/81090.pdf>

NOAA (2004): A Recommendation for an Enhanced Fujita Scale (EF-Scale). On-Line in april 2013: <http://www.spc.noaa.gov/faq/tornado/ef-ttu.pdf>

NOAA (2012): U.S. Tornado Climatology. On-Line in april 2013: <http://www.ncdc.noaa.gov/oa/climate/severeweather/tornadoes.html>

CAPÍTULO 5

DESARROLLO DE UNA TÉCNICA PARA LA DELIMITACIÓN DE ZONAS DE RACHA DE VIENTO MÁXIMA ALTA EN SITUACIONES DE VIENTO EXTREMO

Antonio LÓPEZ DÍAZ¹, Macarena RODRIGO FERNÁNDEZ²

¹Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)

²Consortio de Compensación de Seguros/AEMET
jlopezd@aemet.es, ccseguros@aemet.es

RESUMEN

El viento extremo constituye uno de los riesgos climáticos importantes que afectan a nuestro país. El Consorcio de Compensación de Seguros es el organismo nacional que cubre el riesgo por viento extraordinario, definido como aquel que da lugar a rachas que superen los 120 km/h. La estimación de las zonas afectadas por este riesgo corresponde a AEMET, que viene utilizando una técnica geoestadística, el kriging universal, que se apoya, además de en las observaciones de racha máxima, en variables fisiográficas y en campos del modelo de predicción del tiempo HIRLAM. En este trabajo se presenta en primer lugar un resumen de las situaciones que producen vientos extremos en España, y se describe una modificación de la técnica empleada en AEMET para la estimación de zonas de racha de viento extrema que mejora significativamente el sesgo.

Palabras clave: viento extremo, estimación areal, *kriging* universal, racha máxima.

ABSTRACT

Extreme wind is one of the climatic risks that strike our country. The Consorcio de Compensación de Seguros is the national body that covers risk against unusual winds, defined as those with wind gusts exceeding 120 km/h. AEMET is responsible for the estimation of the area under this risk. To this end a geostatistical technique, the universal kriging, is used, based on the observations of maximum wind gust and drawing also on physiographic variables and HIRLAM forecasting model fields. This contribution contains a summary of the situations that give rise to extreme winds in Spain, as well as a description of a modification of the AEMET estimation technique for the estimation of areas under extreme winds that significantly improves the bias.

Key words: extreme wind, areal estimation, universal kriging, maximum wind-gust.

1. SITUACIONES DE VIENTO EXTREMO EN ESPAÑA

La situación de nuestro país en la zona de latitudes medias (a excepción de las Islas Canarias), rodeado por un océano al oeste y por el mar Mediterráneo al este, con una orografía de gran complejidad, hace que la descripción de las situaciones susceptibles de producir vientos fuertes sea una empresa nada sencilla. A grandes rasgos diríamos que por un lado están las perturbaciones de latitudes medias de origen atlántico que con cierta frecuencia afectan a nuestro país, como lo hacen a otros países europeos de la fachada atlántica (aunque a estos con mayor frecuencia por su mayor latitud); por otro el Mediterráneo, con su alta reserva calorífica después del verano muy cálido típico del clima mediterráneo, da lugar a ciclogénesis y otros fenómenos mesoescalares, complicados por la orografía, que pueden alcanzar gran virulencia; por último, habría que mencionar la peculiaridad de las Islas Canarias, que pueden ser afectadas, además de por perturbaciones atlánticas, por otro tipo de situaciones de origen tropical que pueden producir también vientos muy fuertes.

En este apartado se pasa revista en primer lugar a las situaciones de escala fundamentalmente sinóptica que pueden producir vientos fuertes, dejando para el segundo subapartado las de escala mesoescalar más reducida.

1.1 Temporales de viento fuerte en nuestras latitudes

Una clasificación genérica de los tipos de situación a escala sinóptica que con mayor probabilidad pueden dar lugar a vientos extremos en nuestro territorio la ofrecen Jorge Olcina y Javier Miró (2002). Según estos autores cabe distinguir los siguientes tipos generales de situación de viento fuerte:

- Borrascas energéticas de tipo "oceánico" con estructura frontal:
 - Gran individuo isobárico, con centros secundarios y circulación relativamente zonal.
 - Rosario de depresiones activas insertas en una circulación del O de carácter cuasi-zonal, y corriente en chorro en altitud muy veloz.
 - Ciclón tropical, convertido en borrasca energética atlántica con estructura frontal.
 - Depresión fría desprendida en situaciones de bajo índice zonal en el seno de la circulación del O de latitudes medias que da origen a la formación de borrascas activas superficiales de pequeño diámetro. Participan de este tipo sinóptico las "galernas" cantábricas.
- Desarrollos ciclogénéticos. Muy comunes en la cuenca occidental del Mediterráneo en virtud del carácter cerrado y cálido de dicho mar. Destacan las "bajas de Génova", la "baja de Argel" y la catalano-balear.
- Situaciones anticiclónicas con alto gradiente horizontal de presión, flanco meridional de altas de bloqueo instaladas sobre la superficie continental o de anticiclones térmicos potentes. Temporales de Levante.

Las bajas de tipo oceánico se engloban en las borrascas atlánticas que afectan a toda Europa. Estas bajas obtienen su energía del contraste entre las masas de aire subtropical y polar sobre el Atlántico. Como estas diferencias son máximas en invierno es en esta estación cuando son más intensas estas bajas. Otros factores de los que dependen son las diferencias de temperatura latitudinales, corrientes en chorro intensas (que producen difluencia en altura en su borde de salida) y masas de aire anormalmente cálidas o frías. Estos factores se relacionan con la NAO (Oscilación del Atlántico Norte), que mide la variación en posición e intensidad de los dos centros de presión dominantes en el Atlántico: la baja de Islandia y el anticiclón de las Azores. Grandes diferencias de presión entre estos centros tienden a activar los factores de formación de estas bajas de origen oceánico. En España afectan de forma particularmente intensa a las bajas del SO (Golfo de Cádiz).

La ciclogénesis es el desarrollo o la consolidación de la circulación ciclónica en la atmósfera asociada a un sistema de baja presión. En nuestras latitudes se habla de ciclogénesis explosiva cuando el descenso de presión en el centro de la baja es superior 18-20 hPa/ 24 h. Cabe distinguir entre ciclogénesis atlántica y mediterránea, esta última con los subtipos catalano-balear, de Argel y del golfo de Génova. En este último subtipo juega un papel importante el efecto de golfo con mar cálido, que produce una tendencia positiva de la circulación ciclónica (vorticidad) de origen baroclínico.

Además de esta clasificación de tipo genético de las situaciones susceptibles de producir vientos extraordinarios, cabe efectuar una clasificación regional, es decir, atendiendo a las áreas afectadas por los vientos extremos. Según este criterio, los mismos autores ofrecen la siguiente sinopsis:

Según la disposición del litoral cabe distinguir:

- componente O en Galicia
- NO en la fachada cantábrica
- de levante en el litoral mediterráneo
- del SO en el litoral atlántico andaluz.

Temporales del NO que afectan a N de Galicia y fachada cantábrica:

- Borrascas profundas de procedencia atlántica. Se distinguen: depresiones atlánticas, cuando el centro de la baja se sitúa en el sector marítimo del Gran Sol; depresiones británicas, con núcleo en las islas Británicas; depresiones cantábricas, frente a las costas de Asturias o Cantabria. Más frecuentes entre noviembre y febrero.
- Circulaciones zonales intensas que provocan fuertes vientos de poniente. Afectan no solo al N, sino que pueden extenderse a todas las tierras ibéricas y Baleares, con especial incidencia en algunas áreas con configuraciones topográficas que canalizan el viento ("ventanías").

Temporales de Levante: afectan a la fachada mediterránea y Baleares, más frecuentes en otoño-invierno. Su origen está en altas de bloqueo en el espacio europeo.

Temporales de viento del SO, relacionados con bajas atlánticas situadas en el Golfo de Cádiz, con vientos del tercer cuadrante. Suelen relacionarse con depresiones frías en altura en dicho espacio sinóptico. Más frecuentes en noviembre-diciembre.

Vendavales, ventarrones y turbonadas de diversa duración. Tienen especial incidencia en el valle del Ebro, incluido el litoral catalán próximo a la desembocadura, la comarca del Ampurdán, NE de Cataluña, los cabos coruñeses más occidentales, Tarifa y tierras próximas del Estrecho, y en las cimas más elevadas de las grandes cordilleras. Estos vientos tienen frecuentemente una escala local.

1. 2 Configuraciones mesoescalares que pueden producir viento extremo en España

La complicada orografía de nuestro país, junto con su situación con una reserva calorífica marítima muy importante en otoño e invierno, que es el Mediterráneo, son factores que favorecen la aparición de vientos extremos de escala subsinóptica mesoescalar. Esta escala se divide en meso- γ (2-20 km, con fenómenos como la convección aislada de célula simple, vientos de configuración orográfica), meso- β (20-200 km, como las brisas marinas o vientos de efecto de lago) y meso- α (200-2000 km, que cubre fenómenos como líneas de turbonada o los sistemas convectivos mesoescalares).

1.2a Vientos no-tornádicos rectos que causan daños

Los vientos peligrosos de trayectoria recta asociados a fenómenos convectivos se relacionan casi siempre con flujos de salida enfriados por precipitación (por evaporación, fusión o sublimación). Solo en casos excepcionales las corrientes ascendentes asociadas a supercélulas inducen vientos de entrada que pueden causar daños. Aparte de esta excepción, los vientos dañinos asociados a flujos de salida se producen, bien por corrientes descendientes, llamadas reventones, de escala meso- γ , que inciden sobre la superficie terrestre y forman trayectorias divergentes, o bien por embolsamientos de aire frío de escala meso- β que provocan gradientes horizontales de presión que pueden dar lugar a vientos intensos. Este tipo de evento tiende a producirse por acumulación de corrientes de salida de varias tormentas; los vórtices que pueden formarse en la frontera del flujo de salida pueden contribuir a los vientos intensos.

Un reventón ("downburst") se define como una fuerte corriente descendente que ocasiona vientos destructores al llegar al suelo, acompañados de una intensa tormenta. El reventón tiene una dimensión horizontal inferior a 10 km. Cuando es inferior a 4 km se denomina microrreventón o microrráfaga. Pueden ser húmedos o secos según que la precipitación llegue o no al suelo. Los reventones se asocian a altas de presión relativas en superficie, lo que es necesario para desviar horizontalmente el aire descendente. El forzamiento que produce los reventones es fundamentalmente de origen termodinámico, por flotabilidad negativa en la corriente descendente, debida a enfriamiento evaporativo y/o carga de hidrometeoros. Ambos procesos aumentan la densidad del aire descendente respecto al entorno. La evaporación se favorece con una capa límite próxima a la superficie seca.

En ocasiones vientos intensos se producen asociados a líneas de turbonada con poca inestabilidad convectiva pero con fuertes gradientes de presión sinópticos. En estos casos los fuertes vientos en superficie se producen por arrastre de los vientos fuertes de altura por las corrientes descendentes.

Los *derechos* se asocian a convección profunda de larga duración. Los vientos extremos que conllevan pueden producirse por cualquiera de los anteriores mecanismos. El término *derecho* incluye cualquier familia de grupos de reventones producidos por un sistema convectivo mesoescalar extratropical, y pueden producir vientos en línea recta (straight-line winds) muy dañinos sobre áreas de cientos de km de largo por más de cien de ancho.

Por último, debemos mencionar los vientos de ladera, de carácter orográfico, que no están asociados necesariamente a fenómenos convectivos, sino a aceleraciones de vientos a sotavento de la montaña. Con condiciones adecuadas de flujo del aire, estabilidad atmosférica y topografía pueden ser localmente muy intensos y causar daños.

1.2b Vientos de tipo tornádico

Esta familia comprende los vientos intensos con fuerte componente giratoria. Un tornado es una columna de aire que gira violentamente, pendiente de una nube cumuliforme, y con frecuencia visible como una nube de embudo. Para que un vórtice sea considerado un tornado debe estar en contacto tanto con el suelo como con la base de la nube. Una tromba marina es un tornado sobre el agua. Son más pequeñas y débiles que los tornados terrestres.

La mayoría de los tornados tienen vientos de menos de 200 km/h y tienen un diámetro de menos de 800 m. De este tipo son los que aparecen en nuestro país. Favorece la aparición de tornados una atmósfera condicionalmente inestable (esto es, inestable tras la saturación), y también una alta cizalladura de viento y humedad en las capas bajas. Los tornados son más frecuentes hacia finales de primavera y a principios del verano, pero tampoco faltan en otoño. Los tornados pueden formarse a partir de supercélulas, pero también se asocian a formas de convección menos intensas. Otros fenómenos similares a los tornados, pero que no suelen producir vientos tan intensos, son:

- Un vórtice de racha ("gustnado"): se produce a lo largo del frente de racha de una tormenta, y es visible por el material que levanta del suelo. Tiene un diámetro típico entre unos metros y unas decenas de metros, y se extiende desde la superficie sin llegar a tocar la nube.
- Las tolvaneras: son vórtices que se desarrollan en la capa inferior de la atmósfera sin una conexión con la nube convectiva, visibles por el polvo, arena y residuos que levantan. Suelen tener un origen térmico por el fuerte calentamiento de la superficie, en ausencia de nubes bajas o con nubes de escaso desarrollo.
- Las tubas, también llamada nubes-embudo, consisten en una extensión hacia abajo, en forma de cono o embudo, de una nube convectiva, causada por un vórtice de rotación rápida que no llega a la superficie.

2. DESCRIPCIÓN DE ALGUNAS SITUACIONES DE VIENTO EXTREMO

En este apartado se analizan con cierto detalle algunas situaciones concretas que produjeron vientos muy intensos y que ejemplifican algunos de los tipos de situaciones comentados en el apartado anterior.

2.1 Borrasca de origen atlántico (5-6 de noviembre de 1997)

Durante los días 5 y 6 de noviembre de 1997 una profunda borrasca extratropical, de origen atlántico, barrió de lleno la Península Ibérica de SO a NE. El centro de la baja se desplazó desde el Golfo de Cádiz hasta el SE francés. A su paso produjo gran cantidad de daños materiales y más de veinte víctimas mortales por las inundaciones, la mayoría de ellas en las cercanías de Badajoz capital.

Los vientos que acompañaron a esta baja tan profunda fueron muy intensos. El temporal de viento, que entre las últimas horas del día 5 y la madrugada del día siguiente afectó al sudoeste peninsular, provocó innumerables daños en infraestructuras y cultivos. También resultó afectada Cataluña. La normalidad volvió en la mañana a medida que el temporal se desplazaba hacia la zona oriental peninsular.

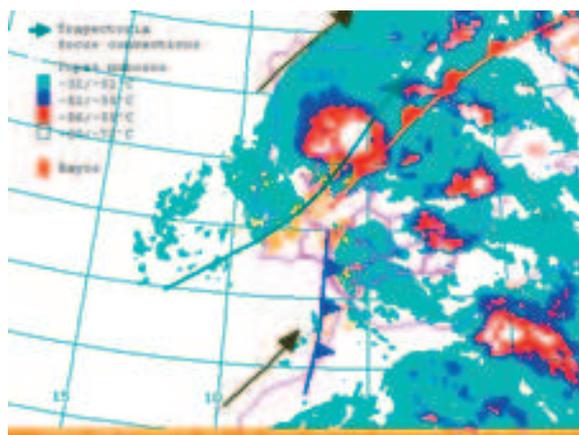


Figura 1. Análisis de mesoescala el 6 de noviembre a las 00 UTC (fuente AEMET).

2.1a Análisis mesoescalar

La inestabilidad del aire subtropical al sur de las Azores hizo que se desarrollaran numerosos focos convectivos, algunos de los cuales llegaron a alcanzar la categoría de sistema convectivo de mesoescala. Esta masa se desplazó hacia el este, por lo que los focos llegaron con su actividad convectiva aún en desarrollo hasta la Península Ibérica (figura 1).

2.1b Análisis de superficie

Un fuerte gradiente isobárico hizo que sobre la zona del bajo Guadalquivir (figura 2), el día 6 hacia las 00 horas, el viento medio superara los 20 nudos. El frente en

ese momento estaba sobre la frontera de Huelva con tierras portuguesas. El chorro en niveles bajos se encontraba sobre tierras andaluzas, lo que hizo que el viento fuera muy racheado. Las rachas superaron en muchos lugares los 100 km/h, afectando seriamente a las comarcas del sudoeste peninsular. Tres horas después, el día 6 a las 03 h, el viento de más de 20 nudos afectaba ya solo a algunas zonas aisladas. En las horas siguientes, los vientos fuertes se desplazaron hacia el Mediterráneo.

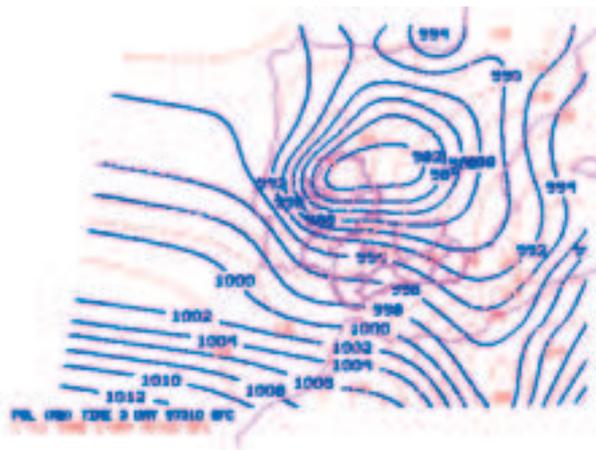


Figura 2. Presión en superficie el 6 de noviembre a las 03 UTC (fuente AEMET).

2.2 Galerna cantábrica

Una galerna es un temporal súbito y violento con fuertes ráfagas de viento del O al NO que suele azotar el Mar Cantábrico y sus costas, por lo general en la primavera y el otoño. Aparecen en días calurosos y apacibles en los que la llegada de un frente frío viene acompañado de un cambio brusco de la dirección e intensidad del viento, que pueden llegar a superar los 100 km/h, el cielo se oscurece y se produce un fuerte descenso de temperatura, de hasta 10°C, y un descenso rápido de la presión atmosférica. La mar puede llegar a ser gruesa o montañosa y a todo ello se añaden unas cortas pero intensas lluvias.

Se distinguen dos tipos: la galerna común y la galerna frontal. La galerna común se produce con mayor frecuencia en verano. El marco sinóptico en superficie favorable es el de flujo débilmente ciclónico o de pantano barométrico sobre el Cantábrico. El mayor peligro de la galerna común estriba en el rápido empeoramiento del estado de la mar, pero los vientos no suelen ser demasiado intensos.

En cambio la galerna frontal sí es capaz de producir vientos muy intensos. Se asocia al paso de un frente frío, que se caracteriza por la presencia de un frente en altura por delante del frente en superficie. La situación sinóptica se define por una vaguada relativamente estrecha y profunda al oeste de la península, con marcado flujo delantero del S/SO que cruza al frente en superficie. En superficie hay una borrasca al norte de la península con un frente frío asociado que atraviesa la cornisa

cantábrica de oeste a este produciendo los cambios de viento, temperatura, presión y humedad clásicos del paso de un frente frío activo.

También juegan un papel factores mesoescalares: el efecto orográfico de la cordillera cantábrica en el flujo del SO anterior al paso del frente, con la aparición de un dipolo orográfico; el efecto foehn, que recalienta y seca al aire a sotavento de la cordillera. Debido a estas condiciones sinópticas y mesoescalares es de esperar un mayor gradiente de presión y de temperatura entre la masa de aire anterior al frente y la posterior. Esto hace que los cambios de viento, presión, temperatura y humedad sean más acusados en una galerna frontal que al paso de cualquier otro tipo de frente frío.

Un caso de galerna frontal que produjo muy importantes daños en la ciudad de Santander aconteció el 3 de octubre de 2006 (figura 3). En esta ocasión se midió una racha máxima en el aeropuerto de Parayas, próximo a la ciudad, de 118 km/h, y en el observatorio del Centro de Santander de 161 km/h. Esta última medida se efectuó, sin embargo, en un anemómetro situado a 22 m de altura (en lugar de los 10 m estándar), por lo que hay que aplicarle una reducción de alrededor de un 10%.

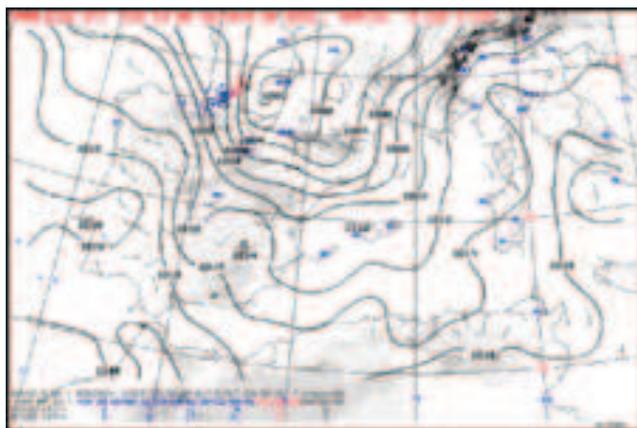


Figura 3. Análisis de superficie de 2 en 2 hPa del 3 de octubre de 2006 a las 03 UTC (fuente AEMET).

2.3 Sistema convectivo mesoescalar (4 de octubre de 2007)

Los sistemas convectivos mesoescalares (SCM) son estructuras convectivas de mayor grado de organización que las tormentas unicelulares o multicelulares. Un conjunto de tormentas se suelen organizar preferentemente en línea, "aúnan sus esfuerzos" para organizarse en un sistema lineal de tormentas bajo un gran manto superior de nubes altas. Las zonas afectadas por los SCM son amplias y generalizadas en virtud de su mayor duración y extensión. En su fase madura se puede observar una zona de lluvia continua y estratiforme donde puede haber tormentas embebidas y otra zona, más o menos lineal, con focos tormentosos muy

intensos potencialmente violentos. Cuando los SCM alcanzan ciertos tamaños descomunales se les denomina complejos convectivos de mesoescala.

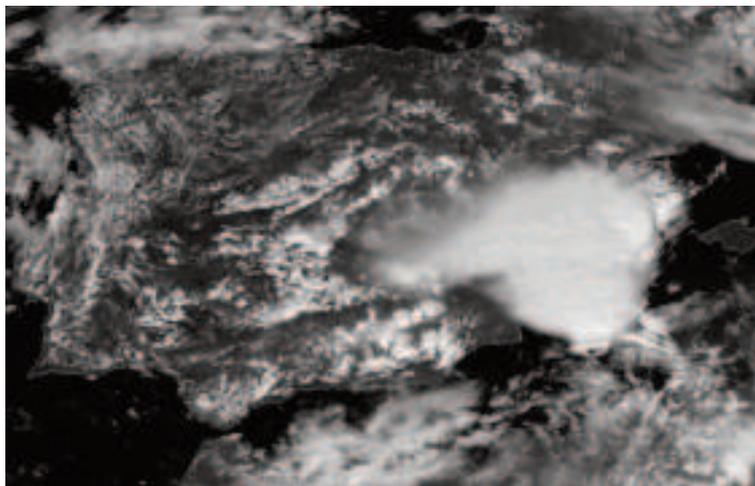


Figura 4. Imagen visible de alta resolución del satélite MSG a las 12 UTC del 4 de octubre de 2007. Nótese el SCM al este de las costas de Murcia frente a las pequeñas tormentas del norte de Granada y Almería. Fuente: EUMETSAT.

Un ejemplo de SCM se dio el 4 de octubre de 2007 sobre Mallorca, figura 4. Esta situación produjo rachas de viento medidas de 109 km/h en Porto Pí (Palma de Mallorca) y de 107 km/h en el puerto de Pollensa. Pero del análisis de los daños se dedujo que hubo al menos un tornado con vientos en torno a los 160 km/h, y muchas zonas afectadas por reventones o vórtices de racha con vientos superiores a 120 km/h.

2.4 Tormenta Delta (28-29 de noviembre de 2005)

Delta fue una tormenta de origen no tropical, surgida a partir de una zona amplia de bajas presiones al SO de las Azores el 19 de noviembre. El día 22 había adquirido características de ciclón tropical. Después de una trayectoria zigzagueante, el día 28 tenía rasgos de baja extratropical, situándose próxima a las Canarias hacia el O e intensificándose al moverse hacia la zona baroclina asociada a una vaguada europea, con aumento de la cizalla vertical y arrastre de aire frío.

La tabla 1 muestra que los vientos alcanzados en la situación Delta llegaron a valores muy importantes. El dato de 248 km/h medido en Izaña el día 28 es récord de la serie desde 1938. Para dar una idea de su magnitud, el siguiente valor más alto es de 216 km/h en 1947.

Estas rachas de viento muy fuertes se pueden explicar por la presencia de intensos flujos que desde niveles superiores remontan un obstáculo orográfico para una vez superado éste descender adiabáticamente, con calentamiento por compresión

("downslope windstorm"). Los vientos extremos se producen cuando vientos intensos se combinan con obstáculos orográficos notables en entornos de estabilidad, tratándose básicamente de una conversión entre la energía cinética y potencial del flujo.

| RAC. MÁX (KM/H) | DÍA | OBSERVATORIO | PROVINCIA |
|-----------------|-----|--------------------------|------------|
| 248 | 28 | IZAÑA | SANTA CRUZ |
| 160 | 29 | IZAÑA | SANTA CRUZ |
| 152 | 28 | LA PALMA/AEROPUERTO | SANTA CRUZ |
| 147 | 28 | TENERIFE/LOS RODEOS | SANTA CRUZ |
| 136 | 28 | HIERRO/AEROPUERTO | SANTA CRUZ |
| 134 | 28 | TENERIFE/SUR | SANTA CRUZ |
| 132 | 29 | LANZAROTE/AEROPUERTO | LAS PALMAS |
| 130 | 29 | TEGUISE (FAMARA) | LAS PALMAS |
| 126 | 28 | LA OLIVA | LAS PALMAS |
| 120 | 29 | FUERTEVENTURA/AEROPUERTO | LAS PALMAS |

Tabla 1. Rachas máximas de viento superiores a 120 km/h durante la tormenta Delta en la base de datos climatológica de AEMET.

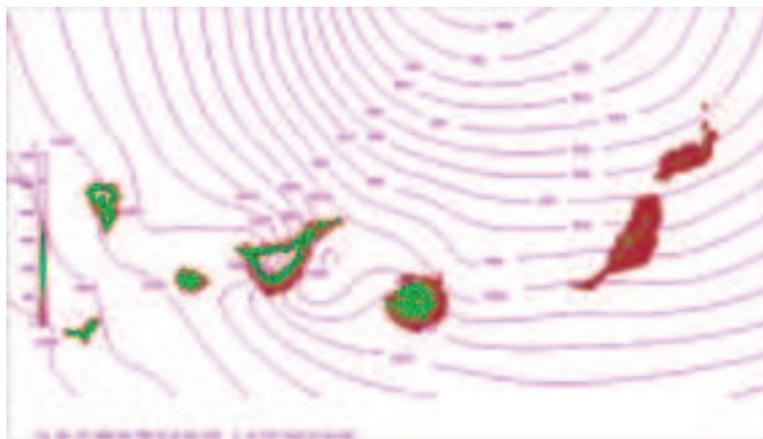


Figura 5. Presión reducida a nivel del mar (en hPa) del análisis del CEPPM del 29/11/2005 a las 00 UTC. Las islas están coloreadas según sus alturas y con la escala de la izquierda (fuente AEMET).

El diagnóstico termodinámico indicó la presencia por encima de una capa con estabilidad indiferente (superficie-900 hPa), una más estable, y por encima de ésta una cuasi-inversión térmica que representa una tapadera de estabilidad para el flujo incidente sobre el obstáculo. Es el flujo que circula sobre éste el que una vez superado el obstáculo desciende a sotavento generando una onda orográfica que, según el valor del número de Froude, puede transmitirse verticalmente, tanto hacia arriba como hacia abajo. La presencia de una mesobaja a sotavento de la isla, como muestra la figura 5, causada por obstrucción del flujo de capas bajas a barlovento, favorece que la fase descendente de la onda alcance niveles próximos al del mar y se acelere por transformación de energía potencial a cinética, lo que explica la ocurrencia de vientos muy fuertes en zonas costeras a sotavento de las islas

2.5 Ciclogénesis explosiva (18-23 de enero de 2013)

Las ciclogénesis son tratadas por extenso en la contribución en esta misma obra de F. Martín León, por lo que aquí solo se hará una descripción esquemática de dos ejemplos bien recientes, centrándonos en los vientos fuertes.

La ciclogénesis explosiva Gong del 18/01/2013 se desarrolló a partir de una baja en superficie que se intensificó rápidamente con ayuda de la fuerte divergencia en altura en la región de salida izquierda de un chorro muy marcado. Esta borrasca intensa evolucionó hacia un temporal de viento en la zona mediterránea el día 23, un ejemplo de ciclogénesis explosiva mediterránea. La baja en superficie en este caso estuvo causada por los fuertes vientos de poniente de Gong que tras el paso de las cordilleras meridianas peninsulares experimentaron un aumento de la circulación ciclónica. Esto se explica porque el viento zonal antes de la cordillera tiene una vorticidad absoluta (suma de la relativa, en este caso próxima a cero, más la planetaria, que es siempre positiva e igual al parámetro de Coriolis) positiva. Al ascender la columna de aire se estrecha y por la conservación del momento angular esto induce una vorticidad absoluta menor, que requiere un movimiento hacia el S con vorticidad relativa anticiclónica. El proceso se invierte al descender, la columna se contrae, la vorticidad absoluta aumenta y el aire adquiere vorticidad relativa ciclónica.

En la ciclogénesis mediterránea que siguió (tabla 3) vemos que se alcanzaron fuertes rachas de viento en las Baleares, Almería y Granada, aunque en otros puntos de la mitad oeste continuaron los fuertes vientos.

3. TÉCNICAS PARA LA ESTIMACIÓN DE ZONAS CON RACHA DE VIENTO EXTREMA

El Consorcio de Compensación de Seguros es el organismo nacional que cubre el riesgo por viento extraordinario, definido en el Reglamento del Seguro de Riesgos Extraordinarios como aquel que da lugar a rachas que superen los 120 km/h. La delimitación precisa de las zonas en que se cumple esta condición presenta considerables dificultades en nuestro país dada la escasez de observaciones de viento y la complejidad de la orografía.

En virtud de un convenio de colaboración entre AEMET y el Consorcio de Compensación de Seguros, AEMET elabora los informes técnicos que concretan la zona geográfica afectada por el viento extremo cuando éste sea susceptible de cobertura por el Consorcio.

| DÍA | ESTACIÓN | PROVINCIA | R.MÁX. |
|------------|---------------------------------|------------------|---------------|
| 18 | LA COVATILLA, ESTACIÓN DE ESQUÍ | SALAMANCA | 136 |
| 18 | VALDEZCARAY | LA RIOJA | 126 |
| 19 | FISTERRA | A CORUÑA | 149 |
| 19 | LA COVATILLA, ESTACIÓN DE ESQUÍ | SALAMANCA | 138 |
| 19 | JEREZ DE LOS CABALLEROS | BADAJOS | 138 |
| 19 | JAÉN | JAÉN | 134 |
| 19 | CABO VILÁN | A CORUÑA | 132 |
| 19 | MINAS DE ALMADÉN | CIUDAD REAL | 129 |
| 19 | VALDEZCARAY | LA RIOJA | 128 |
| 19 | ALBORÁN ISLA | ALMERÍA | 127 |
| 19 | ESTACA DE BARES | A CORUÑA | 126 |
| 20 | MOSQUERUELA, DEPOSITO | TERUEL | 128 |
| 20 | ESTACA DE BARES | A CORUÑA | 126 |

Tabla 2. Rachas máximas de viento (km/h) los días 18-20 de enero de 2013 que superaron 125 km/h en la base de datos climatológica de AEMET.

En la tabla 2 se aprecia que los valores de racha de viento más altos de Gong se dieron en la mitad oeste de la Península sobre todo.

| DÍA | ESTACIÓN | PROVINCIA | R.MÁX. |
|------------|-----------------------------|------------------|---------------|
| 22 | LA COVATILLA, EST. DE ESQUÍ | SALAMANCA | 136 |
| 22 | SIERRA DE ALFABIA | BALEARES | 130 |
| 24 | MACHICHACO ,FARO | BIZKAIA | 140 |
| 24 | LÁUJAR DE ANDARAX | ALMERÍA | 127 |
| 24 | PUERTO DE SAN ISIDRO | LEÓN | 126 |
| 24 | CASTELL DEL FERRO | GRANADA | 126 |

Tabla 3. Como la tabla 2 para los días 22-24 de enero de 2013.

3.1 Descripción de la técnica utilizada en AEMET

Para estimar las zonas en que se ha superado la racha de viento (en 3 segundos) de 120 km/h, se ha desarrollado una técnica de interpolación geoestadística en AEMET. Esta técnica es un tipo de krigeado, que es una técnica geoestadística basada en considerar las observaciones como una realización de un campo aleatorio teórico. Se supone que se cumple la estacionariedad, es decir, invariancia de los momentos de segundo orden frente a desplazamientos. Esto permite caracterizar la estructura de momentos de segundo orden mediante una función de un solo argumento (espacial), que en el krigeado es el semivariograma (similar a la covarianza sin centrar). El krigeado postula un estimador del campo en un punto cualquiera como una combinación lineal de las observaciones en el resto de los puntos debidamente ponderadas. Para determinar los pesos se busca que el estimador sea insesgado (esto es, que su esperanza matemática coincide con la esperanza matemática del estimador) y que su varianza sea mínima.

Existen varios tipos de krigeado según las hipótesis adicionales que se admitan. El krigeado universal postula un modelo de tendencia lineal, de tal forma que la esperanza matemática del valor del campo aleatorio en un punto cualquiera se expresa como una combinación lineal de los valores que toman varias funciones deterministas auxiliares en ese punto. Esto permite la incorporación de efectos de variación suave en la interpolación geoestadística.

En concreto en AEMET se usan como funciones deterministas auxiliares en el krigeado universal: la elevación del terreno, la distancia al mar y la salida del modelo HIRLAM del campo de racha máxima analizado para el periodo de estudio. La estructura del semivariograma usada se especifica sin "efecto pepita", de tal forma que el estimador del krigeado es exacto, esto es, en los puntos con observación el valor estimado coincide con el observado. Esto es importante, pues para el Consorcio es necesario respetar al máximo los valores observados ya que son los que tienen mayor fuerza legal.

3.2 Desarrollo de una mejora de la técnica operativa

La idea de desarrollar una modificación de la técnica operativa anteriormente descrita surgió como consecuencia de la realización de estudios de verificación. Estos pusieron de manifiesto que, en el rango de velocidades de racha de viento máxima observadas superiores a 80 km/h, que son los más interesantes a efectos de la delimitación de zonas con racha superior a 120 km/h, existía un importante sesgo negativo en la estimación del krigeado universal. Para un conjunto de diez situaciones de viento fuerte estudiadas se obtuvo un valor medio del sesgo en la verificación de -14 km/h (ver tabla 4, 2ª columna). En todas las situaciones el valor medio del sesgo (en cada situación se seleccionaron aleatoriamente para verificar un 20% de observaciones) resultó ser negativo. Este sesgo negativo se explica por el hecho de que, como se explicó antes, el krigeado produce un estimador insesgado globalmente, pero sobre un rango particular de observaciones, como toda técnica de la familia de las regresiones, acerca el estimador a la media. Como se seleccionó un rango de valores de las observaciones más alto que la media es de esperar un sesgo negativo.

| MEAN RIAS (Km/h) | | VALIDATIONS (#R _{max} ≥ 80) | | VALIDATIONS (ALL #R _{max}) | |
|---------------------|-------------|---|--------|---|-------|
| | | OP. | PROX. | OP. | PROX. |
| ACS (date) | 20100113-15 | 7.3 | 0.3 | 1.0 | 10.6 |
| | 20100227-28 | 4.3 | 0.8 | 0.5 | 9.7 |
| | 20111023-27 | 17.5 | 6.3 | 1.2 | 10.5 |
| | 20111112-14 | 13.4 | 6.0 | 0.9 | 12.4 |
| | 20111215-17 | 7.9 | 0.4 | 0.7 | 11.6 |
| | 20120105-08 | 20.4 | 7.5 | 0.1 | 11.0 |
| | 20120202-05 | 21.8 | 11.1 | 0.1 | 13.6 |
| | 20120206-08 | 12.9 | 6.3 | 0.8 | 11.0 |
| | 20120415-17 | 17.1 | 7.3 | 0.8 | 14.7 |
| | 20120423-26 | 15.3 | 9.1 | 0.2 | 6.8 |
| MEAN | | 14 Km/h | 5 Km/h | | |

Tabla 4. Sesgos medios para la estimación de racha máxima con el método operativo (op) y el nuevo método (prox) para 10 situaciones (fecha en 1ª columna) de viento fuerte. Columnas 2- 3 sesgos para validación con racha ≥ 80 km/h, columnas 4 - 5 sesgos con todas las observaciones.

Se probó entonces a utilizar la misma técnica de krigado universal pero usando solo las observaciones del rango alto, mayores de 80 km/h. En las provincias en que esto no garantizaba al menos 3 observaciones se completaron con las observaciones de mayor racha, hasta que en cada provincia hubiera al menos 3 observaciones. Esto asegura una buena cobertura espacial. De esta forma, como cabía esperar, el sesgo se redujo mucho en las mismas verificaciones sobre el rango alto, con valores medios en cada situación del orden de 2 km/h.

Pero el problema es que ahora el campo interpolado sobreestimaba mucho en el resto del rango de observaciones. Por tanto, se intentó una combinación de las dos interpolaciones, la operativa y la restringida a más de 80 km/h. Designando por *COMBI.PROX* el nuevo método combinado, por *OP* el krigado operativo sobre todas las observaciones, y por *SEL80/3* la interpolación con observaciones de más de 80 km/h básicamente, la combinación se hizo de acuerdo a:

$$COMBI.PROX(\vec{p}) = F_m(\vec{p}) \times OP(\vec{p}) + (1 - F_m(\vec{p})) \times SEL80/3(\vec{p})$$

donde ρ designa un punto arbitrario y F_m es un factor de mezcla entre 0 y 1. Este se obtuvo a partir de otro F'_m positivo, según la transformación monótona:

$$0 \leq F_m(\vec{p}) = \frac{F'_m(\vec{p})}{1 + F'_m(\vec{p})} \leq 1$$

Para determinar F'_m se tuvo en cuenta que debía ser tanto mayor cuanto más alejadas del punto problema estuvieran las observaciones usadas en el método *SEL80/3*, para que de esta forma pesara más la estimación operativa, y viceversa. Además, dadas las diferencias en la densidad total de observaciones utilizadas según las regiones, se pensó que habría que incluir un factor de escala que tuviera en cuenta esa densidad local de observaciones. La fórmula usada fue desde el

$$F'_m(\vec{p}) = \sum_{s \in \text{CC03}} \left(\frac{\text{dist}(\vec{p}, \vec{s})}{F_{sc}(\vec{p})} \right)^{-\text{expo}}$$

sumatorio se extiende a las estaciones no usadas en *SEL80/3*. El factor de escala F_{sc} tiene dimensiones km, como *dist*, para dar un factor de mezcla F'_m adimensional. El exponente - *expo* se tomó igual a -2, y el factor de escala se definió como:

$$F_{sc}(\vec{p}) = \min \left[F_{scMax}, \frac{cc}{\sqrt{\rho_{local}(\vec{p})}} \right]$$

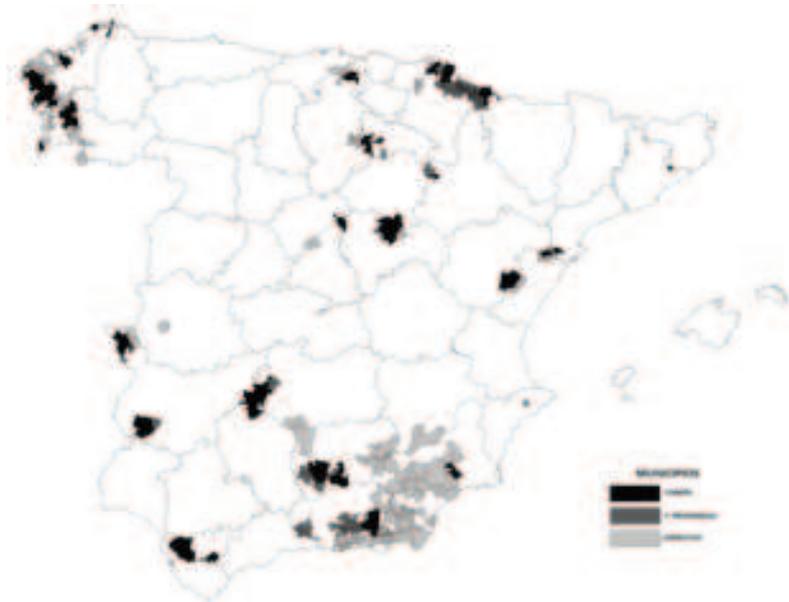


Figura 6. Municipios con racha máxima de viento superior a 120 km/h para la situación del 18-1-2013 para los métodos operativo, el combinado por proximidad y con ambos métodos.

Su valor máximo tiene un límite predefinido, con *cc* una constante a fijar, y la densidad local de estaciones $\rho_{local}(\vec{p})$ se determina en un círculo alrededor del punto de radio 100 km. De esta forma, en la hipótesis de densidad uniforme de estaciones alrededor de un punto \vec{p} cualquiera, una homotecia alrededor de \vec{p} de factor arbitrario *r* deja invariante $F'_m(\vec{p})$ (si no se alcanza el límite F_{scMax}), pues las distancias se multiplican por *r* y la densidad local por r^{-2} . El valor de la constante adimensional *cc* se determinó por la condición de que F_{sc} valga 1,5 km cuando en un círculo de radio 100 km existan 100 estaciones ($cc = 84,6 \times 10^{-3}$).

En la tercera columna de la tabla 4 se aprecia que el sesgo medio para el método combinado sobre las 10 situaciones de viento fuerte analizadas, verificando con

observaciones superiores a 80 km/h, ha descendido a -5 km/h, una reducción de casi 2/3. Por otra parte las dos últimas columnas reflejan el resultado para la validación sobre todo el rango de observaciones. Vemos que la técnica operativa, que es insesgada teóricamente sobre este rango, da sesgos muy pequeños.

En la figura 6 se dibujan los municipios con algún punto por encima de 120 km/h de racha delimitados por el método operativo, el nuevo combinado y por ambos métodos, para la situación del 18 de enero de 2013. El nuevo método aumenta el área sobre todo en una franja del Pirineo occidental y en otra próxima a la Penibética (aunque aquí el operativo extiende en zonas más bajas), ambas caracterizadas por una orografía compleja.

REFERENCIAS

- Arteche García, J. L. (2008). 'La Galerna del Cantábrico', *Revista de la AME*, Boletín nº 22.
- Cressie, N. (1993). *Statistics for spatial data*, Wiley Interscience.
- Donald Ahrens, C. y Samson, P., (2011). *Extreme Weather & Climate*, Cengage Learning.
- Markowski, P. y Richardson, Y., (2010). *Mesoscale meteorology in Midlatitudes*, Blackwell.
- Martín León, F. (coord.), (2005). *Estudio de la tormenta tropical "Delta" y su transición extratropical: Efectos meteorológicos en Canarias*. Nota Técnica del INM. On-line: www.aemet.es/es/conocermas/estudios.
- Martín León, F. Los Sistemas Convectivos de Mesoescala y "la gota fría". *Revista RAM* (en Internet).
- Martín León, F. Ingredientes en las ciclogénesis explosivas: el caso de Gong. *Revista RAM* (en Internet).
- Olcina Cantos, J., Miró, J. (2002). "Temporales de viento fuerte en latitudes medias y altas", en Ayala-Carcedo, F. J., Olcina Cantos, J. (coordinadores). *Riesgos Naturales*, Ariel Ciencia.
- Riosalido Alonso, R. (coord.). *Ciclogénesis del 5-6 de noviembre de 1997*, Biblioteca Módulos Tempo, AEMET. On-line: www.aemet.es/es/conocermas/varios.

CAPÍTULO 6

MODELO DE ANÁLOGOS PARA LA PREDICCIÓN DE VIENTOS FUERTES

F. VALERO¹, C. GARCÍA-LEGAZ², Á. PASCUAL¹, M. L. MARTÍN³

¹ Universidad Complutense de Madrid. ² Agencia Estatal de Meteorología (Madrid). ³ EU Informática. Universidad de Valladolid.
valero@fis.ucm.es.

RESUMEN

En este capítulo se llevará a cabo una revisión de algunas técnicas de estimación de velocidades de viento, con especial hincapié en los vientos extremos. Comenzaremos con el estudio de las relaciones existentes entre vientos medios y rachas máximas de viento en diferentes estructuras atmosféricas a gran escala en el Atlántico Norte poniendo énfasis en las situaciones extremas. Estas conexiones se han obtenidos utilizando diferentes métodos y procedimientos, tales como probabilidad acumulada de viento y mapas compuestos. Se muestran diferentes situaciones medias atmosféricas asociadas a varias distribuciones espaciales de viento en las que fuertes gradientes atmosféricos se relacionan con vientos de moderados a fuertes en España. Por otro lado, se valorarán diferentes estimaciones de viento medio y rachas máximas de viento en España obtenidas mediante un modelo estadístico downscaling de análogos desarrollado por los autores. El modelo encuentra patrones atmosféricos similares y a partir de ellos obtiene campos de vientos. Resultados deterministas y probabilistas indican que el comportamiento del modelo para las rachas máximas es mejor que para la velocidad media del viento, presentando infraestimación en general salvo para vientos fuertes. Además el modelo ofrece mejores resultados probabilistas de viento en la zona norte española, subrayando así que las situaciones atmosféricas provenientes del Océano Atlántico son mejores para predecir vientos en el norte peninsular.

Palabras clave: vientos extremos, rachas máximas, análogos, resultados probabilísticos.

ABSTRACT

The purpose of this work is to show relationships between wind and large-scale atmospheric fields, with special emphasis on extreme situation results. These

connections are obtained by using different methods and procedures, such as wind cumulative probability and composite maps. The analyses showed different mean atmospheric situations associated with the different wind patterns, in which strong atmospheric gradients are related to moderate to strong wind in Spain. Additionally, mean wind and gust estimations will be analyzed. These estimations have been obtained by means of a downscaling analog model. The model is used to find similar atmospheric patterns and from them, to obtain wind fields. Deterministic and probabilistic results show that the gust behaviour is quite better than the mean wind speed one, in general. The model presents some underestimation except for strong winds where the model show similar behaviour in mean wind speeds and gusts. Moreover the model shows better probabilistic wind results over the Spanish northern area, highlighting that the atmospheric situations coming from the Atlantic Ocean are better recovered to predict mean wind and gusts in the Northern Peninsula.

Key words: extreme winds, gusts, analogs, probabilistic results.

1. INTRODUCCIÓN

Las tormentas que llevan asociados vientos extremos son uno de los peores desastres naturales en Europa; pueden causar daños graves y por lo tanto conducir a pérdidas económicas importantes. A lo largo siglo XX se ha observado en Europa un aumento en las pérdidas económicas relacionadas con vientos extremos (Barredo, 2010); ello está asociado principalmente a cambios en condiciones demográficas y económicas junto con el incremento en la construcción de infraestructuras en zonas de riesgo de tiempo severo (Swiss_Re, 2000). Además, existen estudios que predicen un incremento de tormentas con vientos extremos y sus consecuentes pérdidas económicas en Europa como resultado del efecto invernadero (Schwierz *et al.*, 2010).

Los vientos extremos en Europa son generados por ciclones extratropicales formados en la zona de transición entre áreas climáticas polares y subtropicales. Son sistemas atmosféricos situados en latitudes medias en los que su energía se desarrolla entre masas de aire con diferentes temperaturas horizontales, frías o polares y masas subtropicales (Malmquist, 1999). Los contrastes de temperatura entre esas masas de aire son mayores en invierno y, por tanto, influyen en la frecuencia e intensidad de los vientos extremos en Europa. Los vientos máximos pueden alcanzar $140\text{--}200\text{ kmh}^{-1}$ y en casos extremos hasta 250 kmh^{-1} en localidades costeras, abarcando áreas de hasta los 2000 km (Munich Re, 2008) y afectando así a varios países.

En este capítulo realizaremos una revisión de algunas técnicas de estimación de velocidades de viento, haciendo hincapié en los vientos extremos. Mostraremos las relaciones entre velocidades de vientos peninsulares y estructuras atmosféricas a gran escala con especial interés en los resultados relacionados con situaciones extremas. Las conexiones existentes se han obtenido utilizando diversos métodos y procedimientos, tales como curvas de probabilidad acumulada o mapas combinados (*composites*). Los composites han sido ya utilizados por los autores de este estudio en varios trabajos para analizar las relaciones entre diferentes campos, de forma que cambios en intensidad y fase de uno de los campos mostraba

diferentes efectos en el otro (Valero *et al.*, 2004; Martín *et al.*, 2011a; Martín *et al.*, 2011b). Además en este estudio, se valorarán estimaciones de viento medio y rachas máximas de viento en España obtenidas mediante el modelo estadístico downscaling de análogos ANPAF (ANalog PAttern Finder) desarrollado por los autores. Para la obtención de estas estimaciones es necesario aplicar algunas técnicas multivariantes, ya utilizadas satisfactoriamente en otros estudios (Morata *et al.*, 2008; Valero *et al.*, 2009; Martín *et al.*, 2011a; Martín *et al.*, 2011b). El objetivo de este capítulo es pues mostrar la influencia de diferentes estructuras atmosféricas en el Atlántico Norte sobre los vientos medios y rachas máximas de viento en España, identificando aquellos patrones atmosféricos más influyentes sobre vientos extremos.

2. CONEXIONES ENTRE VIENTOS EXTREMOS Y ESTRUCTURAS ATMOSFÉRICAS

Para analizar las relaciones entre velocidad del viento y estructuras atmosféricas a gran escala y obtener la información fundamental generadora de situaciones extremas es muy importante seleccionar las bases de datos apropiadas. Aquí se ha utilizado la altura geopotencial diaria en 1000 hPa (Z1000) a las 12:00 UTC de 36 inviernos de 1971 a 2007 en un dominio que abarca desde 51,5° W a 15,5° E y entre 20° y 60° N. En relación con la velocidad del viento, se han utilizado los datos de velocidad media diaria de viento (MWS) en 21 observatorios distribuidos por España (figura 1) en el período de 1970-2002. Estos datos se han obtenido de medidas in-situ de la red de la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET).

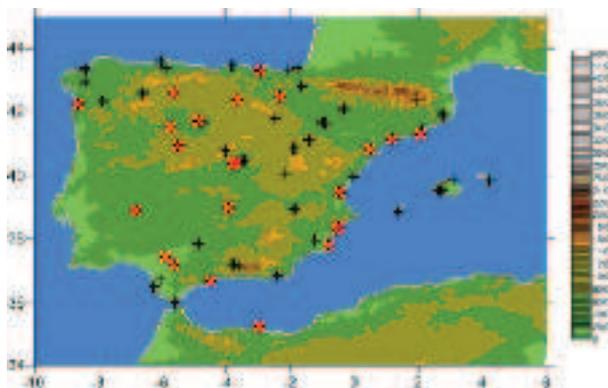


Figura 1. La Península Ibérica con la orografía detallada. Los observatorios con datos de velocidad media diaria de viento se exponen en cruces rojas y los correspondientes a rachas máximas de viento en cruces negras.

Previamente a la información relativa a vientos extremos, es necesaria la aplicación de un Análisis de Componentes Principales (PCA) a los campos de MWS y Z1000, ya que con ello se extrae la información más significativa de los datos originales dejando de lado información redundante (Preisendorfer, 1988). Estas componentes principales (PC) representan una porción de la información total de los datos

originales sin pérdida significativa de la información. Cinco PC o *modos* de ambos conjuntos de datos han sido seleccionados (no mostrados) de manera que tienen en cuenta más del 66% y del 77% de la variabilidad total de los campos MWS y Z1000, respectivamente.

2.1 Relaciones estadísticas entre viento y estructuras atmosféricas

De la aplicación del PCA se obtiene un *modo* con un patrón espacial y una serie temporal. La configuración espacial de los modos ayuda a mostrar aquellas áreas donde el comportamiento del viento es diferente sobre España. Por razones de brevedad solo mostraremos el primer modo. En la figura 2a, se muestra el modo más importante de MWS, ya que es el que tiene en cuenta más cantidad de varianza de los datos originales (37,9%). Se observa un comportamiento homogéneo del viento medio en el interior de Iberia, destacándose la zona de la meseta norte con valores muy altos de correlación. Esto podría estar en concordancia con el predominio de los vientos de Poniente. La evolución de la serie temporal muestra la variabilidad temporal del patrón (figura 2b). Después de la aplicación de un test Mann-Kendall y de un análisis espectral no se observaron tendencias significativas en dicha serie. Como se indicó anteriormente, el primer patrón espacial mostró homogeneidad del viento medio sobre Iberia. Este comportamiento queda reflejado también en la correspondiente serie temporal, que muestra una mayoría de valores positivos

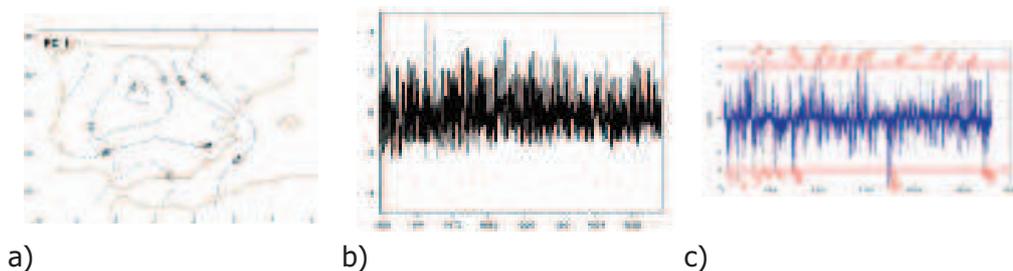


Figura 2. (a) Distribución espacial de la primera componente principal de la velocidad media diaria de viento. Las correlaciones positivas (negativas) se muestran en línea continua (discontinua). (b) Serie temporal del primer PC de velocidad media diaria de viento. La unidades están en desviaciones estándar en el eje de ordenadas mientras que el de abscisas corresponde al período temporal. (c) Ilustración de las fechas seleccionadas en la serie temporal de las componentes principales. Las flechas indican los valores de 5% más altos positivos y negativos usados para construir los composites.

No obstante, los modos son obtenidos estadísticamente y para analizar situaciones extremas se necesita encontrar aquellas conexiones reales entre velocidad de viento y estructura atmosférica. Para examinar las características reales de la circulación atmosférica asociadas a patrones invernales de velocidad media de viento se han utilizado los mapas positivos y negativos de composites (de Z1000 y MWS) a partir de aquellos datos correspondientes a las fechas con máximos y mínimos valores de la serie temporal del PC. Para ello, se eligieron los datos asociados a los percentiles 5 y 95 del PC de MWS (figura 2c). Los mapas compuestos representan las

configuraciones de la variable comparables a las observaciones. Los composites se definieron aquí como el promedio de aquellos valores que superaban el percentil 95 y que quedaban por debajo del percentil 5 en el PC de MWS. Esto se realizó tanto para la variable atmosférica a gran escala como para la velocidad del viento (Pascual *et al.*, 2013). De esta forma, los mapas compuestos representan el estado atmosférico asociado a características particulares de vientos extremos.

La figura 3 muestra los mapas compuestos de anomalías Z1000 con los composites "positivos" y "negativos" correspondientes a los percentiles 5 y 95 de la serie temporal del MWS. Los mapas medios de anomalías de Z1000 destacan el estado atmosférico medio condicionado por la oscilación predominante del modo seleccionado de velocidad del viento. Además se muestran los mapas compuestos correspondientes a MWS para ilustrar el comportamiento del viento en tales situaciones atmosféricas extremas. De esta manera, en los composites de anomalías de Z1000 asociados a la primera componente principal del viento (figura 3a, b primer composite positivo y negativo) destacan dos situaciones atmosféricas medias asociadas con diferentes comportamientos del viento. En el composite positivo (figura 3a), se observa fuerte gradiente de Z1000 sobre la Península Ibérica destacándose además fuertes vientos en España (como puede notarse en la figura 3c) con vientos medios moderados que superan los 8 ms^{-1} (30 km/h^{-1}). En contraste, el composite negativo (figura 3b) muestra un centro de anomalías de Z1000 sobre la Península Ibérica con un más débil gradiente sobre Iberia y un núcleo sobre la zona norte de Francia. Esta situación atmosférica es indicativa de bajas velocidades de viento sobre la mayor parte del área (figure 3d).

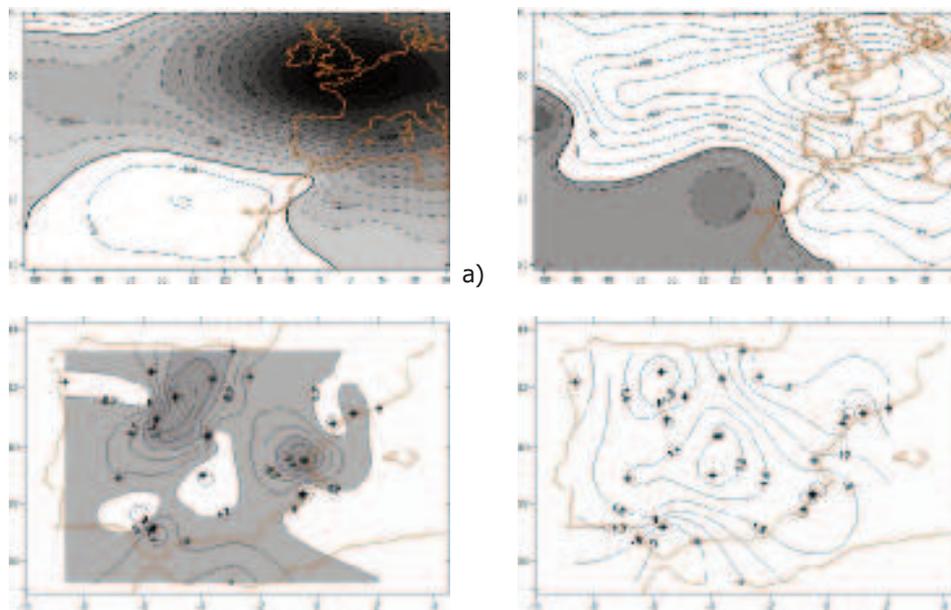


Figura 3. Mapas compuestos de Z1000 (mgp) condicionados por los valores más altos y más bajos de la primera componente principal del viento: (a) composite positivo; (b) composite negativo. Mapas de composites de viento (ms^{-1}): (c) composite positivo y (d) composite negativo con áreas sombreadas destacando velocidades de viento medio superiores a 5 ms^{-1} . Las cruces indican los observatorios con datos de viento medio.

2.2 Relaciones entre probabilidad de viento y modos estadísticos de estructuras atmosféricas

Las relaciones entre MWS y circulación atmosférica se pueden estudiar mediante los valores de probabilidad acumulada de viento asociados a los modos estadísticos de Z1000. En este apartado analizaremos las interacciones entre las componentes principales de Z1000 (mostramos solo algunos resultados) y el MWS en cada observatorio. Para ello, se han obtenido mapas de valores de probabilidad acumulada de viento asociados a los valores mayores y menores de las componentes principales de Z1000 (no se muestran todos). Estos mapas nos proporcionan una idea de las frecuencias de viento condicionadas por los valores más fuertes de PC de Z1000, es decir, por las distribuciones atmosféricas dominantes.

Para hacernos una idea sobre las frecuencias acumuladas de velocidad de viento, se seleccionan las fechas correspondientes a los valores más grandes y pequeños de las series de componentes principales de Z1000 y, en cada observatorio, el dato de MWS es elegido en dichas fechas, obteniéndose así probabilidades acumuladas entre 0 y 100%. Por concretar, solo mostramos los resultados para el observatorio de Madrid (figuras 4a-b). Una vez aplicado el PCA a Z1000, se retienen cinco componentes que conllevan el 77% de la variabilidad total. Son notables las altas velocidades medias de viento que se observan en la figura 4a asociadas a la tercera componente principal de Z1000 (figura 5a). Ésta consiste en una configuración de valores positivos (negativos) de correlación sobre el Atlántico Norte (Mediterráneo Occidental) que favorece la entrada de vientos de componente norte (sur) sobre Iberia. Esta configuración es dinámicamente coherente con la intrusión de aire frío (cálido, en su fase negativa) sobre la Península Ibérica. Esta tercera componente de Z1000 tiene fuerte influencia sobre las velocidades de viento en toda España con valores de viento, de moderados a fuertes, de hasta 10 ms^{-1} en Madrid (figura 4a) y de casi 14 ms^{-1} (50 kmh^{-1}) en Melilla y Valencia (no mostrados). Por tanto, esta configuración atmosférica favorece la aparición de vientos intensos en la Península.

Las figuras 4c-d muestran los resultados de las probabilidades acumuladas (en función de los valores de las áreas de las curvas de las figuras 4a-b) para todos los observatorios utilizados. Estos gráficos muestran la componente principal dominante sobre el comportamiento del viento peninsular. Así, para los valores más altos de las componentes principales de Z1000, los valores mayores de áreas de curvas de probabilidad corresponden al tercer PC (figura 4c). Este modo dominante se caracteriza por favorecer intrusiones de masas de aire frío (cálido, en su fase negativa) sobre Iberia. Por el contrario en la figura 4d se muestran los PC dominantes asociados a las áreas más grandes de las curvas de probabilidad obtenidas a partir de los máximos valores negativos de las componentes principales. El segundo PC de Z1000 (figura 5b), modo principal y dominante (ver también figura 4b), subraya el hecho de que cuando los valores positivos altos de correlación se localizan sobre el oeste de las Islas Británicas y los negativos al sur del Atlántico Norte, los vientos tienden principalmente a organizarse homogéneamente, excepto en algunos observatorios situados en el este peninsular. Además, el quinto PC de Z1000 domina en la mayoría de observatorios de la costa mediterránea peninsular. En su fase positiva presenta una distribución similar al segundo modo, salvo que el centro de anomalías negativas está situado entre dos fuertes núcleos de anomalías positivas. Las isolíneas están longitudinalmente situadas, lo que favorece una fuerte advección de aire del sur (norte, en su fase negativa) sobre Iberia. En su fase negativa esta configuración es similar a una situación omega de bloqueo (Bluestein,

1993) con una zona de altas presiones meridionalmente orientada entre dos zonas de bajas presiones. Esto favorece la intrusión de aire marítimo proveniente de altas latitudes que fluye hacia el Mediterráneo Occidental después de rotar alrededor de la baja cercana a la Península Ibérica. Una vez establecido, el bloqueo tiende a persistir durante mucho tiempo y representa una situación de cuasiequilibrio de la atmósfera. Por tanto, el quinto PC de Z1000 favorece la advección de masas de aire de componente sur (norte) sobre la costa mediterránea española.

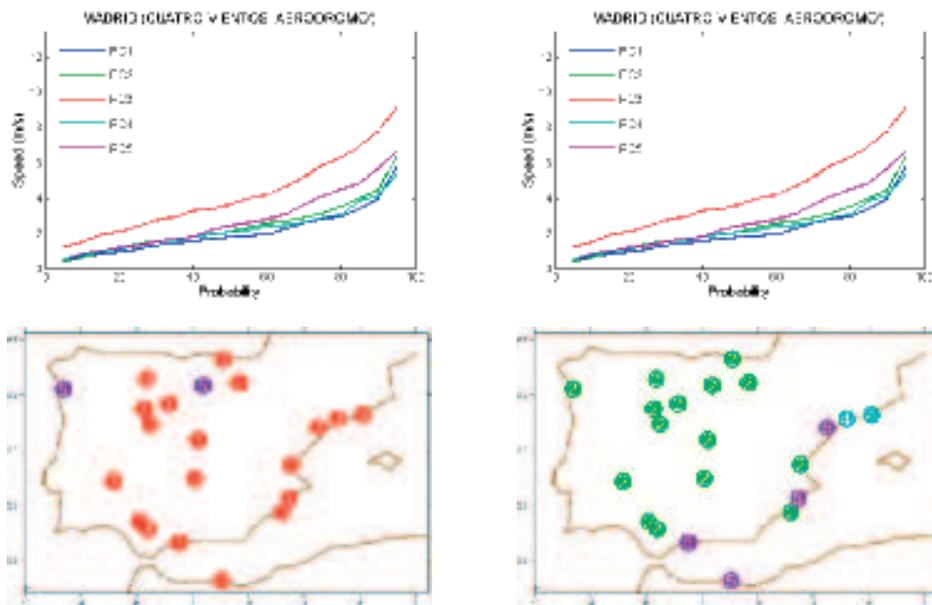


Figura 4. Frecuencias acumuladas de velocidad del viento asociadas a valores (a) positivos y (b) negativos de las componentes principales de Z1000 para Madrid. Componentes principales dominantes obtenidos para los valores más altos de frecuencias acumuladas de velocidad del viento: (c) valores positivos y (d) valores negativos.

3. ESTIMACIONES DE VELOCIDADES DE VIENTO EXTREMOS Y RACHAS MÁXIMAS

En este apartado se hará una revisión de algunas técnicas de estimación y predicción de velocidades de viento, haciendo especial hincapié en los vientos extremos. Los errores cometidos en las predicciones de viento mediante modelización dinámica están claramente disminuyendo debido a la aplicación de modelos de áreas limitadas o de predicción por sistemas por conjuntos, entre otras técnicas (Hamill *et al.*, 2000; Pinson and Hagedorn, 2012). El problema que presentan estas metodologías es que tienen un grandísimo coste computacional. Para evitar en parte este problema, se pueden utilizar métodos basados en búsqueda de análogos en el marco de la predicción temporal (Lorenz, 1969; Herrera *et al.*, 2011). La metodología de análogos se aplica utilizando la base de datos de altura geopotencial, Z1000, con objeto de evaluar el resultado de la estimación de valores de velocidad de viento (media diaria y racha máxima) en España. Veremos cómo esta metodología es capaz de ajustar las estimaciones de valores extremos. Para ello han sido consideradas dos bases de datos observacionales sobre

España: la base de datos diaria de MWS, descrita con anterioridad, y una base de datos de racha máxima diaria (WGU). Ambas bases de datos han sido estratificadas en cuatro grupos atendiendo a la estación del año: invierno (DJF), otoño (SON), primavera (MAM) y verano (JJA). La base de datos WGU incluye 73 observatorios observacionales sobre España (figura 1) desde 1971 hasta 2002. Para este estudio se ha aplicado el modelo downscaling de análogos (ANPAF) para obtener estimaciones de MWS y WGU utilizando el campo Z1000 como predictor de ambas variables sobre España (Pascual *et al.*, 2012).

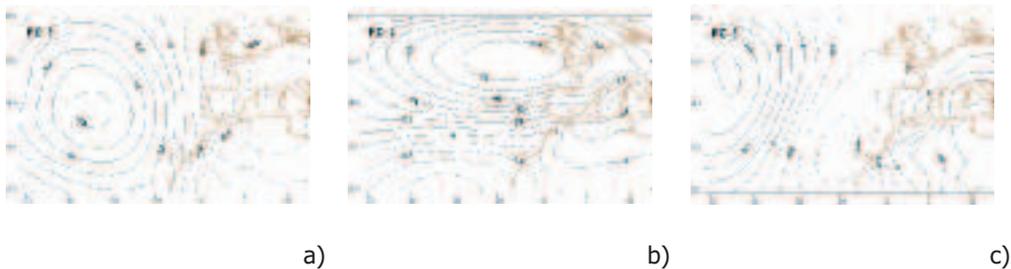


Figura 5. Modos obtenidos de Z1000: (a) tercer PC; (b) segundo PC y (c) quinto PC. Las correlaciones positivas (negativas) se muestran en línea continua (discontinua).

La metodología de análogos se basa en la búsqueda de estructuras similares de una variable de predicción dentro de una base de datos histórica. El objeto consiste en encontrar situaciones pasadas con un alto grado de similitud entre ellas y otra que se toma como input. En el presente trabajo se utiliza la base de datos Z1000 como variable de entrada (predictor) y como base de datos histórica. Sin embargo, dada la gran cantidad de grados de libertad que se presentan en un campo meteorológico como el de Z1000, la comparación de campos tal como se presentan incluye el ajuste de múltiples grados de libertad. Se hace entonces necesario un control de las variables de entrada que permita reducir el ruido conservando la información estadística relevante de la base de datos. Para ello se realiza un análisis PCA sobre Z1000 resultando los correspondientes PCs, datos asociados al campo de datos histórico. De esta forma la comparación de un campo de análisis con respecto a la base de datos histórica se ve considerablemente simplificada, ya que el número de grados de libertad se reduce hasta el número de componentes principales retenidas en el análisis previo. Para la realización de la comparación entre patrones se han valorado diversas funciones de distancia, si bien finalmente la comparación se ha realizado minimizando la distancia euclídea entre los valores de los pesos de cada componente principal.

Siguiendo el procedimiento presentado, se ha aplicado el método de análogos a la base de datos Z1000, buscando en ella aquellos patrones con alta similitud para cada uno de los días incluidos en dicha base de datos. La metodología del modelo ANPAF se muestra en el diagrama de la figura 6. Los pesos de las componentes principales de cada campo de Z1000 (s_k), se comparan con los pesos obtenidos para las componentes principales de la base de datos histórica ($s_{t,k}$), para lo cual se utiliza la función de distancia euclídea (d_i). El proceso ha sido sometido a validación.

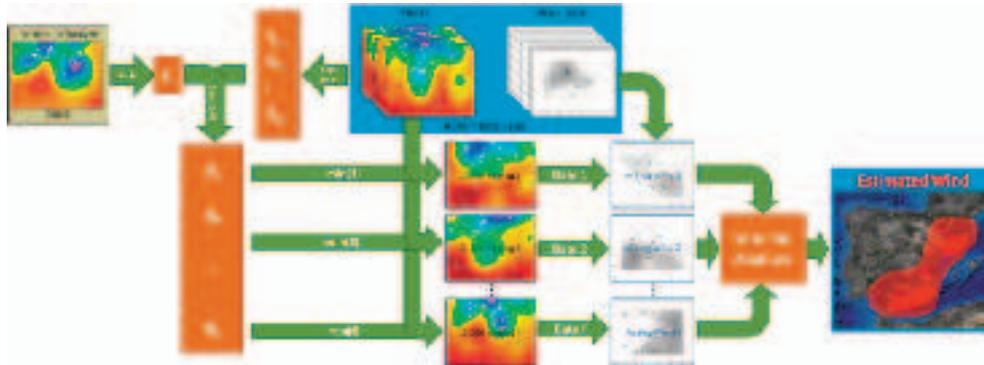
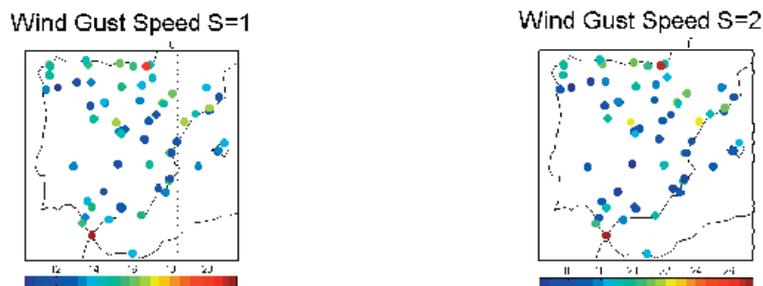


Figura 6. Diagrama de flujo del modelo ANPAF.

cruzada buscando diversos análogos para cada día de la base de datos histórica de Z1000 (Pascual *et al.*, 2012). Una vez se han hallado los pesos más próximos a lo largo de todo el histórico de datos, se utilizan las fechas correspondientes para seleccionar aquellos patrones de viento medio y racha máxima que serán finalmente empleados en la estimación final. Ésta puede realizarse mediante diversos criterios: utilizando el análogo más próximo, promediando un grupo de análogos de máxima proximidad, a través de la aplicación de redes neuronales, etc. (Zorita and von Storch, 1999; Cofiño, 2004; Gutiérrez *et al.*, 2004). En el presente trabajo, los vientos medios y rachas máximas se han obtenido mediante la aplicación de una media aritmética de diversos análogos. Los resultados han sido validados teniendo en cuenta tanto la aproximación determinista de la metodología como la aproximación probabilista basada en el cálculo de funciones de probabilidad asociada a la distribución de análogos. Con ANPAF obtenemos estimaciones de MWS y MGU en España. La validación del método se ha realizado tanto desde el punto de vista determinista como desde el punto de vista probabilista, para lo cual se ha recurrido a diversos estadísticos de validación. Entre las herramientas estadísticas empleadas para valorar la precisión de las estimaciones se pueden enumerar diagramas de rango, curvas de fiabilidad y *skill scores*.



a) b) Figura 7. Valores de WGU (ms^{-1}) para diferentes umbrales estandarizados: (a) $\sigma = 1$, (b) $\sigma = 2$.

La figura 7 muestra los valores de rachas máximas observados para diferentes umbrales estimados a partir de la superación de la desviación estándar (σ) de cada serie de datos. Para umbrales de 2σ todas las estaciones muestran velocidades superiores a 58 kmh^{-1} , lo cual se corresponde con valores de viento considerablemente fuertes, llegándose en algunos observatorios a observarse valores de viento muy fuertes (80 kmh^{-1}).

Los resultados deterministas del modelo para ambas variables se muestran en la tabla 1. El sesgo obtenido para los valores predichos y observados es considerablemente reducido, tanto para MWS como para WGU, ya que en términos relativos presenta valores de 1.81% y 1.66%, respectivamente. Estos valores muestran relaciones significativas entre los predictores y sus correspondientes predictandos. Por lo tanto, la variable de entrada (Z1000) pone de manifiesto una fuerte relación con las variables de salida (MWS y WGU). Los resultados de la raíz cuadrada del error cuadrático medio (rmse) indican el orden de magnitud de los errores promedio, si bien no resultan comparables entre sí debido a los diferentes órdenes de variabilidad de cada una de las variables de viento. Los valores de correlación moderadamente elevados señalan nuevamente el nivel de relación entre las variables utilizadas como predictores y predictandos, dando idea además del grado de bondad del modelo al estimar los vientos y rachas en España.

| | bias | rmse | r |
|------------|-------------|-------------|----------|
| MWS | -0,10 | 1,43 | 0,60 |
| WGU | -0,20 | 3,01 | 0,71 |

Tabla 1. Sesgo promediado espacialmente (ms^{-1}), raíz del error cuadrático medio (ms^{-1}) y correlación obtenida del viento estimado versus los datos observacionales.

Desde el punto de vista determinista, se han utilizado diversos estadísticos para comparar los resultados obtenidos por el modelo en la estimación de valores de MWS y WGU. Además de esto, es posible también aplicar una aproximación probabilista en el proceso de predicción; de esta forma, se hace necesaria la aplicación de herramientas que evalúen las diferencias entre las distribuciones de probabilidad dadas por el modelo y las observadas. Para ello se hace uso de estadísticos como los diagramas de rango (también conocidos como diagramas Talagrand), las curvas de fiabilidad y los *skill scores*.

Para el caso de la variable MWS los histogramas de rango (solo referenciados en la bibliografía dada) presentan sobredispersión de los resultados, lo que indica una acumulación de las observaciones entre los extremos de la estimación obtenida mediante análogos. Los Talagrand muestran además asimetría en la distribución, relacionada con cierta desviación del modelo hacia la infraestimación de probabilidades. Respecto a la estructura de los diagramas Talagrand obtenidos para las rachas máximas de viento, éstos indican distribuciones de probabilidad ligeramente mejor ajustadas. Por otra parte, las curvas de fiabilidad han sido obtenidas teniendo en cuenta el evento de superación de determinados umbrales.

Dada la variabilidad estacional y las diferentes variables con las que se trabaja, estos umbrales deben estandarizarse teniendo en cuenta la media y desviación estándar de cada variable en cada observatorio. Para todos los umbrales las curvas de fiabilidad (figura 8) muestran probabilidades ligeramente inferiores a las frecuencias observacionales. Este resultado es coherente con el obtenido con los diagramas Talagrand e indica ligera infraestimación de los valores de probabilidad obtenidos por el modelo, tanto para vientos medios como para rachas máximas. Merece la pena destacar la semejanza de los niveles de infraestimación de probabilidades para todos los diagramas de fiabilidad independientemente del umbral al que éstas correspondan.

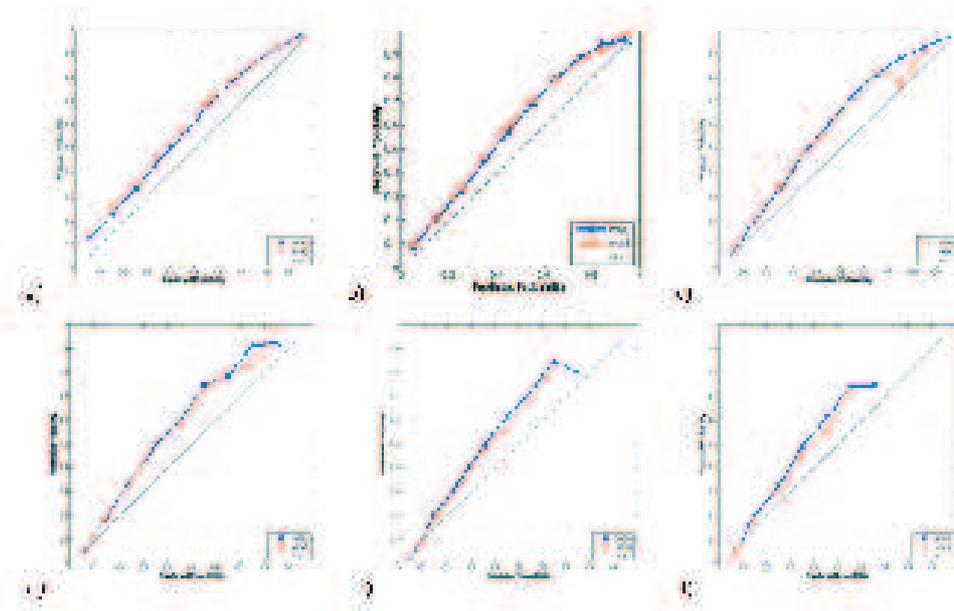


Figura 8. Diagramas de fiabilidad para MWS (línea discontinua roja) y WGU (línea continua azul) obtenidas para los umbrales: (a) $\sigma = 0$, (b) $\sigma = 0.5$, (c) $\sigma = 1.0$, (d) $\sigma = 1.5$, (e) $\sigma = 2.0$ y (f) $\sigma = 2.5$.

Asimismo se han calculado los estadísticos conocidos como Brier Score (BS) y Brier Skill Score (BSS) de acuerdo con Brier (1950). Con ellos es posible comparar el nivel de fiabilidad del modelo respecto al modelo climatológico en la predicción de la superación de los umbrales. Para estimar la capacidad del modelo propuesto en la predicción de viento, se ha calculado el BSS para MWS y WGS. Dado que el estudio del BSS también se ha realizado para diversos umbrales, estudiamos así tanto la calidad de las distribuciones de probabilidad propuestas por el modelo en los rangos centrales de probabilidad como la capacidad del modelo en representar correctamente las colas de las distribuciones donde se encuentran los fenómenos

de viento extremo. El BSS es un estadístico que compara la capacidad predictiva del modelo estudiado basándose en un modelo de referencia. Muchos son los modelos de referencia que pueden utilizarse en este sentido, si bien la climatología es un método predictivo muy utilizado como referencia en aquellos casos en que se evalúa el ajuste de los modelos en los rangos extremos de predicción. Así pues el BS_{ref} empleado en el presente trabajo corresponde al obtenido por la estimación climática de superación de cada umbral. Si bien los resultados obtenidos de BSS son estrechamente dependientes del umbral de predicción, se concluye que las distribuciones de probabilidad obtenidas por el modelo se ajustan mejor que las obtenidas por la climatología en todos los umbrales estudiados, ya que en todos los casos los valores de BSS son superiores a cero.

El BSS promediado espacialmente para cada uno de los umbrales (figura 9) es en todos los casos superior a cero, lo cual indica que la predicción obtenida mediante el modelo propuesto es capaz de mejorar en todos los umbrales las estimaciones obtenidas por medio de la climatología. Asimismo es posible ver cómo los BSS obtenidos para diversos umbrales muestran una estructura asimétrica que denota un decrecimiento de las mejoras del modelo asociado con la estimación de umbrales cada vez más extremos. Los mejores resultados se obtienen para valores de $\sigma = 0,5$, tanto para vientos medios como para rachas máximas (figura 9), si bien se aprecia mejoría muy significativa respecto a la climatología en el rango de predicciones por debajo de $\sigma = 1,5$. Como dato orientativo debe añadirse que para valores extremos de viento ($\sigma \geq 2$), el $BSS \approx 0,12$, lo cual se corresponde con rachas de viento que, dependiendo del lugar de la Península Ibérica, pueden ir desde los 16 a los 26 ms^{-1} , lo que a su vez se corresponde con vientos muy fuertes, que alcanzan los 93 kmh^{-1} en algunas zonas de España, como el Estrecho de Gibraltar o el Valle del Ebro. Resulta además importante la comparación entre ambas variables, observándose cómo ANPAF ofrece mejores resultados para la estimación de valores de racha máxima diaria (WGU) que de viento medio diario (MWS).

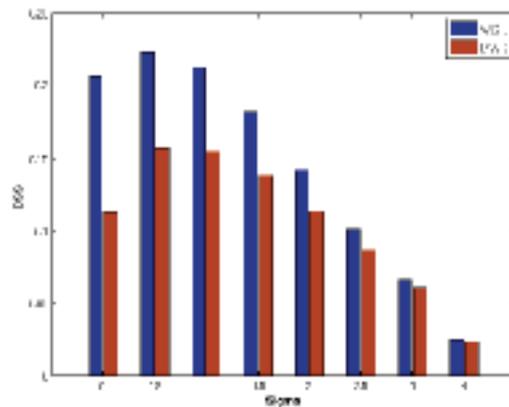


Figura 9. Valores de BSS obtenidos para la superación de diversos umbrales de viento estandarizados (σ). Barras rojas (MWS) y barras azules (WGU).

Se han calculado además los valores de BSS para los umbrales de predicción $\sigma = 0$ (figura 10) y $\sigma = 0,5$ (no mostrado en este trabajo). Dado que de WGU se dispone de mayor número de observatorios, la distribución espacial de BSS se observa con mayor claridad. Asimismo se observa cómo en aquellos observatorios donde coinciden datos de WGU y MWS se obtienen de nuevo mejores predicciones para el caso de las rachas máximas (figura 10 a y b). Analizando la distribución espacial de BSS se comprueba cómo los mejores resultados se obtienen en la cornisa cantábrica ($\approx 0,25$) decreciendo estos valores según nos alejamos de ella y nos adentramos en zonas más mediterráneas. Esto puede deberse a la mayor influencia que las situaciones atmosféricas provenientes del Atlántico Norte tienen sobre la mitad septentrional peninsular. Es conveniente resaltar los elevados valores de BSS obtenidos para la estimación de rachas máximas en el área del Estrecho de Gibraltar y a lo largo del Valle del Ebro, si bien no es claramente reconocible en el caso del viento medio diario. Los peores valores de BSS se observan en la zona norte de Cataluña, donde se debe entender que la dinámica atmosférica se encuentra en menor medida relacionada con las estructuras de presión localizadas en el Atlántico Norte.

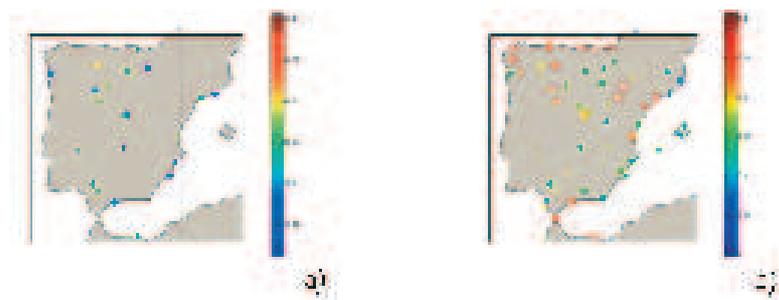


Figura 10. Distribución espacial de BSS en los observatorios mostrados en la figura 1 para $\sigma = 0$ de: (a) MWS y (b) WGU.

4. CONCLUSIONES

En este trabajo se han revisado algunas técnicas de estimación de velocidades de viento con especial interés en los vientos extremos. Se han estudiado las relaciones existentes entre vientos medios y rachas máximas de viento con diferentes estructuras atmosféricas a gran escala en el Atlántico Norte, poniendo especial énfasis en las situaciones extremas. Por un lado, se han analizado las relaciones entre la velocidad de viento observado en España y los patrones atmosféricos de circulación, así como el efecto de algunas estructuras atmosféricas sobre el viento extremo peninsular. Estos estudios se han llevado a cabo mediante el cálculo y análisis de mapas compuestos o composites. Se han obtenido diversas situaciones atmosféricas asociadas a fuertes gradientes de altura geopotencial relacionados con vientos moderados. El análisis ha puesto de relieve la gran influencia que los centros de presión situados sobre el Océano Atlántico ejercen sobre la velocidad del viento, permitiendo identificar aquellas situaciones atmosféricas que condicionan la variabilidad del viento sobre España.

Se ha realizado además una revisión de algunas técnicas de estimación y predicción de velocidades de viento, haciendo de nuevo especial hincapié en los vientos extremos. Así, la estrecha relación existente entre la dinámica atmosférica atlántica y el régimen de viento peninsular ha sido puesta de manifiesto mediante la propuesta y validación de diferentes estimaciones de viento y rachas máximas obtenidas a través del modelo de predicción de viento basado en análogos, ANPAF. Para validar el modelo, determinando su capacidad para realizar estimaciones de viento y rachas máximas, se han aplicado diversas herramientas estadísticas orientadas a analizar la capacidad predictiva del modelo desde un punto de vista determinista y probabilista. Los resultados demuestran la existencia de una relación significativa entre los predictores (situaciones atmosféricas de gran escala) y los predictandos (velocidad de viento en España), lo que ha sido puesto de manifiesto mediante la muestra de los estadísticos de sesgo, error cuadrático medio y correlación del modelo. Por otro lado, los resultados probabilistas indican valores de rachas máximas predichas mejor ajustados que los obtenidos para la predicción de la velocidad media diaria del viento. Se han calculado diversos parámetros estadísticos en función de diferentes umbrales utilizando la media y desviación típica de cada serie de datos. Para el umbral $\sigma = 1$, se observan rachas fuertes de viento que pueden superar los 80 kmh^{-1} . En el rango de $\sigma = 2$ se pueden observar rachas muy fuertes de viento que superan los 93 kmh^{-1} en el área del Valle del Ebro o del Estrecho de Gibraltar. La distribución espacial de los BSS del modelo muestra los mejores resultados en el área norte de la Península Ibérica, denotando una mayor influencia de los regímenes atmosféricos del Atlántico Norte en esta zona de la Península. Se puede por lo tanto concluir que el proceso de búsqueda de análogos mediante el modelo ANPAF se presenta como una técnica válida para la búsqueda de patrones atmosféricos y la obtención subsiguiente de estimaciones de viento asociadas. Esta técnica es además aplicable para diversos rangos de velocidad de viento, mostrando asimismo validez en la predicción de vientos de carácter extremo.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido parcialmente financiado por los proyectos de investigación: AYA2011-29967-C05-02, UE SafeWind G.A. No. 21374, VA025A10-2 y CGL2011-25327. Los autores muestran su agradecimiento a la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) por la aportación de los datos observacionales de viento y al European Centre for Weather Medium Forecast (ECWMF) por los datos a gran escala ERA40.

REFERENCIAS

- Barredo, J. I. (2010): No upward trend in normalised windstorm losses in Europe: 1970–2008. *Natural Hazards of Earth System Sciences*, 10, 97–104.
- Bluestein HB. (1993). *Synoptic Dynamic Meteorology in Midlatitudes (II). Observations and Theory of Weather Systems*. Oxford University Press, 594 pp.
- Brier, G.W. (1950). Verification of forecasts expressed in terms of probabilities. *Monthly Weather Review*, 78, 1-3.

- Cofiño, A. S. (2004). Técnicas estadísticas y neuronales de agrupamiento adaptativo para la predicción probabilística de fenómenos meteorológicos locales. Aplicación en el corto plazo y en la predicción estacional. Tesis doctoral, Universidad de Cantabria.
- Gutiérrez, J. M., Cano, R. Cofiño, A.S., Rodríguez, M.A. (2004). Clustering methods for statistical downscaling in short-range weather forecast. *Monthly Weather Review*, 132, 2169-2183.
- Hamill, T., Snyder, C., Morss, R. (2000). A comparison of probabilistic forecasts from bred, singular-vector, and perturbed observation ensembles. *Monthly Weather Review*, 128, 1835-1851.
- Herrera, S., Pazo, S., J. Fernández, Rodríguez, MA. 2011. The role of large-scale spatial patterns in the chaotic amplification of perturbations in a Lorenz'96 model. *Tellus A*, 63, 978-990.
- Lorenz, E. N. 1969. Atmospheric predictability as revealed by naturally occurring analogues. *Journal of Atmospheric Science*, 26, 636-646.
- Malmquist, D. L. (1999). European Windstorms and the North Atlantic Oscillation: Impacts, Characteristics, and Predictability – A Position Paper based on the proceedings of the Risk Prediction Initiative. Workshop on European Winter Storms and the North Atlantic Oscillation, Risk Prediction Initiative, Hamilton, Bermuda, RPI Series No. 2, 21 pp.
- Martín M.L., Valero F, Morata A., Luna M.Y, Pascual Á., Santos-Muñoz D. (2011a). Springtime coupled modes of regional wind in the Iberian Peninsula and large-scale variability patterns. *International Journal of Climatology*, 31, 880-895.
- Martín M. L., Valero F, Pascual Á., Morata A., and Luna M. Y. (2011b). Springtime connections between the large-scale sea level pressure field and gust wind speed over Iberia. *Natural Hazards of Earth System Sciences*, 11, 191-203.
- Morata A., Martín ML, Sotillo M, Valero F, Luna MY. (2008). Iberian autumn precipitation characterization through observed, simulated and reanalysed data. *Advances of Geosciences*, 16, 49-54. www.adv-geosci.net/16/49/2008/.
- Munich Re (2008): *Special feature issue – Risk factor of air*. Munich Re, Munich, Losses and loss prevention, 1/2008, 57 pp.
- Pascual, A., Valero, F., Martín, M.L., Morata, A., Luna, M.Y. (2012). Probabilistic and deterministic results of the ANPAF analog model for Spanish wind field estimations. *Atmospheric Research*, 108, 39-56.
- Pascual, A., Martín, M.L., Valero, F., Luna, M.Y., Morata, A., (2013). Wintertime connections between extreme wind patterns in Spain and large-scale geopotential height field. *Atmospheric Research*, 122, 213–228.
- Pinson, P., Hagedorn, R. 2012. Verification of the ECMWF ensemble forecasts of wind speed against observations. *Meteorological Applications*, available online.
- Preisendorfer RW. (1998). Principal Component Analysis in Meteorology and Oceanography. Elsevier Science Publishers BV: Amsterdam, 425 pp.

Schwierz C, Köllner-Heck, P., Zenklusen, E., Bresch, D.N., Vidale, P-L., Wild, M., Schär, C. (2010). Modelling European winter wind storm losses in current and future climate. *Climatic Change*, 101, 485–514.

Swiss_Re (2000): http://www.swissre.com/about_us/art_architecture/Swiss_Re_Next.html.

Valero F, Luna MY, Martín ML, Morata A, González-Rouco, F. (2004). Coupled modes of large-scale climatic variables and regional precipitation in the Western Mediterranean in autumn. *Climate Dynamics*, 22, 307-323.

Valero F, Martín ML, Sotillo MG, Morata A, Luna MY. (2009). Characterization of the autumn Iberian precipitation from long-term data sets: comparison between observed and hindcasted data. *International Journal of Climatology*, 29, 527-541.

Zorita, E.Y., von Storch, H. (1999). The analog method as a simple statistical downscaling technique: Comparison with more complicated methods. *Journal of Climate*, 12, 2474-2489.

CAPÍTULO 7

FACTORES DE RIESGO METEOROLÓGICO POR PRECIPITACIONES TORRENCIALES EN EL ESTE DE LA PENÍNSULA IBÉRICA

María José ESTRELA NAVARRO¹, Francisco PASTOR GUZMÁN²,
Igor GÓMEZ DOMÉNECH²

¹ *Laboratorio de Meteorología-Climatología, Unidad Mixta CEAM-UVEG, Facultad de Geografía, Universitat de Valencia, Valencia, España*

² *Laboratorio de Meteorología-Climatología, Unidad Mixta CEAM-UVEG, Fundación Centro de Estudios Ambientales del Mediterráneo, Paterna, Valencia, España*
maria.jose.estrela@uv.es, paco@ceam.es, igodo1978@yahoo.es

RESUMEN

En la orla mediterránea de la Península Ibérica, y específicamente en la Comunidad Valenciana, las precipitaciones intensas tienen un interés indudable por sus consecuencias en el territorio, en la población y sobre las actividades humanas. Por ello, trabajar en el análisis de los factores que provocan estas precipitaciones es fundamental a la hora de mejorar los mecanismos de predicción que, si bien no evita los fenómenos de precipitaciones intensas, sí que ayudan a paliar sus posibles efectos catastróficos. Este trabajo tiene como objetivo estudiar los factores y mecanismos asociados a la génesis de las precipitaciones intensas en la Comunidad Valenciana, analizando tanto la distribución espacial como las configuraciones atmosféricas en las que se producen y la temperatura superficial del agua del mar (TSM) como factor clave en el desarrollo de estas intensas precipitaciones.

Palabras clave: precipitaciones intensas, temperatura superficial del mar, riesgo meteorológico, modelo meteorológico, orografía.

ABSTRACT

Torrential rains are a significant phenomenon on the Mediterranean coast of the Iberian Peninsula, and specifically in the Valencia Region; having relevant effects on the territory, the population, and human activity in general. A sound analysis of the factors conducive to these precipitation events is thus essential for a better design

of prediction mechanisms which, although not capable of preventing these phenomena, help in palliating their catastrophic consequences. This work aims at examining the factors involved in the genesis of intense precipitation in the Valencia Region through the analysis of spatial distribution, atmospheric configuration, and sea surface temperature (SST), the key factor in the development of these intense rain events.

Key words: torrential rains, sea surface temperature, meteorological risk, meteorological model, orography.

1. INTRODUCCIÓN

La mitad occidental del Mediterráneo es una cuenca semicerrada con un mar central casi completamente rodeado por cadenas montañosas en todo su litoral. Esta morfología le confiere unas características específicas que devienen en unos procesos meteorológicos particulares. Estos procesos mediterráneos están marcados, sobre todo en la época estival, por la presencia de circulaciones internas ligadas a los regímenes de brisas costeros que se organizan a escala regional favoreciendo la recirculación, o circulación casi cerrada, de la masa de aire mediterránea. Uno de los procesos más importantes es la precipitación, que se caracteriza principalmente por presentar una elevada irregularidad y torrencialidad. Períodos secos pueden preceder a inundaciones catastróficas o a ciclos húmedos relativamente regulares. Por lo general, el régimen pluviométrico anual consiste en un invierno relativamente seco, una primavera normalmente húmeda, un verano muy seco, con precipitaciones puntuales, irregulares y dispersas de tipo tormentoso, y un otoño húmedo con posibilidad, relativamente frecuente, de precipitaciones torrenciales de gran intensidad muy localizadas que provocan inundaciones o desbordamientos de cauces fluviales (Jansá Guardiola, 1966).

Las precipitaciones en el Mediterráneo occidental, aunque enmarcadas en un mismo régimen pluviométrico, provienen de orígenes muy distintos y deben diferenciarse para su estudio en función de su génesis atmosférica. A diferencia de la Europa continental atlántica, sumida dentro de la circulación atmosférica general con la llegada sucesiva de borrascas desde el Oeste, la cuenca mediterránea presenta procesos mesometeorológicos propios que dan lugar a regímenes de precipitación distintos con características particulares. Teniendo presente esta situación, el estudio del régimen pluviométrico debe enfocarse no solamente en la periodicidad y cantidad de las precipitaciones sino en su génesis meteorológica, y en este caso centrándonos en la Comunidad Valenciana (figura 1 A). Cuatro son las situaciones meteorológicas principales, o más habituales, que se pueden dar en la Comunidad Valenciana (Millán *et al.*, 2005):

- a) Advecciones del Oeste: Con tránsito de borrascas y frentes nubosos procedentes del Atlántico. Habitualmente provocan precipitaciones con intensidad débil a moderada.
- b) Advecciones continentales: Con recorrido largo de la masa de aire sobre el continente europeo. Son situaciones habitualmente secas con nula o escasa precipitación.

- c) Situaciones convectivas: Sin sistemas de presión bien definidos y, no necesaria ni exclusivamente, con estabilidad en altura. En este grupo se enmarcan las recirculaciones internas en la cuenca mediterránea occidental con el establecimiento de los regímenes de brisas costeras.
- d) Advecciones marítimas: Con recorrido largo de la masa de aire sobre el Mediterráneo, comúnmente asociadas a precipitaciones torrenciales en las zonas costeras.

Los dos últimos tipos de situaciones sinópticas son las más genuinamente mediterráneas y están asociadas a mecanismos o fenómenos propios de la cuenca mediterránea occidental. En este trabajo nos vamos a centrar fundamentalmente en la caracterización y análisis de un tipo específico de precipitaciones, las advecciones marítimas de carácter torrencial. En el Mediterráneo occidental se producen otro tipo de situaciones que también llevan asociadas, en algunos casos, precipitaciones intensas, como es el caso de los sistemas convectivos de mesoescala. Sin embargo, en los eventos analizados no se ha incluido ninguno derivado de un sistema convectivo porque hasta el momento no se han documentado eventos convectivos, con más de 125 mm en seis o más observatorios de la red, como sí ocurre en los 31 eventos que se recogen en el presente estudio. De esta forma, no es extraño que los temporales de Levante constituyan de hecho el principal aporte al sistema hidrológico en el territorio valenciano.

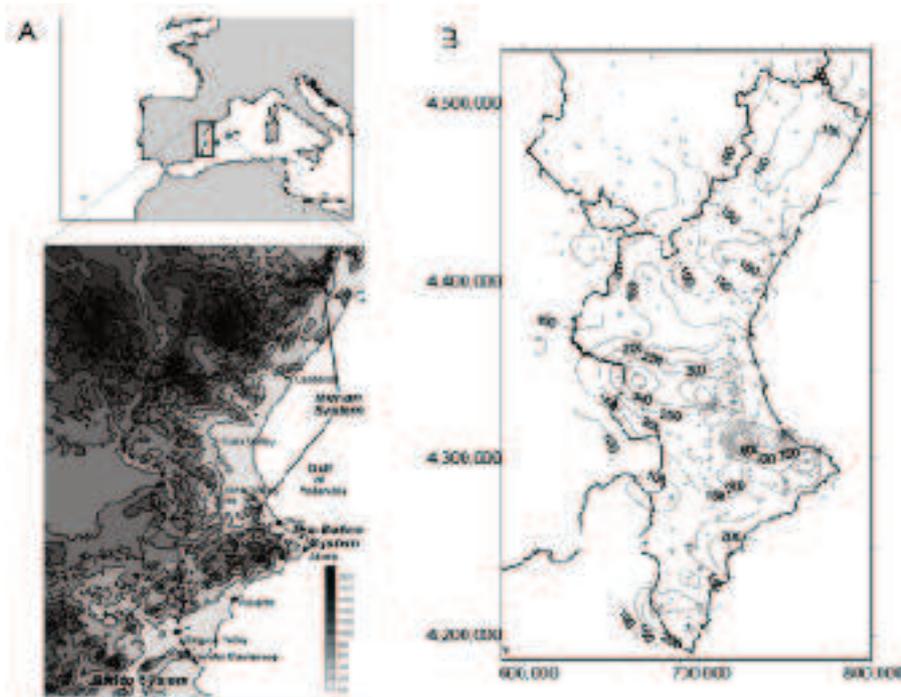


Figura 1. A: Localización y orografía de la Comunidad Valenciana. B: Máximo absoluto de precipitación diaria (mm). Período 1971-2000 (cada cruz corresponde con un observatorio).

Las precipitaciones torrenciales son uno de los rasgos climáticos más interesantes de la región valenciana y representan uno de los principales riesgos naturales de esta área. Los daños y pérdidas causadas por este fenómeno son muy cuantiosos y se producen de manera repetida, debido principalmente a las inundaciones en las grandes llanuras aluviales de los principales ríos de la región, así como a las crecidas repentinas de las ramblas mediterráneas, la mayoría del año totalmente secas, como es típico de una región de clima semiárido y a la intensiva ocupación de suelo con alto riesgo de inundabilidad.

Si las precipitaciones totales en la región valenciana tienden a estar concentradas en un período del año, no es extraño, por tanto, que el carácter torrencial o intenso tienda también a concentrarse en un reducido número de días en los que se recogen prácticamente la mayor parte de los totales anuales. Como ejemplo tenemos los 817 mm recogidos en 24 horas en el observatorio de Oliva en 1987, de un total anual de 1325 mm (Elías, 1979). Del mismo modo, la distribución espacial de esta torrencialidad no es homogénea en todo el territorio. Es conocido que la torrencialidad tiene una distribución marcadamente litoral y directamente relacionada con la orografía o presencia de las cadenas montañosas de la región cercanas a zonas costeras.

El objetivo de este trabajo es mostrar los factores, mecanismos y escenarios mediante los que tienen lugar las precipitaciones torrenciales en un sector de la costa Este de la Península ibérica (Comunidad Valenciana), analizando tanto la distribución espacial, como las configuraciones atmosféricas en las que se producen y la temperatura superficial del agua del mar (TSM) como factor clave en el desarrollo de estas intensas precipitaciones. El trabajo se completa con un análisis del papel de la orografía en estos eventos.

2. DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LA PRECIPITACIÓN INTENSA

Se han analizado los eventos de precipitaciones intensas en el periodo 1971-2000, utilizándose como umbral de precipitación intensa el valor de 125 mm diarios (Estrela *et al.*, 2002). A su vez, para considerar que se estaba ante un evento significativo, se requería que el registro superase ese valor mínimo en al menos seis observatorios; de lo contrario, con precipitaciones muy elevadas pero en un área muy reducida se podría estar ante precipitaciones intensas pero de carácter local y de génesis distinta a las ciclogénesis mediterráneas que aquí nos ocupan.

Para ello se ha trabajado en los registros por encima del umbral en las series de datos diarios de los observatorios de la AEMET para la Comunidad Valenciana y áreas limítrofes (497 observatorios), obteniéndose 899 registros que sobrepasan el umbral y que quedan agrupados en 177 días.

La figura 1 B muestra el mapa de máximos absolutos de precipitación diaria. El máximo absoluto en el Norte es de 313 mm mientras que en el extremo Sur se registra un máximo local de 316 mm. El núcleo húmedo central incluye varias zonas por encima de 300 mm, con dos máximos locales de 790 mm y 817 mm. Esta última zona muestra niveles muy altos de torrencialidad. De hecho, es uno de los focos de mayor torrencialidad del Mediterráneo occidental; fuera del territorio valenciano solo se alcanzan registros por encima de 800 mm en el área de Liguria (Guigo,

1973, cit. en Pérez Cueva *et al.*, 1983), donde se superaron los 900 mm en Bolzaneta, cerca de Génova. El registro de 817 mm corresponde al 3 de noviembre de 1987 en Oliva, en la costa meridional del Golfo de Valencia, y no se trata de un caso aislado pues se registraron 878 mm en Jávea el 2 de octubre de 1957. Dentro del periodo 1971-2000, se contabilizan 24 registros diarios por encima de 350 mm y 80 por encima de 250 mm.

Puede apreciarse fácilmente, por tanto, que la distribución de la precipitación intensa no es homogénea en el territorio valenciano y que el rasgo más importante es la existencia de un área extremadamente torrencial en el litoral del sur del Golfo de Valencia. Esta zona muestra la torrencialidad más alta, en el periodo de 24 horas, de toda la Península Ibérica (Elías Castillo *et al.*, 1979), con valores de recurrencia superiores a 300 mm para un periodo de retorno de 30 años (método de Gumbel de cálculo de máximos probables). El extremo norte y las comarcas del sur del territorio valenciano son también zonas con niveles de torrencialidad relativamente altos, con valores de recurrencia de 175 mm para el mismo periodo de retorno.

El que la torrencialidad sea mayor en estas tres zonas cabe relacionarlo, entre otros, con factores topográficos; efectivamente, la disposición de las barreras montañosas favorece el ascenso orográfico de los flujos húmedos del Este-Nordeste, como es el caso del extremo oriental del sistema Pre-Bético, las alineaciones montañosas del Norte de la Comunidad de orientación SSW-NNE, y el extremo oriental del Bético (Sierra de la Carrasca).

Los eventos de precipitaciones más intensas aquí analizados están relacionados con las ciclogénesis mediterráneas o temporales de Levante. Estas situaciones se conforman como la principal fuente o entrada de agua en el sistema hídrico en todas las áreas. Se trata de precipitaciones muy vinculadas en su localización/focalización a la orografía y más específicamente a las cuencas y valles abiertos al NE. Se caracterizan por tener una distribución marcada por un claro patrón de litoralidad, disminuyendo su importancia relativa hacia el interior. Es en el núcleo húmedo del Sur de la provincia de Valencia y Norte de la provincia de Alicante, y en la zona árida del extremo meridional de la Comunidad Valenciana, donde mayor peso tienen estas precipitaciones, ya que en esas zonas, sobre todo en la segunda, estas situaciones son en ocasiones el único aporte de agua al sistema.

3. CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA Y PRECIPITACIÓN INTENSA

La situación sinóptica en superficie más habitual asociada a los eventos de precipitaciones intensas se caracteriza por la presencia de un anticiclón sobre Centroeuropa, que impulsa un flujo de aire de largo recorrido sobre el Mediterráneo. Junto a este centro de acción podemos encontrar dos variantes: la primera, y más frecuente, es la presencia de un sistema de bajas presiones sobre el Norte de África-Suroeste del Mediterráneo; por su parte, la segunda se caracteriza por la formación de una baja intensa sobre las Islas Canarias-Golfo de Cádiz, que lleva asociada en altura una vaguada profunda o un embolsamiento de aire frío o gota fría. La figura 2 muestra estos dos tipos de situaciones sinópticas en superficie asociadas a las precipitaciones intensas en la Comunidad Valenciana.

Para que se produzcan advecciones superficiales de componente Este es necesario que se invierta el patrón normal de distribución de las presiones atmosféricas en las latitudes medias del hemisferio Norte; este patrón está caracterizado por bajas presiones al Norte de los centros anticiclónicos subtropicales (anticiclón de las Azores). Así pues, la formación de áreas de altas presiones situadas al Norte de la Península Ibérica y bajas presiones al Sur, está siempre relacionada con situaciones en las que se altera el patrón de circulación zonal. Es así como en niveles altos de la troposfera se forman grandes ondulaciones del flujo zonal (circulaciones en sentido meridiano) y se produce la división de la corriente en chorro de los niveles más altos de la troposfera.

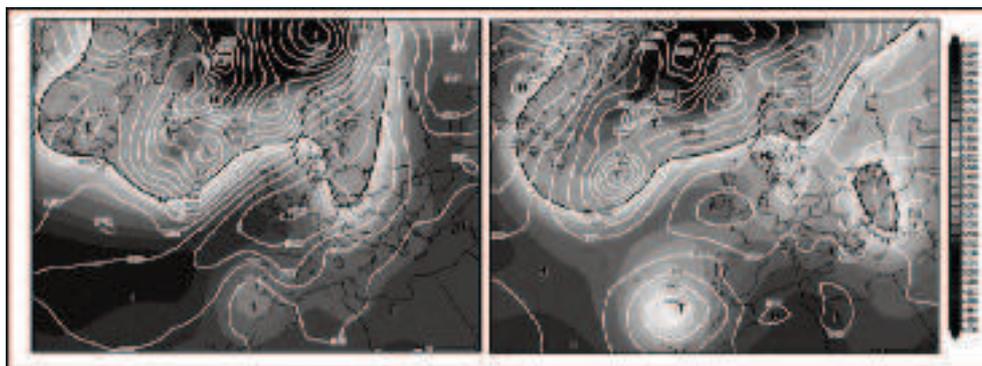


Figura 2. Situaciones sinópticas en superficie asociadas a las precipitaciones intensas en la Comunidad Valenciana. Evento de 6 de octubre de 1994 (izquierda) y evento de 2 de noviembre de 1987 (derecha). Fuente: Reanálisis del NCEP (Wetterzentrale).

Las situaciones de bajo índice zonal (también denominadas situaciones de bloqueo) son las que están asociadas a los grandes eventos de precipitación intensa en la Comunidad Valenciana. Las situaciones de bloqueo reciben este nombre porque suelen ser patrones de distribución del campo de presiones que permanecen relativamente estáticos durante varios días; esto es lo contrario de lo que ocurre en las situaciones de alto índice zonal, en las que las ondulaciones de corta longitud progresan rápidamente dentro del flujo zonal general. Siguiendo a Bluestein (1993), el sector ciclónico de las ondulaciones de los sistemas de bloqueo estaría asociado a importantes procesos de ciclogénesis y, como ocurre en la cuenca mediterránea, a eventos meteorológicos extremos. Estos sistemas de circulación son gigantescos mecanismos de intercambio de energía y calor en sentido meridiano, que convierten la energía potencial asociada a importantes gradientes de temperatura en energía cinética, jugando un destacado papel a escala planetaria en la redistribución de calor entre latitudes medias y altas (Bluestein, 1993). Este tipo de circulaciones no solo son responsables de parte de las ciclogénesis mediterráneas, sino, por ejemplo, constituye también el tipo de circulación que en niveles altos provoca las olas de frío extremo, debido a las irrupciones de aire ártico continental sobre Europa occidental, impulsadas por altas presiones siberianas así como por las depresiones localizadas sobre el Mediterráneo central.

Las configuraciones que en altura podemos encontrar asociadas a las precipitaciones intensas en la Comunidad Valenciana pueden agruparse en cuatro tipos:

1. desplazamiento de estructuras de bloqueo,
2. ondulación del flujo zonal,
3. desplazamiento hacia atrás o de sentido inverso en niveles altos,
4. situaciones de debilidad de la circulación en altura.

Desde un punto de vista temporal, a partir del análisis sinóptico es posible intuir una cierta gradación desde el otoño al invierno en las condiciones de altura. En este sentido, a finales del verano y principios del otoño los eventos que más importancia van a tener son los referentes al cuarto grupo, donde la debilidad de la circulación en altura concede prácticamente todo el protagonismo a la mayor temperatura del agua del mar y, por tanto, donde son muy importantes los contrastes de temperatura entre la superficie del agua del mar y las masas de aire en contacto con ésta. A medida que avanza el otoño, ya es posible encontrar cualquiera de los restantes tres grupos, aunque en el caso del desplazamiento en sentido inverso en altura consideramos que se requieren intensas invasiones de aire frío, mucho más frecuentes y normales a finales del otoño y durante el invierno (Estrela *et al.*, 2002).

4. LA TEMPERATURA DEL AGUA DEL MAR MEDITERRÁNEO Y SU RELACIÓN CON LAS PRECIPITACIONES INTENSAS

Tal como hemos señalado, la advección de aire frío del Este impulsada por un sistema de altas presiones localizado en Europa central sobre el Mediterráneo cálido se constituye en uno de los elementos más importantes en la génesis de las precipitaciones intensas en la Comunidad Valenciana. Esta importancia se deriva de la posibilidad de que la citada advección dé lugar a la formación de una masa de aire potencialmente inestable a través de la interacción de la masa de aire fría, o relativamente fría, sobre el mar más cálido. Esto último depende en gran parte de la diferencia de temperatura e intercambio de calor entre la masa fría de aire y la masa cálida de agua, que es lo que determina la cantidad de humedad que la masa de aire es capaz de absorber o recargar, siendo la temperatura del agua del mar el factor clave. Un segundo paso es el transporte hacia el Este de la masa de aire potencialmente inestable hasta las regiones costeras donde el levantamiento orográfico puede favorecer el desencadenamiento de las precipitaciones.

Para evaluar el papel de la TSM se analizaron 32 eventos de precipitación intensa para los cuales se trabajaron las imágenes del satélite NOAA, procesadas con un algoritmo desarrollado por Bádenas *et al.*, (1997) que obtiene la TSM con un error inferior a 0,5°C. La metodología consistía en analizar la TSM de los días previos y posteriores al evento a fin de detectar los cambios de la temperatura superficial del mar. Los resultados del análisis de las imágenes NOAA y de las trayectorias de las masas de aire indicaban que la temperatura del agua del mar había descendido, tras el evento de lluvias torrenciales, del orden de 3 a 5° C respecto de sus valores previos. Según esto podíamos suponer que la caída de la TSM observada después del evento era principalmente resultado de fenómenos de intercambio de calor y humedad en el sistema mar-atmósfera que producían un cambio en las características de la masa de aire (enfriamiento por evaporación) durante su trayectoria sobre el Mediterráneo (Estrela *et al.*, 2002) y también, en parte, debido

a las propias precipitaciones caídas sobre el mar. Por tanto, esto sugería que el mar podía actuar como fuente de humedad y energía que favorecía la recarga e inestabilización de la masa de aire a través de intercambios de humedad, calor latente y calor sensible. Aunque una parte de ese descenso en la TSM podría deberse a la precipitación caída sobre el mar, el descenso registrado en grandes zonas de la cuenca mediterránea donde no se observaron precipitaciones refuerza la hipótesis de que el descenso de TSM se debería al trasvase de calor entre el mar y la masa de aire sobre él. Otros autores han descrito posibles relaciones entre la temperatura superficial del mar y las precipitaciones en el Este peninsular (Barbero, 2004) o han descrito algunos de los factores que dan lugar a precipitaciones fuertes en la Comunidad Valenciana (Riesco y Alcover, 2001). Uno de estos elementos es la diferencia entre la TSM y la de la masa de aire al nivel de 850 hPa (Riesco *et al.*, 2003).

Por otra parte, la modelización numérica de episodios de lluvias torrenciales en la Comunidad Valenciana ha puesto de manifiesto la importante influencia de la temperatura superficial del mar en las precipitaciones torrenciales y ha permitido determinar la existencia de áreas del Mediterráneo occidental que actúan como fuente de humedad (Duffourg *et al.*, 2011) e inestabilidad para la masa de aire que recorre el Mediterráneo y provoca las lluvias torrenciales en la Comunidad Valenciana (Pastor *et al.*, 2001; Fernández *et al.*, 1995, 1997; Pastor, 2012).

En este apartado se incluyen los principales resultados de dos de los eventos de precipitaciones intensas (septiembre de 1986 y septiembre de 1989), que se han estudiado con el modelo RAMS (Regional Atmospheric Modelling System) y que han permitido corroborar el papel fundamental de la TSM en el desarrollo de estos eventos. De hecho, la mejor concordancia entre los resultados modelizados y los datos registrados durante el evento, tanto en cantidades máximas como en la distribución espacial de la precipitación, se ha producido cuando los datos de TSM utilizados en la modelización eran los provenientes del satélite NOAA de los días previos al evento de precipitaciones, más ajustados a los valores reales. Por su parte, los resultados de la simulación utilizando medias climatológicas mensuales para la TSM fueron mucho menos precisos en la localización de la distribución espacial y en la predicción de las cantidades máximas. No obstante, aunque la cantidad total de lluvia calculada por el modelo RAMS, incorporando los datos de los días del evento, es más próxima a la realidad, aún siguen siendo más bajos que los contabilizados en los observatorios (figura 3).

Otra de las conclusiones que se deben tener en cuenta en relación a la modelización de estos eventos es que, a pesar de los buenos resultados obtenidos relativos a la distribución espacial de la precipitación en los casos estudiados, se ha observado que la focalización de la precipitación se desplaza hacia las cadenas montañosas del interior.

Hemos considerado que esto podía estar en relación al impacto de la orografía en los propios resultados del modelo porque tal vez el mecanismo de disparo orográfico se ve favorecido por el modelo RAMS en su configuración actual. Por ejemplo, en el área de estudio existen cadenas montañosas próximas a la costa de entre 400 a 700 msnm, e incluso las crestas más elevadas de unos 1500 metros a menos de 15 km de la costa. Por tanto, debe tenerse en cuenta en estos eventos de precipitaciones intensas el posible efecto de esta orografía en los flujos de desplazamiento vertical de las masas de aire húmedo que llegan a la costa.

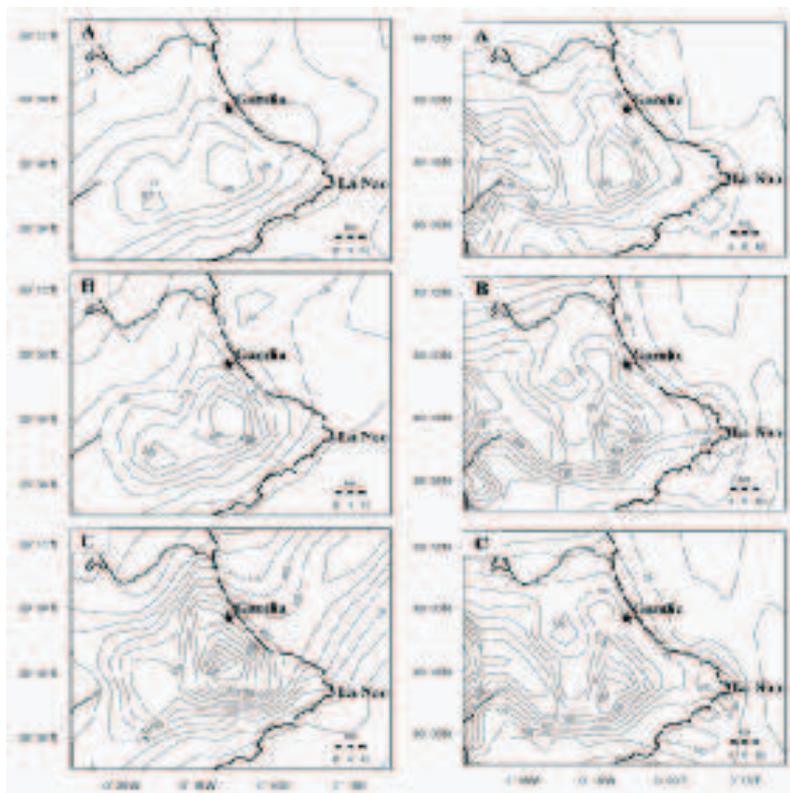


Figura 3. Precipitación total calculada por el modelo RAMS para el evento de septiembre de 1989 (izquierda) y el evento de septiembre-octubre de 1986 (derecha): (a) simulación de control, (b) medias climatológicas mensuales de temperatura del agua del mar del International Satellite Land Surface Climatology Project (ISLSCP), y (c) simulación con datos de satélite NOAA.

5. LA OROGRAFÍA Y SU INFLUENCIA EN LAS PRECIPITACIONES INTENSAS

El efecto de la orografía en episodios de lluvias intensas en la cuenca mediterránea occidental ha sido previamente investigado en diferentes trabajos por Romero *et al.* (1997), Horvath *et al.* (2006), Federico *et al.* (2008) y Miglietta y Regano (2008). Con el objetivo de evaluar el papel de la orografía en la Comunidad Valenciana se ha llevado a cabo una modelización numérica de uno de los últimos eventos de precipitaciones intensas, que tuvo lugar los días 11 y 12 de octubre de 2007 (Pastor *et al.*, 2010), especialmente durante la noche del 11 al 12, y durante gran parte del día 12. Este episodio causó enormes pérdidas económicas, daños a las infraestructuras y víctimas humanas. Para evaluar el impacto de la orografía en el desarrollo de la precipitación, se ha utilizado el modelo RAMS (figura 4).

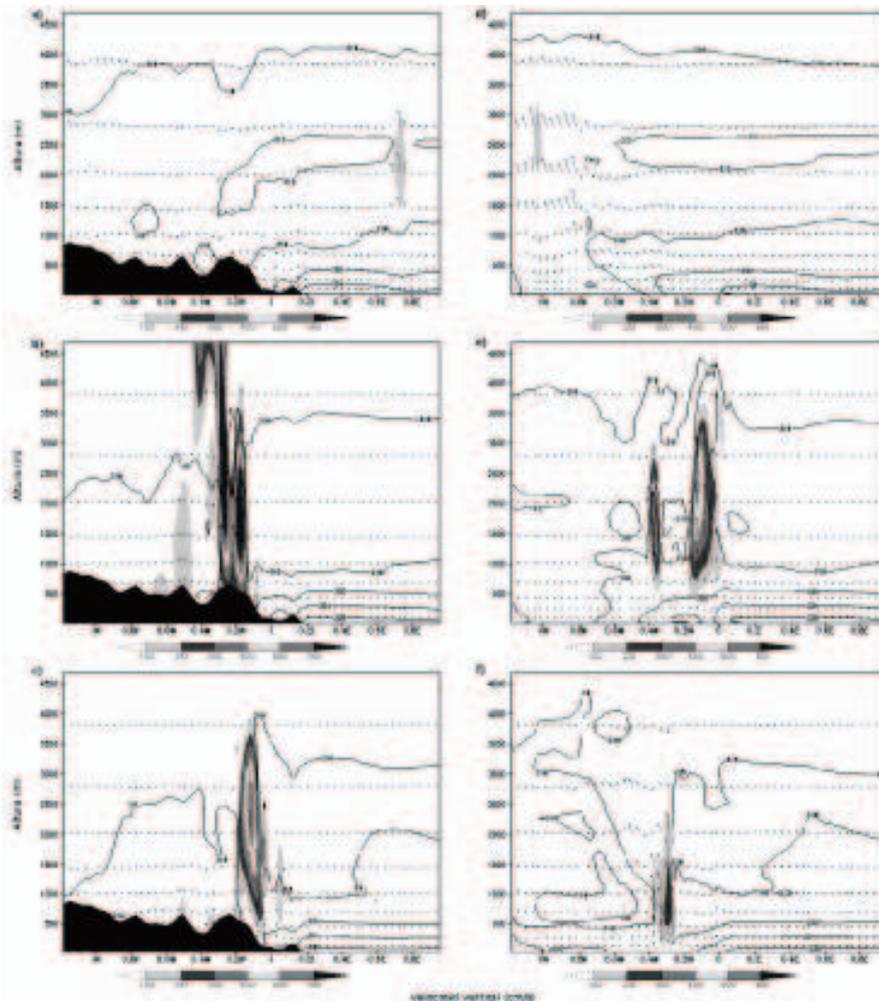


Figura 4. Sección vertical a 38,8° N simulada por el modelo RAMS para la temperatura potencial equivalente (K), velocidad vertical (cm/s) y vector viento de la simulación de control a las 00:00 UTC 12 de octubre (a), 06:00 UTC 12 de octubre (b) y 12:00 UTC 12 de octubre 2007 (c), y simulación eliminando la orografía a las 00:00 UTC 12 de octubre (d), 06:00 UTC 12 de octubre (e) y 12:00 UTC 12 octubre de 2007 (f).

Las pruebas de sensibilidad que se llevaron a cabo con dicho modelo conforman dos simulaciones del evento. En la primera se mantiene la orografía en todas las mallas (simulación de control), mientras que en una segunda se elimina este parámetro en la zona donde se produjeron las precipitaciones más importantes.

Los resultados de este trabajo permitieron demostrar la importancia de la orografía como mecanismo de disparo de las precipitaciones. En la figura 4a, se observa algún movimiento vertical en la primera barrera orográfica cerca de la costa a las 00 UTC del día 12 de octubre. En las siguientes 6 horas, RAMS reproduce un

movimiento ascendente sobre las primeras elevaciones más significativas (que se sitúan alrededor de 700 m). Esta circulación está relacionada con el disparo orográfico. Vemos que a las 12 UTC del día 12 de octubre todavía se mantiene esta corriente ascendente, aunque disminuye su intensidad. En la misma figura, se muestra también cómo la persistencia de la advección húmeda del este sumada al movimiento vertical favorecen el inicio y la perseverancia de las lluvias intensas en esta zona. Al eliminar la orografía podemos ver el movimiento vertical a las 06 UTC justo encima de la zona de la precipitación (figura 4e).

Este ascenso resulta más flojo que el reproducido por la simulación del control y, además, queda desplazado hacia el este. A las 12 UTC del 12 de octubre, este movimiento ascendente disminuye y queda por debajo del estimado en la simulación de control

6. CONCLUSIONES

Son varias las conclusiones que podemos extraer sobre los factores y procesos relacionados con las precipitaciones intensas en la Comunidad Valenciana.

El análisis espacial a partir de los 31 eventos de precipitaciones intensas (documentados desde 1971 hasta el año 2000) nos permite confirmar que el Sur del Golfo de Valencia es la zona en la que se da una mayor frecuencia de este tipo de precipitaciones en el territorio valenciano, y también una de las áreas de mayor torrencialidad en el Mediterráneo occidental. Uno de los sectores donde se concentran los principales focos de precipitaciones intensas, en gran parte debido a la combinación de factores topográficos (exposición óptima y ascenso orográfico) y los flujos húmedos de orientación Este, es el extremo oriental del sistema Pre-Bético (sector Norte de la Provincia de Alicante y Sur de la de Valencia).

Los eventos de precipitaciones intensas se identifican fácilmente desde el punto de vista sinóptico. El patrón característico de superficie, en la mayoría de ocasiones en el que tienen lugar tales precipitaciones, está conformado por un potente anticiclón en Europa y un sistema de baja relativa en el Norte de África, o en su caso una depresión secundaria en el Golfo de Cádiz-Islands Canarias. Sin embargo, la situación en niveles altos de la troposfera puede ser muy variable y no ha de entenderse como causa necesaria. Así, podemos tener situaciones en las que no tiene ninguna influencia, y otras en las que tales precipitaciones se han visto muy potenciadas por este factor (como ocurre en los casos conocidos como "gota fría"). Estas configuraciones tienen una importancia variable según la época del año. De hecho, a efectos de la generación de las precipitaciones intensas, la mayor o menor debilidad de la circulación en altura no es el factor más importante, porque la clave está en la temperatura superficial del agua del mar y en los contrastes de temperatura respecto de las masas de aire que se desplazan sobre él en dirección Oeste.

En cuanto a las relaciones entre la temperatura del agua del mar Mediterráneo y la génesis de las precipitaciones intensas es de destacar la clara concentración de eventos desde finales del verano hasta el otoño, momentos en los que se combinan dos factores que son básicos en la génesis de este tipo de precipitaciones:

- Desplazamiento de anticiclones a Centroeuroa, con el establecimiento de potentes advecciones del Este;

- Temperaturas superficiales del agua del mar comparativamente más altas que en el resto del año (y por tanto también con un importante contraste respecto de las masas de aire que se desplazan sobre el Mediterráneo).

Incluso aun tratándose de precipitaciones fundamentalmente litorales, puede observarse una cierta progresión a lo largo del otoño-invierno. Así, a principios del otoño suelen tener lugar las precipitaciones con un carácter más litoral, cuando el contraste de temperatura puede ser muy elevado y la advección está prácticamente garantizada sin necesidad de forzamiento en altura. A medida que avanza el otoño también existen más posibilidades de presencia de vaguadas y pinzamientos en altura, por lo que las precipitaciones pueden localizarse algo más hacia el interior (prelitoral e interior).

Las trayectorias asociadas con los eventos de lluvias torrenciales siempre atraviesan las áreas con temperaturas superficiales del agua del mar más elevadas en esa época del año en la cuenca occidental mediterránea (costas argelinas, mares Balear y Tirreno y el Golfo de Túnez).

Los resultados anteriores, especialmente los referidos a la temperatura del agua del mar como factor clave en la génesis de las precipitaciones intensas, han podido ser confirmados, además, al realizar simulaciones con el modelo RAMS. La mayor coincidencia entre los resultados del modelo y los datos reales observados, tanto en registros máximos de precipitación como en su distribución espacial, se han obtenido cuando los datos de temperatura superficial del agua del mar (TSM) han sido extraídos y tratados a partir de las imágenes del satélite NOAA correspondientes a los días previos al evento. Además, se ha podido identificar mediante la modelización numérica aquellas áreas que contribuyen de una manera más destacada al necesario aporte de humedad que inestabiliza las masas de aire que recorren el Mediterráneo. En lo que se refiere a la Comunidad Valenciana estas áreas se concentran en la mitad Sur del Mediterráneo occidental, así como, de manera muy destacable, el área comprendida entre sus costas y las Islas Baleares.

Los estudios de sensibilidad llevados a cabo con el modelo RAMS nos han permitido investigar la influencia de la orografía en el inicio y desarrollo de las lluvias intensas. Vemos que la presencia de la orografía en la simulación favorece un ascenso de las masas de aire importante en las montañas cercanas a la costa de la zona de máxima precipitación. Este movimiento vertical se ve disminuido considerablemente y resulta menos importante cuando la orografía se suprime del área de simulación. Además, otro efecto que procede de dicha supresión es el desplazamiento de este ascenso hacia el Este. En términos de precipitación acumulada, no tener en cuenta la orografía se traduce en que el modelo no reproduce diferentes zonas de precipitación fuerte que sí se presentan en caso contrario. Además, el grueso de pluviosidad se desplaza hacia el interior de la Comunidad Valenciana.

Queda patente, sobre la base de estos resultados, cómo la orografía de la zona es un factor clave en el desarrollo de la precipitación y su localización geográfica, ya que actúa como un mecanismo de disparo para iniciar el proceso de convección.

REFERENCIAS

- Bádenas, C., Caselles, V., Estrela, M. J., and Marchuet, R., 1997. Some improvements on the processes to obtain accurate maps of sea surface temperature from AVHRR raw data transmitted in real time. Part. 1. HRPT images. *International Journal of Remote Sensing*, 18, 1743-1767.
- Barbero, J., Muñoz, J. y Rodrigo, F. Estudio sobre la relación entre precipitaciones mensuales en el levante español y temperaturas de la superficie del mar en el mediterráneo occidental (2004). En *El Clima, entre el Mar y la Montaña* (editado por J. García, C. Diego, P. Fernández, C. Garmendia y D. Rasilla), Serie A, n 4, 205–212. *Asociación Española de Climatología*.
- Bluestein, H.B., (1993): Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes. Volume II: Observations and theory of weather systems. *Oxford University Press*. 594 pp.
- Elías, F. y Ruiz, L. Precipitaciones Máximas en España. ICONA, 1979.
- Estrela, M. J., Millán, M. M., Peñarrocha, D., and Pastor, F., 2002. De la gota fría al frente de retroceso. Las precipitaciones intensas en la Comunidad Valenciana. Colección Interciencias, 17. Centro Francisco Tomás y Valiente-Fundación Centro de Estudios Ambientales del Mediterraneo - CEAM. Valencia, España, 260 pp.
- Estrela, M. J., Pastor, F., and Millán, M. M., 2002. Air mass change along trajectories in the western Mediterranean basin in the torrential rains events in the Valencia Region. In: *Proceedings of the 4th EGS Pinius Conference held at Mallorca, Spain*. October.
- Duffourg, F. and Ducrocq, V. (2011) Origin of the moisture feeding the Heavy Precipitating Systems over Southeastern France, *Natural Hazards and Earth System Science*, 11 (4), 1163-1178
- Federico, S., Avolio, E., Bellecci, C., Lavagnini, A., Colacino, M., y Walko, R. L., 2008. Numerical analysis of an intense rainstorm occurred in southern Italy, *Natural Hazards and Earth System Sciences* 8, 19–35, doi:10.5194/nhess-8-19-2008.
- Fernández, C., Gaertner, M., Gallardo, C. y Castro, M. Simulation of a long-lived meso- β scale convective system over the mediterranean coast of Spain. Part i: Numerical predictability. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 56, 157–179, 1995.
- Fernández, C., Gaertner, M., Gallardo, C. y Castro, M., (1997). M. Simulation of a long-lived meso- β scale convective system over the mediterranean coast of Spain. Part ii: Sensitivity to external forcings. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 62, 179–200, 1997.
- Guigo, M., (1973): Pluie et crue des 7 et 8 octobre 1970 dans la region genoise, *Mediterranée*, 1, 55-80.
- Horvath, K., Fita, L., Romero, R., Ivančan-Picek, B. and Stiperski, I. (2006). Cyclogenesis in the lee of the Atlas Mountains. A factor separation numerical study, *Advances in Geosciences* 7, 327–331, doi:10.5194/adgeo-7-327-2006.

- Miglietta, M. M. y Regano, A., (2008): An observational and numerical study of a flash-flood event over south-eastern Italy, *Natural Hazards and Earth Systems Sciences* 8, 1417–1430, doi:10.5194/nhess-8-1417-2008.
- Millán, M. M., Estrela, M. J., and Miró, J. (2005). Rainfall components: variability and spatial distribution in a mediterranean area (Valencia region). *Journal of Climate*, 18: 2682-2705.
- Pastor, F., Estrela, M. J., Peñarrocha, D., and Millán, M. M. (2001). Torrential rains on the Spanish Mediterranean Coast: Modeling the effects of the sea surface temperature. *Journal of Applied Meteorology*, 40: 1180-1195.
- Pastor, F. (2012). Ciclogénesis intensas en la cuenca occidental del Mediterráneo y temperatura superficial del mar: Modelización y evaluación de las áreas de recarga. Tesis doctoral.
- Pérez Cueva, A., Armengot, R. (1983): El temporal de Octubre de 1982. En La riada del Júcar (Octubre 1982). *Cuadernos de Geografía*, 61-86. Universitat de València.
- Riesco, J., Alcover, V. (2001). Algunas consideraciones sobre lluvias intensas en el mediterráneo occidental: Revisión de un episodio en la comunidad valenciana. En *V Simposio Nacional de Predicción*.
- Riesco, J., Alcover, V. (2003). Predicción de precipitaciones intensas de origen marítimo mediterráneo en la Comunidad Valenciana y Región de Murcia. Ministerio de Medio Ambiente. Instituto Nacional de Meteorología Centro de Publicaciones Secretaría General Técnica Ministerio de Medio Ambiente.
- Romero, R., Ramis, C., and Alonso, S. (1997). Numerical simulation of an extreme rainfall event in Catalonia: Role of orography and evaporation from the sea, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 123, 537–559.

CAPÍTULO 8

OBSERVACIÓN, ANÁLISIS Y PREDICCIÓN DE TORMENTAS DE GRANIZO

José Luis SÁNCHEZ¹, Andrés MERINO¹, Laura LÓPEZ¹, Eduardo GARCÍA-ORTEGA¹,
Estíbaliz GASCÓN¹, Sergio FERNÁNDEZ¹, José Luis MARCOS¹

¹Grupo de Física de la Atmósfera. Instituto de Medio Ambiente. Universidad de León
jl.sanchez@unileon.es, amers@unileon.es, llopc@unileon.es, eduardo.garcia@unileon.es,
egass@unileon.es, sferg@unileon.es, jlmarm@unileon.es

RESUMEN

Los riesgos de origen meteorológico son los que suelen producir -año tras año- mayores pérdidas económicas. Uno de las soluciones recomendadas para luchar contra las consecuencias de las inclemencias atmosféricas, consiste en mejorar la calidad de las observaciones y de las predicciones meteorológicas.

Disminuir la incertidumbre de las predicciones meteorológicas, especialmente a corto plazo ya que pueden llegar a tener una buena fiabilidad en los procesos de mayor riesgo, permite mejorar la "cultura de la prevención", si bien, esta tarea es especialmente difícil porque, cuando da lugar a buenos resultados, tiene un grado importante de "invisibilidad".

En este trabajo, abordamos diferentes aspectos que permiten entender la formación de granizo y de las tormentas severas, mejorar los sistemas de observación y establecer las herramientas que ayudan a una mejor toma de decisiones.

Palabras clave: granizo, granizómetros, radar meteorológico, MSG, modelización.

ABSTRACT

The meteorological risks are those which tend to produce-year after year— increasing economic losses. One of the recommended solutions to minimize the risk of consequences of the severe atmospheric conditions consists in improving the observation and the quality of meteorological forecasts.

Diminishing the uncertainty of meteorological forecasts, especially in the short term can become helpful in severe risk management, which allows the improvement of the "prevention culture", one as such, is an especially difficult task because, when accurate results are achieved, a certain degree of "invisibility" is present.

In this paper we address different aspects for understanding the formation of hail and severe storms, improve observing systems and tools that help establish a better decision making.

Key words: hail, hailpads, meteorological radar, MSG, mesoscale modeling.

1. INTRODUCCIÓN

La observación, análisis y predicción de los fenómenos convectivos severos presenta importantes retos. La mejora en el conocimiento de estos fenómenos es de gran interés para reducir los riesgos que ocasionan. Las precipitaciones de granizo son uno de los fenómenos asociados a la convección severa más frecuentes en el Suroeste de Europa. En la Península Ibérica los daños ocasionados por granizo son superiores a los del resto de Europa y en el valle del Ebro representan el 10% de la producción agrícola (Ceperuelo, 2008).

La detección y documentación de las caídas de granizo resulta ser especialmente difícil debido a su pequeña escala espacial y temporal. En la actualidad, existen varios sistemas para la detección de estos fenómenos aunque todos presentan sus incertidumbres. Por un lado, se pueden utilizar métodos directos para detectar su presencia en el suelo –por ejemplo mediante la observación de los daños producidos en cultivos o haciendo uso de las redes de granizómetros- y otros más indirectos - en forma remota- basados en herramientas de teledetección.

Históricamente, el radar meteorológico ha sido la herramienta más utilizada para la identificación de fenómenos asociados a la convección severa. En el caso de aplicarse para identificar tormentas de granizo, se han desarrollado algunos algoritmos. Sin embargo, dada la limitación espacial y el elevado coste que tienen estos sistemas, parece razonable que se desarrollen nuevas herramientas que permitan mayor cobertura espacial y mejor accesibilidad. En este sentido, los satélites meteorológicos geoestacionarios -como el MSG- tienen una gran cobertura espacial y alta resolución temporal y espacial y, por tanto, son una buena herramienta para la detección y seguimiento de la convección en general y de la severa en particular. Más adelante haremos mención expresa a este punto.

La mejora de la predicción de la convección, y en concreto de las tormentas de granizo, es una tarea complicada. En los últimos años, la evolución de los modelos numéricos ha permitido una mejora continua en las predicciones meteorológicas de diversos campos: precipitación, viento, temperatura, humedad, nubosidad...etc. Sin embargo, las precipitaciones de granizo no han sido incluidas en la mayoría de los modelos numéricos. ¿Razones? El problema que surge a la hora de su predicción es análogo al problema de su identificación: las pequeñas escalas temporales y espaciales en las que se desarrollan.

En la actualidad, la ausencia de predicciones mediante los modelos numéricos se ha sustituido por el desarrollo de algoritmos a partir de parámetros de inestabilidad dinámicos y termodinámicos obtenidos mediante radiosondeos. El principal inconveniente de estos métodos es que no permiten realizar una predicción de la localización espacial de las granizadas. Además, la representatividad espacial y temporal de los radiosondeos es bastante limitada. Otro de los métodos llevados a cabo ha sido la utilización de radiosondeos pronosticados por los modelos numéricos

para la predicción del riesgo y severidad del granizo. Aunque estas herramientas suponen un considerable avance en la predicción numérica, los resultados son cuestionables.

Parece razonable asumir que la mejora de la predicción pasa por desarrollar una metodología que permita caracterizar las precipitaciones convectivas de granizo en diferentes escalas. En primer lugar, encontrando los patrones a escala sinóptica, y más tarde, seleccionando las configuraciones mesoescalares y los parámetros predictores de granizo.

2. CONVECCIÓN SEVERA

En meteorología el término de convección se refiere al transporte de calor y humedad por la componente vertical de flujo asociado con la flotabilidad. La convección transporta calor y vapor de agua desde las capas bajas hasta la alta troposfera. Doswell *et al.* (1996) y Doswell (2001) afirmaron que para que la flotabilidad en la troposfera sea no nula, es necesario la presencia simultánea de los siguientes ingredientes: inestabilidad condicional, humedad en capas bajas y la existencia de mecanismos para que transporten la parcela de aire hasta el nivel de convección libre (FLC).

Uno de los primeros proyectos en los que se estudió la convección atmosférica fue el proyecto Thunderstorm. Este proyecto culminó con la publicación de Byers y Braham (1949), donde se describió por primera vez el ciclo de una nube convectiva y se definió la célula tormentosa como la organización básica de las tormentas, término que sigue vigente en la actualidad. Esta forma de clasificación está relacionada con la intensidad del tiempo severo que originan. Habitualmente se distinguen diferentes tipos de organización de las células:

- Lineal. Es la organización más frecuente de la convección, comúnmente conocida como *squall line*. El mecanismo de disparo de este tipo de estructuras puede ser un frente, una línea de inestabilidad, el flujo de salida de una tormenta, ondas de gravedad, etc.

- Sistemas convectivos mesoescalares. Este término fue desarrollado por Maddox (1980) mediante criterios relacionados con imágenes infrarrojas de satélites. Su formación se debe a la unión de los yunques de numerosas células aisladas.

- Supercélulas. Una supercélula es una tormenta convectiva con una circulación mesociclónica (Browning, 1964). Muchos de los fenómenos meteorológicos severos, como granizadas severas, tornados u otros fenómenos adversos, están producidos por supercélulas.

Por otro lado, el tipo de convección que da lugar a las tormentas se conoce como Convección Profunda Húmeda (CPH). Este término fue acuñado por Bluestein (1993) para definir a las nubes convectivas que alcanzan una parte sustancial de la troposfera. A lo largo del presente trabajo se utilizará el término de convección profunda. Para que se produzca este tipo de convección son necesarios dos ingredientes fundamentales: inestabilidad atmosférica y un flujo suficiente de humedad.

El estudio de la convección, y en concreto de la convección profunda, es de suma importancia debido a su capacidad para generar fenómenos adversos. El conocimiento detallado de estos fenómenos puede ayudar a mitigar el riesgo que suponen para la sociedad y el medio ambiente. No obstante, la convección profunda no solo está asociada a fenómenos adversos, sino que también presenta aspectos beneficiosos, siendo el principal mecanismo de generación de precipitaciones en muchas regiones.

Finalmente, nos vamos a referir al término "severo" como aquel que introduce el hecho de que la convección da lugar a daños relevantes. Sin embargo, no existe ninguna definición universalmente aceptada para el término de convección severa. Se considera convección severa cuando da lugar a precipitación severa (vaya o no acompañada de granizo o/y vientos fuertes; Doswell, 1985). No obstante, el término severo involucra la definición de umbrales. En Estados Unidos se define convección severa como aquella que viene acompañada de alguno de los siguientes fenómenos: granizo mayor o igual a 2 cm, vientos con velocidades de 25 m s⁻¹ o superiores o formación de tornados. Sin embargo, esta definición de umbrales ha sido bastante cuestionada. Por ejemplo, acumulaciones importantes de granizo por debajo del nivel de severo, acompañadas por vientos fuertes, pueden causar daños y, sin embargo, de acuerdo a la definición, no puede ser considerada como severa.

Existen otras clasificaciones para el granizo que utilizan múltiples categorías. Una de las primeras fue introducida en 1986 por la Tornado and Storm Research Organization (TORRO) para Gran Bretaña e Irlanda, desarrollando una escala de intensidad de tormentas de granizo en 11 niveles (Webb *et al.*, 1986). Esta clasificación se realiza en función de los daños que el granizo causa en los cultivos y materiales. Posteriormente, esta clasificación fue ligeramente revisada por Sioutas *et al.* (2009), poniendo de manifiesto la necesidad de adaptarla a otras regiones en función de los materiales y tipos de construcción utilizados.

Otra clasificación del granizo, que usa 6 categorías empíricas basadas en daños en cultivos, fue desarrollada en Francia (Dessens *et al.*, 2007). En este caso, su aplicación resulta ser más sencilla y adecuada para el caso de las tormentas de granizo "típicamente" mediterráneas.

3. FORMACIÓN DE PIEDRAS DE GRANIZO

La formación de una piedra de granizo precisa de dos etapas, aquella en la que se forma un *embrión* y una segunda en la que crece y adquiere un tamaño *grande*, es decir, en la que se forma la piedra. En las tormentas distinguiremos entre dos regiones: la EFR (embryos formation region) y la HGR (hail growth region).

Embriones de granizo

Se entiende por tal la unidad más pequeña que puede ser identificada en el interior de una piedra de granizo. Suelen tener tamaños de hasta 5 mm de diámetro aproximadamente y son necesarios para que lleguen a formarse las piedras de granizo. Los embriones se generan por dos vías diferentes:

- A partir de la congelación de gotitas nubosas que han crecido gracias a procesos de colisión-coalescencia (hay que tener en cuenta que con un

millón de gotitas nubosas formamos una gota de unos 2 mm de diámetro), o bien

- Por congelación de una gotita nubosa que da lugar a un pequeño cristal de hielo que crece recolectando agua líquida subfundida y constituyendo un *graupel* (nieve granulada, compacta, con una densidad del orden de 0,5 a 0,8 g cm⁻³).

Hay algunos resultados que indican que las tormentas con bases cálidas tienen tendencia a formar embriones de gota congelada y que aquellas que son más frías, suelen seguir la segunda vía (Knight *et al.*, 1982).

Los embriones tienen una densidad de entre 0,5 y 0,9 g cm⁻³ –menor las de graupel y mayor las que provienen de gotas congeladas- y aparecen en las EFR, en concentraciones del orden de 10³ a 10⁴ m⁻³. La velocidad de caída de los embriones de granizo con densidades del orden 0,5 g cm⁻³ es baja, del orden de 1 a 2 m s⁻¹, y algo mayor cuando la densidad aumenta. Tanto en un caso como en otro, el proceso de crecimiento de un embrión de granizo hasta formar una piedra de un tamaño de 5 mm precisa de unos 20 a 30 minutos.

Los embriones de granizo no pueden formarse en las regiones de la tormenta en las que aparecen fuertes corrientes ascensionales (supongamos que 15 m s⁻¹), ya que al ser su velocidad de caída baja (del orden de 1 m s⁻¹) tendríamos que su desplazamiento vertical se haría a una velocidad elevada (en nuestro ejemplo a 14 m s⁻¹). Como para crecer precisan de unos 20 minutos, si fueran llevados a las regiones en las que la corriente vertical es grande, acabarían colocándose en el yunque de la tormenta, (en nuestro caso recorrerían unos 20 km) y por tanto en una zona completamente alejada de la EFR y de la HGZ. Los resultados encontrados hasta el momento señalan que la EFR se sitúa en los flancos traseros de la estructura principal de la tormenta, en las denominadas células alimentadoras, que bien se suelen situar a la derecha (H. Norte) o en el izquierdo (H. Sur) (Browning *et al.*, 1976). Con el paso del tiempo, algunos de estos embriones pueden acabar siendo inyectados en la corriente ascensional comenzando un crecimiento muy rápido y alcanzando concentraciones del orden de 0,1 a 1 m⁻³.

Piedras de granizo

Vamos a partir de que tenemos una población de embriones. Se calcula que solo entre el 5 y el 10% de ellos se desplaza hasta desde las EFR hasta las HGZ. Al llegar a la HGZ, los embriones crecen fundamentalmente por la aportación del contenido de agua líquida (LWC) subfundida que encuentran en su recorrido. La ecuación de crecimiento de una piedra de granizo es:

$$dD/dt = V_t \times LWC_{eff} \times \rho_w / 2\rho_i \quad (1)$$

siendo D el diámetro de la piedra, V_t la velocidad terminal, LWC_{eff} el denominado contenido de agua líquida efectiva, ρ_w la densidad del agua líquida y ρ_i la densidad del hielo. Con la ecuación (1) podemos obtener que un embrión de 0,5 cm puede llegar a crecer hasta un tamaño de 3 cm en apenas 20 minutos cuando el ambiente tiene un contenido de agua líquida de 2,5 g m⁻³. Si el LWC es de 5 g m⁻³, entonces el tiempo se reduce a la mitad.

Como vemos, los factores velocidad terminal y contenido de agua líquida son esenciales para explicar los tamaños de las piedras formadas.

El crecimiento de estas piedras sigue de nuevo dos vías y pueden ser visualizadas, de forma más o menos aproximada, al analizar una piedra de granizo. Así en la figura 1 podemos ver que, a partir del embrión, aparece una zona bastante transparente. Esto indica que el granizo creció en una zona recolectando gran cantidad de agua subfundida a la que no consiguió congelar rápidamente. Hay que tener en cuenta que la masa de agua subfundida incorporada debe congelar y por tanto ceder 80 cal g^{-1} , una cantidad que debe ser liberada. Teniendo en cuenta la capacidad calorífica, solo una parte de la masa de agua subfundida incorporada a la piedra es congelada y la otra queda adherida a su superficie y a 0°C , transfiriendo calor al aire y congelando más lentamente. En ese tiempo, las burbujas de aire se van eliminando, quedando el agua al congelar en una forma bastante transparente. A este proceso se le llama "húmedo". El agua líquida que queda adherida a la piedra de granizo formando una película a la espera de congelar puede desprenderse de ella y pasar a formar nuevos embriones de granizo.

De nuevo si estamos en una región en el que el LWC es alto, vuelven a formarse nuevas piedras y así sucesivamente.

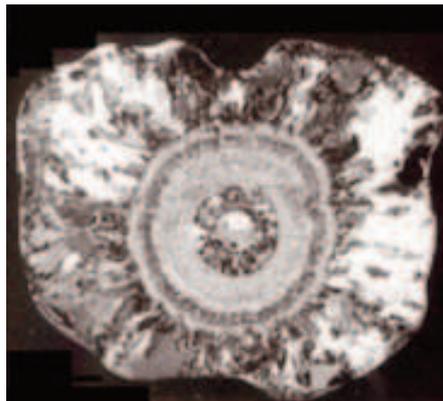


Figura 1. Corte de un granizo.

También puede ser que el crecimiento de la piedra de granizo se produzca en una región de la tormenta en la que el LWC es bajo, de forma que todo el crecimiento es "seco" ya que según se va incorporando a las gotas subfundidas, las congela. En este caso, el aspecto que toman las capas incorporadas es más "lechoso", pues quedan atrapadas burbujas de aire.

De nuevo si estamos en una región en el que el LWC es alto, vuelven a formarse nuevas piedras y así sucesivamente.

La sucesión de capas en una piedra de granizo indica los procesos que ha sufrido, es decir, las regiones que ha ido atravesando, habiendo sido abandonada la idea de que daba vueltas en el interior de una tormenta subiendo y bajando.

4. OBSERVACIÓN EN EL SUELO: DISTRIBUCIONES DEL TAMAÑO DEL GRANIZO

Las distribuciones de tamaño del granizo son una parte importante de los proyectos de investigación que tienen por objeto la convección severa. Además, es conveniente no solamente conocer los parámetros característicos de la distribución en cada área, sino poder establecer las comparaciones correspondientes.

En este apartado se presentan, de forma resumida, algunos de los resultados encontrados en el análisis de las distribuciones de tamaños de los impactos de granizo registrados en los granizómetros de ocho redes instaladas en Argentina, España y Francia (Sánchez *et al.*, 2009a).

Inicialmente, se asume que el espectro de tamaños del granizo se ajusta a una *distribución exponencial*. Así, se pueden calcular los parámetros de las distribuciones de los datos de granizómetros obtenidos en las dos redes españolas, las tres redes francesas y las tres redes argentinas.

A continuación, resulta cómodo linealizar la distribución exponencial. Para ello, se toman los logaritmos de las frecuencias de cada tamaño y se aplica el *método de los mínimos cuadrados* para calcular los parámetros de *ordenada en el origen y pendiente*. A partir de la inversa de esta última, se halla el *diámetro medio característico* de la distribución.

El ajuste de las distribuciones de los tamaños de granizo registrados en las ocho redes ha resultado ajustarse a funciones exponenciales, estadísticamente significativas. Sin embargo, los parámetros característicos de los ajustes son diferentes para cada área. Así, comparando los resultados, se observa que las redes francesas presentan valores en sus *pendientes* mayores que las españolas y éstas, a su vez, mayores que las argentinas, variando entre un mínimo de $2,19 \text{ cm}^{-1}$ en el oasis centro de Mendoza hasta un máximo de $3,47 \text{ cm}^{-1}$ en la zona mediterránea de Francia. Por tanto, los *diámetros medios* menores se encuentran en Francia, en torno a 8 mm, y los mayores en Argentina, superando los 9 mm, mientras que en España son intermedios. Estas diferencias podrían explicarse debido a la proporción de *supercélulas* frente al número total de células con granizo en cada una de las áreas.

Al analizar gráficamente las distribuciones exponenciales linealizadas, encontramos en algunos casos dos posibles "regiones" en la distribución. Para comprobar este hecho, se aplicó una técnica conocida como *regresión por partes*. Esta técnica permite encontrar un diámetro de granizo que separe esas distribuciones diferentes. Ese diámetro umbral se denominada *breakpoint* o *punto de ruptura* y se encuentra en cuatro de las cinco redes analizadas en España y Argentina, siendo estadísticamente significativos. Los *breakpoints* encontrados varían entre 2 cm en el oasis centro y 3,7 cm en el oasis noreste. En la figura 2 mostramos un ejemplo de este *breakpoint*.

El hecho de que el espectro de tamaños del granizo sea bimodal apunta a un diferente comportamiento de las piedras de granizo pequeñas y grandes. De hecho, se observa que en las huellas registradas en los granizómetros el 60 % de las piedras mayores de 2 cm se ajustan a una superficie elíptica. Por ello, los resultados apuntan a que resulta factible que ese punto de ruptura marque la diferencia entre dos procesos de crecimiento del granizo diferente. En el primer término, los granizos

pequeños crecen por los procesos convencionales, recolectando agua subfundida (ya sea por el *proceso húmedo* o por el *proceso seco*) hasta alcanzar cierto tamaño. En la segunda parte, el proceso es distinto, pudiéndose alcanzar esos diámetros grandes debido a la amalgama o unión de varios granizos pequeños, adheridos gracias a la presencia de agua subfundida que actúa como un pegamento.

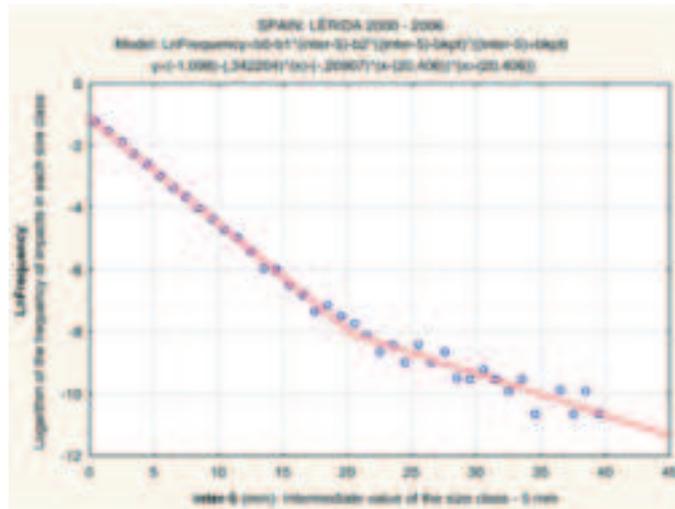


Figura 2. Ajuste de la distribución bimodal de los tamaños del granizo.

La rareza del granizo grande no permite disponer del tamaño de muestra adecuado y por ello todavía es pronto para confirmar dichas interpretaciones físicas. La progresiva incorporación de datos permitirá avanzar en el conocimiento de los mecanismos de formación del granizo.

5. IDENTIFICACIÓN DE LAS TORMENTAS DE GRANIZO MEDIANTE RADAR METEOROLÓGICO

El uso de los radares meteorológicos convencionales está bastante generalizado en el mundo. Esto ha motivado que se hayan desarrollado diversos algoritmos construidos a partir de las variables radar (Waldvogel *et al.*, 1979; Greene and Clark, 1972; Billet *et al.*, 1997; Witt *et al.*, 1998). Sin embargo, es llamativo el hecho de que muchos de estos algoritmos fueron construidos a partir de radares de la banda X y se utilizan para clasificar las imágenes obtenidas por otros radares de la banda C o S.

López y Sánchez (2009) a partir de una base de datos amplia y fiable de eventos de granizo, construyeron una herramienta para la detección de tormentas con/sin granizo. Hay algunas técnicas estadísticas que permiten, a partir de bases de la verdad terreno (granizo en suelo sí/no), clasificar aquellas variables radar que identifican, con menor incertidumbre, las células con/sin granizo.

López y Sánchez (2009) hicieron uso de dos métodos matemáticos conocidos como de regresión logística y lineal discriminante para poder identificar, a partir de las

imágenes de un radar de la banda C, las células con/sin granizo. Los dos modelos comparten un número de variables radar: *VIL* o vertical integrated liquid, reflectividad máxima, altura de la reflectividad máxima y de las variaciones de la reflectividad máxima o *ddbZ_max / dt*. Adicionalmente, el modelo discriminante empleado hace uso además de la altura del techo de la tormenta, la parte superior y del parámetro de la inclinación de la tormenta (*tilt*).

Una vez encontrados los parámetros de los modelos discriminante y logístico, fueron evaluados con otra muestra independiente de datos. Los resultados se evaluaron a través de los índices de *precisión*. En la tabla 1 se muestran los valores encontrados.

Tabla 1. Índices de precisión encontrados en la evaluación de los modelos discriminante y logístico.

| Índice de precisión | Índice | Mod. Discriminan | Mod. Logístico |
|-----------------------------------|--------|------------------|----------------|
| Proporción de Falsas Alarmas | FAR | 0,151 | 0,124 |
| Probabilidad de Detección | POD | 0,849 | 0,868 |
| Probabilidad de evento nulo | FON | 0,864 | 0,889 |
| Probabilidad de detección falsa | POFD | 0,135 | 0,110 |
| Proporción de detección de fallos | DFR | 0,135 | 0,117 |
| Frecuencia de los eventos nulos | FOCN | 0,864 | 0,882 |
| Índice de éxito crítico | CSI | 0,773 | 0,737 |
| Índice Heidke (HSS) | HSS | 0,713 | 0,758 |

Actualmente, los algoritmos son utilizados de forma operativa una vez que fueron implementados en el software de adquisición de datos del radar de la banda C del que dispone el Grupo de Física de la Atmósfera.

En la figura 3 se muestra un ejemplo de identificación de tormentas con granizo. La escala en colores muestra en cada región la probabilidad de que se produzcan precipitaciones en el suelo.

6. IDENTIFICACIÓN DE TORMENTAS DE GRANIZO MEDIANTE MSG

Como decíamos en la introducción, los satélites meteorológicos geoestacionarios - como el MSG- son una buena herramienta para la detección y seguimiento de la convección en general y de la severa en particular.

Para ello, hay que hacer uso de las propiedades microfísicas del techo de nubes. Ahora bien, éstas deben ser establecidas a partir de las reflectancias e irradiancias en diferentes longitudes de onda. Merino (2013) recientemente aplicó diferentes metodologías para detectar nubes convectivas y establecer su severidad.

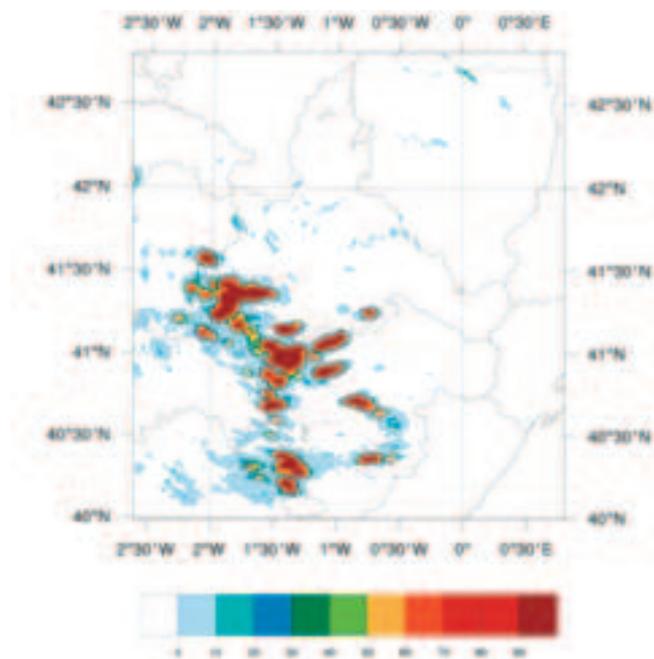


Figura 3. Identificación de tormentas con granizo y escala de probabilidad haciendo uso de los modelos desarrollados.

Merino (2013), igualmente, desarrolló algunos algoritmos para la identificación de cumulonimbos y caídas de granizo. La creación de los algoritmos se llevó a cabo mediante un modelo de regresión logística binaria, combinando datos de diferentes canales del satélite Meteosat Segunda Generación (MSG). En primer lugar, la metodología desarrollada permite establecer una máscara de convección, con el objetivo de discriminar a las nubes tipo cumulonimbo del resto de estructuras nubosas. Esto se hizo tras identificar episodios con diferentes géneros de estructuras nubosas mediante composiciones Red-Green-Blue. De estos episodios se extrajeron las temperaturas de brillo y los albedos de los canales del MSG, y se construyó el modelo logístico. En este caso, se tuvo en cuenta que los cumulonimbos se diferencian del resto de formaciones nubosas por tener un gran contenido de agua líquida, techos de nube formados por partículas de hielo, y espesor óptico elevado. Estas características quedaron reflejadas en los canales utilizados para su identificación: vapor de agua, infrarrojo cercano y térmico, y visible, respectivamente.

Posteriormente, siguiendo una metodología similar, desarrolló un algoritmo para la identificación de granizo dentro de cumulonimbos. En este caso, se identificaron diferentes partes del cumulonimbo, incluida la región de caída de granizo, mediante datos proporcionados por radar meteorológico. Las regiones de caídas de granizo, dentro de un cumulonimbo, se caracterizan por la presencia de nubes que

sobrepasan la tropopausa, altas concentraciones de vapor de agua en la alta troposfera y elevadas corrientes verticales. Estas características quedaron reflejadas en los canales seleccionados para la identificación de caída de granizo: visible, vapor de agua e infrarrojo cercano, respectivamente.

Cabe señalar la importancia que tiene el filtrado de los cumulonimbos por la máscara de convección, puesto que el algoritmo de granizo es muy sensible a las reflectancias del canal infrarrojo cercano. Así, las reflectancias en este canal aumentan al disminuir el tamaño de los cristales de hielo del techo del cumulonimbo. Sin embargo, los techos de nubes formados por partículas de agua líquida también poseen altas reflectancias en esta región del espectro, pudiendo quedar erróneamente clasificadas como granizo. Por este motivo, este tipo de estructuras deberán quedar previamente filtradas por la máscara de convección.

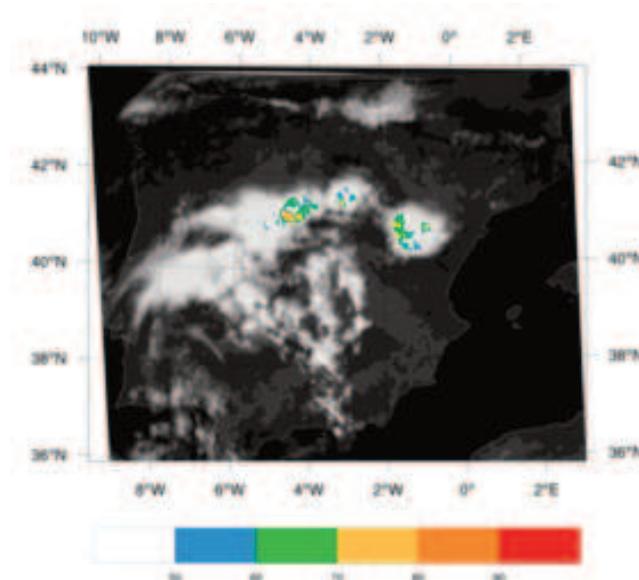


Figura 4. Identificación de tormentas con granizo mediante la herramienta desarrollada por el GFA a partir de imágenes del MSG con su escala de probabilidad correspondiente.

La aplicación consecutiva de los dos algoritmos fue validada para una base de datos de eventos independientes, dando lugar a una probabilidad de detección del 76.9% y una tasa de falsas alarmas del 16.7 %. Con estos resultados, esta herramienta puede ser utilizada para el seguimiento de granizadas en tiempo real, además, posee una gran aplicabilidad en el registro de tormentas de granizo en regiones donde las medidas de los radares no puedan ser utilizadas.

En la figura 4 se muestra sobre la península Ibérica la zona de tormentas y en la escala de colores la probabilidad de que cada región pueda dar lugar a precipitaciones de granizo.

7. PREDICCIÓN DE TORMENTAS CON O SIN GRANIZO MEDIANTE ÍNDICES TERMODINÁMICOS

Tradicionalmente, se han venido utilizando diversos parámetros termodinámicos e índices de estabilidad atmosférica, obtenidos a partir de los datos de radiosondeo. Muchos de estos índices se han desarrollado para un área específica y a continuación se han evaluado.

Sánchez *et al.* (2009) analizaron la capacidad de una serie de índices para caracterizar las condiciones preconvectivas en diversas regiones: León (España), Zaragoza (España), Burdeos (Francia) y Mendoza (Argentina). En todas ellas se disponía de una base de datos fiable de eventos de granizo sí/no en el suelo.

En primer lugar, se utilizaron modelos estadísticos denominados discriminantes para cada zona. Es decir, se estableció una base de datos de granizo sí/no o tormentas sí/no y se calcularon diversos índices de estabilidad (Sánchez *et al.*, 2009b, López *et al.*, 2007). Al comparar los resultados obtenidos por los diferentes modelos construidos para cada uno de las cuatro zonas de estudio pudo comprobarse que no se puede establecer una "norma" general. Es decir, que mientras que algunos pueden resultar buenos "predictores" en unas zonas, en otras resultan no serlo tanto. Todo ello siempre teniendo en cuenta que los índices, por sí solos, no son suficientes para detectar con precisión el mecanismo de disparo

.En general, se puede decir que el índice de Showalter es un buen indicador de la inestabilidad estática y que para caracterizar el flujo de humedad resulta muy adecuado el uso de la temperatura de punto de rocío en el nivel de 850 hPa. Sin embargo, es recomendable introducir otras variables como son la temperatura mínima de la noche anterior, el CCL, etc. A pesar de las dificultades, la probabilidad de detección de tormentas (índice conocido como POD) ha resultado ser en las zonas estudiadas del orden de 0,75 y las falsas alarmas han situado el índice FAR en 0,28 (Sánchez *et al.*, 2009b). Este análisis y los resultados obtenidos pueden resultar de interés para poder incorporarlo en el futuro en los campos de predicción de los modelos numéricos mesoescalares.

8. PREDICCIÓN DE TORMENTAS CON O SIN GRANIZO MEDIANTE MODELOS NUMÉRICOS DE SIMULACIÓN

La simulación numérica mediante modelos multidimensionales ha ayudado a mejorar el conocimiento de los mecanismos de crecimiento de granizo, desarrollándose modelos conceptuales de su crecimiento (Farley, 1987). Brooks *et al.* (1992) discutieron las dificultades asociadas en la asimilación de datos de los modelos 3D, que se deben superar antes del uso operativo de los mismos. Otra aproximación ha sido el empleo de modelos unidimensionales, como el modelo HAILCAST desarrollado por Brimelow *et al.* (2002) para la predicción del tamaño del granizo en Canadá. Esta herramienta es muy útil para determinar el riesgo de caídas de granizo a gran escala, pero posee una tasa alta de falsas alarmas y difícilmente puede predecirse una distribución espacial con detalle de las mismas.

El reconocimiento de patrones atmosféricos, climatologías, persistencias, y características geomorfológicas continúa siendo el eje fundamental en el proceso de predicción de tormentas de granizo.

Los resultados proporcionados por los modelos numéricos distan de ser precisos a la hora de determinar las regiones que serán afectadas por precipitaciones de granizo. Por este motivo, el estudio de los entornos sinópticos, factores mesoescalares responsables del inicio de la convección y parámetros indicadores de su severidad, continúan siendo una de las mejores herramientas de ayuda en la predicción.

La obtención de las configuraciones a escala sinóptica favorables a la aparición de tormentas convectivas permite caracterizar los ambientes convectivos y establecer relaciones entre diferentes escalas. Es decir, al clasificar las situaciones se establecen grupos de configuraciones (en realidad clusters). El GFA ha desarrollado diversos trabajos orientados a la caracterización de este tipo de entornos (García-Ortega *et al.*, 2007; 2011; López *et al.*, 2009; Sánchez *et al.*, 2009a; 2009b; 2012). En el caso del Valle Medio del Ebro fueron definidos por García-Ortega *et al.* (2011). En ese trabajo, se puso de manifiesto que los ciclones extratropicales juegan un papel importante a la hora de generar condiciones favorables para la convección profunda. En todos los entornos descritos por García-Ortega *et al.* (2011) el área de estudio se ve afectada por la presencia de una baja o vaguada que propicia la formación de ambientes favorables al desarrollo de convección. No obstante, la posición de las perturbaciones no explica la distribución de las precipitaciones convectivas a pequeña escala, y para ello es necesario analizar factores mesoescalares.

Suele ser prudente, dada la escala a la que se producen las tormentas con o sin granizo, proceder a determinar las desviaciones que a escala sinóptica presentaban los días de granizo severo frente a la media de clusters encontrados en la clasificación (García Ortega, *et al.*, 2012). A partir de los resultados se puede empezar a realizar un análisis mesoescalar para determinar los factores que entran en juego en el disparo de la convección.

El uso de modelos numéricos mesoescalares, como el MM5 o el WRF, pueden ser utilizados para analizar las situaciones a mesoescala. Una vez que se identifican los factores, pueden servir de ayuda a la predicción de tormentas de granizo en un área. Quizás, como requisito previo antes de abordar la tarea de identificar los factores mesoescalares que intervienen en las situaciones que producen precipitaciones de granizo, es conveniente comprobar si las simulaciones de los modelos numéricos son capaces de predecir los campos de precipitación convectiva. Esto exige ejecutar diferentes simulaciones con diversos esquemas de parametrizaciones. La evaluación en este tipo de eventos del campo de precipitación nos permite seleccionar la mejor combinación de los esquemas a utilizar.

A la hora de estudiar el inicio de la convección a mesoescala, al menos en nuestra experiencia en el Valle del Ebro, las variables que mejor suelen explicar el inicio de la convección severa son: la divergencia del flujo de vapor de agua entre 700-1000 hPa, el índice de inestabilidad convectiva entre 700-900 hPa, y el flujo y la humedad a 850 hPa. No obstante, el peso que tiene cada variable en el inicio de la convección está relacionado con el entorno sinóptico (Merino *et al.*, 2013).

Hoy por hoy, para establecer una predicción de las precipitaciones de granizo en un área, lo más razonable es poner a punto una serie de herramientas que permitan, entre todas, ayudar a la toma de decisiones. Estas herramientas pasan por evaluar: (1) diferentes índices de estabilidad, (2) contar una buena clasificación de los entornos a escala sinóptica (clusters), (3) establecer los factores mesoescalares que provocan los mecanismos de disparo y (4) un buen modelo de predicción de la precipitación, de tipo convectivo, esperada en el área. Estas cuatro herramientas permiten la ayuda a la toma de decisiones con bastantes garantías.

AGRADECIMIENTOS

Los autores ha realizado este trabajo en el marco del desarrollo de los siguientes Proyectos: Granímetro (CGL2010-15930), Micrometeo (IPT-310000-2010-022) Junta de Castilla y León (LE220A11-2 y LE176/A11-2), Gobierno Regional de Aragón y Confederación Hidrográfica del Ebro

REFERENCIAS

- Billet, J., DeLisi, M., Smith, B.G., Gates, C., (1997). Use of regression techniques to predict hail size and the probability of large hail. *Wea. Forecasting*, 12, 154-164.
- Brimelow, J. C., Reuter G. W., Poolman E. P., (2002). Modeling maximum hail size in Alberta thunderstorms. *Wea. Forecast.*, 17, 1048-1062.
- Browning, K.A., (1964). Airflow and precipitation trajectories within severe local storms which travel to the right of the winds. *J. Atmos. Sci.*, 21, 634-639.
- Browning, K.A., Fankhauser, J.C., Chalon, J.P., Eccles, P.J., Strauch, R.C., Merrem, F.H., Musil, D.J., May, E.L., Sand, W.R., (1976). Structure of an evolving hailstorm. Part V: Synthesis and implications for hail growth and hail suppression. *Mon. Wea. Rev.*, 104, 603-610.
- Bluestein, H.B., (1993). Synoptic-dynamic meteorology in midlatitudes. Volume II: observations and theory of weather systems. Synoptic-dynamic meteorology in midlatitudes. Vol. II: observations and theory of weather systems. Oxford University Press. 594 pp.
- Byers H. R., Braham JR., R.R., (1949). The Thunderstorm. U. S. Government Printing Office, Washington D. C. 287pp.
- Ceperuelo M., (2008). Identificación y cuantificación del granizo y predicción de los parámetros radar. Tesis doctoral Universitat de Barcelona. 232 pp.
- Dessens, J., Berthet, C., Sánchez, J.L., (2007). A point hailfall classification based on hailpad measurements: The ANELFA scale. *Atmos. Res.*, 83, 132-139.
- Doswell III, C.A., Brooks, H. E., Maddox, R. A., (1996). Flash flood forecast: An ingredients-based methodology. *Wea. Forecasting*, 11, 560-557.
- Doswell III, C.A., (1985). The operational meteorology of convective weather. Vol. 2: Storm scale analysis. NOAA Tech. Memo. 240 pp.
- Doswell III, C.A., (2001). Severe Convective Storms-An Overview. *Meteor. Monogr.*, 28, 1-26.

- Farley, R.D., (1987). Numerical modeling of hailstorms and hailstone growth. part III: Simulation of an Alberta hailstorm - natural and seeded cases. *J. Climate Appl. Meteor.*, 26, 789-812.
- García-Ortega, E., Fita, L., Romero, R., López, L., Ramis, C., 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., Sánchez, J. L., (2011). Atmospheric patterns associated with hailstorm days in the Ebro Valley, Spain. *Atmos. Res.*, 100, 401-427.
- García-Ortega E., A. Merino, López, L., Sánchez, J.L., (2012). Role of mesoscale factors at the onset of deep convection on hailstorm days and their relation to the synoptic patterns. *Atmos. Res.*, 114-115, 91-106.
- Greene, D.R., Clark, R.A., (1972). Vertically integrated liquid water-A new analysis tool. *Mon. Wea. Rev.*, 100, 548-552.
- Knight, C.A., Smith, P., Wade, C., (1982). Storm types and some radar reflectivity characteristics. Hailstorms of the Central High Plains 1, 81-93.
- López, L., García-Ortega, E., Sánchez, J. L., (2007). A short-term forecast model for hail. *Atmos. Res.*, 83, 176-184.
- López, L., Sánchez, J.L., (2009). Discriminant methods for radar detection of hail. *Atmos. Res.*, 93, 358-368.
- Merino A., (2013). Análisis, identificación y predicción de episodios de precipitación con granizo en la Península Ibérica. Tesis doctoral.
- Merino, A., García-Ortega, E., López, L., Sánchez, J.L., Guerrero-Higuera, A.M., (2013). Synoptic environment, mesoscale configurations and forecast parameters for hailstorms in Southwestern Europe. *Atmospheric Research*, 122, 183-198.
- Sánchez, J.L., Gil-Robles, B., Dessens, J., Martín, E., López, L., Marcos, J.L., Berthet, C., Fernández, J.T., García-Ortega, E., (2009b). 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., García-Ortega E., (2009a). Assessing sounding-derived parameters as storm predictors in different latitudes. *Atmos. Res.*, 93, 446-456.
- Sánchez, J.L., López, L., García-Ortega, E., Gil, B., (2012). Nowcasting of kinetic energy of hail precipitation using radar. *Atmos. Res.* Article in Press.
- Sioutas, M., Meaden, T., Webb, J.D.C., (2009). Hail frequency, distribution and intensity in Northern Greece. *Atmos. Res.*, 93, 526-533.
- Waldvogel, A., Federer, B., Grimm, P., (1979). Criteria for detection of hail cells. *J. Appl. Meteor.* 18, 1521-1525.
- Webb, J.D.C., Elsom, D.M., Meaden, G.T., (1986). The TORRO hailstorm intensity scale. *J. Meteor.*, 11, 337-339.
- Witt, A., Eilts, M.D., Stumpf, G.J., Johnson, J.T., Mitchell, E.D., Thomas, K.W., (1998). An enhanced hail detection algorithm for the WSR-88D. *Wea. Forecasting*, 13, 286-303.

CAPÍTULO 9

INTENSIDADES EXTREMAS Y PRECIPITACIÓN MÁXIMA PROBABLE

Jerónimo LORENTE CASTELLÓ¹, M. Carmen CASAS CASTILLO², Raúl RODRÍGUEZ SOLA² y Ángel REDAÑO XIPELL¹

¹*Departament d'Astronomia i Meteorologia. Facultat de Física, Universitat de Barcelona*

²³*Departament de Física i Enginyeria Nuclear EPSEVG, Universitat Politècnica de Catalunya • BarcelonaTech.*

jlorentec@ub.edu, m.carmen.casas@upc.edu, raul.rodriguez@upc.edu, angel@am.ub.es

RESUMEN

Uno de los rasgos climáticos más importantes que caracteriza un territorio es su régimen pluviométrico y, en particular, las intensidades extremas de precipitación que se producen. Su conocimiento es imprescindible para la planificación de obras hidráulicas, el diseño de los sistemas de drenaje de las aguas pluviales y la prevención de avenidas. Además, el comportamiento de esta variable puede ser de gran utilidad para la evaluación de los posibles efectos del cambio climático. En este capítulo se presenta la metodología utilizada para el cálculo de las frecuencias asociadas a las precipitaciones máximas esperadas en un territorio en función de la duración de la lluvia y se presentan los resultados de la estimación de la denominada precipitación máxima probable en 24 horas para 145 estaciones pluviométricas de Cataluña. La distribución espacial obtenida presenta cantidades que oscilan entre valores inferiores a 200 mm y otros que superan los 550 mm, mostrando una gran concordancia con la de la precipitación media anual, pero con algunas excepciones atribuibles a las diferentes escalas meteorológicas implicadas en cada caso.

Palabras clave: Precipitación máxima probable, distribución espacial de la lluvia, curvas IDF.

ABSTRACT

One of the most important climatic features that characterize a territory is its

pluviometric regime and, in particular, the extreme rainfall rates produced in the area. Their knowledge is essential for planning hydraulic works and for designing rainwater drainage systems and flood prevention. In addition, the behavior of this variable can be very useful for the evaluation of possible effects of the climatic change. In this chapter we summarize the methodology used in the calculation of the frequencies associated to maximum precipitations expected in an area according to rainfall duration. Results about the probable maximum precipitation in 24 hours for the 145 pluviometric stations of Catalonia are also shown. The obtained spatial distribution shows rainfall amounts in the range 200-550 mm, in a good concordance with the annual average distribution but with some exceptions caused probably by the different meteorological scales involved in each case.

Key words: Probable maximum precipitation, spatial rainfall distribution, IDF curves.

1. INTRODUCCIÓN

El régimen pluviométrico es uno de los rasgos climáticos más importantes que caracteriza un lugar o un territorio y entre los muchos factores que lo definen destacan, por su interés en el ámbito meteorológico, hidrológico y de ingeniería civil, las intensidades extremas de precipitación, sus duraciones y la frecuencia con la que se producen. Su conocimiento es imprescindible para la planificación de obras hidráulicas, carreteras, redes de alcantarillado, el diseño de los sistemas de drenaje de las aguas pluviales en grandes instalaciones y edificios en general, la optimización de recursos hidráulicos en cuencas hidrográficas y la prevención de avenidas. Además, el comportamiento de esta variable puede ser de gran utilidad tanto para la detección del cambio climático como en la evaluación de sus posibles efectos sobre un territorio.

Normalmente, a partir de los datos proporcionados por pluviómetros totalizadores se suele estudiar el comportamiento de la intensidad de lluvia promediada en intervalos de tiempo de 24 horas o superiores (INM 1999; Lana *et al.*, 1995). Sin embargo, cuando se requiere un conocimiento más detallado de esta variable se deben utilizar los datos proporcionados por pluviómetros de intensidad capaces de registrar su evolución durante el transcurso del chubasco. En ambos casos, el procedimiento consiste en determinar las precipitaciones máximas esperadas en los intervalos de tiempo escogidos para los diferentes periodos de retorno considerados a partir de las series de datos proporcionadas por los observatorios meteorológicos. Esta información, normalmente disponible localmente en cada estación de medida, hay que agregarla territorialmente y extrapolarla o interpolarla si se quiere disponer de información en las zonas sin datos.

Una de las aplicaciones concretas de estos mapas de precipitación máxima esperada, desde el punto de vista de la gestión hidrológica, es su utilidad a la hora de llevar a cabo la prevención y gestión de las avenidas fluviales. Otro ejemplo de su aplicación lo podemos encontrar en la gestión de residuos. En este caso, disponer de una recopilación fiable y actualizada de datos climáticos de precipitación máxima permite mejorar el diseño de las diferentes instalaciones de tratamiento, diseñar adecuadamente los depósitos controlados de disposición de residuos, y calcular y verificar el dimensionado de las redes pluviales, de los depósitos pluviales y de los lixiviados.

En ocasiones, para el diseño de ciertas estructuras hidráulicas, se requiere el conocimiento de la cantidad de precipitación que no puede ser excedida para una duración determinada. En este sentido, se define la precipitación máxima probable (PMP) como la cantidad de precipitación teóricamente más alta que es físicamente posible sobre una región (Hansen *et al.*, 1982). Aunque inicialmente la PMP se definió, pues, como la cantidad de precipitación máxima, para una duración, área y época del año dadas, cuya probabilidad de ser excedida fuese nula (Wang, 1984), posteriormente se encontró que, en ocasiones, las cantidades de precipitación registradas habían superado la PMP estimada con anterioridad. Este hecho indicaba claramente que estas cantidades calculadas como PMP no podían considerarse de riesgo nulo (Koutsoyiannis, 1999).

En este trabajo se presenta la metodología que actualmente se utiliza para el cálculo de las frecuencias de las precipitaciones máximas esperadas en un territorio en función de la duración de la lluvia y los resultados de su aplicación a Cataluña.

2. CURVAS DE INTENSIDAD-DURACIÓN-FRECUENCIA

A partir de los datos proporcionados por pluviómetros de intensidad se puede calcular la precipitación máxima en intervalos de tiempo entre 5 minutos y 24 horas. La relación entre las intensidades máximas de precipitación calculadas, su duración y la frecuencia de ocurrencia constituye lo que se conoce como curvas de Intensidad-Duración-Frecuencia, o abreviadamente curvas IDF. Para su cálculo se debe, en primer lugar, obtener las series de precipitación máxima para cada duración y determinar las funciones estadísticas teóricas que mejor se ajustan a cada una de las series experimentales. Así, por ejemplo, para el caso de Barcelona, a partir del banco de datos generado por la digitalización del conjunto de bandas registradas por el pluviógrafo de intensidades Jardí del Observatorio Fabra entre 1927 y 1992 (Burgueño *et al.*, 1994), se han calculado las cantidades de precipitación máxima registradas en diferentes duraciones entre 5 minutos y 24 horas. Para las series completas de datos, el mejor ajuste ha sido el obtenido mediante la distribución Gamma, una función extensamente utilizada en aplicaciones de ingeniería, limitada a valores positivos y con asimetría hacia la derecha, cuya función de densidad es:

$$f(x) = \frac{\lambda(\lambda x)^{k-1}}{\Gamma(k)} e^{-\lambda x} \quad \text{para } x \geq 0 \quad (1)$$

siendo λ y k los parámetros de escala y de forma de la distribución.

A partir de estas funciones se obtienen los valores de precipitación correspondientes a los períodos de retorno que interesen estudiar, utilizando la relación entre la frecuencia F y el periodo de retorno dada por la ecuación:

$$F = 1 - \frac{N/T}{D} \quad (2)$$

donde N es el número de años de que se dispone, 66 en nuestro caso, y D es el número de datos de la serie que se esté considerando. Los valores de intensidad correspondientes a cada duración (t) y periodo de retorno (T), es decir, los puntos $I(t,T)$, están representados en la figura 1.

La ecuación general obtenida para las curvas de intensidad-duración-frecuencia (IDF) para Barcelona es:

$$I(t, T) = \frac{19 \log T + 23}{(13 + t)^{0.87}} \quad (3)$$

donde I es la intensidad de precipitación en mm/min, t la duración en min y T el periodo de retorno en años.

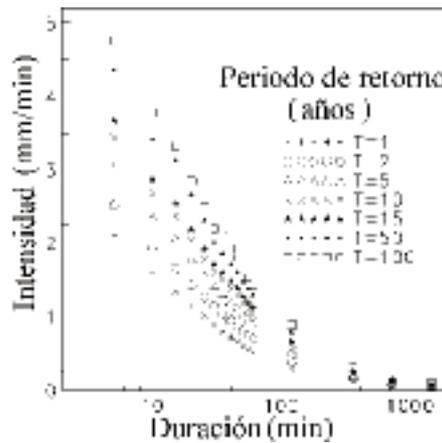


Figura 1. Intensidad de precipitación para cada duración y periodo de retorno (Casas et al., 2004).

La figura 2 muestra las curvas IDF correspondientes a los periodos de retorno de 1, 2, 5, 10, 15, 50 y 100 años.

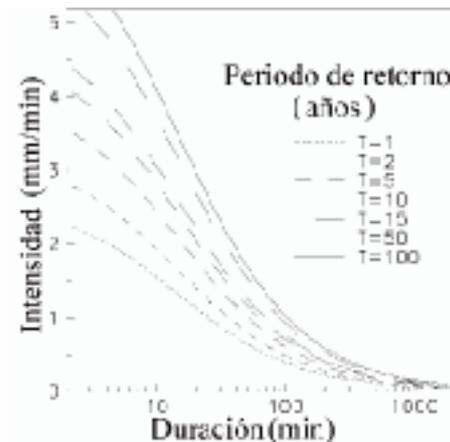


Figura 2. Curvas IDF para la ciudad de Barcelona de periodos de retorno de 1, 2, 5, 10, 50 y 100 años. (Casas et al., 2004).

3. ANÁLISIS ESPACIAL DE LA LLUVIA EXTREMA DIARIA

El conocimiento de las precipitaciones máximas diarias en un territorio para diferentes periodos de retorno es necesario en numerosas aplicaciones. Para su análisis se recurre normalmente a las series de datos de lluvia de los pluviómetros instalados en la zona. Uno de los métodos que tradicionalmente se emplean para realizar estos cálculos es el uso de funciones de distribución de valores extremos para ajustar funciones analíticas a las series anuales de precipitaciones máximas diarias, que permiten luego asignar una frecuencia, o periodo de recurrencia, a cada valor de la precipitación máxima diaria en un lugar. Cuando el objetivo es conocer la lluvia máxima diaria que puede caer en cualquier punto de la región en estudio con una periodicidad establecida, normalmente se recurre al análisis escalar de las cantidades calculadas a partir de las series de datos disponibles en las estaciones pluviométricas. Esta metodología, aunque habitual, tiene algunos inconvenientes que pueden originar grandes incertidumbres en los resultados e incluso errores notables.

La causa principal de la dificultad intrínseca que tiene el cálculo de las precipitaciones máximas en una determinada región estriba en la misma naturaleza de los fenómenos meteorológicos que las suelen originar. En general, las organizaciones nubosas que provocan lluvias de elevada intensidad son de *microescala* o *mesoescala* y las áreas de mayor precipitación, en el seno de estas organizaciones, son todavía de extensión más reducida. Esto quiere decir que cuando en un observatorio se registra una cantidad de lluvia diaria de periodo de retorno elevado por la ocurrencia de un fenómeno meteorológico extremo es poco probable que el hecho se repita en otros observatorios de una red mesoescalar y mucho menos aún que ocurra si la densidad de estaciones corresponde a la escala sinóptica o *macroescala*.

La obtención del análisis espacial de alta resolución de las lluvias diarias extremas en Cataluña se ha realizado a partir de las series de valores máximos anuales de precipitación en 24 horas obtenidas en 145 estaciones pluviométricas que la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) tiene en esta región (INM, 1999). Las series anuales de lluvia diaria máxima seleccionadas tienen diferente longitud y corresponden al periodo 1911-2001 (figura 3).

Dado que la superficie aproximada de Cataluña es de unos 32 000 km² y el número de pluviómetros de la red es $N=145$, la distancia media entre las estaciones pluviométricas resulta ser de unos 15 km aproximadamente. Algunas de las series de máximos anuales de precipitación disponibles tienen una longitud relativamente corta (15-20 años), y en algunos casos se ha observado la presencia de casos extremos extraordinarios (*outliers* en la bibliografía anglosajona; Hershfield (1961a y b), WMO (1986), Nobilis *et al.* (1991)). Para estas lluvias ocasionales, el método tradicional de ajuste a la función de Gumbel puede asignar a sus valores de precipitación unos periodos de retorno mucho menores que los que realmente les corresponderían si la muestra abarcara un número mayor de años. Para minimizar este efecto, se han estimado los parámetros de la distribución Gumbel haciendo uso del método de los momentos L (Hosking, 1990; Hosking y Wallis, 1997), que son combinaciones lineales de los momentos de probabilidad ponderados.

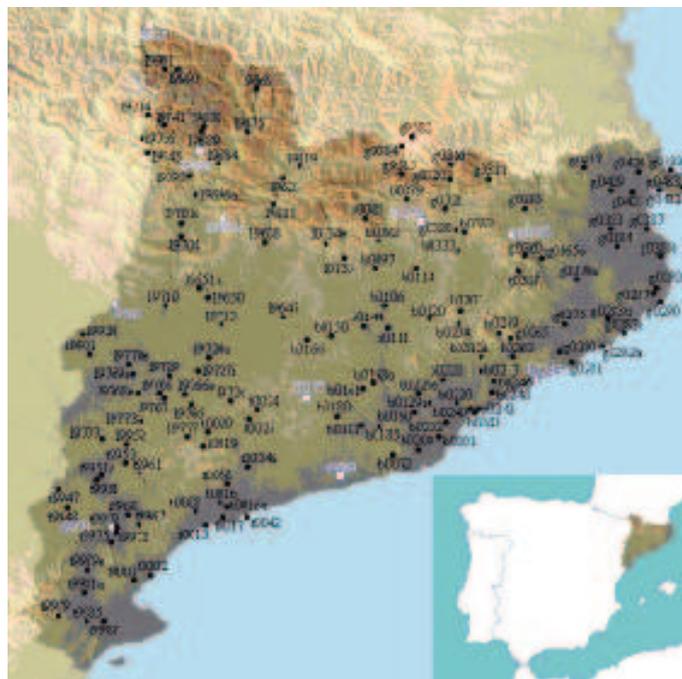


Figura 3. Estaciones pluviométricas de Cataluña cuyas series han sido analizadas. En blanco las estaciones utilizadas para testar el análisis. (Casas *et al.*, 2008).

Para calcular estas cantidades máximas diarias de precipitación se ha determinado, en primer lugar, la precipitación mensual correspondiente al mes más lluvioso en cada punto de la malla calculada a partir de los resultados del análisis de regresión múltiple obtenidos por Ninyerola *et al.* (2000) y se han normalizado a partir de la relación entre estas cantidades y las correspondientes a las registradas en 24 horas. En la figura 4 se muestra el análisis obtenido de la precipitación máxima en 24 horas de periodo de retorno 25 años para Cataluña (Casas *et al.*, 2007). Los resultados obtenidos muestran a grandes rasgos que las áreas donde se puede esperar un máximo de precipitación diaria extrema se localizan en la mitad este de Cataluña, en las zonas más altas de los Pirineos y en el tercio sur; mientras que las áreas donde hay que esperar una precipitación diaria extrema más baja coinciden, en gran parte, con la depresión central, extendiéndose desde su extremo occidental hasta el altiplano del Lluçanès y la Plana de Vic.

En la mitad este de Cataluña los máximos más destacados dibujan una línea que sigue la Sierra Prelitoral, desde Montserrat y Sant Llorenç de Munt hacia el Montseny y las Guilleries y que se extiende en dirección norte siguiendo la cordillera Transversal hasta llegar al Pirineo Oriental, desde donde continua hacia el oeste hasta el sector del Moixeró y hacia el este por las Alberas hasta el mar. Los lugares donde se pueden esperar valores máximos de las precipitaciones diarias extremas son las zonas de las Guilleries y del cabo de Creus (con valores superiores a 180 mm

para un periodo de retorno de 10 años), aunque también son destacables los valores obtenidos en la zona comprendida entre las cabeceras de los ríos Ter y Muga.

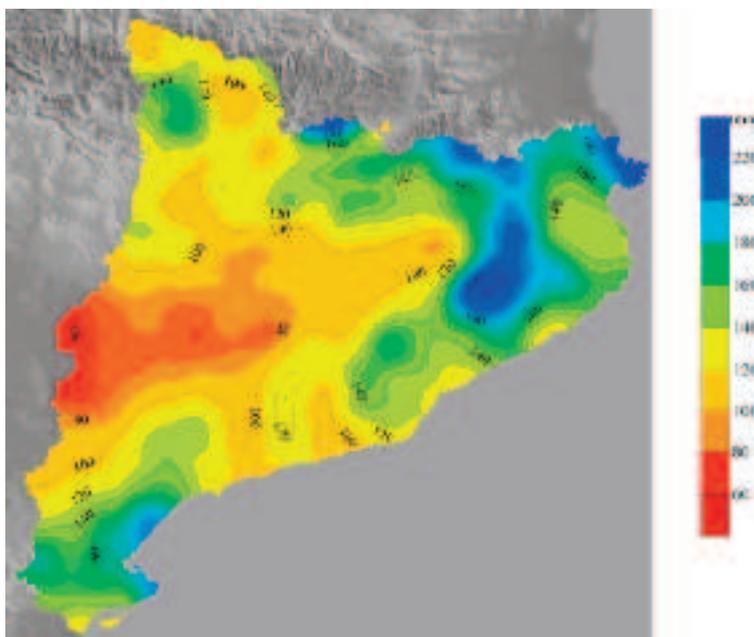


Figura 4. Precipitación máxima en 24 horas de periodo de retorno 25 años. (Casas et al., 2007).

En los Pirineos destacan otras zonas donde se puede esperar precipitaciones diarias máximas importantes, coincidentes también con las zonas de mayor altitud. En el tercio sur de Cataluña se obtiene también un área de máximo para la precipitación diaria extrema definida alrededor de la sierra Prelitoral, desde las montañas de Prades hasta el Montsià, donde destaca una banda orientada de oeste a este en la que los máximos son más importantes.

4. CÁLCULO DE LA PRECIPITACIÓN MÁXIMA PROBABLE

La precipitación máxima probable (PMP) se define como la mayor cantidad de precipitación meteorológicamente posible correspondiente a una determinada duración, sobre un área de tormenta dada, en una ubicación geográfica particular y en determinada época del año, sin tener en cuenta las tendencias climáticas a largo plazo (WMO, 1986). En hidrología se usa la magnitud PMP y sus distribuciones espacial y temporal para calcular la avenida máxima probable (probable maximum flood, PMF), que es una de las situaciones de inundación conceptuales utilizada en el diseño de estructuras hidrológicas para la máxima fiabilidad y seguridad.

Anteriormente a los años 50, el concepto de un límite superior de precipitación potencial se conocía como precipitación máxima posible (MPP). El nombre se

cambió a PMP, reflejando la incertidumbre que conlleva la estimación de una precipitación máxima (Wang, 1984). Citando a Benson (1973): "El concepto de "máxima probable" comenzó como "máxima posible" porque se consideraba que existían límites máximos para todos los elementos actuando conjuntamente para producir lluvia, y que dichos límites podían ser definidos mediante el estudio del proceso natural. Esto resultó imposible de conseguir – básicamente porque la naturaleza no está sujeta a límites". Los procedimientos para determinar la PMP se reconocen como inexactos, los resultados son estimaciones y se les ha de asignar una declaración de riesgo. El concepto PMP "de ninguna manera implica riesgo nulo en realidad" (Koutsoyiannis, 1999). El National Research Council (NRC, 1994) ha estimado el periodo de retorno de la PMP en EE.UU. entre 10^5 y 10^9 años. Koutsoyiannis (1999) desarrolló un método para asignar un periodo de retorno a los valores de PMP obtenidos usando el método estadístico del factor de frecuencia (Hershfield, 1961, 1965).

Para estimar la PMP en un lugar se han propuesto diversos procedimientos dependiendo de la situación de la cuenca, la disponibilidad de los datos y otras consideraciones (p.ej. Wiesner, 1970; Schreiner y Reidel, 1978; WMO, 1986; Collier y Hardaker, 1996). La mayoría de ellos están basados en análisis meteorológico mientras que algunos se basan en análisis estadístico. Las técnicas de estimación de la PMP fueron listados por Wiesner (1970) como sigue: [1] el modelo de tormenta; [2] la maximización y transposición de tormentas reales; [3] el uso de datos de precipitación, duración y área maximizados a partir de tormentas; [4] el uso de fórmulas empíricas determinadas a partir de los datos máximos de precipitación, duración y área, o de la teoría; [5] el uso de relaciones empíricas entre las variables en lugares concretos (sólo si se dispone de datos detallados); [6] análisis estadístico de lluvias extremas. Estos métodos no son totalmente independientes. Probablemente la manera más sencilla de estimar un límite superior teórico de la precipitación en una cuenca para una duración dada sea el uso de fórmulas empíricas (métodos [4] y [5]) para representar valores máximos de precipitación locales o globales. Los métodos [2] y [3] suponen la clasificación de las tormentas mediante el cálculo de su eficiencia; que se define como la razón entre la lluvia observada máxima y la cantidad de agua precipitable en la columna de aire representativa durante la tormenta (NERC, 1975).

Entre los métodos estadísticos para estimar la PMP [6], el más comúnmente utilizado es el método de Hershfield (1961b, 1965), basado en el análisis de frecuencia de las series de máximos anuales de precipitación en el lugar de interés. La técnica de Hershfield para la estimación de la PMP se basa en la ecuación general de frecuencia dada por Chow (1951):

$$PMP = x_n + k_m \sigma_n$$

$$k_m = \frac{x_M - \bar{x}_{n-1}}{\sigma_{n-1}}$$

donde x_M , x_n y σ_n son el valor máximo, la media y la desviación estándar de las series de n máximos anuales para una duración dada, \bar{x}_{M-1} y σ_{n-1} son la media y la desviación estándar de dichas series pero excluyendo en éstas el valor máximo de cada una, y k_m es un factor de frecuencia o recurrencia. Para evaluar este factor,

inicialmente Hershfield (1961) analizó 2645 estaciones (el 90% de ellas en EEUU) encontrando un valor de 15 para k_m que recomendó para la estimación de la PMP haciendo uso de la ecuación (4). Más tarde, Hershfield (1965) encontró que el valor de 15 era demasiado alto para áreas lluviosas y demasiado bajo para las áridas, además de demasiado elevado para duraciones inferiores a 24 horas. Por ello, construyó un nomograma empírico (WMO, 1986) con k_m variando entre 5 y 20 dependiendo de la duración de la lluvia y de la media \bar{x} .

Los métodos de estimación de la PMP discutidos pueden ser usados tanto para cuencas individuales como para regiones más amplias que abarquen varias cuencas de diferentes tamaños. En éste último caso, las estimaciones se conocen como estimaciones generalizadas o regionales (WMO, 1986).

En este apartado se presenta los resultados del cálculo de la PMP para Cataluña. Como ya se indicó en el apartado anterior, se dispone de los valores de la precipitación máxima en 24 horas y período de retorno entre 2 y 500 años para 145 estaciones pluviométricas en Cataluña (figura 3), calculados a partir de sus series de máximos anuales de precipitación diaria. Siguiendo la técnica de Hershfield, se han calculado para todas las series los parámetros estadísticos \bar{x}_n , \bar{x}_{n-1} , σ_n y σ_{n-1} (medias y desviaciones estándar) que intervienen en las ecuaciones (4) y (5), así como el coeficiente de variación $CV = \sigma_n / \bar{x}_n$, considerado un estadístico más estable que la desviación estándar.

En la figura 5 se muestra la dependencia entre el valor medio de las series de máximos anuales de precipitación en 24 horas y los factores de frecuencia k_m observados para cada una de ellas. Tal como recomienda la OMM (WMO, 1986), para estimar unos valores adecuados de la PMP es conveniente trazar una envolvente que englobe todos los casos, incluyendo los más extremos. La técnica habitual consiste en seleccionar los valores mayores de la muestra y ajustarlos a una curva. Este proceso puede aplicarse a la muestra de factores de frecuencia k_m calculados para una duración dada (Dhar *et al.*, 1981, Rakhecha *et al.*, 1992). En la misma figura se ha representado, junto a los puntos (k_m , \bar{x}_n), la curva envolvente representativa de la dependencia entre ambas variables.

Con el fin de estimar la PMP correspondiente a cada estación, se ha usado el factor de frecuencia k_m que la envolvente asocia a la media de precipitación en 24 horas \bar{x}_n de cada estación, valores que serán en todos los casos superiores a los k_m originales observados. Con estos valores teóricos de k_m que da la envolvente para cada estación, la media \bar{x}_n y la desviación estándar σ_n se ha calculado la PMP utilizando la ecuación (4).

De forma similar a como se procedió en el apartado 3, se ha realizado el análisis espacial objetivo de la PMP en 24 horas en Cataluña (Casas *et al.*, 2008) haciendo uso del método de Cressman (Cressman, 1959; Thiébaux y Pedder, 1987) con el fin de obtener su distribución espacial con una alta resolución de 1km x 1km. Como primera aproximación a la PMP en todos los puntos de una malla de 1km x 1km cubriendo toda Cataluña, vamos a tomar la precipitación en 24 horas de periodo de retorno 100 000 años que se obtiene en cada punto a partir del trabajo de Ninyerola *et al.* (2000) y las curvas IDF obtenidas en el apartado 2 (Casas *et al.*, 2004). Estos valores se toman como el campo inicial de un análisis objetivo de Cressman, que irán modificándose con cada iteración hasta conseguir la convergencia a los datos.

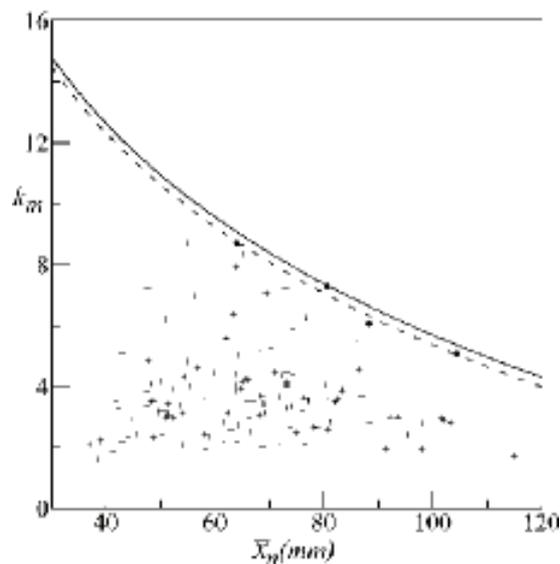


Figura 5. Curva envolvente del factor de recurrencia para Cataluña ajustada a los cuatro casos extremos de la muestra (a trazos). (Casas *et al.*, 2008).

El resultado del análisis de la PMP en 24 horas para Cataluña, después del proceso de filtrado para eliminar las estructuras que presentan una longitud de onda que no puede ser resuelta por la densidad de la red de estaciones, se muestra en la figura 6.

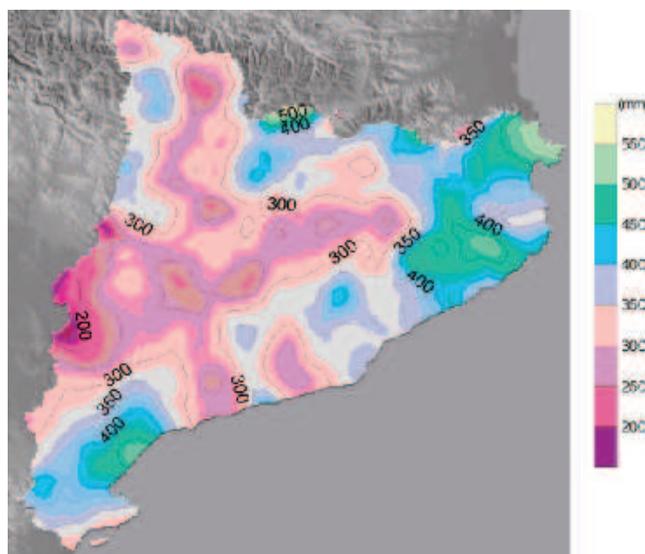


Figura 6. Precipitación Máxima Probable en 24 horas para Cataluña. (Casas *et al.*, 2008).

La PMP en 24 horas para Cataluña oscila entre valores inferiores a 200 mm, y valores que superan los 550 mm, con una diferencia relativa entre el máximo y el mínimo superior al 150 %. Los valores más altos se esperan en la mitad oriental de Cataluña, en las zonas más altas de los Pirineos y en el tercio sur, mientras que los más bajos se encuentran sobre la Depresión Central, desde su extremo occidental hasta la Plana de Vic. Los valores más altos de la PMP en la mitad oriental de Cataluña se encuentran sobre las áreas de las Guillerics y el Cabo de Creus, y en los Pirineos el área más notable con altos valores de la PMP se encuentra al norte de la Cerdanya, entre los picos Perafita y Puigpedrós. En el tercio sur de Cataluña, se halla una zona de alta PMP alrededor del Golfo de Sant Jordi. Los principales mínimos de la PMP están distribuidos en gran concordancia con las áreas más secas de Cataluña.

5. CONCLUSIONES

A partir de los registros del pluviógrafo de intensidades Jardí del Observatorio Fabra de Barcelona, entre 1927 y 1992, se ha calculado la cantidad de precipitación máxima para duraciones entre 5 minutos y 30 horas y se ha investigado la relación entre las intensidades máximas de precipitación, su duración y su frecuencia; obteniéndose una revisión de las curvas IDF para la ciudad de Barcelona y su ecuación generalizada,

$$I(t, T) = \frac{19 \log T + 23}{(13 + t)^{0.87}}, \text{ (intensidad de precipitación } I \text{ en}$$

mm/mm, duración t en min y periodo de retorno T en años).

El cálculo de los parámetros de la distribución de valores extremos de Gumbel mediante el método de los momentos L propuesto por Hosking (1990), proporciona unos valores más estables y realistas de las precipitaciones máximas diarias de periodos de retorno elevados para las series de valores máximos analizadas que cuando se calculan siguiendo el procedimiento tradicional. Con este método, los valores de lluvia en 24 horas extraordinariamente elevados que se han registrado en algunos observatorios estudiados (La Pobla de Lillet, b0079; Cadaqués, g0433; Vimbodí "Riudabella", t0019; Bohí "Central", 19741) no influyen de una manera tan importante en el ajuste de la función de distribución de Gumbel. Esto ha contribuido a obtener, por ejemplo, diferencias superiores al 30% entre las cantidades de lluvia en 24 horas, para periodos de retorno superiores a 50 años, calculadas en este trabajo y las obtenidas por otros autores en algunas zonas de Cataluña (INM, 1999, Lana *et al.*, 1995). Los valores obtenidos en nuestro caso son sensiblemente inferiores a los que han sido calculados aplicando el método tradicional de ajuste mediante la función de Gumbel a partir de la media y la desviación típica de las series de datos. Las cantidades de lluvia máxima calculadas son más aproximadas a los valores reales ya que no tienen una dependencia tan grande con la magnitud de los máximos absolutos de las series, es decir, si se prescindiera de estos datos los resultados obtenidos en este estudio sufren una variación menor que los estimados aplicando la técnica tradicional.

El método que se ha aplicado para analizar la distribución espacial de las lluvias extremas en Cataluña ha permitido obtener una gran resolución espacial (1 km x 1 km) gracias al uso conjunto de un campo inicial de lluvia calculado a partir de la ecuación de regresión múltiple obtenida por Ninyerola *et al.* (2000) y del algoritmo

de análisis de Cressman (Thiébaux y Pedder, 1987). El uso de este campo inicial, que presenta una correlación aceptable con la variable analizada, mejora la resolución del análisis especialmente en las zonas montañosas de los Pirineos y de la Sierra Transversal en las que la densidad de estaciones no es suficiente para representar adecuadamente las grandes variaciones asociadas a la irregularidad del terreno (Willmott y Robeson, 1995). Además, el análisis realizado permite asignar a cada km² un valor numérico calculado objetivamente mediante un algoritmo matemático, lo que mejora notablemente la estima aproximada que puede hacerse a partir de un mapa analizado manualmente.

Haciendo uso del método estadístico de estimación, se ha calculado la Precipitación Máxima Probable (PMP) en 24 horas para 145 estaciones pluviométricas en Cataluña, a partir de sus series de máximos anuales de precipitación en 24 horas. Se ha obtenido la ecuación que determina el factor de frecuencia máximo k_m en función de la precipitación media en 24 horas \bar{x}_n para esta región, $k_m = -7,56 \ln \bar{x}_n + 40,5$ (\bar{x}_n en mm), como curva envolvente calculada a partir del ajuste a los cuatro puntos correspondientes a los extremos más altos registrados (Puigcerdà, La Pobla de Lillet, Capdella y Cadaqués). Más del 90% de los valores calculados de la PMP en 24 horas presentan unos periodos de retorno entre 10⁴ y 10⁸ años, prácticamente coincidiendo con el rango establecido por el NRC (1994) para la PMP.

A partir de los valores calculados de la PMP en 24 horas se ha realizado un análisis espacial aplicando el algoritmo de Cressman (Thiébaux y Pedder, 1987) a un campo inicial de precipitación en 24 horas con periodo de retorno de 100 000 años en todos los puntos de una malla de 1 km de brazo que contiene toda Cataluña. La distribución espacial obtenida para la PMP en 24 horas presenta cantidades que oscilan entre valores inferiores a 200 mm y otros que superan los 550 mm y una diferencia relativa entre el máximo y mínimo superior al 150%. Asimismo, tal y como ocurría con los mapas de precipitación máxima, la distribución espacial obtenida presenta una gran concordancia con la de la precipitación media anual de Cataluña, con algunas excepciones atribuibles a las diferentes escalas meteorológicas implicadas en cada caso en nuestra región. Así, mientras las organizaciones a escala sinóptica tienen una influencia mayor en la distribución de la precipitación anual, los factores locales y de mesoescala influyen más en el mapa de la PMP en 24 horas.

REFERENCIAS

- Benson, M.A. (1973). Thoughts on the design of design floods. In *Floods and Droughts. Proceedings of the 2nd International Symposium in Hydrology, September 1972, Fort Collins: Colorado, pp. 27-33: Water Resources Publications, Fort Collins.*
- Burgueño, A., Codina, B., Redaño, A., Lorente, J. (1994). Basic Statistical Characteristics of Hourly Rainfall Amounts in Barcelona. *Theoretical and Applied Climatology*, 49, 175-181.
- Casas, M.C., Codina, B., Redaño, A., Lorente, J. (2004). A methodology to classify extreme rainfall events in the western mediterranean area. *Theoretical and Applied Climatology*, 77(3-4), 139-150.

- Casas, M.C., Herrero, M., Ninyerola, M., Pons, X., Rodríguez, R., Rius, A., Redaño, A. (2007). Analysis and objective mapping of extreme daily rainfall in Catalonia. *Int. Jour. Climat.*, 27(3), 399-409.
- Casas, M.C., Rodríguez, R., Nieto, R., Redaño, A. (2008). The estimation of probable maximum precipitation: the case of Catalonia. *Trends and directions in climate research. Annals of the New York Academy of Sciences*, 1146, 291-302.
- Chow, V.T. (1951). A general formula for hydrologic frequency analysis. *Transactions American Geophysical Union*, 32, 231-237.
- Collier, C.G., Hardaker, P.J. (1996). Estimating probable maximum precipitation using a storm model approach. *Journal of Hydrology*, 183, 277-306.
- Cressman, G.P. (1959). An operational objective analysis system. *Monthly Weather Review*. 87, 367- 374.
- Dhar, O.N., Kulkarni, A.K., Rakhecha, P.R. 1981. Probable maximum point rainfall estimation for the southern half of the Indian peninsula. *Proceedings of the Indian Academy of Sciences: Earth and Planetary Sciences*, 90 A, 1: 39-46.
- Hansen, E.M., Schreiner, L.C., Miller, J.F. (1982). Application of Probable Maximum Precipitation Estimates - United States East of the 105th Meridian. Hydrometeorological Report No. 52, (HMR-52), National Oceanic and Atmospheric Administration, National Weather Service: Silver Springs, MD, 168 pp.
- Hershfield, D.M. (1961a). Rainfall frequency atlas of the United States for durations from 30 minutes to 24 hours and return periods from 1 to 100 years. Weather Bureau Technical Paper 40, U.S. Weather Bureau: Washington, D.C., 115 pp.
- Hershfield, D.M. (1961b). Estimating the probable maximum precipitation. *Proceedings American Society of Civil Engineers, Journal Hydraulics Division*, 87(HY5), 99-106.
- Hershfield, D.M. (1965). Method for estimating probable maximum precipitation. *Journal American Waterworks Association*, 57, 965-972.
- Hosking, J.R.M. (1990). L-moments: analysis and estimation of distributions using linear combinations of order statistics. *Journal of the Royal Statistical Society, Series B*, 52, 105-124.
- Hosking, J.R.M, Wallis, J.R. (1997). Regional frequency analysis: an approach based on L-moments. Cambridge University Press, 224 pp.
- Instituto Nacional de Meteorología, (1999). Las precipitaciones máximas en 24 horas y sus períodos de retorno en España. Un estudio por regiones. Volumen 5. Cataluña. 148 pp.
- Koutsoyiannis, D. (1999). A probabilistic view of Hershfield's method for estimating probable maximum precipitation. *Water Resources Research*, 35(4), 1313-1322.
- Lana, X.; Fernandez Mills, G.; Burgueño, A. (1995). Daily precipitation maxima in Catalonia (North-East Spain): Expected values and their spatial distribution. *International Journal of Climatology*, 15, 341-354.

- National Research Council, (1994). Estimating bounds on extreme precipitation events. National Academy Press: Washington, D.C.
- Natural Environment Research Council, (1975). Flood Studies Report, I, Hydrologic Studies, p. 51. Whitefriars Press Ltd.: London.
- Ninyerola, M; Pons, X.; Roure, J.M. (2000). A Methodological Approach of Climatological Modeling of Air-Temperature and Precipitation Through Gis Techniques. *International Journal of Climatology*, 20(14), 1823-1841.
- Nobilis, F., Haiden, T., Kerschbaum, M. (1991). Statistical considerations concerning Probable Maximum Precipitation (PMP) in the Alpine Country of Austria. *Theoretical and Applied Climatology*, 44, 89-94.
- Rakhecha, P.R., Deshpande, N.R., Soman, M.K. (1992). Probable Maximum Precipitation for a 2-Day Duration over the Indian Peninsula. *Theoretical and Applied Climatology*, 45, 277-283.
- Schreiner, L.C., Reidel, J.T. (1978). Probable maximum precipitation estimates. United States east of 105th meridian, Hydrometeorological Report 51, U. S. National Weather Service: Washington D.C.
- Thiébaux, H.J., Pedder, M.A. (1987). Spatial Objective Analysis: with applications in atmospheric science. Academic Press: London.
- Wang, B-H. M. (1984). Estimation of probable maximum precipitation: case studies. *Journal of Hydraulic Engineering*, 110(10), 1457-1472.
- Wiesner, C. (1970). Hydrometeorology. Chapman and Hall: London. 232 pp.
- Willmott, C.J., Robeson, S.M. (1995). Climatologically Aided Interpolation (CAI) of Terrestrial Air Temperature. *Int. J. Climatol.*, 15, 221-229.
- WMO. (1986). Manual for estimation of probable maximum precipitation. Operational hydrology, Report.1, WMO-No.332, 269 pp.

CAPÍTULO 10

CONCENTRACIÓN DIARIA DE LA PRECIPITACIÓN EN LA ESPAÑA PENINSULAR. UN MAPA DE RIESGO DE PRECIPITACIONES TORRENCIALES

Javier MARTÍN-VIDE

Universidad de Barcelona
jmartinvide@ub.edu

RESUMEN

Se presenta el índice de concentración diaria de la precipitación (CI) (Martín-Vide, 2004), similar al de Gini pero usando curvas exponenciales del tipo $y=axe^{bx}$, y se revisan los valores hallados para la España peninsular, en especial para el periodo 1951-2010. Los valores más altos, que se corresponden con un elevado aporte porcentual de los días más lluviosos en el total anual, se localizan en la franja oriental, desde la desembocadura del Ebro hasta el norte de la provincia de Alicante, próximos en algunos lugares a 0,70, área que coincide con la de mayor intensidad pluviométrica de España. La franja oriental ibérica es, junto con el sur de Francia, la de mayor concentración pluviométrica diaria de Europa.

Palabras clave: concentración diaria, España, índice de concentración, precipitación.

ABSTRACT

We present the index of daily concentration of precipitation (CI) (Martín-Vide, 2004), similar to Gini's but which makes use of exponential curves of the $y=axe^{bx}$ type, and we review the values found for Peninsular Spain, particularly for the 1951-2010 period. The highest values, corresponding to a high percentage weight of the rainiest days within the annual total, are to be found on the eastern façade, from the mouth of the river Ebro to the north of the province of Alicante, in some places close to 0.70, this area presenting the most intense rainfall in Spain. The eastern façade of the Iberian Peninsula, along with the south of France, presents Europe's highest daily concentration of precipitation.

Key words: concentration index, daily concentration, precipitation, Spain.

1. INTRODUCCIÓN

Como es sabido, una parte sustancial del territorio de la España peninsular presenta clima mediterráneo, con numerosas variedades, desde el litoral, al de matices continentales de la Meseta o el valle del Ebro, o al árido del Sureste, entre otros. Queda excluida de la adscripción al clima mediterráneo una franja septentrional, que incluye gran parte de Galicia, Asturias, Cantabria, las provincias vascas litorales y el Pirineo occidental y central hasta el valle de Arán (Martín Vide y Olcina, 2001). Esta frontera climática es también geográfica, quedando bien marcada por la cordillera Cantábrica y, al oeste y al este, por los Montes de León y los Pirineos, respectivamente. A la hora de mostrar con algún índice climático la mencionada frontera surgen algunos problemas. De entrada, el total pluviométrico anual no sirve, dado que, suponiendo que el clima mediterráneo es poco lluvioso, en comparación con el de la franja septentrional ibérica, que es de tipo oceánico de latitudes medias, existen numerosos sectores en el amplio espacio de clima mediterráneo con precipitación media anual similar a la del norte de España. Así, las vertientes meridionales de la cordillera Central en sus sectores central y occidental, como en el norte de Cáceres, la sierra de Grazalema, en Cádiz, y otros espacios, reciben cantidades de precipitación anual superiores a mil y aun a dos mil milímetros, situándose entre los ámbitos más lluviosos de la Península Ibérica. Pero incluso en tierras bajas, como en el sur de la provincia de Valencia, la precipitación media anual llega a rebasar los 800 mm, y debería asignarse en la elemental división de Iberia en lluviosa, seca y semiárida a la primera. Todos estos ámbitos son claramente mediterráneos, bajo criterios ecológicos, paisajísticos, culturales, etc., aunque el factor altitud añada una componente orográfica a la precipitación o la orientación de la costa favorezca la resolución pluviométrica de los flujos húmedos. La definición de clima y pluviometría mediterránea no puede realizarse a partir de un total pluviométrico modesto. ¿Cuál es, entonces, el mejor criterio definidor de la pluviometría o del clima mediterráneo en el ámbito ibérico? Sin duda, la variabilidad pluviométrica interanual expresada mediante el coeficiente de variación de la precipitación anual (CV). Un CV de 20%, o muy ligeramente superior, marca, sin excepciones, en la Península Ibérica la frontera entre el clima mediterráneo y el oceánico de latitudes medias (Martín-Vide, 2011). La España peninsular mediterránea supera el 20% de variabilidad pluviométrica interanual. Es decir, la precipitación, y, en general, el clima mediterráneo, se caracteriza, en cualquier lugar, por un acusado contraste entre los totales anuales, con años marcadamente secos y algunos notablemente lluviosos.

La variabilidad pluviométrica interanual aumenta en la Península Ibérica de norte a sur, acorde con el reforzamiento de la mediterraneidad, o de la subtropicalidad, hacia el sur. También en la misma dirección se incrementa la longitud media de las secuencias o rachas secas, otra variable que distingue de alguna manera los climas mediterráneos de los marítimos de latitudes medias. De esta manera, los mapas del CV y de la longitud media de las secuencias secas muestran isopletas o franjas zonales con valores crecientes de norte a sur. Este patrón se da en las otras regiones de clima mediterráneo del mundo (California, Región central de Chile, extremo meridional de Suráfrica y dos sectores en el sur de Australia). Todas estas regiones, enmarcadas entre algo más de 30° y poco más de 40° de latitud, se localizan en el oeste de los continentes o están encaradas hacia el oeste, con el océano en ese

rumbo. La única excepción son, precisamente, las fachadas orientales de las penínsulas de la cuenca del Mediterráneo, como la vertiente oriental ibérica, en las que el mar más próximo está al este. Este hecho puramente geográfico aporta algunos rasgos pluviométricos singulares en la Península Ibérica, entre los cuales está una alta torrencialidad en la precipitación.

2. LA CONCENTRACIÓN DIARIA DE LA PRECIPITACIÓN: CONCEPTO Y PROCEDIMIENTO DE CÁLCULO

En prácticamente cualquier clima la distribución de frecuencias de las cantidades diarias de precipitación muestra un elevado porcentaje de ellas en las clases inferiores y pocas en las superiores. Es decir, hay muchos días lluviosos con cantidades pequeñas y pocos con registros elevados. En este sentido es sabido que la distribución de frecuencias de las cantidades diarias de precipitación es ajustable mediante curvas exponenciales negativas (Brooks y Carruthers, 1953). Con el objeto de evaluar la contribución relativa de los días más lluviosos, Martín-Vide (2004) propuso un índice de concentración diaria de la precipitación (*Concentration Index*, CI), similar al índice de Gini aplicado a las llamadas en Estadística curvas de Lorenz. Para ello se clasifican las cantidades diarias de precipitación en clases de longitud 1 mm, comenzando por la [0,1-0,9], en orden creciente, [1,0-1,9], [2,0-2,9], etc. El histograma de la distribución de frecuencias resultante muestra claramente una forma exponencial negativa. A continuación se procede de la forma que se resume en el cuadro 1, donde se presenta el ejemplo de Alicante (período 1951-2010). En la primera columna se sitúan las clases mencionadas, o sus límites superiores, hasta la que contiene la cantidad diaria de precipitación más alta registrada, y en la segunda, las marcas de las clases. En la tercera columna, n_i , se indican las frecuencias absolutas de cada clase y en la cuarta, $\sum n_i$, las frecuencias absolutas acumuladas, siendo el último valor el número total de días de precipitación de todo el período de estudio. Los valores de la quinta columna, P_i se obtienen multiplicando, clase a clase, los de la segunda columna por los de la tercera, siendo así la cantidad total de precipitación aportada por cada clase (aproximadamente, dado que se ha sustituido cada valor por la marca de la clase). La sexta columna, $\sum P_i$, contiene los valores acumulados de la anterior columna, siendo el valor de la última clase la cantidad total de precipitación registrada durante el período de estudio. Por último, en las séptima y octava columnas se indican los porcentajes de los valores de las columnas cuarta y sexta, respecto a los valores de sus últimas filas, respectivamente, $\sum n_i (\%) = X$ y $\sum P_i (\%) = Y$. Así, en los 60 años del período analizado en Alicante ha habido 3.651 días de lluvia (se excluyen los de cantidad inapreciable o inferior a 0,1 mm) que aportaron 20.391,5 mm –valores de la última fila de las columnas cuarta y sexta o de las tercera y quinta de la fila suma-. Se registraron 1.380 días con una cantidad entre 0,1 y 0,9 mm inclusive, que aportaron 690 mm, lo que supone que el 37,8% de los días lluviosos tan solo aportó el 3,4% de la cantidad total. Los días con una cantidad inferior a 2 mm fueron más de la mitad del total, el 52,8%, aportando solo un 7,4% del total acumulado. El día más lluvioso recibió una cantidad de entre 270,0 y 270,9 mm.

La representación de los valores de las últimas columnas, (X, Y), da lugar a una línea poligonal con aspecto exponencial positivo, llamada curva de concentración, o de Lorenz. Sobre ella puede calcularse el índice de Gini (IG). En la figura 1 se presentan dos curvas de concentración, o de Lorenz, con índices de Gini apreciablemente diferentes.

Cuadro 1. Ejemplo de los cálculos previos para la obtención del índice de concentración, CI (y del índice de Gini, IG). Caso de Alicante para el período 1951-2010. (Fuente: Benhamrouche y Martín-Vide (2012).

| <i>lim.sup.</i> | <i>ma</i> | <i>ni</i> | Σni | <i>Pi</i> | ΣPi | $\Sigma ni(\%)=X$ | $\Sigma Pi(\%)=Y$ |
|-----------------|-----------|-----------|-------------|-----------|-------------|-------------------|-------------------|
| 0,9 | 0,5 | 1380 | 1380 | 690 | 690 | 37,80 | 3,38 |
| 1,9 | 1,5 | 547 | 1927 | 820,5 | 1510,5 | 52,78 | 7,41 |
| 2,9 | 2,5 | 318 | 2245 | 795 | 2305,5 | 61,49 | 11,31 |
| 3,9 | 3,5 | 239 | 2484 | 836,5 | 3142 | 68,04 | 15,41 |
| 4,9 | 4,5 | 151 | 2635 | 679,5 | 3821,5 | 72,17 | 18,74 |
| 5,9 | 5,5 | 136 | 2771 | 748 | 4569,5 | 75,90 | 22,41 |
| 6,9 | 6,5 | 101 | 2872 | 656,5 | 5226 | 78,66 | 25,63 |
| 7,9 | 7,5 | 85 | 2957 | 637,5 | 5863,5 | 80,99 | 28,75 |
| 8,9 | 8,5 | 92 | 3049 | 782 | 6645,5 | 83,51 | 32,59 |
| 9,9 | 9,5 | 63 | 3112 | 598,5 | 7244 | 85,24 | 35,52 |
| 10,9 | 10,5 | 50 | 3162 | 525 | 7769 | 86,61 | 38,10 |
| 11,9 | 11,5 | 41 | 3203 | 471,5 | 8240,5 | 87,73 | 40,41 |
| 12,9 | 12,5 | 43 | 3246 | 537,5 | 8778 | 88,91 | 43,05 |
| 13,9 | 13,5 | 32 | 3278 | 432 | 9210 | 89,78 | 45,17 |
| 14,9 | 14,5 | 25 | 3303 | 362,5 | 9572,5 | 90,47 | 46,94 |
| 15,9 | 15,5 | 27 | 3330 | 418,5 | 9991 | 91,21 | 49,00 |
| 16,9 | 16,5 | 26 | 3356 | 429 | 10420 | 91,92 | 51,10 |
| 17,9 | 17,5 | 22 | 3378 | 385 | 10805 | 92,52 | 52,99 |
| 18,9 | 18,5 | 23 | 3401 | 425,5 | 11230,5 | 93,15 | 55,07 |
| 19,9 | 19,5 | 22 | 3423 | 429 | 11659,5 | 93,76 | 57,18 |
| 20,9 | 20,5 | 12 | 3435 | 246 | 11905,5 | 94,08 | 58,38 |
| 21,9 | 21,5 | 10 | 3445 | 215 | 12120,5 | 94,36 | 59,44 |
| 22,9 | 22,5 | 17 | 3462 | 382,5 | 12503 | 94,82 | 61,31 |
| 23,9 | 23,5 | 11 | 3473 | 258,5 | 12761,5 | 95,12 | 62,58 |
| 24,9 | 24,5 | 15 | 3488 | 367,5 | 13129 | 95,54 | 64,38 |
| 25,9 | 25,5 | 11 | 3499 | 280,5 | 13409,5 | 95,84 | 65,76 |
| 26,9 | 26,5 | 12 | 3511 | 318 | 13727,5 | 96,17 | 67,32 |
| 27,9 | 27,5 | 13 | 3524 | 357,5 | 14085 | 96,52 | 69,07 |
| 28,9 | 28,5 | 6 | 3530 | 171 | 14256 | 96,69 | 69,91 |
| 29,9 | 29,5 | 6 | 3536 | 177 | 14433 | 96,85 | 70,78 |
| 30,9 | 30,5 | 4 | 3540 | 122 | 14555 | 96,96 | 71,38 |
| 31,9 | 31,5 | 7 | 3547 | 220,5 | 14775,5 | 97,15 | 72,46 |

| <i>lim.sup.</i> | <i>ma</i> | <i>ni</i> | Σni | <i>Pi</i> | ΣPi | $\Sigma ni(\%)=X$ | $\Sigma Pi(\%)=Y$ |
|-----------------|-----------|-----------|-------------|-----------|-------------|-------------------|-------------------|
| 32,9 | 32,5 | 9 | 3556 | 292,5 | 15068 | 97,40 | 73,89 |
| 33,9 | 33,5 | 5 | 3561 | 167,5 | 15235,5 | 97,53 | 74,71 |
| 34,9 | 34,5 | 4 | 3565 | 138 | 15373,5 | 97,64 | 75,39 |
| 35,9 | 35,5 | 6 | 3571 | 213 | 15586,5 | 97,81 | 76,44 |
| 36,9 | 36,5 | 5 | 3576 | 182,5 | 15769 | 97,95 | 77,33 |
| 37,9 | 37,5 | 4 | 3580 | 150 | 15919 | 98,06 | 78,07 |
| 38,9 | 38,5 | 3 | 3583 | 115,5 | 16034,5 | 98,14 | 78,63 |
| 39,9 | 39,5 | 5 | 3588 | 197,5 | 16232 | 98,27 | 79,60 |
| 40,9 | 40,5 | 6 | 3594 | 243 | 16475 | 98,44 | 80,79 |
| 42,9 | 42,5 | 6 | 3600 | 255 | 16730 | 98,60 | 82,04 |
| 43,9 | 43,5 | 1 | 3601 | 43,5 | 16773,5 | 98,63 | 82,26 |
| 44,9 | 44,5 | 3 | 3604 | 133,5 | 16907 | 8,71 | 82,91 |
| 45,5 | 45,5 | 3 | 607 | 136,5 | 17043,5 | 98,79 | 83,58 |
| 46,9 | 46,5 | 3 | 3610 | 139,5 | 17183 | 98,88 | 84,27 |
| 47,9 | 47,5 | 2 | 3612 | 95 | 17278 | 98,93 | 84,73 |
| 49,9 | 49,5 | 1 | 3613 | 49,5 | 17327,5 | 98,96 | 84,97 |
| 51,9 | 51,5 | 1 | 3614 | 51,5 | 17379 | 98,99 | 85,23 |
| 52,9 | 52,5 | 3 | 3617 | 157,5 | 17536,5 | 99,07 | 86,00 |
| 53,9 | 53,5 | 2 | 3619 | 107 | 17643,5 | 99,12 | 86,52 |
| 54,9 | 54,5 | 4 | 3623 | 218 | 17861,5 | 99,23 | 87,59 |
| 55,9 | 55,5 | 2 | 3625 | 111 | 17972,5 | 99,29 | 88,14 |
| 56,9 | 56,5 | 1 | 3626 | 56,5 | 18029 | 99,32 | 88,41 |
| 58,9 | 58,5 | 1 | 3627 | 58,5 | 18087,5 | 99,34 | 88,70 |
| 59,9 | 59,5 | 3 | 3630 | 178,5 | 18266 | 99,42 | 89,58 |
| 61,9 | 61,5 | 2 | 3632 | 123 | 18389 | 99,48 | 90,18 |
| 63,9 | 63,5 | 1 | 3633 | 63,5 | 18452,5 | 99,51 | 90,49 |
| 65,9 | 65,5 | 2 | 3635 | 131 | 18583,5 | 99,56 | 91,13 |
| 67,9 | 67,5 | 1 | 3636 | 67,5 | 18651 | 99,59 | 91,46 |
| 68,9 | 68,5 | 1 | 3637 | 68,5 | 18719,5 | 99,62 | 91,80 |
| 75,9 | 75,5 | 2 | 3639 | 151 | 18870,5 | 99,67 | 92,54 |
| 79,9 | 79,5 | 1 | 3640 | 79,5 | 18950 | 99,70 | 92,93 |
| 85,9 | 85,5 | 1 | 3641 | 85,5 | 19035,5 | 99,73 | 93,35 |
| 90,9 | 90,5 | 3 | 3644 | 271,5 | 19307 | 99,81 | 94,68 |
| 99,9 | 99,5 | 1 | 3645 | 99,5 | 19406,5 | 99,84 | 95,17 |
| 109,9 | 109,5 | 1 | 3646 | 109,5 | 19516 | 99,86 | 95,71 |

| <i>lim.sup.</i> | <i>ma</i> | <i>ni</i> | Σni | <i>Pi</i> | ΣPi | $\Sigma ni(\%)=X$ | $\Sigma Pi(\%)=Y$ |
|-----------------|-----------|-------------|-------------|----------------|-------------|-------------------|-------------------|
| 119,9 | 119,5 | 1 | 3647 | 119,5 | 19635,5 | 99,89 | 96,29 |
| 131,9 | 131,5 | 1 | 3648 | 131,5 | 19767 | 99,92 | 96,94 |
| 133,9 | 133,5 | 1 | 3649 | 133,5 | 19900,5 | 99,95 | 97,59 |
| 220,9 | 220,5 | 1 | 3650 | 220,5 | 20121 | 99,97 | 98,67 |
| 270,9 | 270,5 | 1 | 3651 | 270,5 | 20391,5 | 100,00 | 100,00 |
| Suma | | 3651 | | 20391,5 | | | |

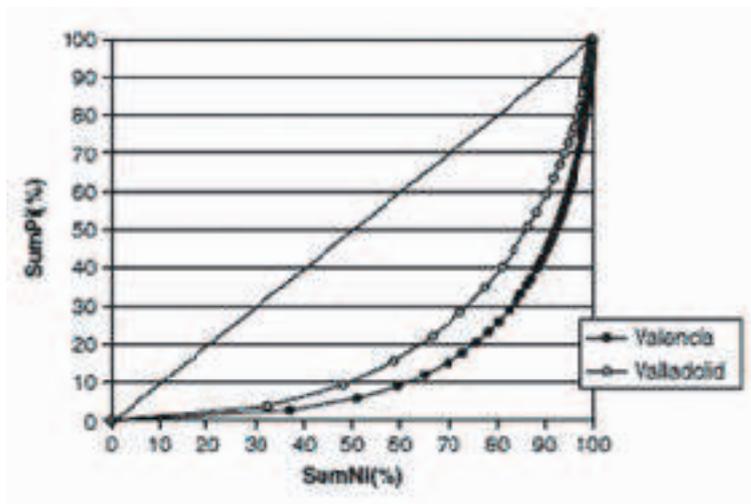


Figura 1. Curvas de concentración, o de Lorenz, de Valencia y Valladolid, para el período 1951-1990. La mayor separación de la recta de equidistribución de Valencia evidencia una mayor concentración diaria de la precipitación que en Valladolid. (Fuente: Martín-Vide (2004)).

Sin embargo, puede perfeccionarse lo anterior ajustando la distribución empírica de los porcentajes de precipitación aportados por los correspondientes porcentajes del número de días de lluvia mediante curvas exponenciales del tipo $Y=axe^{bx}$ (Guilló y Puigcerver, 1970). Entonces puede definirse un índice similar al de Gini sobre la curva exponencial. El índice de concentración (*Concentration Index*, CI) se define como el cociente entre el área (S) delimitada por la recta de equidistribución, la curva exponencial de ajuste y $x=100$, y el área del triángulo definido por la recta de equidistribución, el eje de abscisas y $x=100$, que es 5.000,

$$CI = S/5000$$

con valores extremos ideales de 0 (todas las cantidades diarias iguales) y 1 (un solo día de precipitación). Nótese que cuanto mayor es el valor de CI más peso tienen unos pocos días muy lluviosos en el total pluviométrico.

Las constantes a y b de la curva exponencial se determinan mediante mínimos cuadrados de la siguiente manera:

$$\ln a = \frac{\sum X_i^2 \sum \ln Y_i + \sum X_i \sum X_i \ln X_i - \sum X_i^2 \sum \ln X_i - \sum X_i \sum X_i \ln Y_i}{N \sum X_i^2 - (\sum X_i)^2}$$

$$b = \frac{N \sum X_i \ln Y_i + \sum X_i \sum \ln X_i - N \sum X_i \ln X_i - \sum X_i \sum \ln Y_i}{N \sum X_i^2 - (\sum X_i)^2}$$

Es necesario advertir que el CI es muy sensible a la calidad de los datos. Cuando en un observatorio no se han considerado o no se han registrado las cantidades más pequeñas, de unas décimas de mm (excluidos los valores inapreciables), o se han juntado las cantidades de dos días consecutivos, el valor de CI obtenido resulta anómalo, en general inferior al que correspondería si se hubieran contabilizado todos los datos diarios. En este caso hay que prescindir del observatorio. Para tratar de "salvar" observatorios, puede abordarse el análisis de la concentración diaria con clases de 5 mm o de 10 mm. Con el mismo procedimiento de cálculo indicado anteriormente pueden hallarse índices de concentración diaria en base a curvas exponenciales del mismo tipo y clases de 5 mm, que se denominará CI5, y de 10 mm, CI10. También podrán calcularse los índices de Gini, sobre los valores empíricos (X, Y) de clases de 5 mm, que puede denominarse IG5, y de 10 mm, IG10. Los valores de IG5, IG10 e IG, en adelante, IG1, verificarán $IG1 > IG5 > IG10$, porque con clases de 5 mm convertimos en lineal tramos de la poligonal exponencial del análisis con clases de 1 mm. Lo mismo ocurre cuando usamos clases de 10 mm respecto a las de 5 y 1 mm. Igualmente, ha de cumplirse en general $CI1 > CI5 > CI10$ (siendo CI1 el CI antes definido).

Para los observatorios analizados se dan muy elevados y significativos (y, naturalmente, positivos) valores del coeficiente de correlación de Pearson entre CI1, y CI5 y CI10 (0,98 y 0,95, respectivamente) y una correlación prácticamente perfecta con IG1 (0,998). En cambio, las correlaciones de CI1, con IG5 e IG10, son modestas (0,59 y 0,40, respectivamente). En consecuencia, no existe reparo alguno en utilizar los índices de concentración CI5, CI10 e IG1 como alternativos a CI1. En los casos de CI5 y CI10 los valores son, naturalmente, inferiores, pero las pautas espaciales han de ser muy parecidas a las de CI1 e IG1.

La metodología aquí descrita sobre el CI o CI1, se ha aplicado, tras el artículo de Martín-Vide (2004), en diferentes países y regiones, como en toda la Península Ibérica (Sánchez Lorenzo y Martín-Vide, 2006), en Irán (Alijani *et al.*, 2008), en la cuenca del río Pearl en China (Zhang *et al.*, 2009), en la península malaya (Suhaila y Jemain, 2012), etc., cuyos resultados permiten encuadrar y valorar convenientemente la concentración diaria de la precipitación de España.

3. VALORES DE LA CONCENTRACIÓN DIARIA DE LA PRECIPITACIÓN Y SUS PAUTAS ESPACIALES EN LA ESPAÑA PENINSULAR

Para el análisis de la concentración diaria de la precipitación en la España peninsular se seleccionaron 32 observatorios de primer orden de la red de AEMET con alta

garantía de calidad en sus registros diarios, que cubren razonablemente el territorio. Los valores del índice de concentración CI y de los otros índices correlacionados para el período 1951-2010 se presentan en el cuadro 2.

Cuadro 2. Valores de los índices CI1, CI5, CI10 e IG1 de 32 observatorios de la España peninsular para el período 1951-2010. (Fuente: Benhamrouche y Martín-Vide (2012)).

| Observatorios | CI=CI1 | CI5 | CI10 | IG1 |
|----------------------|---------------|------------|-------------|------------|
| Albacete | 0,60 | 0,54 | 0,50 | 0,61 |
| Alicante | 0,68 | 0,62 | 0,58 | 0,69 |
| Almería | 0,63 | 0,57 | 0,51 | 0,64 |
| Ávila | 0,59 | 0,52 | 0,48 | 0,60 |
| Barcelona | 0,65 | 0,60 | 0,55 | 0,66 |
| Burgos | 0,59 | 0,52 | 0,47 | 0,59 |
| Cáceres | 0,58 | 0,53 | 0,48 | 0,58 |
| Ciudad Real | 0,57 | 0,51 | 0,48 | 0,57 |
| Córdoba | 0,59 | 0,54 | 0,51 | 0,59 |
| Cuenca | 0,57 | 0,51 | 0,46 | 0,57 |
| Gerona | 0,63 | 0,59 | 0,55 | 0,64 |
| Gijón | 0,60 | 0,54 | 0,50 | 0,60 |
| Granada | 0,57 | 0,51 | 0,47 | 0,57 |
| Huelva | 0,60 | 0,55 | 0,51 | 0,60 |
| Huesca | 0,60 | 0,54 | 0,50 | 0,61 |
| La Coruña | 0,57 | 0,51 | 0,47 | 0,57 |
| León | 0,57 | 0,51 | 0,48 | 0,58 |
| Logroño | 0,60 | 0,54 | 0,49 | 0,61 |
| Madrid | 0,60 | 0,52 | 0,47 | 0,60 |
| Murcia | 0,67 | 0,61 | 0,56 | 0,68 |
| Orense | 0,57 | 0,52 | 0,47 | 0,58 |
| Pamplona | 0,59 | 0,54 | 0,50 | 0,60 |
| Salamanca | 0,57 | 0,51 | 0,47 | 0,58 |
| San Fernando | 0,60 | 0,55 | 0,51 | 0,61 |
| San Sebastián | 0,60 | 0,54 | 0,50 | 0,60 |
| Sevilla | 0,59 | 0,55 | 0,50 | 0,59 |
| Soria | 0,57 | 0,51 | 0,46 | 0,58 |
| Tortosa | 0,69 | 0,64 | 0,59 | 0,70 |
| Valencia | 0,69 | 0,65 | 0,60 | 0,70 |
| Valladolid | 0,59 | 0,52 | 0,47 | 0,59 |
| Vigo | 0,59 | 0,54 | 0,51 | 0,58 |
| Zaragoza | 0,62 | 0,56 | 0,52 | 0,63 |

Los valores más elevados de CI para el período 1951-2010 son los de Valencia y Tortosa (0,69), seguidos por Alicante (0,68) y Murcia (0,67), por lo que es la parte central de la franja oriental ibérica, desde la desembocadura del Ebro hasta el norte de la provincia de Alicante, el área con las concentraciones diarias más altas, ya determinada en los trabajos de Martín-Vide (2004), para el 1951-1990, y Sánchez Lorenzo y Martín-Vide (2006). Los valores más bajos, de 0,57, se localizan en puntos de la Meseta norte (Salamanca y Soria), la Meseta sur (Cuenca y Ciudad Real), la hoya de Granada y el noroeste (La Coruña, Orense y León). Como referencia, y solo aproximadamente, un CI de 0,61 suele equivaler a que el 25% de los días más lluviosos aporta un 70% del total anual, porcentaje que se eleva al 75% para un CI de 0,67, y a un 80% para un CI de 0,70.

En la figura 2 se presenta el mapa de CI correspondiente al período 1951-1990, donde se aprecia perfectamente un haz de isopletas con elevado gradiente individualizando la franja oriental ibérica, donde la concentración diaria se califica de alta, y de moderada en el resto del territorio. Se dibuja la isopleta 0,70, porque en ese período Valencia alcanza este valor, y se insinúa la 0,71, en el límite entre las provincias de Valencia y Alicante. En el trabajo inicial de Martín-Vide (1987) se señalaba las proximidades del cabo de la Nao, o, con más precisión, el tramo entre el sur de la provincia de Valencia y el norte de la de Alicante, como probablemente el sector con más alta concentración pluviométrica diaria del litoral mediterráneo español, lo que coincidiría con el área de mayores intensidades pluviométricas diaria y horaria de España (Elías Castillo y Ruiz Bertrán, 1979). Como es sabido, los registros diarios de precipitación más elevados de España son los de Oliva (Valencia), con 817 mm, el 3 de noviembre de 1987, hoy considerado dudoso por la propia AEMET, aunque en la vecina Gandía (Valencia) hay constancia de que se rebasaron los 700 mm y se totalizó el millar en 36 horas durante el mismo episodio. (En una ficha del Servicio Meteorológico Nacional, precedente de AEMET, correspondiente a Jávea, muy cerca del citado cabo, aparece un 871 mm en una fecha de octubre de 1957, dato que nunca fue aceptado oficialmente).

En el otro extremo, en la figura 2 se dibuja la isopleta 0,55 en Orense, porque este observatorio presentó ese valor de CI durante el período 1951-1990, mientras que la misma isopleta y la de 0,54 en Málaga son puro artificio gráfico del programa de cartografía usado.

El mapa del CI supone una regionalización pluviométrica del territorio ibérico no zonal, con las isopletas con disposición meridiana en el este, al revés de las regionalizaciones básicas zonales de otros índices pluviométricos, tales como la variabilidad pluviométrica interanual, expresada con el coeficiente de variación, o la duración de las rachas de días secos consecutivos. En estos casos –como ya se comentó anteriormente– el patrón espacial fundamental es el aumento de los valores de norte a sur en la Península Ibérica, acorde con el incremento de la mediterraneidad o subtropicalidad del clima (Martín Vide, 2011). En cambio, el patrón espacial de la concentración diaria es bien diferente, dibujando la influencia de la cuenca del Mediterráneo, que se incrementa de oeste a este.

Los índices de concentración diaria de la precipitación no expresan lo mismo que la variable intensidad diaria de la precipitación, ni, menos aún, que la intensidad horaria, la minutal y la instantánea, cocientes entre la cantidad y el período de

tiempo de registro (dP/dt para la instantánea). Los índices de concentración valoran, de alguna manera, el desequilibrio entre el aporte pluviométrico del nutrido contingente de cantidades diarias pequeñas y el del reducido número de las más elevadas de la distribución. De este modo, probablemente reflejan aspectos de la torrencialidad de la precipitación no directamente vinculados a la magnitud de las cantidades, sino, por ejemplo, a la capacidad erosiva de la precipitación. Esta depende no solo de unos registros pluviométricos elevados determinados, sino también del tipo de medio, con mayor o menor aridez, resultado final del conjunto de registros pluviométricos. Como lecturas complementarias de la importancia de la precipitación diaria en el caso de España o de sus regiones, el lector puede consultar los trabajos de Gallego *et al.* (2006), Beguería *et al.* (2009), Burgueño *et al.* (2010), Rodrigo (2010) y González-Hidalgo *et al.* (2011), entre otros.

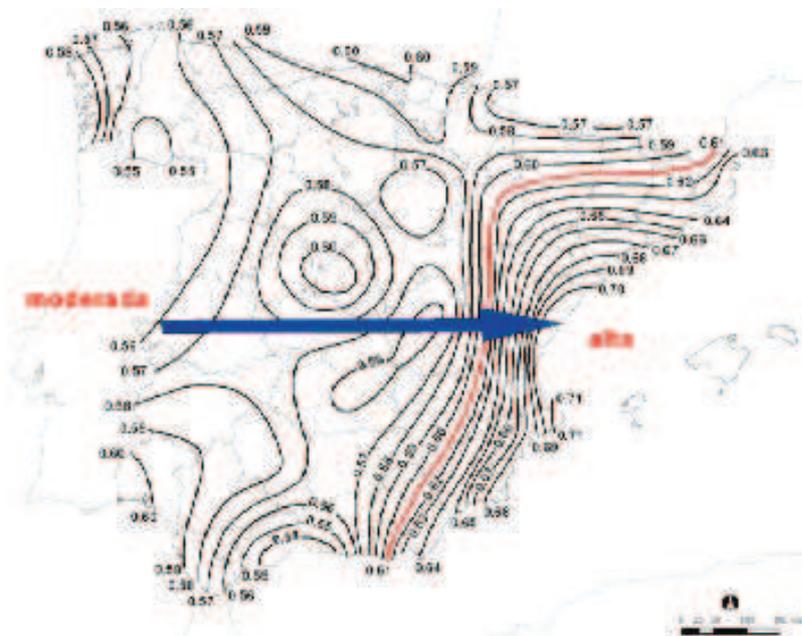


Figura 2. Isopletas del CI en la España peninsular, a partir de 32 observatorios, para el período 1951-1990. (Fuente: Martín-Vide (2004)).

4. LOS VALORES DE LA CONCENTRACIÓN DIARIA DE LA PRECIPITACIÓN EN ESPAÑA EN RELACIÓN A LA DE OTROS ÁMBITOS REGIONALES

Las investigaciones sobre la concentración diaria de la precipitación efectuadas con la misma metodología y llevadas a cabo en los últimos años en otros países y territorios permiten comenzar a valorar si los valores del CI hallados para la franja oriental de la España peninsular son realmente elevados. El trabajo de referencia más valioso es el relativo a Europa (Cortesi *et al.*, 2012), que analizó 530 series de datos diarios del período 1971-2010, incluyendo un cierto número de observatorios

españoles, con lo que la comparación tiene las máximas garantías. En la figura 3 se expresan los valores del CI de Europa del citado trabajo. Se aprecia que la mayor concentración diaria de la precipitación en el continente se da precisamente en el litoral oriental de la Península Ibérica, sur de Francia y otros puntos de la cuenca del Mediterráneo occidental, en general con más de 0,68. El contraste con las Islas Británicas, los Países Bajos y Noruega, normalmente con menos de 0,59, es manifiesto. Los valores extremos se sitúan en Perpignan (Francia), con 0,72, y Kirkwall (Reino Unido), con 0,51. De hecho podría establecerse una diagonal imaginaria desde el norte de Portugal hasta las repúblicas bálticas, al noroeste de la cual la concentración diaria es baja y al sur, moderada o alta.

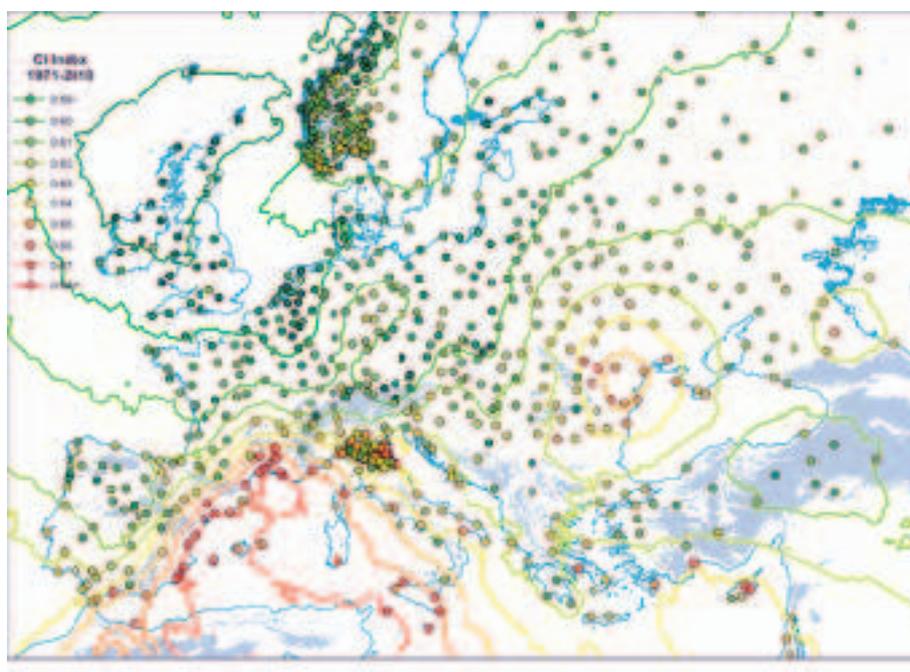


Figura 3. Valores del CI de Europa, a partir de 530 observatorios, para el período 1971-2010. (Fuente: Cortesi *et al.*, 2012)).

La concentración diaria de la precipitación en Europa está bien correlacionada con el número anual de días de lluvia (r de Pearson = -0.68 , $p < 0.01$), de manera que a mayor número de días lluviosos, menor concentración pluviométrica, pero no con el total anual (r de Pearson = -0.31).

Con respecto a otros ámbitos planetarios, la concentración diaria de la precipitación en la franja oriental de la Península Ibérica puede considerarse elevada, claramente superior a la de la península malaya (Suhaila y Jemain, 2012), pero inferior a la cuenca hidrográfica china del río Pearl (Zhang *et al.*, 2009), con contrastes entre cantidades muy abruptos probablemente por la ocurrencia episódica de los tifones.

5. CONCLUSIONES

- 1) El índice de concentración diaria de la precipitación (CI), definido de forma similar al de Gini, a partir de la distribución de las cantidades diarias de precipitación en clases de 1 mm de longitud, pero usando curvas exponenciales del tipo $y=axe^{bx}$ (Martín-Vide, 2004), valora el peso de los días más lluviosos en el total anual, reflejando la torrencialidad de la precipitación.
- 2) En la España peninsular el área con valores más elevados de CI es la franja oriental, en especial desde la desembocadura del Ebro hasta el norte de la provincia de Alicante, donde, dependiendo del período analizado, se alcanza 0,70 en algunos puntos, que equivale aproximadamente a que el 25% de los días de precipitación más cuantiosa aporta un 80% del total anual. Los valores más bajos corresponden a puntos del noroeste y del interior peninsular, con CI de 0,57 o algo inferiores.
- 3) La localización de los valores más elevados del CI en España coincide con la de mayor intensidad diaria y horaria de la precipitación, entre Valencia y el norte de Alicante.
- 4) La franja oriental de la Península Ibérica es, junto con el sur de Francia y otros puntos de la cuenca del Mediterráneo occidental, la de mayor concentración diaria de la precipitación en Europa. Los valores del CI en la franja oriental de la Península Ibérica son, por comparación con los de otras regiones planetarias estudiadas, elevados, aunque no los más altos conocidos.

REFERENCIAS

- Alijani, B., O'Brien, J. y Yarnal, B. (2008): Spatial analysis of precipitation intensity and concentration in Iran. *Theoretical Applied Climatology*, 94, 107–124.
- Beguería, S., Vicente-Serrano, S., López-Moreno, J.I. y García-Ruiz, J.M. (2009): Annual and seasonal mapping of peak intensity, magnitude and duration of extreme precipitation events across a climatic gradient, northeast Spain. *International Journal of Climatology*, 29, 1759–1779.
- Benhamrouche, A. y Martín Vide, J. (2012) Avances metodológicos en el análisis de la concentración diaria de la precipitación en la España peninsular. *Anales de Geografía*, 32, 1, 11-27.
- Brooks, C.E.P. y Carruthers, N. (1953): *Handbooks of statistical methods in Meteorology*. Londres, Meteorological Office.
- Burgueño, A., Martínez, M., Serra, C. y Lana, X. (2010): Statistical distributions of daily rainfall regime in Europe for the period 1951–2000. *Theoretical Applied Climatology*, 102, 213–226.
- Elías Castillo, F. y Ruiz Bertrán (1979): *Precipitaciones máximas en España*. Servicio de publicaciones agrarias, Ministerio de Agricultura.
- Gallego, M. C., García, J. A., Vaquero, J. M. y Mateos, V. L. (2006): Changes in frequency and intensity of daily precipitation over the Iberian Peninsula, *Journal of Geophysical Research*, 111, D24105, doi: 10.1029/2006JD007280.

- González-Hidalgo, J. C., Cortesi, N., y Brunetti, M. (2011): Monthly contribution of largest daily events of precipitation (1956–2005) across Mediterranean basin. *Geophysical Research Abstracts*, 13, EGU2011-4182.
- Guilló, A.M. y Puigcerver, M. (1970): Sobre las contribuciones relativas de las precipitaciones local y generalizada a la precipitación total en Cataluña. *Revista de Geofísica*, XXIX, 3, 205-216.
- Martín Vide, J. (1987): *Característiques climatològiques de la precipitació en la franja costera mediterrània de la Península Ibèrica*, Barcelona, Institut Cartogràfic de Catalunya.
- Martin-Vide, J. (2004): Spatial distribution of daily precipitation concentration index in Peninsular Spain. *International Journal of Climatology*, 24, 959-971.
- Martín Vide, J. (2011): Estructura temporal fina y patrones espaciales de la precipitación en la España peninsular. *Memorias de la Real Academia de Ciencias y Artes de Barcelona*, LXV, 3, 119-162.
- Martín Vide, J. y Olcina, J. (2001): *Climas y tiempos de España*, Madrid, Alianza Editorial.
- Rodrigo, F.S. (2010): Changes in the probability of extreme daily precipitation observed from 1951 to 2002 in the Iberian Peninsula. *International Journal of Climatology*, 30, 1512–1525.
- Sánchez-Lorenzo y Martín-Vide, J. (2006): Distribución espacial de la concentración pluviométrica diaria en la Península Ibérica. *5ª Asamblea Hispanoportuguesa de Geodesia y Geofísica*, Sevilla.
- Zhang, Q., Xu, C.Y., Gemmer M., Chen Y.Q. y Liu C.L. (2009): Changing properties of precipitation concentration in the Pearl River basin, China. *Stochastic Environ. Res. Risk Assess.* 23, 377–385.

CAPÍTULO 11

PRECIPITACIONES TORRENCIALES Y PATRONES DE TELECONEXIÓN EN EL SUR DE LA PENÍNSULA IBÉRICA

José Manuel HIDALGO MUÑOZ, Sonia Raquel GÁMIZ-FORTIS,
María Jesús ESTEBAN PARRA, Yolanda CASTRO-DÍEZ

Depto. de Física Aplicada. Facultad de Ciencias. Universidad de Granada
jhidalgo@ugr.es, srgamiz@ugr.es, esteban@ugr.es, ycastro@ugr.es

RESUMEN

En este trabajo se estudian los patrones atmosféricos asociados a eventos de precipitación extrema en el sur de la Península Ibérica, así como su relación con dos de los principales índices de circulación a gran escala que afectan a la precipitación en esta zona: la Oscilación del Atlántico Norte (NAO) y la Oscilación del Mediterráneo Occidental (WeMO). Para ello, se han utilizado 86 estaciones de medida de precipitación diaria, con registros que comprenden el periodo 1955-2006. Las principales configuraciones sinópticas a nivel de superficie, relacionadas con los eventos de precipitación extrema, se han determinado mediante un Análisis de Componentes Principales (PCA) en modo T. Asimismo, se han analizado los promedios de las variables presión a nivel del mar y altura geopotencial a 500 hPa asociados a estas configuraciones. Adicionalmente las variaciones intraanuales e interanuales de dichos patrones han sido observadas, así como su posible variación entre dos subperiodos (1955-1980 y 1981-2006). Los principales resultados indican una reducción en la aparición de los patrones sinópticos asociados a la advección de aire procedente del Atlántico sobre la región de estudio, y un incremento en la ocurrencia de situaciones sinópticas asociadas al transporte de aire húmedo procedente del Mediterráneo. Además, destacar que el número de días de precipitación extrema muestra una tendencia a aparecer con mayor frecuencia durante el otoño para el periodo 1981-2006, cuando para el periodo 1955-1980 eran más frecuentes en invierno. Finalmente, la mayor parte de los patrones sinópticos relacionados con eventos de precipitación extrema en el sur de la Península Ibérica, presentan elevados valores negativos del índice WeMO, mientras que solo algunos de ellos muestran valores altos negativos de la NAO.

Palabras clave: precipitación extrema, patrones atmosféricos, Península Ibérica, NAO, WeMO.

ABSTRACT

This work studies the atmospheric patterns associated with heavy precipitation events in the south of the Iberian Peninsula, and its relationship with two of the main large-scale circulation indices affecting the precipitation over this area: the North Atlantic Oscillation (NAO) and the Western Mediterranean Oscillation (WeMO). The analysis has been made using 86 stations with daily precipitation records for the period 1955-2006. The main synoptic configurations at the surface level related to heavy rainfall days were found by using a Principal Component Analysis (PCA) in T-mode. Composites of Sea level Pressure and 500 hPa Geopotential Height, associated with these main configurations, have been analysed. In addition, the inter-annual and intra-annual distribution of the atmospheric patterns has been also analyzed and its variation in two subperiods (1955-1980 and 1981-2006) has been examined. The main results indicate a reduction in the number of occurrences of patterns bringing advection from the Atlantic Ocean, and an increase of a pattern carrying humid winds from the Mediterranean. In addition, it is shown that heavy rainfall days associated with these patterns tend to be grouped in autumn during 1981-2006 instead in winter (as happened in 1955-1980). Finally, most of the synoptic patterns were related to highly negative WeMO values, whereas only some of the patterns were linked with high negative values of NAO index.

Key words: extreme precipitation, atmospheric patterns, Iberian Peninsula, NAO, WeMO.

1. INTRODUCCIÓN

En los últimos años, numerosos estudios han abordado la cuestión sobre si la intensificación del ciclo hidrológico puede incrementar la frecuencia e intensidad de los eventos de precipitación extrema. Este creciente interés se debe al gran impacto de este tipo de eventos en la economía, el medio ambiente y en la sociedad, en relación a las pérdidas ocasionadas. En particular, es necesario determinar los mecanismos atmosféricos que controlan los eventos de precipitación intensa para evaluar los riesgos que entrañan estos eventos naturales y desarrollar estrategias de mitigación y respuesta.

El estudio de los mecanismos atmosféricos relacionados con precipitaciones extremas sobre distintas áreas de la Península Ibérica (PI) ha sido abordado por varios investigadores (Lana *et al.*, 2001, Fragozo and Gomes, 2008, Penarrocha *et al.*, 2002, Romero *et al.*, 1999, Hidalgo-Muñoz *et al.*, 2011). En particular, este estudio se centra en el sur de la PI, un área de gran interés dada su localización entre dos grandes masas de agua, el Océano Atlántico y el Mar Mediterráneo, que además presenta una compleja topografía, con elevaciones de más de 3000 m en Sierra Nevada, una depresión interior (el valle del Guadalquivir) y gradientes de elevación de hasta 3000 m en apenas 40 km. Estas características físicas favorecen la ocurrencia de eventos de precipitación extrema.

La Oscilación del Atlántico Norte (NAO) es el modo dominante de la variabilidad climática en invierno en la región del Atlántico Norte, con una influencia importante en el clima de Europa. En particular, se ha identificado a la NAO como el principal fenómeno de gran escala que controla la precipitación invernal en el centro y oeste de la PI (Hurrell and VanLoon, 1997, Trigo *et al.*, 2004). La NAO se caracteriza por un patrón dipolar entre el centro de altas presiones localizadas en la zona subtropical del Atlántico Norte y el de bajas presiones localizadas en el polo norte. La fase positiva de la NAO corresponde a una intensificación de dichos centros de altas y bajas presiones, mientras que la fase negativa corresponde a un debilitamiento de los mismos. Durante la fase positiva, la diferencia de presiones entre los centros polar y subtropical se incrementa, lo que se traduce en un mayor número de tormentas más intensas que cruzan el Océano Atlántico dando lugar a inviernos cálidos y húmedos en el norte de Europa, y fríos y secos en el sur de Europa. Específicamente para la PI, la fase positiva (negativa) de la NAO durante el invierno se traduce en anomalías negativas (positivas) de precipitación en la zona central y occidental.

En la fachada oriental de la PI, la naturaleza de la precipitación es principalmente de tipo convectivo, con flujo del este que transporta humedad desde el Mediterráneo (Romero *et al.*, 1999), y presenta escasa relación con la NAO. Con el objetivo de encontrar un índice atmosférico que se relacionase mejor con la precipitación en esta área de la PI, Martín-Vide y López-Bustins (2006) definieron la Oscilación del Oeste del Mediterráneo (WeMO). Este índice se construye como la diferencia de presión en dos localizaciones: Padua, en el norte de Italia, una región con relativamente alta variabilidad barométrica, y San Fernando, en el Golfo de Cádiz, cuya presión atmosférica está a menudo controlada por el anticiclón de las Azores. Este índice ha sido utilizado como indicador de la precipitación en la PI, principalmente en la fachada este (Martín-Vide *et al.*, 2008, López-Bustins *et al.*, 2008, Vicente-Serrano *et al.* 2009, Hidalgo-Muñoz *et al.*, 2011).

Este estudio pretende mejorar el conocimiento de los mecanismos dinámicos que originan los eventos de precipitación extrema en el sur de la PI, así como sus posibles variaciones a lo largo del periodo analizado, 1955-2006. El estudio ha sido completado con el análisis de la relación de los índices de teleconexión NAO y WeMO con los eventos de precipitación extrema y los patrones sinópticos asociados a los mismos.

2. DATOS

2.1 Datos de precipitación

Los datos de precipitación diaria empleados en este estudio han sido recopilados de la página web <http://www.juntadeandalucia.es/medioambiente/servtc5/WebClima/>, perteneciente a la Junta de Andalucía (*Subsistema de Climatología Ambiental, Consejería de Medio Ambiente, Junta de Andalucía*). Solo se seleccionaron para este estudio aquellas series que presentaban menos de un 10% de datos faltantes durante el periodo de estudio 1955-2006. La elección de este periodo fue el resultado de establecer un equilibrio entre el número de estaciones, la longitud del periodo y la distribución espacial de las mismas. Adicionalmente, estas series fueron sometidas a un control de calidad, con el objetivo de determinar posibles faltas de homogeneidad en las mismas. Para ello se buscaron registros extremadamente

altos o bajos, comprobando su veracidad, registros negativos, y además se empleó un test de homogeneidad de acuerdo a la guía proporcionada por el Equipo de Expertos en Detección del Cambio Climático y sus Indicadores (ETCCDI) (<http://etccdi.pacificclimate.org/indices.shtml>). El software utilizado fue el RHtestV2, el cual se puede descargar libremente desde la página web anterior, que permite detectar puntos de cambio en una serie de tiempo. Más detalles acerca de la base teórica de este test se pueden encontrar en Wang *et al.* (2007, 2008a, 2008b). Este control de calidad fue superado por 86 estaciones, las cuales están aceptablemente distribuidas por el área de estudio (figura 1), cubriendo el periodo 1955-2006 y presentando menos de un 10% de huecos.



Figura 1. Localización de las 86 series de precipitaciones diarias utilizadas en este estudio (círculos) y características topográficas de la PI. La escala de grises indica la elevación en m.

2.2 Datos atmosféricos

Los datos diarios de presión a nivel del mar (SLP) y altura geopotencial a 500 hPa (HGT500), usados para la clasificación de los patrones sinópticos asociados a eventos de precipitación extrema, pertenecen a los datos de reanálisis elaborados por el centro NCEP-NCAR (Kalnay *et al.*, 1996). Este conjunto de datos en rejilla presenta una resolución de 2,5° de longitud por 2,5° de latitud para todo el globo, desde 1948 hasta el presente. Para este estudio se utilizó una ventana geográfica definida por 20°N-70°N y 40°O-20°E, cubriendo el periodo 1955-2006.

Las series diarias correspondientes a los índices de teleconexión, NAO y WeMO, han sido obtenidas del Centro de Predicción Climática (<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/>) y de la web <http://www.ub.edu/gc/English/wemo.htm>, respectivamente. Nótese que, debido a que los datos diarios disponibles para el índice WeMO terminan en 2000, la serie se completó desde 2000 hasta 2006 con los datos mensuales de dicho índice (los cuales están disponibles hasta 2010).

3. METODOLOGÍA

El primer paso en este estudio consiste en la elección de un umbral apropiado para discriminar los días considerados como días de precipitación extrema. Estudios previos acerca de los patrones de circulación atmosférica asociados a eventos de precipitación extrema en la PI (Fragoso and Gomes, 2008, Penarrocha *et al.*, 2002, Romero *et al.*, 1999, Hidalgo-Muñoz *et al.*, 2011) han aplicado umbrales en torno a 40, 50 e incluso 100 mm/día.

En este trabajo, con el objetivo de reducir la importancia de tormentas locales, se han considerado como días de precipitación extrema aquellos en los cuales 4 o más estaciones registraban una cantidad de precipitación que excedía su percentil 95. La elección de un umbral variable para cada estación se debe a que, debido a la variabilidad espacial de la precipitación en el área de estudio, un determinado valor, como por ejemplo 50 mm, puede ser considerado un evento extremo en una estación y normal o moderado en otra. Los valores correspondientes a los percentiles 95 de cada estación, utilizados como umbral, varían entre 19,5 mm y 89,4 mm, con un promedio de 37 mm. Para el cálculo del percentil 95 solo se tuvieron en cuenta registros de precipitación diaria superiores a 1 mm. Según este criterio, se ha identificado un total de 854 días de precipitación extrema en esta región en el periodo 1955-2008.

En segundo lugar se clasificaron los patrones sinópticos relacionados con los días de precipitación extrema. Para ello, se ha aplicado un Análisis de Componentes Principales (PCA) (Preisendorfer, 1988) en modo T a los valores de SLP de los días identificados. El PCA es una herramienta útil para reducir la dimensionalidad de los datos, identificando los modos de variabilidad dominantes. En este caso, el PCA se utilizó para distinguir y agrupar días con una configuración similar de SLP. Más detalles acerca de esta técnica se pueden encontrar en Wilks (2006).

Una vez que se identificaron los principales modos de variabilidad (las configuraciones de SLP más comunes durante los días de precipitación extrema), los días se agruparon en el modo que mejor los representaba. Conviene notar que, para cada componente principal o modo identificado, se consideran dos clases, relacionadas su fase, positiva y negativa (Huth, 1996). Los días se agruparon en aquella clase para la cual presentaban un mayor "factor de carga" en valor absoluto. El "factor de carga" es una medida de la correlación entre la configuración espacial de cada clase y la del propio día. En otras palabras, los factores de carga indican en qué medida una clase representa el patrón espacial de la SLP de un determinado día. Una vez que los días se agruparon en las distintas clases, se generaron mapas promedios de SLP y HGT500 para cada una.

4. RESULTADOS

La variabilidad interanual e intraanual de los 854 días considerados se presenta en la figura 2. En relación a la variabilidad interanual, se puede observar un ligero descenso en el número de días anual a lo largo del periodo. La distribución intraanual indica que los eventos de precipitación extrema tienden a ocurrir durante el otoño y los primeros meses de invierno, disminuyendo su aparición en primavera hasta casi desaparecer en verano.

De los resultados del PCA realizado sobre los datos de SLP de los 854 días, se han considerado para este estudio las seis primeras componentes, que representan el 87,29% de la varianza total (29,17%, 24,05%, 15,82%, 7,07%, 6,61% y 4,56%, respectivamente). Por tanto, el número de clases identificadas, 12, corresponde al doble de las componentes (al diferenciar entre la fase positiva y negativa). Para dar una visión general de los principales patrones, las clases con menos de 30 días fueron excluidas del análisis y, por tanto, los resultados no serán mostrados.

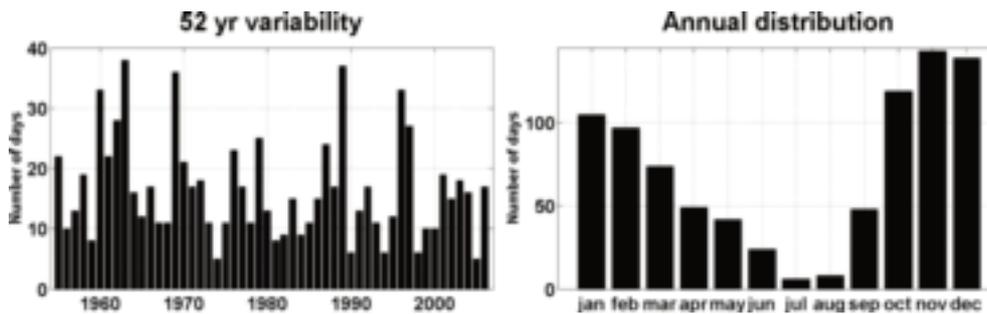


Figura 2. Variabilidad interanual (izquierda) e intraanual (derecha) de los 854 días identificados como días de precipitación extrema.

Los patrones sinópticos en superficie y en altura (a 500 hPa), obtenidos promediando los días pertenecientes a cada clase, se muestran en las figuras 3 y 4, respectivamente para las fases positivas y negativas. Nótese que las clases se identifican como CLi_{\pm} , donde "i" representa la componente y los signos "+" y "-" la fase. Por tanto, como resultado de la reducción de la dimensionalidad obtenida mediante el PCA, se han reducido las 854 situaciones sinópticas asociadas a cada día de precipitación extrema a 12 clases, 7 de las cuales (las que agrupan más de 30 días) han sido analizadas.

Adicionalmente, se ha evaluado la variabilidad interanual de cada clase, con el objetivo de identificar variaciones en la ocurrencia de cada patrón a lo largo del periodo de estudio (figuras 5 y 6 para las fases positivas y negativas, respectivamente). Asimismo, se han analizado los posibles cambios en la variabilidad intraanual de cada clase. Para ello, se definieron dos sub-periodos (1955-1980 y 1981-2006), y se comparó la distribución anual de los días agrupados en cada patrón en ambos sub-periodos. A continuación se resumen las principales características de los patrones sinópticos representativos de cada clase:

El patrón $CL1+$ es el más frecuente de los encontrados (agrupando 238 de los 854 días de precipitación extrema). La configuración sinóptica de este patrón se muestra en la figura 3. Ésta, en superficie, se caracteriza por una profunda baja presión localizada cerca de la costa oeste de Irlanda, produciendo un fuerte flujo del oeste sobre la PI. En altura (a 500 hPa), se encuentra que la baja está algo desplazada hacia el norte, cerca de Islandia, y hay un flujo del oeste muy intenso sobre la PI. En la figura 5 se aprecia que este patrón tiene lugar en otoño e invierno, aunque se observa que en el periodo 1955-1980 se encontraba más en invierno, mientras que en el periodo 1981-2006 ocurre con mayor frecuencia en otoño. El valor

promedio del índice NAO en los días agrupados por este patrón es ligeramente negativo (-0,29), mientras que en el caso del índice WeMO ese promedio es algo más negativo (-0,61).

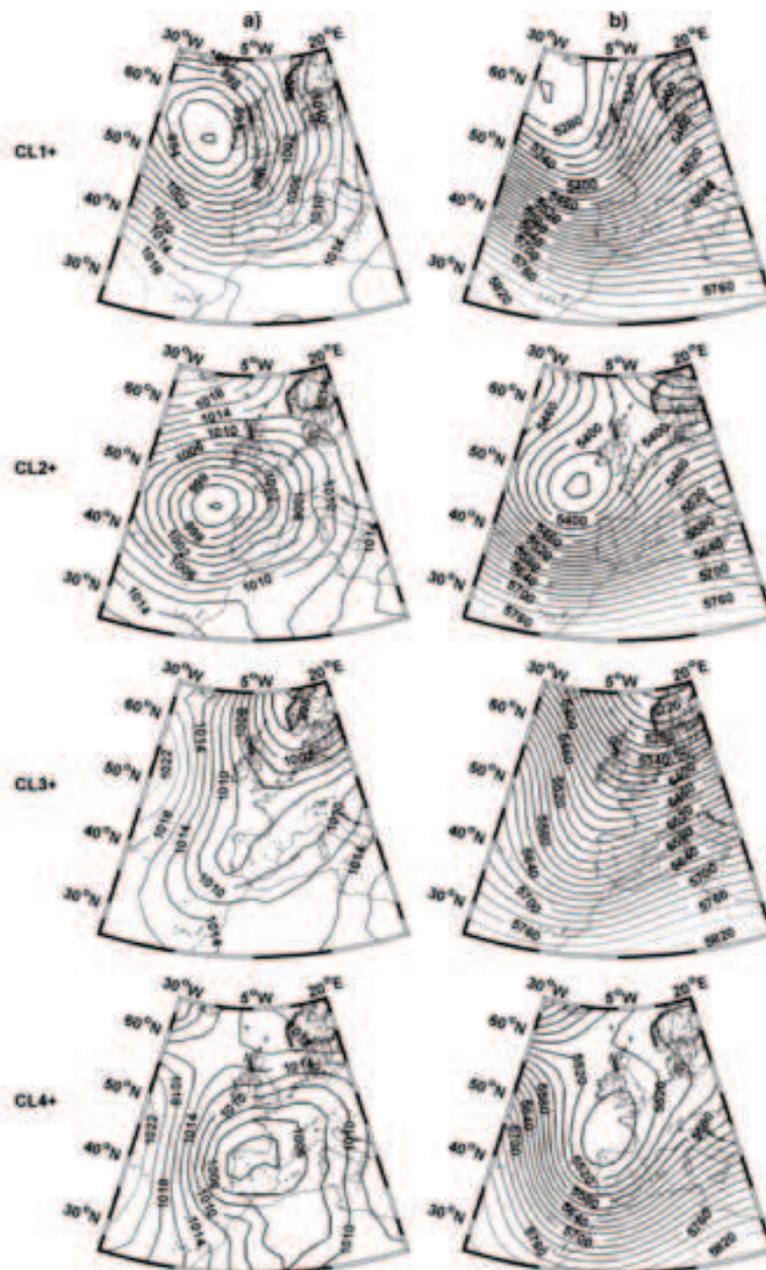


Figura 3. a) Patrones sinópticos promedio de la presión a nivel del mar para las fases positivas de cada una de las clases. b) Como a), pero para el nivel de 500 hPa.

reducción es particularmente relevante durante los meses de invierno. De manera análoga a lo que sucede con el patrón CL1+, se observa que durante la segunda parte del periodo de estudio tiende a tener más frecuencia durante el otoño, mientras que en la primera parte acontece principalmente en invierno. Para los días de precipitación extrema asociados a este patrón se encuentran valores negativos altos de los promedios de los índices NAO y WeMO (-1,19 y -1,36, respectivamente).

El patrón CL3+ presenta una débil vaguada en superficie (que no está definida en 500 hPa) con eje noreste, localizada sobre el noroeste de la PI y el Golfo de Vizcaya. Sobre la PI el flujo es del sur-suroeste. Los días de precipitación extrema asociados a este patrón tienen lugar, predominantemente, a finales de otoño y en febrero. De forma similar a lo encontrado para el patrón CL2+, existe una reducción en el número de días de precipitación extrema asociados a este patrón en la segunda mitad del periodo de estudio (pasando de 58 a 34 días), principalmente durante los meses de invierno. Los valores promedio de los índices NAO y WeMO para este patrón son moderadamente negativos (-0,63 y -0,72, respectivamente).

En el caso del patrón CL4+, se observa un centro de bajas presiones en superficie sobre la PI, junto con una profunda baja en el Golfo de Vizcaya en el nivel de 500 hPa. Esta configuración sinóptica da lugar a vientos desde el oeste sobre la PI. La relación de esta configuración sinóptica con eventos de precipitación extrema en el sur de la PI es menos frecuente que en el caso de los anteriores patrones (41 días). A pesar de que es un patrón que sucede con mayor frecuencia en primavera, se ha observado un descenso en su ocurrencia (pasando de 31 a 10 días), principalmente en esta estación, durante la segunda mitad del periodo de estudio. Los índices NAO y WeMO presentan unos valores promedios de 0,15 y -1,18, respectivamente, en los días asociados a este patrón.

El patrón CL3- es el segundo patrón en términos de días de precipitación extrema agrupados (154 días). Al nivel de 500 hPa presenta un sistema de bajas presiones sobre el sur de la PI, el cual, en superficie, se adentra en el continente africano, localizándose sobre el desierto del Sahara. Como consecuencia de esta configuración sinóptica, aire húmedo y cálido procedente del Mediterráneo penetra en la PI por la fachada este. En relación con su variabilidad interanual, se observa una tendencia a que un mayor número de días de precipitación extrema se asocien a este patrón, cuyo incremento es más notorio en invierno, aun cuando se trata de una configuración más asociada a eventos de precipitación extrema durante el otoño. En este caso existe una marcada diferencia en los valores promedios de los índices NAO (0,61) y WeMO (-1,46) para los días agrupados en este patrón.

El patrón CL4- presenta una vaguada con un eje en dirección noroeste desde el Atlántico hacia la PI, localizada frente a la costa noroeste de la PI, siendo más débil su formación en altura y más definida en superficie. El flujo de aire hacia la PI es de componente suroeste. Los días de precipitación extrema asociados con esta configuración sinóptica (59 días) han pasado de localizarse en marzo y octubre (en el periodo 1955-1980) a aparecer al final de otoño e invierno (en 1981-2006). Tanto el índice NAO como el WeMO presentan, en promedio, valores negativos durante estos días, aunque sensiblemente mayor en el caso de la WeMO (-0,24 y -1,62, respectivamente).

El patrón CL5- presenta, tanto en altura como en superficie, un dipolo de presiones, con el centro de bajas presiones frente a la costa portuguesa y el de altas sobre las Islas Británicas. Este patrón agrupa a 75 días, sin que exista una clara variabilidad intraanual o interanual. Sobre los valores promedios de los índices NAO y WeMO, destaca el valor altamente negativo de este último (-2,05) con respecto al de la NAO (-0,52).

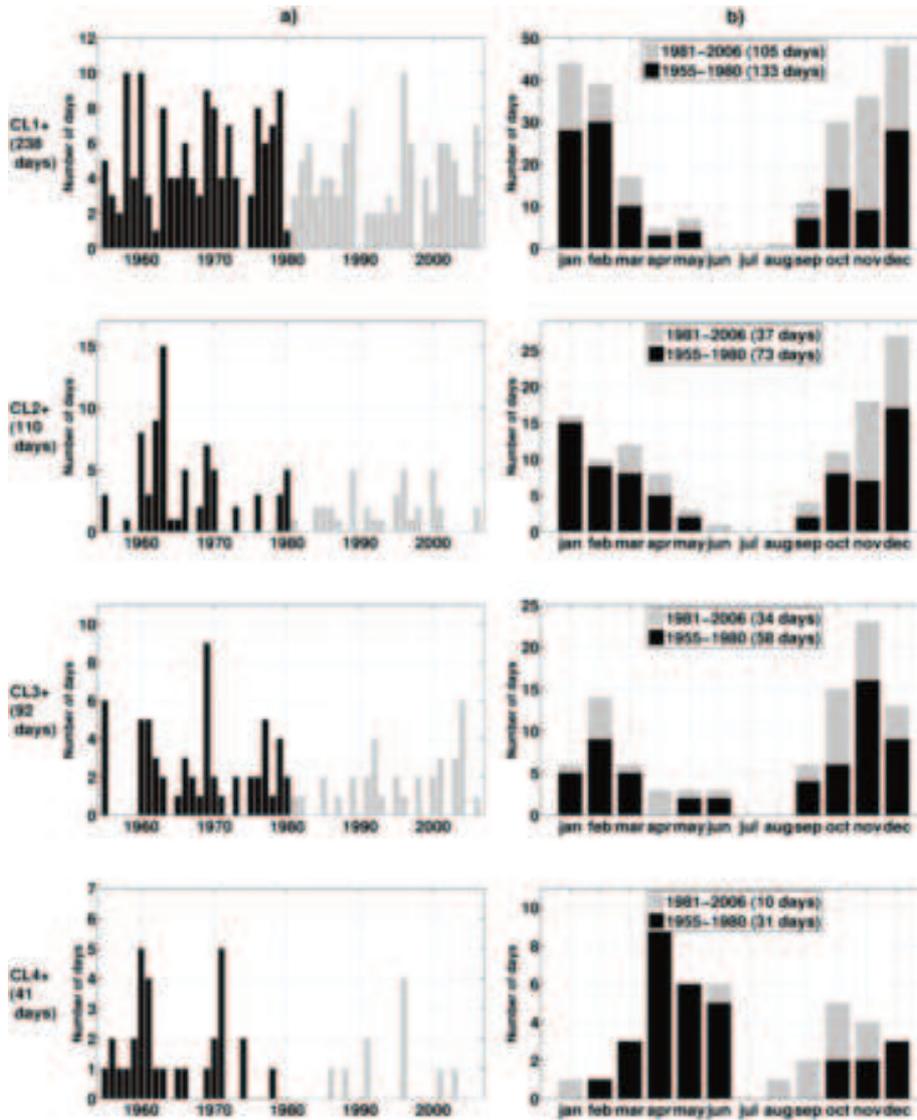


Figura 5. Variabilidad interanual (a) e intraanual (b) de la ocurrencia de los días de precipitación extrema asociados con los patrones correspondientes a las fases positivas de los principales modos de variabilidad. En gris oscuro los días correspondientes al periodo 1955-1980 y en gris claro los pertenecientes al periodo 1981-2006.

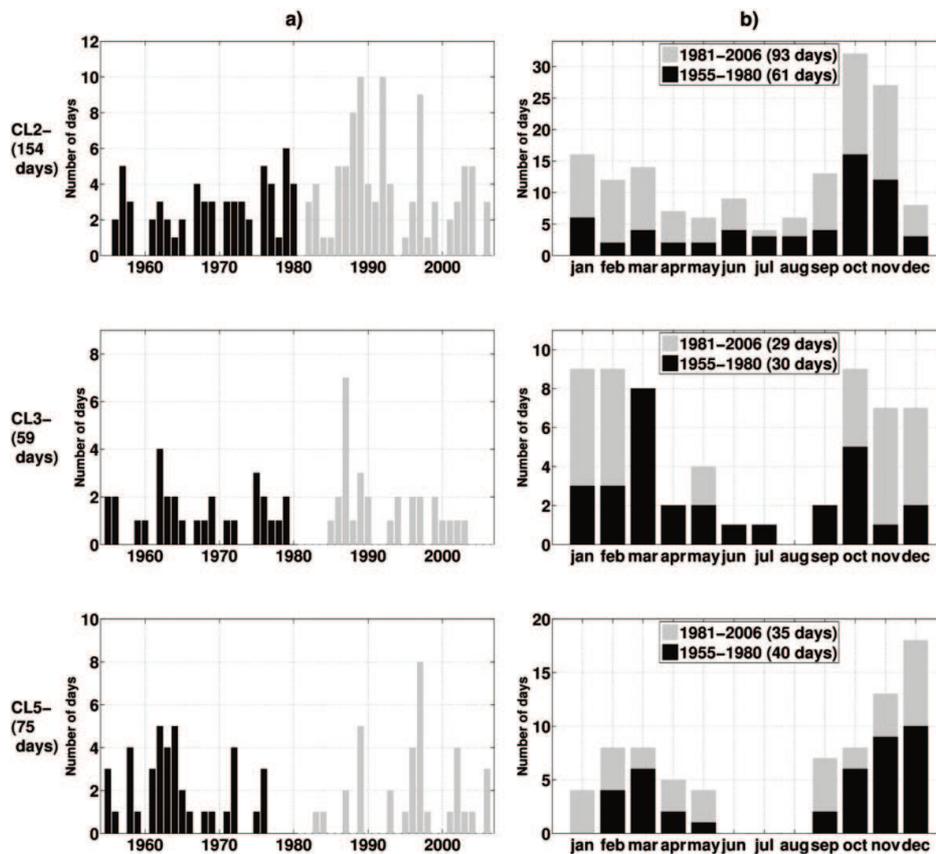


Figura 6. Como la figura 5, pero para las clases correspondientes a las fases negativas de los modos encontrados.

5. CONCLUSIONES

El objetivo fundamental de este estudio ha sido determinar los patrones atmosféricos relacionados con los eventos extremos de precipitación en el sur de la Península Ibérica durante la segunda mitad del siglo XX, así como identificar posibles modificaciones en su variabilidad intraanual e interanual. Las principales conclusiones obtenidas se resumen a continuación.

El número total de días de precipitación extrema identificados en la región suceden predominantemente en otoño e invierno y muestran un ligero descenso a lo largo del periodo de estudio 1955-2006. En concreto, el número de días de precipitación extrema relacionados con los patrones CL2+, CL3+ y CL4+ muestran un significativo descenso. Por el contrario, los días asociados al patrón CL3- aparecen más frecuentemente (especialmente en invierno).

En relación a la variabilidad intraanual en la asociación de estos patrones con los días de precipitación extrema, es interesante resaltar el incremento de la ocurrencia de los mismos durante el otoño, así como el descenso en los meses de invierno y

primavera. Particularmente, los días de precipitación extrema asociados a los patrones CL1+ y CL2+ ocurren más frecuentemente en otoño durante 1981-2006, con respecto al periodo 1955-1980, donde tenían lugar fundamentalmente en invierno. El patrón CL4+ presenta una interesante característica, y es que, durante 1955-1980 los días asociados a este patrón se concentraban mayoritariamente en primavera, mientras que durante 1981-2006 prácticamente no sucedían en esta estación del año. En cuanto a los días asociados al patrón CL4-, pasaron de localizarse en los meses de transición entre estaciones (marzo y octubre) durante 1955-1980, a concentrarse en los meses de invierno durante 1981-2006.

Finalmente, en cuanto a la relación entre los patrones sinópticos encontrados y los índices de teleconexión NAO y WeMO, cabe destacar que aunque para alguno de los patrones el promedio del índice NAO es especialmente negativo (como en el caso del CL2+), todos los patrones muestran valores moderados o incluso altos valores negativos del índice WeMO, lo que otorga a este índice una especial relevancia en cuanto a la ocurrencia de eventos de precipitación extrema en el sur de la Península Ibérica

.AGRADECIMIENTOS

Al Ministerio español de Ciencia e Innovación, con el apoyo adicional de los fondos de la Comunidad Europea (FEDER), proyecto CGL2010-21188/CLI, el cual ha financiado este estudio.

REFERENCIAS

- Fragoso, M. and Gomes, P.T. (2008). "Classification of daily abundant rainfall patterns and associated large-scale atmospheric circulation types in Southern Portugal". *International Journal of Climatology*, 28(4), 37-544.
- Hidalgo-Muñoz, J.M., Argüeso, D., Gámiz-Fortis, S.R., Esteban-Parra, M.J. and Castro-Díez, Y. (2011). "Trends of extreme precipitation and associated synoptic patterns over the southern Iberian Peninsula". *Journal of Hydrology*, 409, 497-511.
- Hurrell, J.W. and VanLoon, H. (1997). "Decadal variations in climate associated with the north Atlantic oscillation". *Climatic Change*, 36(3-4), 301-326.
- Huth, R. (1996). "An intercomparison of computer-assisted circulation classification methods". *International Journal of Climatology*, 16(8), 893-922.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K.C., Ropelewski, C., Wang, J., Leetmaa, A., Reynolds, R., Jenne, R. and Joseph, D. (1996). "The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project". *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77(3), 437-471.
- Lana, A., Campins, J., Genovés, A. and Jansà, A. (2007). "Atmospheric patterns for heavy rain events in the Balearic Islands", *Advances in Geosciences*. 12, 27-32, doi:10.5194/adgeo-12-27-2007.
- López-Bustins, J.A., Martín-Vide, J. and Sánchez-Lorenzo, A. (2008). "Iberia Winter

- rainfall trends based upon changes in teleconnection and circulation patterns". *Global and Planetary Change*, 63(2-3), 171-176.
- Martín-Vide, J. and López-Bustins, J.A. (2006). "The western Mediterranean oscillation and rainfall in the Iberian Peninsula". *International Journal of Climatology*, 26(11), 1455-1475.
- Martín-Vide, J., Sánchez-Lorenzo, A., López-Bustins, J.A., Cordobilla, M.J., García-Manuel, A. and Raso, J.M. (2008). "Torrential rainfall in northeast of the Iberian Peninsula: synoptic patterns and WeMO influence". *Advances in Science and Research*, 2, 99-105, doi:10.5194/asr-2-99-2008.
- Penarrocha, D., Estrela, M.J. and Millán, M. (2002). "Classification of daily rainfall patterns in a Mediterranean area with extreme intensity levels: The Valencia region". *International Journal of Climatology*, 22(6), 677-695.
- Preisendorfer, R.W. (1988). *Principal component analysis in meteorology and oceanography*. Elsevier, 425 pp.
- Romero, R., Sumner, G., Ramis, C. and Genovés, A. (1999). "A classification of the atmospheric circulation patterns producing significant daily rainfall in the Spanish Mediterranean area". *International Journal of Climatology*, 19(7), 765-785.
- Trigo, R.M., Pozo-Vázquez, D., Osborn, T.J., Castro-Díez, Y., Gámiz-Fortis, S. and Esteban-Parra, M.J. (2004). "North Atlantic Oscillation influence on precipitation, river flow and water resources in the Iberian Peninsula". *International Journal of Climatology*, 24(8), 925-944.
- Vicente-Serrano, S. M., Beguería, S., López-Moreno, J.I., El Kenawy, A.M. and Angulo-Martínez, M. (2009). "Daily atmospheric circulation events and extreme precipitation risk in northeast Spain: Role of the North Atlantic Oscillation, the Western Mediterranean Oscillation, and the Mediterranean Oscillation". *Journal of Geophysical Research*, 114, D08106, doi:10.1029/2008JD011492.
- Wang, L. and Yang, F. (2007). *RHtestV2 user manual*. Published online (<http://cccma.seos.uvic.ca/ETCCDMI/software.shtml>)
- Wang, X.L. (2008a). "Accounting for autocorrelation in detecting mean shifts in climate data series using the penalized maximal t or F test". *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47(9), 2423-2444
- Wang, X.L. (2008b). "Penalized maximal F test for detecting undocumented mean shift without trend change". *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 25(3), 368-384
- Wilks, D.S. (2006). *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*. Academic Press.

CAPÍTULO 12

DESCARGAS ELÉCTRICAS ATMOSFÉRICAS

Francisco PÉREZ PUEBLA

Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)
fperezp@aemet.es

RESUMEN

Este capítulo tiene por objeto describir los productos necesarios para afrontar la realización de un estudio del riesgo de impacto de descargas eléctricas naturales en un lugar e instante dado. La aproximación en términos estrictamente empíricos al valor del riesgo se hace en función de la hora del día, del mes o de la estación del año y del lugar geográfico en que se pretenda siempre que haya cobertura de observación. Los productos que se presentan han sido realizados por el autor y se basan en los datos registrados operacionalmente por la red de descargas eléctricas de la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) de España cuyo funcionamiento operativo se inició en 1992. Esta red ha pasado dos etapas diferenciadas, la primera hasta 1999 en la que se seguía el fenómeno de modo un tanto incompleto con una tecnología angular ya superada. La segunda etapa, en la que hemos centrado la consideración de los productos presentados, en la que la exploración se ha realizado con tecnología GPS, proporcionando un grado de detalle y resolución mejor y más completo en el posicionamiento de las descargas que alcanzan el suelo.

Palabras clave: rayo, descarga eléctrica, descarga nube tierra, tormenta eléctrica, densidad de descargas, riesgo cerámico, radiogoniómetro, sensor de rayos, fulminado.

ABSTRACT

This chapter aims at presenting the necessary products to do a study of the risk through electrical natural discharges at a given place and time. The risk is usually specified in terms of time of day, month or season of the year and its assessment is wholly of an empirical nature. The products included here have been developed by the author and are based on operationally data recorded by the electrical detection network of the Spanish State Meteorological Agency (AEMET) which started operation in 1992. This network has gone through two clearly defined phases, the first one until 1999 when the phenomenon was tracked with an already obsolete technology in a rather incomplete way; then the latter one, which has provided the

data for the products presented here, used GPS technology thereby achieving a degree of detail and resolution for the ground-hitting discharges considerably higher than before.

Key words: lightning, electrical discharge, cloud to ground stroke, electrical storm, stroke density, keraunic risk, direction finder, lightning sensor, lightning dead.

1. BREVE DESCRIPCIÓN DEL FENÓMENO

Si atendemos a la definición establecida por la Organización Meteorológica Mundial (Manual OMM núm. 407, 1993) el término tormenta hace referencia a un meteoro que se produce tan pronto estamos en presencia de descargas eléctricas atmosféricas en un lugar e instante determinado, que se manifiestan a través de efectos luminosos (relámpago) y sonoros (trueno). Es oportuno y conveniente recordar inicialmente esta convención para evitar posibles ambigüedades en el abuso del término tormenta que habitualmente se dan incluso en ámbitos especializados.



Figura 1. Grabado que refleja las primeras exploraciones de tormentas con cometa realizadas por Franklin. "Natural Philosophy for Common and High Schools" 1881. Le Roy C. Cooley.

Desde los experimentos sobre electricidad atmosférica con cometas realizados por Benjamín Franklin en 1752, se sabe que la generalidad de los cumulonimbos, las nubes típicas de tormenta, disponen de un centro de carga negativa que se sitúa inmediatamente por encima de la isoterma de unos diez o quince grados centígrados bajo cero. Este núcleo negativo, mayoritariamente generado por los efectos derivados de la fricción y fracturación de cristallitos de hielo arrastrados por las corrientes convectivas, induce en la superficie terrestre una redistribución de cargas eléctricas positivas (corrientes telúricas), que sigue a la nube en su desplazamiento como si fuera su sombra eléctrica.

El conocimiento de los fenómenos eléctricos atmosféricos que se producen en la troposfera ha progresado a medida que han ido evolucionando las tecnologías de detección eléctrica y de comunicaciones. Para hacernos una idea de su complejidad basta describir el fenómeno rayo según el estado actual de la ciencia y conforme a las valoraciones estadísticas internacionales más reputadas del fenómeno. (Rakov *et al.*, 2003).

A juzgar por estas valoraciones el tipo de rayo más habitual (un rayo de polaridad negativa que baja electrones al suelo) estaría compuesto típicamente por un conjunto de tres o cuatro descargas simples de una duración media de sesenta millonésimas de segundo. La separación entre las descargas sería normalmente de unas treinta milésimas de segundo. Estas descargas componentes podrían conectar nube y tierra en el mismo lugar del suelo (parpadeo o centelleo clásico del rayo) o en distintos que no tienen por qué estar muy próximos (habitualmente se considera una distancia media de unos diez kilómetros entre ellos) aunque algunas podrían distar decenas de kilómetros o incluso llegar al centenar.

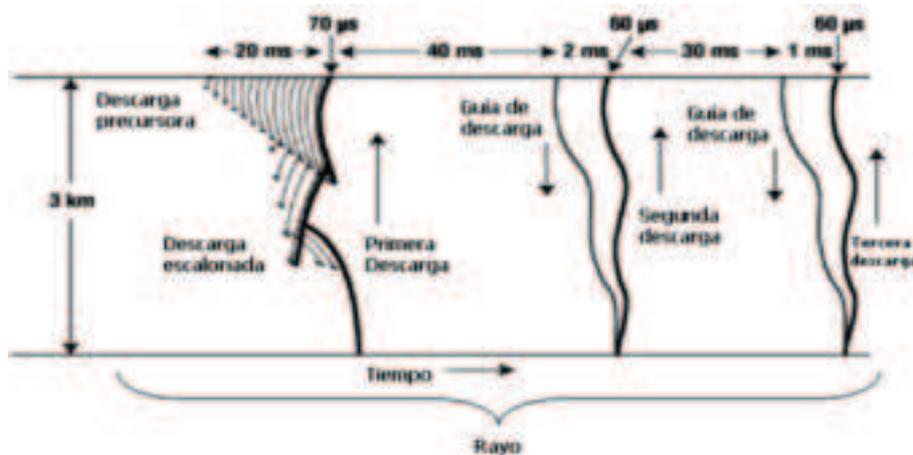


Figura 2. Muestra esquemática de un rayo que consta de tres descargas sucesivas. La precursora o escalonada y las demás que se conducen por el mismo canal hacia el suelo en un lapso de tiempo de unos 100 microsegundos. Adaptada de Rakov-Uman, 2003.

La descarga simple vendría precedida por fenómenos muy variados, como la bajada escalonada de carga como descarga precursora desde el núcleo de carga negativa

de la nube con una duración de pocas decenas de milisegundos. El suelo también actúa activamente desencadenando otras descargas preliminares procedentes del mismo con polaridad opuesta y dirigidas hacia la nube que proporcionan la intensificación de los campos eléctricos atmosféricos y la ionización de canales de mínima resistencia eléctrica por los que se encausa la descarga inicial u otras posteriores que forman parte del mismo rayo

Las descargas disponen de unas intensidades máximas de corriente que rondan las pocas decenas de kiloamperios y bajan una carga negativa del orden de pocos culombios, aunque excepcionalmente pueden superar los cien culombios y varios cientos de kiloamperios.

Por tanto, inicialmente podemos concluir que, desde el punto de vista de la actividad humana, las descargas eléctricas simples que componen los rayos, al proporcionar un gran trasvase energético, pueden tener consecuencias peligrosas y su incidencia podría afectar gravemente a la seguridad e integridad de las infraestructuras y, por descontado, también pueden afectar a los seres humanos poniendo en peligro su vida.

2. SISTEMAS DE DETECCIÓN Y LOCALIZACIÓN DE DESCARGAS ELÉCTRICAS ATMOSFÉRICAS

Las súbitas corrientes eléctricas establecidas entre el suelo y la atmósfera pueden alcanzar intensidades elevadas y generar potentes pulsos electromagnéticos cuyo diagrama de radiación presenta un máximo de emisión energética en las bandas de radiofrecuencia del espectro, principalmente en las bandas de radiodifusión como ELF, LF y VLF. ("extremely low frequency", "low frequency" y "very low frequency", respectivamente)

Antiguamente las emisiones analógicas de radio venían contaminadas por chisporroteos sonoros que se atribuían a los llamados "parásitos atmosféricos" o al "ruido atmosférico" en esas bandas de radiodifusión. Hoy en día, es precisamente ese denostado ruido la principal fuente de datos para los sistemas de radiodetección dedicados al seguimiento de tormentas eléctricas y constituye el objeto de su análisis para el conocimiento de la descarga atmosférica que lo generó y la deducción de las características de la tormenta en que se produjo.

Durante todo el siglo XX para la detección y localización de las fuentes de radiofrecuencia se introdujeron, con auxilio de la trigonometría, primero los cohesores y después los radiogoniómetros. En el último decenio del siglo pasado se inició el uso de las antenas de recepción de la señal de tiempo procedente del sistema GPS ("Global Position System") Este fue el origen de una nueva tecnología en la localización del fenómeno: la tecnología temporal.

La tecnología para la localización de descargas eléctricas es, por tanto, relativamente antigua (incluso mayor que la de los radares) puesto que la metodología de la triangulación ha sido utilizada desde los primeros tiempos de la navegación aérea y también se ha aplicado a la navegación marítima. Sin embargo, el tratamiento simultáneo de la información procedente de varias antenas situadas en muy distantes ubicaciones, no ha sido posible sino hasta el último cuarto del siglo XX. Esto se ha conseguido a través de la concentración de los registros de las señales en sistemas de cálculo y comunicación fiables que facilitan su tratamiento.

El constante incremento en la rapidez de los procesadores ha permitido evaluar mediante algoritmos cada vez más complejos la situación de decenas e incluso centenas de descargas simultáneamente, averiguando además sus principales características con tal inmediatez que podría llegarnos el trueno procedente de alguna descarga real incluso después de que su ubicación se presente en monitor.

La metodología más utilizada en la actualidad para la localización de las descargas se basa en la medida del instante de llegada del pulso electromagnético a diferentes estaciones de detección de una red. Cuanto mayor sea el número de estaciones que nos informan de la misma señal y más precisa sea esa medida mejor será la localización geográfica del pulso que la generó. Durante el primer decenio del siglo XXI se han realizado valoraciones estadísticas contrastadas de la precisión de algunas redes, reduciéndose los errores de localización de los eventos por debajo de los 500 metros (Schulz *et al.*, 2012).

La precisión en la determinación del tiempo de llegada de las señales registradas en las estaciones de radiodetección es del orden de la décima de microsegundo tras la corrección de los retrasos temporales producidos por la diferente naturaleza conductiva de los suelos sobre los que se propaga la señal hasta alcanzar al receptor o antena. Esta precisión temporal abre la posibilidad de apreciar la posición de las descargas eléctricas con una exactitud comprendida entre unas decenas y poco más de la centena de metros en los próximos años. Este hecho representa una notable mejora frente a la precisión de kilómetros que se conseguía con las técnicas y algoritmos basados en la radiogoniometría de los años ochenta y principios de los noventa del siglo XX. De modo que se ha ganado en las últimas décadas un orden de magnitud en la precisión de la localización, lo que nos ha proporcionado un primer método de seguimiento continuo del fenómeno que avanza desde la observación en la mesoescala meteorológica a situarse ya en la microescala, lo que posibilita múltiples aplicaciones para la protección de las infraestructuras y los bienes naturales y culturales.

El estado actual de la tecnología de radiodetección de las redes terrestres permite identificar con claridad la posición de cada una de las descargas que llegan al suelo y constituyen los rayos, asignándoles un instante y un lugar de impacto. El análisis de estas descargas nos proporciona además otros parámetros, entre los que se incluye la intensidad máxima de la descarga que originó la señal inicialmente. También, es posible determinar la polaridad de esta señal, lo que facilita el conocimiento de la tipología y naturaleza de la descarga.

Junto a la precisión media en la localización, una de las magnitudes que mejor caracteriza la calidad de una red de estaciones de radiodetección es su eficiencia real. Esta nos proporciona el porcentaje de descargas que se han detectado respecto al total de las que se han producido. Se dispone de algoritmos para estimar su valor de modo cómodo y, para su verificación, se realizan campañas de observación experimental con sistemas de medida y registro alternativos (combinación de registros de vídeo con medidas del campo eléctrico de alta resolución y velocidad) en pequeñas regiones o comarcas escogidas, cuyos datos se toman como referencia de la red cuya calidad se está evaluando (Schulz *et al.*, 2012). Estos datos de eficiencia resultan ser típicamente superiores al 90% para rayos o primeras descargas de los mismos y se encuentran por encima del 80% para las demás descargas simples.

En muchos países también se realizan medidas en torres instrumentadas desde las que se registran en directo las variables que caracterizan a las descargas que las alcanzan. Las mediciones obtenidas directamente por el instrumental de estas torres son contrastadas por las evaluaciones proporcionadas por las redes de radiodetección operacionales, obteniéndose así valoraciones altamente concordantes entre la estimación remota de la intensidad máxima de las descargas y la observada directamente en las torres.

Hay redes cuya tecnología de localización se basa en la interferometría de las emisiones VHF procedentes de los rayos. El alcance de la exploración de estos sistemas de observación se reduce prácticamente al interior del polígono formado por las estaciones de la red y a pocas decenas de kilómetros alrededor. Sin embargo, el alcance de las redes de radiodetección en radiofrecuencia (LF/VLF) es mucho mayor, al mantenerse las características de calidad (precisión y eficiencia) a una zona de vigilancia algunos cientos de kilómetros hacia el exterior de la poligonal de la red. La reflexión ionosférica de los pulsos electromagnéticos permite su propagación a grandes distancias, lo que ha inducido a algunos propietarios a hablar exageradamente de cobertura global a pesar de caer drásticamente los parámetros de calidad de las mismas con el alejamiento a la red.

Se están empezando a incorporar sistemas de exploración con base en satélites (Pérez, 2011) Los primeros experimentos de esta clase contaron con instrumental alojado en los satélites Microlab y los del TRRM ("Tropical Rainfall Rate Mission"), ambos de órbita polar (situados entorno a unos 1000 kilómetros sobre la superficie terrestre). Los sensores de medida se basan ahora en la sensibilidad a los destellos lumínicos producidos por las descargas eléctricas. Por tanto, trabajan en la banda visible del espectro en contraste con los sistemas con base en tierra. Los resultados fueron espectaculares en cuanto a la cobertura global de estos primeros sistemas, aunque esta no fuera total en la superficie explorada ni continua a lo largo del tiempo.

La experiencia a bordo de los satélites polares se ha trasladado a los satélites geoestacionarios, que orbitan a una distancia de unos 30.000 kilómetros de la superficie terrestre. La última generación de GOES ya dispone del instrumento adecuado y la próxima de Meteosat ("Meteosat Third Generation", MTG) tendrá también otro similar que permitirá una resolución espacial de 10 kilómetros y otra temporal del orden del milisegundo, lo que supondrá un seguimiento continuo del fenómeno a lo largo del tiempo.

Además de la amplísima cobertura, otro punto fuerte de la observación de descargas eléctricas desde el espacio se encuentra en la homogeneidad del método y del instrumento de exploración. Esto garantiza unas condiciones en la observación instrumentalmente homogénea y, por tanto, razonablemente semejantes para todo el ámbito de exploración. No obstante, la mejor precisión y eficiencia sigue correspondiendo a las redes con base en tierra, con respecto a las cuales habrán de validarse necesariamente las observaciones de descargas desde el espacio.

3. EL IMPACTO EN PÉRDIDA DE VIDAS HUMANAS

Recientes estudios demográficos acerca del riesgo de incidencia de rayos sobre las personas (Holle, 2012) han detallado pormenorizadamente las características de

los daños que se sufren y las condiciones en que estos se producen. Sintéticamente, la práctica totalidad de las víctimas se dan en el exterior de las viviendas o en lugares abiertos. Uno de los resultados más relevantes es que la incidencia de fulminados (muertos por rayo) es comparativamente mucho menor en las sociedades más urbanas y desarrolladas frente a las más atrasadas y de economía más primitiva o rural donde las víctimas pueden superar en varios órdenes de magnitud a las primeras.

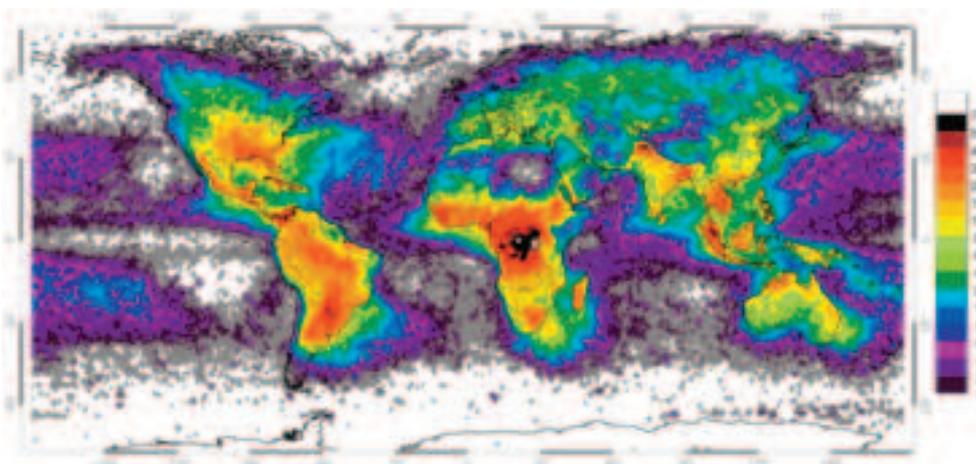


Figura 3. Distribución anual promedio de rayos/km². Imagen de la combinación de datos de las misiones TRRM y Microlab. Los datos son del periodo abril 1995 – febrero 2003. Fuente: "Global Hydrology and Climate Center" (GHCC) de la NASA, Huntsville, Alabama.

Se considera como riesgo admisible (IEC® standards, 2009) a efectos de protección de la integridad humana un nivel de afección de 0,1 víctimas por millón de habitantes. La incidencia, aunque obviamente dependiente de la frecuencia del fenómeno meteorológico que ocasiona tales consecuencias, está, sin embargo, más relacionada con el grado de desarrollo de las sociedades y sus economías. Al inspeccionar la tabla 1 adjunta, podemos comprobar que el nivel de riesgo más bajo se da en aquellas zonas habitadas del planeta donde la incidencia del fenómeno es muy baja (en las regiones más frías) y su nivel de desarrollo es alto.

La reducción del número de víctimas de las descargas eléctricas acaecida en la sociedad española desde los años 40 del siglo XX hasta la actualidad es perfectamente imputable, abundando en la tesis anterior, a la evolución sociológica y económica del país. La incidencia ha ido descendiendo progresivamente desde 2,5 fulminados por rayo por cada millón de habitantes en los años 40 del siglo XX hasta los 0,6 en la década de los años 70, estabilizándose posteriormente en valores aún inferiores (Pérez, 2005) según las tasas de defunciones constatadas por el Instituto Nacional de Estadística que se presentan en la figura 4.

| País (Región) | Promedio |
|----------------------|-----------------|
| China (Hong Kong) | 0,04 |
| Lituania | 0,1 |
| Canadá | 0,1 |
| Grecia | 0,2 |
| EEUU | 0,2 |
| China (general) | 0,5 |
| Brasil (Sao Paulo) | 0,8 |
| Bangladesh | 0,9 |
| Vietnam (general) | 1,2 |
| Suráfrica (urbano) | 1,5 |
| Ceilán | 2,4 |
| India | 2,5 |
| Nepal | 2,7 |
| Malasia | 3,4 |
| Vietnam (rural) | 8,8 |
| Sudáfrica (rural) | 8,8 |
| China (rural) | 10,6 |
| Zimbawe | 14,2 |
| Yemen | 71,4 |
| Malawi | 84,0 |

Tabla 1. Número de fulminados por millón de habitantes durante la primera década del siglo XXI. Adaptada de Ronald L. Holle, 2012.

La reducción del número de víctimas de las descargas eléctricas acaecida en la sociedad española desde los años 40 del siglo XX hasta la actualidad es perfectamente imputable, abundando en la tesis anterior, a la evolución sociológica y económica del país. La incidencia ha ido descendiendo progresivamente desde 2,5 fulminados por rayo por cada millón de habitantes en los años 40 del siglo XX hasta los 0,6 en la década de los años 70, estabilizándose posteriormente en valores aún inferiores (Pérez, 2005) según las tasas de defunciones constatadas por el Instituto Nacional de Estadística que se presentan en la figura 4.

En Estados Unidos los tornados han desbancado a los rayos como segundo motivo de defunción por causas meteorológicas durante el último lustro. Algunos autores

(Holle, 2012) resaltan el papel de las campañas de sensibilización ciudadana desarrolladas en los últimos años por el servicio meteorológico de los Estados Unidos ("National Oceanic and Atmospheric Administration", NOAA) como un factor clave en el descenso del número de víctimas por rayo.

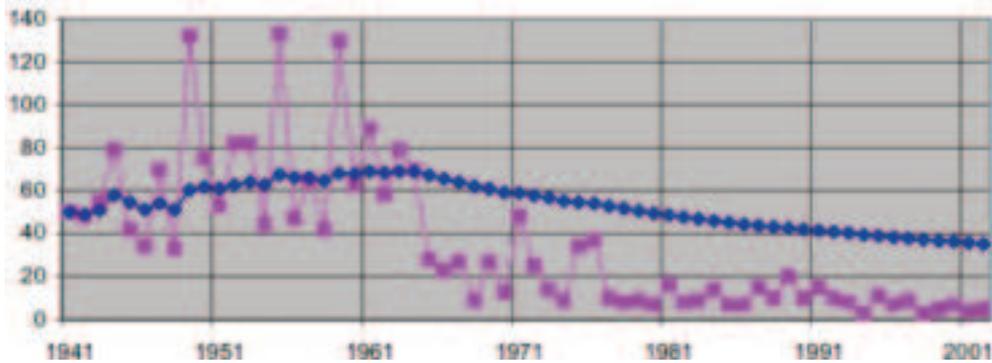


Figura 4. Evolución de la media móvil del número de muertos por impacto de rayo (rombos oscuros) y del número real anual de fulminados (cuadrados claros) en España (Pérez, 2005) para un total de 2186 fulminados desde 1941 hasta 2002.

La primera causa de muerte por motivos meteorológicos, si descartamos los eventos extremos de frío o calor (Goklany, 2009), continúan siendo las inundaciones de acuerdo con la actualización de las estadísticas de los últimos treinta años (NOAA, 2013). En general, en las sociedades avanzadas, con el impulso adquirido por el sector servicios y la constante innovación en medidas de protección, se han desplegado acciones divulgativas entre la población que han proporcionado una reducción progresiva del número de fulminados hasta llegar a los actuales niveles, que resultan admisibles incluso en algunas zonas urbanas de gran frecuencia tormentosa.

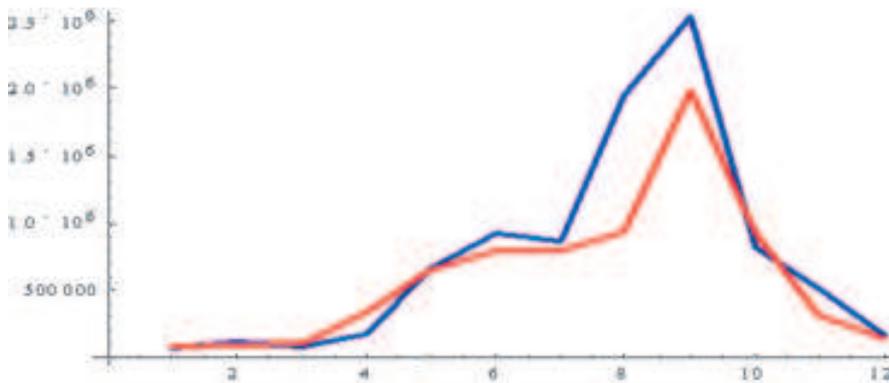


Figura 5: Comparación de los dos ciclos anuales del número total de descargas mensuales en todas las provincias peninsulares, islas Baleares y zonas marítimas aledañas en periodos de seis años consecutivos. En azul los años 2000-2005 y el rojo los años 2006-2011.

En España, la exposición a las descargas eléctricas es superior al 90% durante el semestre cálido del año, esto es, entre los meses de mayo y octubre (ambos inclusive), si consideramos la totalidad del área cubierta por las redes de radiodetección peninsulares. Este hecho cambia sustancialmente cuando el área de estudio se ciñe a una Comunidad o provincia de menor superficie, ya que de acuerdo con su propia climatología varía el régimen medio anual de tormentas, pudiendo incluso corresponderle una distribución con dos máximos anuales. A nivel de la totalidad peninsular observamos que hay un único extremo de actividad muy pronunciado en septiembre, justo al final del verano, aunque si prescindieramos de la actividad registrada en las zonas marítimas el máximo se situaría en el mes de agosto.

El riesgo para la vida es máximo en las actividades desarrolladas al aire libre, como los encuentros deportivos, el excursionismo, los trabajos de campo, etc. La exposición depende de la hora del día, ya que la actividad humana se ajusta a las pautas sociales. Obviamente, hay mayor riesgo de incidencia de descargas cuanto mayor sea el número de personas que se expongan durante los máximos de actividad del ciclo diario de actividad eléctrica, del mismo modo que el riesgo se incrementa con el régimen de actividad anual al ser más frecuentes las actividades de ocio en exteriores durante la época cálida del mismo que es cuando prevalecen las tormentas eléctricas. Por tanto, para determinar el riesgo en un lugar determinado es básico el conocimiento del régimen específico local de actividad eléctrica atmosférica media del mes o de la estación del año según se pretenda, así como el régimen diario medio, que nos indica cómo evoluciona por término medio la actividad a lo largo del día durante el período de interés. De este modo se podrá realizar la evaluación del riesgo en términos de probabilidad, ligándolo directamente al instante del día y la época del año, al tomar en consideración registros empíricos interanuales como los que se indican en la figura 6.

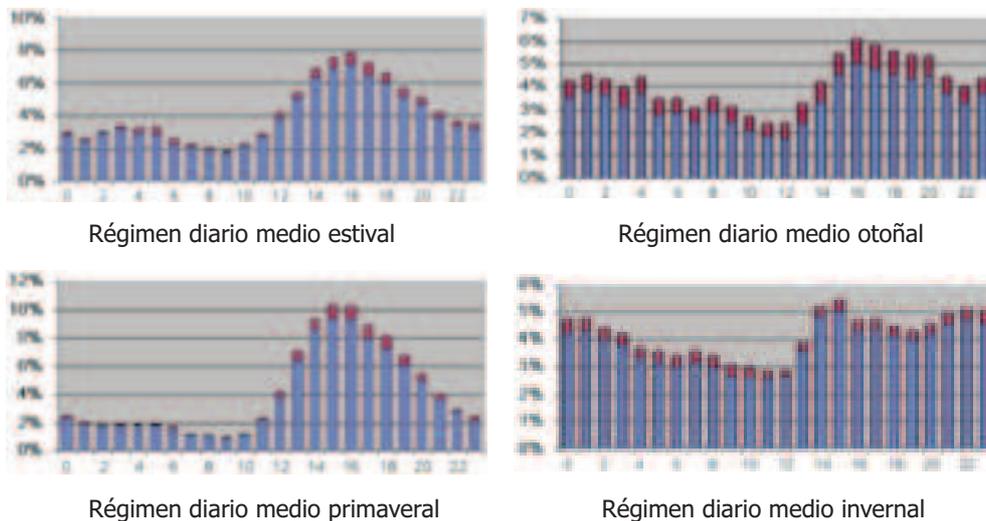


Figura 6. Regímenes diarios estacionales para la península ibérica en el trienio 2002 – 2004. Hora UTC. En un tono más oscuro y en la parte superior de los histogramas, las descargas de polaridad positiva frente a las negativas en gris claro justo debajo.

4. ÍNDICES CERÁUNICOS. DISTRIBUCIÓN ESPACIAL Y TEMPORAL

Para el estudio del riesgo empírico y su mejor descripción conviene hacer representaciones de las magnitudes en términos de distribuciones geográficas que destaquen las zonas geográficas según la incidencia del fenómeno. Habitualmente las magnitudes más utilizadas en la representación cartográfica suelen ser el número de días de tormenta o el número de descargas o rayos por unidad de área para periodos determinados de tiempo.

Sin embargo, disponemos de otras magnitudes que pueden ayudarnos a completar la visión del modo en que se da el fenómeno, o del grado de exposición en determinados lugares, o de la intensidad de la manifestación del mismo, de su duración o del momento de presentación del mismo. Todas ellas son denominadas magnitudes o índices ceráunicos y se utilizan para facilitarnos la comprensión del fenómeno y ayudarnos a explicar sus consecuencias. Además de los mencionados índices, entre los más habituales se encuentran los siguientes: la duración media del día de tormenta, el valor medio de descargas por hora durante el periodo diario de actividad, la hora del día en que se registra la máxima actividad del fenómeno, el máximo ritmo de descargas por hora, el número medio de horas de exposición al fenómeno durante un determinado periodo de tiempo, etc.

En cuanto a la cartografía, la modalidad tendente a caracterizar la actividad por unidades administrativas (por ejemplo, provincias) tiene el beneficio de facilitar las comparaciones que podrían servir de base para el dimensionamiento de los esfuerzos para combatir las consecuencias adversas del fenómeno tanto en el patrimonio socio-cultural e industrial (infraestructuras de protección) como el natural (protección contra incendios forestales o de la ganadería). En los mapas recogidos en las figuras 7 y 8 se puede apreciar mediante este modo de representación cuáles son las provincias donde hay mayor actividad eléctrica, bien sea expresada ésta en número medio de días de tormenta o mejor aún en número medio de horas con presencia de tormenta al año.

Al estar la cartografía administrativa directamente relacionada con la extensión de la provincia, esta exhibición de los índices ceráunicos, aunque proporciona una información sociológica de gran valor, puede inducir a error cuando hay una gran diferencia en las superficies de las áreas de referencia consideradas.

Es frecuente el manejo conjunto de indicadores distintos de la actividad según la magnitud representada. Por ejemplo, en las figuras 7 y 8, además de los tonos de gris relacionados con la escala de intensidad de la magnitud, se representa la ordenación provincial según la intensidad de la actividad por medio de un número. En este caso el ordenamiento es doble según que la provincia sea de Portugal o España. Podemos apreciar, bien por las indicaciones numéricas o la intensidad de las magnitudes representadas, cómo las provincias de Aragón y Cataluña registran un promedio cercano a los noventa días de tormenta eléctrica por año y su exposición media al fenómeno totaliza alrededor de unas quinientas horas de actividad eléctrica por año, lo que sin lugar a dudas repercute en su posicionamiento al frente de la clasificación provincial por riesgo si este solo dependiese de la actividad registrada.

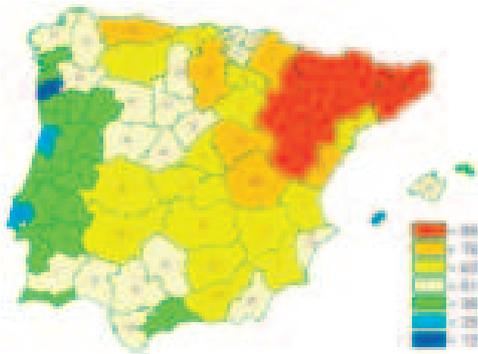


Figura 7. Número medio anual de días de tormenta en la provincia por año según escala y orden de afectación según país. Periodo 2000 – 2009.

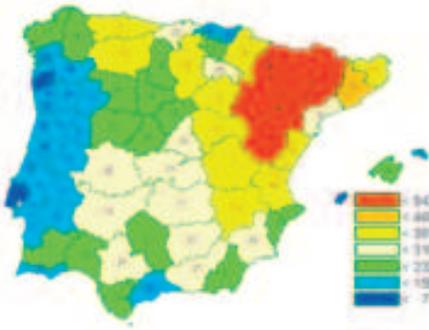


Figura 8. Número medio anual de horas de tormenta en la provincia por año según escala y orden de afectación por cada país. Periodo 2000 – 2009.

El análisis provincial de incidencia es también susceptible de presentación mucho más sintética por medio de tablas con los datos dispuestos en filas y columnas en las que podemos hacer consideraciones como la variación según el periodo del año tal como aparece en la muestra. Este es el caso de la tabla 2 adjunta que se centra en la descripción estadística del fenómeno en las provincias de Andalucía para el periodo 2000–2009. Esta clase de presentación es menos intuitiva, pero tan descriptiva como la cartográfica.

| Provincia | Número medio de días de tormenta | | | | | | | | | | Número medio de horas de tormenta | | | | | | | | | | | | | | |
|-----------|----------------------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|-----------------------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|----|----|----|----|----|
| | 2000 | 2001 | 2002 | 2003 | 2004 | 2005 | 2006 | 2007 | 2008 | 2009 | 2000 | 2001 | 2002 | 2003 | 2004 | 2005 | 2006 | 2007 | 2008 | 2009 | | | | | |
| Almería | 44 | 5 | 45 | 45 | 9 | 4,3 | 3,3 | 3,5 | 4,9 | 4,5 | 22 | 15 | 14 | 30 | 24 | 95 | 65 | 51 | 97 | 102 | 14 | 12 | 14 | 14 | 15 |
| Cádiz | 39 | 10 | 40 | 5 | 13 | 5,2 | 5,5 | 4,9 | 5,4 | 5,5 | 15 | 7 | 12 | 41 | 11 | 49 | 20 | 44 | 114 | 41 | 12 | 13 | 12 | 13 | 13 |
| Córdoba | 48 | 5 | 49 | 11 | 10 | 4,8 | 3,7 | 4,3 | 5,3 | 4,3 | 31 | 10 | 28 | 13 | 28 | 94 | 43 | 54 | 153 | 70 | 14 | 15 | 14 | 14 | 13 |
| Huelva | 51 | 7 | 49 | 10 | 10 | 4,8 | 3,8 | 4,2 | 5,2 | 4,4 | 24 | 5 | 24 | 28 | 25 | 44 | 14 | 43 | 73 | 74 | 14 | 13 | 14 | 14 | 15 |
| Málaga | 44 | 9 | 47 | 7 | 14 | 7,0 | 4,4 | 5,1 | 5,3 | 5,1 | 29 | 12 | 29 | 17 | 22 | 104 | 72 | 90 | 179 | 93 | 14 | 14 | 14 | 14 | 15 |
| Sevilla | 57 | 7 | 42 | 10 | 9 | 4,7 | 3,2 | 3,4 | 5,2 | 4,1 | 31 | 13 | 28 | 41 | 31 | 103 | 53 | 96 | 120 | 100 | 15 | 15 | 14 | 15 | 15 |
| Jaén | 54 | 9 | 45 | 6 | 10 | 4,5 | 4,4 | 3,8 | 5,2 | 3,8 | 18 | 10 | 13 | 37 | 15 | 70 | 40 | 73 | 140 | 85 | 12 | 10 | 12 | 12 | 14 |
| Balears | 46 | 8 | 46 | 8 | 13 | 5,3 | 5,1 | 5,2 | 5,7 | 5,2 | 22 | 8 | 22 | 36 | 20 | 76 | 37 | 71 | 146 | 73 | 14 | 14 | 14 | 13 | 13 |

Tabla 2. Índices cerámicos medios para el periodo 2000 – 2009 en la provincias andaluzas.

Para que una representación cartográfica del fenómeno sea independiente de la extensión de la provincia es necesario utilizar la conocida técnica de discretización uniforme de los territorios en celdillas idénticamente espaciadas. Las dimensiones de la celdilla proporcionan mayor o menor resolución o detalle a la descripción del fenómeno. Una referencia bastante habitual para series de datos de 10 años es utilizar una celdilla cuadrada de 10 x 10 kilómetros.

Un ejemplo de esta modalidad de representación cartográfica se acompaña en la figura 9 donde se recoge la evaluación del número medio de días de tormenta por año para un periodo interanual suficientemente largo. Según la anterior representación, el primer decenio del siglo XXI se ha caracterizado porque la

actividad tormentosa en la península Ibérica y mares próximos presenta un máximo en la mitad nordeste peninsular, esto es, por encima de la diagonal imaginaria trazada desde el noroeste hasta el sureste peninsular. Esta actividad se acentúa aún más en el cuadrante nordeste con dos núcleos de máxima actividad tormentosa: el Pirineo aragonés y las serranías limítrofes entre Teruel y Castellón, donde se registran del orden de unos treinta días de tormenta al año. Por otro lado, la actividad en las zonas marítimas es máxima en la cuenca mediterránea aunque en el golfo de Vizcaya también es muy intensa. Sin embargo, en las zonas marítimas atlánticas el fenómeno se manifiesta mucho más débilmente. Esta débil actividad es la tónica habitual en las zonas peninsulares del oeste y del suroeste incluyendo a Portugal.

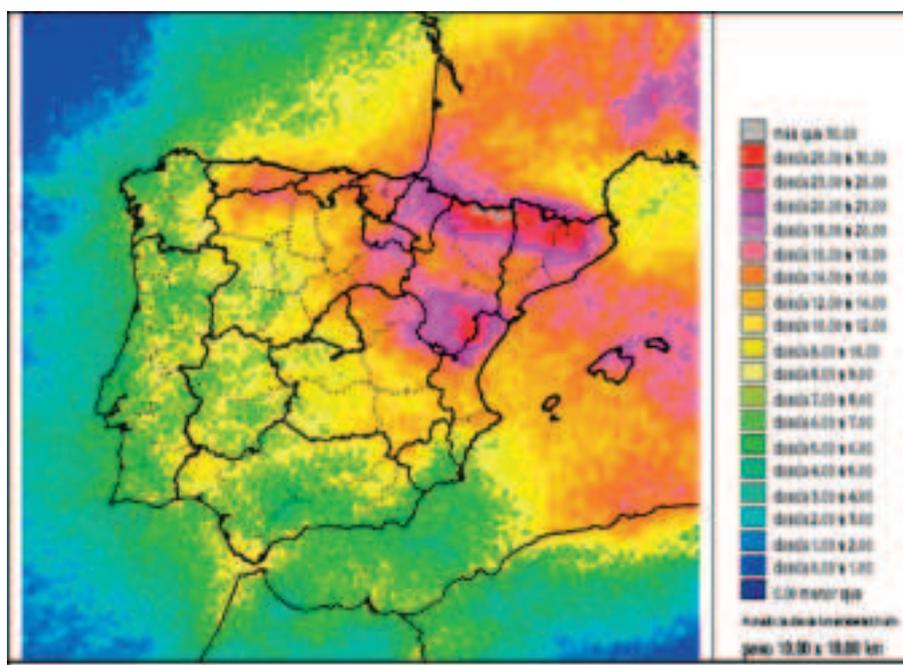


Figura 9. Número medio anual de días de tormenta registrados con la red de AEMET en el periodo 2000-2009 con una resolución de celda de 10 x 10 km.

Se podría detallar aún más la distribución geográfica del fenómeno adoptando valores más pequeños para el paso de celda, siempre y cuando la actividad sea patente con suficientes datos ya que si no fuese así introduciríamos demasiada variabilidad y/o ruido en la representación ocultándonos las características del fenómeno.

Más detallada aún que la estadística anual media, e imprescindible para el estudio de la evolución temporal de la actividad tormentosa y la descripción de los ciclos, es la estadística correspondiente a las estaciones del año promedio e incluso mejor la del comportamiento típico mensual (Pérez *et al.*, 2008) Ejemplo de la evolución estacional promedio, son los mapas de la figura 10 en los que se recoge el comportamiento típico del trimestre de invierno (enero, febrero y marzo), del

primaveral (abril, mayo y junio), del de verano (julio, agosto y septiembre) y del trimestre otoñal (octubre, noviembre y diciembre).

El ciclo de la evolución anual de la actividad convectiva ya se intuye con estas cuatro imágenes. El invierno es la estación en la que se registra el mínimo de actividad en el interior del mini-continente peninsular, la cual contrasta con una leve actividad en las zonas marítimas de la periferia. Durante la primavera asistimos al despertar de la convección y la inestabilidad en el interior peninsular mientras que la actividad marítima continúa siendo casi tan residual como en el invierno. En el verano, asistimos a la intensificación de la convección en la mitad nordeste peninsular y en las zonas marítimas próximas, sobre todo en el Mediterráneo. Y, por último, el otoño, en el que el almacenamiento de energía de los meses precedentes en las zonas marítimas del Mediterráneo y la llegada de los primeros sistemas frontales por el Oeste peninsular activan la convección en esas zonas marítimas del Este mientras que en el interior peninsular cae vertiginosamente la actividad convectiva.

Las estadísticas interanuales de cada estación son solo superadas en claridad por la representación mensual que facilita la obtención del grado de incidencia empírico mes a mes en cada lugar y permite diseñar posibles campañas de prevención dirigidas a los ciudadanos de cada territorio conforme a su propia realidad. De este modo, la tarea de seleccionar las zonas, estaciones del año, meses, y momentos del día de más alto riesgo se facilita por medio de esta cartografía detallada del fenómeno tanto espacial como temporalmente.

4.1 Homogeneidad y tendencia en las series de actividad eléctrica

La consideración de periodos de datos interanuales de diez años se toma habitualmente como punto de partida para poder extraer conclusiones estadísticas preliminares bastante aproximadas sobre la realidad tormentosa local de cualquier zona geográfica aunque desde la perspectiva de la estadística climática sería más conveniente la consideración de períodos del orden de once años que abarcan la duración de un ciclo completo de actividad solar.

Sin embargo, para que las estadísticas climatológicas sean consideradas como tales climatologías, ha de trabajarse con periodos de datos de una duración de tres décadas, lo que implica una mejor representatividad del observable frente a las variaciones de actividad solar al tomarse casi tres ciclos solares diferentes. En nuestro caso, no se han podido superar períodos de datos de homogeneidad probada superiores a los diez o doce años. Durante los veintidós años de registro de datos de la red de rayos de AEMET se ha producido una actualización instrumental que supuso la práctica sustitución de la tecnología angular de localización de los primeros años por la temporal (GPS) en los doce últimos sin haberse realizado mediciones durante un periodo de simultaneidad con ambas tecnologías para deducir las tendencias instrumentales que posibilitarían la necesaria prolongación de las series de datos y su homogeneización.

Se han realizado estudios (López *et al.*, 2012) de análisis de tendencia y homogeneidad en las series de datos de los últimos doce años, desde el año 2000 al 2011. Los resultados obtenidos avalan la homogeneidad para la totalidad de las

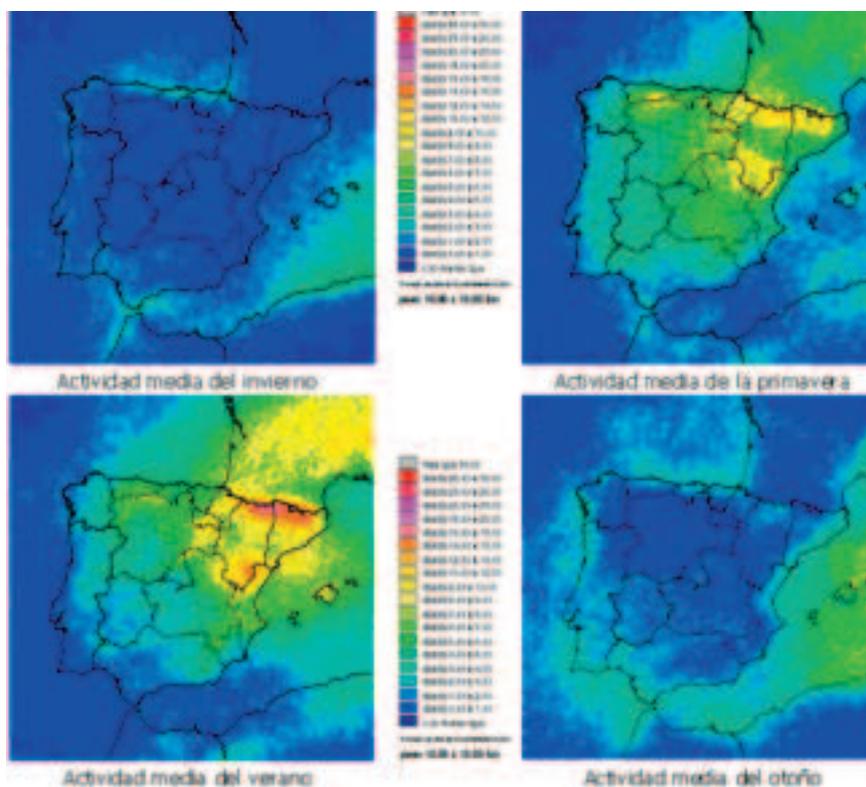


Figura 10. Número medio anual de días de tormenta según la estación del año registrados en la red de AEMET en el periodo 2000-2009 con una resolución de celda de 10 km x 10 km.

series de datos provinciales, lo que valida los resultados aquí presentados a través de la cartografía administrativa y de las tablas anteriormente consideradas al no encontrarse tendencias manifiestas en las series lo que puede interpretarse como un síntoma de la buena consistencia de este periodo de datos.

4.2 Caracterización de los elementos de las series

Un tratamiento aún no muy frecuente pero que aporta gran información, es la valoración de uno de los datos de la serie de una determinada magnitud cerámica referido al comportamiento de la serie en su conjunto. El objetivo ahora es clasificar el dato según los valores de probabilidad recorridos. Para ello utilizamos ahora seis categorías como las reflejadas en la escala de la figura 11 en lenguaje claro. De modo que la categoría 0 corresponde a las provincias "extremadamente poco tormentosas" o bien aquellas donde se registró actividad inferior a la mínima registrada en el periodo de referencia completo. La categoría 1 a las provincias donde se registró una actividad "muy poco tormentosa" o inferior al primer percentil pero superior a la mínima registrada en el período, y así sucesivamente hasta alcanzar la categoría 5 en

la que se superan los valores del percentil cuarto aunque sin alcanzar el valor máximo de actividad, cuya superación correspondería a la categoría 6.

Para una distribución más uniforme e independiente de las áreas a las que corresponden las series de datos conviene utilizar este análisis con las series obtenidas para los datos de cada celda, de modo semejante a como se trataron las provincias en el ejemplo de caracterización provincial. En el caso presentado en la figura 12, el resultado presenta la caracterización del año 2011 frente a las series del periodo 2000 – 2010 por lo que respecta a la frecuencia del número de tormentas registradas en todo el año.

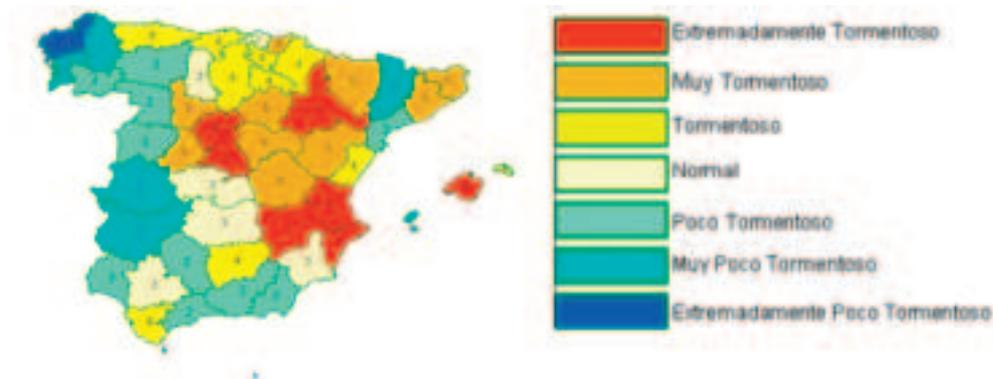


Figura 11. Representación del carácter del año 2009 frente al comportamiento del periodo 2000-2008 en lo que respecta a la magnitud del número de días de tormenta provincial.

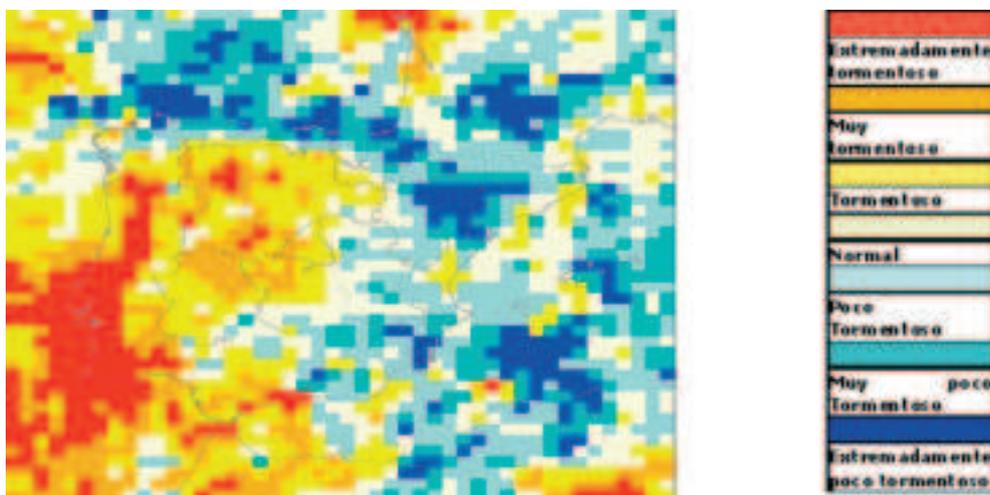


Figura 12. Caracterización anual del año 2011 frente al comportamiento del periodo 2000 – 2010. Celda de 20 km x 20 km.

Este último modo de trabajo presenta obviamente una visión rápida y sintética del comportamiento de la magnitud de estudio en toda el área de exploración, identificando la intensidad del fenómeno en un periodo dado en relación al modo en que se ha presentado estadística o climatológicamente, dependiendo de la longitud del periodo de referencia. De modo que analizando el mapa de la figura 12 concluiríamos que la mitad oeste peninsular se comportó en 2011 de un modo "muy tormentoso" o "extremadamente tormentoso", mientras que la mitad este tuvo un comportamiento "poco" o "muy poco tormentoso", si exceptuamos algunas pequeñas zonas que no siguen esa valoración global.

Si pretendiésemos identificar la estación o los meses del año que contribuyeron a obtener este resultado deberíamos manejar las series de celdas mensuales o estacionales, lo que nos facilitaría la evolución temporal de la caracterización a lo largo del año o de las estaciones, conduciéndonos a la identificación de las anomalías de uno u otro signo en cada región en particular.

5. CONCLUSIÓN

Como se ha podido apreciar en los párrafos precedentes la explotación de los datos registrados por las modernas redes de radiodetección permite evaluar el riesgo de impacto de descargas eléctricas naturales entre nube y tierra con una resolución espacial del orden de pocos kilómetros cuando se dispone de unas series de suficiente longitud que en el caso tratado son del orden de diez años. Para una evaluación más detallada es necesaria la obtención de los regímenes diarios medios de presencia del fenómeno, así como del régimen mensual medio para el conocimiento de la frecuencia del fenómeno a lo largo del día y del año. En este sentido, además es posible dimensionar las protecciones radioeléctricas para algunas instalaciones eléctricas o de comunicaciones u oleoductos y otras infraestructuras sensibles, si tomáramos en consideración la distribución local de las intensidades máximas de la corriente eléctrica medida por el sistema.

REFERENCIAS

- Atlas internacional de nubes. Vol. I: Manual de observación de nubes y otros meteoros. ISBN: 92-63-30407-6. Ginebra, (1993)
- Rakov, V. A. and Uman, M. A., (2003). *Lightning: Physics and Effects*. Cambridge University Press.
- Schulz, W., Vergeiner, C., Pichler, H., Diendorfer, G., Cummins, K., (2012). Location accuracy evaluation of the Austrian lightning locations systems ALDIS.. 22nd International Lightning Detection Conference. 4th International Lightning Meteorology Conference. Broomfield, Colorado, USA.
- Schulz, W. et al., (2012). Validation of the Austrian Lightning Location Systems ALDIS for negative flashes. *CIGRE C4 Colloquium on Power Quality and Lightning*. Sarajevo, Bosnia and Herzegovina.
- Pérez Puebla, F. (2011). Observación sistemática de las tormentas eléctricas desde satélite. *Boletín de la Asociación Meteorológica Española*, 31.

- Holle, R. L. (2012). Recent studies of lightning safety and demographics.. 22nd International Lightning Detection Conference and 4th International Lightning Meteorology Conference. Broomfield, Colorado, USA.
- Lightning protection handbook. Designing to the IEC 62305 Series of Lightning Protection Standards. ERICO. www.ericom.com. IEC® standards, (2009).
- Pérez Puebla, F. (2005). El valor de la información sobre electricidad atmosférica. La evolución de la red de rayos de España. *Ambienta*. Revista del Ministerio de Medio Ambiente.
- Goklany, I. M. (2009). Deaths and death rates from extreme weather events: 1900-2008. *Journal of American Physicians and Surgeons*, 14 (4).
- Natural Hazard Statistics. <http://www.nws.noaa.gov/om/hazstats.shtml> NOAA National Weather Service. USA, (2013).
- Pérez Puebla, F. y Zancajo Rodríguez, C. (2008). La frecuencia de las tormentas eléctricas en España. *Boletín de la Asociación Meteorológica Española*, 21.
- López Díaz, J. A., Pérez Puebla, F. y Zancajo Rodríguez, C. (2012). Tendencias y homogeneidad en las series de descargas eléctricas del periodo 2000–2011. *Boletín de la Asociación Meteorológica Española*, 38.

CAPÍTULO 13

LA NIEBLA Y SU IMPACTO EN LA SOCIEDAD

Joan CUXART

Universitat de les Illes Balears, Dpt. de Física, Mallorca (Illes Balears, España)
joan.cuxart@uib.es

RESUMEN

La niebla es un fenómeno meteorológico que reduce la visibilidad por debajo los 1000 m y representa un serio problema para todos los sectores del transporte, en particular para el tráfico rodado, donde causa un número importante de muertes cada año. El impacto sobre el transporte aéreo de un episodio de niebla es grande sobre las operaciones de despegue y aterrizaje y puede crear problemas de engelamiento en las alas de los aviones en invierno. La niebla marina densa, especialmente cerca de los puertos, constituye una causa de choques entre barcos. La niebla en presencia de contaminantes puede ocasionar problemas de salud en los seres vivos. Por todo ello, resulta indispensable un buen conocimiento de la niebla, tanto de los procesos que conducen a su formación como a su evolución espacio-temporal, así como de las situaciones meteorológicas que generan niebla en un determinado lugar. Este trabajo resume brevemente el conocimiento actual de la física de la niebla, su seguimiento y pronóstico y describe su impacto en la sociedad y el modo de intentar minimizarlo.

Palabras clave: física de la niebla, niebla de radiación, niebla de advección, tráfico rodado, retrasos en aeropuertos.

ABSTRACT

Fog is a meteorological phenomenon that reduces visibility below 1000 m and is a threat to all transportation sectors, especially road traffic, where it causes a significant number of casualties yearly. Massive affectation in take-off and landing operations takes place when fog is installed on an airport, and can also create icing problems on wings in winter. Collisions between boats can occur in dense marine fog, especially near harbours. Fog combined with pollutants may produce effects on health of living beings. Therefore, a good knowledge of fog is needed, both on the causes of formation and time-space evolution, as on the weather situations conducting to fog in specific target locations. This work briefly summarizes the current knowledge on fog physics, its monitoring and forecasting, and addresses the

impact on societal issues and the strategies to minimize it.

Key words: fog physics, radiation fog, advection fog, road traffic, airport delays.

1. INTRODUCCIÓN

La niebla es la presencia de gotitas de agua microscópicas que reducen la visibilidad en la superficie por debajo de 1000 m. Para visibilidades mayores, el fenómeno se denomina neblina. La separación es de carácter arbitrario aunque ampliamente aceptada y usada por los Servicios Meteorológicos Nacionales, y es equivalente a la existencia de contenidos de agua líquida del orden de 0,1 g por metro cúbico (Duynkerke, 1991). Diremos que una niebla es densa cuando la visibilidad se reduce a menos de 200 metros, una situación en que los riesgos asociados son altos, especialmente en el tráfico rodado y marítimo, así como en las operaciones de aterrizaje y despegue en los aeropuertos.

La investigación en el conocimiento de la niebla y el desarrollo sobre su correcto seguimiento y pronóstico han sido intensos en los últimos decenios. Un buen resumen lo publicaron Gultepe *et al.* (2007) y el informe de la Acción Europea COST 722 sobre el pronóstico a corto plazo (Jacobs *et al.*, 2008) es un compendio ilustrativo sobre los esfuerzos actuales en investigación y desarrollo sobre la niebla. En un número especial sobre niebla publicado recientemente (Gultepe *et al.*, 2012) se actualizan las referencias de los últimos años. Se remite al lector a estos trabajos para acceder a un extenso listado de bibliografía sobre el tema.

Una capa de niebla se forma bien cuando una masa de aire se enfría y el vapor que contiene se convierte en saturante o bien cuando se añade al aire vapor por evaporación hasta llegar a la saturación. Estos procesos son función de un cierto número de parámetros, como la cantidad y la composición de aerosoles en el aire, o de los mecanismos que causan el enfriamiento o la evaporación. La evolución de la niebla depende asimismo de las características del área donde tiene lugar, pudiendo ser un fenómeno muy local o cubrir extensiones de miles de kilómetros cuadrados, durar menos de una hora o permanecer durante varios días.

Las áreas más favorables a la aparición de nieblas son las depresiones topográficas en el fondo de los valles, donde el aire en calma se enfría radiativamente durante las noches despejadas, así como en las zonas costeras sobre las cuales se advecta aire más cálido y húmedo y cuyo contacto con el terreno más frío puede ocasionar la condensación del agua. Otras zonas son las pendientes de las montañas en las que el aire se condensa al ser forzado a ascender, o superficies húmedas templadas que se evaporan en el aire más frío sobre ellas, como en el caso de las nieblas de río.

Los zonas costeras y los valles suelen estar densamente poblados, con numerosas infraestructuras que pueden verse afectadas por la niebla, como puertos, aeropuertos y carreteras. En las zonas llanas interiores las nieblas por radiación pueden ser muy persistentes, y en la costa las de advección pueden durar tanto tiempo como continúe la advección. Tienen un gran impacto económico y, en el caso del tráfico rodado, causan accidentes mortales con frecuencia.

Aunque los mecanismos básicos que rigen la niebla se conocen con buena aproximación, su pronóstico preciso es todavía un reto. Falsas alarmas y anuncios fallidos ocurren más veces de las deseables, a pesar de la teórica alta predictibilidad del fenómeno. Los errores suelen estar relacionados con pequeñas diferencias entre los valores observados y predichos del viento, la temperatura y la humedad cerca de la superficie, o con la falta de información sobre la composición de los aerosoles en el aire. El seguimiento para la predicción a muy corto plazo está mejorando debido al aumento de sensores de visibilidad en áreas de impacto, así como al desarrollo de diagnósticos adecuados a partir de imágenes de satélite.

La mejora del pronóstico de la niebla deberá basarse en su buen conocimiento climatológico, la detección precoz de un evento mediante cámaras o sensores de visibilidad, el uso de imágenes de satélite de alta resolución a alta frecuencia en tiempo real y de herramientas numéricas adaptadas a las características de las áreas de interés que se ejecuten de modo casi continuo. Ello deberá permitir avisar con cierta anticipación a la población y a los operadores públicos y privados afectados por el fenómeno.

2. MECANISMOS FÍSICOS BÁSICOS

La condensación del vapor de agua en el aire se rige por la ecuación de Clausius-Clapeyron adaptada a los rangos de valores usuales en la atmósfera, y normalmente se usa una aproximación empírica que expresa la presión de vapor saturante del aire como una función creciente de forma exponencial con la temperatura.

En consecuencia, para una determinada masa de aire con un contenido fijado de vapor de agua, un enfriamiento significará que su presión de vapor saturante disminuye y que el contenido de vapor puede llegar a ser saturante si el enfriamiento continúa. Alternativamente, si la temperatura permanece constante y se introduce más vapor en el aire, por ejemplo por evaporación de una superficie húmeda, dicho aumento puede conducir a la saturación.

Estos dos procesos son los mecanismos básicos subyacentes para la formación de niebla, siendo el enfriamiento del aire el más frecuente. Son cuatro los métodos de enfriamiento del aire: i) por enfriamiento radiativo, normalmente de noche; ii) por contacto con un cuerpo más frío, como un suelo frío o una superficie nevada; iii) por mezcla con una masa de aire más fría; y iv) por expansión adiabática cuando la masa de aire se eleva.

La condensación del agua cerca del suelo puede ocurrir por contacto directo con elementos de la superficie más fríos, generando rocío o escarcha sobre ellos, o en el interior de la masa de aire, formando niebla. Los elementos superficiales pueden mantener temperaturas distintas del aire debido a la baja conductividad térmica de éste, alcanzando cada elemento su propia temperatura radiativa de equilibrio térmico, y el aire en contacto con ellos puede saturarse antes y condensar, eliminando vapor del aire que ya no estará disponible para la formación de niebla.

Para formar las gotitas de agua microscópicas, es necesario tener una partícula sobre la cual puedan depositarse las moléculas de agua, de otro modo las sobresaturaciones necesarias serían muy grandes, y no se observan en la atmósfera. Los núcleos de condensación son cuerpos de radio mayor sobre los

cuales disminuye la tensión superficial, separan las moléculas entre sí disminuyendo la repulsión eléctrica y, si son higroscópicos, permiten la disolución del agua en su interior. Los núcleos de condensación son abundantes sobre tierra y mar y permiten la condensación en el aire para humedades de alrededor del 100%.

Los núcleos de condensación higroscópicos atraen hacia ellos la humedad del aire, aumentando de volumen y disminuyendo la visibilidad, creando gotitas y formando neblina, la fase inicial de la formación de niebla. A medida que la temperatura decrece, las gotitas seguirán emitiendo radiación y enfriándose más deprisa que el aire y generarán más condensación sobre ellas, en un proceso similar a la formación de rocío sobre los elementos de la superficie (Bott *et al.*, 1990). Es claro que la composición de los núcleos de condensación será clave para la formación de la niebla y, si no hay suficientes o no son higroscópicos, la niebla no se formará.

Para pasar de neblina a niebla, debe crearse más agua líquida y como la cantidad de vapor que contiene una masa de aire disminuye si la temperatura decrece, habrá menos vapor condensable en un aire inicialmente frío que en uno templado. Por ello, la niebla se favorece más en masas de aire templadas que puedan enfriarse considerablemente y generar suficiente condensación, como en el caso de enfriamientos nocturnos intensos a partir de aire diurno templado.

3. TIPOS DE NIEBLA Y MECANISMOS DE FORMACIÓN

Hay cuatro tipos principales de niebla según su formación, es decir según el proceso que conduce a la masa de aire a la saturación: de radiación, de advección, de evaporación y mezcla, y por expansión adiabática en ascensos a lo largo de pendientes. Normalmente uno de estos tipos es el predominante en una determinada localización donde la niebla es frecuente, y cada tipo presenta su particular evolución espacio-temporal.

Niebla de radiación

En noches con vientos flojos y cielos despejados, el balance de energía en superficie está dominado por el fuerte enfriamiento radiativo de la superficie y el aire en contacto con ella. Los otros términos del balance intentan compensar esta pérdida de calor, como son el flujo de calor del suelo, los flujos turbulentos de calor sensible y latente o las advecciones térmicas de pequeña escala debidas a heterogeneidades superficiales. Habitualmente, la suma de estos términos no consigue compensar el enfriamiento radiativo y la superficie y el aire sobre ella sufren un enfriamiento neto (Duynderke, 1991; Zhou and Ferrier, 2008).

Este enfriamiento genera una inversión térmica cerca del suelo. Si el viento no es muy débil, el aire se mezcla hacia arriba y la inversión crece en altura con el tiempo, permitiendo la renovación del aire en contacto con el suelo. Por el contrario, con vientos muy flojos, esta renovación apenas se produce, las inversiones son mucho más someras y fuertes, y el aire puede enfriarse considerablemente cerca de la superficie, favoreciendo que se llegue al punto de saturación.

Esta situación tiene lugar habitualmente en condiciones anticiclónicas con gradiente de presión muy débil, en zonas localmente llanas, ya que de lo contrario el aire fluiría pendiente abajo. Se da típicamente en zonas de interior, en cuencas pequeñas

y grandes y en el seno de valles de ríos, entre mediados de otoño y el principio de la primavera en latitudes medias, cuando las noches son relativamente largas y las temperaturas pueden ser suficientemente bajas al final de la noche (figura 1).

La condensación se inicia en las cercanías del suelo y la niebla puede tener unos pocos metros de espesor, permitiendo a la radiación solar por la mañana calentar el suelo y disiparla rápidamente. En el caso de que la cantidad de agua condensada sea grande, la niebla es densa y actúa como un cuerpo independiente termodinámicamente, con su cima emitiendo radiativamente hacia arriba y enfriándose a su propio ritmo y generando mezcla hacia abajo por convección, manteniendo su interior bien mezclado y con una fuerte inversión en su tope superior.

En cuencas y valles, la interacción con los flujos catabáticos que fluyen sobre la niebla pueden incrementar la mezcla a través de la inversión y hacerla crecer en la vertical (Cuxart and Jiménez, 2012). Estas nieblas densas son difíciles de disipar y pueden durar varios días, ya que la radiación solar apenas puede penetrar unos pocos metros, excepto cerca del mediodía cuando puede despejar brevemente junto al suelo (figuras 2c y 2d).

Niebla de advección

Quando aire cálido y húmedo se desplaza sobre una superficie más fría, el aire en contacto con ésta se enfría y puede llegar a condensar. En este caso un viento persistente y de dirección bien definida es una condición necesaria para que el evento se mantenga. Estos casos no están directamente relacionados con el ciclo diario de temperatura, excepto para el caso particular de una advección marina matutina sobre la costa enfriada durante la noche precedente. Pueden aparecer en cualquier momento del día si se dan las condiciones apropiadas y durar tanto como dichas condiciones persistan (Zhang *et al.*, 2009).

El viento actúa como un agente de mezcla, generando turbulencia por cizalladura y posibilitando el intercambio de calor entre la superficie y el aire advechado, permitiendo a la capa niebla ganar espesor a medida que avanza. Frecuentemente, una advección cálida no muy húmeda también genera niebla de advección siempre que la superficie sobre la que avanza aporte humedad suficiente, sea de agua o debido a un suelo húmedo. No obstante, si el viento es moderado o fuerte, la mezcla turbulenta ventilará con gran eficiencia la humedad hacia arriba y no permitirá la formación de niebla. Las nieblas de advección son normalmente más espesas, extensas y homogéneas que las de radiación, ya que éstas necesitan unas determinadas condiciones locales para su formación.

Nieblas de evaporación y mezcla

Quando una superficie de agua o un área de tierra cubierta de agua se halla bajo un aire más frío, la evaporación hacia éste es muy intensa, ya que se produce según la temperatura del cuerpo evaporante, introduciendo vapor en el aire incluso si éste ya se encuentra saturado. El vapor que entra en el aire saturado se condensa inmediatamente, generando lo que habitualmente se conoce como niebla de evaporación, y es habitual sobre ríos y lagos en las estaciones frías (figuras 1d y 1e). La acumulación de aire frío en el fondo de los valles por drenaje catabático favorece

este fenómeno. La presencia de una inversión térmica en el área es necesaria para evitar la dispersión hacia arriba por convección sobre la superficie húmeda cálida. Este fenómeno también ocurre sobre espacios de agua entre hielo marino. Un efecto similar se produce cuando aire muy frío sopla sobre una superficie cálida, como en el caso de viento polar sobre las aguas adyacentes.

La niebla puede formarse por debajo de las nubes en un área donde se esté produciendo precipitación. A medida que las gotas de lluvia atraviesan una capa de aire más frío que ellas y no saturado, se produce evaporación, que a su vez enfriará todavía más la capa, pudiendo llegar a la saturación. Esto ocurre a menudo cuando pasan frentes cálidos, cuya precipitación atraviesa el aire más frío debajo de ellos, y se le denomina niebla pre-frontal.

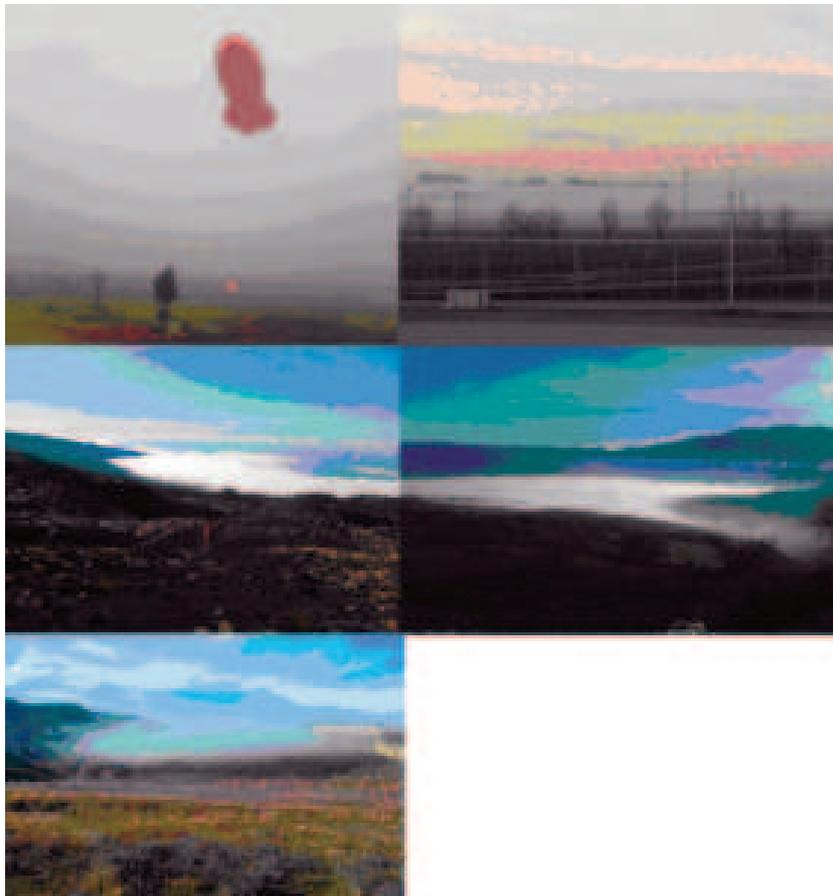


Figura 1. (a) Arriba izq.: Midiendo la niebla de radiación en Raimat (Valle del Ebro, febrero 2011); (b) arriba dcha.: niebla en bancos en el aeropuerto de Munich (abril 2011); (c) centro izq.: niebla de pendiente al norte de Tenerife (agosto 2011); (d) centro dcha.: niebla de radiación y evaporación contenida en la Cuenca de Trepmp (Pre-Pirineos, diciembre 2012); (e) abajo: niebla de valle levantándose en el valle de la Noguera Ribagorzana (Pre-Pirineos, diciembre de 2012). Fotos del autor.

Un caso especial de niebla generada por mezcla desde arriba se da con advección marina cálida sobre una capa de aire frío, como en el caso de un frente cálido sobre aire frío anticiclónico continental en invierno. En la interfase se generan remolinos de Kelvin-Helmholtz por cizalladura de viento, que transportan aire húmedo y cálido dentro de la capa fría inferior, donde condensa formando una nube que se puede propagar hasta la superficie. Estas nieblas son de formación rápida y posibles siempre que haya una inversión a pocos hectómetros sobre tierra con aire húmedo y cálido soplando sobre ella, especialmente a primeras horas de la mañana.

Niebla sobre pendientes por expansión adiabática

Se trata de un proceso idéntico al de formación de nubes por ascenso y expansión adiabática, que causa enfriamiento y condensación, solamente que en este caso se produce en contacto con las laderas de una montaña (figura 1c).

4. NIEBLAS EN EL INTERIOR, LA ZONA COSTERA Y EL MAR

Debido a que el objetivo fundamental de nuestro trabajo radica en el impacto de la niebla sobre la sociedad, debemos describir sus peculiaridades en las áreas donde tiene mayor influencia, es decir, sobre tierra, sobre todo en valles, donde el tráfico rodado y aéreo sufren graves afectaciones, en áreas costeras, donde hay que añadir el impacto en la actividad portuaria, y en el mar, por su efecto sobre el tráfico marítimo.

Llanuras, cuencas y valles

Sobre tierra pueden ocurrir todos los tipos de nieblas que se han descrito, con frecuencia combinando diversos mecanismos de formación. Un punto crítico es la disponibilidad de agua en la superficie que puede ser determinante tanto para la formación de la niebla como para su duración y desarrollo vertical. Si hay agua en la superficie en la parte superior del suelo, la saturación del aire cerca de éste es más fácil de alcanzar y la mezcla turbulenta extenderá la capa saturada hacia arriba. Si la saturación se alcanza a últimas horas de la noche, se generan nieblas muy poco espesas visibles a primeras horas del día, que serán destruidas por la radiación solar en poco tiempo.

Las masas de agua en tierra, como marismas, lagos o ríos, pueden actuar de forma contraria a las tierras que los circundan en lo que se refiere a la niebla. La niebla de evaporación puede formarse solo sobre las zonas húmedas cálidas en relación con las zonas circundantes, habitualmente a primera hora. Por otro lado, la generación de niebla de radiación puede interrumpirse localmente sobre las zonas húmedas, cuyo enfriamiento por radiación es mucho menor.

Sobre zonas llanas extensas, con accidentes topográficos de poca importancia, no hay otros límites a la extensión horizontal de la niebla que la del anticiclón que las propicia y la disponibilidad de agua en la superficie (Haeffelin *et al.*, 2010). Vientos débiles pueden adveccionar los bancos de niebla localmente, pero la llegada de vientos sinópticos bien definidos suele implicar la eliminación de la niebla. Por otro lado, para zonas bien delimitadas por cordilleras, como valles o cuencas mayores, la evolución de la capa de niebla está condicionada por la topografía (figuras 2a y 2b).

Los valles de montaña generan con frecuencia niebla debido a la disponibilidad de agua en superficie, que al evaporarse queda contenida en el valle, y también al hecho de que un valle enfría proporcionalmente más que un llano, ya que tiene mayor área a enfriar y además acumula el aire frío en el fondo del valle. Si el valle tiene una pendiente general, la niebla será advectada por los vientos de valle, río abajo de noche, río arriba de día.

Las cuencas grandes combinan características de las zonas llanas y de los valles. Suelen contener una zona llana extensa en su centro donde se forma niebla de radiación cuando se dan las condiciones para ello. Las montañas que las cierran contribuyen a la acumulación de aire frío mediante los vientos catabáticos. Cuando la niebla se ha formado, los catabáticos soplan por encima y pueden generar mezcla y crecimiento vertical, generando capas de extensión vertical considerable (Cuxart and Jiménez, 2012), o bien conducir a su disipación si la inversión sobre la niebla no es muy fuerte.

Es habitual que los anticiclones invernales generen nieblas persistentes que, para las cuencas bien delimitadas por la topografía, quedan limitadas en extensión por las pendientes, en las que se produce una pulsación diurna al erosionarse de día y restablecerse de noche (Gurka, 1978 y figura 2d). Estas nieblas suelen durar hasta que se produce un cambio de masa de aire.

La presencia de nieblas de advección en una región está relacionada con la entrada de aire cálido y húmedo, normalmente relacionado con una intrusión de aire marino en las estaciones frías, con viento bien definido que produce mezcla vertical y nieblas espesas, y que durará mientras la situación persista. A veces se combina la niebla formada localmente con la advección marina en el caso de valles bien definidos (Fitzjarrald and Lala, 1989). Se dan más detalles en el subapartado de nieblas costeras.

Las ciudades generan una isla de calor urbana bien definida, cuya intensidad es función de su tamaño y de cómo de compacta es su urbanización, con valores típicamente entre 3 y 7 grados más altos que su entorno rural. Obviamente, la formación de nieblas de radiación será más difícil sobre ellas, también debido al tipo de materiales que cubren su superficie. De todas maneras, si la urbanización es dispersa o hay fuentes importantes de agua (ríos o lagos) la niebla puede cubrir la ciudad si la temperatura es suficientemente baja. Las ciudades también pueden disipar localmente una niebla de advección si se encuentran a mayor temperatura que el aire incidente.

Mares y lagos grandes

Sobre el mar u otras grandes extensiones de agua, como lagos o ríos muy anchos y caudalosos, no se pueden formar nieblas de radiación, debido a la alta capacidad calorífica del agua y a que el agua enfriada cae a niveles inferiores, siendo sustituida continuamente por agua más caliente y menos densa, evitando la formación de una superficie fría en la interfase agua-aire.

El mecanismo principal en estos casos es la advección (Zhang *et al.*, 2009). A escala diurna, la temperatura del agua puede tomarse constante y, pese a que una advección continua pueda lentamente alterar el valor de la superficie del agua, ésta

será una capa muy delgada que perderá calor por conducción con el agua justo por debajo y se mantendrá normalmente a una temperatura inferior a la del aire incidente.

La niebla de advección es habitual cuando hay una entrada de aire de latitudes más bajas sobre mares más fríos, como en el avance de frentes cálidos, que van acompañados de neblina o niebla, según sean las características del aire que llega. Se crea una inversión superficial en contacto con el agua fría que puede contener niebla en su parte más baja, mientras que la parte superior de la inversión, sin niebla, separa la niebla superficial de los fenómenos de mezcla por cizalladura de viento en la cima de la inversión. Tanto la inversión como la capa de niebla aumentan de espesor a medida que la masa de aire se desplaza sobre el agua fría, pudiendo llegar a ocupar varios centenares de metros en la vertical.

También puede producirse advección cálida sobre el mar cuando sopla en verano aire cálido continental sobre un mar más frío, lo que se denomina niebla marina de verano (en contraposición a la niebla invernal costera y de tierra, cuando aire cálido entra sobre la tierra fría), y también cuando el aire pasa de una zona de mar cálido a una de mar frío, como en el caso de flujos que pasan primero sobre la corriente cálida del Golfo y luego sobre la fría del Labrador, un caso relativamente frecuente en verano.

Nieblas de mezcla pueden generarse en la interfase entre una masa fría sobre el agua y una masa cálida encima, creciendo hacia abajo hasta alcanzar la superficie del agua, especialmente en frentes cálidos en invierno, como se ha descrito anteriormente para las tierras interiores. Asimismo, como también se ha mencionado antes, pueden producirse nieblas de evaporación y mezcla en aguas polares bajo advecciones frías.

Zonas costeras

En la costa y las tierras adyacentes se dan fenómenos que combinan las características de las nieblas marinas y las de interior. Al tratarse de una zona de discontinuidad entre tierra y mar, frecuentemente las nieblas tienen lugar de forma súbita, en respuesta a cambios abruptos en las condiciones superficiales.

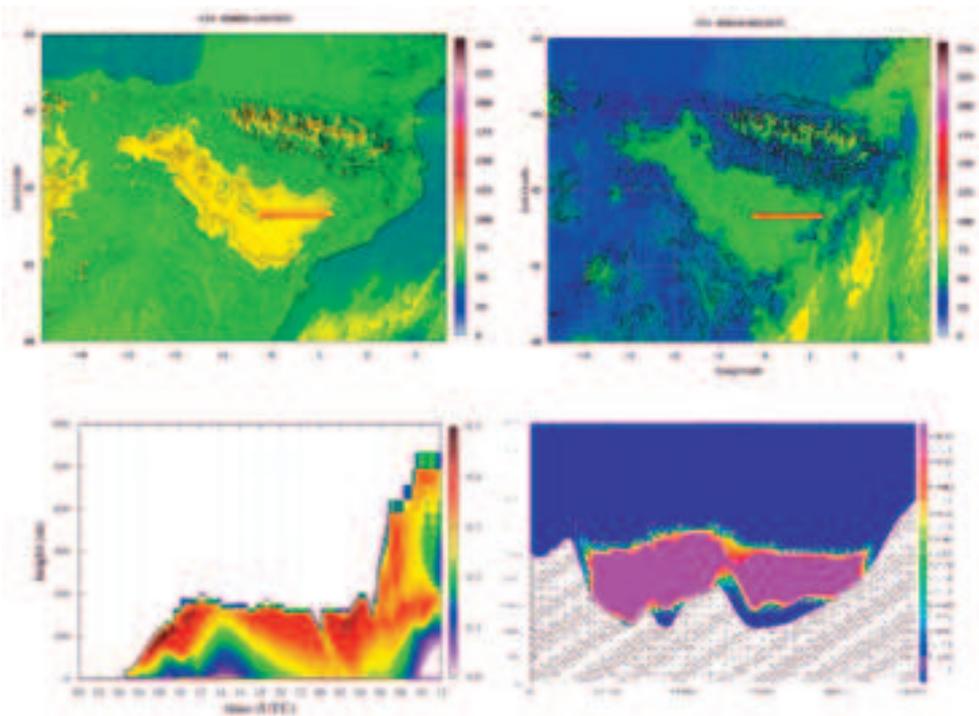
El principal mecanismo relacionado con las condiciones sinópticas es la advección de aire cálido y húmedo sobre la tierra más fría, normalmente en la estación fría. La niebla se crea en la línea de costa y se espesa al progresar tierra adentro, lo que puede tener lugar en decenas o incluso centenares de kilómetros, según las condiciones. Normalmente ascensos sobre tierra por convección turbulenta o forzada sobre el relieve perturbarán su avance e incluso pueden llegar a disiparla. Por ello, las entradas de niebla suelen estar restringidas por valles con buena penetración en tierra, que tengan humedad en la superficie y con poca convección turbulenta, condiciones que se dan en invierno.

Por lo que se refiere a la formación de niebla sobre el mar por aire soplando desde tierra, se da en verano cuando hay una salida de aire cálido sobre el mar, más frío que la tierra la mayor parte del tiempo. La estabilización térmica del aire sobre el mar necesita un cierto recorrido sobre el agua y la niebla se forma enfrente de la costa.

Más sutil es la formación de niebla sobre el mar relacionada con los vientos terrales y los de pendiente. Si el mar es más cálido que el aire, se formará un área de convección débil que perturbará el flujo y se estacionará un aire templado entre la tierra fría y el mar cálido, donde se podrá producir niebla por evaporación frente a la costa y quizás pueda penetrar algunos centenares de metros sobre tierra por fluctuaciones débiles del viento a primeras horas de la mañana. Si el mar es más frío (por *upwelling*, presencia de una corriente fría o en algún momento particular de la primavera) el aire se estratificará y generará una capa delgada de niebla de advección que no penetrará demasiado en el mar. Un tercer caso se dará cuando los terrales empujen las nieblas de radiación del interior sobre la línea de costa.

El crecimiento hasta la superficie de una capa de estratos se puede producir, especialmente en áreas como enfrente de la costa de California, donde existe una inversión de los alisios en la que se produce el fenómeno de mezcla turbulenta y crecimiento hacia abajo hasta el suelo (Pilié *et al.*, 1979).

Figura 2. Arriba: Extensión horizontal de un caso de niebla persistente en el Valle del Ebro en enero de 2005, vista por el canal visible del Meteosat. (a) Izquierda a



mediodía, (b) derecha al alba siguiente. Las diferencias se concentran en los bordes sobre las pendientes. (c) Abajo izq.: evolución del perfil vertical de agua de nube (en g/kg) para una simulación mesoescalar del mismo caso, mostrando erosión en superficie al mediodía. (d) Abajo dcha.: para la misma simulación, extensión de la capa de niebla (en g/kg) al mediodía (corte W-E), mostrando erosión en la base y en las pendientes.

Las ciudades costeras grandes pueden producir islas urbanas de calor considerables y no permitir la generación de nieblas cálidas de advección marina sobre ellas, sino a sotavento. Asimismo, pueden alterar los vientos de tierra a mar, calentándolos y generando una zona distinta térmicamente del resto de la costa.

5. CONTROL Y PRONÓSTICO DE NIEBLAS

Debido al gran impacto social de los casos de niebla, representa una necesidad controlarlos y pronosticarlos adecuadamente. Nuevas herramientas de seguimiento se han desarrollado en los últimos decenios basadas en la medida directa de la niebla a lo largo de carreteras o en aeropuertos y se han elaborado nuevos diagnósticos a partir de la teledetección por satélite. El pronóstico siempre es difícil por la sutileza de la formación de las nieblas, especialmente debido a la falta de información sobre la carga de aerosoles del aire o a los errores en el pronóstico de los valores de viento, temperatura o humedad cerca de la superficie.

Conocimiento climatológico

En cualquier parte del mundo, las áreas donde ocurren nieblas con frecuencia son bien conocidas por sus habitantes, así como los momentos del año en que dichos eventos son más frecuentes. Cuantificar este conocimiento se consigue mediante el análisis estadístico de los datos disponibles (Tardif and Rasmussen, 2007). Dichos estudios se pueden realizar a partir de observaciones hechas por observadores humanos, por sensores de visibilidad o a partir de información obtenida de satélites (Bendix, 2002). Permiten planificar y anticipar las acciones necesarias, estableciendo áreas y periodos de riesgo.

Medida directa de la niebla

Hasta tiempos recientes, para declarar que se formaba niebla hacía falta que un observador humano certificara visualmente que la visibilidad era menor que un kilómetro. Ello implica que en los registros solo hay información sobre si en un determinado instante había niebla o no, con apenas datos sobre duración o tiempo de formación y disipación. Actualmente existen diversos métodos basados en la atenuación de una señal entre un emisor y un receptor para estimar la visibilidad de forma continua, y estos sensores se encuentran funcionando en la mayor parte de los aeropuertos comerciales principales e incluso se instalan a lo largo de las carreteras con fuerte afectación de nieblas, lo que permite el aviso a los conductores y las autoridades prácticamente en tiempo real. Estos datos han de permitir un estudio estadístico más detallado.

Determinación de la existencia de niebla por satélite

Satélites con diversos canales espectrales pueden ser usados para la determinación de áreas cubiertas por nubes bajas o niebla, usando diferencias entre canales del espectro infrarrojo (Cermak *et al.*, 2009). Se sigue trabajando sobre desarrollos para distinguir las nubes bajas de la niebla, utilizando también información de superficie. El seguimiento de las imágenes de satélite permite caracterizar la evolución temporal a escala regional de la capa de niebla. La segunda generación de Meteosat tiene actualmente suficiente resolución espectral, espacial y temporal para el control de la niebla en áreas amplias casi en tiempo real.

Estudios experimentales y numéricos para áreas con nieblas frecuentes

Allí donde la niebla es un problema recurrente, la realización de estudios específicos es una buena aproximación para caracterizar los casos más habituales (Fitzjarrald and Lala, 1989; Van de Velde *et al.*, 2010; Cuxart and Jiménez, 2012; Cuxart *et al.*, 2012). Una estrategia a seguir consiste en combinar datos experimentales, por ejemplo, perfiles verticales y datos superficiales -incluyendo los de satélite- con modelización de alta resolución que describa adecuadamente la topografía relevante y que tenga una buena resolución vertical para el estudio preciso de la capa de niebla. Si los resultados de los modelos concuerdan correctamente con los datos disponibles, permiten efectuar una exploración en profundidad de los procesos que tienen lugar, por ejemplo a través del estudio de los balances de energía, humedad, momento o turbulencia, y determinar cuáles son los más importantes para cada caso particular.

Pronóstico directo usando datos locales

Los predictores locales están bien preparados para la predicción de niebla de radiación teniendo en cuenta las condiciones en el atardecer anterior, en el caso de vientos encalmados o flojos, si conocen el patrón habitual de enfriamiento nocturno, con lo que pueden estimar el momento en que puede formarse la niebla siguiendo un conjunto de procedimientos estandarizados para determinar la temperatura de saturación (Castejón y García-Legaz, 1985). No obstante, dicho pronóstico puede resultar fallido dependiendo de los valores de flujos de calor y humedad en la superficie. Si el suelo puede proveer a la atmósfera de calor a un buen ritmo, la superficie no se enfriará suficientemente para causar la saturación del aire. La deposición de agua sobre los elementos de la superficie también puede ir contra la formación de nube cerca del suelo. La cantidad de vapor en el aire por encima de la capa superficial determinará si hay suficiente humedad disponible para la generación de niebla. Un pronóstico basado en datos locales requeriría información del estado del suelo y un perfil de temperatura, humedad y viento para las primeras decenas de metros en el aire. Incluso en esas circunstancias, el pronóstico podría resultar fallido debido a la falta de información sobre el contenido en aerosoles del aire o a la circunstancia de que el viento predicho sea erróneo.

Simulaciones operativas mesoescales

En la actualidad resultan habituales pronósticos numéricos con simulaciones de alta resolución horizontal. Estas simulaciones pueden generar niebla y describir su evolución espacio-temporal con detalle, de forma semejante a los estudios detallados descritos más arriba (Bergot *et al.*, 2007). La bondad de los pronósticos en lo que se refiere a la predicción de los tiempos de formación y disipación todavía no es muy buena, especialmente en las zonas costeras. Ello se debe a la predicción poco precisa de los valores nocturnos en la capa superficial de viento, temperatura y humedad y, para modelos con un esquema de microfísica adecuado, debido también a la falta de información sobre la carga de aerosoles del aire. Estudios recientes muestran que, en ocasiones, índices empíricos dan mejor resultado que sofisticadas simulaciones de alta resolución por lo que se refiere a la predicción de ocurrencia de niebla (Holtslag *et al.*, 2010).

Modelos unidimensionales forzados

Una aproximación alternativa, implementada en algunos aeropuertos, es la aplicación de versiones unidimensionales de los modelos numéricos, forzados con observaciones locales y advecciones locales conocidas (Terradellas y Cano, 2007). La ejecución local y frecuente de dichos modelos permite a los predictores actualizar el pronóstico con la última información disponible y superar parcialmente el inconveniente de las poco precisas predicciones de las variables meteorológicas en la capa superficial.

6. IMPACTO DE LA NIEBLA EN LA SOCIEDAD

Efectos sobre la salud humana

En zonas industrializadas, los contaminantes pueden encontrarse en el interior de las gotitas de niebla, como núcleos de condensación, o estar simplemente disueltos en ellas (Kokkola *et al.*, 2003). Estas gotitas pueden volverse ácidas. Los efectos de respirar dichas gotitas son sujeto de investigación médica intensiva. El término *smog* se originó en Londres para episodios en los que se combinaba contaminación y niebla. Últimamente también se usa para episodios de contaminación seca con ozono troposférico, que no trataremos aquí. El episodio londinense de 1952 tuvo un impacto alto en la población con un aumento significativo de la mortalidad y la morbilidad durante las semanas siguientes al evento. Los efectos son sobre todo de carácter cardiovascular y respiratorio (Wichmann *et al.*, 1989). Las políticas de calidad del aire han disminuido el impacto en muchas partes del mundo, pero el *smog* sigue siendo un problema en los países y zonas en circunstancias de rápido desarrollo industrial.

Impacto en la agricultura

La niebla puede afectar a los cultivos de diversas maneras principales. Primeramente, incrementando el tiempo en que las hojas de las plantas permanecen húmedas, que es uno de los factores primordiales que conducen a la infección fúngica y a una bajada de la producción si no se aplica un tratamiento adecuado (Carroll and Wilcox, 2003). En segundo lugar, la ocurrencia frecuente de niebla en la estación de crecimiento puede afectar también a la productividad vegetal al disminuir el número de horas de insolación. Por otro lado, para climas áridos con formación frecuente de niebla, como en las laderas sobre las que condensa aire de origen marino al ascender, el agua condensada puede permitir la supervivencia de las plantas e incluso parte del agua puede captarse mediante dispositivos específicos para su uso agrícola (Marzol, 2002).

Tráfico rodado

Las áreas con niebla frecuente sufren importantes afectaciones en el tráfico rodado. Además de la obvia reducción en la velocidad, la baja visibilidad está asociada con un aumento de colisiones entre vehículos. Según un informe de la Administración Federal de Carreteras de los EE.UU. (FHWA, 2012), la niebla afecta a las capacidades y el comportamiento de los conductores e implica actuar sobre la estrategia de tratamiento de las vías de circulación. Los accidentes relacionados con la meteorología se deben principalmente a las precipitaciones intensas de lluvia y nieve, y solo el 3% de ellos se debieron a la niebla en los EE.UU. entre 1995 y 2008.

No obstante, las víctimas mortales relacionadas con la niebla ascienden al 8% del total, implicando habitualmente a numerosos vehículos en un accidente. El automóvil club ADAC informa que, en 2011, el 1% del total de víctimas mortales en accidente de tráfico en Alemania se produjeron en condiciones de niebla (ADAC, 2013).

Operaciones aeroportuarias

La niebla tiene efectos importantes en los aeropuertos (Allan *et al.*, 2001). Es uno de los fenómenos meteorológicos que provoca más retrasos y cancelaciones (Robinson, 1989). Muchos aeropuertos se encuentran en zonas donde se produce niebla con relativa frecuencia, como en las llanuras en el fondo de los valles o cerca de la costa. Un valor típico en muchos aeropuertos es que alrededor del 1% del tiempo se encuentran afectados por niebla de algún tipo. Según la Oficina del Transporte de EE.UU. (2013), alrededor de la mitad de los retrasos se deben a causas meteorológicas no extremas. Las estadísticas individualizadas para algunos aeropuertos informan de que las condiciones de niebla son uno de los mayores trastornos para su operación normal. Solo algunos aeropuertos pueden operar en condiciones de niebla densa y no muchos aviones están preparados para ello. Por ello, la niebla implica cancelaciones o retrasos de vuelos, en parte también por el alargamiento del tiempo entre operaciones de despegue y aterrizaje. Otra afectación se da en latitudes altas en invierno, cuando hay niebla engelante que deposita hielo sobre las alas de los aviones. Es necesario eliminar el hielo, lo que puede causar importantes retrasos, especialmente en aeropuertos con mucho tráfico.

Transporte marítimo

La niebla limita severamente la movilidad de los grandes navíos en los puertos y genera las condiciones adecuadas para incidentes o colisiones entre barcos. En el puerto de Rotterdam (2013), la visibilidad es menor de 1500 m el 1,4% del tiempo. Por otro lado, grandes extensiones del mar pueden quedar cubiertas por niebla de advección persistente, como en los mares de la China o el Canal de la Mancha, aumentando el riesgo de colisión. La Agencia Japonesa de Investigación sobre los Accidentes Marinos (2007) atribuye a la niebla el 4% de los accidentes en los mares del Japón, alrededor de 30 anuales. Las causas principales se deben a una pobre observación de los protocolos de seguridad (con avisos acústicos, uso de luces antiniebla y control por radar). La mayor parte de los choques tienen lugar en las cercanías de los puertos, donde la densidad de tráfico es máxima.

7. ESTRATEGIAS PARA MINIMIZAR LOS IMPACTOS

En el pasado se exploró con intensidad la posibilidad de modificar artificialmente las nubes, bien para aumentar la probabilidad de precipitación sobre zonas áridas, bien para evitar el granizo o para disipar la niebla. En un rango restringido de valores de las variables meteorológicas, algunos intentos tuvieron éxito. No obstante, actualmente se ha aceptado que el rendimiento de estos métodos, que intentan modificar la composición microfísica de la nube o su estado térmico, es generalmente muy bajo y presenta algunos inconvenientes.

Los métodos de dispersión de la niebla incluyen la modificación del contenido de aerosoles que, si se realiza de forma regular, generan preocupación sobre la

acumulación de los materiales usados sobre los ecosistemas sobre los que se depositan. Otro método es el calentamiento de la capa de niebla, que implica combustión de material o mezcla con aire más cálido situado encima. Ambos métodos consumen mucha energía, el primero además puede causar problemas de contaminación, mientras que el segundo necesita ventilación con molinos de viento o helicópteros. No obstante, el principal problema de este tipo de métodos es que actúan muy localmente y no son adecuados para áreas extensas. Además las oscilaciones del viento débil pueden empujar la niebla adyacente sobre las áreas tratadas. Un método que ha funcionado en muchas ocasiones es la deposición de niebla sobreenfriada, a la que se hace congelar por contacto con un núcleo de condensación y que cae convertida en cristales de hielo lentamente por gravedad.

La práctica actual se basa en profundizar el conocimiento del fenómeno localmente, en analizar bien el comportamiento de la niebla en una localización antes de decidir la instalación de una nueva infraestructura, y en la mejora continuada de su pronóstico por parte de los físicos de la atmósfera. Por otro lado, debe continuar el desarrollo de métodos destinados a "detectar y evitar" este fenómeno por los medios de transporte, especialmente en la carretera y el mar. La detección directa por escaneo activo de los alrededores, y la remota por el conocimiento de la posición de los otros vehículos, usando GPS o herramientas parecidas, se encuentran en pleno desarrollo. El uso de cámaras y su difusión por internet es ya una realidad. Para los aviones, la extensión de la tecnología de operación en condiciones de baja visibilidad es un camino trazado que resulta evidente.

Finalmente, evitar la formación de *smog* es una cuestión de sanidad pública que debe ser regulada a nivel local, nacional e internacional. Por lo que se refiere a la afectación de la niebla sobre cultivos, la prevención aconseja evitar la plantación de especies sensibles a la humedad en áreas propicias a la niebla, como el fondo de los valles, y de modo alternativo cultivarlas en pendientes en las que la presencia de niebla sea mucho menos frecuente.

8. CONCLUSIÓN

La formación de nieblas afecta a muchos aspectos de la vida diaria, en especial al transporte. En latitudes medias, se trata esencialmente de un fenómeno invernal y de primavera en el interior y en las zonas costeras, relacionado con los sistemas de altas presiones en el caso de nieblas de radiación, y con las advecciones cálidas sobre superficies frías para las de advección. Ambos tipos de niebla pueden ser muy persistentes y afectar a la normalidad de las operaciones durante varios días. Las ciudades tienen menos días de niebla al encontrarse en general más calientes que sus alrededores.

El tiempo en que una determinada localización, como un puerto o un aeropuerto, se encuentra bajo la niebla es de alrededor del 1% del total. No obstante, el impacto económico o en número de víctimas mortales en la carretera es alto. La disipación artificial de la niebla no es muy eficiente, con la excepción de la niebla superenfriada, y la prevención, el control y un buen pronóstico son las herramientas disponibles para abordar el reto que la niebla plantea a las infraestructuras del transporte.

AGRADECIMIENTOS

Parte de la información expuesta es fruto de la investigación financiada por el proyecto CGL2009-12797-C03-01 del Ministerio de Economía e Innovación del Gobierno de España cofinanciado con fondos europeos FEDER. María Antonia Jiménez (IMEDEA, CSIC-UIB) ha ayudado en la realización de la figura 2.

REFERENCIAS

- Allan, S. S., S. G. Gaddy, and J. E. Evans. Delay causality and reduction at the New York City airports using terminal weather information systems. No. ATC-291. Lincoln Laboratory, Massachusetts Institute of Technology, 2001.
- Bott, A., U. Sievers, and W. Zdunkowski. "A radiation fog model with a detailed treatment of the interaction between radiative transfer and fog microphysics." *Journal of the Atmospheric Sciences* 47,18 (1990): 2153-2166.
- Carroll, J. E., and W. F. Wilcox. "Effects of humidity on the development of grapevine powdery mildew." *Phytopathology* 93.9 (2003): 1137-1144.
- Castejón, F. y García-Legaz, C. (1985). "Predicción de nieblas. Aplicación particular al aeropuerto de Madrid Barajas", Instituto Nacional de Meteorología, Publicación A-112, 89 pp., Madrid (España).
- Cermak, Jan, *et al.* "European climatology of fog and low stratus based on geostationary satellite observations." *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 135.645 (2009): 2125-2130.
- Cuxart, J., and M. A. Jiménez. "Deep radiation fog in a wide closed valley: Study by numerical modeling and remote sensing." *Pure and Applied Geophysics* 169.5 (2012): 911-926.
- Duynkerke, Peter G. "Radiation fog: A comparison of model simulation with detailed observations." *Monthly Weather Review* 119.2 (1991): 324-341.
- Fitzjarrald, David R., and G. Garland Lala. "Hudson Valley fog environments." *Journal of Applied Meteorology* 28.12 (1989): 1303-1328.
- Gultepe, I., *et al.* "Fog research: A review of past achievements and future perspectives." *Fog and Boundary Layer Clouds: Fog Visibility and Forecasting* (2007): 1121-1159.
- Gultepe, I. "Fog and Dew Observations and Modeling: Introduction." *Pure and Applied Geophysics* (2012): 1-2.
- Gurka, James J. "The role of inward mixing in the dissipation of fog and stratus." *Monthly Weather Review* 106 (1978): 1633.
- Haefelin, M., *et al.* "PARISFOG: Shedding New Light on Fog Physical Processes." *Bulletin of the American Meteorological Society* 91.6 (2010): 767-783.
- Holtzlag, M. C., G. J. Steeneveld, and A. A. M. Holtzlag. "Fog forecasting: "old fashioned" semi-empirical methods from radio sounding observations versus "modern" numerical models." *5th International Conference on Fog, Fog Collection and Dew*. 2010.

- Jacobs, W., Nietosvaara, V., Bott, A., Bendix, J., Cermak, J., Michaelides, S., & Gultepe, I. (2008). Short range forecasting methods of fog, visibility and low clouds. In *COST Action* (Vol. 722).
- Kokkola, H., S. Romakkaniemi, and A. Laaksonen. "On the formation of radiation fogs under heavily polluted conditions." *Atmospheric Chemistry and Physics* 3.3 (2003): 581-589.
- Pilié, R. J., Mack, E. J., Rogers, C. W., Katz, U., & Kocmond, W. C. (1979). The formation of marine fog and the development of fog-stratus systems along the California coast. *Journal of Applied Meteorology*, 18(10), 1275-1286.
- Robinson, Peter J. "The influence of weather on flight operations at the Atlanta Hartsfield International Airport." *Weather and Forecasting* 4.4 (1989): 461-468.
- Tardif, Robert, and Roy M. Rasmussen. "Event-based climatology and typology of fog in the New York City region." *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 46.8 (2007): 1141-1168.
- Van der Velde, I. R., Steeneveld, G.J., Wichers Schreur, B.G.J. and Holtslag, A.A.M. "Modeling and forecasting the onset and duration of severe radiation fog under frost conditions." *Monthly Weather Review* 138.11 (2010): 4237-4253.
- Wichmann, H. E., *et al.*, "Health effects during a smog episode in West Germany in 1985." *Environmental health perspectives* 79 (1989): 89.
- Zhang, S. P., Xie, S. P., Liu, Q. Y., Yang, Y. Q., Wang, X. G., & Ren, Z. P. (2009). Seasonal Variations of Yellow Sea Fog: Observations and Mechanisms. *Journal of Climate*, 22(24), 6758-6772
- Zhou, Binbin, and Brad S. Ferrier. "Asymptotic analysis of equilibrium in radiation fog." *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 47.6 (2008): 1704-1722.

I. FENÓMENOS ADVERSOS

B) MIXTOS

CAPÍTULO 14

UNA APROXIMACIÓN HOLÍSTICA AL CONOCIMIENTO DE LAS INUNDACIONES

María del Carmen LLASAT BOTIJA

Departamento de Astronomía y Meteorología. Universidad de Barcelona
carmell@am.ub.es

RESUMEN

Según la Estrategia Internacional para la Reducción de Desastres, de Naciones Unidas (UNISDR, 2009), las inundaciones se encuentran entre los llamados riesgos hidrometeorológicos, y ciertamente, por la fusión entre hidrología y meteorología que en general implican, éstas pueden ser consideradas como un ejemplo paradigmático. El primer objetivo del presente capítulo es presentar las inundaciones en el marco de la gestión y prevención de los riesgos naturales mostrando la necesidad de aproximación desde una perspectiva holística. El segundo se centra en aportar unas pinceladas sobre la clasificación de las inundaciones de cara a su tratamiento multidisciplinar, y su distribución temporal y espacial en el área Mediterránea y, particularmente, en Cataluña. Finalmente, las tendencias observadas y previstas para los escenarios futuros permiten lanzar una reflexión sobre su posible aumento y las propuestas de actuación.

Palabras clave: inundaciones, lluvias intensas, riesgo, vulnerabilidad, peligrosidad, concienciación frente al riesgo.

ABSTRACT

According to the International Strategy for Disaster Reduction of United Nations (UNISDR, 2009), floods are among the so-called hydro-meteorological hazards. Meteorological and climatic factors, drainage basin factors, drainage network and channel morphometrics and human factors play a major role, and for this reason they can be considered as a paradigmatic example of complex hydro-meteorological hazards. The first objective of this chapter is to present the floods from an holistic approach, useful for the major part of natural risks, ranging from prevention to recuperation. The second focuses on providing some key points on the classification of floods towards a multidisciplinary treatment, and their temporal and spatial distribution in the Mediterranean area particularly in Catalonia. Finally, trends and future scenarios launches a reflection on their possible increase and proposals for action.

Key words: floods, heavy rainfalls, natural risk, vulnerability, hazard, risk awareness.

1. INTRODUCCIÓN

Las inundaciones constituyen el principal riesgo natural en el mundo. Una comparativa de Naciones Unidas, referida a la frecuencia y distribución espacial de desastres naturales en el mundo, muestra que en término medio se registran anualmente unos 284 desastres producidos por inundaciones o temporales (incluyendo huracanes y tornados), frente a 31 asociados a terremotos y 6 a volcanes, afectando la mayor parte de ellas a Asia y en segundo lugar a Europa. En término medio, el número de personas afectadas anualmente por las inundaciones supera los ciento cinco millones, frente a los cuarenta y un millones que podrían ser afectados por tormentas, tornados y huracanes (UNISDR, 2009). En España las inundaciones constituyen el riesgo natural más importante. Así, entre 1971 y 2002, éstas representaron para el Consorcio de Compensación de Seguros, más de un 75% de las compensaciones efectuadas, y entre 1995 y 2004, fueron responsables de un 31% de las víctimas mortales producidas por riesgos naturales.

Según la Directiva Europea de Inundaciones (DIRECTIVA 2007/60/CE), se entiende como "inundación" el anegamiento temporal de terrenos que no están normalmente cubiertos por agua. Incluye las inundaciones ocasionadas por ríos, torrentes de montaña, corrientes de agua intermitentes del Mediterráneo y las inundaciones causadas por el mar en las zonas costeras. La Directiva no contempla las inundaciones de las redes de alcantarillado, que constituyen la base de la mayor parte de las llamadas "inundaciones urbanas". Atendiendo a esta definición, las inundaciones pueden ser tratadas como un riesgo natural en el que convergen causas de muy diversa índole, empezando por las estrictamente meteorológicas, ya sean lluvias intensas o temporales marítimos. Sin embargo, y dada la existencia de otros capítulos en este libro que ya versan sobre ambas temáticas, el presente capítulo se centra en las inundaciones en sí, y su tratamiento desde una perspectiva integradora. El trabajo se completa abordando una cierta climatología de las inundaciones y su distribución en el área Mediterránea.

2. EL TRATAMIENTO MULTIDISCIPLINAR DEL RIESGO DE INUNDACIÓN

Dada la complejidad de los procesos involucrados en las inundaciones, éstas constituyen uno de los riesgos naturales que más requieren un tratamiento desde una perspectiva holística e interdisciplinar. Consecuentemente, la primera dificultad arranca en la necesidad de utilizar un lenguaje común entre los diferentes actores implicados, y, si más no, que exista una mutua comprensión que favorezca el proceso comunicativo y el trabajo entre diferentes disciplinas científicas y sectores. Palabras, por ejemplo, como "tormenta", no se asocian al mismo significado en un entorno de modelización hidrológica que en el ámbito meteorológico. De hecho, ni tan sólo la clasificación de los tipos de riesgos naturales o del contenido que incluyen los términos vulnerabilidad y peligrosidad, se pueden considerar normalizados para un uso común. Es por ello que este capítulo se regirá por las definiciones hechas por Naciones Unidas dentro de su Estrategia Internacional para la Reducción de los Desastres Naturales (UNISDR, 2009).

2.1 Anatomía del riesgo de inundación

La UNISDR en esencia clasifica los riesgos entre los que derivan de un peligro o amenaza hidrometeorológica, de una geológica, o de una biológica. Así, se entendería como "amenaza hidrometeorológica, un proceso o fenómeno de origen atmosférico, hidrológico u oceanográfico que puede ocasionar la muerte, lesiones u otros impactos a la salud, al igual que daños a la propiedad, la pérdida de medios de sustento y de servicios, trastornos sociales y económicos, o daños ambientales". Entre ellos se hallarían, por ejemplo, los incendios forestales, las sequías y las inundaciones. Para estas últimas, y atendiendo al notable entramado que representan los aspectos sociológicos en las mismas, se utiliza también la nomenclatura de "riesgos socio-naturales".

Siguiendo con el anterior discurso, el estudio de los riesgos naturales, y por ende, de las inundaciones, requiere el conocimiento previo de algunos conceptos básicos. En primer lugar, cabe decir que la expresión "riesgo natural" se utiliza por contraposición a "riesgo tecnológico", pero no implica que el riesgo sea consecuencia de un fenómeno exclusivamente natural o que el ser humano no intervenga o pueda intervenir en su desencadenamiento o mitigación. Esto es un aspecto inherente al estudio de las inundaciones, ya que actuaciones tales como canalizaciones, construcción de azudes, embalses y presas, alteraciones y desvíos de los cauces, y, en general, la mayor parte de obras hidráulicas, llevan asociados consigo un cierto riesgo. Y, por el contrario, pueden intervenir también en procesos de mitigación.

Para poder calcular el riesgo y generar una cartografía del mismo, éste se suele considerar como el producto de la "peligrosidad" por la "vulnerabilidad". La primera es conocida en inglés como "hazard" y en francés como "aléa", y hace referencia a la probabilidad de que un determinado fenómeno natural, de una cierta extensión, intensidad y duración, con consecuencias negativas, se produzca. Según el tipo de fenómeno, el hombre puede influir en esta probabilidad (por ejemplo, las actuaciones en las cuencas hidrográficas pueden alterar la peligrosidad de las inundaciones). El análisis de periodos de retorno o la representación de mapas de frecuencia es objeto de esta primera parte. La vulnerabilidad hace referencia al impacto del fenómeno sobre la sociedad y los ecosistemas, y es precisamente su incremento lo que está conllevando un mayor aumento de los riesgos naturales (IPCC, 2011). El concepto de vulnerabilidad es muy amplio y abarca desde el uso que se haga del territorio hasta la estructura de los edificios y construcciones, y depende fuertemente de la respuesta de la población frente al riesgo (Brilly y Polic, 2005). Aspectos tales como la existencia de planes de emergencia, la percepción y educación de la población frente a los riesgos, se consideran hoy en día incluidos aquí, si bien no entran en la cuantificación del riesgo. La "exposición" hace referencia a los bienes expuestos susceptibles de ser afectados por un riesgo, tales como personas, edificios, vehículos, etc. En algunos entornos científicos se incluye dentro de la vulnerabilidad y en otros es considerado como un tercer factor en el producto.

No se puede hablar del riesgo de inundaciones sin tener presentes las medidas de mitigación y adaptación, que en esencia incluyen prevención, predicción, gestión de la emergencia y resiliencia. Así, existen cuatro ámbitos de actuación claramente identificables:

- *La prevención mediante la intervención sobre el territorio y el establecimiento de mecanismos de previsión y anuncio.* En general, se trata de medidas realizadas a largo plazo y que pueden ser de carácter estructural (p.ej., presas) o no estructural (p.ej., normativa sobre la ocupación de zonas inundables, planes y procedimientos de actuación). Se incluye también aquí la investigación y el estudio de los factores implicados en el riesgo de inundaciones.

- *La predicción, que hace referencia a la anticipación del fenómeno con mayor o menor antelación.* La predicción está limitada por las técnicas e instrumentos existentes, y, en el caso de las inundaciones, depende fuertemente de las características de los procesos asociados. Los episodios como las inundaciones que afectaron las cuencas del Danubio o del Rin en verano del 2002 (James *et al.*, 2004) requerían sobre todo trabajar con modelos hidrológicos de propagación, mientras que en las inundaciones súbitas producidas en septiembre de ese mismo año en la cuenca del Gard (Delrieu *et al.*, 2004), en el sureste de Francia, la predicción requería la utilización de modelos meteorológicos de mesoscala y del radar meteorológico, como es usual también en las inundaciones registradas en la zona Mediterránea española (Atienza *et al.*, 2011). En los últimos años se ha hecho notable énfasis en los sistemas de "early warning" o sistemas de alerta temprana, haciendo referencia al conjunto de capacidades necesarias para generar y difundir las alertas de una forma oportuna y eficiente, con el fin de prepararse con la suficiente antelación para reducir la posibilidad de que se produzcan pérdidas o daños. Los servicios meteorológicos e hidrológicos se hallarían de pleno en este ámbito, si bien no se podría olvidar el papel de la investigación para la mejora de las herramientas de predicción.

- *La gestión de la emergencia.* Usualmente se halla establecida por operativos de Protección Civil, y concentrada principalmente en el intervalo de tiempo comprendido entre la alerta emitida por los medios pertinentes, y la finalización de las actuaciones de coordinación y salvamento necesarias. La gestión implica la existencia de procedimientos de actuación previamente definidos, y en coherencia con los dos aspectos anteriores.

- *La recuperación.* Se refiere a la capacidad de volver a la normalidad tras una inundación, y a las medidas públicas y privadas de ayuda y reparación de los efectos ocasionados por la catástrofe. Están incluidas aquí las compensaciones por daños (seguros) y los decretos o medidas extraordinarias enfocadas a la ayuda para la recuperación de las zonas afectadas, tales como el establecimiento de beneficios fiscales. Estrictamente la resiliencia se referiría a dicha capacidad de recuperación, pero dado que ésta depende también de los ámbitos anteriores, es usual evaluar la mayor o menor resiliencia de una ciudad o región en función de los cuatro ámbitos.

No podemos concluir este apartado, sin hablar de la importancia de la legislación, que se halla tras los procedimientos, definición de zonas inundables, medidas de actuación y actores involucrados, o procesos establecidos a consecuencia de un episodio de inundaciones catastróficas o con pérdidas de vidas humanas. Finalmente, y aunque ya se ha citado, hay que insistir en la importancia de la comunicación en los procesos focalizados a la mitigación de los daños por inundaciones. El dar a conocer a la población el riesgo de inundación a la que pueda estar sometida la zona en la que se halla, el cómo debe actuar ante una avenida

fluvial, evitaría muchas de las muertes que se siguen produciendo en el mundo a consecuencia de las inundaciones.

2.2 Un diagnóstico de la situación actual

Hoy en día existe ya un consenso internacional sobre la necesidad de abordar las inundaciones desde una perspectiva holística con el fin de aumentar la adaptación y resiliencia, y disminuir los impactos negativos. Así se constata en el último informe del IPCC sobre extremos y cambio climático (IPCC, 2011), o en las propuestas de Naciones Unidas englobadas dentro del Marco de Acción de Hyogo 2001-2015, sobre *Aumento de la resiliencia de las naciones y comunidades frente a los desastres*. Un ejemplo de estas últimas sería la iniciativa "Making Cities Resilient. My City is Getting Ready!", con una incidencia particular sobre las inundaciones en el caso de las ciudades mediterráneas. Todas estas iniciativas contemplan todos los aspectos comentados anteriormente, y, muy en particular, aquellos ligados con la vulnerabilidad. La descomposición factorial de las causas y consecuencias de una inundación, y en particular de la vulnerabilidad, constituye aún hoy en día un reto.

En este contexto, y a nivel europeo la situación actual está regida por la Directiva Europea de Inundaciones (DIRECTIVA 2007/60/CE, Parlamento Europeo, 2007) que contempla los planes de gestión del riesgo de inundación centrándose en la prevención, la protección y la preparación, y considerando el hecho de que muchas de las cuencas europeas son compartidas entre diferentes países o comunidades autónomas, rigiendo el principio de solidaridad. La Directiva considera cinco fases consecutivas: 1) La evaluación preliminar del riesgo de inundación; 2) los mapas de peligrosidad por inundaciones y mapas de riesgo de inundación; 3) los planes de gestión del riesgo de inundación; 4) la coordinación con la Directiva Marco del Agua (Directiva 2000/60/CE, Parlamento Europeo, 2000), información y consultas públicas; 5) las medidas de ejecución y modificaciones. Las dos primeras fases deben estar concluidas antes de finales del año 2013 y es en ello en lo que están trabajando en la actualidad todas las Confederaciones Hidrográficas.

3. CLASIFICACIÓN DE LAS INUNDACIONES

No existe una clasificación única ni comúnmente aceptada para las inundaciones. Si se atiende a aquellas producidas por desbordamientos, en numerosos contextos el término "inundaciones" hace referencia a las crecidas de los grandes cursos fluviales, usualmente cuencas superiores a los 10.000 km², en tanto que se utilizaría el término de "inundaciones relámpago" para aquellas que afectan a pequeñas cuencas y tienen un tiempo de respuesta de pocas horas, aunque tampoco existe un criterio objetivo. Seguiremos aquí, sin embargo, la definición ya introducida, considerándose inundaciones tanto unas como otras.

3.a Atendiendo a las causas

Es la utilizada básicamente por Protección Civil. En ella se distinguen las inundaciones por:

- Inundaciones por precipitaciones “in situ”.
- Inundaciones por avenidas o desbordamiento de los ríos, rieras o ramblas, lagos o marismas provocadas o potenciadas por precipitaciones, deshielo, obstrucción de los lechos de los ríos o la acción de mareas y vientos.
- Inundaciones por rotura o por operación incorrecta de obras de infraestructura hidráulica.

3.b Atendiendo a los impactos

Cuando se pretende trabajar con series de inundaciones el principal problema estriba en la falta de información de niveles y caudales. El problema se hace irresoluble si se trata de cuencas no instrumentalizadas, como lo son una gran parte de los torrentes mediterráneos. Es por ello que se suele recurrir a fuentes documentales, como pueden ser archivos municipales o eclesiásticos, fundamentales si se pretende trabajar con inundaciones históricas (Barriendos *et al.*, 2003; Barnolas y Llasat, 2007a), o noticias de prensa, informes técnicos y testimonios, para episodios relativamente más recientes (Llasat *et al.*, 2009a).

Ciertamente, son numerosos los estudios científicos que utilizan la prensa como base para la identificación de eventos y de daños, para la cartografía de zonas de riesgo de inundación, o para estudios sobre la percepción y comunicación (Petrucci y Polemio, 2003; Guzzetti y Tonelli, 2004). A título de ejemplo, la figura 1 muestra la distribución del número de noticias publicadas por La Vanguardia, sobre inundaciones, en comparación con la base de datos INUNGAMA (Barnolas y Llasat, 2007b). Aunque ya aquí se observa una cierta correlación, ésta mejora cuando se refiere al número de episodios de inundaciones, en cuyo caso es de un 0,5, con un nivel de significación del 95%, valor que es superado cuando se acotan las noticias a las publicadas en el primer mes después de las inundaciones (Llasat *et al.*, 2009b). A título informativo, el número de titulares por evento de inundación es, en término medio, de unos cinco.

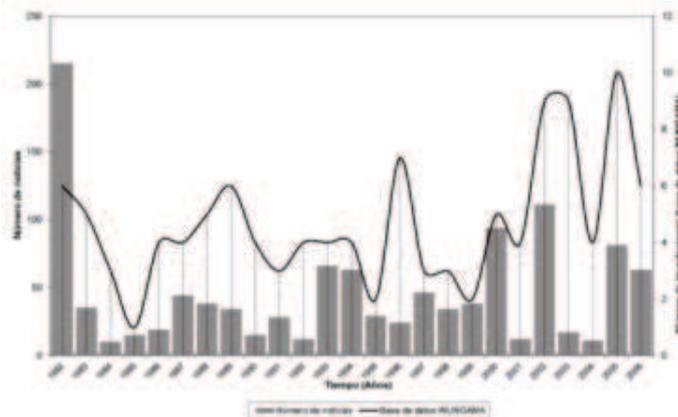


Figura 1. Comparación entre el número de noticias sobre episodios de inundación producidas en Cataluña (fuente: La Vanguardia) y el número de episodios según la base de datos INUNGAMA, para el periodo 1982-2006). (Adecuada a partir de Llasat *et al.*, 2009).

Así pues, una de las clasificaciones más utilizadas se basa esencialmente en los impactos del evento y su descripción. De esta forma se podría distinguir entre *inundaciones catastróficas, extraordinarias y ordinarias*. En la literatura, sobre todo aquella focalizada en el tratamiento y comparación de series de inundación (Barriandos *et al.*, 2003; Llasat *et al.*, 2005; Barrera *et al.*, 2006), dicha terminología hace referencia a los daños producidos en un lugar o cuenca específica. Así pues, las *catastróficas* implicarían desbordamiento con daños graves y destrucción total de una o más infraestructuras o edificios; las *extraordinarias* también implicarían desbordamiento, pero los daños serían menores; y las *ordinarias* se referirían a subidas de nivel que se podrían llevar infraestructuras temporales situadas sobre el río, o, en la actualidad, vehículos. La pérdida de vidas humanas puede producirse en cualquiera de ellas, si bien en las últimas suelen ser por falta de prudencia.

El concepto de catastrófico varía, sin embargo, cuando es usado en otras catalogaciones. Por ejemplo, en la base creada por la Universidad Católica de Lovaina, y conocida como EM-DAT (Emergency Events Database), se impone que se tiene que haber declarado el estado de emergencia, o que deben haber muerto más de 10 personas, entre otros criterios (para ver una comparativa de criterios se dirige al lector a Llasat *et al.*, 2013). Es por ello que una de las líneas actuales de investigación de proyectos tales como HYMEX (HYdrological MEditerranean EXperiment) se centra en la creación de una base de datos de impactos de las inundaciones y la propuesta de criterios homogéneos.

3.c Atendiendo a las características físicas

Este tipo de clasificación se refiere esencialmente a la precipitación y a la respuesta del río o curso fluvial, si bien también considera aspectos de predicción, gestión e impactos (Llasat, 2009). Dado que las características de las cuencas van a tener un papel decisivo, consideraremos que éstas pueden agruparse (sobre todo en zona Mediterránea) a grandes rasgos en tres tipos: A) Cuencas de más de 2000 km², con ríos de caudal permanente con una mayor o menor contribución nival, que usualmente tienen su nacimiento en alta montaña; B) Cuencas intermedias (50–2000 km²), con caudal permanente pero con un régimen marcadamente estacional; C) Cuencas pequeñas (menos de 50 km²) de fuerte pendiente y flujos torrenciales, que pueden distinguirse entre aquellas situadas en la cabecera de los ríos de tipo A y B, y aquellas litorales, comúnmente conocidas como rieras o ramblas. En este último apartado podríamos incluir también, algunas cuencas urbanas.

Si se toman como indicadores, la intensidad y duración del episodio pluviométrico responsable de las avenidas o inundaciones, el grado de convección del sistema precipitante, la respuesta hidrológica, la posibilidad de predicción y gestión, y los potenciales impactos, es posible apuntar hacia la siguiente clasificación:

Tipo 1. Inundaciones relámpago producidas por lluvias muy intensas y localizadas

Son aquellas inundaciones súbitas ("flash-floods") producidas en cursos fluviales tipo C, a consecuencia de episodios de lluvia muy convectivos con intensidades pico muy altas (no es extraño superar intensidades minutas de más de 3 mm/min), de corta duración (en torno a 1 h o menos) y con cantidades acumuladas inferiores a 100 mm. Usualmente se producen por el desarrollo de sistemas convectivos

unicelulares o multicelulares, locales, en un entorno meteorológico caracterizado por una fuerte inestabilidad en bajos niveles, si bien no requieren un alto grado de organización. Típicamente se producen en verano y pueden afectar seriamente a zonas densamente pobladas o con una elevada actividad turística. Su predicción requiere la aplicación de modelos meteorológicos mesoescalares y el uso del radar meteorológico, y puede ser mejorada con las técnicas de "blending" (Atenzia *et al.*, 2010). La aplicación de modelos hidrológicos es difícil por tratarse usualmente de cuencas no aforadas. El tiempo de respuesta es prácticamente nulo, por lo que la prevención a través de avisos y señalización, así como de un comportamiento prudente, es fundamental. Los daños se centran principalmente en arrastre de vehículos, cortes de vías de comunicación, y, si hay actividad eléctrica, puede haber cortes eléctricos locales. En general se encuentran entre las inundaciones ordinarias y extraordinarias.

Tipo 2. Inundaciones por lluvias muy intensas y continuadas

Se trata de episodios asociados a lluvias de intensidad fuerte o moderada pero que pueden llegar a acumular más de 200 mm en menos de setenta y dos horas. Se producen principalmente en otoño ya que requieren la formación de sistemas convectivos más organizados, pero también se han registrado casos en verano (p.ej., inundaciones de agosto de 1983 en el País Vasco), o en primavera (a saber, inundaciones de junio de 2000 en Cataluña). Atendiendo a su duración y extensión es posible distinguir entre dos subtipos.

El tipo 2a comprende las inundaciones relámpago que afectarían a cuencas del tipo B y C, producidas por precipitaciones muy cuantiosas en un intervalo de tiempo que va de las 2 a las 6 horas, y que suelen estar asociadas a sistemas multicelulares estacionarios, trenes convectivos, o Sistemas Convectivos Mesoescalares (SCM) (Rigo y Llasat, 2004). Si afectan a cuencas torrenciales pobladas producen daños catastróficos y usualmente pérdida de vidas humanas, ya que el tiempo de respuesta para los medios de salvamento es muy corto. Los modelos ya permiten hacer un "early warning", pero las incertidumbres sobre el cuanto y el dónde siguen siendo elevadas, requiriendo también del uso del radar meteorológico. Un ejemplo sería el caso de Biescas, de agosto de 1996, o las del Vallés, de septiembre de 1962.

Las inundaciones tipo 2b corresponderían a cuencas mayores, con un tiempo de respuesta de uno a dos días, asociadas a precipitaciones más continuadas y extensas, moderadamente convectivas, con una duración de dos a cuatro días aunque con picos elevados de intensidad, en las que no es extraño que se superen los 300 mm, llegándose incluso a 1000 mm. Asociadas a configuraciones sinópticas estacionarias, como sería el caso de las inundaciones de octubre (Valencia) y de noviembre de 1982 (Cataluña). En general el radar muestra la formación de Sistemas Convectivos Mesoescalares, o bien tormentas multicelulares desarrolladas en un entorno de precipitación extensa y de intensidad débil. También pueden producir daños catastróficos sobre todo por las pérdidas materiales, y las víctimas suelen ser consecuencia de imprudencias, accidentes, o de quedar atrapados en edificios, sin posibilidad de evacuación.

Tipo 3. Inundaciones por lluvias continuadas

Producidas por lluvias de larga duración, débilmente convectivas, pero con picos de alta intensidad, asociados a convección embebida en precipitación estratiforme (Rigo y Llasat, 2004). Pueden producir inundaciones en cuencas de tipo A, como pueden ser el Ebro o el Tajo, siendo un ejemplo las inundaciones de agosto de 2002 en Centroeuropa. En este caso el tiempo de respuesta para la gestión de la emergencia permite tomar medidas como la construcción de diques temporales, o la laminación mediante embalses. En cuencas muy grandes la predicción de caudal se basa en modelos hidrológicos de propagación. Ciertamente, si los picos de intensidad afectan a subcuencas pequeñas, pueden producir avenidas de los tipos anteriores. Si se producen en primavera pueden incrementarse por la fusión nival. El tipo de daños que producen suele estimarse como extraordinario, pero en algunos casos y debido a la anegación durante muchos días de bienes culturales y personales, o pérdidas de cosechas, pueden llegar a ser catastróficas (p.ej., las inundaciones de 2002).

Tipo 4. Inundaciones por fusión de nieve

No son usuales en España, y en general se producen en primavera. Un caso serían las avenidas de los ríos que nacen en las altas montañas cuando se produce una fusión de nieve temprana (invierno) a consecuencia de un aumento inusual de temperatura.

4. LAS INUNDACIONES EN EL ÁREA MEDITERRÁNEA

La figura 2 muestra la distribución de inundaciones en el Mediterráneo para el período 1990-2006 (Llasat *et al.*, 2010), con un total de 185 episodios de inundación, algunos de los cuales afectaron a más de una cuenca e, incluso, países. En total, produjeron más de 4.500 víctimas y daños superiores a 29.000 millones de euros, siendo Italia el país que registró mayores pérdidas económicas en ese período. Los datos han sido obtenidos a partir de diferentes proyectos europeos y bases de datos, y aunque todavía presentan unas ciertas lagunas, dada la disparidad de criterios, muestran la importancia que tienen, sobre todo en el Mediterráneo Occidental. Un 55% se producen entre los meses de septiembre y noviembre (época en la que se registra el mayor número de inundaciones tipo 2), mientras que en verano se registra un 17% aproximadamente, tratándose en general de inundaciones tipo 1, mientras que el invierno registra un 15%, la mayor parte, en el Mediterráneo Oriental. El análisis interanual para ese período muestra una cierta tendencia creciente, pero que, como ya se ha demostrado en numerosos trabajos estaría más vinculada con el aumento de vulnerabilidad y exposición (Barredo, 2009; IPCC, 2012). En efecto, entre 1985 y 2006 la población en los países de la costa mediterránea pasó de 352 a 450 millones de personas, concentradas en su mayor parte en la costa, y, en muchas de las regiones, en torno a cauces torrenciales.

Un estudio reciente (Llasat *et al.*, 2013) sobre los episodios de inundaciones registrados entre 1981 y 2010 en Cataluña y Baleares (España), Calabria (Italia) y el SE de Francia muestra un total de 385 episodios, de los cuales un 19% produjeron víctimas humanas y un 61% se pueden considerar como catastróficos. La mayor parte de ellos se concentran en la costa, como es el caso de Cataluña (figura 3), en donde de los 213 episodios registrados, solo un 10,3% fueron catastróficos, en tanto el 53,5% tuvieron impactos de carácter extraordinario. En el

mismo trabajo se constata la dificultad de creación de bases homogéneas, ya que de Francia solo constan censados 19 episodios catastróficos, no habiendo información para los otros tipos de eventos. Baleares, cuyas cuencas son en su mayoría de tipo C y de caudal no permanente, de los 36 episodios registrados, un 77% fueron extraordinarios. Mientras que en las regiones anteriores dominan los episodios tipo 1 y 2a, y los catastróficos suelen ser tipo 2b, las condiciones en Calabria son muy diferentes, ya que de los 107 episodios una gran parte fueron del tipo 3. El análisis de tendencias apoya las conclusiones ya comentadas, observándose que solo hay tendencia significativa para las inundaciones catastróficas, y que ésta desaparece con el inicio de la recesión económica, en 2007, lo que abre futuras vías de estudio.

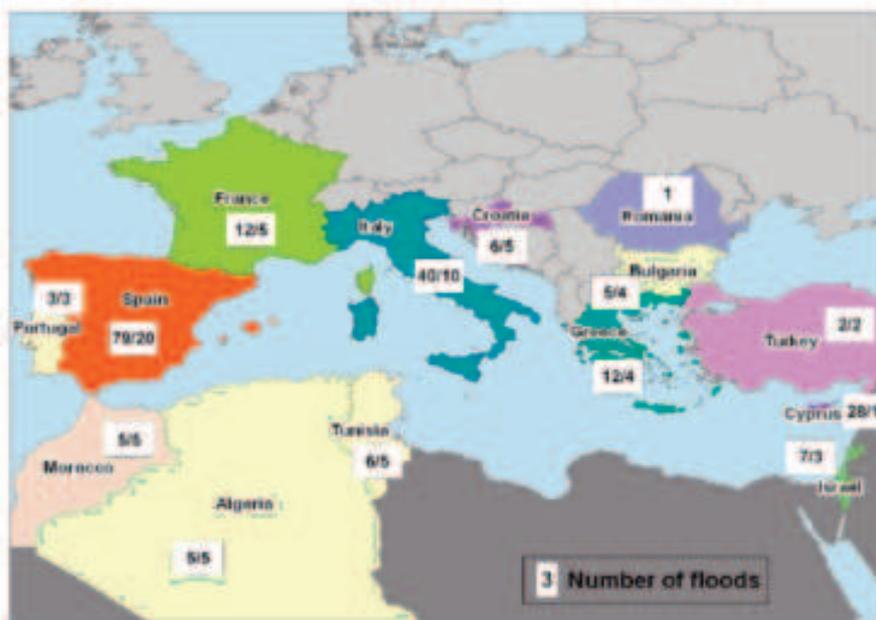


Figura 2. Número de episodios de inundación de los que se tiene constancia, para el período 1990-2006 (izquierda), y para el período 1996-2004 (derecha), según la base de datos del proyecto MEDEX (Llasat *et al.*, 2 010)

5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Actualmente, todos los estudios apuntan a que el incremento de riesgos naturales en el mundo se debe más al aumento de la vulnerabilidad, del impacto económico y de la percepción, que al aumento de la peligrosidad. Concretamente la Directiva Europea (DIRECTIVA 2007/60/CE, Parlamento Europeo, 2007) y el IPCC (2011), apuntan a que el incremento de los asentamientos humanos y los bienes económicos en las llanuras aluviales, la reducción de la capacidad natural de retención de las aguas por el suelo a consecuencia de los cambios de usos del suelo, de la deforestación y de la impermeabilización, y el cambio climático están contribuyendo a aumentar las probabilidades de inundaciones en el mundo así como su impacto negativo.

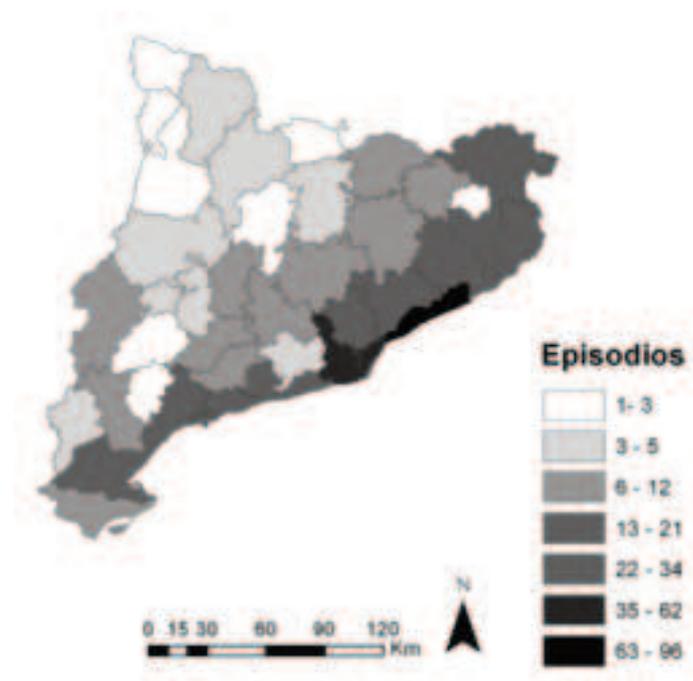


Figura 3. Número de inundaciones por comarca en Cataluña, para el período 1981-2010 (Llasat *et al.*, 2012).

Es por ello, que en la actualidad se hace necesario abordar el estudio de las inundaciones desde una perspectiva holística que tenga en cuenta, además, las técnicas de mejora en prevención, predicción, gestión de la emergencia y recuperación. Sin embargo, esto también depende de las propias características de la inundación, siendo posible distinguir entre diferentes tipos que irían desde las inundaciones relámpago consecuencia de lluvias muy convectivas, cortas, locales e intensas, hasta aquellas extendidas a grandes cuencas, asociadas a lluvias de larga duración, esencialmente estratiformes, con convección embebida en algunas áreas. El conocimiento de las características físicas y esenciales de este tipo de eventos, así como su distribución espacial y temporal en algunas zonas, sería de gran ayuda para la mejora de la prevención. La aplicación de diferentes modelos hidrológicos alimentados con diferentes salidas meteorológicas, ya sean de campos de lluvia procedentes de modelos mesoescalares, como datos radar, se atisban como una necesidad futura. Para ello, la utilización de sistemas tipo GRID (ordenadores, datos y modelos en red) se revela como una valiosa herramienta.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido desarrollado en el marco del proyecto Distributed Research Infrastructure for Hydro-Meteorology (DRIHM) de la convocatoria FP7-INFRASTRUCTURES-2011-2, así como del programa HYMEX.

REFERENCIAS

- Atencia, A., Rigo, T., Sairouni, A., Moré, J., Bech, J., Vilaclara, E., Cunillera, J., Llasat, M.C., Garrote, L. (2010). Improving QPF by blending techniques at the meteorological Service of Catalonia. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 10, 1443–1455.
- Atencia, A., Llasat, M.C., Garrote, L., Mediero, L. (2011). Effect of radar rainfall time resolution on the predictive capability of a distributed hydrologic model. *Hydrol. and Earth Syst. Sci. Discussions*, 15, 3809–3827.
- Barnolas, M. y Llasat, M.C. (2007a). *Metodología para el estudio de inundaciones históricas en España e implementación de un SIG en las cuencas de Ter, Segre y Llobregat*, Ministerio de Fomento, ISBN: 978-84-7790-449-0, NIPO: 163-07-016-0, 264 pp.
- Barnolas, M. y Llasat, M.C. (2007b). A flood geodatabase and its climatological applications: the case of Catalonia for the last century, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 7, 271–281.
- Barredo, J. I. (2009). Normalised flood losses in Europe: 1970–2006, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 9, 97–104.
- Barrera, A., Llasat, M.C. y Barriendos, M. (2006). Estimation of the extreme flash flood evolution in Barcelona County from 1351 to 2005, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 6, 505–518.
- Barriendos, M., Coeur, D., Lang, M., Llasat, M.C., Naulet, R., Lemaitre, F. y Barrera A. (2003). Stationarity analysis of historical flood series in France and Spain (14th–20th centuries), *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 3, 583–592.
- Briilly, M. y Polic, M. (2005). Public perception of flood risks, flood forecasting and mitigation, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 5, 345–355, 2005.
- Guzzetti, F. y Tonelli, G. (2004): SICI: an information system on historical landslides and floods in Italy, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 4, 213–232.
- Delrieu, G., Ducrocq, V., Gaume, E., Nicol, J., Payrastre, O., Yates, E., Andrieu, H., Ayrat, P.-A., Bouvier, C., Creutin, J.-D., Livet, M., Anquetin, S., Lang, M., Neppel L., Obled, C., du Châtelet, J. Parent., Saulnier, G.-M., Walpersdorf, A., Wobrock, W., (2004). The catastrophic flash-flood event of 8–9 september 2002 in the Gard region, France: a first case study for the Cévennes-Vivarais Mediterranean hydro-meteorological observatory. *J. of Hydrometeorology* 6, 34–52.
- IPCC, 2007. *Climate Change 2007: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Core Writing Team, Pachauri, R.K and Reisinger, A. (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, 104 pp.
- IPCC (C.B.; Barros, V.; Stocker, T.F et al. [eds.]) (2012). *Summary for Policymakers. A: Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation. A Special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge: Cambridge University Press, p. 1–19. <http://www.ipcc.ch>.

- James, P., Stohl, A., Spichtinger, N., Eckhardt, S. y Forster, C., (2004). Climatological aspects of the extreme European rainfall of August 2002 and a trajectory method for estimating the associated evaporative source regions. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 4, 733–746.
- Llasat, M.C., Barriendos, M., Barrera, A. y Rigo T. (2005). Floods in Catalonia (NE of Spain) since the 14th Century. Climatological and meteorological aspects from historical documentary sources and old instrumental records, *Special Issue of Journal of Hydrology. Applications of palaeoflood hydrology and historical data in flood risk analysis*, 313, 32-47.
- Llasat, M.C., 2009. Chapter 18: Storms and floods. In *The Physical Geography of the Mediterranean basin*. Edited by Jamie Woodward. Published by Oxford University Press, ISBN: 978-0-19-926803-0, pp. 504-531.
- Llasat, M.C., Llasat-Botija, M. and López, L. (2009 a). A press database on natural risks and its application in the study of floods in northeastern Spain. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 9, 2049-2061.
- Llasat, M.C., Llasat-Botija, M., Barnolas, M., López y L. Altava-Ortiz, V. (2009b). An analysis of the evolution of hydrometeorological extremes in newspapers: the case of Catalonia, 1982-2006, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 9, 1201-1212.
- Llasat, M.C., Llasat-Botija, M., Prat, M.A., Porcú, F., Price, C., Mugnai, A., Lagouvardos, K., Kotroni, V., Katsanos, D., Michaelides, S., Yair, Y., Savvidou, K., Nicolaidis, K. (2010). High-impact floods and flash floods in mediterranean countries: the flash preliminary database. *Advances in Geosciences*, 23, 1-9.
- Llasat, M.C., Llasat-Botija, M., Gilabert, J., Marcos, R., (2012). Treinta años de inundaciones en Cataluña: la importancia de lo cotidiano. *8º Congreso Internacional de la Asociación Española de Climatología: Extremos e impactos*. Salamanca, septiembre 2012.
- Llasat, M. C., Llasat-Botija, M., Petrucci, O., Pasqua, A. A., Rosselló, J., Vinet, F., Boissier, L. (2013). Towards a database on societal impact of Mediterranean floods in the framework of the HYMEX project. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 13, 1–14. www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/13/1/2013/ doi:10.5194/nhess-13-1-2013
- Parlamento Europeo, 2000: *Directiva 2000/60/CE del Parlamento Europeo y del Consejo de 23 de octubre de 2000 por la que se establece un marco comunitario de actuación en el ámbito de la política de aguas*.
- Parlamento Europeo (2007): *Directiva 2007/60/CE del Parlamento Europeo y del Consejo de 23 de octubre de 2007 relativa a la evaluación y gestión de los riesgos de inundación*. *Diario Oficial de la Unión Europea*. L288/27-L288/34.
- Petrucci, O. y Polemio, M. (2003). The use of historical data for the characterisation of multiple damaging hydrogeological events, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 3, 17-30.
- Rigo, T., Llasat, M.C., (2004). A methodology for the classification of convective structures using meteorological radar: application to heavy rainfall events on the Mediterranean coast of the Iberian Peninsula. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 4, 59-68
- UNISDR (2009). *UNISDR Terminology on Disaster Risk Reduction*. Online: <http://www.unisdr.org/eng/terminology/terminology-2009-eng.html>.

CAPÍTULO 15

IMPACTOS DE LOS EPISODIOS METEOROLÓGICOS EXTREMOS EN LA VEGETACIÓN

F. Javier GARCÍA-HARO, M. Amparo GILABERT NAVARRO,
Joaquín MELIÁ MIRALLES

Departament de Física de la Terra i Termodinàmica. Universitat de València
J.Garcia.Haro@uv.es, M.Amparo.Gilabert@uv.es, Joaquin.Melia@uv.es

RESUMEN

La productividad de una región está limitada por la disponibilidad de agua. Los datos de satélite permiten analizar las variaciones en la actividad de la vegetación a varias escalas temporales, en respuesta a la variabilidad climática. Se ha implementado una metodología para obtener series temporales de parámetros biofísicos de la cubierta (FVC, LAI) en la Península Ibérica durante el periodo 2000-2010 a partir de datos MODIS. Los parámetros biofísicos obtenidos han permitido evaluar la vulnerabilidad de la vegetación ante condiciones ambientales extremas a nivel de España. Un paso previo ha consistido en la elaboración de una estratificación en regiones climáticas y tipos de cubierta dominantes en la zona. Los modelos estadísticos aplicados han evidenciado una correlación significativa entre las variables biofísicas extraídas e índices de sequía operacionales. Esta interrelación es muy dependiente del tipo de cubierta y de las características climáticas de cada región. Claramente, las mayores correlaciones se han obtenido en las regiones más secas y durante los meses de máxima actividad de la vegetación, entre mayo y junio. Las anomalías en la vegetación, como indicadores de las condiciones de humedad de la misma, pueden ayudar a cuantificar y gestionar episodios meteorológicos extremos.

Palabras clave: sequía, vegetación, clima, SPI, teledetección.

ABSTRACT

Monitoring the vegetation activity over long time-scales is necessary to discern ecosystem responses. The use of remote sensing observations for monitoring and detecting drought is justified on the basis that vegetation vigor is closely related to moisture condition. We derive satellite estimates of bio-physical variables such as fractional vegetation cover (FVC) from MODIS (2000-2010) time series. Derived

maps offer a means for obtaining direct indicators of vegetation biomass, structure and condition. The potential of derived variables in the field of drought conditions monitoring is assessed. This study evaluates also the strength of temporal relationships between precipitation and vegetation condition at time-lag and cumulative rainfall intervals. From this analysis, we estimated that the climatic disturbances affected both the growing season and the total amount of vegetation. However, the impact of climate variability on the vegetation dynamics has shown not to be the same for every region. The relationships between vegetation anomaly and water stress are highly significant for the arid and semiarid areas. This implies that the anomaly of vegetation cover is a good indicator of moisture condition and can be an important data source when used for detecting and monitoring drought in Spain.

Key words: drought, vegetation cover, climate, SPI, remote sensing.

1. INTRODUCCIÓN

El análisis de los extremos climáticos en España a lo largo del último siglo se ha convertido en una línea prioritaria de conocimiento con el objeto fundamental de diseñar planes para la gestión y mitigación de sus efectos. Es difícil detectar y hacer un seguimiento del complejo fenómeno de las sequías ya que no hay un acuerdo general tanto sobre su definición como su impacto. Las medidas realizadas desde satélites y la utilización de índices de sequía meteorológica aportan otros medios para estudiar la respuesta de la vegetación a situaciones de sequía (Martínez *et al.* 2011). En particular, y especialmente en las regiones mediterráneas, la productividad agrícola está limitada, en gran parte, por los recursos hídricos (Lobo and Maisongrande, 2006).

La teledetección, gracias a la homogeneidad espacial y alta frecuencia temporal, nos permite hacer un seguimiento de la estructura y condición de la vegetación, y analizar así la influencia de la variabilidad climática sobre los ecosistemas. Un gran número de estudios han evidenciado la existencia de una relación directa entre la precipitación acumulada y los índices de vegetación (Wang *et al.*, 2003). Dicha relación, que suele ser compleja, depende principalmente de las condiciones climáticas de la región, de las características de la vegetación y suelo, del estado fenológico y de la escala espacial (Paruelo and Lauenroth, 1995; Ji and Peters, 2003; Vicente-Serrano, 2006). Además, la relación puede estar influenciada por otros factores (presencia de plagas, incendios forestales, prácticas agrícolas y ganaderas, etc.)

La vegetación, lejos de ser una componente pasiva del sistema climático, es un elemento clave en la forma que los flujos de energía, agua, cantidad de movimiento y CO₂ de la superficie terrestre se acoplan con la atmósfera, especialmente en zonas en las que la circulación atmosférica tiene lugar a mesoescala. La vegetación se acopla con el régimen de precipitación a diferentes escalas temporales y puede comportarse como una memoria biofísica que actúa sobre la precipitación a través de retro-alimentaciones retardadas. Este poder predictivo de variables que recogen la evolución de la cubierta vegetal (índices de vegetación o variables biofísicas) ha permitido recientemente mejorar la modelización de la precipitación a varias escalas temporales (Liu *et al.*, 2006, Moreno *et al.*, 2011).

En este trabajo se pretende analizar las interacciones entre parámetros biofísicos de la vegetación e índices de sequía meteorológica. Para caracterizar la vegetación se han utilizado la cobertura vegetal (*Fractional Vegetation Cover*, FVC) y el índice de superficie foliar (*Leaf Area Index*, LAI) a partir de datos del sensor MODIS. Estas variables son adecuadas para observar la dinámica de la cubierta a escala regional y global y se consideran prioritarias para estudiar los ciclos de carbón y agua, los cambios en el uso de suelo, la variabilidad climática, la predicción meteorológica y numerosas aplicaciones de la biosfera. Para cuantificar la sequía meteorológica se ha utilizado el Índice Estandarizado de Precipitación (*Standardized Precipitation Index*, SPI), que proporciona déficits de precipitación a varias escalas temporales. La utilización de series temporales de observaciones de la vegetación, de más de diez años, proporciona una significación adecuada de las relaciones encontradas.

Dada la gran variedad de tipos de cubierta y condiciones climáticas que existen en España, se ha realizado un análisis estratificado, atendiendo al tipo de cubierta y al régimen de precipitaciones, con el fin de identificar regiones especialmente sensibles a la sequía. El estudio se aborda de dos formas diferentes: (1) analizando las relaciones espaciales entre las anomalías en la vegetación y el SPI para los principales tipos de cubierta, y (2) aplicando técnicas de regresión (temporal) entre anomalías de las variables biofísicas y el SPI. Dado el carácter fuertemente estacional de las relaciones encontradas, se han considerado diferentes retardos (*lags*) y periodos temporales.

2. LA TELEDETECCIÓN EN EL SEGUIMIENTO DE LA CUBIERTA VEGETAL

Las técnicas tradicionales para la estimación de parámetros de la cubierta vegetal en teledetección han utilizado principalmente los dominios espectral y temporal de la reflectividad. La necesidad de sintetizar información espectral en el seguimiento de la cubierta vegetal ha llevado al desarrollo de los índices de vegetación, siendo el más popular el NDVI (Normalized Difference Vegetation Index). La disponibilidad de largas series temporales de este índice obtenidas mediante el sensor AVHRR-NOAA ha permitido el seguimiento de la vegetación a gran escala (Pettorelli *et al.*, 2005).

El hecho de que los índices de vegetación dependan con frecuencia de las características de la escena y del sensor ha motivado en los últimos años el desarrollo de algoritmos para la obtención de parámetros biofísicos. Actualmente, gracias al desarrollo tecnológico de los programas actuales de Observación de la Tierra (*Earth Observation*, EO) como el *Earth Science Enterprise* (ESE) de NASA, el Living Planet de ESA, o el *Satellite Application Facilities* (SAF) de EUMETSAT, podemos caracterizar cada vez mejor la cubierta vegetal de la superficie gracias a una constelación de sensores ópticos de última generación (MODIS/TERRA-AQUA, VEGETATION/SPOT, MERIS/ENVISAT y SEVIRI/MSG) que observan el planeta simultáneamente.

La metodología para estimar la cobertura vegetal (FVC) se basa en un modelo de mezcla espectrales probabilístico (García-Haro *et al.*, 2005). El algoritmo modela la reflectividad de la superficie a partir de la contribución de la señal de interés (vegetación) y del suelo de fondo. Ambas componentes vienen caracterizadas de una forma estadística a partir de una suma de funciones gaussianas. Se recoge así de una forma más adecuada la variabilidad de cada variedad vegetal y tipo de suelo

presente en la escena. El LAI fue estimado a partir de la fracción de cobertura vegetal (FVC) utilizando relaciones semi-empíricas (Roujean and Lacaze, 2002).

La metodología desarrollada se ha aplicado para obtener una serie temporal de parámetros biofísicos de la cubierta (FVC, LAI) de la Península Ibérica durante un periodo de 11 años (2000- 2010). Los mapas se han generado a una resolución espacial (1 km) y temporal (16 días, 23 observaciones/año) a partir de datos MODIS (producto MOD13A2). La figura 1 muestra diferentes ejemplos de FVC, en los que se aprecia la evolución intra-anual promedio a lo largo del periodo 2000–2010 de la cubierta vegetal en la península Ibérica. Se observa un fuerte gradiente norte-sur en la fase de crecimiento de la vegetación debido, principalmente, a la variabilidad climática, la composición del paisaje y las prácticas agrícolas (Peñuelas *et al.*, 2004).

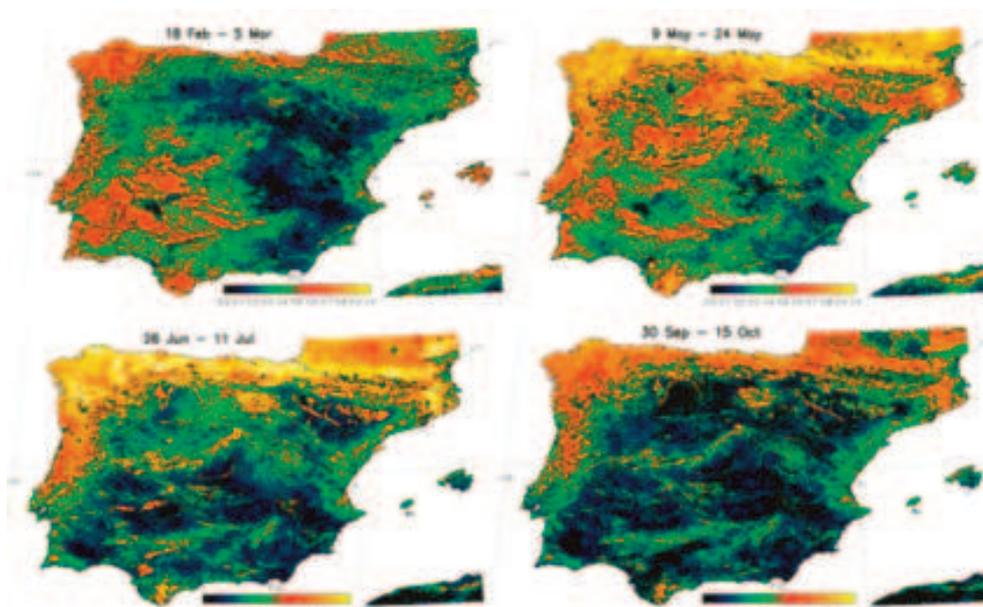


Figura 1. Valores medios de la cobertura vegetal (FVC) a lo largo de 11 años correspondientes a cuatro periodos diferentes del año.

3. LA PRECIPITACIÓN Y SU VARIABILIDAD ESPACIAL Y TEMPORAL

Los datos de precipitación utilizados en este estudio son los registrados por la red de observatorios de la AEMET durante el periodo 1900-2010, y corresponden a las variables de precipitación mensual acumulada y temperatura media mensual.

Las medidas de la red de estaciones se han interpolado espacialmente utilizando técnicas de *kriging* ordinario (García-Haro *et al.*, 2008). Esto ha permitido generar una base de datos de imágenes de precipitación mensual acumulada durante 61 años (1950-2010) con una resolución de 2 km. La figura 2 muestra el valor medio anual, calculado a partir de los valores medios mensuales, para el periodo que se indica.

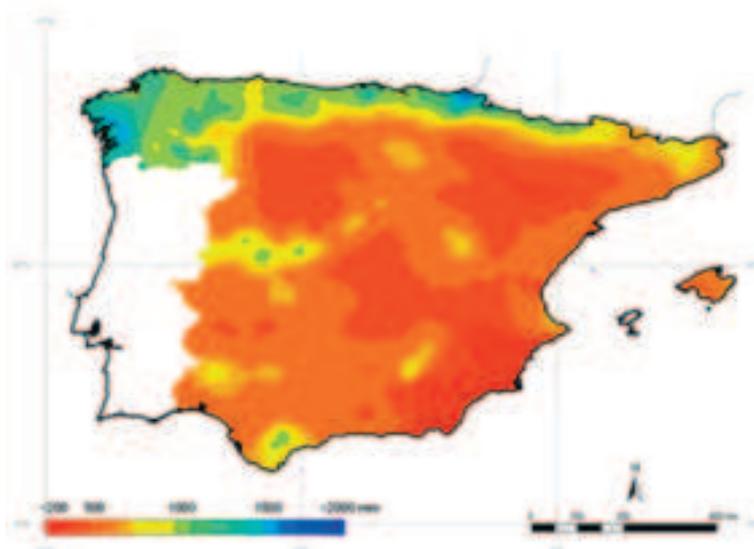


Figura 2. Precipitación anual promedio durante el periodo 1950-2007.

Para caracterizar la sequía se ha utilizado el índice el SPI, que permite cuantificar el déficit de precipitación en base al concepto de sequía meteorológica. Las principales ventajas son su flexibilidad y la posibilidad de cuantificar la sequía a varias escalas temporales. SPI-*i* (típicamente para *i*=1, 3, 6, 9, 12 y 24 meses) cuantifica la desviación respecto a los valores típicos acumulados en los *i* meses previos. Valores positivos de SPI indican una precipitación superior a la media, mientras que los valores negativos nos muestran un déficit en las precipitaciones registradas durante ese periodo de tiempo. La sequía existirá cuando tengamos un SPI continuado menor que -1,0 y finalizará cuando SPI pase a ser positivo.

Las series de SPI generadas proporcionan una información directa y homogénea de las condiciones climáticas en cada momento, identifican los periodos secos que se han ido sucediendo y permiten conocer su evolución e impacto en las distintas regiones climáticas de España. Durante el periodo 1950 y 2010, las zonas con más propensión a padecer periodos extremos de sequía se localizan en el centro y sur de la Península Ibérica, siendo el sureste una parte especialmente castigada (Poquet *et al.*, 2008). Entre los periodos de sequía acentuados, cabe destacar los de 1980-84 y 1990-95, además del más reciente, 2004-2007. Un ejemplo de ello es la figura 3, que cuantifica la magnitud de la sequía en España durante el año 2005. Esta prolongada sequía ha afectado, con mayor o menor persistencia, a la mayor parte de provincias de España.

4. ZONIFICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

Dada la gran variedad de tipos de cubierta vegetal y de condiciones climáticas que coexisten en la zona de estudio, se requiere disponer de una adecuada representación de la misma. Por ello, se ha realizado una caracterización de las cubiertas vegetales con el objetivo de estratificar el paisaje en zonas homogéneas.

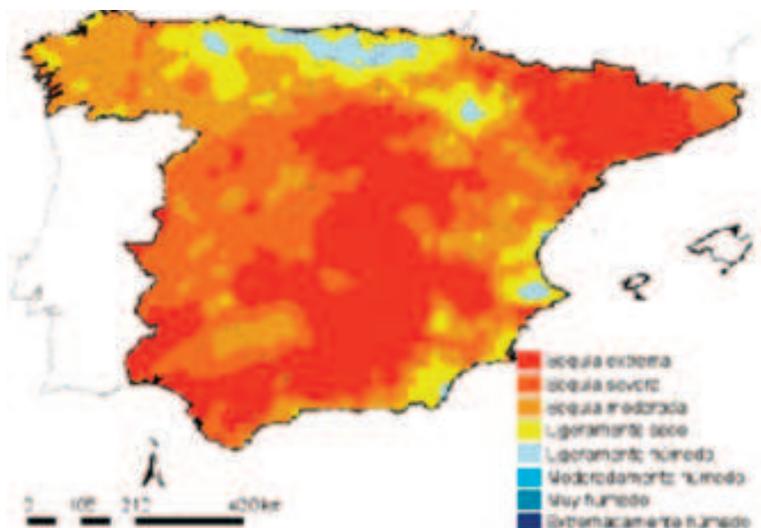


Figura 3. Distribución espacial de la sequía en la España peninsular correspondiente al periodo enero-diciembre de 2005, a partir del SPI-12: Extremadamente húmedo (>2.0), Muy húmedo (1.5 a 1.99), Moderadamente húmedo (1.0 a 1.49), Ligeramente húmedo (-0.99 a 0.0), Ligeramente seco (0 a 0.99), Sequía moderada (-1.49 a 1.0), Sequía severa (-1.99 to 1.5), y Sequía extrema (<-2.0).

4.1 Clasificación de la cubierta vegetal

Se ha realizado una clasificación de la zona de estudio que explota el potencial espectral y temporal de los datos MODIS. La trayectoria temporal de la cobertura vegetal (FVC) permitió discriminar adecuadamente los ecosistemas dominantes. La clasificación obtenida (figura 4) combina el uso de redes neuronales y métodos paramétricos (García-Haro *et al.*, 2010). SIOSE (Sistema de Información de Ocupación del Suelo en España) nos proporcionó información detallada (1:25.000) para la selección de áreas de entrenamiento y validación. El mapa obtenido es compatible con los productos más representativas y comúnmente usados (CORINE, GLC2000, GLOBCOVER, IGBP), con un acuerdo similar o incluso superior al que muestran estos entre sí. Además, ha permitido resolver algunas de las inconsistencias que presentan. La clasificación indica el predominio de zonas cultivables de secano (20%) y vegetación herbácea (17%) en las llanuras centrales. Las principales masas boscosas incluyen coníferas (9%) en las regiones norte y franja mediterránea, frondosas de hoja caduca, como robles y hayas, en la franja septentrional (4,5%) y frondosas de hoja perenne (4,8%) en el Oeste. Las áreas de matorral (12%) incluyen landas y vegetación esclerófila mediterránea.

4.2 Regionalización climática

Para el análisis de los resultados se ha llevado a cabo una regionalización climática de España utilizando diferentes variables climáticas. A partir de la temperatura

media mensual durante el periodo de estudio se ha obtenido la evapotranspiración potencial (ETP) utilizando el método empírico Thornthwaite (Thornthwaite *et al.*, 1948). El balance anual entre ETP y la precipitación nos ha permitido obtener los índices de humedad y aridez anuales. Su combinación lineal da lugar al índice hídrico anual que se representa en la figura 5a, correspondiente al periodo 1950-2008. Se pueden distinguir regiones con diferente grado de humedad (A: muy húmedo (>100); B: húmedo [20,100]; C: subhúmedo [-20,20]; D:semiárido, [-20, -40]; E: árido (<-40)).

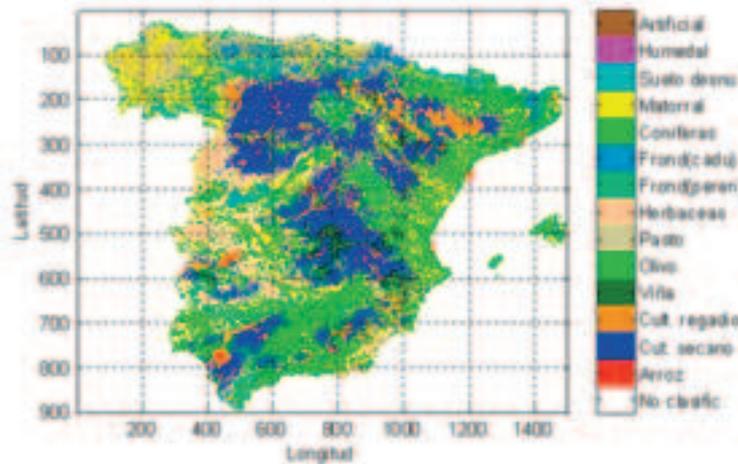


Figura 4. Clasificación de la vegetación con una leyenda de 14 clases.

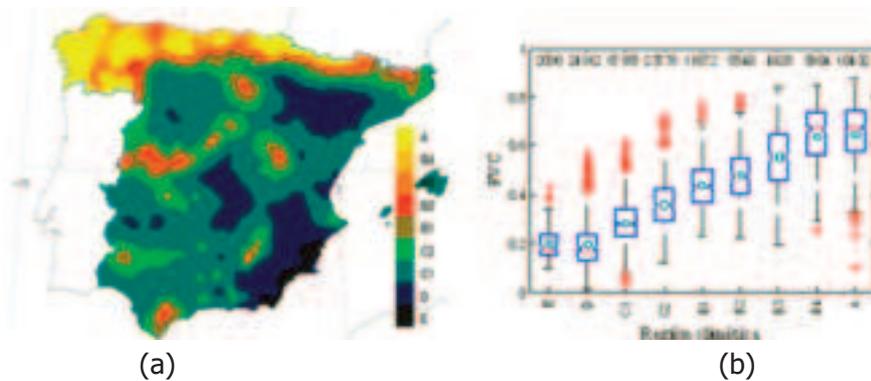


Figura 5. (a) Valor medio del índice hídrico anual correspondiente al periodo 1950-2008. (b) Distribución de la FVC media para las regiones climáticas de España. Cada caja cubre el intervalo entre los percentiles 25 y 75; el segmento central corresponde a la mediana y el círculo al valor medio. Valores anómalos aislados se identifican por el símbolo (+). La cifra en la parte superior indica el número de pixels en cada clase.

España presenta un fuerte contraste entre las regiones húmedas y muy húmedas del Norte (índice de humedad superior a 80) y las regiones desérticas del Sur-Este

(valores inferiores a -40). Las áreas áridas y semiáridas ocupan un 15% (provincias de Almería y Murcia, Valle del Ebro y meseta central). Una limitación de esta clasificación es que no tiene en cuenta la orografía, la cual juega un papel esencial en la precipitación (Poquet *et al.*, 2008).

La figura 5b muestra la distribución de valores de FVC media anual para las distintas regiones de humedad. Se observa una fuerte relación lineal entre la cobertura vegetal y el nivel de humedad, que pone de manifiesto una fuerte interrelación entre el patrón de la vegetación y la variabilidad espacial de la precipitación en España.

5. VULNERABILIDAD DE LA VEGETACIÓN A LA SEQUÍA

A continuación se utilizan series temporales de las variables obtenidas para analizar la respuesta de la vegetación a situaciones meteorológicas extremas.

5.1 Impacto de la sequía de 2004-2007 sobre la vegetación

Al objeto de analizar la respuesta de los diferentes tipos de vegetación a la sequía hemos centrado el estudio al periodo 2004-2007, distinguiendo entre zonas forestales y de cultivo. La figura 6 muestra, en color rojo, la evolución del índice FVC correspondiente al año 2005 para los tipos de vegetación que se indican. Como valor de referencia se representa en azul el valor medio del periodo 2000-2010 y las barras de error representan la variabilidad interanual para este periodo.

Para discriminar el diferente comportamiento de las clases de vegetación a las características climáticas se han diferenciado tres regiones: subhúmeda, seca y árida. En la mayor parte de las zonas húmedas la vegetación no presenta grandes desviaciones respecto del valor de referencia, con la excepción de la cobertura herbácea. Sin embargo, en las regiones secas se puede observar fuertes variaciones para todos los tipos de cubierta. Las anomalías se dan con valores fuertemente negativos en formaciones herbáceas, zonas cultivables no irrigadas, matorral y frondosas. La vegetación es especialmente sensible al déficit hídrico en los periodos de mayor actividad, como es la fase de crecimiento, que se produce habitualmente durante la primavera. Por contra, las anomalías son muy poco significativas durante los meses de otoño. El largo episodio de sequía afectó también a la fenología en algunas clases, como frondosas y matorral, con un retraso de aproximadamente un mes del periodo de máximo desarrollo.

En la figura 7 se representan los valores del SPI-3 por intervalos de anomalías del FVC del mes de mayo. Para la mayoría de las tipos de vegetación, las medianas de SPI-3 presentan valores significativamente diferentes para superficies con grado de anomalía muy diferente. Este resultado sugiere que las anomalías en la cubierta vegetal están muy influenciadas por la precipitación acumulada durante los tres meses precedentes. No obstante, mientras que las formaciones herbáceas y el matorral esclerófilo manifiestan una fuerte relación lineal entre la anomalía y el déficit hídrico, las clases arbóreas, tales como las coníferas y el bosque mixto son mucho menos sensibles a la sequía de los 3 meses precedentes. Diferentes estudios sugieren que estas clases son poco sensibles a sequías de corta duración aunque las sequías intensas y duraderas pueden afectar a su estructura, limitando de ese modo su capacidad para recuperar su actividad normal (Vicente-Serrano, 2006).

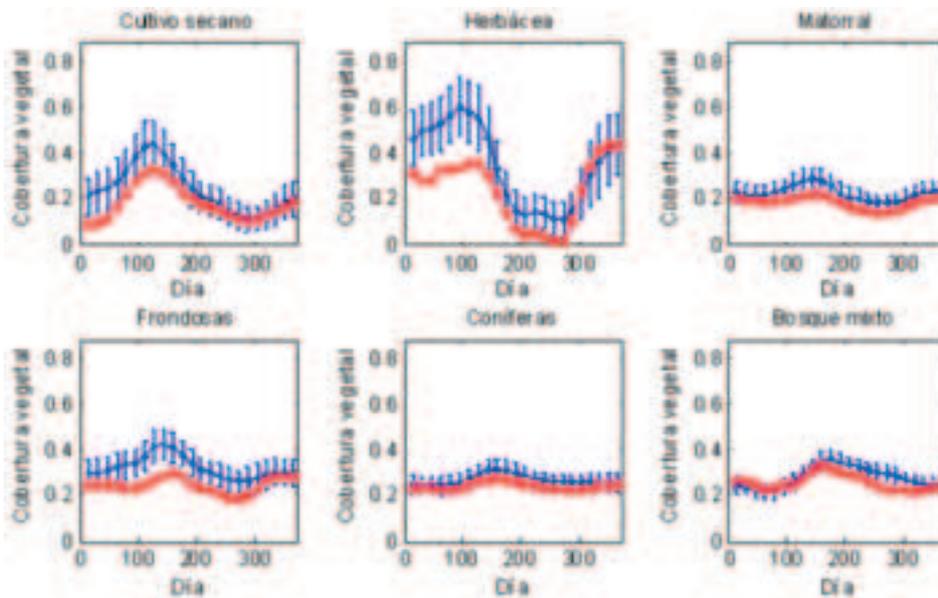


Figura 6. Evolución anual de la cobertura vegetal, FVC, para diferentes clases con valores negativos del índice de humedad (60% del total), que varía entre regiones (subhúmeda, seca y árida). En azul se representan los valores medios para el periodo 2000-2010 y en rojo para el año 2005. Las barras de error representan la desviación estándar de cada periodo.

5.2 Asociación entre vegetación y variables climáticas

Los mapas autoorganizativos de Kohonen (*Self-Organizing Maps, SOM*) (Kohonen *et al.*, 1996) nos han permitido identificar las regularidades, correlaciones o relaciones más frecuentes entre las anomalías en la cubierta vegetal y las variables climáticas analizadas (figura 8). Los SOM son métodos de clasificación no supervisada que permiten identificar los patrones más relevantes y representarlos en un espacio bidimensional (células conectadas por vecindad). La clara similitud entre las distribuciones de valores de SPI y de anomalías de la cobertura vegetal revela una fuerte correspondencia entre ambas variables. Se observa que las anomalías negativas de FVC más fuertes ($<-0,06$) se presentan alrededor de agosto (fracción de año $t=0,7-0,8$) en zonas muy secas, y al inicio de la primavera ($t=0,3$) en zonas subhúmedas. En ambos casos están acompañadas por fuertes sequías en los meses previos ($SPI < -1$).

5.3 Análisis de correlaciones temporales

En la figura 9 se representa, para el periodo 2000-2010, la correlación entre el índice de sequía mensual, SPI, y las anomalías en el desarrollo de la vegetación. Se pone de manifiesto que tanto la cubierta herbácea como la vegetación esclerófila son muy sensibles a la variabilidad de la precipitación, siendo ambas clases las que

presentan la respuesta más rápida a la precipitación en las zonas semiáridas. Por otra parte, la sequía severa de los años 2004-2005 y las más moderadas de los años 2001 y 2003 se corresponden con cambios en el ciclo vegetativo. Esta sequía persistente afecta a la composición, fisiología y desarrollo de la vegetación (Weiss *et al.*, 2004). La incidencia de la sequía resulta ser mucho menor en formaciones leñosas, tales como los bosques de coníferas.

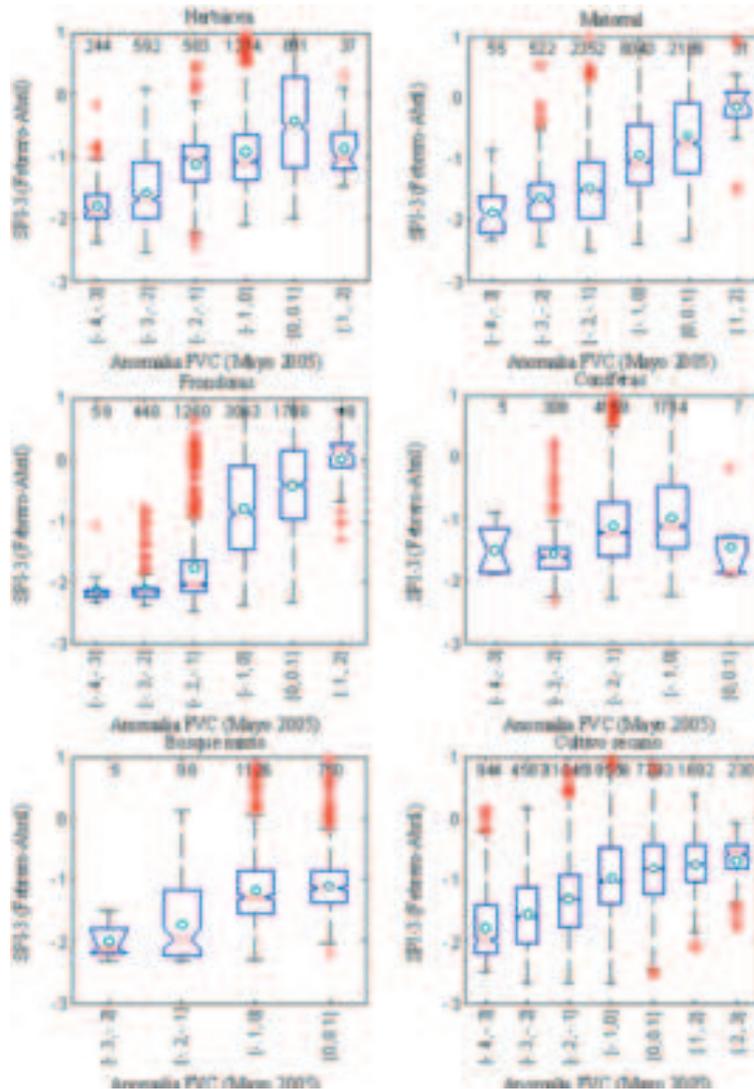


Figura 7. Distribución de los valores de SPI-3 (febrero-abril) en función de la anomalía en la cobertura vegetal (FVC) del mes de mayo, para varios tipos de cubierta diferente. Las cajas identifican los percentiles 25, 50 y 75, los círculos el valor medio y el símbolo (+) valores anómalos. La cifra en la parte superior indica el número de píxeles en cada clase.

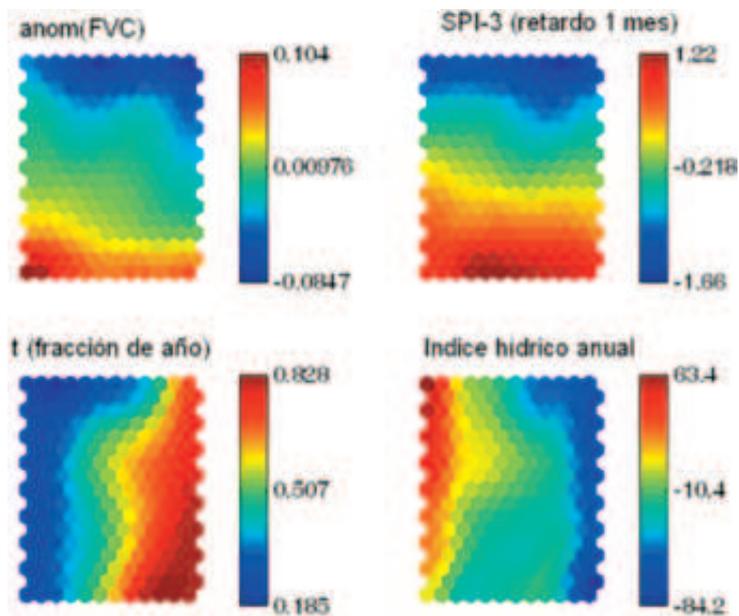


Figura 8. Mapa auto-organizativo (SOM) obtenido para el área de estudio. Las variables de entrada del SOM son el índice hídrico anual y tres series temporales durante el periodo 2000-2008: la anomalía de FVC, el SPI-3, y el periodo temporal t (fracción del año). Los hexágonos que ocupan la misma posición dentro de cada una de las 4 figuras están asociados: corresponden a la misma célula o patrón.

Tanto la humedad del suelo como la actividad de la vegetación responden a los extremos meteorológicos en una escala temporal relativamente corta. Sin embargo, esta respuesta es altamente dependiente de la estación. Por este motivo, se analizaron diferentes ventanas temporales de 4 meses, con el fin de identificar periodos en los que la vegetación es más vulnerable a la sequía. Se han utilizado técnicas de regresión lineal introduciendo variables categóricas (*dummy*), para considerar las diferencias mensuales en los coeficientes del modelo lineal, desechando las variables poco significativas ($p > 0,05$). En numerosas regiones se han obtenido correlaciones muy significativas entre las anomalías en la cobertura vegetal y el SPI para diferentes retardos y periodos temporales, que sin embargo dependen fuertemente del tipo de cubierta y del régimen de precipitaciones. La figura 10 muestra la distribución espacial del coeficiente de determinación R^2 entre SPI-3 (retardado 1 mes) y FVC mensual, usando las observaciones de 4 meses (mayo-agosto).

Claramente, las zonas más secas como son las regiones áridas (E) y semiáridas (D) son las que han mostrado una mayor sensibilidad al estrés hídrico (figura 11), con valores típicos de R^2 entre 0,4 y 0,7. Dicha relación lineal es, sin embargo, poco significativa en el caso de las regiones más húmedas. Por el contrario la precipitación tiene poca incidencia en la actividad vegetal durante el verano en las regiones húmedas, presentando correlaciones moderadas o débiles.

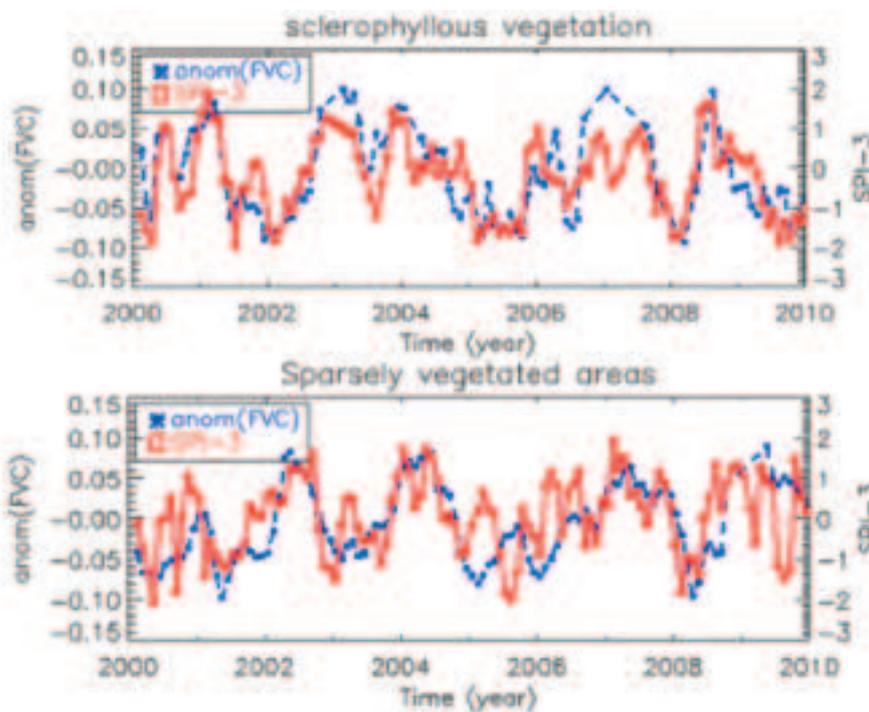


Figura 9. Evolución del índice de sequía SPI y de las anomalías de la FVC durante el periodo 2000-2010 para la vegetación esclerófila y la vegetación dispersa.

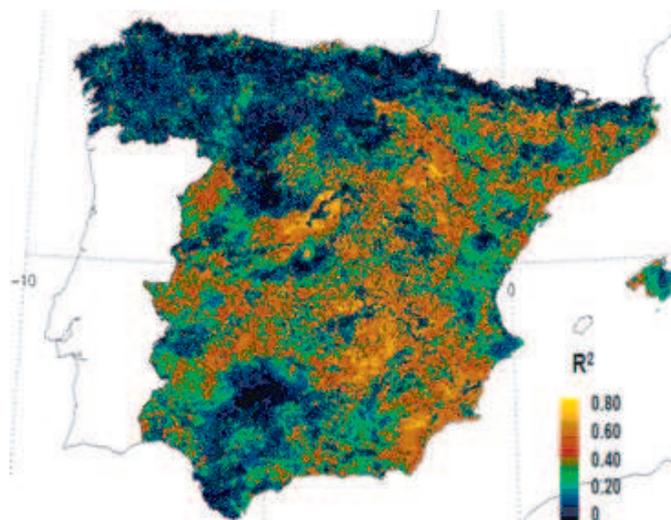


Figura 10. Coeficiente de determinación (R^2) de la regresión lineal con variables *dummy* entre SPI-3 meses (retardado 1 mes) y anomalía mensual de FVC (periodo mayo-agosto).

Esto confirma el impacto de la disponibilidad hídrica en los periodos estivales para estas zonas y pone de manifiesto que las anomalías de la cubierta vegetal proporciona una descripción representativa del estado de humedad y que puede ser una fuente importante de información para detectar situaciones de sequía y a la vez hacer un seguimiento de la misma.

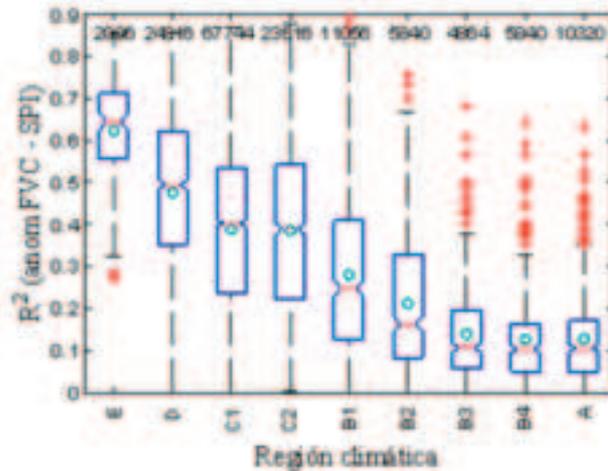


Figura 11. Distribución de los valores de R² (correspondientes a la figura 10) para las regiones climáticas de España.

6. CONCLUSIONES

Los datos de satélite permiten analizar las variaciones en la actividad de la vegetación a varias escalas temporales y su respuesta a la variabilidad climática. En este trabajo se pone de manifiesto la vulnerabilidad de la vegetación ante condiciones ambientales extremas a través de las correlaciones entre índices meteorológicos de sequía (SPI) y variables biofísicas como la cobertura vegetal (FVC) extraídas a partir de datos MODIS durante el periodo 2000-2010. Los modelos estadísticos aplicados han evidenciado una correlación significativa entre las variables biofísicas extraídas y el déficit de precipitación registrado en los meses precedentes. Esta interrelación es muy dependiente del periodo estacional, del tipo de vegetación y de las características climáticas de cada región. Las formaciones herbáceas han mostrado una gran vulnerabilidad a la sequía, especialmente durante la fase estacional de máximo crecimiento. Asimismo, la mayor parte de ecosistemas presentes en las zonas más secas han mostrado una gran sensibilidad al déficit hídrico.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se enmarca en los proyectos DULCINEA (CGL2005-04202), ARTEMIS (CGL2008-00381) y RESET CLIMATE (CGL2012-35831). Nuestro agradecimiento a Fernando Belda (AEMET) por facilitarnos los datos climáticos utilizados en este estudio.

REFERENCIAS

- Alessandri, A., A. Navarra (2008). On the coupling between vegetation and rainfall inter-annual anomalies: Possible contributions to seasonal rainfall predictability over land areas, *Geophys. Res. Lett.*, 35.
- García-Haro, F.J., F. Belda and D. Poquet. (2008). Estimation of climatological variables in Spain during the 1950-2008 period using geostatistical techniques, *8th Annual Meeting of the EMS / 7th ECAC EMS8/ECAC7*, 5, EMS2008-A-00319.
- García-Haro, F.J, S. Sommer, T. Kemper (2005), Variable multiple endmember spectral mixture analysis (VMESMA), *International Journal of Remote Sensing*, 26, 2135-2162.
- García-Haro, F.J., A. Pérez-Hoyos, (2010). Land cover classification in Spain from seasonal trajectories of MODIS data, *Proceedings of the RAQRS2010, 3rd Symposium on Recent Advances in Quantitative Remote Sensing*, Torrent, Spain, 27 Sept-1 Oct. 2010, (Publ. Univ. Valencia: Valencia), Ed. J. Sobrino, 562-567.
- Ji, L., Peters A.J. (2003). Assessing vegetation response to drought in the northern Great Plains using vegetation and drought indices, *Remote Sens. Environ.*, 87, 85-98.
- Kohonen T., Hynninen J., Kangas J., Laaksonen J. SOM_PAK (1996)- The Self-Organizing Map Program Package, Technical Report A31, Helsinki University of Technology.
- Liu, Z., Notaro, M., Kutzbach, J. (2006). Assessing global vegetation climate feedbacks from observations. *Journal of Climate*, 19, 787-814.
- Lobo, A. and P. Maisongrande, (2006). Stratified analysis of satellite imagery of SW Europe during summer 2003: the differential response of vegetation classes to increased water deficit. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 10:151-164.
- McKee, T.B., N. J. Doesken, and J. Kliest, (1993). The relationship of drought frequency and duration to time scales. *Proc. 8th Conference of Applied Climatology*, 17-22 January, Anaheim, CA. American Meteorological Society, Boston, MA. 179-184.
- Martínez, B., M.A. Gilabert, García-Haro, F.J. A. Faye, J. Meliá (2011). Land condition analysis in Ferlo, Senegal (2001-2009) using multi-temporal 1-km apparent green cover (AGC) SPOT VEGETATION data, *Global and Planetary Change*, 76, 152-165.
- Moreno-Martínez, A., Soria-Olivas, E., García-Haro, F.J., Martín Guerrero, J.D., Magdalena, R. (2010). Neural models for rainfall prediction, Chapter 21 in "Soft Computing Methods for Practical Environmental Solutions: Techniques and Studies", 353-369. Information science reference, Hershey, New York (Gestal, M. and Rivero, D. Eds), 397 pp.
- Paruelo, J. M. and Lauenroth, W.K. (1995). Regional Patterns of Normalized Difference Vegetation Index in North American Shrublands and Grasslands, *Ecology*, 76, 1888-1898.
- Peñuelas, J., Filella, I., Zhang, X. Llorens, L., Ogaya, R. Lloret, F. Comas, P., Estiarte, M., Terradas, J., (2004). Complex spatiotemporal phenological shifts as a response to rainfall changes, *New Phytologist*, 161, 837-846.

- Pettorelli, N., Vik J.O., Mysterud A., Gaillard J.M., Tucker C.J., Stenseth N.C. (2005). Using the Satellite-Derived NDVI to Assess Ecological Responses to Environmental Change. *Trends in Ecology and Evolution*, 20, 503-510.
- Poquet, D. Belda, F. García-Haro, F.J. (2008). Regionalización de la sequía en la península ibérica desde 1950 hasta 2007 a partir del SPI y una modelización digital terreno, *XXX Jornadas Científicas de la Asociación Meteorológica Española "Agua y Cambio Climático"*, IX Encuentro Hispano-Luso de Meteorología y XII Congreso Latinoamericano e Ibérico de Meteorología, Zaragoza (España), 5-7 de mayo.
- Roujean J.L. and R. Lacaze, (2002). Global mapping of vegetation parameters from POLDER multiangular measurements for studies of surface-atmosphere interactions: A pragmatic method and its validation. *J. Geophysical Res.*, 107D, 10129-10145.
- Vicente-Serrano, S. M., (2007). Evaluating the Impact of Drought Using Remote Sensing in a Mediterranean, Semi-arid Region. *Natural Hazards*, 40, 173-208.
- Thornthwaite, C. W. and Mather, J. R, (1957). Instructions and tables for computing potential evapotranspiration and water balance, Drexel Institute of Technology, Laboratory of Climatology, *Publications in Climatology*, 17, 231-615.
- Wang, J., Rich, P. M., & Price, K. P. (2003). Temporal response of NDVI to precipitation and temperature in the central Great Plains, USA. *International Journal of Remote Sensing*, 24, 2345-3364.
- Weiss, J. L., Gutzler, D.S, Coonrod, J.E.A, and Dahm, C.N., (2004). Long-term vegetation monitoring with NDVI in a diverse semi-arid setting, central New Mexico, USA, *Journal of Arid Environments*, 58, 249-272.

CAPÍTULO 16

LOS ALUDES EN ESPAÑA: EL PAPEL DE LA AGENCIA ESTATAL DE METEOROLOGÍA

Gerardo SANZ ARAÚZ, Javier RODRÍGUEZ MARCOS, Samuel BUISÁN SANZ

Agencia Estatal de Meteorología (AEMET), Delegación Territorial en Aragón
gsanza@aemet.es, frodriguezma@aemet.es, sbuisan@aemet.es

RESUMEN

Las avalanchas de nieve constituyen probablemente el mayor peligro presente en la montaña invernal. De un modo u otro, los aludes suponen un riesgo para todos aquellos que, por ejercer una actividad recreativa o profesional, transitan por zonas innivadas. Desde los relativamente inofensivos 'aludes de tejado', hasta las grandes avalanchas, que llegan a destruir edificaciones enteras, el peligro de los aludes siempre está presente cuando hay un manto nivoso. En el texto se describe el fenómeno y se repasan las herramientas para la mitigación del riesgo que supone.

Palabras clave: alud, nieve, predicción, observación, peligro, riesgo.

ABSTRACT

Snow avalanches are most likely the greatest danger in the mountains in winter. One way or the other, avalanches suppose a risk for anyone going through snowed areas when performing a recreational or professional activity. From the relatively harmless 'roof avalanches', to large avalanches which can destroy entire buildings, the danger of avalanches is always present when there is a snowpack. This document describes the phenomena and gives an insight of the tools available to mitigate their risk.

Key words: avalanche, snow, forecasting, observation, danger, risk.

1. EL RIESGO ASOCIADO A LAS AVALANCHAS DE NIEVE

En España los aludes causan todos los inviernos daños materiales en propiedades e infraestructuras, así como interrupciones de tráfico. A diferencia de otros países, los daños por alud no quedan cubiertos por el Consorcio de Compensación de Seguros, lo que dificulta su cuantificación, pero han sido en ocasiones importantes: el balneario de Baños de Panticosa durante el segundo decenio del siglo XX, el Hospital de Benasque en varias ocasiones, la iglesia de Canfranc el 2 de febrero de 1986, el

refugio de Respomuso el 8 de febrero de 1996, el tren cremallera de Nuria, así como daños de diversa consideración en estaciones de esquí como Boí-Tahull, Super Espot y Valter 2000. Entre los siniestros, el que presenta la evaluación más cara realizada hasta el momento, con 30 millones de pesetas, es el correspondiente al refugio de Respomuso, en cuyo interior penetró un alud procedente del pico Frondellas.

Afortunadamente, sus cinco ocupantes salieron ilesos. Respecto a las carreteras, es relativamente frecuente que vías como la A-2606 y la A-139, ambas en Huesca, se vean cortadas por los aludes, permaneciendo cerradas en ocasiones hasta varias semanas.

Más allá de las pérdidas materiales, el número de personas que se ven involucradas en accidentes sobre la nieve ha crecido mucho en las últimas décadas. En la región alpina se estima en un centenar el número de víctimas mortales cada año, y en los Estados Unidos se contabilizaron 32 víctimas mortales durante el pasado invierno 2011-2012. En España, un país muy montañoso, pero donde las áreas con manto nivoso estacional son más reducidas, según estimaciones del Registro Estatal de Accidentes por Alud, las víctimas mortales en los últimos cien años superan ampliamente las 300, correspondiendo bastantes más de la mitad (191) a los últimos 30 años. En su mayor parte (hasta un 90%) los accidentes involucran a esquiadores atrapados por aludes desencadenados por ellos mismos.

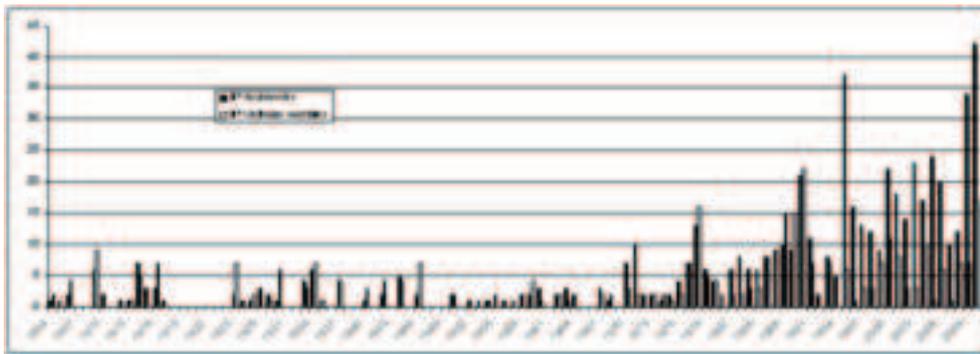


Figura 1. Accidentes y víctimas por alud en España (de Rodés y Miranda, 2011).

La reducción del riesgo que suponen los aludes motiva actuaciones tanto a nivel espacial como temporal. La gestión espacial del riesgo incluye la cartografía de zonas de aludes, la colocación de señales sobre el terreno y la construcción de infraestructuras en las zonas afectadas. Así, son bastante comunes las viseras para proteger tramos de carretera, las redes y muros de contención o de deflexión, los rastrillos y otros obstáculos para favorecer la acumulación selectiva de la nieve durante las ventiscas. En el ámbito temporal, para poder adoptar medidas preventivas es necesario analizar el peligro que en cada momento suponen los aludes así como su evolución. Típicamente, si la exposición o la vulnerabilidad son grandes, como sucede en estaciones de esquí o en algunos tramos de carretera, se llevan a cabo desencadenamientos preventivos cuando la cantidad de nieve acumulada o la estructura interna del manto se consideran peligrosas.

2. LA NIEVE EN EL MANTO NIVOSO

La nieve, tanto al caer, como sobre todo una vez que se deposita en la superficie, dista de ser un material inerte, sino que experimenta una serie de transformaciones que serán determinantes a la hora de otorgar características al manto nivoso como la resistencia al desplazamiento o a la rotura, factores esenciales para el desencadenamiento de aludes y su tipología. Habitualmente, el manto nivoso se encuentra estratificado, predominando diferentes tipos de grano en cada estrato.

Los granos de nieve que quedan en la superficie tal como caen se denominan *nieve reciente* y la cohesión entre ellos es débil. El efecto del viento y el aumento de temperatura y peso provocan que la nieve se transforme en *partículas reconocibles*, formando estratos con una cohesión algo mayor. Una vez en el manto nivoso es esencialmente el gradiente térmico existente entre el suelo y la base del manto el agente conductor de la evolución de los granos. Gradientes elevados, asociados habitualmente a periodos de intenso frío sobre mantos de poco espesor, dan lugar a transformaciones hacia granos de caras angulosas, *caras planas* y *cubiletos*, cuya característica principal es la baja o nula cohesión.

Bien por el efecto del viento, bien por un gradiente de temperatura débil, o bien -lo más frecuente- por una combinación de ambos, las partículas reconocibles se van haciendo progresivamente más pequeñas y redondeadas, formando los llamados *granos finos*. La característica principal de los estratos formados por este tipo de granos es su alta cohesión y resistencia, así como su capacidad para propagar a grandes distancias una posible fractura.

El tipo de grano característico de la nieve húmeda se denomina *grano redondo* y es la fase terminal de todos los tipos de granos. Dependiendo de su contenido en agua líquida su cohesión es distinta, desde muy baja hasta elevada. Llega a ser muy fuerte cuando se forman *costras de rehielo*.

3. TIPOS DE ALUDES

Un alud es el deslizamiento más o menos rápido de una masa de nieve ladera abajo. Aunque la tipología de los aludes es muy amplia, en función de las características de la nieve se puede hablar de tres tipos principales de aludes: los aludes de nieve reciente, los aludes de placa y los aludes de fusión. Atendiendo a su desencadenamiento también se pueden considerar como espontáneos o accidentales. Desencadenamiento natural será el de aquellos aludes en los cuales no existe intervención externa y su causa se debe a la propia estructura del manto nivoso. Desencadenamiento accidental lo presentarán aquellos aludes en los cuales existe intervención externa al manto nivoso y consideraremos tan solo los casos en los que el origen es una sobrecarga sobre una estructura de placa. Como agente externo podemos considerar causas no humanas (caída de cornisa, un animal, etc.) o humanas (esquiador, moto de nieve, etc.).

3.1 Aludes de nieve reciente

Se desencadenan de forma espontánea y se dan principalmente durante y tras la finalización de las nevadas. Se producen como consecuencia de la acumulación de nieve reciente y del desequilibrio del balance de fuerzas entre el peso de la nieve y

su oposición al movimiento. Los principales factores que influyen en su desencadenamiento, y por tanto en su tamaño y número, son la intensidad y cantidad de la precipitación. Cuando la nieve es muy ligera, en general por caer con temperaturas muy frías y sin viento, los aludes se caracterizan por el aerosol asociado y la onda de choque producida en su desplazamiento. A este tipo de aludes.

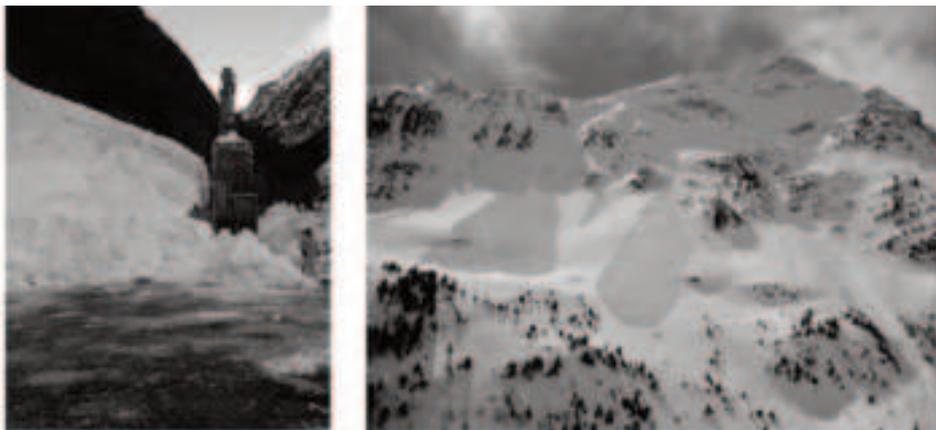


Figura 2. A la izquierda, trabajos de limpieza en días posteriores a un alud de nieve reciente en la carretera de Llanos del Hospital, Benasque, febrero de 2009, foto: S. Buisán. A la derecha, aludes de nieve reciente humidificada tras acción solar. Valle de Estós, febrero de 2010, foto: Refugio de Estós.

se les conoce también como de polvo. Aunque no todos los aludes de nieve reciente comparten este patrón, sí que comparten ciertas características similares. Su salida es puntual, alcanzan elevadas velocidades durante su recorrido, más de 100 km/h, y son capaces de rodear obstáculos y alcanzar vías de comunicación o construcciones si se desencadenan cerca de ellas.

Si llueve inmediatamente después de una copiosa nevada es habitual que el número de aludes observados sea elevado. También es normal que si tras una nevada aumenta la temperatura considerablemente, observemos coladas de nieve por humidificación.

3.2 Aludes de fusión

Se desencadenan de forma espontánea y normalmente se observan al final de la temporada. Por eso se les conoce también como aludes de primavera. Se dan cuando el manto nivoso se encuentra a 0 °C y completamente humidificado, es decir con un contenido en agua líquida (del orden del 10-12%) que impide la cohesión entre los granos redondos que lo forman. Esta humidificación tiene su origen en la percolación de arriba a abajo debida a la fusión de la nieve superficial.

El desplazamiento se produce respecto de una capa menos permeable, bien el suelo o incluso un estrato dentro del manto nivoso. Cuando todo el espesor se moviliza se les conoce también como 'aludes de fondo'. Su salida suele ser puntual y se tienden a canalizar por canales y barranqueras y por eso suelen tener trayectorias conocidas, siendo además un gran agente erosivo. Las velocidades son menores

que en el caso de nieve reciente, entre 20 y 60 km/h. En la zona de depósito podemos observar cómo esa nieve adopta forma de bolas unidas unas con otras debido a su alto grado de humedad. En este tipo de aludes influyen factores como la orientación de la pendiente, la ausencia de rehielo nocturno y la lluvia. También pueden desencadenarse durante el invierno, en episodios de altas temperaturas, con o sin lluvia, y su tamaño puede variar desde coladas hasta aludes de dimensiones considerables.



Figura 3. Alud de fusión, zona de llegada. El alud llegó al fondo del valle canalizado por una barranquera. La Sarra, Sallent de Gállego, abril de 2008. Foto: M. Suárez (G. Militar de Alta Montaña).

3.3 Aludes de placa

Este tipo de aludes son los que provocan la mayoría de las víctimas mortales y se desencadenan mayoritariamente de forma accidental. Cuando las placas son duras, dejan un depósito identificable por estar compuesto por bloques de nieve. En ellos está presente una 'estructura de placa' como la de la figura 4, que se compone de dos partes diferenciadas. Una capa con débil cohesión, susceptible de ceder al ser sometida a un esfuerzo como el que ejerce el paso de un esquiador, y una capa superior o placa que al romperse, típicamente por una zona de poco espesor, ladera

arriba, es capaz de propagar linealmente la fractura producida, provocando el desprendimiento de una parte significativa del manto nivoso.

El proceso más típico de formación de este tipo de estructura es un periodo de intenso frío, que forma el tipo de granos característicos de la capa con débil cohesión, y un episodio posterior de nevadas con viento moderado o fuerte. El viento desmenuza la nieve y la transporta, depositándola en forma de placas de viento. Las cornisas que se observan en collados y crestas suelen ser un indicador de la dirección del viento y de las zonas de acumulación donde es más fácil encontrar las placas: las laderas a sotavento del viento predominante. Las estructuras de placa persisten, a menudo enterradas en el manto, a menos que se rompan o que la propia evolución del manto nivoso las haga desaparecer. En general es en laderas norte donde suelen permanecer más tiempo. Un factor agravante es la acumulación de nieve reciente sobre este tipo de estructuras, pues en caso de desencadenarse el alud la cantidad de nieve movilizada es mayor.



Figura 4. A la izquierda, estructura de placa. En el centro, cornisa y placa, Pirineo aragonés, marzo de 2010, foto: Samuel Buisán. A la derecha, alud de placa friable por acumulación de precipitación, P. N. de Ordesa y Monte Perdido, febrero de 2010, foto: Iban Urbieto Etxeberria, Refugio de Góriz.

Muy similares, aunque a menudo encuadrados entre los aludes de nieve reciente, son los aludes denominados 'de placa friable'. En ellos la capa superior es mucho menos dura, mostrando poca resistencia a la penetración de una sonda, pero su grado de cohesión interna le confiere propiedades de placa y es capaz de propagar las fracturas lineales en el manto nivoso. Aunque su capacidad para propagar la fractura es menor que en el caso de las placas duras, por lo que los aludes que causan son en general menores, las estructuras de placa friable tienen el peligro añadido para el transeúnte de que es más fácil que pasen inadvertidas. Al no ofrecer una clara resistencia el estrato superficial, es más difícil identificar la estructura de placa. En este caso el desprendimiento no se produce en bloques, sino que el material se desmenuza, y deja un depósito similar al de los aludes de nieve suelta. Su formación es similar a la de las estructuras de placa dura, salvo que no es necesario, en el caso más habitual, la acción de un viento moderado o fuerte.

4. LA PREDICCIÓN DEL PELIGRO DE ALUDES: EL PAPEL DE AEMET

Estimar el peligro que en un momento dado suponen los aludes no es algo inmediato. Se lleva a cabo a diferentes escalas, que van desde la más local, una ladera individual, a la regional, que engloba varios macizos montañosos. Sobre una

pendiente, se hacen estimaciones acerca de la probabilidad de que un alud se desencadene espontáneamente, o acerca del esfuerzo necesario para desencadenar artificialmente una avalancha. Para ello se toman medidas de parámetros físicos y estructurales del manto nivoso, se aplican modelos conceptuales y, cada vez más, se realizan simulaciones numéricas. A mayores escalas, para un macizo montañoso o una región, la aproximación al problema es diferente. Se elaboran boletines nivológicos con información de conjunto, que sirve de marco sobre el que planificar itinerarios y actividades, y es también una ayuda para valorar el peligro concreto en cada momento en función de los factores presentes y del terreno.

4.1 La Escala Europea de Peligro de Aludes

La predicción regional del peligro de aludes se estructura en torno a un elemento de consenso internacional: la Escala Europea de Peligro de Aludes (figura 5). Es la referencia para indicar la posibilidad de ocurrencia de avalanchas de nieve en zonas amplias, con una superficie de al menos 100 km². Define cinco niveles de peligro en función de la probabilidad de que se desencadenen aludes, sintetizando los principales elementos a considerar. El nivel de peligro en la escala viene dado por el número y tamaño de los aludes esperables, de si pueden darse en muchas o pocas pendientes, del esfuerzo necesario para desencadenarlos y de la probabilidad de que tengan lugar espontáneamente. El número en la escala es menor cuanto mayor es la estabilidad del manto frente a esfuerzos o sobrecargas a las que se puede ver sometido, débiles como el paso de un esquiador o fuertes como el paso de un grupo de esquiadores sin mantener la distancia de seguridad o de una moto de nieve.

| Nivel de peligro | Icono | Estabilidad del manto nivoso | Probabilidad de desencadenamiento de aludes |
|------------------|-------|--|---|
| 5. MUY FUERTE | | El manto nivoso es, en general, muy inestable. | Se esperan numerosos aludes grandes, en algunos casos muy grandes, desencadenados espontáneamente, incluso en laderas solo moderadamente inclinadas. |
| 4. FUERTE | | El manto nivoso está débilmente estabilizado en la mayoría de laderas empinadas (*). | Es probable el desencadenamiento de aludes, incluso debido a sobrecargas débiles (**), en muchas laderas empinadas (*). En algunos casos, son esperables numerosos aludes de tamaño medio, y frecuentemente grandes, desencadenados espontáneamente. |
| 3. NOTABLE | | El manto nivoso está entre moderada y débilmente estabilizado en numerosas laderas empinadas (*). | Es posible el desencadenamiento de aludes, incluso debido a sobrecargas débiles (**), especialmente en las laderas empinadas cuyas características se describen en el boletín. En algunos casos, son posibles aludes de dimensiones medias y a veces grandes, desencadenados espontáneamente. |
| 2. LIMITADO | | El manto nivoso está en algunas laderas empinadas solo moderadamente estabilizado (*); en el resto, está, en general, bien estabilizado. | Es posible el desencadenamiento de aludes, sobre todo por sobrecargas fuertes, especialmente en aquellas laderas empinadas cuyas características se describen en el boletín. No se esperan aludes grandes desencadenados espontáneamente. |
| 1. DÉBIL | | El manto nivoso está, en general, bien estabilizado. | En general, esto es posible desencadenar aludes en laderas muy inclinadas o en terreno especialmente desfavorable (***) y a causa de sobrecargas fuertes (**). Espontáneamente solo pueden desencadenarse voladas o aludes pequeños. |

Figura 5. Escala Europea de Peligro de Aludes.

4.2 La red de observación nivometeorológica

AEMET mantiene redes de observación en distintas zonas de alta montaña del territorio español. La primera estación nivometeorológica se instaló en 1981 en el Refugio de Góriz, en el Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido, seguida a los pocos años por la del Refugio de Estós, en el Valle de Benasque. Con diversos altibajos en cuanto al número de observatorios y su ubicación, se ha ido afianzando y sistematizando la instalación y el mantenimiento de observatorios nivometeorológicos.

| Estación Nivometeorológica | Provincia | Altitud (m) | Organismo Colaborador | Datos | Sondeos |
|--|-----------|-------------|-----------------------|----------|---------|
| Estación esquí nórdico Isaba-El Ferial | Navarra | 1590 | Gobierno de Navarra | Anual | No |
| Refugio de Linza | Huesca | 1340 | Ayuntamiento Ansó | Anual | No |
| Refugio de Lizara | Huesca | 1540 | FAM | Anual | No |
| Estación de esquí Candanchú | Huesca | 1560 | ARAMÓN - ETUKSA | Anual | Sí |
| Estación de esquí Formigal-Furco | Huesca | 1855 | ARAMÓN | Anual | Sí |
| Estación de esquí Formigal-Sextas | Huesca | 1558 | ARAMÓN | Anual | Sí |
| Refugio de Respomuso | Huesca | 2200 | FAM | Anual | Sí |
| Estación esquí de Panticosa-Los Lagos | Huesca | 1830 | FAM | Anual | Sí |
| Refugio de Panticosa-Casa de Piedra | Huesca | 1660 | FAM | Anual | Sí |
| Refugio de los Ibones de Bachimaña | Huesca | 2190 | FAM | Anual | Sí |
| Refugio de Góriz | Huesca | 2215 | FAM | Anual | Sí |
| Refugio de Pineta | Huesca | 1240 | FAM | Anual | No |
| Refugio de Ángel Orús-El Forcau | Huesca | 2150 | FAM | Anual | Sí |
| Refugio de Estós | Huesca | 1890 | FAM | Anual | Sí |
| Estación de esquí de Cerler | Huesca | 2020 | ARAMÓN | Invierno | Sí |
| Refugio de la Renclusa | Huesca | 2140 | FAM | Anual | Sí |
| Estación de esquí de Valdelinares | Teruel | 1960 | ARAMÓN | Anual | No |
| Refugio de Rabadá y Navarro | Teruel | 1520 | FAM | Invierno | No |
| Navacerrada | Madrid | 1894 | AEMET | Anual | Sí |
| Estación de esquí de Port del Compte | Lleida | 1750 | Guimaru | Invierno | No |
| Estación de esquí de Núria | Girona | 1967 | Gobierno de Cataluña | Invierno | No |
| Estación de esquí de Vallter 2000 | Girona | 2160 | Gobierno de Cataluña | Invierno | No |

Tabla 1. Red de observatorios nivometeorológicos.

En este proceso AEMET siempre ha contado con la colaboración de organismos regionales y locales, así como entidades privadas. En el caso de Aragón, especialmente de la Federación Aragonesa de Montañismo (FAM). En la península Ibérica existen también otras redes de organismos oficiales con distintas características. Además, AEMET colabora con Météo-France, intercambiando datos provenientes de su red de estaciones automáticas y productos derivados.

La importancia de la red de observatorios nivometeorológicos es que son los únicos dentro de la red de colaboradores de AEMET cuyos datos se difunden a diario a

través del Sistema Mundial de Comunicaciones Meteorológicas, cifrados conforme a la clave NIVOMET de la Organización Meteorológica Mundial. La mayoría recogen datos los 365 días del año, tanto de medidas instrumentales (temperatura, humedad, etc.) como de observación visual (tipo de nieve, nubosidad, ventisca en altura, aludes observados, etc.). Su aportación es de gran utilidad para multitud de campos tales como climatología, simulaciones numéricas, predicción meteorológica y nivológica, etc. Además de la elaboración de partes NIVOMET, en muchos observatorios, principalmente los de mayor altura, una vez a la semana se realizan sondeos por golpeo, perfiles estratigráficos y test de estabilidad del manto nivoso.

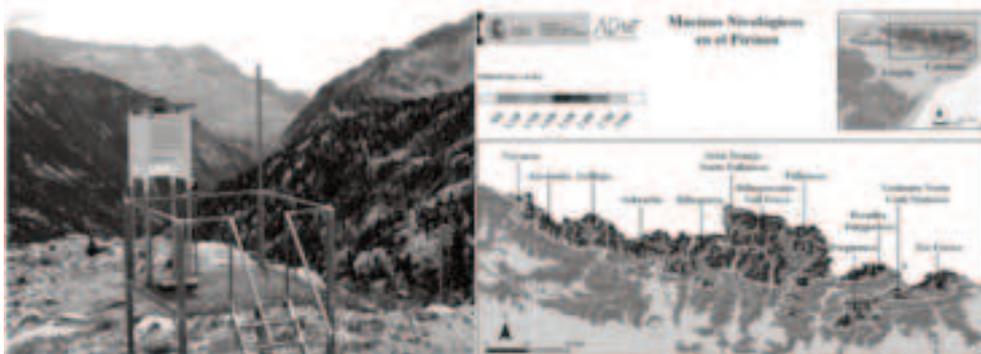


Figura 6. A la izquierda, plataforma de observación en el Refugio de los Ibones - Bachimaña. A la derecha, mapa con los macizos para la predicción nivológica en el Pirineo.

Como complemento de la red manual, AEMET ha desplegado 7 estaciones automáticas de alta montaña, tres en el Pirineo aragonés, tres en el Pirineo catalán y una en Sierra Nevada, que proporcionan datos horarios de temperatura, viento y espesor de nieve.

4.3 El Boletín de información nivológica y de peligro de aludes

La información recogida en las redes de alta montaña, junto con el resto de datos de observación y los pronósticos meteorológicos, se utiliza para elaborar los boletines nivológicos de AEMET.

En los boletines nivológicos se informa sobre el estado del manto nivoso, su grado de estabilidad y el tipo de aludes que cabe esperar. Se da una estimación acerca de la posibilidad de que se desencadenen avalanchas de forma espontánea o accidental, en función de las condiciones meteorológicas y nivológicas presentes y previstas, y se aporta un nivel de peligro conforme a la Escala Europea de Peligro de Aludes.

Su contenido tiene validez en las zonas en las que el manto nivoso no ha sido modificado artificialmente, es decir, fuera de zonas gestionadas como las pistas balizadas y abiertas de las estaciones de esquí. Está disponible a partir de las 15 horas y se refiere básicamente a la jornada siguiente, con un avance para el día posterior. Se pueden consultar en Internet (www.aemet.es) y están disponibles en refugios de montaña y estaciones de esquí.

La escala espacial de referencia en los boletines nivológicos es el macizo montañoso, una zona geográfica de extensión limitada y con características climáticas suficientemente homogéneas. Los boletines son diarios durante la temporada de nieve para el Pirineo, y semanales para zonas de la Cordillera Central (Guadarrama) y la Cordillera Cantábrica (Picos de Europa). En el caso del Pirineo se contemplan una docena de macizos para la predicción nivológica, uno en el Pirineo navarro, cuatro en el aragonés, y siete en el Pirineo catalán (figura 6).

4.4 Los aludes como fenómeno adverso en METEOALERTA

Cuando las condiciones son objetivamente adversas, a partir del nivel 4 en la Escala Europea, la Agencia Estatal de Meteorología emite un aviso conforme al Plan Nacional de Fenómenos Meteorológicos Adversos, METEOALERTA. Los avisos se distinguen por colores en función de su grado de peligrosidad:

- **Amarillo:** grado de peligro 4 (fuerte) con nivel de salida de los aludes por debajo de los 2100 metros o nivel de peligro 5 (muy fuerte) con nivel de salida por encima de los 2100 metros.
- **Naranja:** grado de peligro 5 con nivel de salida de los aludes por debajo de 2100 metros.
- **Rojo:** Situación excepcional, riesgo generalizado de nivel naranja que afecte a una amplia zona.

5. ANÁLISIS NIVOMETEOROLÓGICO DE DOS EPISODIOS DE ALUDES

En este apartado se analizan con detalle los factores meteorológicos que favorecieron dos aludes que provocaron daños materiales en edificios o impacto en infraestructuras, sin producir víctimas mortales: uno de placa, en Astún, y otro de fusión, en la carretera de Llanos del Hospital.

5.1 Alud de placa de viento: Astún, 25 de diciembre de 1993

La estación de esquí de Astún tiene su base a 1730 m, y se ubica en un valle desprovisto de vegetación y propenso a las avalanchas. Se han construido diversas defensas como diques vacíos, rastrillos y repoblaciones forestales. En esa época, en la ladera de Torrullas, había construidos 87 rastrillos, y a finales de 1995 ya había construidos 118. El alud cayó durante la medianoche, procedente de la ladera sur del Pico Escalar (2297 m), en ladera de Torrullas, al Norte de la base de la estación, fuera del área de explotación de ésta. Entró por la parte trasera del Hotel Europa y del edificio de apartamentos Sarrios, construido en apoyo sobre la ladera, a la altura del sexto piso. La nieve descendió por la caja de la escalera hasta la planta baja, causando daños materiales que fueron valorados en 12 millones de pesetas.

5.1.1 Análisis nivometeorológico:

Aunque no hay datos de la estación de Astún para esas fechas, sí los hay de Candanchú, a 1560 m y distante solo 3 km al SW, con unas condiciones climáticas muy parecidas. Se resume a continuación lo más significativo a nivel meteorológico de los días precedentes al alud y sus principales consecuencias de cara a la estabilidad del manto en la zona y en la ladera en cuestión.

Hasta el día 21 de diciembre había muy poca nieve en el Pirineo, al menos en cotas bajas y medias, con suelo desnudo en Candanchú y sólo 15 cm en la cercana estación de Formigal, a menos de 20 km de distancia y a 1850 m de altitud. Los días 21 y 23 nevó débilmente, con flujo del WNW. Como resultado, el día 23 ya se miden 10 y 28 cm de espesor total del manto en Candanchú y Formigal respectivamente. Estas nevadas previas, aunque débiles, son claves para que la nieve posterior caiga sobre un suelo más uniforme y liso, configurando de este modo una ladera más proclive al desencadenamiento de aludes de tamaño significativo si las condiciones futuras resultaran las adecuadas. Otro factor importante es que las temperaturas fueron relativamente bajas los días 22 y 23, con mínimas de -6.5 y -7.5 °C y máximas solo ligeramente por encima de cero (figura 7), con cielos nubosos en general. A mayor altitud, en la zona de Astún, las temperaturas fueron probablemente más bajas, dado el tipo de situación meteorológica. Con estas temperaturas y sobre todo un manto muy escaso (5 y 10 cm en Candanchú las mañanas de los días 22 y 23) se favorecían los gradientes fuertes de temperatura dentro del manto y la formación de caras angulosas (caras planas y cubiletos), constituyendo una capa débil persistente.

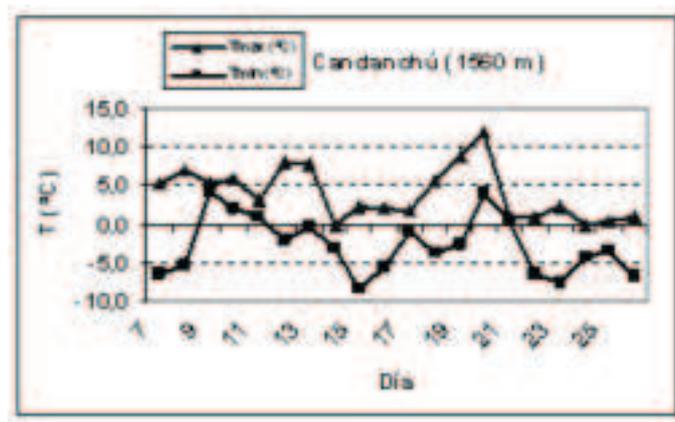


Figura 7. Temperaturas máxima y mínima en Candanchú (1560 m), 7-26 diciembre 1993.

El día 24, con un intenso flujo del NW prácticamente a todos los niveles, las precipitaciones fueron ya importantes. Entre 20 y 40 mm en La Jacetania, con una cota de nieve relativamente baja, alrededor de los 800 m. En Candanchú, debido a la ventisca, aunque la precipitación fue de 38 mm la acumulación de nieve fue de solo 5 cm. En cotas más altas probablemente se observaron mayores cantidades, aunque debido a la ventisca su distribución sería muy irregular, acumulándose preferentemente en laderas S y E. El viento, en torno a los 90 y 120 km/h en 850 y en 700 hPa respectivamente, jugó en este episodio un papel muy importante.

El sábado 25 la situación se intensificó ligeramente, con una baja que se desplazó a lo largo del día desde las Islas Británicas hasta el Golfo de Génova, pasando muy cerca de la zona de interés y favoreciendo el fuerte flujo del NW, con 140 km/h en 700 hPa (figura 8). Las nevadas en la zona fueron más copiosas, entre 40 y 70 mm.

En Candanchú se midieron 24 cm de nieve reciente, no cifrándose ventisca en la estación, aunque sí en observatorios cercanos como Formigal y Respomuso, lo que indica que la ventisca fue mayor en cotas medias y altas que en bajas, formando nuevas placas de viento sobre las que se habían formado el día anterior.

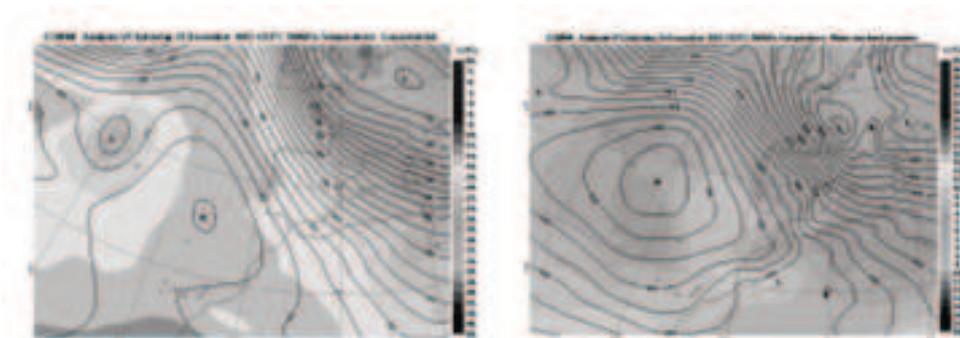


Figura 8. A la izquierda, reanálisis Era-Interim (ECMWF) de temperatura y geopotencial en 500 hPa. A la derecha, presión a nivel del mar y temperatura en 850 hPa. 12 UTC del 25 de diciembre de 1993.

Por tanto, se dieron todas las circunstancias favorables para la formación de estructuras de placa en la ladera de Torrullas, que pueden resumirse como sigue:

- Ladera ya innivada previamente al episodio severo.
- Temperaturas relativamente bajas los días 22 y 23 con un manto de muy poco espesor (difícilmente superaría los 30-40 cm en la zona de desencadenamiento del alud), una situación favorable a la formación de caras angulosas, constituyendo una capa débil persistente en superficie.
- Hasta 100 mm de precipitación en la zona durante las 48 h previas al alud.
- Fuertes ventiscas de NW durante los días 24 y 25, con el correspondiente transporte y metamorfosis destructiva de la nieve, que formarían placas de grano fino bien cohesionado en orientaciones E y S. Estas placas, posiblemente duras, se formaron sobre la capa débil preexistente, dando lugar a estructuras de placa.
- Finalmente, el aumento continuo de la sobrecarga sobre la capa débil, originado por la propia nevada y la ventisca del día 25, fue probablemente lo que produjo la ruptura de la capa débil y el desencadenamiento del alud.

5.2 Alud de fusión: Llanos del Hospital, 19 de enero de 2013

La carretera A-139, con dirección predominante SW-NE entre Benasque y Llanos, suele presentar problemas relacionados con el peligro de aludes, que llegan a la carretera siguiendo las canales que les dan nombre. En este caso, el alud se produjo

durante la tarde-noche, canalizado a través de la canal de las Fites y cortó la carretera en el km 67.5, a unos 7 km al NE del municipio de Benasque. En esta ocasión, debido a las copiosas nevadas de los días 14 y 15 de enero, se había cerrado preventivamente al tráfico el día 15 y no se abrió hasta el 27, quedando aislados los clientes y el personal del hotel de alta montaña de Llanos del Hospital.

La canal por la que se deslizó el alud empieza a 2150 m de altitud y llega a la carretera a 1450 m, con una longitud aproximada de 1.2 km. Su orientación predominante es SE y su inclinación es de 40, 34, 33 y 31° (promedios por tramos de 250 m en la horizontal) desde el tramo más alto al más bajo (figura 9).

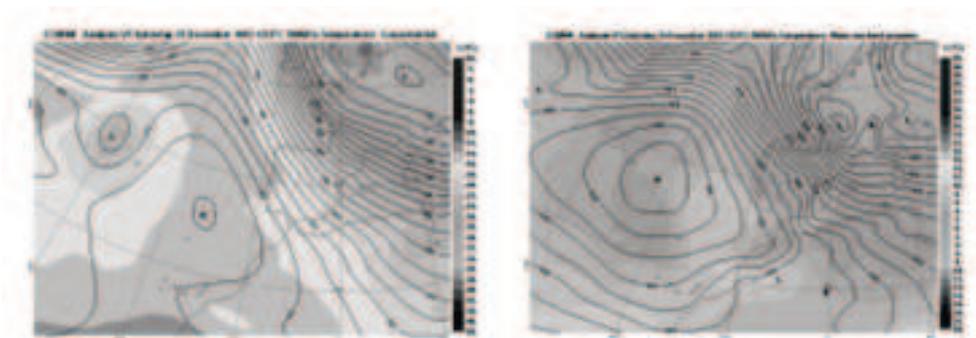


Figura 9. A la izquierda, Mapa Topográfico Nacional de España 1:25000 (IGN) de la zona. A la derecha, vista de la canal de las Fites mediante Google Earth.

5.2.1 Análisis nivometeorológico:

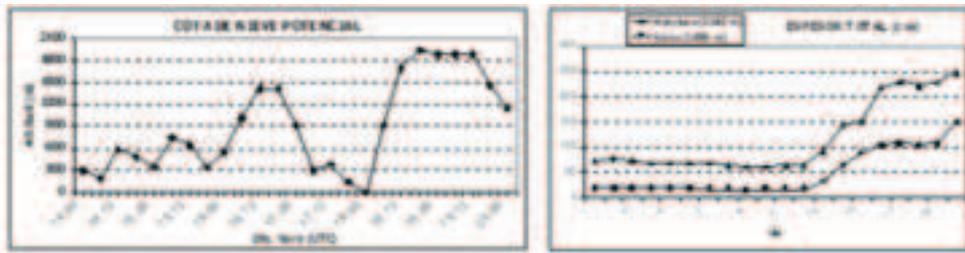
Las observaciones más cercanas al alud son los datos nivometeorológicos recogidos por los refugios de Estós (1890 m) y La Renclusa (2140 m), siendo más representativos los de La Renclusa durante los días de flujo de N.

El 12 de enero el terreno de la zona se encontraba prácticamente desnudo a unos 1500 m de altitud, y el manto nivoso era escaso y estable en cotas más altas (18 y 65 cm de espesor total respectivamente en Estós y La Renclusa). Pero nevadas, débiles la noche del día 12 y moderadas y persistentes el día 13, dejaron alrededor de unos 50 cm de nieve reciente en la zona, cubriendo el suelo de la parte más baja de la canal y homogeneizando aún más el cauce en las partes más altas ya innivadas.

Los días siguientes siguió nevando de forma más o menos persistente, con intensidades en general moderadas, incluso fuertes los días 14 y 15, llegando a acumularse unos 130-140 cm desde que empezaron las nevadas, la tarde del sábado 12, hasta la mañana del viernes 18 (figura 10). El viento sopló fuerte todos esos días, con ventiscas fuertes desde el día 14 hasta el 17. Fue de componente norte en general, aunque fue variando: inicialmente del NW, se "aponentó" el día 16, para volver de nuevo al NW y, finalmente, al NE. En consonancia con las oscilaciones en la dirección del flujo, la temperatura fue cambiando. La cota de nieve potencial osciló entre los 200 y 750 m los días 14 y 15, subió de 550 a 1400 m la tarde del día 16, para bajar el día 17 de los 900 a los 0 m con el paso a una situación sinóptica de advección de aire frío continental (figura 10).

El día 18 se produjo un cambio brusco de N a S del flujo en niveles bajos, subiendo rápidamente la cota de nieve potencial durante la primera mitad del día, de 0 a 1700 m, llegando a los 1950 m por la tarde. Continuaron las precipitaciones, débiles pero bastante persistentes, y también las ventiscas fuertes, pasando del NW al WSW. En el refugio de Estós (1890 m) ya llovió a primeras horas de la mañana, con lo cual es probable que la cota de nieve subiera aún más rápido que lo estimado por el modelo. En el perfil estratigráfico del mismo refugio, realizado a las 10:15 h del día 18, ya aparecía un manto húmedo, prácticamente isoterma en toda la vertical, con predominio de granos finos y partículas reconocibles, fruto de las ventiscas y de la nieve relativamente cálida de la tarde del día 16, con una capa más húmeda en superficie.

Figura 10. A la izquierda, cota de nieve estimada por el análisis HIRLAM 0,16° en la



canal de las Fites, 14-19 enero 2013. A la derecha, espesor de nieve en los refugios de La Renclusa (2140 m) y Estós (1890 m), 1-20 enero 2013. La medida se toma a las 8 UTC, las 9 horas locales.

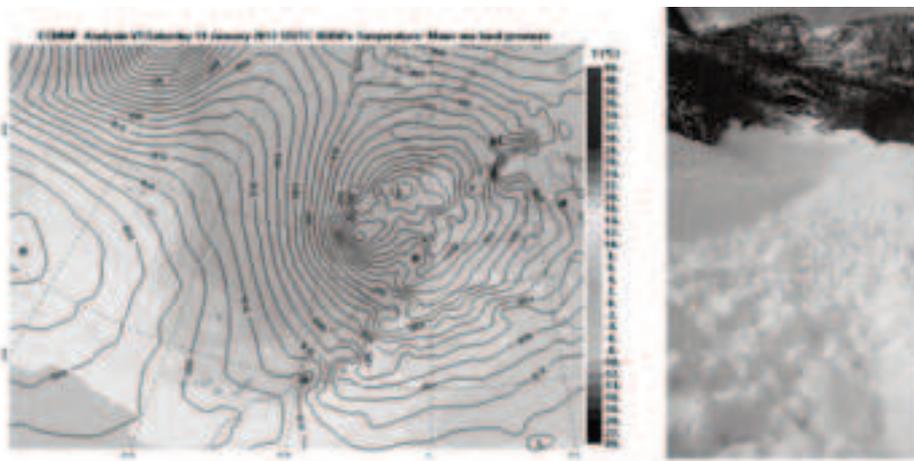


Figura 11. A la izquierda, reanálisis Era-Interim (ECMWF) de presión a nivel del mar y temperatura en 850 hPa a las 12 UTC del día 19. A la derecha, zona de depósito del alud, observándose la canalización en el tramo inferior de la canal de las Fites. Foto: Javier Rodríguez.

Así, durante el día 18, el manto por debajo de unos 1900 m de la zona de la canal de las Fites se vio humidificado tanto por el brusco aumento de temperatura (aumento de 8 °C en 850 hPa, de -4 a +4 °C) como por la lluvia. Probablemente se vio afectada la parte más superficial del manto, ya que los granos finos suelen actuar como una esponja, absorbiendo una gran cantidad de agua líquida, lo cual les haría perder cohesión y evolucionar a granos redondos, dando lugar a algunas coladas superficiales húmedas en pendientes inclinadas. Debido a la precipitación que se produjo durante prácticamente todo el día, los granos crecerían en tamaño, formando canales de percolación que irían permitiendo al agua líquida llegar cada vez a más profundidad.

Durante el día 19 la precipitación fue moderada y persistente en la zona del alud, con una cota todavía muy alta (1700-1900 m) hasta el mediodía, intensificándose por la tarde al paso de una baja, con el correspondiente frente frío asociado que pasó por la zona de interés entre las 12 y 18 UTC (figura 11). A las 18 UTC la cota de nieve estimada se situaba en 1450 m y a las 0 UTC del domingo 20 en 1150 m. Por tanto, durante al menos 24 h las precipitaciones fueron en forma líquida por debajo de unos 1700-1900 m, para posteriormente caer en forma sólida pero húmeda por debajo de dicha cota.

Entre las 8 UTC del viernes 18 y las 8 UTC del domingo 20 se recogieron 49 mm (36 cm) en Estós y 21 mm (60 cm) en La Renclusa. También en la zona, en el refugio de Ángel Orús, que suele verse más afectado en situaciones de sur, se recogieron 100 mm. Así pues, teniendo en cuenta también datos de la Confederación Hidrográfica del Ebro, en la zona del alud pueden estimarse como mínimo entre 30 y 50 mm entre la mañana del día 18 y la tarde-noche del día 19. Es muy probable que durante la mañana del día 19 el agua percolara hasta el suelo o hasta una capa relativamente impermeable, una interfaz débil que produciría el deslizamiento del manto nivoso sobre una superficie suficientemente lisa. Una superficie de este tipo, una costra de rehielo, aparece en el perfil de Estós del día 18, originada a comienzos de enero en un período con ciclos de fusión-rehielo. Todas estas condiciones, unidas a la mayor inclinación de la canal en su parte alta (unos 34° en la cota 1900) y al hecho de que testigos de la zona descartan la rotura de una placa seca en cotas superiores, donde todo el episodio fue en forma de nieve, dan como zona más probable para la salida del alud una cota entre 1700 y 1900 m. Esto situaría al alud entre los de fusión, de fondo o de la mayor parte del manto, de tamaño mediano. Como se puede apreciar en la fotografía (figura 11), tanto la canalización como el tipo de depósito fueron los propios de un alud de fusión.

Paradójicamente, el alud se produjo hacia la tarde-noche, momento en el que estaba descendiendo la temperatura (figura 10), tras el paso frontal, y probablemente cuando la precipitación ya caía en forma sólida, aunque aún bastante húmeda, en todo el recorrido del alud. De todos modos, parece coherente, ya que fue durante la segunda mitad del día cuando más intensa fue la precipitación, lo cual produciría una mayor sobrecarga, y además la cota aún seguía relativamente alta y por tanto la nieve reciente húmeda seguiría aportando agua líquida. Además, según la bibliografía, los aludes de fusión de fondo (*glides*) tienen una cierta preferencia a producirse durante un descenso de las temperaturas tras un largo período de fusión, en este caso acelerado por la abundante lluvia.

Resumiendo, los ingredientes meteorológicos para el deslizamiento del alud de fusión a través de la canal de las Fites, fueron los siguientes:

- Gran acumulación de nieve reciente previa al episodio de fusión.
- Notable ascenso de temperaturas durante el día 18. Las elevadas temperaturas se mantuvieron hasta el mediodía del día 19.
- Lluvia débil-moderada pero bastante persistente durante 24-30 h por debajo de 1700-1900 m, entre la mañana del día 18 y el mediodía del día 19, con acumulaciones entre 30 y 50 mm. Estos dos últimos factores produjeron una rápida evolución a un manto húmedo isoterma, con predominio de un grano redondo, cada vez de mayor tamaño conforme avanzaban las horas, lo cual favorecía la formación de grandes canales de percolación.
- Nevada húmeda moderada, con intervalos fuertes, durante la tarde del día 19. Favoreció una mayor sobrecarga y la continuación del aporte de humedad.
- Descenso de la temperatura durante la tarde del día 19, el cual favorece el desencadenamiento final de los aludes de fusión de fondo.

AGRADECIMIENTOS

Colaboradores nivometeorológicos de AEMET, GREIM de Benasque, gestores de la carretera A-139, José Antonio Vada Manzanal (AEMET), José Voces Aboy (AEMET).

REFERENCIAS

- Keiler y Sailer, (2006). Avalanche risk assessment – a multi-temporal approach, results from Galtür, Austria. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 6, 637–651.
- Fierz *et al.*, (2009). The International Classification for Seasonal Snow on the Ground. *IHP-VII Technical Documents in Hydrology*, N°83, IACS Contribution N°1, UNESCO-IHP, París.
- Rodés y Miranda, (2011). Breve aproximación histórica a la nieve y a los aludes de nieve en España. *Asamblea ACNA*, Camprodón. Disponible en Internet: http://www.acna.cat/noticies/111112_Asamblea_General/PRodes_EVOLUCIO_ALL_AUS.pdf.
- Ayora, (2012). Seguridad y responsabilidad en accidentes por aludes de nieve. *Acciones e investigaciones sociales*, 31, 7-38. ISSN: 1132-192X.
- Leo y Cuchí, 2004. *Los aludes en el Alto Aragón*. Lucas Mallada: Revista de Ciencias, ISSN 0214-8315, N°. 11, págs. 135-162.
- McClung and Schaerer, (1996). *Manual de Avalanchas*. Ed. Desnivel, 1ª Edición.
- Tremper, (2008). *Staying Alive in Avalanche Terrain*. Mountaineers Books, 2nd Edition.
- Baggi y Schweizer, (2009). Characteristics of wet-snow avalanche activity: 20 years of observations from a high alpine valley (Dischma, Switzerland). *Natural Hazards*, 50, 97-108.

Marienthal *et al.*, (2012). Depth hoar, avalanches, and wet slabs: A case study of the historic March, 2012 wet slab avalanche cycle at Bridger Bowl, Montana. *Proceedings of the International Snow Science Workshop*, 17-21, Anchorage, Alaska.

Vada *et al.*, (2013) [en prensa]. Análisis del alud del 8 de mayo de 2012 en los Llanos del Tornu, Macizo Central de los Picos de Europa. *Revista de la ACNA*.

Sanz *et al.*, (2013). Guía para la Observación Nivometeorológica. MAGRAMA-AEMET. NIPO: 281-13-006-4. Disponible en Internet: http://www.aemet.es/documentos/es/conocerlas/publicaciones/Guia_nivometeorologica/guia_nivometeorologica.pdf.

Buisán *et al.*, (2010). Aludes: sus tipos y causas. *Boletín de la AME*, nº 29.

CAPÍTULO 17

LOS INCENDIOS FORESTALES EN ESPAÑA

Antonio MESTRE BARCELÓ
Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)
amestreb@aemet.es

RESUMEN

Los incendios forestales constituyen actualmente uno de los mayores problemas medioambientales que debe afrontar nuestro país. La acción del fuego no solo arrasa la vegetación presente sino que produce un impacto a medio y largo plazo, que puede ser irreversible, sobre la capacidad portante de vida del suelo. Pese a que en España gran parte de los incendios son generados por el hombre, bien de forma accidental o intencionadamente, los factores meteorológicos y climáticos desempeñan un papel fundamental en la probabilidad de que se inicie un incendio y en el posterior comportamiento del fuego, lo que pone de manifiesto la importancia del apoyo meteorológico en prevención y lucha contra incendios, en especial en relación con el conocimiento anticipado de situaciones críticas de riesgo. Se detallan en este trabajo diversos aspectos de la amplia relación entre meteorología e incendios forestales, así como la colaboración que los Servicios Meteorológicos Nacionales pueden prestar a los Organismos con competencia en materia de lucha contra incendios, que es la base de los sistemas de alerta temprana. Finalmente, se detallan las actividades operativas de apoyo que se llevan a cabo en AEMET en materia de prevención de incendios forestales. ,

Palabras clave: incendio forestal, riesgo meteorológico de incendio, comportamiento del fuego, meteorología e incendios.

ABSTRACT

Currently forest fires represent one of the most critical environmental concerns that Spain has to face up. Wildfires not only devastate the current vegetation but also produces mean and long-term impacts that can be irreversible, leading to a decrease of the capacity amble of life of the soil. Despite of majority of forest fires in Spain are caused by human activity (intentionally caused or due to negligence), the meteorological and climatic factors play an important role in both the probability of occurrence and in his later development. This highlights the importance of having a meteorological support specifically aimed at fire prevention and firefighting

activities, particularly concerning the early warning of extreme fire risk conditions. Several aspects of the relationship between meteorology and forest fires are considered and detailed in this work. The support that national meteorological services can provide to the Agencies with competence in the field of fire-fighting and fire-prevention, as a base for the setup of forest fires early-warning systems it is also considered. Finally the current operational activities in AEMET, aimed at providing meteorological support to the forestry services for fire prevention purposes, will be addressed.

Key words: forest fire, meteorological forest fire danger rating, fire behaviour, fire weather.

1. INTRODUCCIÓN

Los incendios forestales han constituido siempre una parte del ciclo natural de los ecosistemas en la Europa mediterránea, donde las especies vegetales naturales predominantes están adaptadas a unas condiciones climáticas caracterizadas por una larga estación veraniega muy cálida y con muy escasas precipitaciones, lo que claramente delimita una estación de incendios. Estos incendios naturales han desempeñado un papel de selección que ha marcado pautas evolutivas en estas comunidades vegetales mediterráneas.

Sin embargo, a partir del decenio de los años 60 el número de incendios y la superficie afectada por los mismos fue creciendo, de forma que los incendios forestales, la inmensa mayor parte de ellos causados por el hombre, se fueron convirtiendo en uno de los mayores problemas medioambientales que debe afrontar nuestro país. Cabe destacar a este respecto que la acción del fuego no solo arrasa la vegetación presente, sino que produce un impacto a medio y largo plazo, frecuentemente irreversible, sobre la capacidad portante de vida del suelo.

En las figuras 1 y 2 se representan, respectivamente, las series históricas de número total de incendios en España y la superficie total quemada desde 1961 hasta el pasado año 2012 (los datos de 2011 y 2012 son provisionales), según los datos oficiales facilitados por la Dirección General de Desarrollo Rural y Política Forestal del Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente (MAGRAMA, 2012). Según se puede apreciar en estos gráficos el número de incendios ha ido aumentando gradualmente (hay que hacer notar que antes de los años 80 no se contabilizaban los conatos o incendios con una superficie afectada menor de 0,1 Ha.), mientras que la superficie afectada ha experimentado grandes oscilaciones, que están muy ligadas a la fluctuación de las condiciones climáticas de las estaciones de primavera y verano. Fueron especialmente catastróficos los años 1978, 1985, 1989 y 1994, con superficies quemadas superiores a las 400000 Ha.

Del análisis conjunto de las figuras 1 y 2 se deduce que la superficie media quemada por incendio se ha ido reduciendo progresivamente hasta alcanzar valores en torno a 7-8 Ha/incendio en los años más recientes, si bien con un fuerte repunte en el año 2012.

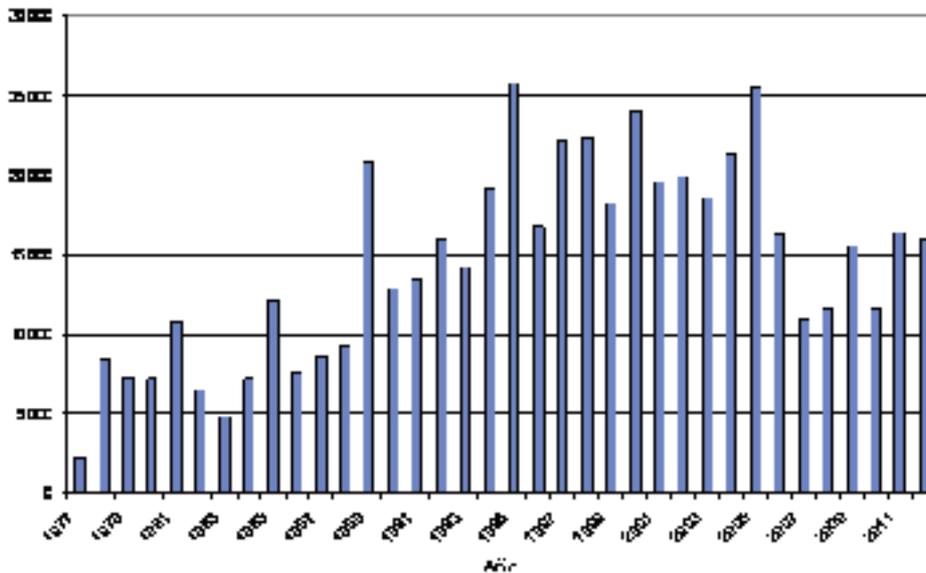


Figura 1. Evolución del número total de incendios forestales en España (1977-2012). (Fuente: Datos del MAGRAMA, elaboración propia).

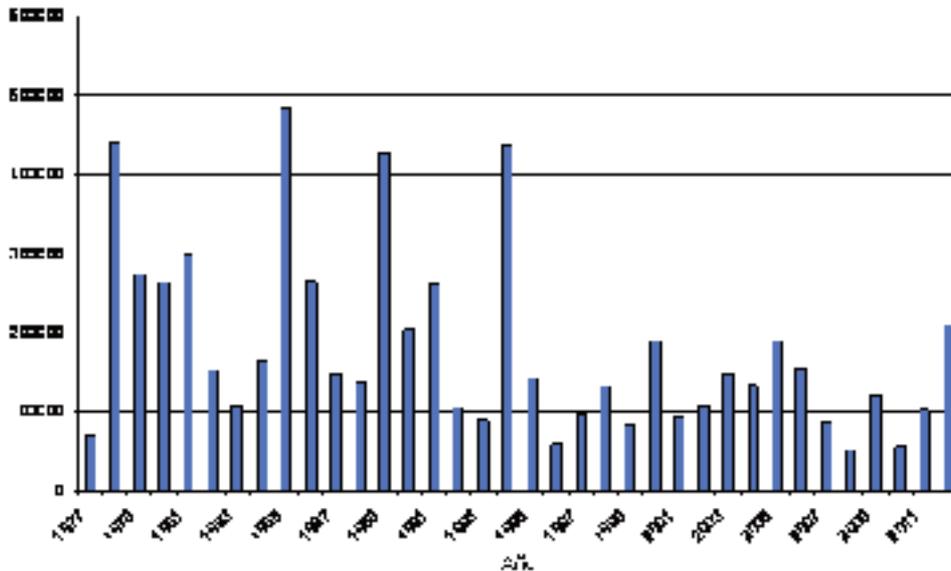


Figura 2. Evolución de la superficie total quemada año por año por los incendios forestales en España (1977-2012). (Fuente: Datos del MAGRAMA, elaboración propia).

Un aspecto especialmente crítico en relación con la problemática del fuego en España es el tema de los grandes incendios, definidos como aquellos en los que la superficie quemada excede de 500 Ha. La ocurrencia de estos grandes incendios

está además ligada a la presencia de unas condiciones meteorológicas muy específicas, frecuentemente asociadas a la presencia de vientos que inciden perpendicularmente a una cordillera costera y que llegan muy secos y recalentados a las zonas ubicadas a sotavento de la cadena montañosa. La importancia de esta cuestión queda definida por el hecho de que el porcentaje de superficie afectada por los grandes incendios respecto a la superficie total quemada en España se sitúa en promedio en torno al 36% para el período 1970-2000 (Chuvienco y Martín, 2004), habiendo llegado en algunos años a superar el 70% (76,6% en 1994 y 75,9% en 2012) (MAGRAMA, 2012). En la figura 3 se representa la evolución anual del número de grandes incendios; se puede apreciar cómo el número anual de grandes incendios alcanza un máximo en los años 80 y primeros años de la década de los 90, para luego disminuir drásticamente a mediados de los años 90 y después iniciar un nuevo incremento con algunos altibajos hasta el año 2012.

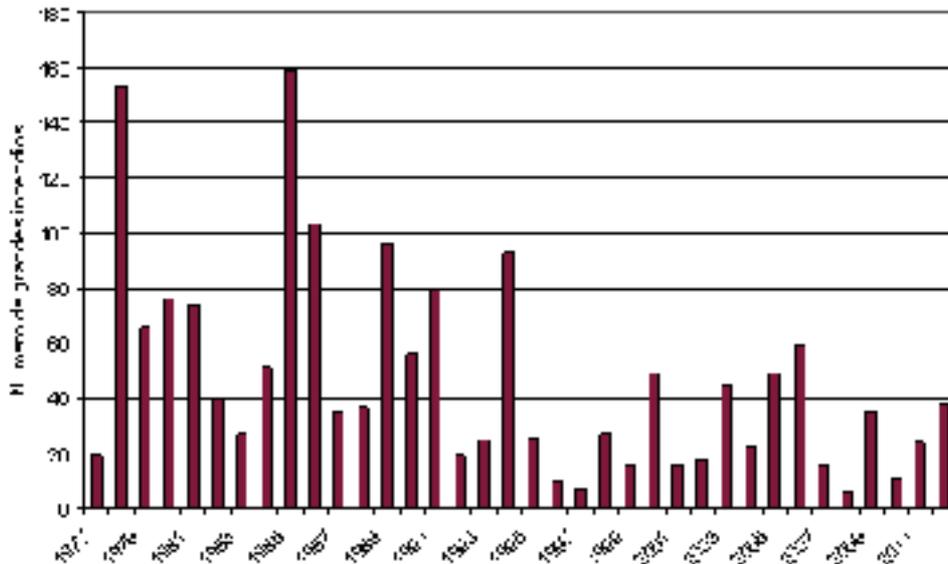


Figura 3. Evolución del número anual de grandes incendios (área quemada mayor de 500 Ha) en España (1977-2012). (Fuente: Datos del MAGRAMA, elaboración propia).

Respecto a la causalidad de los incendios, en España como en el resto de los países del área mediterránea, la mayor parte de los mismos son de origen humano, con un importante porcentaje (48%) causados intencionalmente, mientras otro 24% de los incendios son debidos a negligencias y solo un 7% tienen un origen natural, principalmente debidos a la caída de rayos (Vélez, 2000). Hay un 17 % de incendios cuyo origen es desconocido, si bien este porcentaje, aun siendo importante, se ha ido reduciendo gradualmente debido a la mejora de las técnicas de investigación in situ (Porrero, 2001).

Si se analiza la distribución geográfica de los incendios se aprecia (MAGRAMA, 2012) una distribución muy desigual en la frecuencia de ocurrencia de los mismos. Las zonas con mayor densidad de incendios se sitúan en Galicia, noroeste de Castilla y León, Asturias, Cantabria, zonas montañosas del norte de Extremadura, sector occidental del Sistema Central, franja mediterránea desde Cataluña hasta el norte de la provincia de Alicante y algunas zonas de Andalucía y Murcia.

En lo que se refiere a la distribución estacional de este fenómeno, la mayoría de los incendios ocurren en los meses de verano (julio, agosto y septiembre), con la única excepción de la Cordillera Cantábrica y zonas del Pirineo, donde más de la mitad de los siniestros tienen origen al final del invierno y principios de la primavera, que es la época secundaria de mayor peligro. Este hecho tiene su explicación en la frecuencia de situaciones meteorológicas desfavorables, con vientos secos y fríos del sur provenientes de la Meseta Central, agravado por el gran número de quemaduras que los pastores y agricultores realizan en estas fechas en el norte de España.

2. LOS FACTORES METEOROLÓGICOS Y CLIMÁTICOS EN RELACIÓN CON LOS INCENDIOS FORESTALES

Los factores básicos que determinan el comportamiento del fuego son: la topografía, la meteorología y los combustibles. De estos tres factores fundamentales, los meteorológicos son los que cambian de forma significativa en el corto plazo, y al tiempo pueden ser objeto de predicción, al menos en el corto y medio plazo, lo que pone de manifiesto la importancia del apoyo meteorológico en la prevención y lucha contra incendios, en especial en relación con el conocimiento anticipado de situaciones críticas de riesgo. Se detallan a continuación diversos aspectos de esta amplia y compleja relación entre meteorología e incendios.

2.1 Los fenómenos meteorológicos como agentes causales de los incendios forestales

Las tormentas, en particular aquellas que van acompañadas de escasa precipitación (tormentas secas), constituyen en realidad el único fenómeno meteorológico que es causa directa de la ocurrencia de incendios forestales. Por otro lado, los fenómenos tormentosos, que explican buena parte de la precipitación que cae en la estación veraniega en los países de clima mediterráneo, suelen venir acompañados de vientos fuertes y racheados de dirección rápidamente cambiante, lo que incrementa la potencial gravedad de los incendios que puedan ser originados por los rayos que actúan a modo de focos de ignición en condiciones en las que la humedad del combustible vegetal muerto suele ser bastante baja por la fuerte estacionalidad de las temperaturas y las precipitaciones característica de estas áreas mediterráneas.

En España, a diferencia de países con zonas boscosas extensas y muy poco habitadas, como Canadá y Estados Unidos, donde el porcentaje de incendios ocasionados por la caída de rayos alcanza valores cercanos al 50%, tan solo un 4%-5% de los incendios forestales se inician por rayos (MAGRAMA, 2012). No obstante, en determinadas áreas montañosas del interior peninsular, especialmente en el Sistema Ibérico, el número de incendios originados por rayos

alcanza valores que se aproximan al 40% del número total de incendios. Ello es debido a que en esta zona las tormentas son bastante frecuentes, en torno a unos 30 días de tormenta al año, concentrándose más del 80% de estos días entre los meses de junio a septiembre. Por otro lado, muchas de estas tormentas presentan gran número de rayos pero dan lugar a una muy escasa cantidad de precipitación, lo que acrecienta el peligro de que las chispas prendan en la vegetación seca.

Si bien el número de incendios causados por rayos es relativamente reducido en España, el problema es más importante por el hecho de que la superficie media de estos incendios es en promedio bastante superior a los generados por otras causas. Entre los factores que explican este hecho se pueden citar los dos siguientes: localización preferente de las tormentas en época estival en zonas montañosas, de más difícil acceso y menos pobladas que otras zonas de orografía más suave, y el que el momento de mayor probabilidad de ocurrencia de tormentas en verano sea a lo largo de la tarde-noche o ya entrada la madrugada. Durante el período 1986-95 los rayos causaron un 4,2% de los incendios forestales que se produjeron en España, si bien ello representó un 14,0% de la superficie total arbolada quemada y un 6,4% de la superficie no arbolada. En el año 1994, en el que una extraordinaria oleada de incendios afectó a toda la Vertiente Mediterránea durante los primeros días del mes de julio, los incendios por rayos representaron solo el 2,7% del total, pero quemaron el 27,7% de la superficie arbolada que resultó afectada dicho año.

Debido al hecho de que las descargas eléctricas de las tormentas generan enormes cantidades de energía radiante en un amplio espectro de frecuencias, es posible la determinación mediante sensores especiales del ángulo azimutal que definen la dirección del punto en que ha caído el rayo. Si el rayo es registrado simultáneamente por varios sensores, su localización puede ser establecida con gran precisión espacial en el mismo momento en que cae, mediante métodos de triangulación. Basado en estos principios, las redes de detección de rayos determinan de forma instantánea y con error que oscila entre cientos de metros y unos pocos kilómetros la posición en que han caído los rayos, además de la hora con precisión de milisegundos, su polaridad, el número total de descargas componentes del rayo y la energía total liberada. La posibilidad de acceder en tiempo real a esta información, así como a otros productos climatológicos que pueden ser obtenidos a partir del archivo histórico de los datos de rayos almacenados en este tipo de sistemas, constituyen sin duda una valiosa aportación a las actuaciones de tipo preventivo. La información procedente de estos sensores puede ser también combinada con la de probabilidad de ignición para estimar la probabilidad de que se produzcan incendios por rayos (Latham, 1983).

2.2 Influencia de las variables meteorológicas en el corto plazo

2.2.a El efecto de las variables meteorológicas y climáticas sobre la probabilidad de ignición

Las condiciones meteorológicas, tanto las instantáneas como los valores promediados de las mismas sobre un determinado intervalo temporal, ejercen una influencia decisiva sobre la probabilidad de ocurrencia de incendios forestales dado que condicionan el contenido de humedad de los combustibles y, por consiguiente, su nivel de inflamabilidad.

La variabilidad temporal a corto plazo (escala diaria) del riesgo de incendios forestales se explica en buena medida por el efecto combinado de los valores instantáneos de un conjunto de variables meteorológicas sobre las características de humedad y temperatura de los combustibles finos muertos, que son los que más rápidamente se adaptan a las condiciones atmosféricas del momento. El contenido de humedad de estos combustibles finos está directamente relacionado con la probabilidad de ignición o probabilidad de que se origine un foco de ignición al caer sobre él una fuente de calor, como una brasa o pavesa. Las variables meteorológicas que definen este contenido de humedad son, por orden decreciente de importancia directa, la precipitación, la humedad relativa, la temperatura y el viento.

Se detalla a continuación el efecto por separado de cada una de estas variables, así como las situaciones que dan origen a la combinación pésima de estos factores meteorológicos:

a) *Efecto de la precipitación:* La precipitación mantiene, mientras se produce y a partir de un umbral mínimo de intensidad, que puede ser muy bajo (0,5 mm/hora) , unos valores elevados de la humedad del combustible fino y, por consiguiente, valores bajos de la probabilidad de ignición, si bien su efecto es muy transitorio en las condiciones de fuerte evaporación que prevalecen a lo largo de los períodos estivales de las zonas con estación de incendios seca y cálida, como en el caso de las zonas de la Península Ibérica con climas de tipo Mediterráneo. En aquellas zonas en las que el número medio de días de precipitación a lo largo del período de riesgo máximo de incendios sea muy reducido, el papel que globalmente desempeñará la precipitación en relación con la evolución temporal del riesgo de incendios a lo largo de la Campaña será relativamente limitado, si bien puede tener puntualmente mucha importancia en particular en el caso de períodos estivales anormalmente húmedos.

B) *Efecto de la humedad relativa:* La humedad relativa constituye una variable meteorológica esencial en la determinación de la variabilidad a escala temporal diaria de la probabilidad de ignición durante el período de máximo riesgo. Para una temperatura de en torno a 25°C y en condiciones de igualdad respecto a otras variables meteorológicas y topográficas, una disminución de la humedad relativa desde valores del 60% a valores del 30% se traduce en un incremento de la probabilidad de ignición desde el 40% al 70% (Pouliot, 1991). Por todo lo expuesto, los valores de los distintos índices cuantitativos de riesgo de incendios forestales son, en general, muy sensibles a esta variable, que se caracteriza por su fuerte variabilidad temporal y espacial. La variabilidad temporal en el corto plazo puede estar relacionada con cambios bruscos de la masa de aire predominante o bien con el propio ciclo diurno de la temperatura, sobre todo en la época estival, que da origen a que se produzcan mínimos acusados en los valores de la humedad relativa en las horas centrales del día, asociados al fuerte calentamiento diurno, aunque la masa de aire no haya cambiado y mantenga en valores sensiblemente constantes la masa total del vapor de agua atmosférico.

c) *Efecto de la temperatura:* El efecto directo de la temperatura sobre la probabilidad de ignición es similar al anteriormente indicado para la humedad relativa, si bien lógicamente de sentido contrario y de mucha menor intensidad. No obstante al efecto directo de las temperaturas elevadas, debido a las

temperaturas más altas que alcanzan los combustibles, en especial los finos, y la mayor velocidad de desecación, hay que añadir el efecto indirecto ya citado de que, para una masa de aire que permanece sobre una zona sin cambiar su contenido de vapor de agua, a mayor temperatura le corresponde una menor humedad relativa, por lo que a los efectos prácticos de valorar su influencia sobre la probabilidad de ignición los efectos de la temperatura y la humedad relativa se suman.

d) *Efecto del viento*: La influencia directa de la velocidad del viento sobre la humedad del combustible fino para valores constantes del resto de las variables meteorológicas es en general de poca significación. El citado efecto se relaciona con la mayor o menor velocidad de desecación en función del viento, por lo que solo adquiere importancia cuantitativa en el caso de que la humedad del combustible fino sea elevada, caso que se da con poca frecuencia en las zonas climáticas caracterizadas por una larga estación cálida y seca. No obstante, y con independencia de la citada influencia directa, el efecto global del viento sobre la probabilidad de ignición puede ser de gran importancia, debido al hecho de que la dirección y velocidad del viento es con frecuencia un factor decisivo en la determinación de las características de la masa de aire que incide sobre una zona determinada y por consiguiente los campos de viento suelen estar fuertemente correlacionados con los campos de temperatura y humedad relativa. Por ello, los efectos de estas importantes variables se añaden al directo del viento.

e) *Condiciones extremas de riesgo. El caso particular de los vientos "terrales"*: Existe una situación meteorológica en la que los efectos de las variables meteorológicas viento, temperatura y humedad relativa se suman, creándose con ello unas condiciones especialmente propicias a la eclosión de incendios forestales. Se produce cuando un flujo de viento cruza perpendicularmente con fuerza una cordillera, lo que produce un calentamiento de la masa de aire a sotavento de la cadena montañosa acompañado de una fuerte desecación de la masa de aire por la elevación de temperatura y el efecto de retención de nubosidad y humedad a barlovento de la cordillera. Esta consecuencia, denominada "efecto foehn", origina en el lado de sotavento temperaturas elevadas y fuertes rachas de viento, lo que junto a la escasez de nubosidad que acompaña en general a este tipo de situaciones y los elevados valores que alcanza la irradiación directa, con fuertes tasas de evaporación y desecación del combustible, dan origen a un rápido incremento de la probabilidad de ignición.

2.2.b *El efecto de las variables meteorológicas y climáticas sobre la propagación de los incendios forestales*

Una vez iniciado un incendio forestal, el viento constituye el elemento conductor del incendio y regulador del suministro de oxígeno, por lo que su dirección, velocidad y rafagosidad son factores que determinan el proceso de desarrollo del incendio, la velocidad y dirección de propagación del mismo y la tasa de energía liberada. No obstante, se debe considerar en relación con el papel del viento, la compleja interacción de los campos de viento con los factores topográficos, así como la significativa perturbación que el calor generado por el propio incendio puede introducir en el campo general de vientos. También el grado de estabilidad

atmosférica desempeña un papel muy importante, dado que una elevada inestabilidad de la columna favorece un mayor aporte de oxígeno y propicia condiciones de rápida propagación de los incendios, hecho que es tenido en cuenta en algunos índices de propagación de incendios.

Por otro lado, la cantidad, distribución de tamaños y humedad del combustible vegetal muerto y las características y estado hídrico de la vegetación viva influyen directamente sobre el ritmo de propagación, y están en buena medida determinados tanto por los valores actuales de la temperatura, humedad relativa, precipitación e irradiación, como por el efecto acumulado a lo largo de un cierto intervalo temporal, que puede ir desde días a meses, de estas variables sobre el estado hídrico de la vegetación y el propio proceso de desarrollo de las plantas a lo largo de sus diversas fases fenológicas.

2.3 Influencia de las variables climáticas (medio y largo plazo)

La propia estructura de la vegetación natural y su mayor o menor nivel medio de inflamabilidad depende en buena medida de los factores climáticos y en particular, del régimen térmico, del régimen de precipitaciones tanto en relación con los valores totales anuales como con la distribución temporal y la variabilidad interanual de las lluvias, y de la intensidad y distribución temporal de la energía radiante que se recibe. Por otro lado, el ritmo de desarrollo de las plantas a través de sus diferentes fases fenológicas viene determinado por parámetros climáticos de tipo acumulativo, en particular con la evolución de las temperaturas en relación con los valores normales.

En las regiones con regímenes climáticos caracterizados por la existencia de una larga estación seca con temperaturas elevadas, fuertes tasas de evaporación y baja humedad relativa, es posible definir una "estación de incendios" muy marcada, en la que la vegetación muerta y, en alguna medida también la viva, alcanzan niveles de inflamabilidad muy elevados. Tal es el caso de las regiones de clima tipo Mediterráneo de la Península Ibérica, en las que el período en el que las condiciones climáticas propician un elevado riesgo de incendios forestales está claramente delimitado entre el comienzo del mes de junio y el final del de septiembre. En la figura 4 se ha representado la superficie afectada por los incendios en el período 1971-2012 en España frente a la precipitación media a nivel nacional del trimestre veraniego. En ella se puede apreciar el importante porcentaje de variación interanual del área quemada explicada por la precipitación en los meses estivales, aun considerando un promedio a nivel nacional.

2.4 Cuantificación del efecto integrado de las variables meteorológicas: índices meteorológicos de riesgo de incendios

Para todo tipo de actuaciones de tipo preventivo, así como para la planificación, distribución, movilización y asignación de los recursos de lucha contra incendios, resulta esencial disponer de una magnitud que cuantifique el efecto integrado de las variables meteorológicas sobre el riesgo de iniciación y propagación de los incendios, de modo que se puedan definir estratos de riesgo y adoptar medidas diferenciadas para cada nivel de riesgo actual o previsto.

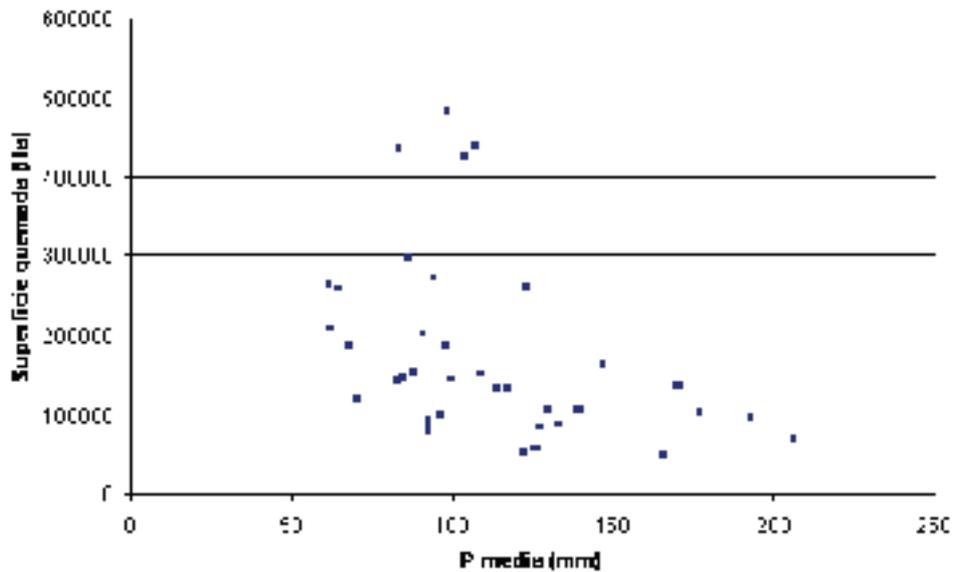


Figura 4. Superficie total anual quemada en España frente a la precipitación media en el período estival.

Esta cuantificación de los niveles de riesgo se lleva a efecto mediante la utilización de los índices meteorológicos de riesgo. El desarrollo de sistemas de predicción del riesgo de incendios forestales basados en el uso de un índice numérico se inició en Estados Unidos durante la década de 1920, creándose un sistema paralelo en Canadá en el siguiente decenio. En actualidad coexisten multitud de sistemas nacionales de valoración del riesgo de iniciación o propagación de los incendios, habiéndose también desarrollado otras experiencias de índices que solo se aplican a escala regional.

Entre los diversos sistemas de evaluación del riesgo que se han usado o se están actualmente utilizando en distintos países se destacan los siguientes:

1. índice canadiense (Canadian Fire Weather Index), (Van Wagner, 1987; Van Wagner y Pickett TL 1987), es un índice meteorológico de riesgo de incendio forestal desarrollado por el Servicio Forestal Canadiense. La base de este índice es la inflamabilidad del complejo de combustibles muertos presentes en el suelo y el subsuelo que depende de su contenido de humedad. El sistema contiene a su vez varios subcomponentes que reflejan el efecto de las condiciones meteorológicas sobre la humedad del combustible fino (FFMC), el contenido de humedad de los combustibles de mediano tamaño y la materia orgánica poco compacta (DMC), el efecto combinado del viento y la humedad del combustible fino (ISI), así como el denominado índice de acumulación (BUI), que integra el efecto de las variables meteorológicas sobre los combustibles de mayor tamaño y las capas compactadas de detritus orgánicos.

2. El sistema de evaluación del riesgo NFDRS (National Fire Danger Rate System) utilizado en los Estados Unidos, de muy compleja estructura clasificada en niveles jerárquicos, incorpora componentes de ignición, basadas en un modelo denominado BEHAVE de estimación de la humedad del combustible fino (Rothermel *et al.*, 1984), así como de propagación en las que los factores que intervienen son la humedad relativa, la temperatura, la nubosidad y la velocidad y dirección del viento, además del riesgo de caída de rayos, la duración de la precipitación y los valores de las temperaturas y humedades relativas extremas del día anterior.
3. El sistema de valoración del peligro de incendios en los bosques australianos está basado en el cálculo de la humedad del combustible fino en función de los valores de la temperatura y la humedad relativa y de un factor de sequía que integra las condiciones de lluvia y temperaturas del período antecedente. El peligro se cuantifica mediante combinación de los índices anteriores con el factor viento (McArthur, 1967).
4. El índice denominado FPI (Fire Potential Index) se ha desarrollado como una nueva forma de enfocar el cálculo del índice de riesgo. Además de la componente meteorológica dinámica o variable en el corto plazo, integra una componente de tipo estructural, que considera tanto la información meteorológica en tiempo reciente para estimación de la humedad del combustible fino muerto como las estimaciones del estado hídrico de la vegetación viva, obtenidas a través del uso de datos de teledetección satelital. Este índice fue desarrollado en Estados Unidos (Burgan *et al.*, 1998) y ha sido validado con éxito en California.
5. En España se utilizó operativamente, hasta su posterior sustitución por el FWI a partir del año 2011, un índice basado en una adaptación simplificada del modelo denominado BEHAVE, mediante el cual se estima la probabilidad de ignición a partir de los valores instantáneos de las variables humedad relativa y temperatura, junto a otras variables no meteorológicas relacionadas con la topografía, la época del año y el grado de sombreado (Vélez, 1988). El valor final del índice de riesgo, clasificado en cuatro tramos, engloba las componentes de ignición y propagación y se obtiene mediante combinación de la probabilidad de ignición con la velocidad del viento, incrementándose este nivel en el caso de que los vientos puedan ser caracterizados como desecantes. Otros índices han sido desarrollados por AEMET para ser aplicados específicamente a nivel regional, en particular en el caso de la Comunidad Valenciana y de Aragón.

3. EL PAPEL DE LOS SERVICIOS METEOROLÓGICOS NACIONALES EN LA PREVENCIÓN Y LUCHA CONTRA INCENDIOS

La importante colaboración que los Servicios Meteorológicos Nacionales pueden prestar a los Organismos con competencia en materia de lucha contra incendios, se apoya en su capacidad para (a partir de datos de sus redes convencionales de observación, de los que se obtienen a partir de teledetección, de los datos obtenidos de modelos numéricos de predicción del tiempo y de las predicciones subjetivas) generar estimaciones en tiempo presente y predicciones a distintos alcances de los

valores numéricos de los índices de ignición y desarrollo válidos para evaluar determinados parámetros de comportamiento del fuego (Mestre, 1996).

Por otra parte, una vez iniciado un incendio, el apoyo de los Servicios Meteorológicos es básico para la determinación de la posible velocidad de propagación del mismo. Especialmente crítico es disponer de predicciones de la dirección e intensidad de los vientos con suficiente resolución espacial y temporal para la escala del fenómeno, así como de predicciones de la probabilidad de que se produzcan precipitaciones.

Desde un punto de vista más amplio se ha desarrollado una clasificación (Reyfsnaider, 1994) del apoyo meteorológico que se presta, según el nivel de integración que se consiga dentro del sistema general de detección y previsión del riesgo, que abarca desde un nivel básico (nivel 1) en el que el Servicio Meteorológico elabora predicciones y avisos específicos para la lucha contra incendios, con un formato consensuado con los Servicios Forestales operativos, hasta un nivel avanzado (nivel 3) que requiere que el Servicio Meteorológico disponga de una unidad especializada en meteorología forestal, que eventualmente se desplace a la zona del incendio con objeto de actuar in situ. Esta unidad, dotada de personal altamente especializado, así como de unidades móviles de observación y predicción para trabajar en el campo, en permanente contacto con los servicios centrales de predicción, es la responsable de evaluar los previsible efectos de las condiciones meteorológicas sobre la evolución del incendio.

Además de los aspectos citados, el creciente desarrollo de productos basados en datos de teledetección abre un más amplio campo de colaboración de los Servicios Meteorológicos por su capacidad de elaborar de forma operativa este conjunto de productos (estimación de biomasa, evaluación del estado hídrico de la vegetación y de su nivel de inflamabilidad, seguimiento de grandes incendios, etc.) y de procesar gran cantidad de datos procedentes de distintas fuentes. La gran ventaja del uso de datos de teledetección proviene de su bajo coste y de su elevada resolución espacial y temporal así como de que cubren totalmente el territorio, haciendo posible estimar parámetros de estructura de la cubierta vegetal de muy difícil y costosa medición in situ. No obstante, estas técnicas deben ser siempre validadas frente a datos terrestres antes de su uso operativo.

4. EL APOYO DE AEMET EN MATERIA DE PREVENCIÓN Y LUCHA CONTRA INCENDIOS FORESTALES

AEMET presta actualmente un apoyo meteorológico específico a los Servicios Forestales autonómicos, a la Dirección General del Medio Natural y Política Forestal, a la Dirección General de Protección Civil y en general a los Organismos de ámbito autonómico con competencias en materia de Protección Civil y de prevención y extinción de incendios. Esta colaboración se presta en el marco de actuación definido por la Directriz Básica de Planificación de Protección Civil de Emergencia por Incendios Forestales que establece las características generales a las que debe ajustarse el Sistema de Información Meteorológica del Plan Estatal de Protección Civil de Emergencia ante incendios forestales.

Desde 1993 hasta 2010 se generaron diariamente boletines especiales de predicción para apoyo a la lucha contra incendios, para cada una de las distintas Comunidades

Autónomas, por los correspondientes Grupos de Predicción y Vigilancia de las Delegaciones de AEMET. Este apoyo se mantenía activo durante los períodos de campaña establecidos por cada Comunidad, conteniendo un conjunto de predicciones para el día siguiente referidas a las distintas variables meteorológicas que componen el índice de riesgo, para unas zonas previamente definidas en que se ha subdividido cada Comunidad Autónoma. El boletín incluía asimismo una predicción de la probabilidad de ignición máxima diaria. La metodología utilizada para el cálculo de dicho parámetro fue la desarrollada por la antigua Dirección General de Conservación de la Naturaleza, según se citó anteriormente. El valor final del índice de riesgo, graduado en cuatro niveles (bajo, moderado, alto y extremo) se obtenía mediante la combinación de los valores de la probabilidad de ignición y la velocidad de viento previstas, así como la consideración del viento como "terral" o de carácter desecante, componiéndose un mapa que integraba los valores de los índices previstos para cada una de las zonas (Mestre y Cadenas, 1998).

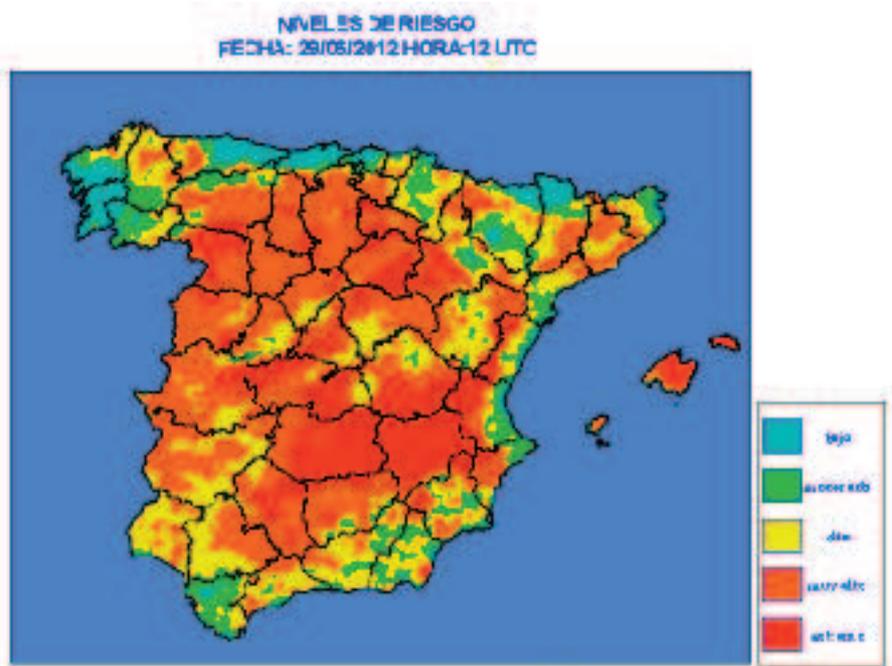


Figura 5. Ejemplo de mapa de análisis del riesgo meteorológico de incendios forestales generado operativamente por AEMET basado en el uso del índice FWI.

Desde 2007 se desarrolló en AEMET un proyecto para la mejora del sistema de predicción del riesgo meteorológico, buscando tanto una mejora del índice de base del sistema como una mayor automatización del proceso. Tras un análisis comparativo sobre datos diarios de incendios y de los dos índices de riesgo sobre datos de una serie de 10 años en un conjunto de zonas piloto, se apreció que el sistema de evaluación del riesgo basado en el FWI era más adecuado que el que se venía utilizando en el esquema anterior de cálculo, por su mayor correlación con

la ocurrencia de incendios y superficie afectada (Manta, 2003) y porque se demostró que aportaba un mayor valor económico como elemento para la toma de decisiones (Manta *et al.*, 2006). Otro factor que se consideró para adoptar el FWI fue el hecho de que se había ido convirtiendo en un referente a nivel mundial, siendo utilizado por numerosos países de nuestro entorno geográfico. Para la implantación operativa del FWI se llevó a cabo una calibración local del mismo que permitió atribuir para cada zona geográfica una clase de riesgo en función del valor numérico del índice (Mestre *et al.*, 2008).

En la actualidad, en el nuevo esquema de apoyo meteorológico en materia de incendios forestales, operativo desde la campaña de incendios de 2011 en la España peninsular y Baleares y en estado pre-operativo en Canarias, se generan diariamente de forma automática y a lo largo de todo el año los valores del índice de riesgo FWI y de todas sus componentes (FFMC, DCM, DC, ISI, BUI) observados a las 12 UTC del día, así como los previstos hasta H+72 horas, todo ello sobre los puntos de una rejilla de resolución 0,05° y área $-9,5W/4,3E/35,5S/44,0N$. Así mismo se generan los correspondientes mapas.

Por otro lado se generan los mapas y valores en rejilla de los niveles de riesgo de incendio forestal asociados, clasificados en una escala de cinco tramos (bajo, moderado, alto, muy alto y extremo), según se muestra en el ejemplo de la figura 5.

Los cálculos se realizan a las 12 UTC (hora del día a la que se considera que el riesgo es más elevado). También se generan mapas de FWI, nivel de riesgo y variables meteorológicas que intervienen en los cálculos (temperatura y humedad relativa a 2 m, velocidad del viento a 10 m y precipitación acumulada en 24 horas). Los campos de las variables meteorológicas: temperatura y humedad relativa a 2 m y velocidad del viento a 10 m, proceden del análisis de superficie de las 12 UTC del modelo numérico de predicción del tiempo HIRLAM 0,05° operativo en AEMET. Para obtener el campo de precipitación se genera un análisis específico en el que se utilizan todos los datos de precipitación disponibles en las bases de datos BDM (sinópticos) y BDAUT (automáticas). Para la predicción de los índices se utilizan los campos de temperatura, humedad relativa, viento y precipitación, previstos a 24 horas en la pasada de las 12 UTC del HIRLAM HNR (resolución 0,05°), mientras que en las predicciones a 48 y 72 horas se utiliza e HIRLAM OPR (resolución 0,16°).

REFERENCIAS

- Burgan, R.E., Klaver, R.W., Klaver, J.M. (1998). Fuel Models and Fire Potential from Satellite and Surface Observations, *International Journal of Wildland Fire*, 8(3), 159-170.
- Chuvieco y Martín, eds., (2004). "Nuevas Tecnologías para la estimación del riesgo de incendios forestales". CSIC. Madrid 2004, 187 pp.
- Dirección General de Desarrollo Rural y Política Forestal del Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente. Los incendios forestales en España en el año 2012 (avance). Madrid. Publicación anual.
- Latham, (1983). LLAFS – A lightning-locating and fire-forecasting system. USDA Forest Service, Research Paper INT-315.

- Manta, M. (2003). Estudio de la estructura y funcionamiento de dos índices de peligro meteorológico de incendios forestales. Aplicación a tres zonas climáticas de España peninsular, Tesis Ph. D. Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Montes. Universidad Politécnica de Madrid. Madrid, España, 329 pp.
- Manta, M., Mestre, A. and Viegas, D.X., (2006). Economical value of two meteorological wildfire risk indexes in Spain, *V International Conference on Forest Fire Research* D. X. Viegas (Ed.).
- McArthur, (1967). Fire behaviour in eucalyptus forests, *Australia Forestry and Timber Bureau*. Leaflet N 107, 36 pp.
- Mestre, A., (1996). El papel de los Servicios Meteorológicos en la prevención de incendios: Influencia decisiva de los factores climáticos. *Revista de Protección Civil*, Núm. 27.
- Mestre, A. y Cadenas, I., (1998). "Meteorological support activities in fighting against forest fires in Spain", *Proceedings of the International Symposium on Applied Agrometeorology and Agroclimatology*. European Comission- COST 77, 79 and 710. Ed by N. Dalezios. Luxembourg, 541-548 pp.
- Mestre, A., Allúe, M., Peral, C., Santamaría, R. y Lazcano, M., (2008). Operational Fire Danger System in Spain. Operational Fire Danger Rating System in Spain, *International Workshop on Advances in Operational Weather Systems for Fire Danger Rating*. GOF-C-GOLD/WMO. Edmonton (Canada), 14-16 July 2008.
- Porrero, M. A., (2001). Incendios forestales. Investigación de causas. Madrid. Ediciones Mundi-Prensa.
- Pouliot, L., (1991). Forecasting Fire Weather Indices. Environment Canada, April 1991. Tech. Doc.
- Reyfsnaider, W., (1994). Systems for evaluating and predicting the effects of weather and climate of wildlands fires. World Meteorological Organisation. *Special Environment Report N° 11*. OMM, Ginebra.
- Rothermel, R. C., Wilson, R. A., Morris, G. A., Sackett, S. S., (1986). Modelling moisture content of fine dead wildland fuels: input to BEHAVE fire prediction system. USDA Forest Service, *Research Paper INT-359*, Intermountain Research Station, Odgen, Utah, 61 pp..
- Van Wagner, C. E., (1987). Development and structure of the Canadian Forest Fire Weather Index System. Canadian Forestry Service, *Technical Report 35*, 37 pp.
- Van Wagner, C. E., Pickett, T. L., (1987). Equations and Fortran program for the Canadian Forest Fire Weather Index System. Canadian Forestry Service, *Forestry Technical Report 33*, Ottawa.
- Vélez, R., (2000). La defensa contra incendios forestales. Fundamentos y experiencias. Madrid, McGraw-Hill/ Interamericana de España S.A.U.
- Vélez, R., (1988). Experimentación de un nuevo sistema para determinar el peligro de incendios de bosques derivado de los combustibles. ICONA. Ministerio de Agricultura, Madrid.

II. CLIMATOLOGÍAS CONEXAS

CAPÍTULO 18

LAS TENDENCIAS DE LAS PRECIPITACIONES EN ESPAÑA EN EL PERÍODO 1945-2005

J. Carlos GONZÁLEZ-HIDALGO ¹⁻² (*), Nicola CORTESI ¹⁻², Estela NADAL ¹⁻²,
Michele BRUNETTI ³, Pter STEPANEK ⁴, Martín DE LUIS¹⁻²

(1) *Departamento de Geografía, Universidad de Zaragoza. 50009, España* (2) *IUCA, Universidad de Zaragoza, España* (3) *Instituto di Scienze dell'Atmosfera e del Clima ISAC-CNR, Bologna, Italia.* (4) *Hydrometeorological Service, Brno Division, República Checa*
(* e-mail: jcgh@posta.unizar.es

RESUMEN

El análisis de las precipitaciones mensuales de la España peninsular en el periodo 1946-2005 indica que las tendencias mensuales, excepto en los meses de marzo y junio (negativas) y octubre (positivas), no presentan señales significativas. Estacionalmente se detecta un descenso de la tendencia de los aportes porcentuales de precipitaciones de primavera y aumento de las de otoño, que han originado un cambio del régimen estacional de precipitaciones. Como consecuencia, los totales anuales durante el periodo de estudio han pasado a depender cada vez más de los aportes del inicio del periodo húmedo de otoño.

Palabras clave: precipitación, tendencias, España, régimen estacional.

ABSTRACT

The analyses of monthly precipitation trends during 1946-2005 in the conterminous Spain show that monthly trend, except in March and June (negative signal) and October (positive), is not significant. At seasonal scale it is detected a decrease in the spring precipitation percentage and increase in the autumn ones; as a consequence we detected an extended seasonal rainfall change, and total annual precipitation depends more on the beginning of wet period (autumn).

Key words: precipitation, trends, Spain, seasonal rainfall regime.

I. INTRODUCCIÓN

La cuenca mediterránea se localiza en la transición subtropical y está sometida a una extraordinaria variabilidad climática natural (Lionello *et al.*, 2006). Los estudios

realizados sobre la evolución de las precipitaciones en el entorno de la cuenca mediterránea no han podido descubrir un patrón generalizado en sus tendencias durante la segunda mitad del siglo XX, si bien se ha detectado un signo negativo aunque sin significación estadística clara (Narrant y Douguédroit, 2006), un ligero incremento durante los años finales del pasado siglo (Xoplaki *et al.*, 2004) y, al menos en el sector occidental, una modificación del régimen estacional (de Luis *et al.*, 2010). En este entorno, las previsiones del último informe IPCC (AR4) han sugerido que en el siglo XXI se produciría un descenso generalizado de los valores promedio y un aumento de su variabilidad (Christiansen *et al.*, 2007, págs. 874-877).

La incertidumbre de estas previsiones es muy grande porque las precipitaciones son uno de los elementos del clima más variable en el espacio y en el tiempo y sus cambios solamente se pueden detectar si se cuenta con una red de información densa en el espacio de suficiente longitud temporal (New *et al.*, 2001; Mitchell y Jones, 2005; Auer *et al.*, 2005; Valero *et al.*, 2009). Este hecho se acentúa además en regímenes pluviales convectivos y allí donde la precipitación se concentra en el tiempo y el espacio, en cuyo caso los valores registrados en un observatorio son representativos de un área muy reducida (Mosmann *et al.*, 2004; del Río *et al.*, 2005). Por todo ello, el AR4 ha sugerido que se continúen elaborando bases de datos de la máxima densidad espacial y extensión en el tiempo para realizar análisis subregionales de las precipitaciones (Trenberth *et al.*, 2007).

En el entorno de la cuenca mediterránea los impactos que los cambios de las precipitaciones pudieran tener podrían dar lugar a repercusiones graves tanto por su irregularidad como sobre todo por la fuerte demanda. Y la Península Ibérica podría ser uno de los lugares en donde esta situación se extremase por el desmesurado incremento de la demanda y su concentración en el espacio. Ante este escenario, no extraña que las precipitaciones hayan sido calificadas como "el elemento del clima más importante de España, tanto desde el punto de vista climático como en cuanto a recurso, dadas su modesta cuantía en gran parte del territorio y su elevada variabilidad temporal y espacial" (de Castro *et al.*, 2006, pág. 9).

Los diversos estudios realizados sobre precipitaciones en la España peninsular no han detectado tendencias significativas generalizadas en la escala anual, estacional y mensual (véase revisión en González-Hidalgo *et al.*, 2011). Su extrema variabilidad y la elevada frecuencia de anomalías pluviométricas registradas desde 1984 han planteado la duda de si han sido oscilaciones naturales u originadas por efecto de las emisiones de origen humano, y por tales razones la ausencia de tendencias significativas podría estar siendo originada por la propia diversidad de métodos y la falta de una base de datos lo suficientemente densa en el espacio y con recorrido temporal suficiente (Bladé y Castro, 2010).

En este trabajo presentamos las conclusiones generales de la investigación que desde el año 2000 hemos realizado sobre las tendencias de las precipitaciones en España peninsular. Dicha investigación se ha desarrollado con una base de datos de alta resolución espacial elaborada tras un exhaustivo análisis de la totalidad de los fondos documentales de la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET); en gran parte de los casos los resultados que se mostrarán, así como los aspectos metodológicos más relevantes, han sido publicados con anterioridad y presentados en reuniones científicas remitiendo al lector a estas citas para los detalles.

2. LA BASE DE DATOS DE PRECIPITACIONES MENSUALES EN ESPAÑA. MOPREDAS

Los archivos de AEMET conservan una ingente documentación climática que es parte de nuestro patrimonio común. En el caso de las precipitaciones, dichos fondos incluyen información de más de 10.000 observatorios cuyo grado de cubrimiento espacial, salvo en las áreas de alta montaña, es extraordinario. En la Península el monto total supera con creces la cifra de 9000; a ello además habría que sumar las observaciones de las redes de las Comunidades Autónomas, más recientes y no siempre de la calidad esperada. Esta información es muy variable: las series son de longitud muy variable, presentan lagunas, datos faltantes, repeticiones, duplicidades, y no existe realmente información sobre sus metadatos. Hasta el momento son pocos los estudios que han trabajado masivamente esta fuente documental con diversos resultados (véase Cano y Gutiérrez, 2004; Luna y Almarza, 2004; Hernández *et al.*, 1999; Ninyerola *et al.*, 2007; Herrera *et al.*, 2012).

La base de datos de precipitaciones mensuales (MOPREDAS, MONTHly PREcipitation DATA of Spain) se ha elaborado mediante un control de calidad basado en el empleo de sucesivas series de referencia e iteraciones. El control de calidad consistió en la identificación de datos repetidos dentro de la misma serie, identificación de series repetidas, detección de datos anómalos y contraste de homogeneidad. Las series resultantes fueron reconstruidas con series de referencia elaboradas con vecinos a distancias de 10, 25 y más de 25 km. Por último, las series analizadas en el periodo 1946-2005 se seleccionaron en función del porcentaje de datos originales y reconstruidos a diferentes distancias; con estas series se elaboró una malla de alta resolución ($0,1^\circ \times 0,1^\circ$) cuyas dimensiones se decidieron teniendo en cuenta la distancia media entre los 2670 observatorios reconstruidos (aproximadamente 12 km). El proceso detallado se puede consultar en González-Hidalgo *et al.* (2009, 2011 y citas incluidas).

Las tendencias se analizaron mediante la prueba no paramétrica de Mann-Kendall sobre las series mensuales, estacionales y anuales, así como con las series de contribución estacional (en porcentaje) al total anual.

3. RESULTADOS

En el periodo 1946-2005 MOPREDAS cuenta con 2670 series mensuales, libres de datos sospechosos, homogéneas y reconstruidas. Las series constan de datos originales en un 69,2%; el 21,7% procede de vecinos a menos de 10 km de distancia y el resto (9,1%) de vecinos a distancias superiores. En el periodo 1931-2005 el total de series reconstruidas es de 900 y desde 1916-2005 son 400. Actualmente se trabaja la información no digitalizada de los Libros de Resúmenes Anuales para llenar las lagunas de las áreas del centro y oeste de los periodos previos a 1946.

La densidad global de MOPREDAS en el periodo analizado 1946-2005 es de 1 observatorio cada 185 km². Esta densidad se mantiene aproximadamente en los sucesivos intervalos altitudinales de la península al menos hasta 1500 m. Por último, y es un aspecto que no se suele considerar en la mayor parte de los trabajos precedentes, MOPREDAS incluye información en altura. Por ejemplo, del total de observatorios españoles incluidos en el listado de Aupí (2005) en la Península

solamente 6 se localizan por encima de 1000 m, y solo 14 superan 750 m, cuando sin embargo un 57% del territorio rebasa los 600 m de altitud y cerca del 19% supera los 1000 m. MOPREDAS incluye información en el intervalo 1000-1500 m, bastante desconocido hasta el presente y de sumo interés por el efecto del relieve en la Península Ibérica sobre las precipitaciones. Por encima de dicha cota, aunque se han logrado algunas reconstrucciones, éstas deben estimarse como simples informaciones locales debido a la disparidad de su distribución.

3.1 Tendencias mensuales

El análisis de las tendencias mensuales en el periodo 1946-2005 no descubre una señal o tendencia generalizada a lo largo de los doce meses. La tabla 1 muestra el porcentaje de territorio según signo de tendencia, y con tres valores de p ($p < 0,10$, $p < 0,05$ y $p < 0,01$). Si se prescinde de valores de significación, enero, febrero, marzo, junio, agosto y diciembre presentan un predominio del signo negativo; en mayo y julio aproximadamente el territorio afectado por signos positivos y negativos es semejante, y en setiembre, octubre y noviembre predomina el signo positivo (figura 1). Si se considera un valor de $p < 0,10$, solamente en tres meses aparece una señal espacial significativa: marzo y junio (negativa) y octubre (positiva).

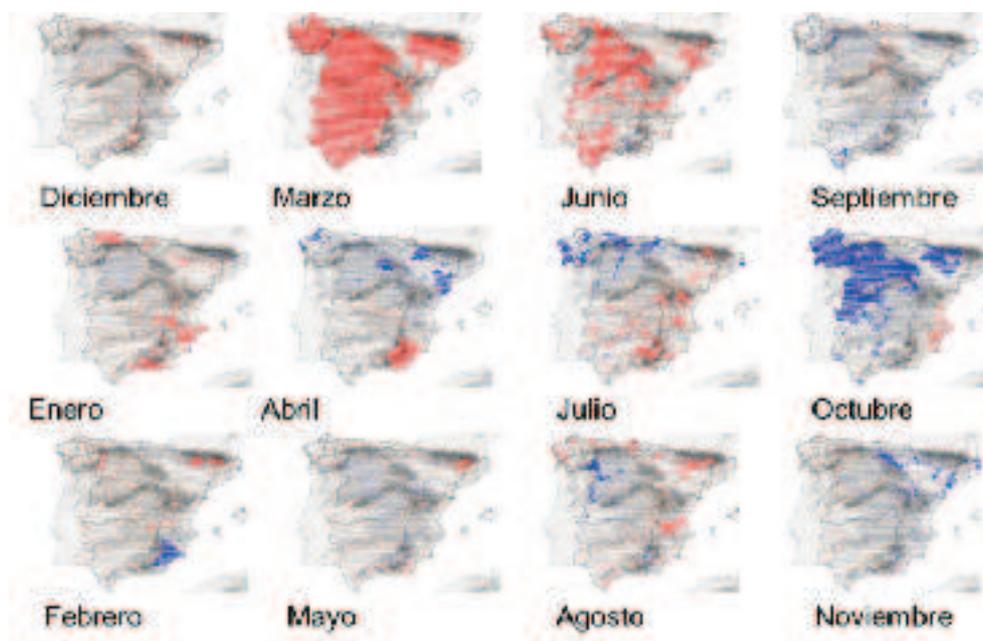


Figura 1. Distribución espacial de las tendencias mensuales de precipitación. En azul tendencia positiva, en rojo negativa. El tamaño de los símbolos de mayor a menor expresa la probabilidad ($p < 0.01$, y $p < 0.05$, $p < 0.10$, y $p > 0.10$), a partir de González-Hidalgo *et al.* (2011).

MOPREDAS muestra que la señal negativa de marzo no es solamente evidente en los sectores centrales y del sudoeste, sino que afecta también a sectores de la vertiente mediterránea, como ya sugeríamos en años anteriores (González-Hidalgo *et al.*, 2009). La significación en estas áreas es baja salvo en la margen izquierda de la Cuenca del Ebro y sectores del noreste, pero el patrón es evidente. Esta tendencia ha sido constatada en diferentes periodos en Castilla (del Río *et al.*, 2005), Andalucía occidental (Aguilar *et al.*, 2006), costa mediterránea y Ebro (González-Hidalgo *et al.*, 2009), Portugal y sectores centrales y sudoccidentales (López-Bustins, 2006; Paredes *et al.*, 2006; Trigo y Da Camara, 2000; Norrant y Douguedroit, 2005) durante distintos periodos entre 1920 y 2000, así como en toda la península entre 1921-1995 (Serrano *et al.*, 1999b). Más aún, los descensos de precipitación en primavera, aunque no significativos, de algunas partes de la Meseta (Galán *et al.*, 1999), cuenca del Duero (del Río *et al.*, 2005), y noreste (Saladié *et al.*, 2002, 2004), se podrían relacionar con el descenso de marzo que parece ser la única señal clara y generalizable en la escala estacional (De Castro *et al.*, 2006), aunque del Río *et al.* (2011) desplazan este descenso a febrero, interpretado por Bladé y Castro (2010) como un ejemplo de cómo la selección del periodo o del número de observatorios puede modificar los resultados. Este descenso de la precipitación de marzo se ha ligado con el desplazamiento hacia el norte de las tormentas (Paredes *et al.*, 2006) y según MOPREDAS afecta al 68% del territorio. Además es consistente con la tendencia positiva de la insolación y las condiciones anticiclónicas observadas por Sánchez-Lorenzo *et al.* (2007).

Tabla 1. Tendencias mensuales de precipitación.

Porcentaje de territorio según signo de tendencia y probabilidad

| Tendencia | p | Ene | Feb | Mar | Ab | May | Jun | Jul | Ag | Sep | Oct | Nov | Di |
|-----------|--------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|-----|------|
| Positiva | < 0,01 | 0 | 0,3 | 0 | 0,1 | 0 | 0 | 0,2 | 0 | 0 | 4,4 | 0 | 0 |
| | < 0,05 | 0 | 1,6 | 0 | 1,7 | 0 | 0 | 2,2 | 0,4 | 0,2 | 21,4 | 1,2 | 0 |
| | < 0,10 | 0 | 2,4 | 0 | 5 | 0 | 0,1 | 6,1 | 1,6 | 1,3 | 33,7 | 3,3 | 0 |
| | + | 14,8 | 17,6 | 4,4 | 69,7 | 44,1 | 4,3 | 40,6 | 34,1 | 67,9 | 84,9 | 68 | 14,4 |
| Negativa | - | 85,2 | 82,4 | 95,6 | 30,3 | 55,9 | 95,7 | 59,4 | 65,9 | 32,1 | 15,1 | 32 | 85,6 |
| | < 0,10 | 6,1 | 1,9 | 68,9 | 3,6 | 0,6 | 31,8 | 6,2 | 5,1 | 0,3 | 1,4 | 0 | 0,8 |
| | < 0,05 | 1,9 | 0,4 | 57,0 | 2,8 | 0,2 | 16,2 | 2,2 | 1,4 | 0,1 | 0,1 | 0 | 0,2 |
| | < 0,01 | 0 | 0,1 | 23,6 | 0,9 | 0 | 2,0 | 0,3 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |

Durante junio las áreas con tendencias significativas ($p < 0,10$) se circunscriben a las cuencas interiores meseteñas, sobre todo el Duero, el sudoeste y margen izquierda del Bajo Ebro al noreste, con una menor continuidad espacial que en marzo. La superficie afectada en este mes desciende a 31,8% y concuerda con las áreas señaladas entre 1961-1990 por Mosmann *et al.* (2004) y del Río *et al.* (2005)

durante 1961-1997 en el interior peninsular y el sudoeste. De nuevo el incremento de las condiciones anticiclónicas, detectado en tierras del interior durante 1957-1996 por Fernández y Martín Vide (2004), podría justificar la tendencia negativa generalizada que se ha encontrado en las precipitaciones de este mes, sin clara relación en este caso con la insolación observada (Sánchez-Lorenzo *et al.*, 2007).

La situación de octubre es contraria a la de marzo y junio, con tendencia positiva mayoritaria que afecta al 33% del área ($p < 0,10$). La señal más fuerte se localiza en el cuadrante noroeste (en acuerdo con del Río *et al.*, 2005) y Pirineos centrales. Estas tendencias positivas fueron brevemente señaladas por Paredes *et al.* (2006), en el periodo 1941-1997 para el conjunto peninsular, mientras Norrant y Douguedroit (2006) la han sugerido para extensas áreas mediterráneas entre 1951-2000 que no hemos encontrado. Por otro lado, esta señal positiva concuerda con la tendencia negativa de insolación (Sánchez-Lorenzo *et al.*, 2007).

En muchas ocasiones la delimitación de las áreas con una tendencia homogénea (significativa o no) sigue las alineaciones de las principales cadenas montañosas. Así, el arco montañoso desde la Cordillera Cantábrica, el Sistema Ibérico y el Sistema Bético aíslan la vertiente norte del interior y crean una transición desde la costa norte hasta el Mediterráneo a lo largo de la cuenca del Ebro. Este carácter de transición fue notado por Serrano *et al.* (1999a) y más recientemente por Muñoz Díaz y Rodrigo (2004), quienes han sugerido que la Cuenca del Ebro tiene una componente marcadamente mediterránea en sus características pluviales, aunque Mills (1995) ligó el valle del Ebro a la cuenca del Duero y Tajo especialmente durante el otoño, opinión sostenida también por Morata *et al.* (2006). El área a occidente de este arco montañoso suele ser identificada como la zona bajo influencia de la NAO (Rodríguez-Puebla *et al.*, 1998), y la regularidad de las entradas de las perturbaciones atlánticas unido a la disposición del relieve en sentido predominante oeste-este (Paredes *et al.*, 2006), sugiere que dicho arco montañoso se constituye como un límite climático desde el punto de vista de las precipitaciones. Este efecto de la orografía sobre las tendencias de la precipitación concuerda con las conclusiones de Dünkeloh y Jacobeit (2003) en el Mediterráneo, y con las opiniones de Sotillo *et al.* (2003) sobre la distribución espacial de la precipitación en la península. Por último, MOPREDAS permite descubrir sectores de escalas subregionales con señales de tendencia homogéneas y significativas en los que también el relieve parece ser un factor de su delimitación espacial.

En conclusión, la distribución espacial de las tendencias mensuales de precipitación depende en ocasiones claramente de las principales alineaciones montañosas que dividen el espacio en sectores de fácil identificación. Esto sugiere que el reparto en el espacio de las tendencias de precipitación en la península depende tanto de factores globales (tales como patrones atmosféricos), como meso y microescalares (la topografía).

3.2 Tendencias estacionales

Los resultados generales del análisis de tendencias estacionales expresados como porcentaje de superficie del territorio afectada, se muestran en la tabla 2 y figura 2. En términos generales la señal es negativa en invierno, primavera y verano, y positiva en otoño, aunque el área con señal significativa es muy baja, exceptuando primavera.

Tabla 2. Tendencias estacionales de la precipitación (A, en mm) y del porcentaje de contribución estacional (B).

| | | Invierno | | Primavera | | Verano | | Otoño | |
|----------|------|----------|------|-----------|------|--------|------|-------|------|
| | | A | B | A | B | A | B | A | B |
| Positiva | <1% | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,1 | 6,5 |
| | <5% | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 3,0 | 36,0 |
| | <10% | 0,1 | 0,2 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,1 | 10,0 | 60,2 |
| | + | 8,3 | 12,8 | 9,8 | 18,3 | 8,1 | 12,0 | 88,8 | 97,4 |
| Negativa | - | 91,7 | 87,2 | 90,2 | 81,7 | 91,9 | 88,0 | 11,2 | 2,6 |
| | <10% | 10,4 | 2,7 | 37,7 | 17,5 | 17,4 | 9,1 | 0,1 | 0,0 |
| | <5% | 3,1 | 0,5 | 25,9 | 7,9 | 8,0 | 3,6 | 0,0 | 0,0 |
| | <1% | 0,1 | 0,0 | 9,6 | 0,5 | 1,3 | 0,7 | 0,0 | 0,0 |

La precipitación de invierno ha descendido en el territorio peninsular español, salvo a lo largo de la costa mediterránea y áreas aisladas de la meseta norte, donde la señal es positiva. Con carácter significativo ($p < 0,10$) las áreas con pérdidas afectan al 10,4% del territorio. La señal de primavera es más clara y casi el 40% del territorio está afectado por tendencias negativas ($p < 0,10$). Las áreas donde esta señal es más evidente se localizan en el cuadrante suroccidental a occidente del arco montañoso ya citado. Semejante distribución presentan las tendencias de verano aunque su grado de significación decrece, y solamente el 17% está afectado por tendencias negativas ($p < 0,10$). De modo diferente se han mostrado las tendencias de precipitación durante el otoño, cuando la señal es predominantemente positiva, y significativa ($p < 0,10$) en aproximadamente el 10% del territorio, sobre todo en el cuadrante noroccidental.

Como consecuencia, las tendencias del porcentaje anual de contribución estacional han variado (tabla 2). En la Figura 3 se muestra su distribución espacial, siendo el hecho más notable el descenso de la contribución porcentual de la lluvia de primavera al total anual (en un 17,5% del territorio) y en menor medida la de invierno y verano. Por el contrario, la precipitación de otoño ha aumentado su porcentaje en el total anual afectando al 60,2% del territorio, a excepción de la costa norte y litoral mediterráneo. La señal más clara del aumento de esta contribución se encuentra en el Ebro, Pirineos, ambas mesetas y extremo noroeste. El descenso de primavera afecta sobre todo al cuadrante suroccidental, mientras el descenso de invierno se localiza en la costa norte, Pirineos centrales y a lo largo de las cadenas Ibérica y Béticas.

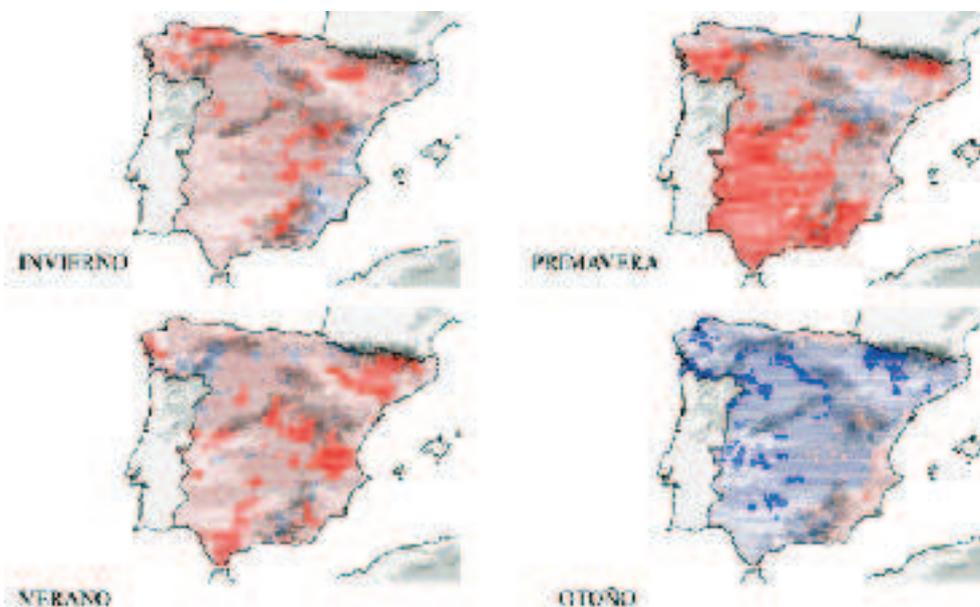


Figura 2. Distribución espacial de las tendencias estacionales de precipitación (mm). Leyenda igual que figura 1, en de Luis *et al.* (2010).

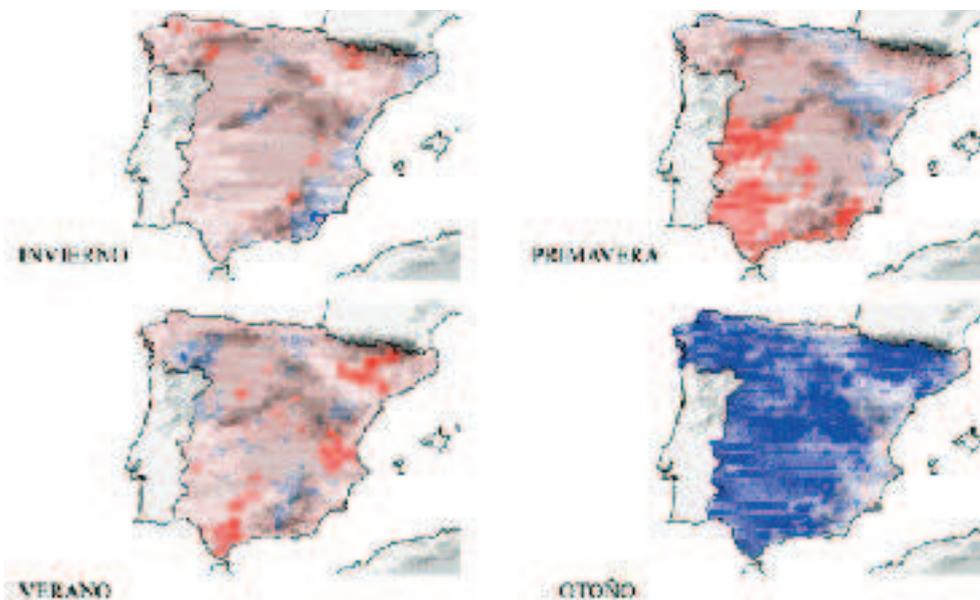


Figura 3. Distribución espacial de las tendencias de la participación porcentual de las precipitaciones estacionales. Leyenda igual que figura 1, en de Luis *et al.* (2010).

El resultado final durante el periodo analizado ha sido el descenso, mayoritariamente no significativo, de las precipitaciones anuales que afecta a menos del 10% del territorio peninsular español (figura 4). Las áreas más afectadas se localizan en las Béticas, cabeceras del Guadiana y Tajo, sectores del Sistema Central, y puntos de la orla norte, pero no existe un patrón continuo, a la par que se intercalan áreas con señales positivas, aunque débiles, preferentemente en la mitad norte peninsular.

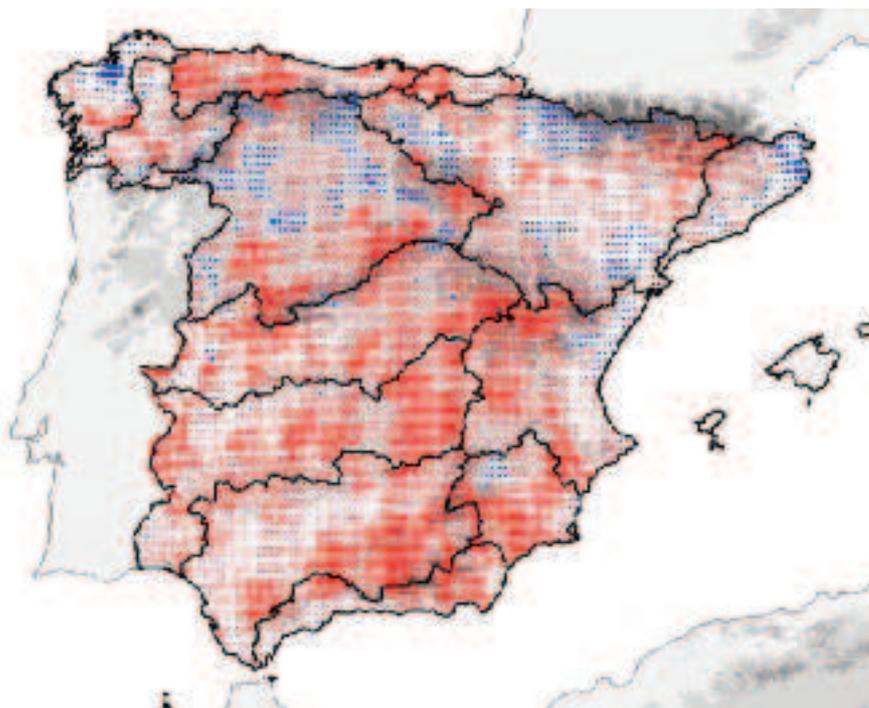


Figura 4. Distribución espacial de las tendencias anuales de precipitación. Leyenda igual que figura 1.

3.3 Régimen de precipitación

Una de las consecuencias del comportamiento observado en las precipitaciones de la España peninsular ha sido el cambio del régimen de precipitación estacional, cuyo análisis se ha realizado comparando los promedios de los dos periodos de 30 años incluidos en MOPREDAS. En la figura 5 se muestra la distribución del régimen estacional (estación con máximo) durante los dos periodos (1946-1975 y 1976-2005). Durante el primero de ellos se observa un predominio en la franja norte del régimen de invierno, variante invierno-otoño que cambia en el sector occidental y áreas meridionales a la variante invierno-primavera (no mostradas en la leyenda); hacia el este el régimen de primavera era el típico de grandes extensiones de la Cuenca del Ebro, Ibéricas y sectores orientales de las dos mesetas, con transiciones de primavera-invierno a primavera-otoño en sentido W-E. Finalmente, el régimen de otoño se localizaba a lo largo de la costa mediterránea,

y en dos pequeños sectores de las tierras altas de Teruel y Pirineo oriental el régimen predominante era el de verano.

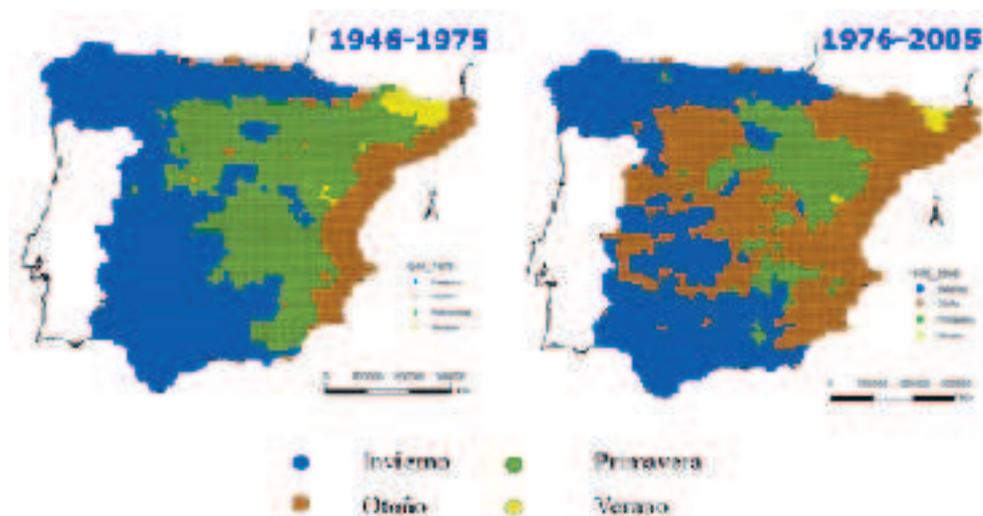


Figura 5. Distribución espacial de los regímenes estacionales entre 1946-1975 y 1976-2005, en de Luis *et al.* (2010).

Durante el segundo periodo (1976-2005) se han detectado cambios sustanciales que han afectado no solo a la estación predominante sino también a las variantes del régimen (figura 5). La modificación más interesante es la extensión hacia el oeste del régimen de otoño y la reducción de las áreas con régimen de primavera; unido a ello se ha podido observar también el descenso del área de régimen de verano en el Pirineo y hacia el oeste peninsular un cambio del régimen de invierno-primavera al régimen invierno-otoño. Por último, la variante invierno-otoño de la cornisa cantábrica ha cambiado a invierno-primavera.

Como resultado, la superficie bajo régimen de invierno ha disminuido de 51,1% a 42,7% entre los dos subperiodos. Las áreas de régimen primaveral, dominante en el 36,1% durante 1946-1975, han pasado a un exiguo 15%, habiendo sido sustituido sobre todo por variantes de otoño. Finalmente, el área de régimen de otoño ha aumentado desde el 10,8% del territorio, restringido a la costa mediterránea y bajo Ebro, al 41,4%, progresando por grandes extensiones del interior mayoritariamente bajo régimen de primavera en la treintena previa. Los cambios entre superficies ocupadas por los regímenes dominantes se muestran en la tabla 3.

4. CONSIDERACIONES GENERALES

El análisis de la base de datos de precipitaciones mensuales de mayor densidad elaborada hasta el presente en la España peninsular ha permitido observar que durante la segunda mitad del siglo XX solamente en tres meses las tendencias de la precipitación presentan una señal generalizada y estadísticamente significativa:

marzo y junio, con señal negativa, y octubre, con señal positiva. Además, la inspección de las cartografías también permite detectar áreas homogéneas de escala subregional con señales claras y significativas no detectadas hasta el momento. Al agregar estacionalmente los valores de precipitación, la tendencia resulta ser mayoritariamente negativa durante la primavera, el invierno y el verano, así como en los totales anuales, mientras la señal del otoño es mayoritariamente positiva. No obstante, debemos señalar que la significación, salvo en primavera, es muy baja en todos los casos y las áreas con tendencias significativas son muy localizadas. Finalmente, se han detectado tendencias significativas en el porcentaje de contribución estacional que afectan a amplias extensiones en primavera y en otoño, éstas como consecuencia del hundimiento de la precipitación de primavera, sobre todo por el efecto de marzo, antes que por un aumento real de las cantidades recibidas en los meses otoñales.

Tabla 3. Variaciones porcentuales de la superficie ocupada por los regímenes estacionales dominantes entre 1946-1975 (filas) y 1976-2005 (columnas).

| | Invierno | Primavera | Verano | Otoño |
|-----------|----------|-----------|--------|-------|
| Invierno | 41,1 | 0,7 | 0,0 | 9,3 |
| Primavera | 1,2 | 13,9 | 0,1 | 20,8 |
| Verano | 0,0 | 0,1 | 0,7 | 1,1 |
| Otoño | 0,4 | 0,3 | 0,0 | 10,1 |

La articulación de las tendencias mensuales y estacionales es compleja y no se explica por un solo mecanismo, pues parecen reflejar la concatenación de factores globales de la atmósfera y factores meso y micro escalares, cuyos efectos varían espacialmente. Algunas de las tendencias observadas (particularmente marzo) pueden relacionarse con el comportamiento de la NAO y los cambios en las vías de entrada de las tormentas atlánticas que afectan a la mayor parte del suroeste peninsular (Paredes *et al.*, 2006); en otras ocasiones pudieran estar relacionadas con el aumento de la frecuencia de las situaciones ciclónicas en el occidente mediterráneo durante el verano y el otoño, con un descenso en primavera y en invierno (Trigo *et al.*, 2000; Bartholy *et al.*, 2009), o también con la tendencia de la insolación (Sánchez-Lorenzo *et al.*, 2007). Por su parte, la distribución observada de los signos de la tendencia muestra claramente que el relieve individualiza el centro oeste peninsular, con clara influencia atlántica, de la fachada cantábrica, valle del Ebro y litoral este. De hecho, esta última zona está afectada principalmente por la actividad ciclónica mediterránea, con una baja persistente localizada en el occidente mediterráneo (Jansá, 2001), de la cual no se han observado cambios en su comportamiento en los últimos cincuenta años (Bartholy *et al.*, 2009). Estos resultados coinciden globalmente con el reciente estudio de Cortesi *et al.* (2013) sobre la relación entre tipos de tiempo y precipitaciones mensuales, los cuales han indicado que en general más del 60% de la precipitación de los meses entre octubre

y mayo en todo el sector centro-oeste peninsular depende de más de 4 tipos de tiempo, mientras que en la franja mediterránea y grandes extensiones del Ebro la dependencia de un solo tipo de tiempo, muy variable entre meses y en el espacio, es la norma habitual. Los tipos de tiempo con mayor efecto son SW, W, C y NW, cuyas tendencias han podido ser una de las causas de las tendencias descritas. Es también interesante resaltar como este autor indica que no solo la franja mediterránea y Valle del Ebro quedan ajenos a la circulación atlántica más característica, sino también la cornisa cantábrica.

El caso del mes de octubre es particular y ha sido menos analizado. En general el área afectada coincide con la señalada como patrón Gallego-Portugués por Serrano *et al.* (1999a), consistente en una baja centrada cerca de las Islas Británicas asociada con precipitaciones frontales. Lorenzo *et al.* (2008) han sugerido que la tendencia positiva de octubre estaría correlacionada con tipos de tiempo del sudoeste y oeste, los primeros ligados a depresiones al oeste de Irlanda con un anticiclón sobre la Península Ibérica, y los segundos caracterizados por depresiones en el Atlántico Norte y el norte de Europa con un alta en las Azores, situaciones ambas altamente correlacionadas con el Patrón East Atlantic, que durante los pasados decenios ha exhibido una tendencia positiva (Lorenzo *et al.*, 2008).

Los resultados ponen de relieve que en la segunda mitad del siglo XX la precipitación en la España peninsular, antes que haberse visto sometida a un cambio en sus totales a la baja, ha experimentado cambios en su distribución temporal y ha sufrido una modificación del régimen estacional cuyos efectos están todavía por ser analizados con detalle. En términos generales, la estación húmeda se ha acortado y los aportes anuales han pasado a depender cada vez más de la precipitación al inicio del periodo húmedo. Los efectos que esta modificación del régimen estacional pudieran producir son numerosos porque la estacionalidad de las precipitaciones tiene una importancia crítica en diferentes procesos geomorfológicos, ecológicos, económicos y sociales (Caramelo y Manso-Organ, 2007; Ceballos *et al.*, 2004), entre los que se incluyen la disponibilidad de agua en verano por las plantas (Ceballos *et al.*, 2004), la erosión del suelo por sufrir la cubierta vegetal escasez de agua durante la primavera (Thornes, 1985; Kirkby y Neale, 1986), la modificación de los calendarios y el incremento del periodo de riesgo de incendios (Reinhard *et al.*, 2005; Pausas 2004; Carvalho *et al.*, 2008), la modificación de los regímenes fluviales, la recarga de acuíferos y disponibilidad de caudales (Aguado *et al.*, 1992; Paredes *et al.*, 2006; López-Moreno *et al.*, 2009), la producción hidroeléctrica (Paredes *et al.*, 2006), etc.

- ✓ Los fondos documentales de la AEMET han permitido construir una base de datos de precipitaciones mensuales de alta resolución durante el periodo 1946-2005.
- ✓ Mensualmente se ha observado una extraordinaria variabilidad en las tendencias de precipitación. Los únicos meses con patrones espaciales claros y significativos son marzo y junio (signo negativo) y octubre (signo positivo).
- ✓ El análisis de las tendencias estacionales muestra que la primavera es la única estación donde la señal negativa es clara y significativa en amplias áreas del territorio, particularmente hacia el cuadrante SW.

- ✓ Las tendencias anuales no muestran una señal significativa, aunque predomina el signo negativo durante el periodo de estudio. Las únicas áreas donde la señal resulta ser significativa se alinean en el arco montañoso, donde la densidad de observatorios lograda es inferior, por lo que cualquier conclusión debería ser tomada con cautela.
- ✓ Las principales alineaciones montañosas se muestran como fronteras en el reparto espacial de las tendencias de la precipitación mensual.
- ✓ El régimen de precipitación estacional ha variado, y en extensas áreas del centro-este los mayores aportes porcentuales de precipitaciones en la segunda mitad del siglo XX han sido en otoño, sin haberse incrementado su cuantía. Este cambio estacional ha venido motivado sobre todo por el descenso de la primavera, especialmente por lo ocurrido en el mes de marzo. Como consecuencia, la duración del periodo lluvioso se ha reducido durante 1946-2005, y la dependencia de los aportes anuales (en términos relativos) del inicio del periodo lluvioso ha aumentado.

AGRADECIMIENTOS

La presente investigación se ha realizado con financiación del Gobierno de España y Feder (proyectos CGL2011-27574-C02-01, CGL2008-05112-C02-01/CLI, CGL2007-65315-C03-01/CLI, CGL2005-04270, REN2003-07453, REN2002-01023-CLI, CLI99-0957) y Gobierno de Aragón y Feder (proyecto P003/2001). Nicola Cortesi es becario FPI y Estela Nadal es investigadora del Programa Juan de la Cierva, ambos del Gobierno de España. Los datos originales proceden de los fondos documentales de AEMET.

REFERENCIAS

- Aguado E, Cayan D, Riddle L, Roos M (1992). Climatic fluctuations and the timing of West-Coast streamflow. *Journal of Climate*, 5, 1468-1483.
- Aguilar M, Sánchez-Rodríguez E, Pita MF (2006). Tendencia de las precipitaciones de marzo en el sur de la Península Ibérica. En Cuadrat JM *et al.* (eds.) *Clima Sociedad y Medio Ambiente*. Publ. AEC, Ser A, 4, 41-51.
- Auer I, Böhm R, Jurkovic A, *et al.* (2005). A new instrumental precipitation dataset for greater Alpine region for the period 1800-2002. *International Journal of Climatology*, 25, 139-166.
- Aupí V (2005). Guía del clima de España. Omega, Barcelona.
- Bartholy J, Pongracz R, Pattanyús-Abraham M (2009). Analyzing the genesis, intensity and tracks of western Mediterranean cyclones. *Theoretical and Applied Climatology*, 96, 133-144.
- Bladé I, Castro Y (2010). Tendencias atmosféricas en la península Ibérica durante el periodo instrumental en el contexto de la variabilidad natural. En Pérez F y Boscolo R (Eds) *Clima en España: pasado presente y futuro*, 25-42.

- Cano R, Gutiérrez JM (2004). Relleno de lagunas y homogeneización de series de precipitación en redes densas a escala diaria. En J.C. García Cordón *et al.* (eds.) *El Clima entre el mar y la montaña*. Publ. AEC, Serie A, 4, 431-440.
- Caramelo L, Manso-Orgaz MD (2007). A study of precipitation variability in the Duero Basin (Iberian Peninsula). *International Journal of Climatology*, 27, 327-339.
- Carvalho A, Flannigan MD, Logan K, Miranda AI, Borrego C (2008). Fire activity in Portugal and its relationships to weather and the Canadian Fire Weather Index System. *International Journal of Wildland Fire*, 17, 328-338.
- Ceballos A, Martínez J, Luengo MA (2004). Analysis of rainfall trends and dry periods on a pluviometric gradient representative of Mediterranean climate in the Duero Basin, Spain. *Journal of Arid Environment*, 58, 214-232.
- Christensen JH, Hewitson B, Busuioc A, *et al.* (2007a). Regional Climate Projections. In Solomon S *et al.* (eds.) *Climate Change (2007) The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change Cambridge University Press.
- Cortesi N, Trigo R, González-Hidalgo JC, Ramos A (2013). High resolution reconstruction of monthly precipitation of Iberian Peninsula using circulation weather types. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.*, 9, 1-43. doi:10.5194/hessd-9-1-2012.
- De Castro M, Martín-Vide J, Alonso S (2006). El clima de España: pasado, presente y escenarios de clima para el siglo XXI. En: *Impactos del cambio climático en España*. Ministerio Medio Ambiente, Madrid, 64 pág.
- de Luis M, Brunetti M, González-Hidalgo JC, Longares LA, Martín-Vide J (2010). Changes in seasonal precipitation in the Iberian Peninsula during 1946-2005. *Global Planetary Changes*, 74, 27-33. doi:10.1016/j.gloplacha.2010.06.006
- del Río S, Penas A, Fraile R (2005). Analysis of recent climatic variations in Castile and Leon (Spain). *Atmospheric Research*, 73, 69-85.
- del Río S, Herrero L, Fraile R *et al.* (2011). Spatial distribution of recent trends in Spain (1961-2008). *International Journal of Climatology*, 31, 656-667.
- Düneloh A, Jacobeit J (2003). Circulation dynamics of Mediterranean precipitation variability 1948-1998. *International Journal of Climatology*, 23, 1843-1866.
- Fernández AJ, Martín-Vide J (2004). Tendencias de los patrones de circulación estivales en Europa en la segunda mitad del siglo XX. Precipitaciones asociadas en la Península Ibérica. En J.C. García Cordón *et al.* (eds.) *El Clima entre el mar y la montaña*, Publ. AEC, Serie A, 273-282.
- Galán E, Cañada R, Rasilla D, Fernández F, Cervera B (1999). Evolución de las precipitaciones anuales en la Meseta Meridional durante el siglo XX. En JM Raso y J Martín-Vide (eds.) *La climatología en España en los albores del siglo XXI*. Publ. AEC, Ser A, 169-180.
- González-Hidalgo JC, López-Bustins JA, Stepanek P, Martín-Vide J, de Luis M (2009). Monthly precipitation trends on the Mediterranean fringe of the Iberian Peninsula during the second-half of the twentieth century (1951-2000). *International Journal of Climatology*, 29, 1415-1429.

- González-Hidalgo JC, Brunetti M, de Luis M (2011). A new tool for monthly precipitation analysis in Spain: MOPREDAS database (Monthly precipitation trends December 1945- November 2005). *International Journal of Climatology*, 31, 715–731.
- Hernández A, Quesada V, Valero F (1999). Mapas de autosimilaridad de la precipitación en España en baja frecuencia. En JM Raso y J Martín-Vide (eds.) *La climatología en España en los albores del siglo XXI*, Publ. AEC, Serie A, 1, 253-258.
- Herrera S, Gutiérrez JM, Ancell R *et al.* (2012). Development and analysis of a 50-year high resolution daily gridded precipitation dataset over Spain (Spain02). *International Journal of Climatology*, 32, 74-85. DOI 10.1002/joc.2256.
- Jansá A, Genovés A, Picornell MA *et al.* (2001). Western Mediterranean cyclones and heavy rain. Part 2: Statistical Approach. *Meteorological. Appl.*, 319, 43-56.
- Kirkby MJ, Neale RH (1986). A soil erosion model incorporating seasonal factors. En V Gardiner (ed.) *International Geomorphology II*, 189-210.
- Lionello P, Boscoso R, Malanotte-Rizzoli P (2006) (eds.). *Mediterranean Climate Variability*. Elsevier.
- López-Bustins JA (2006). Temperatura de la estratosfera polar y precipitación de la Península Ibérica en marzo (1958–2004). En Cuadrat JM *et al* (eds.) *Clima Sociedad y Medio Ambiente*. Asociación Española de Climatología, 175–189.
- López-Moreno JI, Vicente S, Gimeno L, Nieto R (2009). Stability of the seasonal distribution of precipitation in the Mediterranean region: observations since 1950 and projections for the 21st century. *Geophysical Research Letter*, 36, L10703. doi:10.1029/2009GL037956.
- Lorenzo MN, Taboada JJ, Gieno L (2008). Links between circulation weather types and teleconnection patterns and their influence on precipitation patterns on Galicia (NE Spain). *International Journal of Climatology*, 28, 1493-1505.
- Luna MY, Almarza C (2004). Interpolation of 1961-2002 daily climatic data in Spain. En *Proceedings of International Meeting on Spatial Interpolation in Climatology and Meteorology*, Budapest, Hungary 2004.
- Mills GF (1995). Principal Component Analysis of Precipitation and Rainfall Regionalization in Spain. *Theoretical and Applied Climatology*, 50, 169-183.
- Mitchell TD, Jones PD (2005). An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids. *International Journal of Climatology*, 25, 693-712.
- Morata A, Martín ML, Luna MY, *et al.* (2006). Self-similarity patterns of precipitation in the Iberian Peninsula. *Theoretical and Applied Climatology*, 85, 41-59.
- Mosmann V, Castro A, Fraile R *et al.* (2004). Detection of statistically significant trends in the summer precipitation of mainland Spain. *Atmospheric Research*, 70, 43-53.
- Muñoz-Díaz D, Rodrigo, FS (2004). Spatio-temporal patterns of seasonal rainfall in Spain (1912-2000) using cluster and principal component analysis: comparison. *Annales Geophysicae*, 22, 1435-1448.

- New M, Todd M, Hulme M, Jones P (2001). Precipitation measurements and trends in the twentieth century. *International Journal of Climatology*, 21, 1899-1922.
- Ninyerola M, Pons X, Roure UJM (2007). Monthly precipitation mapping of the Iberian Peninsula using spatial interpolation tools implemented in Geographical Information System. *Theoretical and Applied Climatology*, 89, 195-209.
- Norrant C, Douguédroit A (2006). Monthly and daily precipitation trends in the Mediterranean (1950–2000). *Theoretical and Applied Climatology*, 83, 89–106.
- Paredes D, Trigo RM, Garcia-Herrera R *et al.* (2006). Understanding precipitation changes in Iberia in early spring: Weather typing and storm-tracking approaches. *Journal of Hydrometeorology*, 7, 101-113.
- Pausas JG (2004). Changes in fire and climate in the eastern Iberian Peninsula (Mediterranean basin). *Climatic Change*, 63, 337-350.
- Reinhard M, Rebetez M, Schlaepfer R (2005). Recent climate change: Re thinking drought in the context of Forest Fire Research in Ticino, South of Switzerland. *Theoretical and Applied Climatology*, 82, 17-25.
- Rodríguez-Puebla C, Encinas AH, Nieto S, Garmendia J (1998). Spatial and temporal patterns of annual precipitation variability over the Iberian Peninsula. *International Journal of Climatology*, 18, 299-316.
- Saladié O, Brunet M, Aguilar E, Sigró J, López D (2002). Evolución de la precipitación en el sector suroriental de la depresión del Ebro durante la segunda mitad del siglo XX. En J.A. Guijarro *et al.*, *El Agua y el clima*, Publ. AEC, Ser A, 3, 335-346.
- Saladié O, Brunet M, Aguilar E, Sigró J, López D (2004). Variaciones y tendencia secular de la precipitación en el sistema Mediterráneo catalán (1901-2000). En JC García Cerdón *et al.* (eds.) *El Clima, entre el mar y la montaña*, Publ. AEC, Ser A, 4, 399-408.
- Sánchez-Lorenzo A, Brunetti M, Calbó J, Martín-Vide J (2007). Recent spatial and temporal variability and trends of sunshine duration over the Iberian Peninsula from homogenized data set. *Journal of Geophysical Research*, 12, D20115, DOI: 10.1029/2007/JD008677.
- Serrano A, García JA, Mateos VL *et al.* (1999a). Monthly modes of variation of precipitation over the Iberian peninsula. *Journal of Climate*, 12, 2894-2919.
- Serrano A, Mateos VL, García JA (1999b). Trend analysis of monthly precipitation over the Iberian Peninsula for the period 1921-1995. *Physics and Chemistry of the Earth Part B-Hydrology Oceans and Atmosphere*, 24, 85-90.
- Sotillo MG, Ramis C, Romero R, Alonso S, Homar V (2003). Role of orography in the spatial distribution of the precipitation over the Spanish Mediterranean zone. *Climate Research*, 23, 247-261.
- Thornes JB (1985). The ecology of erosion. *Geography*, 70, 222-235.
- Trenberth KE, Jones PD, Ambenje P *et al.* (2007). Observations: Surface and Atmospheric Climate Change. In Solomon S, Qin D, Manning M *et al.* (eds)

Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press.

- Trigo IF, Davies TD, Biggs GR (2000). Decline in Mediterranean rainfall caused by weakening of Mediterranean cyclones. *Geophysical Research Letters*, 27, 2913-2916.
- Trigo RM, Da Camara C (2000). Circulation weather types and their influence on the precipitation regime in Portugal. *International Journal of Climatology*, 20, 1559-1581.
- Valero F, Martín ML, Sotillo MG *et al.* (2009). Characterization of the autumn Iberian precipitation from long-term datasets: comparison between observed and hindcasted data. *International Journal of Climatology*, 29, 527-541.
- Xoplaki E, González-Rouco F, Luterbacher J, Wanner H (2004). Wet season Mediterranean precipitation variability: influence of large scale dynamics and trends. *Climate Dynamics*, 23, 63-78.

CAPÍTULO 19

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL DE LAS SEQUÍAS PLUVIOMÉTRICAS EN ESPAÑA DURANTE EL ÚLTIMO SIGLO

Sergio M. VICENTE-SERRANO

*Instituto Pirenaico de Ecología, Consejo Superior de Investigaciones Científicas (IPE-CSIC),
Avda Montañana 1005, 50059 Zaragoza, Spain
svicen@ipe.csic.es*

RESUMEN

Este estudio analiza la evolución de las sequías pluviométricas en España considerando un período de tiempo largo (1910-2011). La severidad de las sequías se ha cuantificado mediante el Índice de Precipitación Estandarizada (*Standardized Precipitation Index, SPI*) y los eventos de sequía se identificaron mediante un método de umbrales. Los resultados subrayan la fuerte variabilidad espacial de la sequía en España, identificando seis regiones en las que la sequía ha mostrado una evolución independiente a la de las otras regiones. Algunas regiones muestran una disminución en la severidad de las sequías pluviométricas en el último siglo (por ejemplo, Galicia y el sureste de España), mientras que otras regiones muestran un aumento de la severidad (la amplia región del suroeste, Cataluña y la cuenca central del Ebro). De hecho, el sur de España ha mostrado un aumento de la duración y magnitud de los eventos de sequía, lo que ha incrementado, claramente, la aridez climática de la región.

Palabras clave: sequía, precipitación, *Standardized Precipitation Index*, variabilidad espacial, cambio climático.

ABSTRACT

This study analyses the evolution of precipitation droughts in Spain considering a long time period (1910-2011). Drought severity has been quantified by means of the Standardized Precipitation Index and the drought events identified by means of a threshold approach. The results stress the strong spatial variability of droughts in Spain, identifying six regions in which drought evolution has been independent from the other regions. Some regions are showing a decrease of the precipitation drought severity (e.g., Galicia and the Southeast) whereas other regions are showing increased severity (e.g., Southwest, Catalonia and the central Ebro basin). Thus,

South Spain has showed a large increase of the duration and magnitude of the drought events, which has clearly increased the climate dryness of the region.

Key words: drought, precipitation, Standardized Precipitation Index, spatial variability, climate change.

1. INTRODUCCIÓN

La sequía es uno de los fenómenos climáticos más complejos, con notables efectos sobre la sociedad y el medio ambiente (Wilhite, 1993). Dicha complejidad está relacionada con la dificultad inherente a la cuantificación de la severidad de las sequías. En realidad, identificamos una sequía por sus efectos o impactos en una gran variedad de sistemas (agricultura, recursos hídricos, silvicultura, ecología, economía, etc.), pues no existe una variable física que podamos medir para cuantificar el fenómeno. Por lo tanto, las sequías resultan muy difíciles de identificar en el tiempo y el espacio, pues es muy complejo determinar el momento en que empieza y termina una sequía, además de cuantificar la duración, magnitud y extensión superficial de las sequías (Burton *et al.*, 1978; Wilhite, 2000). Además, los efectos de una sequía pueden persistir años después de que ésta haya terminado (Changnon y Easterling, 1989; McKee *et al.*, 2002).

La sequía es uno de los principales riesgos climáticos que afectan a las regiones mediterráneas. En España es un fenómeno frecuente debido a la alta variabilidad espacial y temporal de la precipitación. Diferentes estudios han identificado periodos de sequía que han afectado a España a lo largo de la historia (Martín-Vide y Barriendos, 1995; Vicente-Serrano y Cuadrat, 2007; Domínguez-Castro *et al.*, 2012). Las sequías quedan frecuentemente registradas desde que se dispone de registros instrumentales (Pérez-Cueva, 1983; Pita, 1989; Vicente-Serrano, 2006a).

Por lo general, los patrones espaciales de las sequías resultan muy complejos en España (Vicente-Serrano, 2006b). De hecho, es muy común que una región de España sufra condiciones secas, mientras que otra, a menudo cercana, experimente condiciones normales o incluso húmedas. Tal variabilidad espacial es atribuible a los complejos patrones de circulación atmosféricas que afectan a la ocurrencia de sequías en España (Vicente-Serrano, 2005; Vicente-Serrano y López-Moreno, 2006), complicada por el hecho de que las sequías no pueden asociarse con un único tipo de condiciones atmosféricas. En conjunto, esto hace que sea difícil determinar áreas en las que las sequías muestran un comportamiento homogéneo en el tiempo.

En España las sequías generan importantes pérdidas en la agricultura de secano, y los rendimientos de los cultivos se ven muy reducidos durante los años secos (Austin *et al.*, 1998; Iglesias *et al.*, 2003). Por otra parte, las frecuentes sequías que afectan a las amplias zonas semiáridas de España constituyen un importante factor de degradación ambiental (Vicente-Serrano *et al.*, 2012). Igualmente disminuyen el crecimiento de los bosques (Pasho *et al.*, 2011; Martín-Benito *et al.*, 2013), y reducen la disponibilidad de agua para la vegetación, aumentando el riesgo de incendio. Además, el aumento de las tierras de regadío y los usos urbanos y turísticos han producido un importante incremento en la demanda de agua y una mayor vulnerabilidad social y económica a la sequía (Morales *et al.*, 2000; Ruiz Sinoga y Gross, 2013).

El objetivo de este capítulo es actualizar y mejorar estudios previos (Vicente-Serrano, 2006a y 2006b) sobre la variabilidad espacial y temporal de las sequías en España utilizando el Índice de Precipitación Estandarizado, entre 1910 y 2011. El objetivo es mostrar la evolución de las sequías, identificar los episodios más importantes, y llevar a cabo una clasificación espacial en función de la variabilidad experimentada por las sequías.

2. DATOS Y MÉTODOS

2.1 Datos

Para el análisis de la sequía se utilizaron 42 series de precipitación, que cubren el período comprendido entre 1910 y 2011, obtenidas de la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET). Algunas series fueron creadas mediante la combinación de datos de diferentes observatorios ubicados en la misma localidad. Esto fue necesario debido a los frecuentes cambios de localización de los observatorios españoles durante el siglo XX. Los datos fueron sometidos a un proceso de control de calidad para descartar registros anómalos; y para garantizar la calidad final de las series de precipitación, se testó la homogeneidad temporal de cada una de ellas (Peterson *et al.*, 1998), a partir de una serie de referencia independiente para cada observatorio generada mediante las cinco series cuya serie de diferencias se correlacionaba mejor con la serie a testar (Peterson y Easterling, 1994). Se utilizó el test de homogeneidad normal estándar para analizar la homogeneidad de las series (SNHT, Alexandersson, 1986; Stepánek, 2003). Las pocas series no homogéneas fueron corregidas y las lagunas temporales se rellenaron mediante el uso de regresiones lineales a partir de las series de referencia. La distribución espacial de los observatorios utilizados se muestra en la figura 1.

2.2 Cuantificación de las sequías

Las sequías son reconocibles después de un largo período de tiempo sin precipitaciones. Sin embargo, es difícil determinar su comienzo, extensión superficial y fin, por lo que es muy difícil cuantificar objetivamente sus características en términos de intensidad, magnitud, duración y extensión espacial. Por esta razón, se ha dedicado mucho esfuerzo al desarrollo de técnicas para la monitorización y el análisis de las sequías. De hecho, diferentes índices se han desarrollado para tal fin (Heim, 2002).

Está ampliamente aceptado que la sequía constituye un fenómeno multiescalar (McKee *et al.*, 1993). Por lo tanto, la escala de tiempo a la que se acumulan los déficits de precipitación es extremadamente importante, y funcionalmente separa entre sequías hidrológicas, ambientales, agrícolas y otras. Por esta razón, los índices de sequía deben estar asociados a una escala de tiempo específica para ser útiles en el seguimiento y la gestión de los diferentes recursos hídricos. Esto explica la gran aceptación del Índice de Precipitación Estandarizada (SPI), que es comparable en el tiempo y el espacio, y se puede calcular a diferentes escalas temporales para monitorizar las sequías. Recientemente, el SPI ha sido aceptado por la Organización Meteorológica Mundial como el índice de sequía de referencia. En la "Declaración de Lincoln sobre índices de sequía" coincidieron 54 expertos de todas las regiones

del mundo para establecer un índice de sequía meteorológica universal, consensuando el SPI como base para ser utilizado por los servicios meteorológicos e hidrológicos a nivel mundial a la hora de caracterizar las sequías meteorológicas (Hayes *et al.*, 2011).



Figura 1. Distribución espacial de los observatorios meteorológicos utilizados en España (1910-2011).

El SPI fue desarrollado por McKee *et al.* (1993 y 1995) para identificar periodos anormalmente secos y húmedos. El SPI se basa en la conversión de los datos de precipitación a probabilidades mediante largos registros de precipitación computados a diferentes escalas temporales. Las probabilidades se transforman en una serie estandarizada con media 0 y desviación estándar 1. La principal ventaja del SPI en comparación con los índices de Palmer es que el primero permite el análisis del impacto de la sequía a diferentes escalas temporales, mientras que el segundo no. McKee *et al.* (1993) utilizaron la distribución gamma para transformar las series de precipitación a unidades estandarizadas. Sin embargo, la distribución de frecuencia de las series de precipitación muestra cambios significativos en función de la escala temporal (Vicente-Serrano, 2006b). Entre los diferentes modelos evaluados, la distribución Pearson III muestra una mayor capacidad de adaptación a las series de precipitación considerando escalas de tiempo diferentes (Guttman, 1999; Vicente-Serrano, 2006b; Quiring, 2009). Por lo tanto, aquí se ha utilizado el algoritmo descrito por Vicente-Serrano (2006b) para calcular los valores de SPI a partir de la distribución Pearson III y el enfoque de los L-momentos para obtener los parámetros de la distribución. Como medida general de las condiciones de sequía, el análisis se ha limitado a los datos de SPI a la escala temporal de 12 meses, en cada uno de los 42 observatorios de precipitación, entre 1910 y 2011.

2.3 Análisis

Algunos estudios previos han descrito una gran variabilidad espacial de los patrones de precipitación en España (por ejemplo, Rodríguez-Puebla *et al.*, 1998). Por esta razón, se llevó a cabo un análisis espacio-temporal a partir de las series de SPI a la escala temporal de 12 meses con el fin de retener los patrones temporales y espaciales más generales del comportamiento de las sequías en España. El análisis se basó en un análisis de componentes principales (ACP). El ACP se ha utilizado ampliamente para determinar patrones en variables climáticas. Permite identificar características comunes y locales específicas. Por ello, se ha utilizado un ACP en modo S para obtener los patrones temporales de las sequías en España. Dado que el SPI es una variable estandarizada, la serie correspondiente a cada componente principal puede asociarse a la variabilidad del SPI de una región concreta. Las áreas representadas por cada modo (componente) se identifican mediante la asignación de las cargas factoriales. Los componentes se rotaron (Varimax) para redistribuir la varianza explicada y obtener patrones espaciales más robustos (Richman, 1986).

Los cambios en las sequías pluviométricas durante el periodo 1911-2011 se evaluaron mediante dos procedimientos diferentes. Por un lado, la magnitud de los cambios observados con el SPI se cuantificaron mediante un análisis de regresión entre la serie de tiempo (variable independiente) y la serie de SPI (variable dependiente). La pendiente resultante de los modelos de regresión indica el cambio (SPI por año), con valores de pendientes más altos correspondiendo con cambios mayores. El cambio se analizó en tres periodos: 1911-2011, 1940-2011 y 1970-2011 para determinar una posible acentuación o disminución de los cambios a lo largo de periodos distintos. Por otro lado, también se llevó a cabo un análisis de los eventos de sequía por medio de un nivel de umbral que no varía en el tiempo y en el espacio, ya que los registros corresponden a valores normalizados. El umbral se estableció en el 10% de probabilidad acumulada ($SPI < -1,28$), de tal modo que un evento de sequía se registra cuando el SPI mensual cae por debajo de ese nivel (van Loon *et al.*, 2010). Sobre la base de este umbral, se llevó a cabo una caracterización de las sequías pluviométricas mediante su duración y magnitud total. La duración de un evento de sequía se definió como el periodo de tiempo consecutivo y sin interrupción (uno o más meses) que presenta valores de SPI inferiores a $-1,28$. La magnitud corresponde al déficit acumulado, que se define como la suma de los valores de SPI durante el periodo con valores inferiores a $-1,28$, que define al evento de sequía.

3. RESULTADOS

La tabla 1 muestra los resultados del ACP aplicado a las series de SPI a la escala de 12 meses en España. El primer componente agrupa el mayor porcentaje de la varianza total (24%). Los componentes 2 a 6 representan porcentajes muy similares (entre 7,3 y 10,3%), mostrando un descenso muy abrupto entre los componentes 6 y 7, que únicamente representa el 2,8% de la varianza total. Así pues, para los análisis posteriores, se han seleccionado los seis primeros componentes, que en total agrupan el 68,8% de la variabilidad temporal del SPI a lo largo de toda España.

| Componente | Total | % de la varianza | % acumulado |
|------------|--------|------------------|-------------|
| C. 1 | 10.454 | 24.891 | 24.891 |
| C. 2 | 4.352 | 10.363 | 35.253 |
| C. 3 | 3.828 | 9.115 | 44.368 |
| C. 4 | 3.714 | 8.843 | 53.211 |
| C. 5 | 3.491 | 8.311 | 61.522 |
| C. 6 | 3.081 | 7.336 | 68.858 |
| C. 7 | 1.187 | 2.826 | 71.684 |

Tabla 1. Resultados del análisis de componentes principales aplicado a las series de SPI de España.

La figura 2 muestra la variabilidad temporal de los seis componentes y la figura 3 la distribución espacial de las cargas factoriales, que identifican las regiones representadas por cada componente. El patrón espacial resulta muy robusto. El componente 1 representa el mayor porcentaje de España, correspondiendo al suroeste y a las áreas centrales de España. El componente 2 representa los observatorios cercanos al mar Cantábrico. El componente 3 representa al extremo noroccidental. El componente 4 muestra cargas factoriales altas en algunos observatorios de la meseta norte. Finalmente, los componentes 5 y 6 representan las áreas mediterráneas, al norte y sureste, respectivamente. Esta regionalización destaca la enorme variabilidad espacial de las sequías en España y la diferente variabilidad espacial identificada en cada área.

Las áreas representadas por el componente 1 presentan los principales episodios de sequía a partir de la década de 1970. Así, las dos principales sequías se registraron en los dos últimos decenios (1991-1995 y 2005-2009). El componente 2 muestra sequías muy severas en las décadas de 1910, 1920, 1940 y también desde la década de 1980 hasta la actualidad. Se registraron dos sequías muy severas en los años 1990 y 2002. El componente 3 muestra un patrón muy diferente. Las áreas de Galicia representadas por este componente muestran periodos de sequía dominantes entre 1910 y 1960, mientras que las condiciones húmedas son el patrón dominante entre 1960 y 2011. Las áreas representadas por el componente 4 (Meseta Norte) también difieren notablemente de los patrones anteriores, ya que los principales episodios de sequía se registraron en 1950, y luego entre 1965 y 1972. En oposición a las áreas vecinas representados por el componente 1, las décadas de 1990 y 2000 han sido predominantemente húmedas. El componente 5 (mayor parte de Cataluña y valle medio del Ebro) muestran los episodios de sequía más severos en las décadas de 1920 y 2000; de hecho, esta área muestra que en los últimos años se ha producido una sequía muy severa (2006-2011). Por último, el componente 6 muestra un patrón que en su mayor parte se asemeja con el componente 3, ya que los principales episodios de sequía se identifican en las dos primeras décadas del siglo XX y, con la excepción de algunos períodos de la década de 1990 y de 2000, el período entre 1960 y 2011 ha estado dominado por condiciones húmedas.

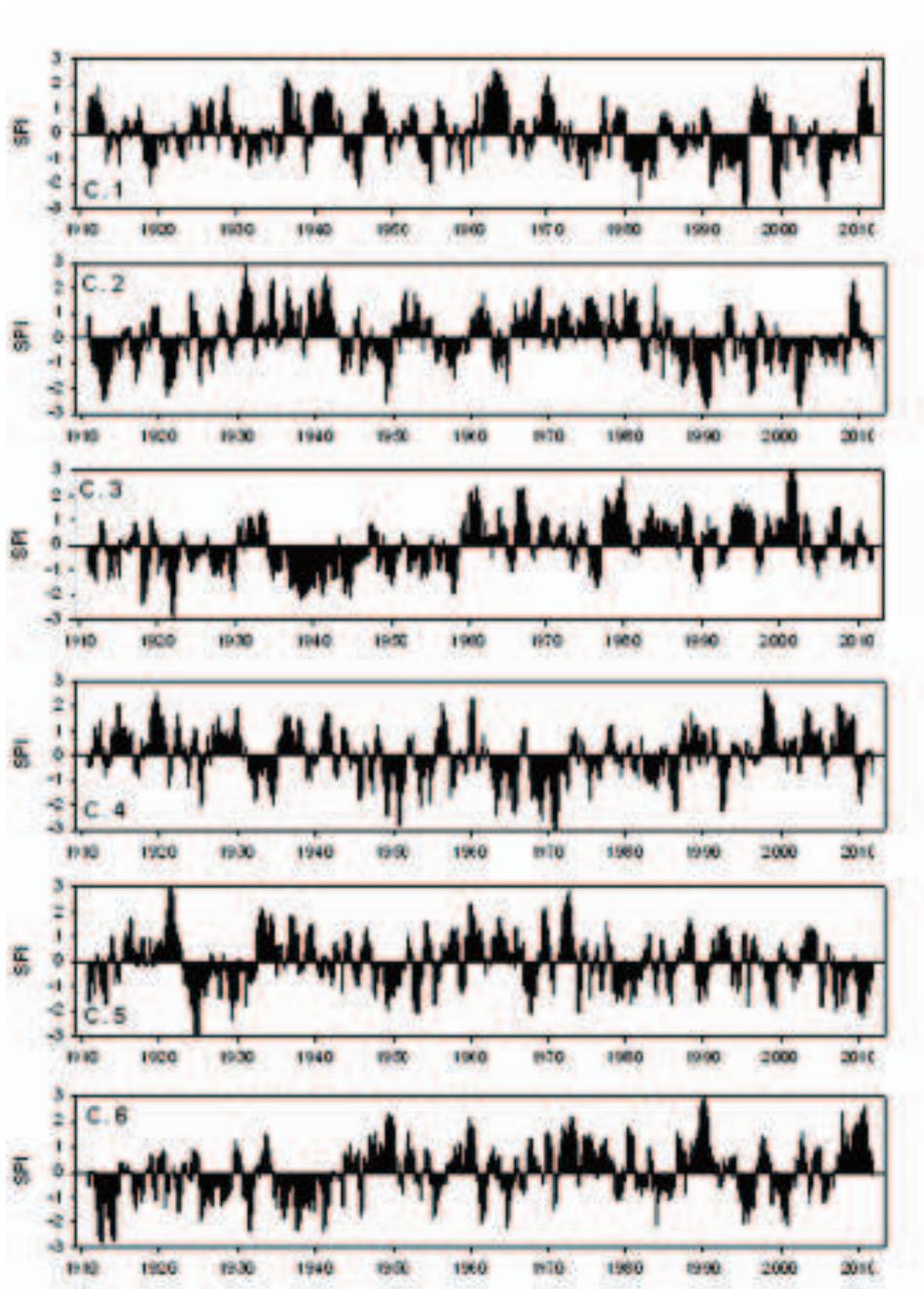


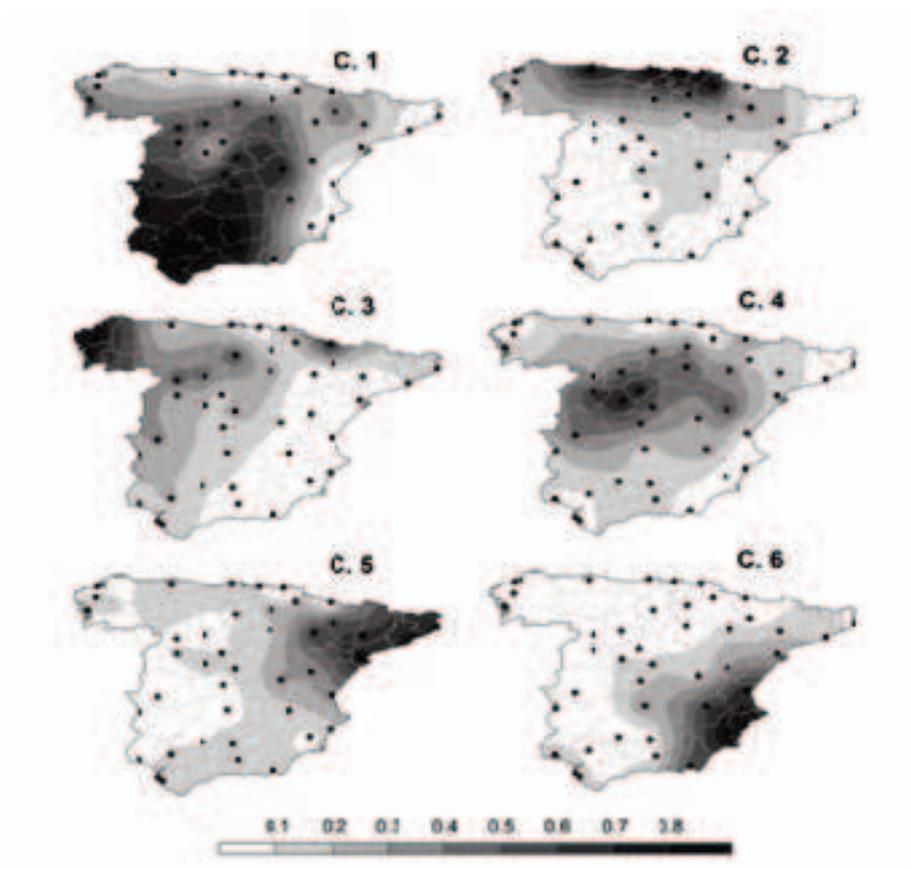
Figura 2. Evolución de las series de SPI correspondientes a los seis componentes extraídos.

El análisis de los cambios observados en el SPI en las últimas décadas también destaca la fuerte variabilidad espacial observada con el ACP. Se muestra la magnitud de los cambios en el SPI en cada uno de los 42 observatorios disponibles durante tres períodos diferentes (figura 4). Entre 1910 y 2011 los cambios son en general pequeños (entre -0,1 y 0,09 unidades de SPI década⁻¹). El observatorio que muestra el mayor aumento es Santiago de Compostela y el mayor descenso Jaén. En cualquier caso, teniendo en cuenta el período completo de registros, hay una variabilidad espacial importante, incluso mostrando algunos observatorios vecinos cambios opuestos (positivos o negativos). No obstante, la mayoría de los observatorios ubicados en Andalucía muestran variaciones negativas (intensificación de la severidad de la sequía), mientras que los observatorios situados en el noroeste y sureste muestran un patrón positivo dominante. El comportamiento identificado en el período 1940-2011 muestra cambios negativos dominantes en el SPI en la mayor parte de España. Se observa una fuerte disminución (<-0,15 unidades de SPI década⁻¹) en Jaén, Cuenca, San Fernando, Huesca y Bilbao. Con la excepción del observatorio de Valencia, todos los observatorios en las zonas del sur y este de España muestran cambios negativos en el SPI. En la parte noroeste de España, el patrón muestra la existencia de observatorios con cambios positivos, algunos muy fuertes (Ávila, Canfranc y Santiago de Compostela). Por lo tanto, aunque con algunas diferencias espaciales, el patrón dominante desde 1940, es un refuerzo de las condiciones de sequía en la mayor parte de España. En algunas de estas áreas, el mayor reforzamiento se ha registrado entre 1970 y 2011, principalmente en el noreste, que registra las principales disminuciones en los valores de SPI (por ejemplo, Barcelona, Huesca y Pamplona).

La evolución de los episodios de sequía se ha analizado por medio de las serie de los seis componentes principales obtenidos previamente. La figura 5 muestra los promedios en duración (en meses) y magnitud (en unidades SPI) de la sequía observados en las regiones representadas por cada uno de los seis componentes principales en tres periodos diferentes (1910-1940, 1940-1970 y 1970-2011). Las áreas representadas por el componente 1 han mostrado una mayor frecuencia de episodios de sequía en el período de 1970 a 2011 (18) en relación con las décadas anteriores: 4 y 6 para 1910-1940 y 1940-1970, respectivamente. Además, la duración y magnitud media de los episodios de sequía ha sido mucho más fuerte entre 1970 y 2011 que en períodos anteriores. El componente 2 también muestra una mayor frecuencia de episodios de sequía entre 1970 y 2011. No obstante, la magnitud y la duración media son similares a las observadas entre 1910 y 1940. En esta región (Norte de España), el periodo entre 1970 y 2011 mostró episodios de sequía caracterizados por una menor duración y magnitud. El componente 3 muestra que, aunque el número de eventos de sequía fue similar en los períodos 1910-1940 y 1940-1970, la duración media, la magnitud de las sequías y la ocurrencia de eventos extremos de sequía fue mucho mayor entre 1940 y 1970. Entre 1970 y 2011 se registraron solo tres episodios de sequía, con bajos promedios de duración y magnitud. En las áreas representadas por el componente 4 (Meseta norte), hay pocas diferencias en la duración y magnitud de las sequías entre los tres períodos analizados, aunque la mayor frecuencia y los eventos más extremos se registraron entre 1940 y 1970. En Cataluña y la cuenca media del Ebro (componente 5) hay muy pocas diferencias en la duración media y la magnitud de los eventos de

sequía entre los tres periodos analizados. Sin embargo, hay un claro incremento en la frecuencia de los episodios de sequía durante las últimas décadas (24 entre 1970 y 2011), aunque el evento sequía más extrema, tanto en duración y magnitud, se registró entre 1910 y 1940. La región sureste de España (componente 6) también muestra notables diferencias en la duración media y la magnitud de los eventos de sequía entre 1910 y 2011. La mayor frecuencia de eventos se registró entre 1910 y 1940, y éste periodo también mostró los episodios de sequía más extremos en esta región.

Figura 3. Distribución espacial de las cargas factoriales correspondientes a los seis componentes principales extraídos.



4. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los resultados de este capítulo destacan la gran variabilidad espacial de las sequías pluviométricas en España entre 1910 y 2011. De hecho, cada episodio de sequía puede quedar restringido a zonas concretas sin que el conjunto de España se vea afectado. Con frecuencia se observan condiciones húmedas o incluso normales en una región, mientras que otra zona puede experimentar condiciones secas durante

el mismo periodo. De hecho, algunas sequías pueden llegar a constituir episodios eminentemente locales y, con la excepción de los episodios más intensos, que pueden afectar a amplias zonas, suelen tener un carácter generalmente regional. Además, incluso los episodios de sequía más severos no suelen afectar a la totalidad de España.

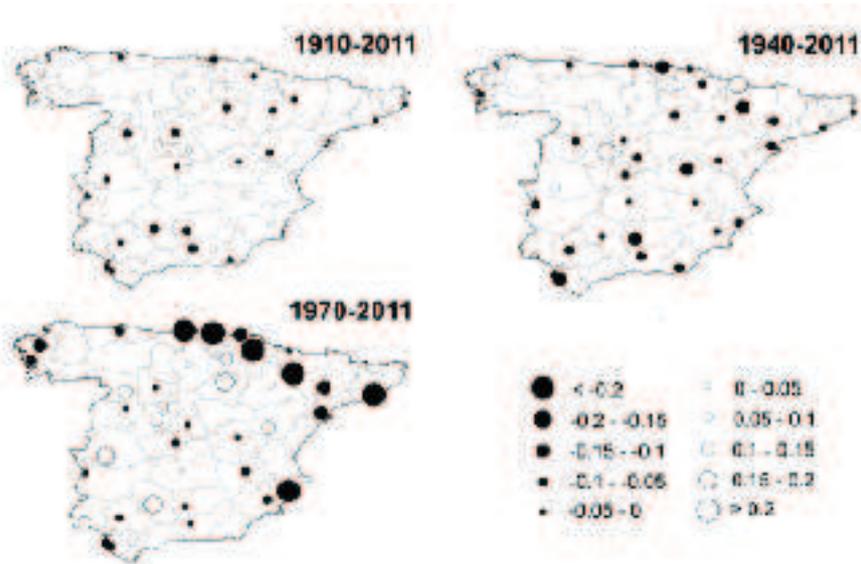


Figura 4. Distribución espacial de la magnitud de cambio en los valores de SPI (en unidades de SPI década⁻¹) entre tres periodos diferentes (1910-2011, 1940-2011 y 1970-2011).

Se han aislado seis patrones diferentes en la evolución de las sequías mediante un Análisis de Componentes Principales. Cada patrón representa un área distinta, que muestra homogeneidad interna y con límites bien definidos (suroeste, norte, noroeste, meseta norte, noreste y sureste). Entre estas regiones, existen áreas de transición, lo que introduce una mayor diversidad y complejidad espacial en el comportamiento de la sequía y también una mayor incertidumbre en la evolución de la sequía en estas zonas de transición que en los sectores bien definidos.

Este estudio pone de manifiesto que la frecuencia, duración y magnitud de las sequías han aumentado en los últimos decenios en gran parte de España considerando exclusivamente los registros de precipitación. Las series de SPI ponen de manifiesto un descenso dominante en amplias zonas de España (noreste, sur y centro), mostrando episodios de sequía más severos en las últimas tres décadas, caracterizados por una mayor duración y magnitud que en décadas anteriores. Estas áreas agrupan el mayor porcentaje de superficie de España, lo que indica que la gravedad de las sequías pluviométricas puede estar aumentando de forma promedio, aunque haya algunas regiones en las que está descendiendo la severidad de las mismas.

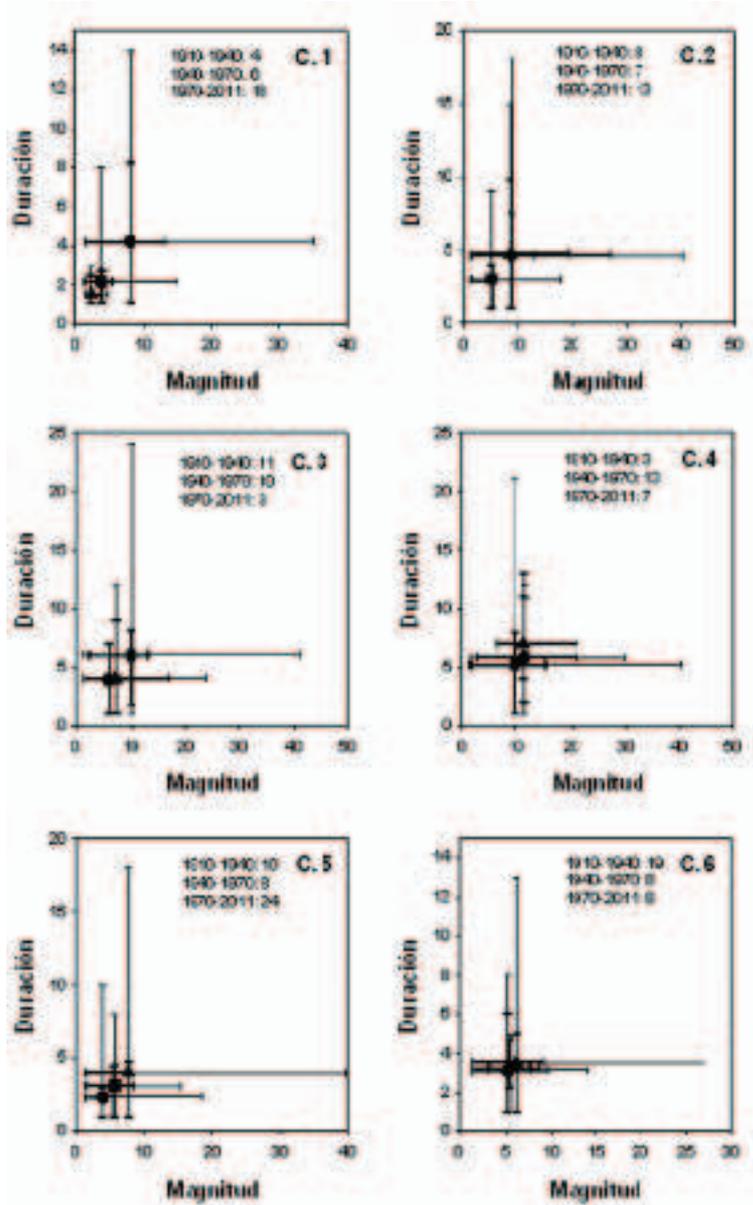


Figura 5. Duración y magnitud de las sequías en tres periodos diferentes (1910-1940, 1940-1970 y 1970-2011) para cada uno de los seis componentes principales seleccionados. Triángulos: 1910-1940, Cuadrados: 1940-1970, Círculos: 1970-2011. Los símbolos representan la duración y la magnitud media para cada uno de los dos periodos. Las líneas gruesas indican los percentiles 25 y 75, mientras que las líneas finas indican las duraciones y magnitudes mínimas y máximas. Los eventos de sequía registrados en cada periodo se muestran con cifras.

Además, hay otro importante factor, que no se analiza en este estudio, y que puede estar afectando a un agravamiento de la sequía en España, pues el SPI no tiene en cuenta otras variables que pueden influir en las sequías, principalmente la demanda evaporativa por parte de la atmósfera. El efecto del calentamiento como agravante del estrés hídrico se ha demostrado en numerosos estudios recientes, que han analizado el impacto de la sequía sobre la producción primaria neta y la mortalidad de los bosques (p. ej., Anderegg *et al.*, 2012). El importante papel de las temperaturas en el agravamiento de las condiciones de sequía se hizo evidente en la devastadora ola de calor que afectó a amplias zonas de Europa en 2003, cuando unas temperaturas extremadamente altas aumentaron drásticamente las tasas de evapotranspiración, causando una asimismo drástica reducción de la producción primaria neta (Ciais *et al.*, 2005). Para ilustrar cómo los procesos de calentamiento están reforzando las sequías y los correspondientes impactos ecológicos en todo el mundo, Breshears *et al.* (2005) enunciaron el término de sequía bajo condiciones de cambio climático para referirse al reforzamiento del estrés hídrico bajo condiciones de calentamiento global. En este escenario, el incremento de la evapotranspiración potencial en España (Vicente-Serrano *et al.*, 2013) puede aumentar la aridez del clima, pues la disponibilidad de agua en el suelo podría no satisfacer la demanda atmosférica. Por estas razones, parece adecuado plantear la utilización de otros índices de sequía más robustos para analizar la evolución de la sequía en España, principalmente el recientemente desarrollado Índice Estandarizado de Precipitación y Evapotranspiración (SPEI) (Vicente-Serrano *et al.*, 2010), que incluye el efecto de la temperatura en las condiciones de sequía por medio de su influencia sobre la demanda evaporativa de la atmósfera. Este índice mejora la capacidad de los índices de sequía basados en datos de precipitación al identificar y cuantificar los impactos de las sequías en diferentes sistemas hidrológicos y ecológicos a escala global (Vicente-Serrano *et al.*, 2011 y 2012b).

AGRADECIMIENTOS

Me gustaría agradecer a la Agencia Estatal de Meteorología la aportación de los datos de precipitación utilizados en este trabajo. Este trabajo ha sido posible gracias a los proyectos de investigación: CGL2011-27574-CO2-02 y CGL2011-27536, financiados por la comisión española de Ciencia y Tecnología y FEDER, "Efecto de los escenarios de cambio climático sobre la hidrología superficial y la gestión de embalses del Pirineo Aragonés", financiado por la "Obra Social La Caixa" y el gobierno de Aragón e Influencia del cambio climático en el turismo de nieve, CTP01/10, financiado por la Comisión de Trabajo de los Pirineos.

REFERENCIAS

- Alexandersson, H., (1986). A homogeneity test applied to precipitation data, *Journal of Climatology*, 6, 661-675.
- Anderegg W.R.L. *et al.*, (2012). The roles of hydraulic and carbon stress in a widespread climate-induced forest die-off, *Proc Natl Acad Sci USA*, 109, 233–237.

- Austin, R. B., Cantero-Martínez, C., Arrúe, J. L., Playán, E., y Cano-Marcellán, P., (1998). Yield–rainfall relationships in cereal cropping systems in the Ebro River valley of Spain, *European Journal of Agronomy*, 8, 239–248.
- Breshears, D.D., et al. (2005). "Regional vegetation die-off in response to global-change type drought", *Proceedings of the National Academy of Sciences of the USA*, 102, 15144–15148.
- Burton, I., Kates, R.W. and White, G.F. (1978). *The Environment as Hazard*. Oxford University Press, 240 pp.
- Changnon, S. A. y Easterling, W. E. (1989). Measuring drought impacts: the Illinois case, *Water Resources Bulletin*, 25, 27–42.
- Ciais Ph et al. (2005) Europe-wide reduction in primary productivity caused by the heat and drought in 2003, *Nature*, 437, 529–533.
- Domínguez-Castro, F., Ribera, P., García-Herrera, R., Vaquero, J.M., Barriendos, M., Cuadrat, J.M. and Moreno, J.M., (2012). Assessing extreme droughts in Spain during 1750-1850 from rogation ceremonies, *Climate of the Past*, 8, 705-722.
- Guttman, N.B. (1999). Accepting the standardized precipitation index: A calculation algorithm, *J. Amer. Water Resour. Assoc.*, 35, 311–322.
- Hayes, M., Svoboda, M., Wall, N. and Widhalm, M. (2011). The Lincoln declaration on drought indices: Universal meteorological drought index recommended, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 92, 485–488.
- Heim, R. R., (2002). A review of twentieth-century drought indices used in the United States, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 83, 1149–1165.
- Iglesias, E., Garrido, A. y Gomez-Ramos, A., (2003). Evaluation of drought management in irrigated areas, *Agricultural Economics*, 29, 211–229.
- Martin-Benito, D., Beeckman, H., and Cañellas, I. (2013). Influence of drought on tree rings and tracheid features of *Pinus nigra* and *Pinus sylvestris* in a mesic Mediterranean forest, *European Journal of Forest Research*, 132, 33-45.
- Martín-Vide, J. and Barriendos, M., (1995). The use of rogation ceremony records in climatic reconstruction: a case study from Catalonia (Spain), *Climatic Change*, 30, 201–221
- McKee, T. B. N., Doesken, J. and Kleist, J. (1993). "The relationship of drought frequency and duration to time scales", Proc. Eight Conf. on Applied Climatology, Anaheim, CA, Amer. Meteor. Soc. 179–184.
- Morales, A., Olcina, J. y Rico, A. M. (2000). Diferentes percepciones de la sequía en España: adaptación, catastrofismo e intentos de corrección, *Investigaciones Geográficas*, 23, 5–46.
- Pasho, E., Camarero, J.J., de Luis, M. and Vicente-Serrano, S.M. (2011). Impacts of drought at different time scales on forest growth across a wide climatic gradient in north-eastern Spain, *Agricultural and Forest Meteorology*, 151, 1800-1811.
- Pérez-Cueva, A., (1983). La sequía de 1978–1982, ¿excepcionalidad o

- inadaptación?, *Agricultura y Sociedad*, 27, 225–245.
- Peterson, T.C. and Easterling, D.R., (1994). Creation of homogeneous composite climatological reference series, *International Journal of Climatology*, 14, 671-679.
- Peterson, T.C., Easterling, D.R., Karl, T.R. *et al.*, (1998). Homogeneity adjustments of in situ atmospheric climate data: a review, *International Journal of Climatology*, 18, 1493-1517.
- Pita, M.F., (1989). La sequía como desastre natural. Su incidencia en el ámbito español, *Norba*, 6–7, 31-61.
- Quiring, S. M. (2009). Developing objective operational definitions for monitoring drought, *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 48, 1217–1229.
- Richman, M. B. (1986), Rotation of principal components, *J. Climatol.*, 6, pp. 29– 35.
- Rodríguez-Puebla, C., Encinas, A.H., Nieto, S. and Garmendia, J. (1998). Spatial and temporal patterns of annual precipitation variability over the Iberian Peninsula, *International Journal of Climatology*, 18, 299–316.
- Ruiz Sinoga, J.D. and León Gross, T. (2013). Droughts and their social perception in the mass media (southern Spain), *International Journal of Climatology*, 33, 709-724.
- Stepánek, P., (2004). AnClim – Software for Time Series Analysis (for Windows), Dept. of Geography, Fac. of Natural Sciences, MU, Brno. 1.47 MB.
- van Loon, A. F., van Lanen, H. A. J., Hisdal, H., Tallaksen, L.M., Fendekov´a, M., Oosterwijk, J., Horvát, O., y Machlica, A. (2010). Understanding hydrological winter drought in Europe, IAHS Publ., 340, Wallingford, UK.
- Vicente-Serrano, S.M., (2005). El Niño and La Niña influence on drought conditions at different time scales in the Iberian Peninsula, *Water Resources Research*, 41, W12415, doi:10.1029/2004WR003908.
- Vicente-Serrano, S.M., (2006a). Spatial and temporal analysis of droughts in the Iberian Peninsula (1910-2000), *Hydrological Sciences Journal*, 51, 83-97.
- Vicente-Serrano, S.M., (2006b). Differences in spatial patterns of drought on different time scales: an analysis of the Iberian Peninsula, *Water Resources Management*, 20, 37-60.
- Vicente Serrano, S.M. and López-Moreno, J.I., (2006). The influence of atmospheric circulation at different spatial scales on winter drought variability through a semiarid climatic gradient in north east Spain, *International Journal of Climatology*, 26, 1427-1456.
- Vicente-Serrano, S.M. and Cuadrat, J.M. (2007). North Atlantic Oscillation control of droughts in Northeast of Spain: evaluation since A.D. 1600, *Climatic Change*, 85, 357-379.
- Vicente-Serrano S.M., Beguería, S. and López-Moreno, J.I., (2010). A Multi-scalar drought index sensitive to global warming: The Standardized Precipitation Evapotranspiration Index – SPEI, *Journal of Climate*, 23, 1696-1718.

- Vicente-Serrano, S.M., Beguería, S. y López-Moreno, J.I. (2011). Comment on "Characteristics and trends in various forms of the Palmer Drought Severity Index (PDSI) during 1900-2008" by A. Dai, *Journal of Geophysical Research-Atmosphere*, 116, D19112, doi:10.1029/2011JD016410
- Vicente-Serrano, S.M., Zouber, A., Lasanta, T. y Pueyo, Y., (2012). Dryness is accelerating degradation of vulnerable shrublands in semiarid Mediterranean environments, *Ecological Monographs*, 82, 407-428.
- Vicente-Serrano, S.M. *et al.*, (2012). Performance of drought indices for ecological, agricultural and hydrological applications, *Earth Interactions*, 16, 1-27.
- Vicente-Serrano, S.M. *et al.*, (2013). Reference evapotranspiration variability and trends in Spain (1961-2011). Under review.
- Wilhite, D.A., (1993). *Drought Assessment, Management and Planning: Theory and Case Studies*. Kluwer, 293 pp.
- Wilhite, D.A., (2000). "Drought as a natural hazard: Concepts and definitions." in *Drought: A Global Assessment*, D. Wilhite, Ed., Vol. 1, Taylor and Francis, 3-18.

CAPÍTULO 20

TENDENCIAS DE LA TEMPERATURA

José Antonio GUIJARRO

Agencia Estatal de Meteorología (AEMET), Delegación Territorial en Illes Balears
jguijarrop@aemet.es9

RESUMEN

Se han recopilado las temperaturas máximas y mínimas medias mensuales de todas las estaciones de España que tenían un mínimo de 10 años de observación en el periodo 1951-2012, alcanzando un total de 2856 series, que se han homogeneizado con el paquete de R "Climatol". Se han calculado las tendencias de las series homogeneizadas mediante regresión lineal con el tiempo, y se ha constatado que las mayores tendencias positivas se dan en verano y primavera, aunque se observan patrones diferentes según las cuencas hidrográficas, siendo las Islas Canarias las que presentan mayores peculiaridades al ser allí negativas las tendencias de las temperaturas máximas medias. Se ha estudiado la distribución geográfica de las tendencias, así como su dependencia con la altitud. Las tendencias más altas se observan en el tercio oriental de la península Ibérica y en la cuenca del río Tajo.

Palabras clave: homogeneización, series termométricas españolas, tendencias, DTR.

ABSTRACT

Mean maximum and minimum monthly temperatures have been collected for all stations of Spain with at least 10 years of observations during the period 1951-2012. 2856 series were compiled in total, which were homogenized with the R package "Climatol". Trends of the homogenized series were computed by linear regression with time, whose greater positive values were obtained in summer and spring, but with differing patterns in the main hydrological basins. Maximum temperature trends were negative in the Canary Islands only. Geographical distribution of trends and dependence with altitude have been studied, the higher trends corresponding to the eastern third of Iberian peninsula and Tajo river basin.

Key words: homogenization, Spanish temperature series, trends, DTR.

1. INTRODUCCIÓN

En el actual contexto de preocupación por las consecuencias del continuo aumento

del CO₂ en la atmósfera, la variable climática más estudiada es la temperatura, puesto que una consecuencia inmediata de una mayor concentración de un gas transparente a la radiación de onda corta pero que absorbe una parte importante de la de onda larga es un incremento en la energía retenida por la atmósfera (efecto invernadero), que debe traducirse en un aumento de la temperatura media de nuestro planeta, si bien este calentamiento puede variar bastante según las áreas geográficas.

Las series termométricas españolas han sido ya objeto de estudio por diferentes autores, tanto a nivel nacional (Brunet *et al.*, 2007; Moratiel *et al.*, 2010; del Río *et al.*, 2011 y 2012) como focalizando la atención en zonas concretas (Piñol *et al.*, 1998; Serra *et al.*, 2001; Morales *et al.*, 2005; del Río *et al.*, 2005 y 2007; Martínez *et al.*, 2010; Homar *et al.*, 2010; Moratiel *et al.*, 2011; Martín *et al.*, 2012). Pero la heterogeneidad de estos estudios no se limita al área de aplicación, sino que también difieren en la densidad de las estaciones y el periodo que abarcan las series, así como en el control de calidad y homogeneidad aplicado a las mismas, lo que dificulta la comparación de sus resultados. Por este motivo, y porque de cualquier modo las series se van alargando con el transcurso de los años, se ha optado aquí por actualizar el estudio de las series termométricas españolas, abarcando un periodo común y extendiéndolo a un gran número de estaciones de observación. A continuación se expondrá la metodología empleada y se discutirán las tendencias termométricas observadas.

2. METODOLOGÍA

Con objeto de disponer de una amplia representatividad espacial, se han recopilado todas las series de valores mensuales medios de temperatura máxima y mínima que tuviesen un mínimo de 10 años de observación durante el periodo 1951-2012. El total de series alcanzó así un total de 2856, cuya distribución desglosada según las grandes cuencas hidrográficas puede verse en la tabla 1, al tiempo que su localización se muestra en el mapa de la figura 1. El número total de datos mensuales ascendió a 934615 de máximas medias y 934615 de mínimas medias, aunque en la figura 2 se observa que al principio del periodo estudiado se dispone de menos de 500 datos cada mes, para acercarse progresivamente hasta casi 1500 hacia 1975-78 y, después de un ligero descenso, continuar aumentando hasta un máximo de unas 1800 observaciones mensuales alrededor de 1995. Posteriormente se da un pronunciado descenso, hasta alrededor de unas 1000 observaciones al mes al final del periodo.

Para el control de calidad, relleno de lagunas y homogeneización de las series (corrección de saltos abruptos en la media debidos a cambios de instrumentación o de condiciones de observación) se usó el paquete de R "Climatol" V. 2.2 (Guijarro, 2013), aplicándolo de forma individual a cada cuenca hidrográfica considerada. Este programa está diseñado para aprovechar toda la información climatológica de la zona estudiada, aun la procedente de series cortas, y es por esto por lo que se han incluido series de hasta solo 10 años de observación, que obviamente no pueden servir directamente para el cálculo de tendencias representativas, pero sí pueden actuar como datos de referencia para las demás. En la tabla 1 puede verse también desglosado por cuencas el número de datos anómalos rechazados y cortes efectuados en las series para corregir los saltos detectados en la media. En términos relativos se han rechazado un 0,20% de temperaturas máximas medias y un 0,19%

de mínimas, mientras que el número medio de cortes por serie estudiada ha sido de 2,23 y 2,31 en máximas y mínimas respectivamente.



Figura 1. Situación de las estaciones utilizadas de Canarias (izquierda), y Baleares y cuencas hidrográficas peninsulares (derecha).

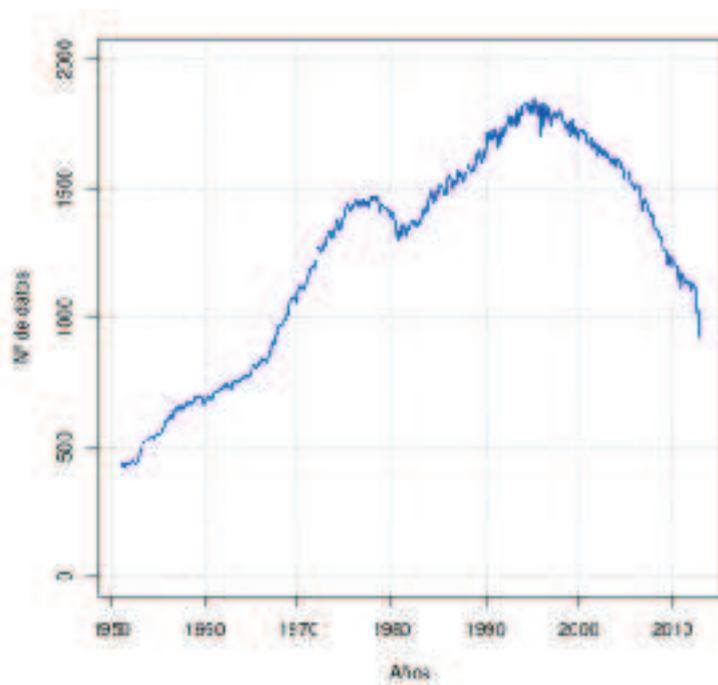


Figura 2. Evolución del número de datos mensuales a lo largo del periodo de estudio. (Válido tanto para las máximas como para las mínimas).

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

3.1 Variaciones de la temperatura media anual

En primer lugar vamos a estudiar cuál ha sido la evolución de las temperaturas a lo largo del tiempo, promediando por cuencas las temperaturas medias anuales de las series homogeneizadas y completadas, y aplicándoles una suavización mediante una media móvil de 5 años. La figura 3a nos muestra que la variabilidad de las temperaturas máximas ha sido muy similar en términos generales, con una tendencia al aumento cuya principal excepción consiste en el periodo de enfriamiento que tiene lugar aproximadamente en la década 1965-1974. El archipiélago canario, por su situación alejada del resto de España y sujeto a un clima diferenciado, es el que tiene el comportamiento más discrepante, puesto que presenta una tendencia general negativa, y el citado periodo de descenso se ve acompañado por otro hacia 1980-90. Las mínimas, por su parte, muestran una evolución menos irregular, tanto a lo largo del tiempo como en el espacio, pues las de Canarias siguen ahora la tónica general (figura 3b).

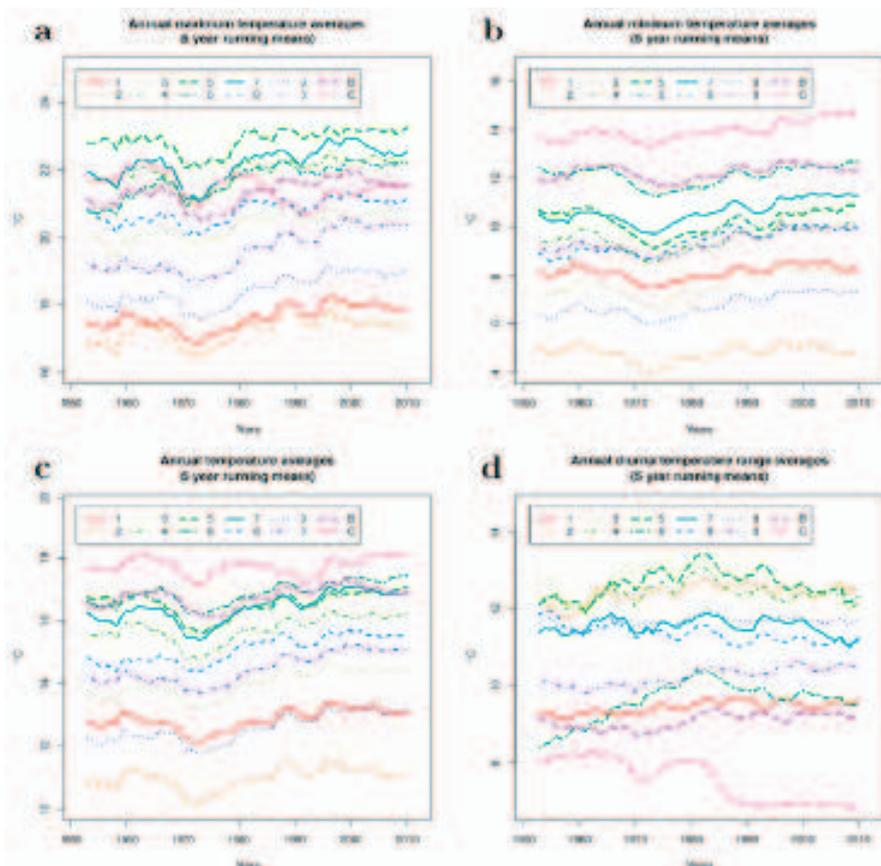


Figura 3. Evolución temporal de las medias anuales de temperatura máxima (a), mínima (b), media (c) y oscilación termométrica (d) en cada cuenca hidrográfica.

La figura 3c presenta las variaciones de la temperatura media, que obviamente resultan intermedias entre las máximas y las mínimas, al estar calculadas como semisuma de ambas, mientras que su diferencia da como resultado el rango termométrico diario medio (DTR en siglas de la terminología inglesa), también conocido como oscilación termométrica (figura 3d), cuya evolución es la que presenta más disparidades entre las cuencas. Así, en Canarias (cuenca C) se observa una acusada disminución entre 1983 y 1988 que se refleja únicamente en algunas otras cuencas, pero mucho más amortiguada. Por otra parte, la cuenca 4 (Guadiana) presenta un aumento sostenido de la oscilación termométrica desde el inicio del periodo estudiado hasta 1982 que no aparece en las demás, cuyos comportamientos muestran tendencias muy variadas, tanto de signo positivo como negativo. Estas variaciones espaciales de la DTR merecerán estudios posteriores para evaluar sus posibles causas, entre las que se pueden encontrar variaciones de la nubosidad, la humedad relativa, el viento y la urbanización del entorno de las estaciones de medida (Karl *et al.*, 1993).

| | Cuenca | Nº de estaciones | Temp. máximas | | Temp. mínimas | |
|---|------------------|------------------|----------------|--------------|----------------|--------------|
| | | | Datos anómalos | Nº de cortes | Datos anómalos | Nº de cortes |
| 1 | Norte | 323 | 150 | 602 | 145 | 603 |
| 2 | Duero | 279 | 250 | 727 | 224 | 667 |
| 3 | Tajo | 232 | 146 | 552 | 131 | 513 |
| 4 | Guadiana | 271 | 225 | 658 | 184 | 645 |
| 5 | Guadalquivir | 264 | 221 | 548 | 209 | 556 |
| 6 | Sur | 104 | 55 | 214 | 82 | 262 |
| 7 | Sureste | 175 | 149 | 504 | 165 | 549 |
| 8 | Levante | 255 | 120 | 723 | 119 | 705 |
| 9 | Ebro | 588 | 414 | 1237 | 328 | 1323 |
| 0 | Pirineo Oriental | 174 | 109 | 284 | 140 | 378 |
| B | Baleares | 48 | 13 | 84 | 26 | 100 |
| C | Canarias | 143 | 45 | 248 | 62 | 307 |
| | TOTAL | 2856 | 1897 | 6381 | 1815 | 6608 |

Tabla 1. Número de estaciones, datos rechazados y cortes efectuados en las series, por cuencas hidrográficas.

La variabilidad que presentan las temperaturas a lo largo del tiempo hace que las tendencias observadas dependan de los años usados para su cómputo, puesto que pueden coincidir con fases de ascenso o descenso de oscilaciones de largo periodo que sesgarán los resultados. En los 62 años estudiados aquí se incluyen tanto la fase de descenso termométrico como el aumento posterior que pueden estar asociados con las disminución y recuperación de la radiación solar incidente observadas en las

series (Sánchez-Lorenzo *et al.*, 2007), aunque en comparación con la evolución de la radiación solar, la de la temperatura presenta un retraso temporal de una década. En cualquier caso, al quedar incluidas ambas fases de descenso y ascenso en el periodo 1951-2012, serán estos 62 años sobre los que calcularemos las tendencias, que presumiblemente estarán menos sesgadas que si se adoptase algún otro subperiodo como referencia para su determinación.

3.2 Tendencias de la temperatura en los últimos 62 años

Una vez decidido el periodo base para el cálculo de las tendencias se ha procedido a obtenerlas mediante regresión lineal ajustada por mínimos cuadrados con la variable temporal, por meses y por promedios anuales, a partir de las series homogeneizadas, para lo que se ha usado la función de post-proceso que incorpora el propio paquete Climatol. La figura 4 presenta las tendencias mensuales del periodo 1951-2012 promediadas por cuencas, expresadas en °C por siglo. Lo primero que llama la atención en las tendencias de las temperaturas máximas medias (figura 4a) es la línea correspondiente a Canarias, que es la única con valores negativos en todos los meses con excepción de diciembre. Las tendencias más negativas, inferiores a 2°C/siglo, se dan los meses de septiembre y octubre, seguidas por las de mayo.

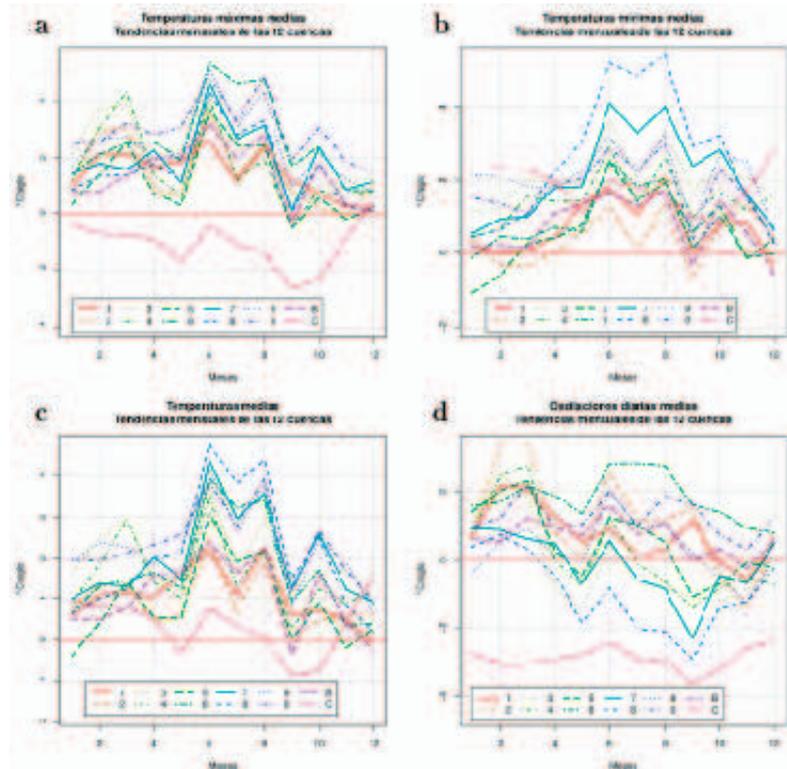


Figura 4. Tendencias mensuales de la temperatura máxima (a), mínima (b), media (c) y oscilación termométrica (d) en cada cuenca hidrográfica durante 1951-2012.

En el resto de las cuencas las tendencias son casi siempre positivas, exceptuando algunos valores poco significativos en septiembre, noviembre y diciembre, mientras que las máximas tendencias se dan en verano y primavera, destacando las de los meses de junio y agosto (más de 4°C/siglo en algunas cuencas), seguidas por las de marzo, febrero y julio. En las cuencas atlánticas (5-Guadalquivir, 3-Tajo, 2-Duero y 4-Guadiana) las tendencias de abril y mayo son casi tan bajas como las de los meses comprendidos entre septiembre y enero, mientras que en las demás cuencas son similares a las de febrero y marzo.

En lo que respecta a las tendencias de las temperaturas mínimas (figura 4b), los patrones tienen cierta semejanza con los de las máximas, con una mayoría de tendencias positivas, máximos en junio y agosto, y valores poco significativos en septiembre, noviembre y diciembre, pero estos patrones son más diferentes de unas cuencas a otras de lo que lo eran en el caso de las temperaturas máximas. La línea correspondiente a las Islas Canarias es muy similar a la de sus máximas, sólo que unos 3°C/siglo mayores que éstas, y por tanto todos los valores mensuales presentan ahora tendencias positivas. Las cuencas orientales, principalmente las de Levante (8) y Sureste (7), tienen las tendencias más altas en los meses de verano, mientras que en diciembre y enero descienden hasta valores poco significativos. En cambio en otras cuencas no hay tanta diferencia entre las tendencias de verano y las del resto del año.

Nuevamente resulta innecesario comentar las tendencias de las temperaturas medias (figura 4c), al ser intermedias entre las de las máximas y las mínimas, por lo que pasaremos a discutir las tendencias de la oscilación diaria de temperaturas (figura 4d), que en general muestran las tendencias más positivas en febrero, marzo y junio. Las de Canarias son negativas todo el año, con diferencia respecto al resto de cuencas, y sin mostrar grandes variaciones de unos meses a otros. Exceptuando estas islas, las tendencias de la DTR en las demás cuencas son bastante similares los meses de noviembre a enero, mientras que entre junio y septiembre es donde presentan más disparidades, con valores máximos positivos en las cuencas Sur (6), Pirineo Oriental (0) y Duero (2), y mínimos (la mayoría negativos, sobre todo en septiembre) en las de Levante (8), Sureste (7) y Tajo (3).

Martín *et al.* (2012) también encuentran una tendencia a la disminución de la DTR en la isla de Tenerife, calculada sobre un periodo de 67 años (1944-2010), si bien en las zonas más elevadas esa tendencia no era significativa. En la tabla 2 se presentan las tendencias de las temperaturas máximas y mínimas medias anuales de cada cuenca y se analiza su dependencia con la altitud. Todas las tendencias anuales son positivas excepto las máximas de Canarias. Además, las tendencias de las máximas son todas significativas a niveles de al menos 0,01, mientras que la significación de las tendencias de las temperaturas mínimas es más variada, desde altamente significativas en siete de las cuencas hasta no significativas en las del Duero y Guadalquivir. En las Islas Canarias es donde la correlación de estas tendencias con la altitud es más elevada, y de signo contrario para las tendencias de las máximas (que disminuyen con la altura) y de las mínimas (aumentando con ella), lo que indica un aumento de la tendencia de la DTR con la altitud (al contrario de lo obtenido por Martín *et al.*, 2012, para la isla de Tenerife). Sin embargo el caso de Canarias es singular, como lo es su ubicación geográfica alejada de la península

Ibérica, y en casi todas las demás cuencas las tendencias de las máximas aumentan con la altitud (se exceptúan el Duero y el Ebro), mientras que las tendencias de las mínimas presentan una dependencia muy variada con la altura, con igual número de valores positivos que negativos.

| Cu | Altitudes (m) | | | Temp. máximas | | | | Temp. mínimas | | | |
|----|---------------|------|------|---------------|------|-------|------|---------------|------|-------|------|
| | Mín. | Máx. | Dif. | Tend. | Sig. | r | Sig. | Tend. | Sig. | r | Sig. |
| 1 | 1 | 1500 | 1499 | 1,44 | *** | 0,53 | *** | 0,67 | * | 0,04 | - |
| 2 | 116 | 1890 | 1774 | 1,49 | ** | -0,17 | ** | 0,37 | - | -0,08 | - |
| 3 | 220 | 1500 | 1280 | 1,94 | *** | 0,50 | *** | 2,06 | *** | -0,14 | * |
| 4 | 2 | 1020 | 1018 | 1,65 | *** | 0,66 | *** | 1,46 | *** | 0,47 | *** |
| 5 | 1 | 1592 | 1591 | 1,15 | ** | 0,17 | ** | 0,63 | - | 0,52 | *** |
| 6 | 2 | 1800 | 1798 | 2,59 | *** | 0,69 | *** | 0,77 | * | 0,45 | *** |
| 7 | 0 | 1350 | 1350 | 1,94 | *** | 0,33 | *** | 2,06 | *** | -0,61 | *** |
| 8 | 2 | 1730 | 1728 | 1,60 | *** | 0,64 | *** | 2,56 | *** | 0,14 | * |
| 9 | 4 | 2263 | 2259 | 2,42 | *** | -0,12 | ** | 2,10 | *** | -0,55 | *** |
| 0 | 0 | 1967 | 1967 | 2,96 | *** | 0,23 | ** | 1,70 | *** | -0,34 | *** |
| B | 2 | 1030 | 1028 | 1,39 | *** | 0,34 | * | 0,71 | * | -0,26 | + |
| C | 3 | 2367 | 2364 | -1,07 | ** | -0,81 | *** | 1,80 | *** | 0,81 | *** |

Tabla 2. Altitudes de las estaciones de cada cuenca, tendencias de las temperaturas máximas y mínimas medias anuales (en °C/siglo), y coeficientes de correlación (r) con la altitud. Niveles de Significación: 0 '*' 0,001 '**' 0,01 '*' 0,05 '+' 0,1 '-' 1.**

Es de destacar que, individualmente, las tendencias anuales de las temperaturas máximas y mínimas son positivas en todas las estaciones de la península Ibérica y Baleares, así como también son positivas todas las tendencias de las temperaturas mínimas de Canarias, donde las tendencias de las máximas son, por el contrario, negativas, también en todos los observatorios. Su distribución espacial se muestra en la figura 5, representando con círculos las tendencias positivas y triángulos invertidos las negativas, con tamaños proporcionales al valor absoluto de las tendencias en ambos casos. En Canarias las tendencias de las temperaturas máximas son más negativas en las islas occidentales, mientras que las mínimas son más positivas también cuanto más hacia el oeste. En ambos casos se observa también la influencia de la altitud en el aumento del valor absoluto de las tendencias, como se ha comentado anteriormente.

Las tendencias en la península Ibérica, tanto de las máximas como de las mínimas, son mayores en el tercio oriental y la cuenca del Tajo. También son elevadas las tendencias de las máximas en la cuenca Sur, pero en las Islas Baleares presentan valores pequeños en ambos casos. No obstante, las fuertes discontinuidades de las tendencias de unas cuencas a otras (más visibles en las mínimas) no parecen estar justificadas por las divisorias montañosas de las mismas, de modo que en futuros trabajos será conveniente no realizar la homogeneización y relleno de lagunas a nivel de cuenca, sino conjuntamente para todo el territorio peninsular.

4. CONCLUSIONES

La evolución de las temperaturas de los últimos 62 años muestra una tendencia al alza, si bien durante un periodo de unos 10 años alrededor de 1970 se produjo una fase de enfriamiento. En conjunto todas las temperaturas máximas tienen tendencias positivas excepto en Canarias, donde son de signo negativo. Las tendencias de las temperaturas mínimas son todas positivas, sin excepciones, aunque en algunas cuencas son poco significativas.

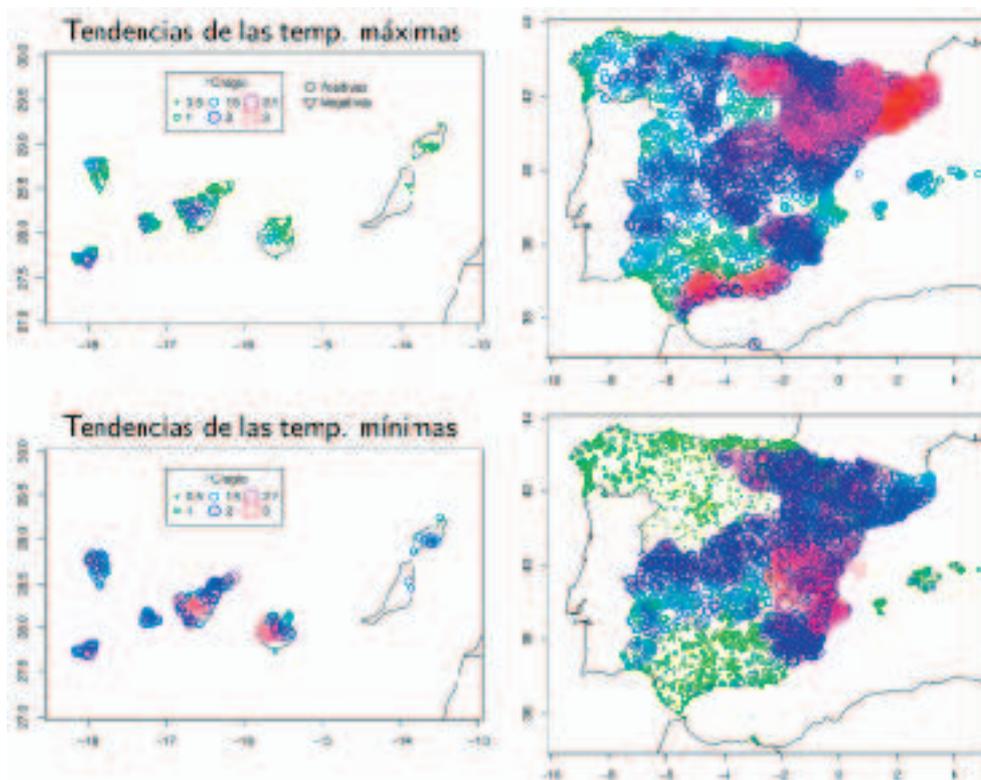


Figura 5. Tendencias anuales de las temperaturas máximas (arriba) y mínimas (abajo) medias durante el periodo 1951-2012, expresadas en °C/siglo.

Las tendencias de las temperaturas máximas medias son especialmente altas en verano y primavera, superándose en algunas cuencas los 4°/siglo en junio y agosto. En cambio las de Canarias son negativas en casi todos los meses.

Las temperaturas mínimas, con notables variaciones de unas cuencas a otras, también presentan tendencias positivas especialmente significativas en junio y agosto. En Canarias son positivas todo el año, con los valores más altos concentrados desde diciembre hasta marzo.

El patrón estacional de las tendencias de las oscilaciones diarias de la temperatura es muy diverso en las cuencas estudiadas, destacando los valores negativos durante todo el año en Canarias.

Las tendencias de las máximas medias anuales están positivamente correlacionadas con la altitud en todas las cuencas excepto en Canarias, Duero y Ebro, donde la relación es inversa. La relación de las tendencias de las mínimas con la altitud es mucho más variada, predominando las correlaciones positivas en las cuencas atlánticas y las negativas en las mediterráneas.

En futuros trabajos será aconsejable realizar la homogeneización de las series de modo conjunto en lugar de por cuencas, para suavizar las fuertes discontinuidades observadas en las divisorias de las mismas.

REFERENCIAS

- Brunet, M., Jones, P.D., Sigró, J., Saladié, O., Aguilar, E., Moberg, A., Della-Marta, P.M., Lister, D., Walther, A. and López, D. (2007). "Temporal and spatial temperature variability and change over Spain during 1850-2005". *J. Geophys. Res.*, 112, D12117, doi: 10.1029/2006JD008249.
- Del Río, S., Penas, A. and Fraile, R. (2005). "Analysis of recent climatic variations in Castile and León (Spain)". *Atm. Res.*, 73, 69-85.
- Del Río, S., Fraile, R., Herrero, L. and Penas, A. (2007). "Analysis of recent trends in mean maximum and minimum temperatures in a region of the NW of Spain (Castilla y León)". *Theor. A Climatol.*, 90, 1-12.
- Del Río, S., Herrero, L., Pinto-Gomes, C. and Penas, A. (2011). "Spatial analysis of mean temperature trends in Spain over the period 1961-2006". *Glob. Planet. Change*, 78, 65-75.
- Del Río, S., Cano-Ortiz, A., Herrero, L. and Penas, A. (2012). "Recent trends in mean maximum and minimum air temperatures over Spain (1921-2006)". *Theor. Appl. Climatol*, DOI: 10.1007/s00704-012-0593-2.
- Guijarro, J.A. (2013). User's guide to climatol. An R contributed package for homogenization of climatological series. Disponible en <http://www.climatol.eu/climatol-guide.pdf>
- Homar, V., Ramis, C., Romero, R. and Alonso, S. (2010). "Recent trends in temperature and precipitation over the Balearic Islands (Spain)". *Clim. Change*, 98, 199-211.
- Karl, T.R., Jones, P.D., Knight, R.W., Kukla, G., Plummer, N., Razuvayev, V., Gallo, K.P., Lindseay, J., Charlson, R.J. and Peterson, T.C. (1993). "Asymmetric Trends of Daily Maximum and Minimum Temperature". *Bull. Am. Meteor. Soc.*, 74, 1007-1023.
- Martín, J.L., Bethencourt, J. and Cuevas-Agulló, E. (2012). "Assessment of global warming on the island of Tenerife, Canary Islands (Spain). Trends in minimum, maximum and mean temperatures since 1944". *Climatic Change*, 114, 343-355.
- Martínez, M.D., Serra, C., Burgueño, A. and Lana, X. (2010). "Time trends of daily maximum and minimum temperatures in Catalonia (ne Spain) for the period 1975-2004". *Int. J. Climatol.*, 30, 2672-90.

- Morales, C.G., Ortega, M.T., Labajo, J.L. and Piorno, A. (2005). "Recent trends and temporal behavior of thermal variables in the region of Castilla-León (Spain)". *Atmósfera*, 18, 71-90.
- Moratiel, R., Snyder, R.L., Durán, J.M. and Tarquis, A.M. (2011). "Trends in climatic variables and future reference evapotranspiration in Duero Valley (Spain)". *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 11, 1-11.
- Piñol, J., Terradas, J. and Lloret, F. (1998). "Climate warming, wildfire hazard and wildfire occurrence in coastal Eastern Spain". *Clim. Change*, 38, 345-357.
- Sánchez-Lorenzo A, Brunetti M, Calbó J and Martín-Vide J. (2007). "Recent spatial and temporal variability and trends of sunshine duration over the Iberian Peninsula from a homogenized data set". *J. Geophys. Res.*, 112, D20115, 18
- Serra, C., Burgueño, A. and Lana, X. (2001). "Analysis of maximum and minimum daily temperatures recorded at Fabra Observatory (Barcelona, NE Spain) in the period 1917-1998". *Int. J. Climatol.*, 21(5), 617-636.

CAPÍTULO 21

OLAS DE CALOR Y DE FRÍO EN ESPAÑA

José M. CUADRAT PRATS, Roberto SERRANO NOTIVOLI,
Ernesto TEJEDOR VARGAS

Instituto Universitario de Ciencias Ambientales (IUCA) y Depto. Universidad de Zaragoza
jmcuadrat@unizar.es, rsnativoli@gmail.com, etejedor@unizar.es

RESUMEN

El presente trabajo describe los extremos de temperatura registrados en España desde el año 1900 y analiza los principales episodios climáticos de calor y frío. Se detallan, asimismo, los patrones sinópticos que originan estas oleadas cálidas y frías, con sus consecuencias más directas. Finalmente, se realiza el estudio de su tendencia a partir de la frecuencia anual de días de calor extremo y días de frío extremo, definidas respectivamente por el percentil 95% de la distribución de las temperaturas máximas diarias, y el percentil 5% de la serie de temperaturas mínimas diarias de cuatro observatorios representativos del comportamiento térmico de la península Ibérica.

Palabras clave: Extremos de temperatura, olas de calor, olas de frío, tendencias en España.

ABSTRACT

This paper describes the temperature extremes recorded in Spain since 1900 and analyzes the main episodes of heat and cold weather. It details also synoptic patterns that cause heat waves and cold waves, with direct consequences. Finally, the study describes a trend analysis from the annual frequency of extremely hot days (EHD) and extremely cold days (ECD). An EHD has been defined as one in which the maximum temperature exceeds the threshold of 95% of the distribution of daily maximum temperatures; an ECD is defined as a day whose minimum temperature is within the lowest 5% of the daily temperature series for each observatory.

Key words: temperature extremes, cold waves, heat waves, trends in Spain.

1. INTRODUCCIÓN

Las olas de calor y de frío son episodios meteorológicos que con frecuencia diversa provocan una esporádica alteración del ritmo térmico normal, con efectos muy negativos en la sociedad, la agricultura, la economía y el medio natural. En España es bien conocido que el umbral de los 40° C se rebasa casi todos los veranos en muchos observatorios del sur peninsular, donde algunas jornadas llegan a ser excepcionalmente calurosas. Así, la localidad de Écija, popularmente conocida como la "sartén de Andalucía", ha registrado en diversas ocasiones los 47° C; Sevilla, Córdoba y Jaén han alcanzado los 46° C; y es probable que se haya llegado a los 50° C en algún lugar de la cuenca del Guadalquivir. El calor sofocante de estos 40° C no es exclusivo de las tierras andaluzas, y aunque su presencia sea menor, no es raro que se consigan y rebasen en Extremadura, Murcia y amplias zonas de la Meseta o el Valle del Ebro. Incluso la temperatura máxima absoluta de Bilbao o Santander ha superado este valor bajo situaciones atmosféricas del sur.

De igual modo, las olas de frío son otra constante del clima español. La visión turística desde Europa central o septentrional difiere sensiblemente de la realidad, y los inviernos suaves solo son ciertos en el litoral peninsular o los archipiélagos; por el contrario, la continentalidad y la altitud de las tierras interiores favorecen la existencia de registros francamente rigurosos. En la Meseta norte algunos observatorios han padecido temperaturas inferiores a los -20° C, y aún más: -22° C en Burgos; -20,4° C en Ávila. Pero toda la Península es susceptible de padecer días intensamente fríos, como prueban los -24° C registrados en Albacete; -21° C en Vitoria; o -28,2° C en Molina de Aragón (Guadalajara); -30° C en Calamocha (Teruel). Y probablemente, en las más altas cimas del Pirineo hayan rozado alguna vez los -40° C. Por fortuna no son valores habituales, pero no tienen nada tampoco de extraordinarios.

Estos eventos extremos son causantes de cuantiosas pérdidas materiales y sobre todo tienen un impacto inmediato en los seres humanos. Estudios recientes en Estados Unidos han indicado que la mortalidad asociada a episodios de altas o bajas temperaturas puede llegar a ser mayor que la provocada por inundaciones, tornados o huracanes (Kunkel *et al.*, 1999). Por citar un ejemplo, la ola de calor que azotó Europa en verano de 2003 causó, solo en Francia, más de 14.000 muertos, según l'Institut National de la Santé (INSERM, 2003). En España la situación fue menos alarmante, pero estas altas temperaturas son una de las causas principales de fallecimientos relacionados con fenómenos meteorológicos adversos, como han subrayado, entre otros, Linares y Díaz (2008) y García Herrera *et al.* (2005). En el caso de las olas de frío las consecuencias pueden ser todavía más graves, aunque no es fácil establecer la relación causa-efecto debido a la acción retardada y prolongada en el tiempo del impacto del frío (Díaz *et al.*, 2005).

En el contexto del actual calentamiento global se ha incrementado el esfuerzo científico por conocer las características y evolución de los extremos climáticos. A escala europea, Cony *et al.* (2008 y 2010) analizaron 7 estaciones de temperatura españolas entre las 135 utilizadas, y observaron un descenso de los días de frío extremo desde el año 1955 y un aumento en el número de días y noches cálidas. Los resultados coinciden en buena medida con los estudios precedentes de Klein-Tank *et al.* (2002) en el marco del proyecto ECA&D, y con los trabajos de Moberg *et al.* (2006) dentro del proyecto EMULATE. Idénticos resultados han obtenido para

la península Ibérica Miró *et al.* (2006), Brunet *et al.* (2007), Rodríguez Puebla *et al.* (2008) y, más recientemente, Sigró *et al.* (2012), a partir de series temporales y observatorios distintos. En todos ellos, la tendencia ascendente es clara en el caso de las olas de calor, pero el descenso de las olas de frío es menos evidente y parece observarse un repunte de las mismas en los últimos años, según señalan Yagüe *et al.* (2006).

En el presente trabajo se hace una exposición de los extremos absolutos de temperatura en España desde el año 1900, se describen los principales oleadas de frío y calor y se valoran las tendencias seguidas por estos eventos a partir del examen de la frecuencia anual de días de frío y de calor extremo. Para ello, en primer lugar se abordan estos episodios atmosféricos, sus características y condiciones sinópticas; se analiza a continuación su evolución y tendencia; y se presentan unas conclusiones finales.

2. DATOS Y METODOLOGÍA

La información climática empleada ha sido los registros de temperatura máxima y mínima diaria de las capitales provinciales españolas disponible en la Base de Datos Climatológicos de la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) a partir del año 1900, momento en el que comenzaron a normalizarse las observaciones. Con anterioridad a esta fecha distintas estaciones meteorológicas realizaron también mediciones, pero no siempre son fiables porque no se sabe con exactitud si las observaciones se efectuaban en condiciones adecuadas; por esta razón, se decidió prescindir de ellas. Siguiendo este mismo criterio, también se han rechazado los datos de algunas estaciones cuya información parecía muy dudosa. El resultado es una base de datos muy amplia y representativa del conjunto del territorio español. Sin embargo, la longitud de las series no es homogénea: por ejemplo, la serie de Zaragoza empieza en 1900, mientras la de San Sebastián se ha trabajado desde 1930; por este motivo, un episodio récord de calor o frío puede no estar registrado en todos los observatorios.

Por lo que respecta al concepto de ola de calor y ola de frío, con sus extremos térmicos, no hay un criterio uniforme para su definición y varía según autores y estudios. Con mayor frecuencia se apoya en la consideración de periodos térmicos superiores o inferiores a un determinado umbral (Prieto *et al.*, 2004; Díaz *et al.*, 2005; Cony *et al.*, 2008 y 2010), y este ha sido también el criterio que hemos seguido. Se considera un Día de Calor Extremo (DCE) aquel en el que la temperatura máxima supera el percentil 95% de la serie de temperaturas máximas diarias de los meses de junio, julio y agosto; y Día de Frío Extremo (DFE) el definido por el percentil 5% de la serie de temperaturas mínimas diarias de cada observatorio de los meses de diciembre, enero y febrero; valores que tienen un impacto intenso sobre la salud y sobre el medio, y pueden tomarse como indicadores de la tendencia del clima. Para este análisis se han utilizado los registros de temperatura máxima y mínima diaria, limitados al periodo 1950-2010 por la mayor continuidad de las medidas; y se han seleccionado cuatro observatorios que permiten una representación razonable del comportamiento térmico de la península Ibérica: Santander, Madrid, Sevilla y Barcelona. Los datos se han sometido a un control de calidad y homogeneización aplicando el Standard Normal Homogeneity

Test (Alexandersson y Moberg, 1997; Toreti *et al.*, 2011) y el análisis se desarrolló con el apoyo del software ProClim DB (www.climahom.eu/software-solution/proclimdb).

3. OLAS DE CALOR

Las olas de calor son fenómenos de repentino e intenso incremento de las temperaturas provocado por la invasión de una masa de aire cálido que afecta a superficies más o menos extensas durante varios días. En la península Ibérica tienen su origen en la llegada de aire tropical, cálido y seco, procedente del desierto del Sahara, razón por la cual es frecuente la expresión "invasión sahariana" para aludir a las jornadas de calor agobiante que afectan al sur de Europa. Como señalan Ayala y Olcina (2002), a quienes seguimos en este apartado, su duración es breve, puesto que no suelen exceder los 3-5 días, afectan a un territorio amplio y las altas temperaturas se acompañan de un descenso brusco de la humedad relativa.

| OBSERVATORIO | T°C mín | Fecha | T°C máx | Fecha |
|-----------------------------|---------|------------|---------|------------|
| Albacete (Los Llanos) | -24,0 | 03/01/1971 | 45,5 | 31/08/1903 |
| Alicante (Ciudad Jardín) | -4,6 | 12/02/1956 | 41,4 | 04/07/1994 |
| Almería Aeropuerto | 0,1 | 27/01/2005 | 41,2 | 30/07/1981 |
| Ávila | -20,4 | 17/01/1945 | 37,6 | 24/07/1995 |
| Badajoz Aeropuerto | -7,2 | 28/01/2005 | 44,8 | 01/08/2003 |
| Barcelona (Fabra) | -10,0 | 11/02/1956 | 39,8 | 07/07/1982 |
| Bilbao Aeropuerto | -8,6 | 03/02/1963 | 42,0 | 26/07/1947 |
| Burgos | -22,0 | 03/01/1971 | 41,8 | 13/08/1987 |
| Cádiz | -1,0 | 11/02/1956 | 43,0 | 19/08/1982 |
| Castellón de la Plana | -7,3 | 11/02/1956 | 40,6 | 23/07/2009 |
| Ceuta (Monte Hacho) | -0,4 | 05/01/1941 | 40,2 | 30/07/2009 |
| Ciudad Real | -13,8 | 03/01/1971 | 44,2 | 23/07/1945 |
| Córdoba Aeropuerto | -8,2 | 28/01/2005 | 46,6 | 23/07/1995 |
| Cuenca | -17,8 | 03/01/1971 | 39,7 | 10/08/2012 |
| Gerona Aeropuerto | -13,0 | 09/01/1985 | 41,2 | 13/08/2003 |
| Gran Canaria Aeropuerto | 6,5 | 27/03/1954 | 44,2 | 13/07/1952 |
| Granada Aeropuerto | -14,2 | 16/01/1987 | 42,6 | 22/07/1995 |
| Guadalajara (El Serranillo) | -12,5 | 28/01/2009 | 43,5 | 10/08/2012 |
| Huelva | -3,2 | 28/01/2005 | 43,8 | 25/07/2004 |
| Huesca (Monflorite) | -13,2 | 12/02/1956 | 42,6 | 07/07/1982 |
| Jaén | -8,0 | 11/02/1956 | 46,0 | 08/07/1939 |
| León Aeropuerto | -17,4 | 13/01/1945 | 38,2 | 13/08/1987 |
| Lleida | -16,0 | 31/01/1947 | 42,8 | 07/07/1982 |
| Logroño | -16,0 | 30/12/1917 | 42,8 | 07/07/1982 |

| OBSERVATORIO | T°C mín | Fecha | T°C máx | Fecha |
|------------------------|---------|------------|---------|------------|
| Madrid Aeropuerto | -15,2 | 16/01/1945 | 42,2 | 24/07/1995 |
| Málaga Aeropuerto | -3,8 | 04/02/1954 | 44,2 | 18/07/1978 |
| Melilla | 0,4 | 27/01/2005 | 41,8 | 06/07/1994 |
| Murcia (Base Aérea) | -6,0 | 21/12/1941 | 46,1 | 04/07/1994 |
| Ourense (Diputación) | -8,6 | 25/12/2001 | 42,6 | 20/07/1990 |
| Oviedo (La Cadellada) | -10,0 | 17/01/1946 | 42,0 | 17/08/1943 |
| Palencia | -14,8 | 04/01/1971 | 40,0 | 19/07/1990 |
| Palma de Mallorca | -10,0 | 12/02/1956 | 41,4 | 25/07/2001 |
| Pamplona Aeropuerto | -16,2 | 12/01/1985 | 41,4 | 10/08/2012 |
| Pontevedra | -6,5 | 26/01/1919 | 40,0 | 14/06/1981 |
| Salamanca Aeropuerto | -20,0 | 05/02/1963 | 41,0 | 10/08/2012 |
| San Sebastián | -12,1 | 03/02/1956 | 38,6 | 04/08/2003 |
| Santa Cruz de Tenerife | 8,1 | 22/02/1926 | 42,6 | 12/07/1952 |
| Santander | -5,4 | 21/01/1957 | 40,2 | 17/08/1943 |
| Santiago de Compostela | -9,0 | 22/02/1948 | 39,4 | 20/07/1990 |
| Segovia | -17,0 | 06/01/1938 | 38,6 | 24/07/1995 |
| Sevilla | -5,5 | 12/02/1956 | 46,6 | 23/07/1995 |
| Soria | -15,0 | 17/12/1963 | 38,0 | 28/07/1951 |
| Teruel | -22,0 | 17/01/1945 | 40,2 | 10/08/2012 |
| Toledo | -14,4 | 18/01/1945 | 43,2 | 10/08/2012 |
| Valencia | -7,2 | 11/02/1956 | 43,0 | 27/08/2010 |
| Valladolid | -18,8 | 03/01/1971 | 40,2 | 19/07/1995 |
| Vitoria Aeródromo | -21,0 | 25/12/1962 | 39,8 | 26/07/1947 |
| Zamora | -13,4 | 16/01/1945 | 41,0 | 24/07/1995 |
| Zaragoza | -11,4 | 05/02/1963 | 43,1 | 22/07/2009 |

Tabla 1. Temperaturas máximas y mínimas registradas en las capitales españolas desde 1900. (Datos: AEMET).

Advecciones intensas de aire norteafricano pueden presentarse en cualquier momento del año, pero los meses de mayor riesgo son julio y agosto. Tampoco son desconocidas en junio y septiembre, sin embargo, en ambos casos sus efectos no son los mismos, pues la superficie del Sahara y la masa de aire en contacto con ella están menos calientes y las temperaturas sufren un ascenso menor. Cuando aparecen en pleno verano, las temperaturas máximas diarias sobrepasan generalmente los 35° C y alcanzan registros mucho más altos; al mismo tiempo, las temperaturas mínimas nocturnas descienden con dificultad por debajo de 20° C (el considerado "umbral del sueño", o lo que se denomina también "noches tropicales"), lo que contribuye a incrementar el ambiente sofocante. Durante estas jornadas,

desde media mañana el calor es fuerte; a partir de mediodía, bochornoso; por la noche tarda en refrescar; y solo en la madrugada las temperaturas son agradables.

Cuando dominan estas situaciones de entrada de aire tropical continental, el calor se deja sentir con fuerza en el interior peninsular, pero en particular en el valle del Guadalquivir, donde en diferentes ocasiones se han sobrepasado los 45° C, como muestran los 47,1° C registrados en Montoro (Córdoba) el 1 de agosto de 2003, o los 47,0° C medidos en Beas de Segura (Jaén), el 15 de julio de 1978, al igual que Hornachuelos (Córdoba) durante la invasión cálida de julio de 1995. Valores semejantes, pero de frecuencia menor, pueden observarse también en Extremadura, Castilla-La Mancha o Murcia, y a veces en tierras levantinas, interior de la cuenca del Ebro o algunos lugares de Galicia. Ejemplos no faltan: 47,0° C se han registrado en Bohonal de Ibor, Cáceres (24 julio de 1995); 47,0° C en Vianos, Albacete (16 julio de 1978); 46,0° C en Xátiva, en Valencia (27 julio de 2003); 45,0° C en Puigverd, Lleida (6 julio de 1982).

Aunque la situación atmosférica más general de ola de calor la origina el aire sahariano, en tierras levantinas y del sureste de España las llamadas "ponentadas" o vientos de poniente muy recalentados, afectados por un proceso foëhn, llegan a provocar durante unas horas o una jornada súbitos récords de temperatura máxima en la costa levantina. Y lo mismo ocurre en la costa vasca con vientos de componente sur y en la costa pontevedresa con advecciones de aire del este. En el caso de las Islas Canarias las situaciones de fuerte calor se conocen con el nombre popular de "tiempo sur" (por su antagonismo a los vientos dominantes del NE), cuyo origen en realidad es la llegada de vientos del este o sureste que favorecen la invasión de aire sahariano al archipiélago, alterando la habitual suavidad canaria del régimen de los alisios. Esta situación causa un ascenso generalizado de la temperatura, superior en ocasiones a 40° C, un aumento de las horas de sol en los sectores habitualmente cubiertos por el mar de nubes y la reducción de la visibilidad por el polvo sahariano en suspensión en la atmósfera. Son jornadas sofocantes, con sensación de agobio por la espesa calima, cuya duración media en verano ronda los cinco días.

En función de su intensidad y permanencia, los efectos de estos extremos de calor pueden ser catastróficos. Algunas producciones agrarias, como los frutales o el viñedo, que no soportan las altas temperaturas y la deshidratación prolongada, padecen mermas considerables. Los cultivos no llegan a extraer del suelo el agua que necesitan para restituir las pérdidas por evapotranspiración, y los frutos por su alto contenido en agua resultan literalmente quemados; y si están en periodo de floración, el trauma fisiológico que soportan impide la adecuada polinización y fructificación. Al igual que los cultivos, la ganadería estabulada o la silvicultura llegan a sufrir pérdidas irreparables. El bosque se debilita y es más vulnerable a las enfermedades y ataques de insectos. La falta de agua favorece igualmente los incendios forestales, que llegan a ser particularmente violentos, con graves consecuencias también para los ecosistemas. El daño económico que se deriva del fenómeno puede ser muy elevado. A modo de ejemplo, en la ola de calor de 2003, según la Confederación de Cooperativas Agrarias de la Unión Europea, COPA-COGECA, los daños a la agricultura y a los bosques en España ascendieron ese año a 810 millones de euros.

En el organismo humano los efectos de la canícula son variados y de diversa naturaleza; los más importantes son las hipertermias y deshidrataciones, que pueden provocar la muerte si no se tratan a tiempo. Es cierto que la relación clima-mortalidad varía en función de la localización geográfica (existe una temperatura máxima diaria a partir de la cual se observa un incremento acusado de la mortalidad: para el caso de Madrid, por ejemplo, la temperatura umbral es de 36,5° C; 41° C para Sevilla) y el impacto está a la vez condicionado por factores demográficos y socioculturales que pueden ampliar o minimizar sus secuelas; pero es evidente el daño de las elevadas temperaturas en la salud, sobre todo en las regiones templadas, donde el organismo debe forzar su capacidad termorreguladora. En el caso de la catastrófica ola de calor que afectó a Europa el verano de 2003, las consecuencias fueron fatales, especialmente para la población de más edad. En España ocasionó 5.440 fallecimientos (García Palomares y Alberdi, 2005); en Madrid hubo 1.273 muertos más que en 2002; en Barcelona aumentaron un 60% los fallecimientos entre el 1 de julio y el 15 de agosto, y en Sevilla el 100% entre el 8 y el 18 de agosto en comparación al año anterior (Trejo *et al.*, 2005).

3.1 Olas de calor extraordinarias

Desde que se efectúan observaciones sistemáticas, España ha registrado buen número de olas de calor, algunas de ellas de intensidad e impacto excepcionales. En el siglo XIX hay anotaciones de temperaturas muy altas cuya fiabilidad es dudosa; a partir de 1900, con datos más normalizados y progresivo incremento de observatorios, se tiene constancia de episodios cálidos notables los años 1933, 1935, 1943, 1947, 1957, 1982, 1995, 2003, 2009 y 2012. De varios de ellos, repasamos sus características.

3.1.a Episodio cálido de 1982

En julio y agosto de este año la llegada de aire cálido africano dio lugar a fuertes ascensos térmicos, con varios momentos de calor agobiante que fueron especialmente intensos en el norte peninsular. Durante los días 6, 7, 8 y 9 de julio en la depresión del Ebro, meseta septentrional y área mediterránea se batieron récords de temperatura máxima y se superaron los 40° C en buen número de observatorios: 42° C en Logroño; 41° C en Zaragoza; 39,8° C en Barcelona. El calor sofocante, con valores récord de temperatura máxima, muchos de ellos aún vigentes, fue la nota destacable del verano.

3.1.b Episodio cálido de 1995

La ola de calor se concentró entre los días 18 al 25 de julio y afectó a buena parte de la Península y las Islas Canarias. En el interior de Andalucía, sur de Castilla-La Mancha y Extremadura se alcanzaron los 45° C en muchos observatorios (46,6° C en Sevilla; 44,6° C en Badajoz; 42,2° C en Madrid). En la costa mediterránea no se llegó a estos valores, pero el ambiente también fue abrasador por la situación de bochorno y las temperaturas mínimas superiores a 20° C.

3.1.c Episodio cálido de 2003

La ola de calor del verano de 2003 fue en muchas regiones una de los más cálidas y secas desde que se tienen registros climáticos. Afectó ampliamente a España y

buena parte de Europa, donde por su impacto negativo ha sido considerada una de las diez catástrofes naturales más graves de los últimos cien años. El calor fue excepcional no solo por sus temperaturas superiores a lo normal, tanto máximas como mínimas, sino también por su persistencia, prácticamente sin solución de continuidad desde primeros de junio hasta finales de agosto.



Figura 1. Temperatura máxima diaria durante tres oleadas cálidas en Madrid y Sevilla.

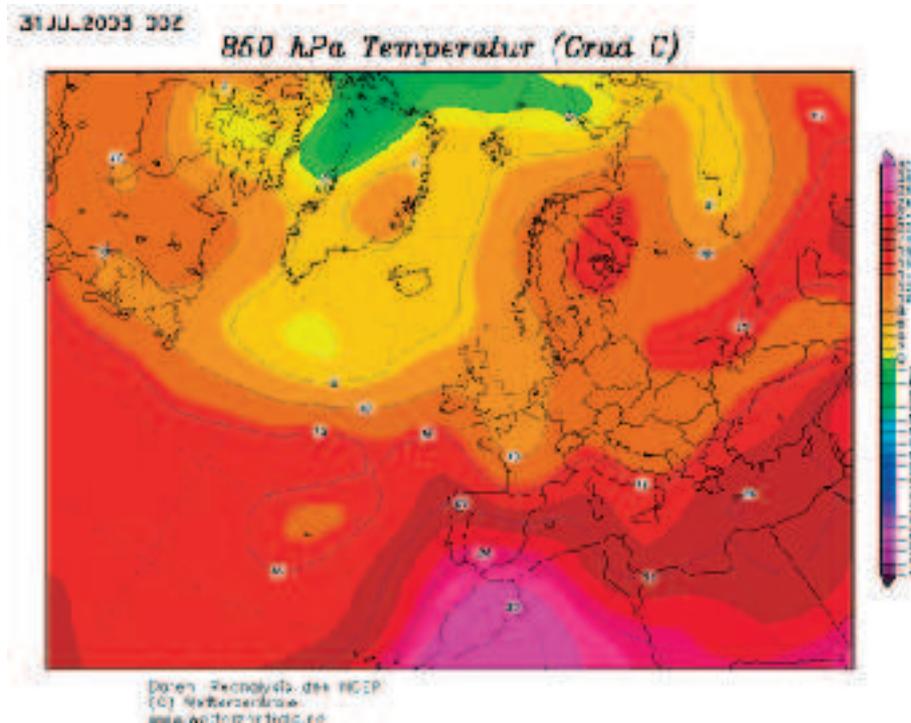


Figura 2. Temperatura (° C) en el nivel de 850 hPa del día 31 de julio de 2003. (Reanálisis NCEP/NCAR).

Casi desde mayo, una potente dorsal del anticiclón de las Azores se desplazó hacia el norte y una masa de aire cálido y seco, tanto en superficie como en altura, ocupó gran parte de Europa y el Mediterráneo. La situación anticiclónica persistente hizo que las temperaturas máximas diurnas alcanzaran récords sin precedentes en las series históricas europeas (43° C registró Lisboa; 39,3° C París; 37,2° C Viena), las mínimas nocturnas llegaron a valores insospechados (27,6° C en Weinbiet, Alemania), las condiciones de sequedad fomentaron los incendios forestales y en los centros hospitalarios se dispararon los ingresos de población enferma.

En España el periodo de calor más intenso se dio entre el 27 de julio y el 14 de agosto, durante el cual la temperatura media de las máximas se mantuvo entre 35 y 36° C. En Montoro (Córdoba) se midieron 47,1° C y valores por encima de 45° C se alcanzaron en gran número de localidades. Las consecuencias son conocidas: supuso la caída de la producción agrícola más importante desde que el Ministerio tiene estadísticas fiables y, sobre todo, afectó a la salud de las personas incrementando notablemente la mortalidad.

4. OLAS DE FRÍO

En definición de la Organización Meteorológica Mundial, la ola de frío es un fuerte

enfriamiento del aire (helada de irradiación) o una invasión de aire muy frío (helada de advección), con frecuencia acompañada de nevadas abundantes, que se extiende sobre un amplio territorio.

Acompañando a las bajas temperaturas de invierno, muchos años, principalmente de diciembre a febrero, varias oleadas de aire frío procedentes de las regiones árticas y polares alcanzan con mayor o menor extensión la península Ibérica y hacen descender el termómetro muy por debajo de 0° C. Estas invasiones, de honda trascendencia para la vida y las actividades económicas, están asociadas a los grandes anticiclones fríos y secos del norte de Europa y a la presencia de bajas presiones en el Mediterráneo occidental que voltean masas de aire heladas, de naturaleza y propiedades distintas según la posición relativa de estos anticiclones.

El frío riguroso que provocan tales situaciones afecta con similares características a casi toda la Península y Baleares, pero son sobre todo las continentales tierras interiores y las áreas de montaña las más susceptibles de padecer días intensamente gélidos. En la meseta norte, donde la altitud juega asimismo un papel importante, muchos observatorios han registrado temperaturas de -15° C y hasta de más de -20° C, como indican los -22° C de Burgos o los -20,4° C de Ávila. Pero la crudeza de estos cifras no es muy diferente de la que podemos encontrar en la meseta sur (Albacete -24° C), en las hoyas intrabéticas (Granada -14,2° C), en la cuenca del Ebro (Vitoria -21° C) o en el entorno del alto río Jiloca y cabecera del Tajo, calificado como el "polo del frío de España", en donde la localidad de Calamocha registró -30° C el año 1963, considerado el record de nuestro país, si exceptuamos los -32° C del lago Estany Gento, a 2140 m, en el Pirineo central.

Tras la invasión de una masa de aire muy fría, las bajas temperaturas pueden permanecer durante varias jornadas cuando se instalan en la Península anticiclones invernales, que crean condiciones de fuertes heladas de irradiación nocturna y nieblas intensas y persistentes. Con estas condiciones las temperaturas mantienen valores muy negativos durante varios días, la insolación es muy débil y las máximas diarias apenas superan los 0° C. Así, las olas de frío no son solo rigurosas por sus efectos, sino también por su duración; y esta última quizá sea la causa de que la crudeza del frío adquiera su valor máximo.

Las olas de frío tienen honda repercusión negativa en amplios sectores, superior al impacto que generan las olas de calor: problemas en las infraestructuras, mayor contaminación urbana, fuerte consumo de energía, desarrollo de patologías específicas, pérdidas en el sector agrario, son algunas de las consecuencias. En la agricultura, los daños varían en función de la época del año y los cultivos practicados. En las regiones de cultivos termófilos, como son las tierras levantinas y el sur español, la invasión de estas masas de aire tan frías adquiere carácter desastroso. Los frutales se hielan en grandes extensiones; los cultivos hortícolas fuera de estación, se pierden; e incluso árboles más resistentes, como el almendro y el olivo, sufren daños graves. Aparte de no dar fruto aquel año, las fuertes heladas provocan la muerte del árbol o severas heridas que tardan en cicatrizar. La conmoción es general y las pérdidas económicas notables.

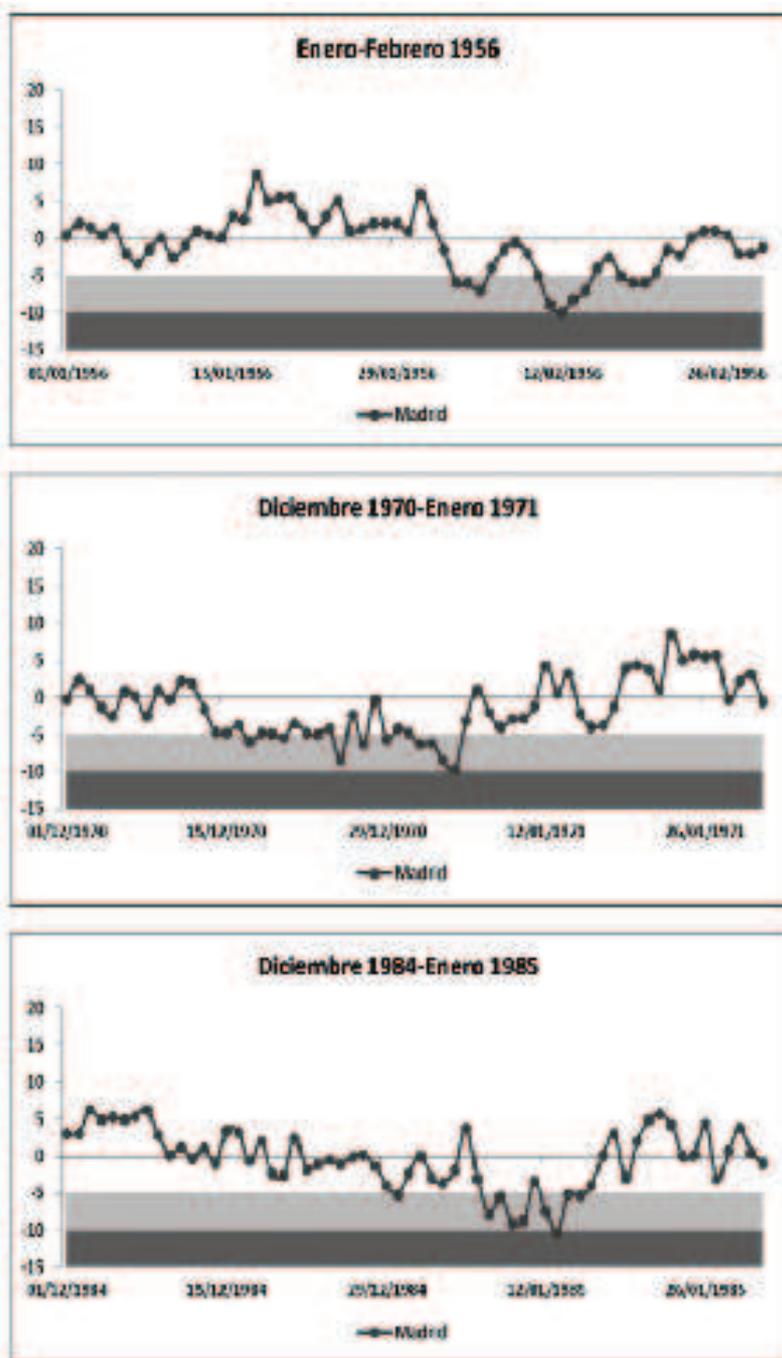


Figura 3. Temperatura mínima diaria durante tres oleadas frías en Madrid.

4.1.b Episodio frío de 1970-1971

El invierno de 1970-1971 fue muy largo y frío y las nevadas abundantes. Durante la segunda quincena del mes de diciembre de 1970 empezaron a batirse récords en muchos observatorios de España; las bajas temperaturas continuaron en enero de 1971 y regresaron en marzo, tras una tregua en febrero. El momento más frío se concentró en plenas navidades. Durante esos días las temperaturas máximas superaron con dificultad los 0° C y las mínimas sobrepasaron ampliamente los -15° C en el interior y norte peninsular: -24° C en Albacete; -18,8° C en Valladolid; -19° C en Viella (Lérida). En los días que duró la invasión de aire polar continental el frío adquirió un rigor jamás conocido; no en vano esta oleada fue considerada entonces por su intensidad como "el frío del siglo"; apreciación que sigue siendo muy válida hoy en día en muchas zonas de Castilla y León.

4.1.c Episodio frío de 1956

Febrero del año 1956 fue un mes excepcional por las temperaturas mínimas que se registraron, las nevadas que llegaron a caer y la duración del intenso frío, sin precedentes desde que se miden temperaturas en los observatorios. A principios de mes un potente anticiclón situado en el norte de Escocia arrastró aire gélido de las regiones árticas hacia el sur de Europa; la masa de aire desbordó los Pirineos y entró bruscamente en la Península donde las temperaturas descendieron hasta límites insospechados: -12,1° C midió San Sebastián; -10° C Barcelona; -10° C Madrid; -7,2° C Valencia; -5,5° C Sevilla. Las únicas capitales en las que no llegó a helar, aparte del archipiélago canario, fueron Málaga (1° C) y Almería (1,2° C). La importancia de este episodio fue su persistencia y su reincidencia a lo largo de todo el mes, con nevadas consecutivas y fuertes heladas que dificultaron las comunicaciones y afectaron gravemente a los cultivos. En Cataluña pasaría a ser recordado como "l'any que el fred va matar les oliveres" (el año que el frío mató los olivos).

5. TENDENCIA DE LAS OLAS DE CALOR Y DE FRÍO

Las proyecciones sobre calentamiento global indican que en el sur de Europa las olas de calor serán cada vez más frecuentes y severas, mientras las olas de frío tenderán a descender. Esta es la tendencia que ha seguido el clima de Europa a lo largo del siglo XX (Cony *et al.*, 2010), y la misma evolución parece observarse en España, con algunas características particulares. Para su análisis se han utilizado los datos de temperatura máxima y temperatura mínima diaria, desde el año 1950, de cuatro observatorios que permiten una representación razonable del comportamiento térmico de la península Ibérica: Santander, Madrid, Sevilla y Barcelona.

En el caso de las olas de calor, el criterio seguido para su definición ha sido establecer una temperatura umbral que permita identificar los días más calurosos, los denominados días de calor extremo (DCE). En este caso se ha definido como DCE aquel en el que la temperatura máxima supera el umbral del 95% de la distribución de las temperaturas máximas diarias para los meses de junio, julio y agosto de cada observatorio. Los resultados obtenidos permiten destacar varios hechos: el primero de ellos es la alta variabilidad en la frecuencia anual de los días

extremadamente calurosos, con valores que oscilan entre 40 y más DCE por año y práctica ausencia de ellos algunos años. Y el segundo es la tendencia al aumento en estos últimos años, siendo especialmente más numerosas las olas de calor en los noventa y en los años recientes. Este es un hecho en el que coinciden la mayoría de los estudios publicados y refuerza la idea del incremento de las temperaturas que está experimentando la región mediterránea. En cuanto a lo que podría ocurrir en el futuro, en reciente trabajo de Fischer y Schär (2010), las proyecciones climáticas para la península Ibérica estiman que los días de olas de calor se incrementarán de una media de dos en el periodo 1961-1990 a una media de trece días entre 2021 y 2050, y hasta 40 días si el escenario es 2071-2100; y añaden que los episodios de calor tendrán mayor duración.

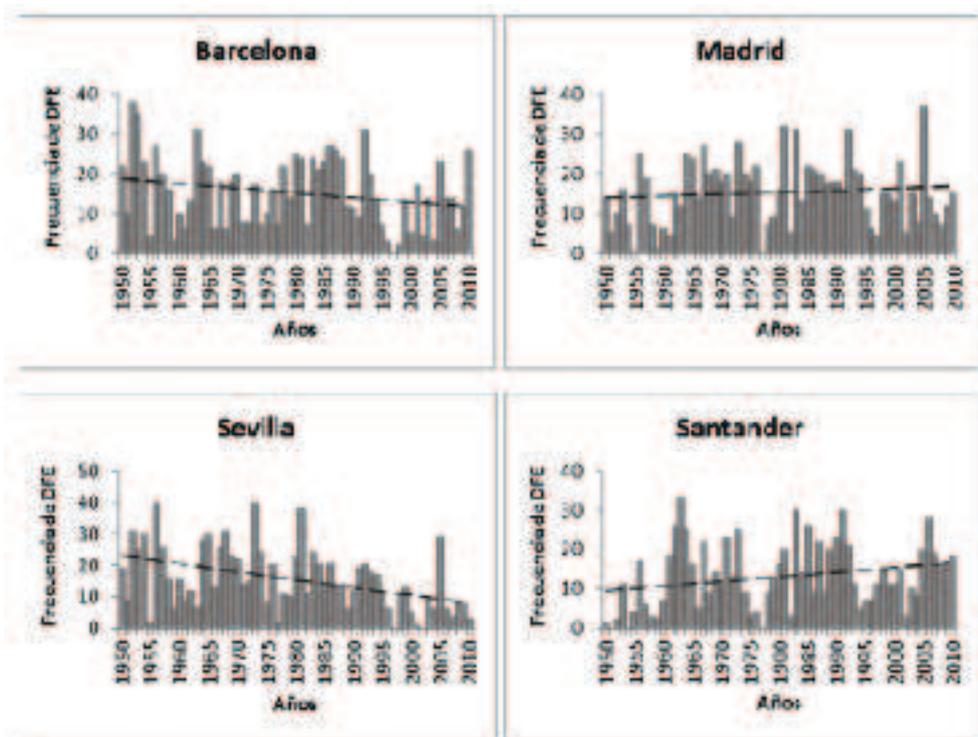


Figura 5. Frecuencia de días de calor extremo (DCE) y su tendencia desde 1950 en cuatro observatorios.

En el caso de las olas de frío el criterio empleado ha sido también establecer una temperatura umbral que permita identificar los días más fríos, los denominados días de frío extremo (DFE). En este caso, DFE es el definido por el percentil 5% de la serie de temperaturas mínimas diarias de cada observatorio de los meses de diciembre, enero y febrero. Los resultados muestran asimismo acusada variabilidad en la frecuencia anual de los días muy fríos; sin embargo, la tendencia muestra diferencias territoriales significativas: en Barcelona y Sevilla la tendencia es

descendente, pero presenta sentido contrario en Madrid y Santander. Estas diferencias territoriales coinciden en buena medida con los trabajos de Sánchez *et al.* (2004) y Cony *et al.* (2008) para las regiones europeas. En ambos casos se concluye que las olas de frío disminuirán en el noreste peninsular, pero aumentarán en la meseta y norte de España. Respecto a la modelización del clima que realizan estos autores, indica un cierto descenso de las olas de frío, pero con tendencias estadísticas muy poco significativas.

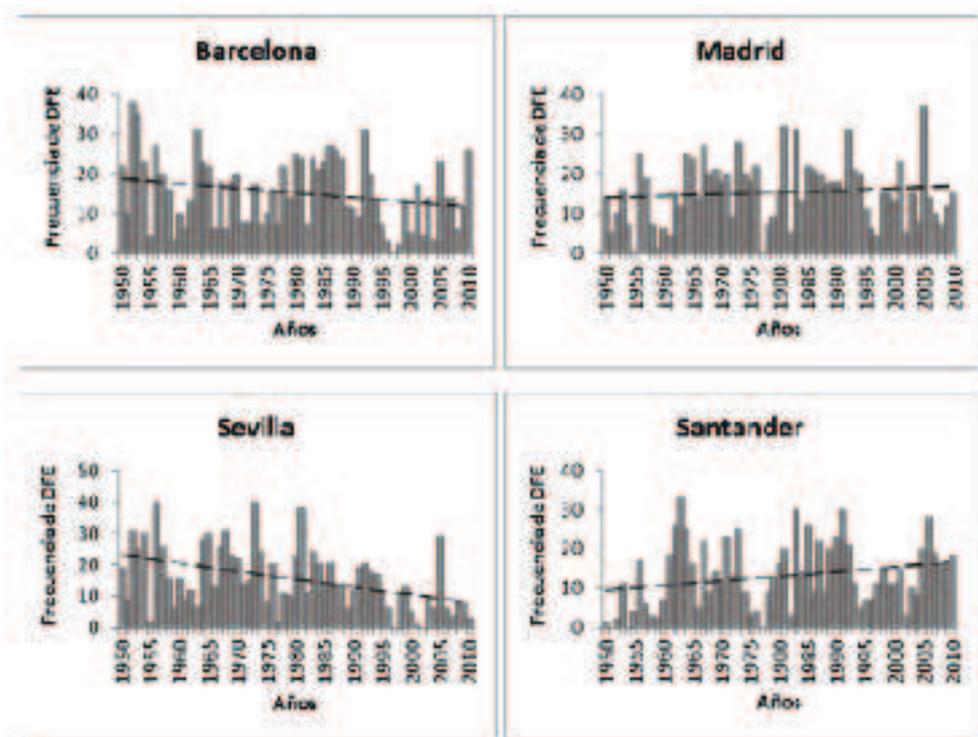


Figura 6. Frecuencia de días de frío extremo (DFE) y su tendencia desde 1950 en cuatro observatorios.

6. COMENTARIOS FINALES

En España las olas de calor y las olas de frío constituyen riesgos meteorológicos habituales y frecuentes, de consecuencias en ocasiones muy negativas. Todos los años existe la posibilidad de que durante varios días masas de aire cálidas procedentes del desierto del Sáhara o perturbaciones frías llegadas de zonas polares provoquen episodios térmicos excepcionales de enorme repercusión para la salud, la economía o el medio natural. En verano, el umbral de los 40° C se supera casi todos los años en el sur de la Península y en invierno el rigor del frío se deja sentir con temperaturas inferiores a -20° en tierras del centro y norte de España. En

estos últimos años, además, existe un incremento generalizado de las olas de calor, y seguirán aumentando según predicen los modelos climáticos. Las olas de frío parecen descender, pero no muestran una tendencia tan significativa. En este contexto, y por los riesgos que comportan, sería necesario conocer con detalle su evolución y escenarios futuros para considerar los posibles efectos y reducir la incertidumbre que acompaña la presencia de estos extremos térmicos.

AGRADECIMIENTOS

Este estudio se ha realizado en el marco del proyecto de investigación CGL2011-28255, financiado por la CICYT y el FEDER; y el programa de Grupos de Investigación Consolidados "Grupo Clima, Agua y Cambio Global" del Gobierno de Aragón y Fondo Social Europeo.

REFERENCIAS

- Alexanderson, H., and Moberg, A. (1997). "Homogeneization of swedish temperatura data. Part 1: homogeneity test for linear trends". *International Journal of Climatology*, 17, 25-34.
- Ayala, F. y Olcina, J. (2002). *Riesgos naturales*. Edit Ariel.
- Brunet, M.; Jones, P.; Sigró, J.; Saladié, O.; Aguilar, E.; Moberg, A.; Della-Marta, P.; Lister, D.; Walter, A. y López, D. (2007). "Temporal and spatial temperature variability and change over Spain during 1850-2005". *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 112, D12117, doi: 10.1029/2006JD008249.
- Cony, M.; Hernández, E. y Del Teso, T. (2008). "Influence of synoptic scale in the generation of extremely cold days in Europe". *Atmósfera*, 21, 389-401.
- Cony, M.; Martín, L.; Hernández, E. y Del Teso, T. (2010). "Synoptic patterns that contribute to extremely hot days in Europe". *Atmósfera*, 23, 295-306.
- Díaz, J.; García, R.; Prieto, L.; Linares, C.; López, C. (2005). "Mortality impact of extreme Winter temperatures". *International Journal of Biometeorology*, 49, 178-183.
- Fischer, E.M. and C. Schär, C. (2010). "Consistent geographical patterns of changes in high-impact European heatwaves". *Nature Geoscience*, 3, 398-403
- Flores Herráez, C. y López Díaz, J.A., (2010). "Extremos de temperatura". *Calendario Meteorológico 2010*, 266-278.
- García Herrera, R.; Díaz, J.; Trigo, R.M. y Hernández, E. (2005). "Extreme summer temperatures in Iberia: health impacts and associated synoptic conditions". *Annales Geophysicae*, 23, 239-51.
- García Palomares, J.C. y Alberdi, J.C. (2005). "Mortalidad en la ciudad de Madrid durante la ola de calor del verano de 2003". *GeoFocus*, 5, 19-39.
- INSERM (2003). "Surmortalité liée à la canicule de l'été 2003". AP September 25.
- Klein Tank, A.; Wijngaard, J. y Van Engelen, A. (2002). "Climate of Europe.

- Assessment of observed daily temperatura and precipitation extremes". *European Climate Assessment & Dataset project ECA-D, KNMI, DeBilt, Netherlands.*
- Kunkel, K.; Pielke, R.; Changnon, S.A. (1999). "Temporal fluctuations in weather and climate extremes that cause economic and human impacts". *Bulletin of the American Meteorological Society*, 80, 1077-1098
- Linares, C. y Díaz, J. (2008). "Temperaturas extremadamente elevadas y su impacto sobre la mortalidad diaria según diferentes grupos de edad". *Gaceta Sanitaria*, 22, 115-119
- Miró, J.; Estrela, M.J. y Millán, M. (2006). "Summer temperature trends in Mediterranean area (Valencia región)". *International Journal of Climatology*, 26, 1051-1073.
- Moberg, A.; Jones, P.; Lister, D.; Walther, A.; Brunet, M.; Jacobeit, J.; Alexander, L.; Della-Marta, P.; Luterbacher, J.; Yiou, P.; Chen, D.; Tank, A.; Saladie, O.; Sigró, J. y Aguilar, E. (2006). "Indices for daily temperature and precipitation extremes in Europe analysed for the period 1901-2000". *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 111, D22106.
- Prieto, L.; García Herrera, R.; Díaz, J.; Hernández, E. and Del Teso, T. (2004). "Minimum extreme temperatures over Peninsular Spain". *Global and Planetary Change*, 44, 59-71.
- Rodríguez Puebla, C.; Encinas, A. y García Casado, L. (2008). "Trend of warm days and cold nights in the Iberian Peninsula". *Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica*.
- Sigró, J.; Brunet, M. y Aguilar, E. (2012). "Los extremos térmicos en el litoral mediterráneo: evolución y factores de forzamiento". *Territoris*, 8, 265-281.
- Toreti, A.; Kuglitsch, F.G.; Xoplaki, E.; Della-Marta, P.M.; Aguilar, E.; Prohom, M.; Luterbacher, J. (2011). "A note on the use of the Standard Normal Homogeneity Test to detect inhomogeneities in climatic time series". *International Journal of Climatology*, 31, 630-632.
- Trejo, O.; Miró, O.; de la Red, G.; Collvinent, B.; Bragulat, E.; Asenjo, M.; Salmerón, J. y Sánchez, M. (2005). "Impacto de la ola de calor del verano de 2003 en la actividad de un servicio de urgencias hospitalario". *Medicina Clínica*, 125 (6), 205-209.
- Yagüe, C.; Martija, M.; Torres, J.; Maldonado, A. y Zurita, E. (2006). "Análisis estadístico de las olas de calor y frío en España". *XXIX Jornadas Científicas de la AME*, 20-26.

III. ASPECTO BIOMETEOROLÓGICO

CAPÍTULO 22

CONDICIONES METEOROLÓGICAS Y SALUD HUMANA

Pablo FERNÁNDEZ DE ARRÓYABE HERNÁNDEZ
Depto. de Geografía, Urbanismo y Ordenación del Territorio
Vicepresidente de la Asociación Internacional de Biometeorología
Universidad de Cantabria
fernandhp@unican.es

RESUMEN

La primera parte del capítulo se centra en la descripción de algunas de las relaciones existentes entre las variables atmosféricas y la salud humana. En segundo lugar, se realiza una breve presentación de algunos conceptos teóricos clave en el desarrollo de los estudios biometeorológicos. En tercer término, se ofrecen algunos ejemplos de Sistemas de Alerta Biometeorológicos (SAB) que se encuentran activos o en fase de desarrollo para concluir con una serie de recomendaciones de cara al diseño y desarrollo futuro de este tipo de servicios climáticos.

Palabras clave: SAB, Servicios Climáticos, eutrés, distrés, iones.

ABSTRACT

The first section of this chapter is focused on describing some interactions between atmospheric variables and human's health. Secondly, it is presented a brief review on the main theoretical concepts traditionally used by researchers for the development of biometeorological studies. Then, some examples of active Biometeorological Warning Systems (BWS) are given to finally conclude with a list of recommendations for future design and development these climatic services.

Key words: BMS, Climatic Services, eustress, distress, ions.

1. INTRODUCCIÓN

Resulta necesario comenzar este documento aludiendo a la necesaria diferenciación entre los conceptos de clima y tiempo atmosférico. Mientras el primero se corresponde, según la Organización Meteorológica Mundial (OMM) con el estado medio de la atmósfera en un lugar dado del planeta durante un periodo aproximado

de 30-40 años, el segundo alude a la situación de la atmósfera en ese mismo lugar, en un día como hoy o su estado a muy pocos días vista. Es importante señalar que este artículo se centra en cómo el tiempo atmosférico puede afectar a la salud de las personas, quedando fuera del mismo todos los interesantes aspectos relativos al cambio climático y su impacto en la salud.

Son abundantes los refranes que aluden a la relación entre las condiciones meteorológicas y la salud humana. Estos refranes representan la experiencia acumulada por las personas a lo largo de los años (Fdez-Arróyabe, 1999) y tienen implícito en su enunciado considerable conocimiento empírico. Las condiciones meteorológicas son parte activa de los ciclos naturales y afectan a los procesos físicos, químicos y biológicos tanto activándolos y acelerándolos como ralentizándolos o paralizándolos. Uno de los principales objetivos de este artículo consiste en mostrar algunos ejemplos relevantes de la interacción existente entre las condiciones atmosféricas y la salud humana hasta el punto de poder generar riesgos para el bienestar físico y mental.

2. LAS VARIABLES ATMOSFÉRICAS Y LA SALUD

2.1 La temperatura

Es quizá junto con la lluvia, la variable meteorológica a la que más atención le presta el ciudadano. El aumento de la temperatura ambiental conlleva una mayor sudoración y una mayor frecuencia cardíaca, asociada a la dilatación de los vasos sanguíneos periféricos. Se produce entonces una pérdida de calor por irradiación. Por el contrario un descenso de la temperatura ambiental supone un aumento de fibrilación muscular para generar calor y una vasoconstricción con el fin de reducir la pérdida de calor interno a través de la piel (Cámara, 2006). La temperatura, en sus registros extremos, puede transformarse en un factor de riesgo para la salud de las personas. Cuando el valor extremo se debe a una elevada temperatura podemos encontrar una gran diversidad de situaciones de riesgo. Una de ellas, el golpe de calor, supone un incremento de la temperatura corporal por encima de 40° C lo que habitualmente va acompañado de fallos orgánicos múltiples que pueden provocar la muerte del individuo. Suele afectar a individuos jóvenes que realizan prácticas deportivas en ambientes muy cálidos y a personas ancianas con patologías crónicas que se ven expuestas a un calor muy intenso (Piñeiro *et al.*, 2004). De similar gravedad, en este caso por el elevado número de personas a las que afecta, pueden ser las *olas de calor* entendidas como una serie de días consecutivos en los que las temperaturas son anormalmente elevadas. Los valores críticos de temperatura varían en función los organismos e instituciones consultadas (OMM, Servicios Meteorológicos Nacionales, Autonómicos...) y de las características climáticas de cada país y región. Han sido muchas las publicaciones científicas sobre este tema, que es objeto de un capítulo específico en este libro. De menor gravedad, pero también asociados a una larga exposición a elevadas temperaturas, son el síncope por calor, en donde se produce una breve pérdida de consciencia del individuo, con un cuadro de deshidratación que puede ser grave si no se actúa adecuadamente y el agotamiento por calor en donde las sensaciones de mareo y de debilidad son habituales.

En definitiva, algunos eventos poco frecuentes como el golpe de calor o la ola de calor suponen un alto riesgo la salud de las personas. Por contra, otro tipo de afecciones vinculadas directamente con las temperaturas elevadas extremas como el síncope o el agotamiento por calor, quemaduras, dermatitis, calambres... aun siendo más habituales, suponen un impacto menor para la salud del individuo.

El frío extremo produce de forma directa casos de hipotermias y congelaciones y un mayor número de fracturas de huesos debido a la existencia de hielo en las calles y supone también una forma de estrés térmico que, indirectamente, afecta a los sistemas respiratorio y circulatorio del cuerpo humano.

El frío intenso implica la contracción de los vasos sanguíneos y el cambio de la composición de la sangre, lo que lleva a un mayor esfuerzo al corazón y posibilita la formación de coágulos sanguíneos. Las bajas temperaturas traen consigo los habituales resfriados y el catarro común, las faringitis, las bronquitis y las amigdalitis, así como la proliferación de virus y bacterias que propician el desarrollo de infecciones respiratorias agudas (IRA) como las neumonías o la gripe, siendo esta última en años recientes motivo de gran alerta social.

En las zonas urbanas de Gales e Inglaterra, la temperatura diaria anormalmente baja ha sido asociada con un mayor riesgo de sufrir un infarto de miocardio (Basharan *et al.*, 2010). Las personas más vulnerables son las ancianas y aquellas con alguna patología coronaria previa.

Algunos autores han constatado un mayor número de infartos tras las grandes nevadas en el Este de EE.UU., hecho que asociado al ejercicio intenso realizado por la retirada de la nieve caída por personas de cierta edad con hábitos sedentarios podría explicar la observación. Como vemos, la complejidad de las circunstancias que desencadenan un riesgo sanitario puede ser múltiple.

A pesar del reconocido efecto del calor extremo sobre la morbilidad y la mortalidad, es necesario recordar que durante las estaciones frías la mortalidad resulta mucho más elevada que en los periodos cálidos.

2.2 La humedad atmosférica

El contenido de vapor de agua del aire tiene una importante relación con los estados de salud. Un buen ejemplo es la relación que este meteoro tiene con las enfermedades respiratorias y las alergias.

El asma alérgica por ácaros, tradicionalmente conocida como alergia al polvo, y la rinitis aparecen en España en otoño normalmente. Según la Sociedad Española de Alergología e Inmunología Clínica (SEAIC), las condiciones meteorológicas óptimas para el desarrollo de los ácaros se dan con una temperatura entre los 20° C y 25° C y con una humedad relativa del 75 %. Cuando la humedad desciende en torno al 65% es más difícil encontrar poblaciones de ácaros, que desaparecen cuando este porcentaje está por debajo del 45 %. Al ser la elevada humedad un factor clave, tendrá una mayor incidencia en la costa que en el interior.

Por el contrario, las alergias a los pólenes de gramíneas poseen una distribución espacial en la Península Ibérica opuesta. Los mayores niveles de concentración se registran habitualmente en el interior y los valores mínimos en la costa. En esta ocasión la existencia de una humedad relativa elevada puede desempeñar un papel beneficioso dado que cuando el grano de polen se carga de humedad, aumenta su peso y su dispersión espacial resulta más difícil.

La aparición de este tipo de alergias responde habitualmente a los periodos de polinización de los árboles, plantas y arbustos por lo que, en términos generales, el volumen de precipitación registrado en los meses de invierno previos es un indicador importante del impacto futuro de la afección. Algunos servicios meteorológicos ya proporcionan información al ciudadano de este tipo de riesgo.

2.3 La presión atmosférica

Los cambios bruscos de presión atmosférica se encuentran en el origen de algunas cefaleas, dolores de cabeza y migrañas. Un estudio prospectivo elaborado por Jehle and Moscati en 1994, en el que durante 10 años se estudió a 257.000 hombres entre 25 y 64 años, detectó una relación en forma de V entre la presión atmosférica y la tasa de episodios coronarios. Landers *et al.* (1997) encontraron una asociación clara entre el comienzo de los síntomas indicativos de un aneurisma intracraneal y un cambio en la presión media de más de 10 hPa el día previo al inicio de los síntomas.

En otro estudio (Scott *et al.*, 1989) basado en un análisis retrospectivo de 5 años de ingresos por neumotórax espontáneo, observaron que hasta el 72% de los casos habían estado expuestos al menos a un cambio inusual de presión atmosférica en los cuatro días previos al inicio de los síntomas.

Además de este tipo de estudios, la mayor evidencia del impacto de la diferencia de presión sobre la salud viene dada por algunos vientos que tienen la capacidad de alterar el sistema nervioso de las personas meteoro-sensibles como el Foehn en Austria, el Siroco en el Sahara y algunos países del Mediterráneo, el Mistral en Francia, el Santa Ana en California, el Chinook en EE.UU. y Canadá, el Zonda en Argentina, o el viento Sharav en Israel y Oriente Medio (Sulman *et al.*, 1974). La presencia de algunos de estos vientos ha sido considerada como atenuante en algunas legislaciones penales europeas como la suiza.

2.4 La radiación solar

En su amplio espectro, la radiación solar desempeña un papel clave en el desarrollo y mantenimiento de la vida en el planeta. El rango visible incide, a través de la retina del ojo, en los neurotransmisores de nuestro cerebro que a su vez actúan sobre nuestra atención, nuestro comportamiento y nuestro estado de ánimo.

Niels Ryberg Finsen recibió el Premio Nobel por sus logros en el tratamiento del lupus tuberculoso aplicando terapias de luz y es considerado el fundador de la Fototerapia.

El estilo de vida de las ciudades y el descubrimiento de la electricidad nos ha alejado en gran medida de los ritmos naturales del ciclo solar día/noche. La falta de luz solar está asociada con diferentes patologías como el trastorno afectivo estacional (TAE), que acontece en los climas templados y fríos en las estaciones de otoño e invierno.

También en los últimos decenios, desde la arquitectura de interiores, se ha observado cómo nuestras oficinas, escuelas y viviendas están iluminadas con una intensidad de luz, entre 300 y 500 lux, muy por debajo de los 10.000 lux que ofrece un día nublado o los 15.000 lux de un día soleado de verano (Requejo, 2010).

En ciertos países de clima templado y frío, las terapias de luz han comenzado a ser habituales, consistiendo en la exposición del individuo a una fuente de 2500 lux durante unas horas con el fin de ajustar la secreción de melatonina en la glándula pineal, sustancia que se libera por la noche y se inhibe con la luz.

Por el contrario, el exceso de luz o la falta de oscuridad pueden alterar los ritmos circadianos y afectar a procesos fisiológicos (Chepesiuk, 2009). Entre estos procesos se incluyen los patrones de las ondas del cerebro, la mencionada melatonina y la regulación de otras actividades biológicas cuya alteración extrema puede contribuir al desarrollo de insomnio, depresión, y otras enfermedades.

La radiación ultravioleta (RUV) es también otro tipo de radiación electromagnética. Su longitud de onda cubre las frecuencias situadas entre los 315-400 nm (tipo A), 280-315 nm (tipo B) y 100-280 nm (tipo C), siendo realmente perjudiciales para la salud los tipos A y B. Estos límites pueden variar dependiendo de la disciplina en la que estemos trabajando. La posición geográfica y las condiciones meteorológicas son importantes en relación a la cantidad de RUV recibida, siendo la cobertura nubosa y el ozono atmosférico habitualmente elementos protectores (Bais *et al.*, 2011). Las mediciones de RUV realizadas en las últimas décadas han posibilitado la creación del índice ultravioleta (IUV) solar mundial.

Tal como indica la Organización Mundial de la Salud (OMS), y aunque parezca contradictorio, una escasa exposición a la radiación ultravioleta supone un riesgo para la salud humana. Una muy baja exposición facilita el desarrollo de enfermedades diversas relativas a nuestra componente ósea (raquitismo, osteomalacia y osteoporosis) dado que el 90% de la vitamina D, que produce de forma endógena nuestro organismo, se adquiere a partir de la acción de la radiación ultravioleta sobre nuestra piel (Lucas and Ponsonby, 2002); (Hughes *et al.*, 2011). Sin embargo, una sobreexposición supone un aumento del riesgo evidente al encontrarse claramente relacionada con el desarrollo de ciertos tipos de cáncer de piel y de diversas afecciones oculares como las cataratas.

2.5 La electricidad atmosférica

La correcta ionización de la atmósfera influye en nuestro equilibrio físico y psicológico. La atmósfera se carga de forma positiva a partir de la propia radioactividad de la misma tierra, con la fricción de masas de aire en los días previos a tormentas, en las fases de luna llena y al encontrarse la ionosfera más próxima a la superficie terrestre.

La ionización positiva de la atmósfera puede verse reforzada también de forma artificial mediante la presencia de televisores, ordenadores, aparatos eléctricos en lugares cerrados, poco ventilados, o incluso por algunas fibras sintéticas. La abundancia de iones positivos puede producir sensación de cansancio, o irritabilidad, afectar al sueño provocando insomnio o potenciar estados depresivos. Una carga positiva excesiva está también asociada con dolores de cabeza y malestar general.

Los iones atmosféricos afectan a la biología. Científicos como Albert Krueger junto a Tchijewsky y otros colegas demostraron que una alta concentración de iones negativos detenía el crecimiento de algunas bacterias comunes (Krueger *et al.*, 1975; 1985) señalando que el exceso de iones positivos en la atmósfera afecta a la química de los seres vivos.

Las experimentaciones se realizaron sobre ratones (Krueger and Smith, 1958) a los que infectaron con un hongo, bacteria o virus de gripe con el fin de exponerlos a tres entornos: dos entornos ionizados positivamente y negativamente y un tercero en condiciones normales. El 35% de los ratones expuestos a las condiciones normales y el 59% de los que habitaron en el aire ionizado positivamente murieron. De los sometidos a la ionización negativa fallecieron el 19%. La explicación dada fue que la función de filtrado de la tráquea se veía mejorada por un ambiente cargado negativamente.

Un segundo descubrimiento en esta línea (Krueger *et al.*, 1968); (Danon and Sulman, 1969); (Yuliwer *et al.* 1970); (Tal *et al.*, 1976) indicaba que los iones positivos aumentaban los niveles en sangre de una hormona llamada serotonina y los ambientes con iones negativos rebajaban dichos niveles. Esta hormona es un potente constrictor de los vasos sanguíneos, juega un papel relevante en la transmisión de señales químicas en el cerebro e interviene en la regulación del estado de ánimo de las personas.

Al aire cargado con iones negativos se le atribuyen múltiples funciones favorables para el bienestar del individuo como la de limpiar el aire de partículas propias de la contaminación, una acción bactericida, producir una sensación de frescura y bienestar, despejar la mente, así como la mejora de funciones del aparato digestivo y de algunas enfermedades respiratorias.

2.6 Otras variables atmosféricas

Además de los señalados hay muchos otros factores atmosféricos que afectan al ser humano. La precipitación en forma de lluvia, nieve o granizo, los eventos tormentosos extremos y sus rayos, suponen en muchas ocasiones riesgos directos para la salud de las personas (impacto directo de rayos, aludes de nieve, inundaciones...) y para sus bienes, siendo sus consecuencias indirectas en muchas ocasiones catastróficas.

Es importante señalar brevemente la relevancia que tiene el efecto combinado de las variables meteorológicas en relación con el riesgo sanitario. La sensación térmica de frío o calor es dependiente no solo de la temperatura sino también del viento, de la humedad existente, de las prendas de vestir llevadas...

Una humedad relativa elevada en un ambiente frío puede agravar los síntomas de enfermedades como la artritis, artrosis, reumas, fibromialgias o aumentar los procesos de infección de las vías respiratorias, mientras que un ambiente muy seco (humedad relativa por debajo del 20 %) supone un mayor riesgo frente a eventuales infecciones víricas o bacterianas como las meningitis.

3. EL CONCEPTO BIOMETEOROLÓGICO DE SALUD

3.1 La Biometeorología

La Biometeorología es una disciplina científica que estudia las relaciones entre la atmósfera y los seres vivos atendiendo a tres líneas de investigación diferenciadas que analizan la interacción de las condiciones atmosféricas con el reino vegetal, animal y con los seres humanos.

Desde la Biometeorología Humana se plantea un concepto de salud fundamentado en la capacidad de las personas, como seres vivos, para conciliar el desarrollo normal de sus funciones vitales con la variabilidad y el cambio climático, (Fdez-Arróyabe, 2012).

Este acto de conciliación es algo que tiene lugar de forma permanente a lo largo de la vida de cada individuo. Cuando el esfuerzo exigido al organismo para lograr esta conciliación aumenta, se desencadena, desde un punto de vista biometeorológico, una crisis de salud que puede llegar a tener un desenlace fatal en el supuesto de que la conciliación exigida sea extrema y la persona implicada no pudiera acometerla.

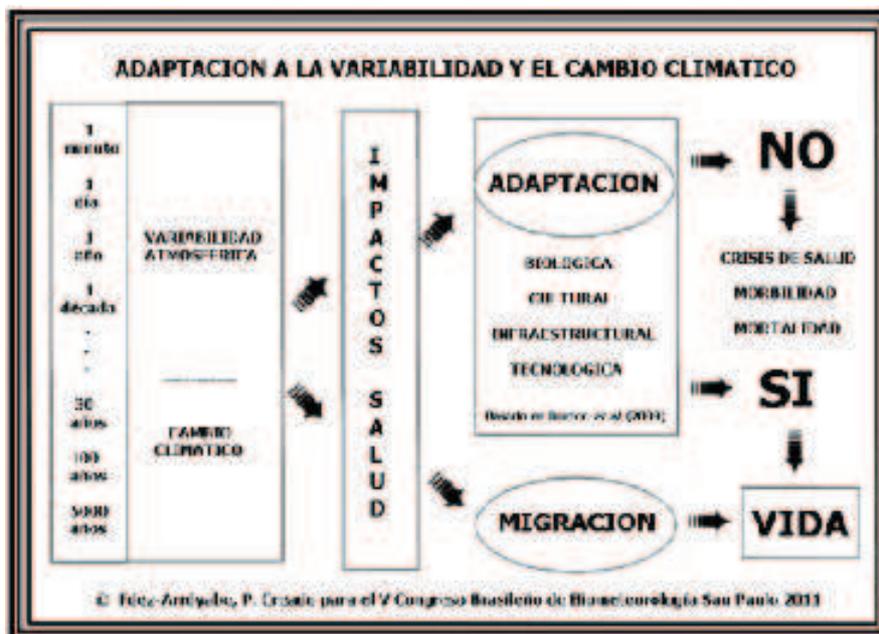


Figura 1. Adaptación a la variabilidad y el cambio climático.

Los mecanismos empleados por el ser humano en la búsqueda de ese proceso de conciliación son los siguientes:

- La termorregulación, entendida como un proceso asociado al funcionamiento del hipotálamo y a procesos homeostáticos que afectan al cuerpo humano y acontecen a nivel microscópico y suceden en cortos periodos de tiempo.
- La aclimatación, concebida como un conjunto de cambios compensatorios que tienen lugar en el organismo ante múltiples desviaciones naturales del entorno ambiental, sean de origen estacional o geográfico. Es una respuesta gradual a corto-medio plazo que sucede ante la exposición continuada de la persona a un nuevo contexto ambiental.
- La adaptación como un proceso biológico, entendido como el resultado de la selección natural que tiene lugar a largo o muy largo plazo con la finalidad de mejorar la oportunidad de supervivencia de una especie.
- La adaptación como un proceso cultural, infraestructural o tecnológico (Burton *et al.*, 2009). Es aquí en donde el desarrollo y la complejidad de los sistemas sociales representa un gran reto para el estudio de los riesgos atmosféricos para la salud.

El último tipo de adaptación, figura 1, tiene como principal consecuencia el desarrollo de un amplio abanico de estrategias de mitigación por parte del ser humano que pueden ir desde el uso de un sombrero para protegerse del sol hasta grandes movimientos migratorios. Es aquí en donde el desarrollo de Sistemas de Alerta Biometeorológicos (SAB), como servicios climáticos, toma pleno sentido.

3.2 Confort atmosférico

La sensación de confort generada por las condiciones atmosféricas es controlada por nuestro hipotálamo, que actúa de forma homeostática en nuestro organismo. Sea cual sea la variable o conjunto de variables analizadas, los umbrales de confort son relativos para cada persona. En ello influyen aspectos como la latitud geográfica, el grado de pigmentación de la piel, el historial genético y biometeorológico, el tipo de constitución del individuo y otros muchos factores. El confort térmico se define como el estado mental que expresa satisfacción con la temperatura del entorno (Parsons, 2003). La idea de confort climático ha sido ampliamente trabajada por muchos investigadores (Steadman, 1979), (Fiala *et al.*, 1999), (Jendritzky, 2000), (Jendritzky *et al.*, 2008), (Höppe, 1999), (Blazejczyk, 1994), (Matzarakis *et al.*, 2010), (Lindberg *et al.*, 2008) quienes han desarrollado números índices (McGregor, 2011) a partir del análisis de una, dos o más variables atmosféricas combinadas, pudiendo llegar a ser complejos modelos matemáticos relativos al balance de energía entre el cuerpo humano y la atmósfera.

El profesor Tromp S.W. (1963) definió el estrés biometeorológico o climático como el exceso de tensión impuesta sobre diferentes sistemas neuroendocrinos, nerviosos o psicológicos por estímulos intensos y prolongados debidos a la exagerada demanda, alteración o agresividad del medio externo aéreo y que es capaz de poner a prueba los mecanismos de adaptación homeostáticos.

Las relaciones meteorología-salud no atienden a procesos estrictamente lineales sino a funciones en forma de V, U, W o mucho más complejas (figura 2). Cuando las condiciones meteorológicas son las de un entorno de confort (Zona E) se produce un eutrés biometeorológico y según nos alejamos de esa zona, el individuo camina hacia una situación de progresivo distrés biometeorológico (Zonas D1 y D2).



Figura 2. Grado de exposición a variables atmosféricas y nivel de riesgo para la salud.

El riesgo sanitario aumenta con el distrés, estando la progresión del riesgo sujeta a muchos matices, como por ejemplo la zona de distrés (D1 ó D2) hacia la que nos encaminemos, la enfermedad considerada, la variable atmosférica estudiada, el perfil socio-cultural del individuo, su edad, factores genéticos y otros muchos factores.

Una situación de distrés biometeorológico múltiple, en un contexto de aislamiento social de la población envejecida y con unas tasas de contaminación atmosférica elevada puede crear un contexto de riesgo extremo en donde el impacto sobre la mortalidad o la morbilidad humana puede ser catastrófico.

El distrés biometeorológico puede producirse generalmente:

- Por agotamiento: son aquellas situaciones de condiciones meteorológicas extremas y de anómala persistencia.
- Por contraste: son aquellas situaciones de variabilidad extrema respecto a los umbrales normales en los que la persona ha vivido.

3.3 Perfil biometeorológico

La meteo-sensibilidad es un elemento clave en la definición del riesgo sanitario. Un elevado porcentaje de personas presienten los cambios atmosféricos a través de su cuerpo. Podemos hablar, según la clasificación del profesor Sulman (1966), (Moreno, 2002) de cinco tipologías hormonales diferentes que dan lugar a cinco perfiles biometeorológicos (PB):

- Perfil vagotónico, especialmente sensibles a los cambio de tiempo, ya que su nervio vago reacciona con intensidad ante los cambios meteorológicos debido a una hiperfunción del sistema parasimpático.
- Perfil simpaticotónico, como perfil opuesto al anterior, caracterizados por una secreción elevada de adrenalina y noradrenalina frente a las variaciones bruscas de la atmósfera.
- Perfil serotónico, cuya respuesta a la variabilidad meteorológica y ambiental extremas es la producción de serotonina.
- Perfil tiroideo, reaccionan con hipersensibilidad de la glándula tiroides a los frentes fríos y cálidos y soportan muy mal las temperaturas extremas.
- Perfil equilibrado, constituido por las personas con una importante flexibilidad hormonal en los ajustes a la variabilidad climática. Se corresponden con las personas no meteoro-sensibles a los que la variabilidad climática media anómala y la persistencia anómala de los meteoros no les afecta o lo hace mínimamente.

4. SERVICIOS CLIMÁTICOS Y SISTEMAS DE ALERTA

La Organización Meteorológica Mundial a través de su Marco Global para los Servicios Climáticos (GFCS) tiene como principal fin lograr una mejor gestión de los riesgos de la variabilidad y el cambio climático y de la adaptación al cambio climático. Para ello se propone el desarrollo y la incorporación, en las políticas de planificación, de información climática y de pronósticos de base científica a escala global, regional y nacional

Los Sistemas de Alerta Temprana (SAT) son un conjunto de instrumentos, datos, procedimientos y conocimientos que mediante la vigilancia y el monitoreo de fenómenos concretos permiten anticipar niveles de riesgo para las personas o sus propiedades, siendo su función la emisión de alertas y la puesta en marcha de protocolos de actuación y de planes de emergencia con la intención de evitar o minimizar el riesgo.

Es relativamente habitual el diseño y la implementación práctica de este tipo de sistemas en aspectos relacionados con los incendios, las inundaciones, los huracanes, deslizamientos, sequías...

Sin embargo, resulta menos frecuente la existencia de sistemas de alerta que anticipen el impacto que unas determinadas condiciones atmosféricas van a ocasionar en la salud, la morbilidad o la mortalidad de una determinada población. Como en otros sistemas de alerta, en el campo de la salud humana, la gestión de los riesgos debe nacer de la existencia de un profundo conocimiento científico previo de la interacción atmósfera-enfermedad que permita el desarrollo de un Sistema de Alerta Biometeorológico (SAB) basado en ese conocimiento.

La importancia de un SAB radica en que nos permite conocer con cierto tiempo la importancia de una amenaza futura para la salud de las personas así como la delimitación de los lugares geográficos más expuestos y los niveles del riesgo esperados.

Un ejemplo de SAB basado en el estudio de la relación entre el calor extremo y la mortalidad humana es el desarrollado por el profesor L. Kalkstein para algunas de las principales ciudades de los EEUU, (Kalkstein, 1996, 1997). Este *know-how* ha sido aplicado a otras ciudades europeas como en Italia (Kirchmayer *et al.*, 2004) o de otros continentes (Jianguo *et al.*, 2003), en muchas de las cuales se encuentran actualmente en funcionamiento. El fundamento teórico de los sistemas desarrollados radica en la elaboración de una clasificación estadística de los tipos de masas de aire que afectan a cada ciudad y un análisis del riesgo que cada una de ellas tiene asociado a una mortalidad anómala.

Otro sistema de alerta diferente es el desarrollado por el profesor Luis B. Lecha Estela (1981, 1999, 2007, 2008) y su equipo de colaboradores del Centro de Estudios Ambientales de Villa Clara (CESAM), Cuba, en colaboración con el Servicio Meteorológico de Villa Clara <http://www.cmp.vcl.cu/area/000001> donde actualmente se ofrecen los pronósticos diarios para Cuba, el Caribe y Norteamérica. Este SAB se encuentra inspirado conceptualmente en los estudios desarrollados por la doctora Ocharova (1987) acerca del impacto fisiológico de las variaciones de oxígeno sobre ratones.

Se apoya en el cálculo de la variación interdiaria de la densidad parcial de oxígeno disuelto en la atmósfera en g/m^3 (índice DOA), definiendo situaciones de hipoxia e hiperoxia atmosférica que se encuentran asociadas a patologías concretas dentro de los grandes grupos de enfermedades respiratorias y circulatorias.

El riesgo de impacto meteoro-trópico viene definido de forma cartográfica a través de una escala de color que expresa esa variación, en donde los tonos más claros indican zonas de hipoxia atmosférica y los más oscuros, las áreas con riesgo de hiperoxia atmosférica. A modo de ejemplo, se presenta en la figura 3 el Pronóstico Biometeorológico del índice DOA sobre la Península Ibérica el día 1 de marzo de 2013 (pronóstico realizado el 26 de febrero de 2013) en donde se observó una hipoxia elevada en la zona de Cantabria, País Vasco y gran parte de la vertiente Sur de los Pirineos y una moderada hiperoxia en la zona de Extremadura. Los pronósticos se calculan diariamente por sus creadores y el sistema está siendo actualmente validado en diferentes zonas del planeta a través de miembros de la Comisión de Clima y Salud de la Asociación Internacional de Biometeorología.

Algunos resultados del proceso de validación llevado a cabo en España ya han sido publicados, (Fdez-Arróyabe, P. y Lecha, L., 2008), (Olcina, J. y Martín, D., 2012) lo que pone de manifiesto el interés del índice para estas latitudes. En breve, este índice será publicado diariamente para Europa y para la Península Ibérica a través del grupo Geobiomet <http://www.geobiomet.es> de la Universidad de Cantabria.

Otro índice que participa también de la idea del estrés por contraste y que se encuentra en fase de desarrollo es el índice de Contraste Meteorológico (ICM) (Fdez-Arróyabe y Rasilla D., 2008), (Fdez-Arróyabe, P., 2012) aplicado recientemente en

el estudio de las epidemias gripales en España. En esta ocasión el objeto de análisis es una enfermedad infecciosa como la gripe y el sistema busca identificar las condiciones atmosféricas en las que los riesgos de expansión de la enfermedad son más elevados.

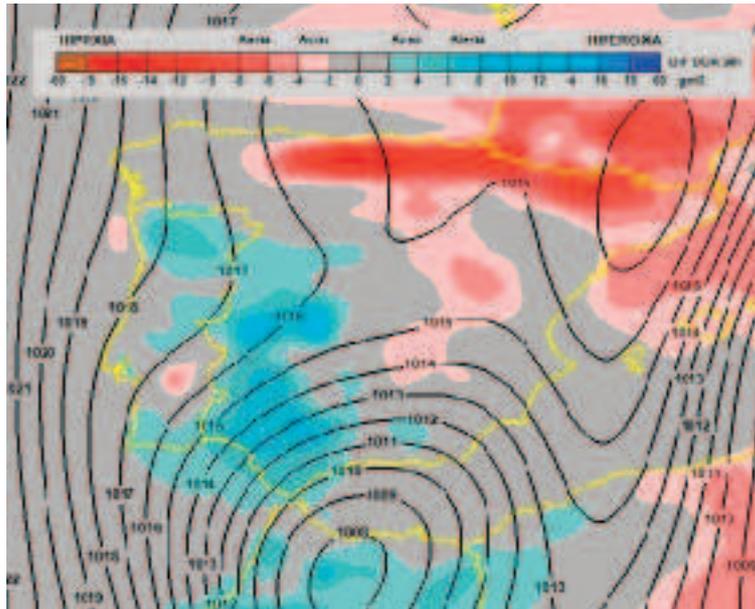


Figura 3. Pronóstico Biometeorológico sobre la Península Ibérica - Índice DOA © Creado por L. Lecha y A. Estrada.

5. CONCLUSIONES

Algunos autores expertos en el desarrollo de sistemas de alerta biometeorológicos proponen una serie de características que todo sistema de alerta debe considerar:

- El desarrollo de índices y metodologías relativamente sencillas para que cualquier investigador pueda participar en el proceso de validación.
- Deben estar diseñados sobre los esquemas operativos básicos de los Servicios Meteorológicos. Así son fácilmente implementados si resultan efectivos.
- Uno de los mayores inconvenientes en el desarrollo de este tipo de sistemas se encuentra en la necesidad de acceso a la información médica, lo que en muchas ocasiones resulta difícil por el carácter privado de este tipo de datos.
- Los protocolos de actuación con las autoridades deben estar claramente definidos y acordados, implicando en ello a los servicios de emergencia o al personal médico que se considere oportuno dependiendo del servicio que preste el sistema de alerta.

Por ejemplo, las olas de calor en Europa son ya un problema de salud pública que ha recibido cierta atención (Sari and Ebi, 2006). Sin embargo, una intervención eficaz requiere integrar información y datos meteorológicos y sanitarios que permitan el desarrollo de verdaderos sistemas de alerta sanitaria (Sheridan y Kalkstein, 2004) y la implementación de protocolos de toma de decisiones similares a los existentes para otro tipo de riesgos naturales. Es importante indicar que las alertas deben atenerse a protocolos de información muy rigurosos con el fin de no infundir ni propiciar situaciones de pánico entre aquellas personas que padezcan alguna de las enfermedades o afecciones crónicas que puedan verse afectadas por las condiciones meteorológicas de un determinado día. Las alertas pueden también servir como herramientas de gestión de los recursos sanitarios. Para que un SAB resulte efectivo y eficiente debe someterse a un proceso de validación previa y de mejora continua.



Figura 4. Ciclo de calidad de un Sistema de Alerta Biometeorológico.

El desarrollo de sistemas de alerta biometeorológicos a medida es el gran reto que se nos presenta para las próximas décadas. La necesidad de trabajar en equipos interdisciplinarios y compartir información y conocimiento es condición indispensable para poder transformar el conocimiento científico en sistemas de alerta biometeorológicos aplicables y útiles.

REFERENCIAS

Bais, A.F.; Tourpali, K.; Kazantzidis, A.; Akiyoshi, H.; Bekki, S.; Braesicke, P.; Blazejczyk, k. (1994). New climatological and physiological model of the human heat balance outdoor and its application in bioclimatological studies in different scales. In *Bioclimatic Research of the Human Heat Balance* 28, p. 27-28.

- Bhaskaran, K.; Hajat, S.; Haines, A.; Herrett, E.; Wilkinson, P.; Smeeth, L. (2010). Short term effects of temperature on risk of myocardial infarction in England and Wales: time series regression analysis of the Myocardial Ischaemia National Audit Project Registry. *British Medical Journal – BMJ* 10, 341:c3823.
- Burton, I. (2009). Biometeorology for adaptation to climate variability and change. In Ebi, K.L., Burton, I. and McGregor, G. (Eds). Springer, VIII, 284 pág. ISBN 978-1-4020-8921-3
- Cámara, E. (2006) Variables meteorológicas y salud. Documentos de Sanidad Ambiental. Comunidad de Madrid.
- Chepesiuk, R. (2009). Missing the dark: health effects of light pollution. *Environ Health Perspect.*, 117 (1), 20–A27. [PMC2627884](#)
- Danon, A. and Sulman, F.G. (1969). Ionizing effect of winds of ill repute on serotonin metabolism. *Biometeorology* 4. (Suppl. to Int. J. Biometeor.) 4 - Part II 135-136.
- Burton, I. (2009). Biometeorology for adaptation to climate variability and change. In Ebi, K.L., Burton, I. and McGregor, G. (Eds.), Springer.
- Fiala D.; Lomas, K.J.; Stohrer, M. (1999). A computer model of human thermo-regulation for a wide range of environmental conditions: The passive system. *Journal of Applied Physiology*, 87 (5), 1957-1972
- Fdez-Arróyabe, P. (1999). Evaluación del valor científico de los refranes como fuentes indirectas de información climática. *LURRALDE*, 22, 323-338
- Fdez-Arróyabe, P. (2002). The develop and application of dibreakib method in order to study the relationship between atmospheric dynamic and flu rate in the city of Vitoria in the expansion period of the virus. *Int. Conf. Biomet.*, 2002. AMS, 31-33.
- Fdez-Arróyabe, P. y Estela, L. (2008). Validación en el norte de España de dos sistemas de alerta sanitarios basados en la idea del contraste meteorológico extremo. *Publicaciones AEC Serie A*, Nº 6, 781-791.
- Fdez-Arróyabe, P. y Rasilla, D. (2012). Impacto sanitario de la variabilidad climática asociada al desarrollo de epidemias gripales en la Península Ibérica durante el periodo 2000-09. *Publicaciones de la AEC, Serie A*, Nº 8, Salamanca.
- Fdez-Arróyabe, P. (2012). Inluenza epidemics and Spanish climatic domains. *HEALTH Vol.4, Special Issue*, 941-945. *SciRes*. [doi:10.4236/health.2012.430144](#)
- Höppe, P. (1999). The physiological equivalent temperature: a universal index for the biometeorological assessment of the thermal environment. *Int. Journal of Biometeorology*, 43, 71-75.
- Hughes A.M.; Lucas R.M.; Ponsonby A.L.; Chapman, C.; Coulthard, A.; Dear, K.; Dwyer, T.; Kilpatrick, T.J.; McMichael, A.J.; Pender, M.P.; Taylor, B.V.; Valery, P.; Van der Mei, I.A.; Williams, D. (2011). The role of latitude, ultraviolet radiation exposure and vitamin D in childhood asthma and hay fever: an Australian multicenter study. *Pediatric Allergy and Immunology*, 22 (3), 327-333. [DOI: 10.1111/j.1399-3038.2010.01099.x](#) Blackwell Publishing Ltd.

- Jehle D. and Moscati R. (1994) The incident of spontaneous subarachnoid haemorrhage with change in barometric pressure. *American Journal of Emergency Medicine*, 12 (1), 90-101.
- Jendritzky G. (2000). The Universal Thermal Climate Index for the Thermophysiological Significant Assessment of the Atmospheric Environment. 3rd *Symposium Urban Climatology* 9–13 October 2000 (ed. W. Kuttler), Essen, 43 – 44.
- Jendritzky G. and DeDear, R. (2008). Adaptation and the Thermal Environment. In: Ebi KL, Burton I, McGregor G (eds.) *Biometeorology for Adaptation to Climate Variability and Change: Research Frontiers and Perspectives*. Springer, Heidelberg.
- Jianguo, T.; Kalkstein, L.S.; Huang, J.; Songbai, L.; Yin, H.; Shao, D. (2004). An operational heat/health warning system in shanghai. *Int. Journal of Biometeorology*, 48, 157–162, doi: [10.1007/s00484-003-0193-z](https://doi.org/10.1007/s00484-003-0193-z)
- Kalkstein LS, Jamason PF, Greene JS, Libby J, Robinson L. (1996) The Philadelphia hot weather–health watch/warning system: development and application, Summer 1995, *Bull Am Meteorol Soc.*, 77, 1519–1528.
- Kalkstein L.S.; Greene J.S. (1997). An evaluation of climate/mortality relationships in large U.S. cities and the possible impacts of a climate change. *Environ Health Perspect.*, 105(1), 84–93.
- Kalkstein, L., Sheridan, S. (2004). A bioclimatological analysis of heat health: progress in heat match warning systems technology. El clima entre el Mar y la montaña. IV Congreso de la AEC.B-4 (Conferencias invitadas).
- Kalkstein, L.S., (2005). The 2003 European Heat Wave and Analog Studies for U.S. Cities. IN: Harvard Medical School, UNDP, SwissRE, *Climate Change Futures: Health, Ecological, and Economic Dimensions*, 53-58.
- Kalkstein, L.S., J.S. Greene, D. Mills, and A. Perrin, (2008). The Development of Analog European Heat Waves for U.S. Cities to Analyze Impacts on Heat-Related Mortality. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 89, 75-86.
- Kirchmayer, U.; Michelozzi, P.; de'Donato, F.; Kalkstein, L.S.; Perucci, C.A. (2004). A national system for the prevention of health effects of heat in Italy. *Epidemiology*, 15(4), 100-101.
- Krueger, A.P. and Smith R.F. (1959). Parameters of gaseous ion effects on the mammalian trachea. *Journal of General Physiology*, 42(5), 959-969.
- Krueger, A. P.; Andriese, P.C.; Kotala, S. (1968). Small air ions: their effects on blood levels of serotonin in terms of modern physical theory. *International Journal of Biometeorology*, 12, 225-239.
- Krueger, A.P.; Reed, E.J.; Brook, K.B.; Day, M. B. (1975). Air ion action on bacteria. *International Journal of Biometeorology*, 19, 65-71. DOI: [10.1007/BF01459843](https://doi.org/10.1007/BF01459843)
- Krueger, A. P. (1985). The biological effects of air ions. *International Journal of Biometeorology*, 29(3), 205-206, 1985 DOI: [10.1007/BF02189651](https://doi.org/10.1007/BF02189651)

- Landers A.T. and Narotam, P.K. (1997). The effect of changes in barometric pressure on the risk of rupture of intracranial aneurysms. *British Journal of Neurosurgery*, 11(3), 191-195.
- Lecha, L. y Méndez, T. (1981): Relación entre la ocurrencia de infartos agudos de miocardio y una selección de parámetros meteorológicos en Santa Clara. 1er Congreso de Cardiología y Cirugía Cardiovascular, Cienfuegos, Cuba; 15 pp.
- Lecha, L. (1999). Effects of climate variability on the health of the Cuban population. *Bulletin of the World Meteorological Organization*, 48(1), 18-22.
- Lecha, L. (2007). Pronósticos para la mitigación de los impactos del tiempo sobre la salud humana. Simposio Cambio Climático y Salud. VI Congreso Nacional de Epidemiología e Higiene. La Habana, Cuba.
- Lecha, L.B.; Clómina de Carvajal, E.; Estrada, A.; Gómez, E.C. (2008). Pronósticos biometeorológicos: vía para reducir la ocurrencia de crisis de salud. Caso de Sagua La Grande. *Rev. cub. salud pública*, 34(1), La Habana.
- Lindberg, F.; Holmer, B. and Thorsson (2008). Solweig 1.0 modelling spatial variations of 3D radiant fluxes and mean radiant temperature in complex urban settings. *International Journal of Biometeorology*, 52, 679-713.
- Lucas, R. and Ponsonby A.L. (2002). Ultraviolet radiation and health: friend and foe. *The Medical Journal of Australia* (MJA), 177, 594-598.
- McGregor, G. 2011. Human Biometeorology. *Progress in Physical Geography*, 1-17
- Matzarakis A.; Rutz, F. and Mayer, H. (2010). Modelling radiation fluxes in simple and complex environments: Basics of the RayMan model. *Int. Journal of Biometeorology*, 54, 131-139.
- Michelozzi P. and De Sario, M. (2010). Temperature changes and the risk of cardiac events. PMID: BMJ2010; 341: c3720 [Doi: 10.1136/bmj.c3720](https://doi.org/10.1136/bmj.c3720)
- Moreno i Oliver F. X. (2002). Meteoropedagogía. Revista de Psicología Universitas Tarraconensis, *Revista de ciències de l'educació*, ISSN 0211-3368, 1, 93-102.
- Ovcharova, V.F. (1987). A new prognostic approach to meteoropathologic responses. *Rev Fisiotherapy, Climotherapy and Physical Culture*, 5 49-53.
- Olcina, J., Martin, D. (2012): Variaciones en la densidad del oxígeno en el aire y su influencia sobre la salud humana. *Boletín AGE*, 58, 7-32.
- Parson, K.C. (2003). Human Thermal Environment, the effects of hot moderate and cold environments on human health, comfort and performance. ISBN 978-0-415-23792-5. Ed. Taylor & Francis, London. Doi: 10.1201/9781420025248.bmatt1
- Piñeiro Sande, N.; Martínez J.L.; Alemparte, E.; Rodríguez García, J.C. (2004). Golpe de calor. *Emergencias*, 16, 116-125.
- Requejo C. M. (2010). Iluminación interior, salud del habitat y rendimiento laboral. *Domobiotik. Arte y técnica para la casa sana*. [http://domobiotik.blogspot.com/es/](http://domobiotik.blogspot.com.es/)
- Sari Kovats, R. and Ebi K. L. (2006). Heat waves and Public Health in Europe. Oxford University Press. *European J. Public Health*, 6, 592-599.

- Sheridan, S.C. and Kalkstein, L.S. (2004). Progress in Heat Watch-Warning System Technology. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 85, 1931-1941.
- Steadman, R. G. (1979). The assessment of sultriness. Part I: a temperature-humidity index based on human physiology and clothing science. *J. Appl. Meteor.*, 18, 861-873.
- Sulman F.G. (1966) Influencia de las hormonas sobre la personalidad y el comportamiento. MENG, H. Ed. Endocrinología psicósomática. Madrid, Morata, 363-416 (trad. española de la obra publicada en alemán en 1960).
- Sulman, F.G.; Levy, D.; Lewy, P.; Feifer, Y.; Superstine, E. and Tal, E. (1974). Air ionmetry of hot, dry desert winds (sharav) and treatment with air ions of weather sensitive subjects. *Int. J. Biometeor.*, 18, 313-318.
- Scott G.C.; Berger, R. and McKean H.E. (1989). The role of atmospheric pressure variation in the development of spontaneous pneumothoraxes. *American Review of Respiratory Diseases*, 139, 659-62.
- Tal, E.; Pfeifer, Y. and Sulman, F.G. (1976). Effect of air ionization on blood serotonin in vitro. *Experienta* (Basel), 32, 326-327.
- Tromp, S.W. (1963). Medical Biometeorology. Ed. by S. W. Tromp. Amsterdam (Elsevier). 1st Ed. 1963. Pp. Xxvii, 991; 101 Figures; 44 Tables. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 90, 368. doi: [10.1002/qj.49709038528](https://doi.org/10.1002/qj.49709038528)
- WMO (2006). Public Health and the Environment. Lucas, R.; McMichael, T.; Smith, W.; Armstrong, B. (2006). Solar Ultraviolet Radiation: Global burden of disease from global ultraviolet radiation. Environmental Burden of Disease Series. Nº 13. Editors: Annette Prüss-Üstün, Hajo Zeeb, Colin Mathers, Michael Repacholi. Geneva.
- WMO (2003). Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2002, World Meteorological Organization, Geneva, Global Ozone Research and Monitoring Project, Report No. 47, 498.

IV. ASPECTO ASEGURADOR

CAPÍTULO 23

EL CONSORCIO DE COMPENSACIÓN DE SEGUROS Y LA COBERTURA DE LOS RIESGOS METEOROLÓGICOS ADVERSOS

Carmen GARCÍA CANALES, Alfonso NÁJERA IBÁÑEZ

Consortio de Compensación de Seguros
 cgarciac@consorseguros.es, anajera@consorseguros.es

RESUMEN

Los fenómenos de la naturaleza no son algo nuevo, pero sí lo es el nivel de pérdidas económicas y sociales que están ocasionando en los últimos tiempos, mostrando -como consecuencia del aumento de la vulnerabilidad y del desarrollo- una tendencia claramente ascendente. El seguro constituye un mecanismo de financiación de pérdidas. El comportamiento de los peligros naturales reviste unas características especiales que deben ser tenidas en cuenta a hora de su tratamiento asegurador, porque su frecuencia es baja con respecto a otros riesgos ordinarios cubiertos por el seguro, pero cuando ocurren pueden ocasionar ingentes daños, afectando simultáneamente a un número muy amplio de asegurados. El alto (y creciente) potencial de pérdida de los peligros naturales y la necesidad de hacer viable una cobertura aseguradora más generalizada, ha llevado en muchos países a la implicación del Estado en esquemas específicos de aseguramiento, con diverso grado de colaboración con el mercado privado. España cuenta con un sistema de seguro de catástrofes muy desarrollado, consolidado y estable, gestionado por el Consorcio de Compensación de Seguros.

Palabras clave: catástrofes naturales, tormenta, inundación, daños, seguro, Consorcio de Compensación de Seguros.

ABSTRACT

Weather phenomena are nothing new, although the level of economic and social loss they have recently caused is –as a result of increased vulnerability and development– clearly on the rise. The international insurance industry constitutes a mechanism for the financing of part of total losses. The behaviour of natural hazards takes on special characteristics which must be considered in relation to their treatment for insurance because they are relatively infrequent compared to other ordinary risks covered by insurance, but when they do occur they can cause

vast amounts of damage, simultaneously affecting a very large number of insureds. The high (and rising) potential for loss from natural hazards and the need to make a more generalised insurance cover viable has led many countries to involve the State in specific assurance schemes, collaborating to varying degrees with the private market. Spain's disaster insurance system, managed by the Consorcio de Compensación de Seguros or CCS (Insurance Compensation Consortium), is highly developed, consolidated and stable.

Key words: natural disasters, storm, flood, damage, insurance, Consorcio de Compensación de Seguros.

1. INTRODUCCIÓN

Además de los factores de carácter físico, abordados ampliamente en esta publicación, los fenómenos atmosféricos tienen efectos sociales, económicos, financieros e incluso políticos. Desde una perspectiva global, se observa que las consecuencias económicas de ciertos eventos meteorológicos no han dejado de aumentar en las últimas décadas, debido al crecimiento de la población, la concentración de activos y el desarrollo económico y social. Por otra parte, como consecuencia del cambio climático, los expertos prevén un incremento significativo en la frecuencia y la intensidad de los fenómenos climáticos extremos.

La tendencia al alza en los daños producidos por los fenómenos meteorológicos adversos está siendo motivo de creciente preocupación por parte de los gobiernos y las organizaciones internacionales, representando un auténtico reto la búsqueda de mecanismos de financiación de pérdidas derivadas de estos eventos.

El seguro es un buen instrumento de financiación de pérdidas producidas por eventos impredecibles. Mediante una póliza de seguro, se transfiere el riesgo de un individuo a una gran comunidad de individuos, de tal forma que, cuando acaece un evento que produce daños a uno de ellos, la carga financiera es repartida entre todos. Así, el seguro presenta la ventaja de eliminar la incertidumbre respecto de la carga financiera a soportar por el asegurado.

Sin embargo, la baja frecuencia y alta intensidad que caracterizan a las catástrofes naturales dificultan su tratamiento desde el punto de vista asegurador. Las inundaciones, por ejemplo, han sido tradicionalmente un riesgo no asegurable en muchos países, debido, además de a su potencial de daño, a la escasa información disponible y, consecuentemente a la imposibilidad de valorar el riesgo, esto es, el nivel máximo de pérdida que, para determinados períodos de retorno, la inundación, o cualquier otro fenómeno natural, puede alcanzar. Si bien, durante las dos últimas décadas las nuevas tecnologías han permitido la recogida de información topográfica y climática muy detallada, la información disponible sigue siendo desigual, y la incertidumbre relativa a la frecuencia y a la intensidad persiste, considerando que el cambio climático podría estar alterando el patrón meteorológico.

Si bien los mercados de seguros y reaseguros se han adaptado, y han innovado para ofrecer soluciones aseguradoras asequibles a los asegurados, la exposición a grandes pérdidas potenciales ha conducido a que en algunos países se exploren fórmulas de colaboración público-privada. Además de la función regulatoria de los Estados, éstos pueden implicarse de diversas formas en el desarrollo de soluciones

aseguradoras contra los riesgos de la naturaleza: introduciendo la obligatoriedad de aseguramiento y la aplicación del principio de solidaridad nacional; utilizando fórmulas de seguro y reaseguro con la garantía del Estado; implantando mecanismos financieros de acumulación de recursos; fomentando el conocimiento de los riesgos, etc.

España cuenta con un sistema de seguro de catástrofes específico y adecuado a las especiales características financieras y de gestión de este tipo de riesgos, cuya figura central es el Consorcio de Compensación de Seguros (CCS). Este organismo se constituye como una "entidad pública empresarial" adscrita al Ministerio de Economía y Competitividad, con personalidad jurídica propia y con patrimonio también propio e independiente del Estado.

2. LA COBERTURA ASEGURADORA DE LOS RIESGOS CLIMÁTICOS EN ESPAÑA

2.1 Riesgos cubiertos

El sistema asegurador de los riesgos catastróficos gestionado por el CCS se denomina con el nombre de *seguro de riesgos extraordinarios* y abarca tanto a los riesgos de la naturaleza como a los de carácter político-social (como terrorismo y tumulto popular). A lo largo de la trayectoria histórica del CCS han ido variando los riesgos incluidos en su ámbito de cobertura. Riesgos climáticos como el huracán, el granizo, la nieve y la lluvia estuvieron cubiertos en el pasado. No obstante, atendiendo a la naturaleza subsidiaria y complementaria al sector privado del CCS, la inclusión o exclusión de determinados riesgos ha obedecido a la propia dinámica del mercado español de seguros. Actualmente, los riesgos naturales cubiertos por el sistema son: terremotos y maremotos, inundaciones extraordinarias, erupciones volcánicas, tempestad ciclónica atípica (T.C.A.) –que comprende a los tornados- y la caída de cuerpos siderales o aerolitos.

Con relación a los riesgos meteorológicos, desde el año 1987 el seguro de riesgos extraordinarios se hace cargo del fenómeno denominado "tempestad ciclónica atípica". Su concepto ha ido variando a lo largo del tiempo y, en el año 2004 se amplió sustancialmente para abarcar también a los daños ocasionados únicamente por el viento. Actualmente, bajo el acontecimiento "tempestad ciclónica atípica", el CCS cubre los daños ocasionados por ciclones violentos tropicales y extratropicales, borrascas frías, tornados y vientos superiores a 120 km/h, en la forma en que se definen por el Reglamento de Riesgos Extraordinarios¹.

El otro riesgo cubierto por el CCS y relacionado con los fenómenos meteorológicos son las inundaciones, causadas por la acción directa de la lluvia, el deshielo, el desbordamiento de los ríos o el embate de agua de mar en las costas.

2.2 Aspectos básicos de la cobertura

Los importes abonados por el Consorcio a los afectados por el acaecimiento de un evento extraordinario cubierto por el sistema, no son ni ayudas ni subvenciones, sino que se trata de indemnizaciones de seguro. A ellas tendrían derecho los tomadores que, con anterioridad a la ocurrencia del evento catastrófico, hubieran

contratado para proteger a las personas y los bienes situados en España, una póliza de seguro inscrita de alguno de los siguientes ramos de aseguramiento (o modalidades combinadas de los mismos):

- En los seguros de daños: pólizas de vehículos terrestres², vehículos ferroviarios, incendios y eventos de la naturaleza, otros daños en los bienes (robo, rotura de cristales, daños a maquinaria, equipos electrónicos y ordenadores) y pérdidas pecuniarias diversas.
- En los seguros de personas: las pólizas del ramo de vida y del ramo de accidentes.

La contratación de una póliza de seguro en alguno de estos ramos, obliga al tomador del seguro al pago de un recargo a favor del CCS, quien responderá de las pérdidas producidas por eventos extraordinarios en el caso de que no sean explícitamente asumidos por la compañía aseguradora de los riesgos ordinarios. Esto es, el CCS no emite póliza propia, sino que asume la cobertura de los riesgos extraordinarios sobre la base de la póliza contratada con la compañía de seguros para los riesgos ordinarios, con los mismos bienes y personas protegidos, las mismas sumas aseguradas y los mismos pactos de inclusión facultativa (seguros a primer riesgo, a valor de nuevo, con revalorización automática de capitales, etc.) contemplados en la póliza.

El citado recargo, que es recaudado por la compañía aseguradora junto con sus primas, nutre los recursos con los que el CCS hace frente a las obligaciones indemnizatorias que le corresponden.

A diferencia de otros sistemas que operan en el mundo, la cobertura española se caracteriza por ser automática y cualitativa con respecto de los siniestros que deben ser indemnizados. Cuando en territorio español se produce un siniestro de carácter extraordinario, afectando a personas y bienes situados en España y protegidos por pólizas de los citados ramos, la entrada en funcionamiento del mecanismo indemnizatorio es automática: no es necesario que ningún órgano consultivo o de decisión se pronuncie sobre el particular, ni es relevante la declaración de "zona catastrófica" por parte de las autoridades. A efectos del derecho a la indemnización no se tiene en cuenta el número de reclamaciones, ni la extensión geográfica afectada, ni la cuantía de los daños totales ocasionados en el siniestro, porque prima el criterio cualitativo, atendiendo a la especificidad, naturaleza y potencial de daño de los eventos cubiertos. Al estar éstos definidos legalmente, los únicos requisitos necesarios para tener derecho a una indemnización por parte del CCS son: 1) tener suscrita una póliza de seguro en alguno de los ramos anteriormente mencionados con una compañía privada; 2) encontrarse al corriente del pago del recargo a favor del CCS, y 3) que la cobertura del riesgo extraordinario causante del daño por parte de la compañía de seguros privada, no esté explícitamente incluida en la póliza.

Además de compensar los daños directos sufridos por las personas y los bienes asegurados, desde el año 2004 es también indemnizable por el CCS la pérdida de beneficios ocasionada por la alteración del proceso productivo como consecuencia de un daño directo en los bienes asegurados.

2.3 Experiencia siniestral

En España, si bien los fenómenos climáticos extremos no han demostrado el potencial destructor de otros países, los daños más cuantiosos tienen su origen en esa causa. En concreto, las inundaciones, que condicionadas por factores geológicos, son provocadas en una alta proporción por precipitaciones torrenciales (inundaciones relámpago), han sido históricamente el evento de consecuencias catastróficas más recurrente. Los episodios de los que se conserva memoria histórica, se extienden prácticamente por todo el territorio nacional, aunque con distintas frecuencias e intensidades.

La inundación aglutina la mayor proporción de indemnizaciones pagadas por el conjunto de riesgos extraordinarios cubiertos por el CCS. Tomando, a modo ilustrativo, las compensaciones por daños en los bienes del periodo 1987-2011, la siniestralidad causada por la inundación soporta un peso del 67,9%.

| | |
|--|-------------|
| Inundación | 67,9% |
| Terremoto | 8,3% |
| Tempestad ciclónica atípica | 16,5% |
| Caída de cuerpos siderales y aerolitos | 0,0% |
| Terrorismo | 6,0% |
| Motín | 0,0% |
| Tumulto popular | 1,3% |
| Hechos de las Fuerzas Armadas | 0,0% |
| Varios | 0,0% |
| TOTAL | 100% |

Tabla 1. Porcentaje de cada causa en las indemnizaciones por daños en los bienes.

Las históricas inundaciones que se produjeron en el País Vasco el 26 agosto de 1983, ostentan el récord en pérdidas aseguradas indemnizadas por el CCS por un solo evento, con un monto de 813 millones (a precios constantes de 2011). Las inundaciones se debieron a intensísimas lluvias que provocaron el desbordamiento del río Nervión, ocasionando daños materiales muy cuantiosos y varias decenas de fallecidos. Se vieron afectadas la práctica totalidad de la provincia de Bizkaia, parte de la provincia de Gipuzkoa y las localidades de Llodio y Amurrio en Álava.

Por lo que se refiere a los fenómenos huracanados de intensidad, y como ya se ha mencionado anteriormente, éstos han sido cubiertos por el CCS a partir del año 2004. Las cuantiosísimas pérdidas ocasionadas por la violenta tormenta "Klaus" los días 23, 24 o 25 de enero de 2009, han marcado un hito en la historia indemnizatoria del CCS, al convertirlo en el fenómeno natural más costoso de los últimos 25 años.

| TEMPESTAD CICLÓNICA ATÍPICA (T.C.A.) | | | |
|--|--------------------------|------------------------|----------------------|
| Importes en euros actualizados a 31-12-11 | | | |
| AÑO | Nº de Expedientes | Indemnizaciones | Costes Medios |
| 1987 a 1991 | - | - | - |
| 1992 | 904 | 2.668.367 | 2.952 |
| 1993 a 1996 | - | - | - |
| 1997 | 930 | 2.836.202 | 3.050 |
| 1998 | | - | - |
| 1999 | 20 | 1.949.819 | 97.491 |
| 2000 | - | - | - |
| 2001 | 6.891 | 32.735.834 | 4.751 |
| 2002 | - | - | - |
| 2003 | 3.829 | 16.191.996 | 4.229 |
| 2004 | 6.195 | 19.100.056 | 3.083 |
| 2005 | 16.024 | 88.742.282 | 5.538 |
| 2006 | 3.332 | 15.113.435 | 4.536 |
| 2007 | 10.133 | 56.811.245 | 5.607 |
| 2008 | 3.312 | 15.543.605 | 4.693 |
| 2009 | 272.970 | 551.928.514 | 2.022 |
| 2010 | 89.500 | 133.625.866 | 1.493 |
| 2011 | 2.675 | 4.420.275 | 1.652 |
| TOTAL | 416.715 | 941.667.495 | 2.260 |

Tabla 2. Indemnizaciones pagadas por daños en los bienes producidos por tempestad ciclónica atípica.

Atmosféricamente, se trató de un proceso denominado por los meteorólogos como ciclogénesis explosiva. Klaus se desplazó de oeste a este desde la islas Azores hasta el golfo de Génova pasando por el mar Cantábrico y generando vientos de hasta 190 km/h y olas por encima de los 20 metros de altura, que afectaron, especialmente, al norte de España y sur de Francia.

La tormenta generó un número de expedientes de siniestro sin precedentes, casi 270.000, y hasta el momento representa para el CCS el segundo siniestro de la naturaleza más importante por volumen de pérdidas, con 533,6 millones de euros.

De características atmosféricas similares a Klaus, aunque menos severos desde el punto de vista de la gestión y el coste para el CCS, fueron los ciclones Floora y Xynthia, desencadenados en enero y febrero de 2010.

La tormenta Floora se originó en mitad del océano Atlántico el 11 de enero de 2010, como una borrasca muy profunda. En su evolución, recorrió las provincias cantábricas de oeste a este y se dejó notar en gran parte del territorio peninsular, afectando principalmente a Galicia y el levante. Las rachas de viento, muy superiores a 120 km/h en algunos puntos, ocasionaron innumerables daños materiales.

Por su parte, la depresión Xynthia afectó en España a las islas Canarias y a parte de la península, especialmente el tercio norte, con rachas huracanadas asociadas que superaron los 120 km/h en muchos puntos de España, alcanzando los 180 km/h en la provincia de Segovia. A su paso por Francia causó varias decenas de fallecidos.

El gran impacto cuantitativo y cualitativo que en el ámbito asegurador tuvieron las mencionadas tempestades Klaus, Floora y Xynthia aconsejó llevar a cabo una revisión tanto del alcance de la cobertura del CCS, como de los procedimientos a seguir para establecer los casos en que tal cobertura se hiciese efectiva. Como resultado, en el año 2011 se redujo la velocidad de los vientos extraordinarios cubiertos, de 135 a 120 km/h.

3. SISTEMAS DE SEGURO DE RIESGOS CLIMÁTICOS EN OTROS PAÍSES

El alto potencial de pérdida de los peligros naturales explica que en muchos países el mercado asegurador privado no tenga capacidad para asumir su cobertura. Solo algunos mercados de países más desarrollados ofrecen algún tipo de solución aseguradora para alguno o algunos de esos peligros, caso de Alemania, Reino Unido, Canadá, Australia... Pero también en muchos de esos países el mercado no dispone de capacidad financiera para cubrir determinados riesgos a los que son más vulnerables, y son excluidos de las coberturas o tienen tasas de prima muy elevadas, difíciles de asumir por el tomador: inundación en Holanda, terremoto en Japón (salvo cobertura de viviendas), terremoto y erupción volcánica en Italia, etc. La cobertura de catástrofes naturales en los países en que es ofrecida por el mercado privado es voluntaria, salvo algunas excepciones, como es, por ejemplo, el caso de Noruega.

Es evidente que para la gestión aseguradora de ese alto potencial de pérdida se necesitan mecanismos específicos que, entre otras cosas, hagan posible una suficiente capacidad financiera y una eficiente gestión de un volumen de reclamaciones que puede ser muy elevado. En respuesta a ello, muchos países han diseñado soluciones aseguradoras acordes con sus particulares circunstancias (peligros más amenazantes, nivel de desarrollo, estructura del mercado asegurador, cultura aseguradora, etc.) y con diferente tipo de respaldo e implicación públicos. La heterogeneidad que se observa en la configuración y funcionamiento de esos sistemas específicos de cobertura responde precisamente a esa diversidad de situaciones. Comparten la finalidad de ofrecer a su población cobertura universal a precios asequibles y con garantías de solvencia financiera. Y en la mayoría de los casos se trata de sistemas basados en la colaboración estrecha de las instancias públicas con el mercado asegurador.

| EVENTOS INDEMNIZADOS CON IMPORTES SUPERIORES A 50.000.000 € + T.C.A. FLOORA <i>Importes en euros actualizados a 31-12-11</i> | | | | | |
|---|-------------------------|--|---------------------|---------------------|--------------------|
| Nº de Orden | Mes y Año de Ocurrencia | Lugar de Ocurrencia | Causa del Siniestro | Nº recla - maciones | Indemni- zaciones |
| 1º | Agosto 1983 | País Vasco, Cantabria, Navarra | Inundación | 25.664 | 813.538.204 |
| 2º | Enero 2009 | Varios (Klaus) | TCA | 268.046 | 533.610.416 |
| 3º | Mayo 2011 | Murcia (Lorca) | Terremoto | 27.962 | 452.843.543 |
| 4º | Noviembre 1987 | C. Valenciana, R. de Murcia | Inundación | 18.800 | 282.119.857 |
| 5º | Octubre de 1982 | C. Valenciana | Inundación | 9.136 | 220.113.070 |
| 6º | Noviembre 1989 | Andalucía, C. Valenciana | Inundación | 7.548 | 158.734.835 |
| 7º | Junio 1997 | País Vasco | Inundación | 5.701 | 107.124.809 |
| 8º | Octubre 2000 | C. Valenciana, R. de Murcia | Inundación | 8.939 | 98.171.878 |
| 9º | Noviembre 2005 | Canarias y T.C.A. | Inundación | 15.482 | 95.847.708 |
| 10º | Octubre 2007 | C. Valenciana | Inundación | 10.782 | 92.943.990 |
| 11º | Octubre 1994 | Cataluña | Inundación | 4.631 | 76.284.712 |
| 12º | Septiembre 2006 | Cataluña | Inundación | 3.872 | 64.549.480 |
| 13º | Septiembre 1989 | C. Valenciana, R. de Murcia, Illes Balears, Andalucía Este | Inundación | 5.999 | 63.544.528 |
| 14º | Junio 2008 | País Vasco | Inundación | 5.832 | 63.413.283 |
| 15º | Junio 1977 | País Vasco | Inundación | 3.889 | 59.520.597 |
| 16º | Noviembre 1982 | Cataluña | Inundación | 1.587 | 58.118.201 |
| 17º | Febrero 2010 | Varios (Xynthia) | T.C.A. | 39.463 | 57.842.168 |
| 18º | Septiembre 1997 | C. Valenciana | Inundación | 7.489 | 55.967.205 |
| 19º | Abril 1982 | C. de Madrid | Terrorismo | 46 | 54.740.888 |

| Nº de Orden | Mes y Año de Ocurrencia | Lugar de Ocurrencia | Causa del Siniestro | Nº recla - maciones | Indemni- zaciones |
|-------------|-------------------------|----------------------------|----------------------------|---------------------|-------------------|
| 20º | Diciembre 2010 | Andalucía Oeste | Inundación | 3.439 | 54.324.121 |
| 21º | Noviembre 1983 | Cataluña, C. Valenciana | Inundación | 6.846 | 52.918.762CCC |
| 22º | Septiembre 2009 | C. Valenciana | Inundación | 10.419 | 52.505.023 |
| 23º | Julio 1988 | País Vasco | Inundación | 2.322 | 51.445.220 |
| 24º | Noviembre 2011 | País Vasco | Inundación | 4.121 | 51.436.780 |
| 25º | Octubre 2005 | Cataluña | Inundación y T.C.A. | 5.328 | 50.662.230 |
| 28º | Enero 2010 | Varios | T.C.A. (Floora) | 39.472 | 47.641.712 |

Tabla 3. Eventos indemnizados con importes superiores a 50.000.000 € + T.C.A. Floora.

Esa participación pública directa en los sistemas de cobertura de catástrofes reviste diferentes fórmulas, que determinan que el sistema se configure como un régimen de cobertura directa, como en España a través del Consorcio de Compensación de Seguros, o de reaseguro, como en Francia a través de la Caja Central de Reaseguro. En algunos sistemas creados más recientemente un pilar básico lo constituye la cesión de riesgos al mercado de capitales, a través de los bonos de catástrofes, como en la Autoridad de California para Terremotos.

A diferencia de lo que ocurre en las soluciones aseguradoras privadas, en aquellas que se da participación pública la cobertura es, en la mayoría de los casos, obligatoria para los riesgos incluidos en el sistema, que, como se verá, no son todos. Esa obligatoriedad es la que hace viable, generalizable y asequible la cobertura otorgada por los sistemas, que, de otra forma, dejarían de funcionar como consecuencia de la antiselección, esto es, por el hecho de que solo los tomadores con los intereses más expuestos se inclinarían a adquirir cobertura.

La citada obligatoriedad puede ir ligada a la posesión de un bien, generalmente un inmueble. Esto es, los propietarios, por el hecho de serlo, deben adquirir una cobertura contra incendios, a la que va unida la de riesgos naturales. Así ocurre por ejemplo en Suiza, Islandia, Rumania o Turquía. Pero la obligación también puede ir unida a la contratación, en este caso voluntaria, de una póliza de daños en los bienes (habitualmente incendios), como sucede en los sistemas de España, Francia, Bélgica, Dinamarca, Nueva Zelanda, Taiwán... Así, en estos supuestos, y salvo casos excepcionales en que los sistemas emiten póliza propia (Turquía y programa de inundación de EE.UU.), la cobertura de los riesgos naturales tiene como base una póliza de riesgos ordinarios emitida por un asegurador privado.

Como ya se apuntaba anteriormente, estos sistemas específicos de aseguramiento no cubren todos los riesgos naturales, moviéndose en un abanico donde se encuentran, en un extremo los más inclusivos, como los de Francia y España y, en el otro, aquellos que solo cubren un único riesgo, que no son pocos, como los de Dinamarca (inundación marina), Japón, Turquía y Taiwán (terremoto en vivienda), Estados Unidos (inundación), etc.

También difieren los sistemas en el tipo de daños que cubren, porque unos solo incluyen en la garantía los daños materiales directos (EE.UU., Islandia, Nueva Zelanda, Japón, Turquía...); otros añaden junto a esos daños la pérdida de beneficios (Francia, Noruega, Dinamarca), y finalmente está el caso excepcional del sistema español que, además de todo ello, cubre daños personales. Además, muchos de los sistemas solo cubren daños cuando afectan a viviendas (Japón, Nueva Zelanda, Rumanía, Turquía).

Para poder proporcionarse una suficiente capacidad financiera, muchos de los sistemas están autorizados, cuando no obligados, por sus respectivas legislaciones a constituir provisiones de estabilización (España, Francia, Noruega, Turquía, Japón, Bélgica...). Vienen a ser unos fondos de catástrofes cuya finalidad es acumular recursos para casos de grave siniestralidad, y que gozan de tratamiento fiscal favorable dentro de unos límites cuantitativos y temporales. Para el caso de que tales recursos fueran desbordados por el cúmulo de daños, algunos sistemas gozan de la garantía de sus respectivos Estados, bien de forma limitada (Dinamarca, EE.UU., Taiwán, Japón, Bélgica...) o ilimitadamente (Francia, España, Nueva Zelanda...).

Preocupa en las grandes organizaciones internacionales (Naciones Unidas, Banco Mundial, G-20, OCDE, 2012) la incidencia de las catástrofes naturales en el desarrollo de los países, sobre todo los más desfavorecidos, así como la forma de poder gestionar esos riesgos de manera integral (conocimiento, mitigación, financiación) con vistas a la reducción de pérdidas en vidas y en bienes (Banco Mundial, OCDE, G-20, 2012). El Banco Mundial es especialmente activo en la cooperación con países en desarrollo para diseñar mecanismos de financiación de pérdidas por catástrofes naturales.

¹ La definición completa dada por el Reglamento del seguro de riesgos extraordinarios es: *"el tiempo atmosférico extremadamente adverso y riguroso producido por:*

- 1º.- Ciclones violentos de carácter tropical, identificados por la concurrencia y simultaneidad de velocidades de viento superiores a 96 kilómetros por hora, promediados sobre intervalos de 10 minutos, lo que representa un recorrido de más de 16.000 metros en este intervalo, y precipitaciones de intensidad superior a 40 litros de agua por metro cuadrado y hora.*
- 2º.- Borrascas frías intensas con advección de aire ártico identificadas por la concurrencia y simultaneidad de velocidades de viento mayores de 84 kilómetros por hora, igualmente promediadas sobre intervalos de 10 minutos, lo que representa un recorrido de más de 14.000 metros en este intervalo, con temperaturas potenciales que, referidas a la presión al nivel del mar en el punto costero más próximo, sean inferiores a 6°C bajo cero.*

3º.- *Tornados, definidos como borrascas extratropicales de origen ciclónico que generan tempestades giratorias producidas a causa de una tormenta de gran violencia que toma la forma de una columna nubosa de pequeño diámetro proyectada de la base de un cumulonimbo hacia el suelo.*

4º.- *Vientos extraordinarios, definidos como aquellos que presenten rachas que superen los 120 kilómetros por hora. Se entenderá por racha el mayor valor de la velocidad del viento, sostenida durante un intervalo de tres segundos."*

² Daños al vehículo, no la responsabilidad civil derivada de su circulación.

REFERENCIAS

AEMET (2010). *Análisis preliminar de la situación del 25-28 de febrero de 2010 sobre la profundización violenta de una borrasca-Ciclogénesis explosiva asociada*. En: [http://www.aemet.es/documentos/es/noticias/2010/03/Ciclognesisexplosiva2528-02-2010\(3\).pdf](http://www.aemet.es/documentos/es/noticias/2010/03/Ciclognesisexplosiva2528-02-2010(3).pdf).

Consortio de Compensación de Seguros (2008). *La cobertura aseguradora de las catástrofes naturales. Diversidad de sistemas*. CCS, Madrid.

Consortio de Compensación de Seguros (2012). *La cobertura de los riegos extraordinarios en España*. CCS, Madrid.

Consortio de Compensación de Seguros (2012). *Estadística riesgos extraordinarios. Serie 1971-2011*. CCS, Madrid.

Consortio de Compensación de Seguros (2010). *Memoria de responsabilidad social 2009*. CCS, Madrid.

Consortio de Compensación de Seguros (2012). *Recopilación Legislativa*. CCS, Madrid.

García-Legaz, C. y Valero, F. (Eds.) (2003). *Riesgos climáticos e impacto ambiental*. Editorial Complutense, Madrid.

González, J.L. (Ed.) (2007). *Implicaciones económicas y sociales de los riesgos naturales*. Ilustre Colegio Oficial de Geólogos, Madrid.

Insurance Europe (2012). *How Insurance Works*. Bruselas. En:

<http://www.insuranceeurope.eu/uploads/Modules/Publications/how-insurance-works.pdf>

OECD/G-20 (2012). *Disaster Risk Assessment and Risk Financing. A G-20/OECD Methodological Framework*. En:

<http://www.oecd.org/gov/risk/G20disasterriskmanagement.pdf>

Swiss Re (2012). *Flood – An underestimated risk*. Zurich. En:

<http://media.swissre.com/documents/Flood.pdf>

World Bank/G-20 (2012). *Improving the assessment of Disaster Risks to Strengthen Financial Resilience*. En:

http://www.gfdr.org/sites/gfdr.org/files/GFDRR_G20_Low_June13.pdf